

## Kaバンド雲レーダー等のマルチセンサーで捉えた 積乱雲の生成・発達過程

### A Study of Cumulonimbus in Generating and Developing Stage Observed by Ka-Band Cloud Radar and Multi-sensor

中北英一・新保友啓<sup>(1)</sup>・大東忠保<sup>(2)</sup>・山口弘誠

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

(1) 国土交通省 東北地方整備局 北上川ダム統合管理事務所

(2) 防災科学技術研究所

(1) Bureau of Tohoku Region, KitakamiRiver Integrated DAM Management office, MLIT .

(2) National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

#### Synopsis

Suddenly-generated and rapidly-developed isolated cumulonimbus often cause flash flood and inundation disasters. For these disasters prediction, it is significant to analyze flow structure in a cumulonimbus cloud before raindrop generation. To investigate the initiation process, we conducted observation in Kobe City, on August 2018 using a Ka-band Doppler radar, X-band radars and some sensors. Developing cumulonimbus clouds and non-precipitating cumulus were observed by Ka-band radar, and the former has high Radar reflectivity (Zh) in the upper part. This implies that strong updraft lifted up the cloud particles and particle size grew up in the developing cell. In addition, we evaluated the effect of spatial resolution and direction on the radar observation by analyzing the vortex structure simulated by a Large Eddy Simulation model. The simulation result show that the vorticity can be observed irrespective of the direction if a cell has a circulation in a spatial scale larger than observation.

**キーワード:** Kaバンド雲レーダー, 渦度, 渦管, 発達過程, マルチセンサー観測

**Keywords:** Ka-band cloud radar, Vorticity, Vortex tube, Developing process, Multi-sensor observation

## 1. はじめに

### 1.1 研究背景

2008年7月28日, 兵庫県都賀川において, 局地的豪雨による突然の出水に巻き込まれ, 5名の尊い命が奪われるという水難事故が発生した(国土交通省, 2009). 同年8月5日には東京都豊島区雑司ヶ谷で発生した局地的集中豪雨により地下下水道で作業員6名が流され5名の命が奪われた(東京都下水道局, 2008). これらの事故をきっかけに, 都市域での局地的

な豪雨による災害に対する関心が社会的に高まった. 地球温暖化などの気候変動の影響に関する研究も盛んに行われ, IPCC第5次報告(2013)や, 気象庁の気候変動監視レポート(2015)では, 将来はこのような局地的豪雨が増加する可能性は高いと報告されている. 中北ら(2018)は, 気候変動による水蒸気流入の増加に伴う不安定性が高まることでゲリラ豪雨が増加することを示している. 特に都市域では, このような局地的な豪雨が発生すると, 雨が効率よく下水道に流れ込み, 小河川へと集中してしまうことに

より人命に関わるような急出水や急激な水位上昇が発生する。こうした急発達するゲリラ豪雨は時間スケールが1時間程度の短期間で急発達するとともに数km程度のスケールの現象でありメソ気象モデルでは予測が困難である。このような局地的豪雨に対して気象レーダーを利用して豪雨の観測・予測が行われる。都賀川豪雨の際にも気象レーダーによる観測予測は行われていたが、レーダーで降水を捉えた直後に出水が発生し、従来の観測体制では危険を把握できなかった。このゲリラ豪雨災害は気象レーダーの監視体制における防災上の課題を浮き彫りにし、1分1秒という極めて短いリードタイム確保の重要性を改めて認識させた。中北ら(2008, 2010)によってゲリラ豪雨をもたらす危険のある積乱雲の早期探知に関する研究がすすめられ、Cバンドレーダーの立体観測により雨粒が生成される段階での探知ができることが示された。さらに中北ら(2014)は、発達する積乱雲の発生初期段階に、ドップラー風速から推測される渦度が大きいことを示し、片山ら(2015)はこれを利用してXバンドMPレーダーを用いた局地的豪雨早期探知システムを開発した。この早期探知システムは実用化され自治体等向けに配信されている。また、中北ら(2017)は、発達した積乱雲の内部においてスーパーセルと同様に正負の渦度のペアが鉛直に連なる構造を発見し、発達と渦度の関係性を明らかにした。

一方でさらに早期での探知を目指して、XバンドMPレーダーよりも小さな粒径の粒子を観測することができる雲レーダーを利用し、雨粒ができる前の雲粒の塊についての研究が進められている。Sakurai et al.(2012)と疋田(2012)は雲レーダーのひとつであるKaバンド雲レーダーに関して、XバンドMPレーダーよりも15分から25分程度早くファーストエコーを捉えることができ、発達前のレーダー反射因子の急激な増加が発達の指標となりうることを示した。また、中北ら(2018)は、Kaバンド雲レーダーのみで観測される降水粒子生成前の段階においても、渦度が高いことを示している。これらは、Kaバンドレーダーによる豪雨発生初期段階における危険性予測の可能性を示したものである。

## 1.2 研究目的

本研究では、Kaバンド雲レーダーをはじめとするマルチセンサーを複合的に利用することで、上昇流の発生から雲粒や雨粒の生成を捉え、現業用の気象レーダーで捉えられてきた降水の発生までを含んだ、積乱雲のライフステージを通じたメカニズムの解明に挑んだ。これはゲリラ豪雨をもたらす急発達する積乱雲において重要とされる降水粒子の生成段階、すなわち、Kaバンドレーダーのみで観測できる段階

における発達のトリガーについて、XバンドMPレーダーですでに示されている積乱雲の発達と渦度や渦管構造の知見を基礎として解明しようとするものである。その過程で障壁となっていたKaバンドレーダーとXバンドMPレーダーの分解能の違いによる渦度の観測特性の違いを都市気象LESモデルを用いて明らかにし、さらには都市気象LESモデルで再現されるような渦管構造から積乱雲発達段階においてXバンドレーダーで観測される渦度構造のスケールのギャップを埋めることを目的としている。

## 2. ゲリラ豪雨をもたらす積乱雲に関する研究

### 2.1 ゲリラ豪雨の特徴

第1章でも述べたように、ゲリラ豪雨災害とは突如発生、発達し、もたらされる豪雨(ゲリラ豪雨)が突如の出水、鉄砲水を引き起こし、人命を奪うという悲惨な災害である。ゲリラ豪雨という言葉自体は気象の専門用語ではなく、気象庁では「局地的集中豪雨」「局地的大雨」等が代わりに用いられる。しかし、本研究では防災の観点から、「ゲリラ」から連想される「短時間」、「局地性」に加えて「人命」という言葉を重要視する。そこで、ゲリラ豪雨を「突如出現して急激に発達し、ピンポイントで強い降水をもたらす、予測困難で災害をもたらす豪雨」と定義した。本節では、ゲリラ豪雨の発達、衰退過程について図を交えて説明する。白石(2009)を参考に、Fig. 1に単独積乱雲の発達、衰退過程の概念図を示す。

積乱雲のステージは大きく分けて発達期、成熟期、衰退期の3つに分類される。Fig 1①では、湿った空気が上昇し、機械の内部の水蒸気が凝結することで雲粒が生成する。雲粒は直径数~数十 $\mu\text{m}$ と非常に小さくミリ波を用いた雲レーダーでは捉えることができるが、センチメートル波を用いる従来の気象レーダーでは探知できない。Fig.1②では、積乱雲内で上昇流が発達し雲粒子の併合過程により粒径が増大し、降水粒子が形成される。降水粒子の大きさは直径0.1~数mmであり、この段階になり初めてセンチメートル波レーダーで探知できる。この時、水蒸気の凝結熱による加熱が上昇流の加速に大きく寄与すること

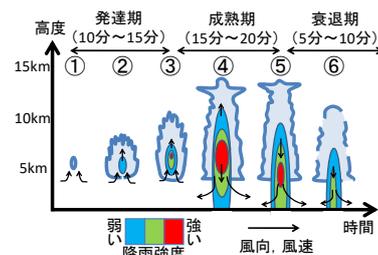


Fig.1 Schematic figures of developing process of an isolated cumulonimbus cloud.

がわかっている（例えば、新野ら(2001)）．やがて地上で弱い降水が始まり、降水粒子発生から30分程度経過し成熟期になると積乱雲はFig.1④、⑤のように雲頂高度が圏界面に達するほどに成長する．雲内部で十分に蓄えられた降水粒子を上昇流で支えられなくなり、その結果、降水粒子は落下し降水に伴い中層から下降流が始まる．この時、雲の上層部はまだ上昇流であるから、成熟期では上昇流と下降流が混在した状態である．その後地上で豪雨をもたらす．最後のFig.1⑥の段階では、衰退期に至り、上昇気流、下降気流ともに弱くなり降水も弱まる．

## 2.2 渦管の既往研究

前節で述べたゲリラ豪雨災害に対して気象レーダーによる観測が行われている．中北ら(2011)は、XバンドMPレーダーの立体観測を用いて、上空で早期に探知するという研究を行った．その結果、地上付近での探知より最大で12分も早くタマゴを探知できたという結果を得た．たかが10分程度の時間ではあるが、タイムスケールが小さいゲリラ豪雨において、10分というリードタイム確保は人命を救うという意味で極めて重要である．この研究結果は、立体観測がゲリラ豪雨の早期発見において有効であることを示した．さらに、中北ら(2013)は、渦度を用いた危険性予測の研究を行い、ゲリラ豪雨をもたらすタマゴは大きい渦度を持つことを発見した．中北ら(2014)は「早期探知」、「自動追跡」及び「危険性の予測」の3手法を組み合わせ、ゲリラ豪雨災害危険地域を予測する予報システムを開発した．渦度がタマゴ探知から何分後に検出されているか、タマゴ探知から何分後に地上で最大降雨強度に至るかという統計情報から渦度がゲリラ豪雨の危険性予測に極めて有効であることを示した．また、片山(2015)は、ドップラー風速から算出される渦度や収束量に加えて、エコー頂高度差（セル発生からエコー頂高度の増加量）、鉛直発達速度（エコー頂高度差を時間で除した値）、鉛直積算エコー強度と豪雨をもたらす降水セルとの関係性を調査し、ファジー理論を用いて上記の5指標を統合したゲリラ豪雨危険度指数を作成した．それを用いて各雨雲の警戒ランクを3段階で判定する手法を開発し、Web表示するシステムを構築して、淀川ダム統合河川事務所のサーバに実装しており、幾つかの自治体に試験配信している．渦度を用いるためすべてのゲリラ豪雨の発生を事前に予測することが可能である．一方で、危険と判定した雲が実際には発達しない場合もあり自治体等が利用を進めていく上での課題となっており、自治体等での利用に適したシステムへの改善が行われている．中川ら(2018)は、吹田市と神戸市に設置された2台のフェ

ーズドアレイレーダーを用いて渦度のペアが鉛直につながった渦管構造の抽出を行い、発達過程で渦管密度が大きいセルは組織化し発達する傾向があることを示した．従来のパラボラ式のレーダーに比べて時空間分解能が細かいフェーズドアレイレーダーを用いることで渦管の自動抽出や短い時間間隔でセル内の渦管密度の変化を追跡する事が可能であることを示しており、今後の更なる渦管構造の解明が期待されている．中北ら(2017)は、環境場の鉛直シアと渦管構造の分布の整合性を確認することに加え渦管の正負のペアの間に上昇流が存在していることをZ<sub>DR</sub>カラム解析やマルチドップラー解析により多事例で確認し、孤立積乱雲にもスーパーセルで見られるのと同様の渦管構造が存在していることを示し、鉛直渦度を用いた積乱雲の危険性予測の有効性を物理プロセスの面から示している．

## 2.3 雲レーダーを用いた積乱雲の発達に関する研究

豪雨をもたらす積乱雲のより早期の危険性予測や予測精度向上の為に積乱雲の生成段階のメカニズムの解明が重要である．従来の現業用の気象レーダーよりも波長が短く雲粒子を捉える事ができる雲レーダーを用いて雲発生段階から積乱雲発達に至るまでの過程を明らかにするための研究が進められている．

Kobayashi et al.(2012)は2010年7月24日午後に房総半島で発生した積乱雲をWバンド(95GHz)レーダーの鉛直観測で観測し上昇流の速度を観測した．積乱雲内部における上昇流とカメラ画像の三角測量により計測した雲頂高度の上昇速度との一致を示し、上昇流と積乱雲の下部構造のタレットが衰退発達を繰り返しながら積乱雲全体として発達していく様子を観測した．

Sakurai et al.(2012)は2011年8月18日に関東地方西部の山岳地帯で発達した積乱雲1事例を対象にKaバンドレーダーとXバンドレーダーを用いて同期観測を行い積乱雲の発生段階について観測を行いXバンドレーダーよりも約25分早くファーストエコーを捉えることを示した．さらにレーダー反射因子の増加率が積乱雲の発達を予測指標になる可能性を示唆した．またKaバンドレーダーの高感度、高分解能の特徴を用いて対流セルの近傍で新たな対流が発生し、それが本体の対流セルと結合することや対流が枝分かれする構造を観測し、積乱雲への発達のメカニズムを解明するにあたって、これらの構造との関係を明らかにすることの重要性を示した．

疋田(2015)は2015年夏季に名古屋で急速に発達した積乱雲4事例に対してKaバンド雲レーダーとXバンドレーダーで観測を行い4事例平均で15.5分早く

Kaバンド雲レーダーでファーストエコーを捉えKaバンド雲レーダーの積乱雲早期探知への可能性を示すとともに、ファーストエコー後のレーダー反射因子の増大率の違いによる発達予測の可能性を示唆した。

中北・新保ら(2018)は、疋田と同じ事例を含む2015年夏季に名古屋で発生した積乱雲について解析を行い、KaバンドレーダーでXバンドレーダーより早く探知できることを示すと同時にKaバンドレーダーの初観測高度についてLCLより数百m上で探知していることを示し、凝結してできた雲粒子が併合する段階でKaバンドレーダーで捉えられることを示した。また、Xバンドレーダーによる積乱雲の危険性予測に用いられている擬似渦度についてKaバンドレーダーで観測される段階における対流性の特徴を示す擬似渦度の値を統計的に求め、その閾値をもとに擬似渦度の探知を行いXバンドレーダーに比べて10分程度早く探知できることを示した。また、発達した段階で確認されている渦管構造についてKaバンドレーダーの段階でも同様に観測できることを示した。

Nishiwaki et al.(2013)、Misumi et al.(2018)は関東山間部で発生した積雲が降水粒子を含む積乱雲へと遷移する過程をKaバンドレーダーとデジタルカメラで観測し、積雲が発生してから降水粒子が生成するまでの過程を3つのステージに分類し各ステージ置ける特徴、ステージ進展時の特徴を示した。Kaバンドレーダーで15dBZ以下の反射強度で観測されるステージでは、雲粒子の併合過程によりドリズルが生成し雲上部まで広がっている。その後雲上部における流入風が観測されると同時に20dBZ以上の降水粒子が確認され急激に発達したことから、雲上部に蓄積したドリズルが雲上部へのinflowジェットを起因として上昇流が発生し衝突併合が急速に進んだという仮説を示している。

大東ら(2018)は、Kaバンドレーダーで観測した発達した対流セルと発達していない対流セルの観測情報を比較し、発達したセルはしなかったものに比べKaバンドレーダーで観測している段階においても水平スケールが大きく、Xバンドレーダーで1つの塊に見えるような対流セルでも複数の対流セルが近接して存在していることを確認した。故に、一つの降水セルが湿った空気を供給し、その後に近傍で発生するセルが発達しやすくなると考えられるためセルの密集し水平スケールが大きいことがセルの発達に必要であると考察している。

以上に示した通りKaバンドレーダー等の雲レーダーを用いた積乱雲発生初期段階に関する研究が行われており、Kaバンドレーダーで観測される段階からXバンドレーダーで観測され始める段階で積乱雲発

達の兆候を捉えうることが示している。したがって、Kaバンドレーダーを用いて積乱雲の発達メカニズム解明、トリガーの発見に取り組む意義が示されている。

### 3. 神戸集中観測について

3章では本研究で用いた神戸市集中観測の概要を示す。中北の研究グループは都市内部でのサーマルの発生から雲形成、積乱雲生成に至る発達の過程を明らかにする為に2017年と2018年の7月から8月にかけて神戸市に複数のセンサーを設置した集中観測を行っている。Fig.2に集中観測で用いているセンサーとその位置関係を示した。都市内における地表の放射計測、上昇流や乱れを計測する境界層レーダーやドップラーライダーを設置している。また雲を観測できるKaバンド雲レーダーを設置し高頻度の立体観測を行っている。カメラを設置し雲の様子を常時監視する事に加え、2つのカメラを用いて三角測量の原理を用いて雲の位置、高度の測量も可能となっている。特別に設置したセンサーに加えて、現業で用いられているセンサーも充実している。可降水量を推定可能であるGNSSを用いた観測ネットワークも大阪湾を中心に整備されている。現業で用いられている国交省XバンドMPレーダーとCバンドMPレーダーに加えて大阪と神戸に設置されたフェーズドアレイレーダーの観測データも活用し積乱雲の発生前から消滅までを監視することができる。

さらに2018年8月20日と8月21日には、都市内部における熱の影響を直接観測するために、2地点同時放球によるラジオゾンデ観測を行った。山口ら(2018)はこの観測で取得した気温プロファイルを用いてLESモデルで再現計算を行っている。流域面積が小さく勾配の急な都市河川が多く流れ、2008年にゲリラ豪雨によって5名が亡くなる水難事故が発生した都賀川を含む地域で、豪雨発生のメカニズムの解明に挑む意義は大きい。



Fig.2 Sensors map in Kobe observation. This map was made with Google Earth.

### 3.1 Kaバンドレーダー

Kaバンドレーダーは送信周波数が約34.87GHz（波長約8.6mm）のミリ波レーダーである。本研究では偏波観測に加えてドップラー観測の機能を搭載した名古屋大学Kaバンド雲レーダー（以後Kaバンドレーダーと記す）で観測されたデータを利用し雲の解析を行った。Kaバンドレーダーの諸元をTable 1に示す。Kaバンドレーダーの距離分解能は75m，方位分解能は0.35度，観測範囲はレーダーを中心とした半径30kmの圏内である。レーダー送信周波数の高い方が水滴からの散乱が大きくなる（深尾・浜津,2005）という電波散乱の特性上，現業用の気象レーダーのCバンドやXバンドレーダーに比べて，感度が高く降水を伴わない雲や霧の観測が可能であるため雲レーダーとも呼ばれる。一方で電波の減衰は大きくなるため観測範囲は半径30km程度と比較的狭い領域である。原理や処理手法について第4章で詳述する。Kaバンドレーダーは2017年7月から11月，2018年7月から9月まで神戸国際大学に設置された。一定仰角で方位方向に全周スキャンするものをPPI（Plan Position Indicator）スキャンと呼び，このPPIスキャンをTable 2に示す12仰角で観測し雲の3次元の分布を観測した。この観測を5分周期で繰り返し実施した。各仰角で打ち出す電磁波が通過する高度をFig.3に示す。約10km先で雲鉛直方向に1km以下の密度で観測できる。その後，鉛直断面の観測を行うRHI（Range Height Indicator）スキャンを，境界層レーダーを設置した方向に実施した。2018年8月にはPPI観測領域を図3.3に桃色で示すセクター領域に絞るSPPI（Sector Plan Position Indicator）観測を行った。観測領域を90度に絞ることで一回の立体観測に要する時間を5分から2分に短縮し，対象とする積乱雲の初期段階の発達のトリガーを捉えるために重要な高頻度観測が可能となった。

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

諸元		
送信周波数		34.866 GHz (短パルス[0-9m]) 34.871 GHz (長パルス[9-30km])
波長		8.598 mm
アンテナ形式		カセグレン、直径2.1m
偏波面		水平偏波及び垂直偏波
主方向利得面		52 dB以上
ビーム幅		0.4° 以下
雑音指数		3.5 dB以下
最小受信電力		-109.5 dBm 以下
分解能	動径方向	75 m
	方位角	0.35°
最大探知距離		30 km
設置場所 (神戸国際大学)	緯度	北緯 34.680°
	経度	東経 135.270°
	標高	26.4 m
PRF		1980 Hz
ナイキスト速度		4.3 m

Table 2 Elevation angle of Ka-band radar scan.

仰角番号	01	02	03	04	05	06	07	08	09	010	011	012
[度]	1.2	3.0	5.0	7.5	10.3	13.3	17	21	25	29	33	90.0

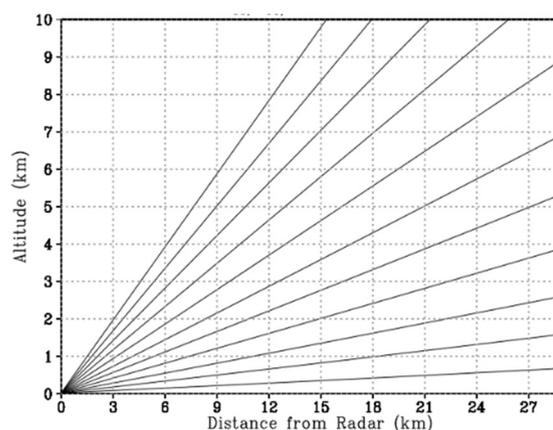


Fig. 3 Beam height in each elevation angles.

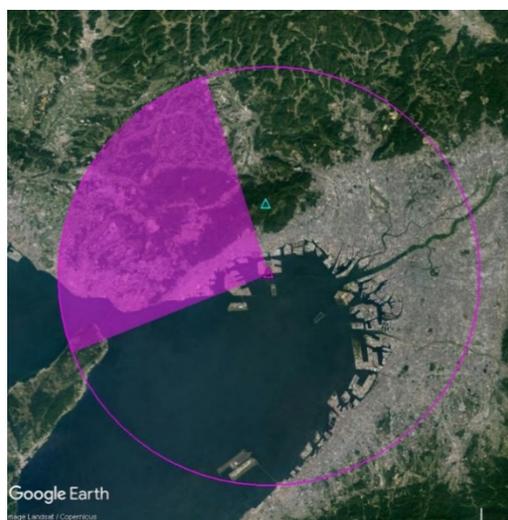


Fig. 4 Ka-band radar Observation area in Sector-PPI scan.

### 3.2 XRAIN

降水粒子が生成した段階の積乱雲の観測として，国土交通省XバンドMPレーダーを用いた。Xバンドは9GHz帯であり波長約3cmにあたる。波長が気象レーダーでは比較的短く降水粒子を主な観測対象として高い空間分解能で精度よく雨量を推定することができる。MPとは，Multi-Parameterの略であり，水平偏波による受信電力以外の情報を利用することや位相差を用いることを意味しており，国土交通省XバンドMPレーダーでは，ドップラー観測と水平偏波と鉛直偏波の二偏波，位相差を利用した観測が実用化されている。本論文では国土交通省の運用するレーダーを以後，XバンドMPレーダーと呼ぶものとする。本研究で利用した近畿地方に設置された4台のXバンドMPレーダーの諸元をTable.3に示しFig.5にレーダー

の位置と観測範囲を示す。偏波パラメータの導入、レーダーのネットワーク化により、降雨による電波減衰の問題が改善された。XバンドMPレーダーは、PPIスキャンを、仰角を変えながら繰り返し行う立体観測を行っている。国土交通省が導入したXバンドMPレーダーは、河川管理のために低仰角を時間的に密（1分間隔）に観測する運用モードとなっている。

しかし、1章で述べたように、立体観測がゲリラ豪雨監視に有用であるという結果から、全国で5分毎に3次元観測が行えるような観測スケジュールとなっている。さらに、近畿地方では、Table 4に示すようにXバンドレーダーは、偏波機能が実装されたCバンドレーダー2基と合わせて観測仰角のスケジュールを最適化する事により1分間隔での3次元情報の取得が可能となっている。データの処理については4章で述べる。

### 3.3 PAWR (Phased Array Weather Radar)

本研究では、独立行政法人情報通信研究機構(NICT)により開発されたフェーズドアレイレーダー（以下PAWRと記す）を利用した。PAWRの位置と観測位置はFig.4に赤色で示す。PAWRは3次元全体を機械的スキャンするのではなく、仰角方向に電子スキャンを行い方位角方向に機械的スキャンを行う方式を採用し高速立体スキャンを可能としている。本研究で用いたPAWRの立体観測時間分解能は30秒であり、これはXバンドMPレーダーの5分、Kaバンドレーダーの高頻度観測時の2分と比較してはるかに短いことがわかる。これによりPAWRはエコーの時間変化をより密に捉えることができる。また、PAWRは、毎立体観測で約110仰角を観測しているためより、一般的なアンテナ操作型のレーダーと比べて空間的にも稠密な観測が可能である。これらの特徴から急発達する積乱雲の構造を時空間的に詳細に解析する事が可能である。

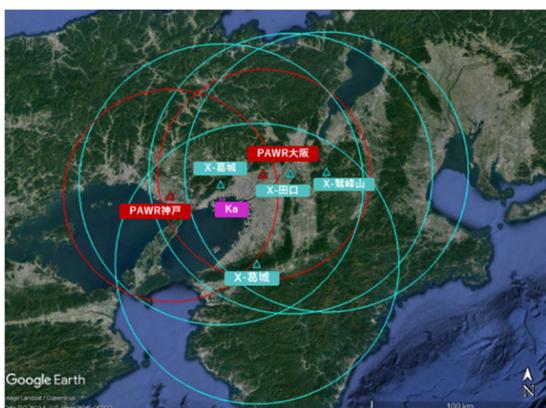


Fig. 5 Location of X-MP radars (blue circle) and PAWR. (red circle)

Table 3 Specification of X-MP radars.

諸元	六甲	田口	葛城	鷺峰山	
波長	約3.1cm				
送信偏波の種類	偏波				
分解能	動径	150m			
	方位角	1.2°			
最大探知距離	80km				
設置位置	北緯	34.77000	34.82583	34.34778	34.83445
	東経	135.26190	135.69220	135.43720	135.91420
	標高	903m	96m	874m	711m

Table 4 Observation elevation angle and schedule of X-MP radars.

レーダ/時間	0,5分	1,6分	2,7分	3,8分	4,9分	奇数分	偶数分
六甲	07,08	09,10	011,012	03,04	05,06	01	02
葛城	07,08	09,10	011,012	03,04	05,06	01	02
田口	011,012	03,04	05,06	07,08	09,10	01	02
鷺峰山	03,04	05,06	07,08	09,10	011,012	01	02

レーダ/仰角(°)	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
六甲	0.1	1.0	2.2	3.4	4.7	6.0	7.4	8.8	10.3	11.8	13.4	15.0
葛城	0.1	1.1	2.3	3.5	4.8	6.1	7.5	8.9	10.4	11.9	13.4	15.0
田口	1.6	2.5	0.9	3.7	4.9	6.2	7.5	8.9	10.3	11.8	13.4	15.0
鷺峰山	0.4	1.4	2.6	3.8	5.0	6.3	7.6	9.0	10.4	11.9	13.4	15.0

### 3.4 ドップラーライダー

神戸市ものづくり工場にドップラーライダーが設置されている。レーダーが電磁波を用いた観測である一方でLidarは光を用いる。空気中のエアロゾルを観測した時のドップラー効果から風速を観測するものである。レーダーが観測できない降水粒子や雲粒子が発生する前の場の風況を観測が可能である。集中観測期間中はFig.2に黄色線で示す領域を2分に1回の観測を行った後に、境界層レーダーに向けたRHI観測を行った。

### 3.5 境界層レーダー (BLR)

小型のウィンドプロファイラWPR (住友電設製LQ-7) を神戸市長田区に設置した。Photo 1に外観の写真を示す。また、システムの概要はTable 5に示す。WPRは大気レーダーの一つでXバンドレーダー等の降水粒子を観測対象とするレーダーとは異なり、大気乱流に伴う屈折率の揺らぎによる散乱波を利用する。その散乱波（以下エコーと称す）は、その散乱高度に対応した時間遅延を伴ってWPRに戻るため、散乱波強度を時間の関数として測定することにより、高度別のデータを取得できる。また、乱流は大気の流れに乗って移動するため、エコーはドップラー効果により、散乱点に於ける風速 $V$ に比例した周波数変位を受ける。これを利用して視線方向風速が求められる。また、複数方向の視線方向の風速から観測高度内の風が一様であることを仮定して水平成分を得ることができる。以上の原理に基づき、各高度における風向・風速の高度分布を観測することが可能となる。特に風速の鉛直成分は、他の観測手段では直接観測不可能

であり、WPRの特筆すべき特徴の1つである。ただし、降雨がある時は、降雨によるエコーが大气によるエコーよりも強く、大气エコーのみを抽出できない。

さらに、境界層高度推定やより細かい上昇流の挙動を観測するためにレンジイメージング (Range Imaging:以下RIMと称す) とアダプティブクラッター抑圧 (Adaptive Clutter Suppression:以下ACSと称す) という新技術が実装されている。これらの観測技術は情報通信研究機構の森谷ら(2009), Yamamoto et al.(2014)が開発した手法である。

RIM の代表的な手法であるFDI(Frequency Domain Interferometry)法とは、観測時に周波数の異なる複数の送信波を照射し、異なる送信周波数で得られた受信信号間の位相差をもとにレーダーの送信パルス幅より細かい高度分解能でデータを得る事ができる手法である。この手法を用いることで従来よりも詳細なデータを得る事ができる。

また、Photo 1 下図に示すように、大气エコーを受信する主アンテナの近くにサブアレイを設置しACSを実装している。サブアレイで受けたクラッターのエコーを用いて主アンテナに取り込まれたクラッターのエコーを除去する技術である。



Photo 1 Wind Profiler (Above) ,Sub-array antennas.

Table 5 Specification of WPR(LQ-7).

周波数 (Operational Frequency)	1.3575GHz / 1.290GHz
アンテナ (Antenna)	アクティブ・フェーズド・アレイ (Active Phased Array)
アンテナ利得 (Antenna Gain)	> 30dBi
ビーム方位 (Beam Directions)	(Az, Ze) = (0°, 0°), (0°, 14°), (90°, 14°), (180°, 14°), (270°, 14°)
偏波 (Polarization)	直線 (Linear)
ピーク電力 (Peak Power)	> 2000W
平均電力 (Average Power)	> 700W
パルス幅 (Pulse Length)	333ns, 666ns, 1000ns, 1333ns, 2000ns, 2666ns, 4000ns
パルス繰り返し周期 (PRP)	50, 80, 100, 120, 150, 200μs
パルス圧縮 (Pulse Compression)	(1), 2, 4, 8, 16 bits (Optimum Complementary codes)
雑音指数 (Noise Figure)	< 2.0dB
ダイナミックレンジ (Dynamic Range)	> 60dB
コヒーレント積分 (Coherent Integration)	可変 Variable (< 200)
FFT点数 (FFT Points)	64, 128, 256(default), 512
電源 (Power Supply)	1φ-200V
動作温度 (Operational Temp.)	-30℃ ~ 50℃ (屋外装置 (Outdoor unit))
耐風性 (Wind Durability)	> 90m/s (瞬間 (moment))

### 3.6 カメラ

Kaバンドレーダーの観測サイトとドップラーレーダーの設置場所にカメラを設置して雲の監視を行った。Kaバンドレーダーで観測できる雲とできない雲を確認する事と境界層レーダーで上昇流を観測した際に雲の存在の有無を確認する目的で設置している。また、Lidarが設置されているモノづくり工場に設置されているカメラは三角測量による雲の高度推定も可能なように設置されたものである。また境界層レーダーとKaバンドレーダーに天頂に向けてカメラを設置しセンサーで得られた観測情報と実際の雲の存在の確認を行った。

### 3.7 ひまわり8号

ひまわり8号は、2017年から運用を開始した気象衛星で観測頻度、空間分解能、観測バンド数が従来の気象衛星より大幅に向上している。日本周辺の観測領域は約2.5分間隔で、観測バンド数は可視領域3バンド、近赤外領域3バンド、赤外領域10バンドで観測を行っており各観測バンドで空間分解能、観測対象が表のようになっている。観測時間分解能が短くなり、空間分解能も最大で0.5kmとなったことで孤立積乱雲の規模の現象でも発達過程を追跡する事が可能になった。さらに本観測時には30秒ごとのランドマーク観測を日本域で行っているため、30秒間隔とい

う観測情報を利用できる。各観測バンドの特徴を用いて差分をとることで雲の粒子の状態や粒径などの雲物理情報を推定技術も開発されている。本研究では、Kaバンドレーダーで観測情報との比較、雲の存在の確認の為に用いた。

また、太陽放射コンソーシアムから提供されているAmaterassプロダクトの雲物理情報を利用した。この雲物理情報は、CAPCOM (Nakajima,1995)により算出された雲の光学的厚さ、放射有効半径、雲頂高度、雲水量である。

光学的厚さは可視光により算出される。可視光は雲内部で散乱を繰り返す、その一部が衛星から観測される。雲粒子が多数密集した状態となり散乱する割合が増えると宇宙空間に放出される割合が増加し衛星からは明るく映る。雲粒子の有効半径は近赤外光が可視光に比べて雲粒に吸収されやすいことを利用して求められる。すなわち、粒径が大きい粒子が多く存在している場合に近赤外光が吸収されるため反射率が小さくなる。この原理を利用して雲の有効半径を推定している。

## 4. データの処理

### 4.1 Kaバンドレーダーのデータの処理

気象レーダーによる散乱はミー公式による厳密解によって与えられる。しかし、粒子が波長に対して十分に小さいレイリー近似が成り立つ場合のレーダー後方散乱断面面積 $\sigma$ は、式(4.1)であらわされる。

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (4.1)$$

ここで、 $\sigma$ は散乱断面面積、 $\lambda$ は波長、 $D$ は粒径を表す。 $|K|^2$ は、大気と散乱体の誘電率から決まる値 $K$ の自乗で、 $|K|^2$ 値と呼ばれる。したがって、散乱断面面積は、粒径の6乗に比例し、波長の4乗に反比例して大きくなる。また、レーダーで観測する受信電力 $P_r$ は式(4.2)とかけらる。

$$P_r = \frac{1.22^2 0.55^2 10^{-8} \pi^7 c}{1024 \log_e(2)} \frac{P_t \tau D_a^2}{\lambda^4} \frac{T(0,r)^2}{r^2} |K|^2 \int_0^\infty N(D) D^6 dD \quad (4.2)$$

$c$ は電波の速度、 $P_t$ は送信電力、 $\tau$ は送信パルス幅、 $D_a$ は観測アンテナ径、 $r$ はレーダーとターゲットの間の距離、 $T(0,r)$ はレーダーから距離 $r$ までの大気の透過率、 $N(D)$ は粒径 $D$ の粒子数を表す。したがって、粒径の小さな粒子を観測する方法として、レーダーの観測アンテナ径を大きくすること、短波長を利用して小さな粒子の散乱断面面積を大きくすることの二つの方法があげられる。アンテナ径を大きくしたものの事例としてイギリスの Chilbolton Advanced

Meteorological Radarは25mのアンテナ径を持ち波長10cmのSバンドレーダーで-10dBZ以下の観測感度を持つ。しかし、波長が長くなると小さな粒子の散乱に対して乱流に起因するブラッグ散乱が大きくなるため必ずしも雲を観測できるわけではない。一方で、雲レーダーは降水粒子を観測するS、C、Xバンドレーダーに比べ短いミリメートルオーダーの波長を用いて観測感度を向上させている。Kaバンドレーダーも雲レーダーと呼ばれるが、必ずしも雲すべてを観測できるわけではない。目視で雲と確認できるものでもKaバンドレーダーで捉えられない場合がある。浜津ら(2000)は、観測対象とレーダーとの間に雲が存在しない理想的な条件の場合Kaバンドレーダーが探知できる最小のレーダー反射因子強度は、20km地点でおよそ-20dBZ程度であるとしている。これは、雲水量 $0.1\text{g/m}^3$ の雲を想定し単一粒径の分布を仮定した場合、約 $40\mu\text{m}$ の粒径の雲粒を探知できることを示している。村崎(2019)は、粒径分布と雲粒子の数濃度分布を仮定したスイープ実験を実施し、最大粒径 $37.1\mu\text{m}$ 以上の雲を探知可能であるとし、積雲の発達段階の粒径分布を仮定する超水滴法雲解像モデルを用いた理想実験によって衝突併合成長により最大粒径が $150\mu\text{m}$ 以上の粒子が $10^5$ 個程度存在することで検出されると示している。本研究で対象とする、積雲から積乱雲への発達過程では、凝結によってできた粒子が衝突併合により最大粒径が $100\mu\text{m}$ 程度に達した段階からKaバンドレーダーで探知できるということを念頭に入れて解析を行った。

### (1) 観測分解能

レーダーの観測分解能は、方位角分解能とビーム方向の距離分解能で定まる。方位角分解能は、アンテナの放射パターンで電力最大値に対して半分の電力となる角度幅によって定義されるビーム幅によって決まる。円形アンテナの場合、ビーム幅 $\theta$ とレーダー波長 $\lambda$ との間には一般的に次の式(4.3)に示す関係が成り立つことが知られている。

$$\theta = 1.27\lambda/D_a \text{ [rad]} \quad (4.3)$$

したがって、ビーム幅はレーダー波長に比例するため、同程度のアンテナ径である場合、波長に反比例して方位角方向の観測分解能が向上する。すなわち、Kaバンドレーダーの波長の短さは高い方位角方向の分解能をもたらす。今回解析に用いたXバンドレーダーのビーム幅が $1.2^\circ$ 程度であるのに対して、Kaバンドレーダーの方位角分解能は $0.35^\circ$ であるのは、以上の原理による。

またレーダーの距離分解能 $\Delta r$ は、同一方向に位置する2個の標的をからの散乱波を分離認識できる最

小距離差で定義され、パルス幅 $\tau$ を用いて

$$\Delta r = c \cdot \tau / 2 \quad (4.4)$$

となる。Kaバンドレーダーのパルス幅は $0.5 \mu s$ 、であり距離分解能は75mとなる。

### (2) ミー散乱の影響

まず、波長に対する散乱体の大きさと散乱の関係を示したグラフをFig.6に示す。先述したように、一般的に用いられる気象レーダーは波長 $\lambda$ に対して粒径 $D$ が十分に小さい( $\pi D \ll \lambda$ )ため、レーダー断面積 $\sigma$ が波長 $\lambda^{-4}$ に比例するレイリー散乱が発生するため、レイリー近似が成り立ちミー公式は単純化される。しかし、波長の短い波長帯では粒径の大きな降水粒子の場合、ミー領域に入り粒径の大きさによってレーダー断面積が振動的に変動するミー散乱が発生する。Kaバンドレーダーの場合、粒径が2.7mmを超えるとミー領域に入るためレイリー近似を用いて算出されたパラメータを利用する事ができなくなる。この特徴を踏まえて、本研究では大きな降水粒子が生成する前の発達前段階に着目した解析を行った。

### (3) 減衰の影響

気象レーダーで用いられる周波数帯では、水蒸気が電波を吸収することや水滴が電波を吸収、散乱することにより電波の減衰が発生する。水蒸気による距離あたりの減衰率をFig.7に示す。周波数が高くなる程減衰率は大きくKaバンド(35GHz)は、およそ0.1dB/kmであり、Xバンドに比べ10倍以上の影響を受ける。本研究の計算では大気による減衰率を一定値0.1dB/kmで与え、レーダー反射因子の計算をしている。

雲粒子や降水粒子による減衰は、経路内における粒子のレーダー断面積の総和として算出できる。しかし、粒径分布をもとめる必要があるため一般的には降水による減衰係数 $Kr$ は

$$Kr = aR^b \quad (4.5)$$

で表現する。係数 $a, b$ は波長と大気温度に依存し、いくつかの粒径分布の定め方が提案されている。Fig. 8は降雨強度に対する各周波数の1km当たりの減衰率を示している。Kaバンドレーダーの8.6mmは、数mm/hの降雨強度に対しても1dB/kmでありXバンドレーダーやCバンドレーダーに比べて大きな減衰率であることがわかる。

以上の減衰における特徴から本研究では、レーダーから見て強いエコーの遠方にあるエコーを解析対象としないこと、Kaバンドレーダーから25km圏内を主な解析対象領域とすることに決めた。

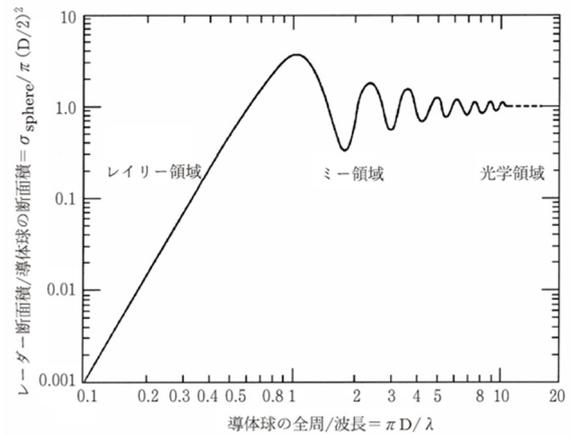


Fig.6 Relation between Refractivity and diameter. Sited from Fukao and Hamazu(2005). Original Skolnik(1980).

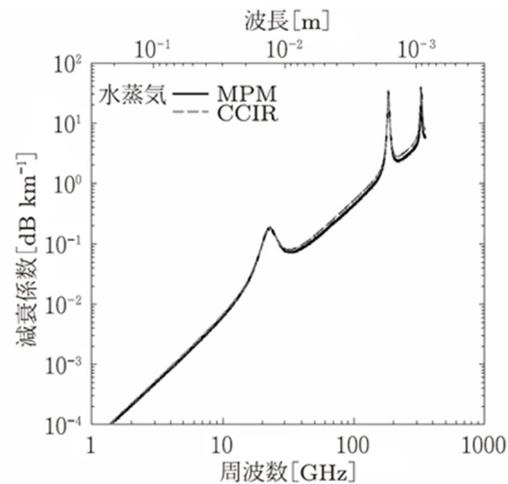


Fig.7 Moisture attenuation in each frequency. Sited from Fukao and Hamazu(2005).

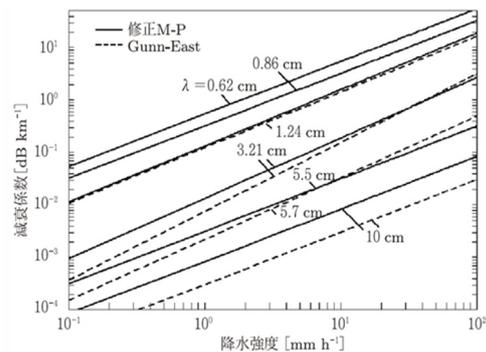


Fig.8 Liquid particles attenuation in each rainrate. Sited from Fukao and Hamazu(2005).

## 4.2 Kaバンドレーダーのノイズ処理

### (1) 移動平均によるホワイトノイズの除去

本研究では、発生初期状態の雲を捉えることを目的としているため、エコー強度の弱いエコーも解析の対象とするためノイズの除去を極力行わない形で

目視によるエコーの追跡を行った。しかし、それらの雲のエコー強度は非常に弱くノイズに埋め込まれてしまう事も少なくない。そこでノイズをホワイトノイズと仮定し領域平均を行いノイズと雲のエコーが混在した状態から雲のエコーを抽出した。晴天時の観測値からノイズレベルを4dBと定めて、防災科学技術研究所の前坂剛氏の手法を参考に極座標系のデータをアジマス方向とビーム方向に5×5個の範囲で移動平均を行いノイズレベル以下のものをノイズとして除去した。その結果をFig.8 に示す。ノイズの中に埋もれていた雲を捉えたエコーを抽出できている。

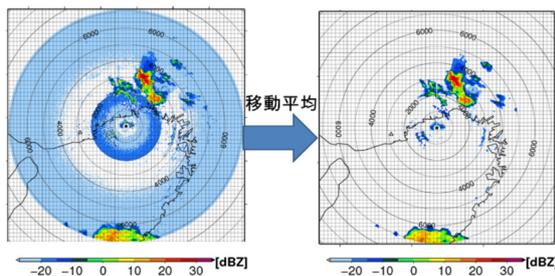


Fig. 9 An example of white noise reduction.

## (2) レンジサイドローブの除去

観測感度を向上させるための手段はピーク出力を上げることと送信パルス幅を広げる方法の二つの手段がある。一般的にピーク出力は送信機器の面で制約が大きい場合が多い。しかし、パルス幅を広げることは前節で述べたように距離分解能を下げることにつながる。そこで、パルス幅を保ちつつも観測感度を向上させる方法としてパルス圧縮が用いられている。Kaバンドレーダーもパルス圧縮を用いて観測感度を向上させている。観測感度を向上させる効果の一方で、パルス圧縮の過程でエコーピークのビーム方向の前後にレンジサイドローブが発生してしまう。このレンジサイドローブは、ピークエコーに対して約-50dBであるため、弱いエコーを観測した場合はノイズとして除去されるが、強いエコーを観測した場合ノイズレベルを超えてしまうため、Fig.9左に示すような偽のエコーが出現する。本研究ではレンジサイドローブを除去する為に次の処理を行った。レンジサイドローブはパルス圧縮の原理よりパルス幅と光速を乗じた距離の長さで広がる。この原理に基づき以下の処理を施した。長パルス領域 (121番目から400番目のbin) の $Z_h > 0\text{dBZ}$ となるbinに対してビーム方向の前後59bin (前後4.425km) で $Z_h < 20\text{dBZ}$ 以下の値をノイズとして除去する。以上の処理を施したエコーをFig.10右図に示す。

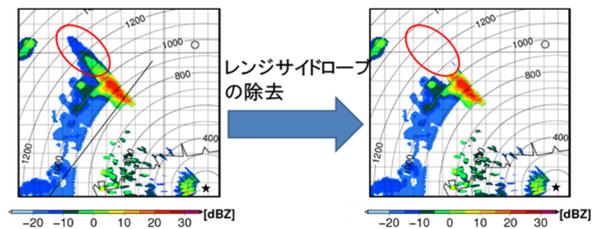


Fig. 10 An example of removing range side lobe.

## 4.3 パラメータの計算

北半球における渦度は低気圧回転 (反時計回り) が正の値をとる。本研究では中北ら(2017)と同様に一台レーダーのドップラーから渦度の算出を行った。直交座標系における鉛直渦度 $\zeta$ の定義式は、

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (4.6)$$

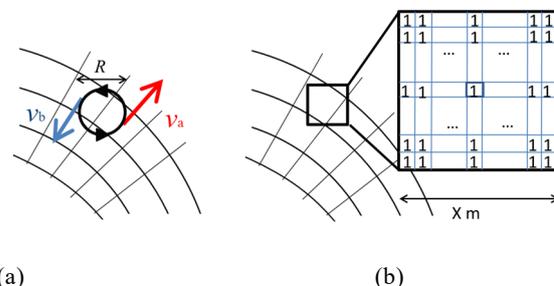
と表せる。ただし、 $u, v$ はそれぞれの $x$ 成分、 $y$ 成分の速度を表す。これを極座標系 $(r, \varphi)$ で書き直すと、

$$\zeta = \frac{1}{r} \left\{ \frac{\partial}{\partial r} (r v_\varphi) - \frac{\partial v_r}{\partial \varphi} \right\} \quad (4.7)$$

となる。ただし、 $v_r, v_\varphi$ はそれぞれ $r$ 成分、 $\varphi$ 成分の速度を表す。ドップラー風速観測ではレーダービーム方向の風速しか得ることができず、式(4.7)の右辺第2項の情報しか得ることができない。中北ら(2017)は渦がFig.11 (a)のように存在すると仮定し2地点のレーダービーム方向の風速差を用いて近似的に渦度を算出する手法を提案した。本研究ではこの風速差を2地点の距離で除した値を2倍することで渦度の値とした。すると鉛直渦度は以下の式(4.8)で算出することができる。

$$\zeta = 2 \cdot \frac{v_a - v_b}{R} \quad (4.8)$$

また、目視で渦度の分布を確認しやすくするために移動平均を行った。Fig.10(b)に示すように直交座標系格子に変換した後に移動平均を行った。本研究では、レーダーで観測される渦度のスケールの違いを考慮して、移動平均の領域を100mから1kmまで変化させて解析を行った。



(a) Calculation method of quasi vorticity, (b) Method of moving average.

#### 4. 4データ可視化

PPIとは各仰角の全周観測を指す．通常得られたPPIデータは鉛直方向に補間され，等高度面のCAPPIデータとして出力されることが多い．しかし，内挿により実際に存在しないエコーを解析に用いてしまう可能性がある．そこで，本研究では各PPIデータを合成，補間処理を施さずに1つの平面図として可視化し，内部の詳細な構造を把握できるPPI平面投影図と3次元的なふるまいを捉えることのできるCAPPIデータの両方を用いて解析を行った．

##### (1) PPIの平面投影

まず，PPI (Plan Position Indicator) データの平面投影手法について述べる．ビーム幅と距離方向分解能の積で定義されるレーダーが観測する領域をサンプリングボリュームという．このサンプリングボリュームが格子を十分な数含み，正確な極座標系データを表現できるよう格子の大きさを考慮した．アジマス方向の分解能は，Kaバンドレーダーは約0.35度，Xバンドレーダーは約1度であり，20km離れた地点でのサンプリングボリュームの水平方向の広がりはそれぞれ100m，400mである．またビーム方向の分解能は，Kaバンドレーダー，Xバンドレーダーそれぞれ75m，150 mである．そこで，水平方向にXバンドレーダーのデータは50m×50mの格子に，Kaバンドレーダーのデータは25m×25mの格子に投影することで可視化を行った．Fig.12に示すように高度 $H$ kmは地球の形状，標準大気の屈折を考慮して以下の式(4.9)~(4.12)で算出した．ただし，レーダサイトからレーダービーム直下の点までの距離を $L_d$ km，経度，緯度方向の距離をそれぞれ $x$ km， $y$ km，レーダービームで測定した方位方向の距離を $r$ km，地球の半径を $R_e$ km，レーダサイトの標高を $h_r$ km，観測仰角を $\theta_e$ rad，大気による屈折を考慮する係数 $k=4/3$ とする．

$$L_d = kR_e \tan^{-1} \left( \frac{r \cos \theta_e}{kR_e + h_r + r \sin \theta_e} \right) \quad (4.9)$$

$$H = \frac{r \sin \theta_e + h_r + kR_e}{\cos \left( \frac{L_d}{kR_e} \right)} - kR_e \quad (4.10)$$

$$x = L_d \sin \theta \quad (4.11)$$

$$y = L_d \cos \theta \quad (4.12)$$

これらの処理により観測された情報をほとんど損なうことなく解析に用いることができる．得られた図の一例をFig.13に示す．目視での解析を行いやすくなるため，高度の等値線を引き，地表面に1 km×1 kmの格子線を引いた．

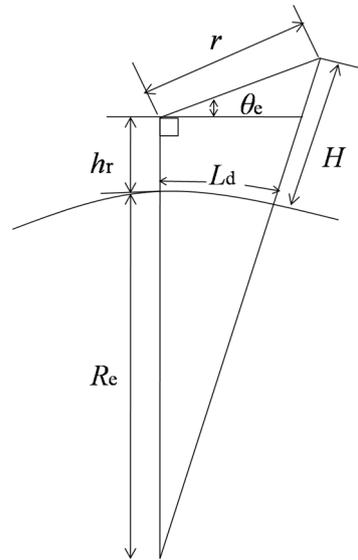


Fig.12 Calculation method of radar data Projection.

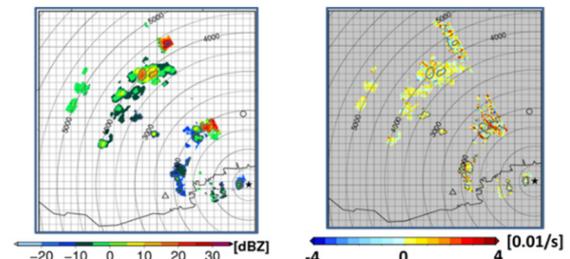


Fig.13 Projection of PPI .

##### (2) CAPPIデータ

CAPPIデータの作成手法について述べる．本研究では観測した $Z_h$ や渦度の3次元的な構造を解析するために，Kaバンドレーダー，Xバンドレーダーの反射強度，渦度のCAPPIデータを作成した．本研究では立体観測が1サイクル終了する時刻をCAPPIデータ観測時刻とし，例えば01~05分の観測を05分，06~10分の観測を10分と表示した．複数のレーダーの観測データを扱うXバンドレーダーのCAPPIデータは西脇<sup>13)</sup>の手法に従い作成した．まず，立体観測1サイクル分のPPIデータを，式(4.9)~(4.12)を用いてレーダーデータをそれぞれ表に示す3次元デカルト直交座標系に変換した．低仰角(Table 4における $\theta_1, \theta_2$ )のデータは5分の間に複数回観測されるので，低仰角から順次仰角を上げるようなデータセットとしてCAPPIデータを作成した．すなわち，01, 02分，或いは06, 07分の低仰角を使用した．これにより降水域の移動や傾き等を容易に把握することができる．Xバンドレーダーの反射強度に関しては複数のレーダーが同じ格子点にデータを持つ場合，大きいほうの値を選択し，合成反射強度を作成した．次にレーダービームが通過していない格子点に値を挿入するため，鉛直方向

に線形に内挿補間を行った。以上の手法により、CAPPIデータを得ることができる。本研究では、このCAPPIデータからGMT, Gradsを用いて任意の断面図を作成し、日立株式会社のDioVistaを利用して3次元表示し解析を行った。

## 5 マルチセンサーを用いた積乱雲の観測

### 5.1 解析事例の選択

本研究では、第3章で紹介した神戸集中観測が行われた2018年8月の期間中にKaバンドレーダーの観測領域内で、発生段階を捉えた発達する積乱雲の事例の抽出を行った。本観測期間中に夏季晴天日の午後に急発達する孤立積乱雲の生成過程を捉えることはできなかった。そこで、2018年8月16日の8時から10時にかけて六甲山上で徐々に発生しその一部が50mm/h程度の雨をもたらした事例について解析を行った。8時28分にKaバンドレーダーで探知した雲は発達し9時57分に降雨強度50mm/hの強い雨をもたらした。また、発達の特徴を明らかにするためにその前後に発生した降雨強度が50mm/h達しなかったセルについても解析を行うこととした。また、8月31日の午前中に発生しKaバンドレーダーでも探知可能な程度まで発達したものの、その後衰退した雲についても比較対象として解析に用いた。

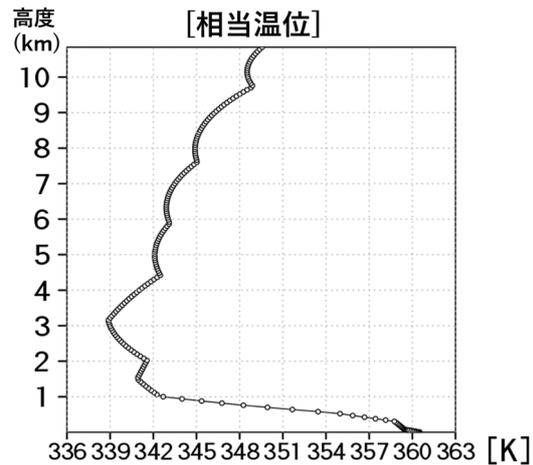
#### (1) 観測時の環境場

##### (ア) 2018年8月16日の環境場

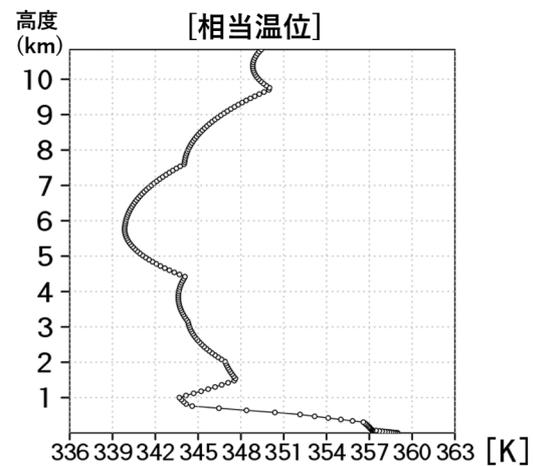
Fig.14に2018年8月16日の気圧配置、Fig.15に気象庁メソスケールモデルMSMの客観解析値の神戸付近の相当温位のプロファイルを示す。寒冷前線の南下に伴い、神戸市付近で、大気不安定となっている。9時から12時にかけて中層の水蒸気量が増加していることが分かる。XRAINの地上雨量分布からも近畿地方で対流性の雨域が各地で発生している。また水平風の鉛直シアを明らかにするためにHodographをFig.16に示す。



Fig. 14 the distribution of atmospheric pressure. (2018 Aug. 16<sup>th</sup> 09 JST) sited from JWA web site.



(a)



(b)

Fig. 15 Vertical profile of equivalent potential temperature (JMA MSM reanalysis) 2018. 8. 16 (a)09 JST (b)12 JST.

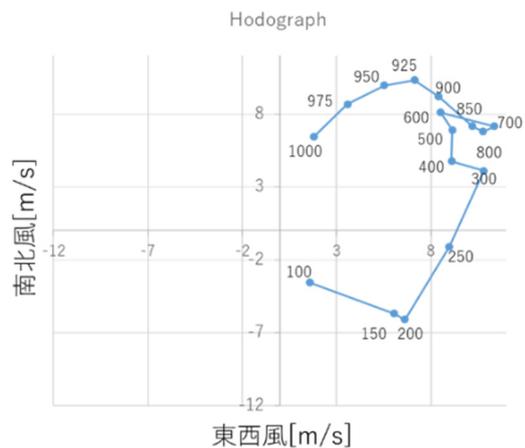


Fig. 16 Hodograph (JMA MSM reanalysis) 2018. 08. 16 09JST.

(イ) 2018年8月31日の環境場

Fig.17に2018年8月31日の気圧配置, Fig.18に気象庁メソスケールモデルMSMの客観解析値の神戸付近の相当温位のプロファイルを示す. またHodographをFig.19に示す. 停滞前線が東北地方付近に停滞した日本海側で主に雨が降っている. 神戸市付近では降水は観測されていない. XRAINの地上雨量分布からも兵庫県内陸部で対流性の雨域が各地で発生している.

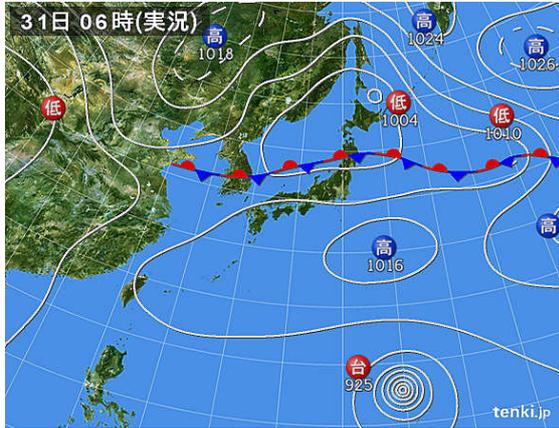
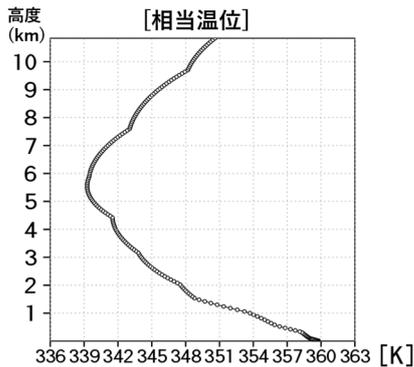
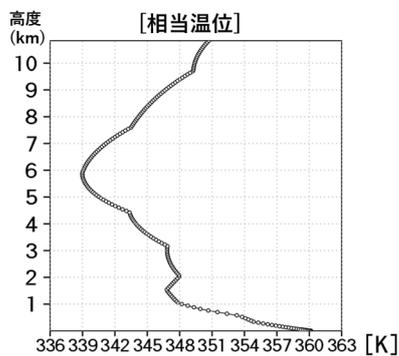


Fig.17 the distribution of atmospheric pressure. (2018 Aug. 31<sup>th</sup> 06:00 JST) sited from JWA HP.



(a)



(b)

Fig.18 Vertical profile of equivalent potential temp. (JMA MSM reanalysis) 2018.8.16 (a)9 JST (b)12 JST.

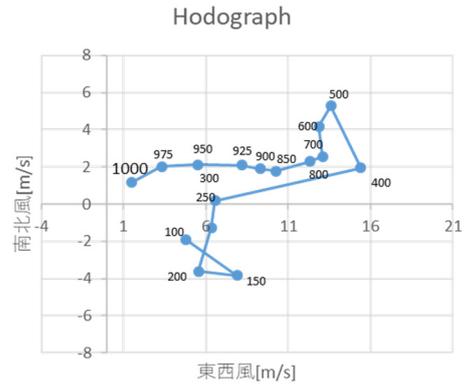


Fig.19 Hodograph (JMA MSM reanalysis) 2018.08.31 09:00JST.

Table 6 Developed cell data.

	Cell A	Cell B	Cell C	Cell D
探知時刻 (Ka)	8 : 44	8:54	9 : 17	9:27
探知時刻 (X)	8:54	9:07	9:27	9:39
地上降雨開始時刻	8:55	9:07	9:28	9:42
最大降雨強度	49.8 mm/h	29.0mm/h	34.8mm/h	50.5mm/h
最大降雨強度到達時刻	9:04	9:14	9:41	9:57

本研究ではKaバンドレーダーの観測能力を最大限に活用する為に、ノイズレベルに近いエコーでも捕捉するためにZ<sub>h</sub>のCAPPIを用いた目視による追跡を行った. 鉛直方向につながりがあり、時間的変化がみられる場合は有意なエコーとして抽出した. 追跡したセルA~Dの概要をTable6に示す. ひまわり8号のB03の可視反射率, XRAINの合成雨量, KaバンドレーダーのCAPPIの1800m高度面の反射強度を付録に示す. Kaバンドレーダーは六甲山系に沿って発生する雲の特徴を詳細に観測している. また, KaバンドレーダーとXバンドレーダーでそれぞれ作成したエコーの3次元画像も付録に示す. 付録Fig.1のKaバンドレーダーの2000mCAPPI図にA~Dで示すセルに関して解析を行った.

## 5.2 境界層レーダーで捉えた発生段階の雲

対象とした8時00分~10時00分までの境界層レーダーの観測値をFig.20に示す. (a)~(c)はそれぞれ反射輝度, 上昇速度, 速度幅を表している. 反射輝度が大きい領域は乱流に起因するブラッグ散乱が大きいことを示し, 8時42分ごろから9時前にかけての時間と9時15分, 9時30分前後に値が大きく乱れの発生を観測している. 特に9時30分前後に1.8kmあたりに広がっている部分では上昇流も大きな値を示しており, 雲の通過に伴い雲の内部で発生していた上昇流を捉えたと考えられる. 強い上昇流が観測された

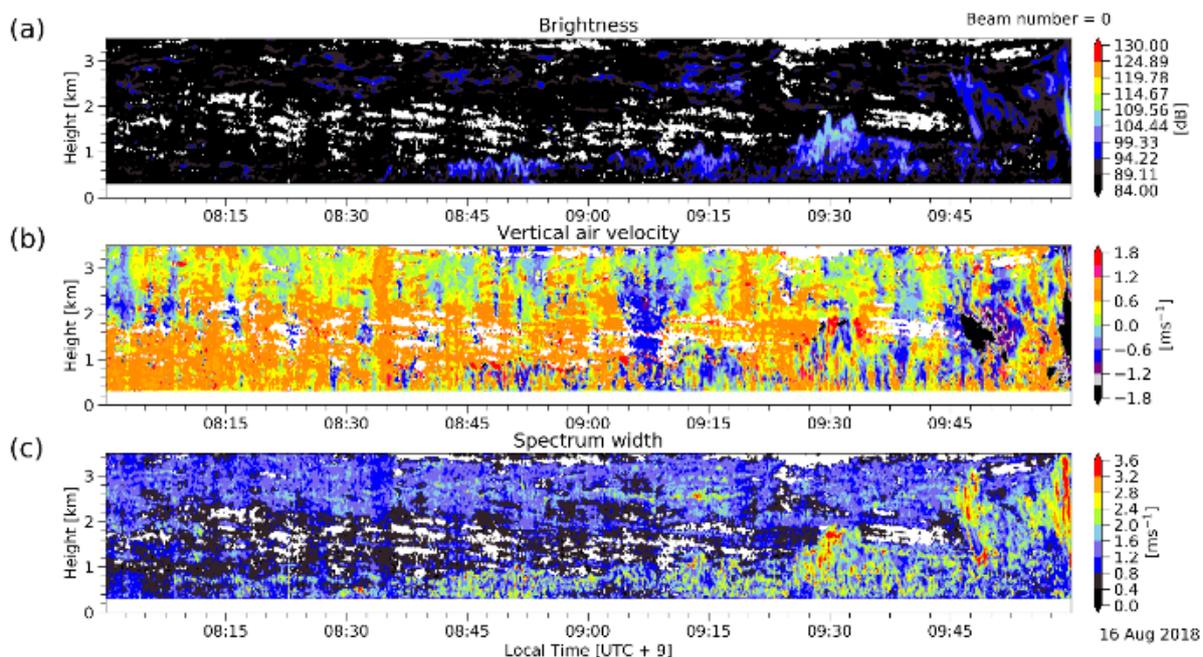


Fig. 20 Vertical profile observed by WPR(LQ-7). 2018. 8. 16 8:00JST-10:00JST.

(a) Brightness, (b) Vertical air velocity, (c) Spectrum width.

時刻に境界層レーダーに向けたKaバンドレーダーのRHI観測によりえられた $Z_h$ の分布をFig.22に示す. Kaバンドレーダーの反射強度で-15dBZであり雲粒子を観測したものと考えられる. また, 上昇流がみられる高度1.8kmとRHI観測で得られた雲頂高度が1.8kmであることから, 観測した上昇流が最も強い高度で雲粒子の併合が進み反射強度が大きくなっていると推測される.

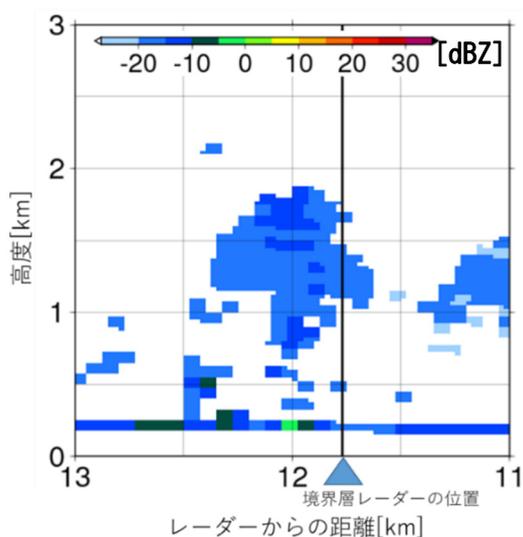


Fig. 21 echo above BLR observed by Ka-band radar 2018. 8. 16 9:29JST.

## (1) Kaバンドレーダーで捉えた雲の生成段階の解析

### (ア) エコー頂の上昇速度

8月16日と8月31日にKaバンドレーダーで観測した, エコー頂高度の時間変化とエコー頂上昇速度の変化をFig.21に示す. ただし, 2分毎の立体観測時間ごとにKaバンドレーダーのCAPPIデータからセルの中での最大高度を求め, その変化から上昇速度を算出した. ここで, 第4章で示したように本研究のCAPPIデータの作成においてPPI観測でエコーが得られた高度間の内挿のみを行うため, エコー頂高度はPPI観測で得られたデータの中で最大の高度を示している.

はじめにセルDの初期段階で観測されたエコー頂の高度変化と境界層レーダーで観測された雲内部の上昇流の対応から上昇速度の簡易的な推定が可能であることを示す. 境界層レーダーで9時30分に観測された雲内部での上昇流は3.0m/sである. 雲の発生初期段階に見られるエコー頂の上昇速度は3.0m/s程度であると推定できる. 同じ時間帯にエコー頂の高度は, 9時29分から9時31分の間で減少している. そのため, 同じ雲を捉えてはいないと考えられる. しかし, その前後の時間9時27分から9時29分の間と9時31分から9時33分の間で高度1.8kmから2.2kmまで平均の上昇速度は3.3m/sで上昇しており, エコー頂から推定した速度が雲の発生初期段階における上昇流の速度として妥当な値であることがわかる. したがって, 観測時刻とエコー頂高度の変化からは必ずしも境界層レ

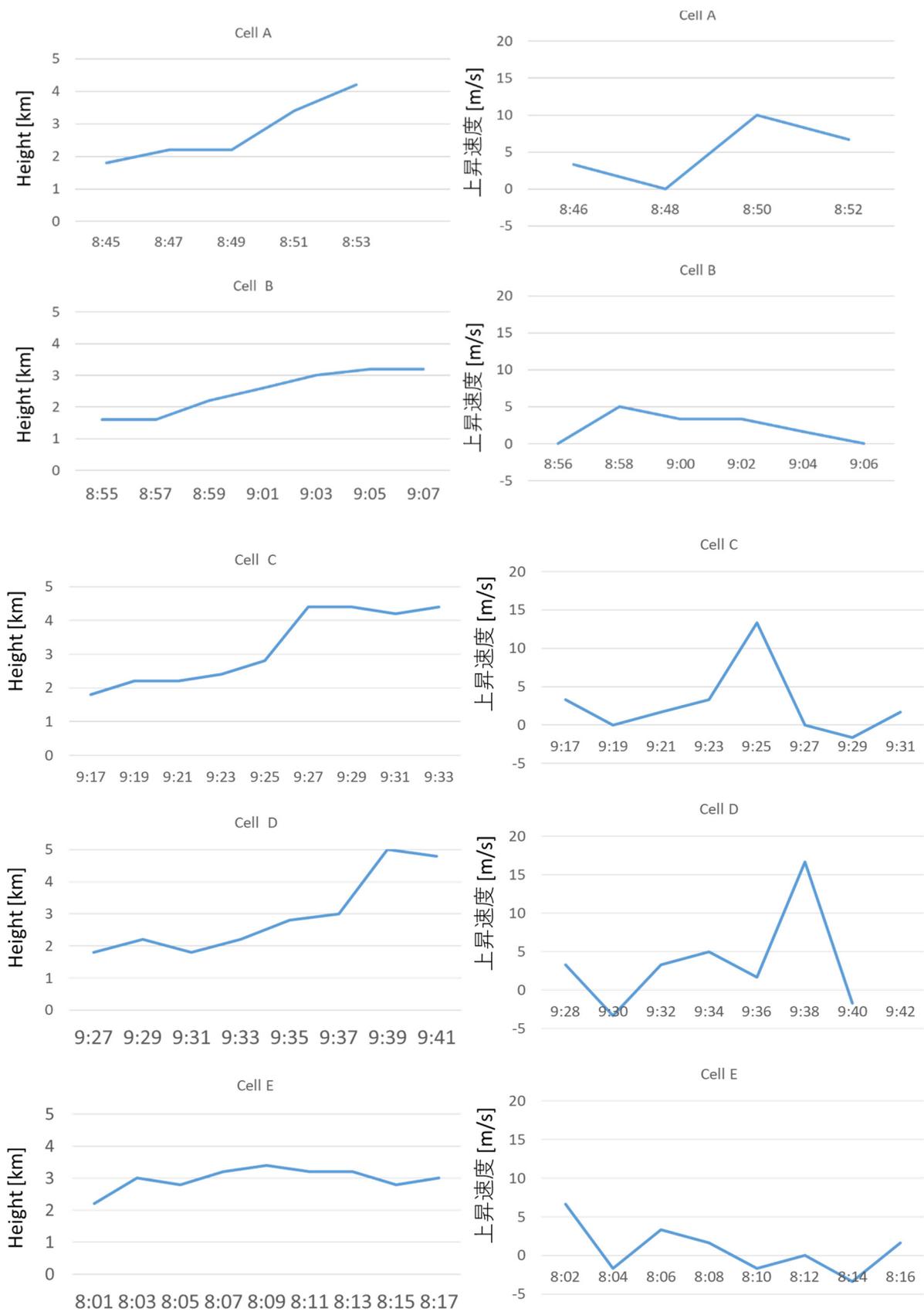


Fig. 22 Ka-band radar echo top height and Updraft in developing stage. Left figures show echo top height time series and . right ones show upward direction echo top height developing speed.

レーダーで観測したものと同一雲の上昇流を捉えているとは断言できないものの、雲の発生初期段階に見られる上昇流を捉えていると考えられる。またこの結果から、エコー頂の変化から上昇流の大きさを簡易的に推定できることが示された。ただし、KaバンドレーダーのCAPPIデータは高度200mごとに作成していることやPPIスキンの観測高度には300m程度の間隔があることが原因で、小さなエコー頂の変化について正確に捉えられるわけではないため、今回の発生初期段階の上昇速度の変化については不確実性を含むことを前提に情報を用いる必要がある。一方で、複数のPPIスキンが通過している高度を超えて発達している場合は過大に評価する可能性は小さいと考えられるため、補足的な上昇流の観測情報がない場合のエコー頂高度の変化については大きな差が見られた部分に着目して解析を進めた。以上を踏まえA~Eのエコー頂高度の変化を比較する。セルA,C,Dはそれぞれ、8:50、9:25、9:38にエコー頂高度が2分間で1km以上上昇している。これは上昇速度約10m/sに相当する。これらのセルは最大降雨強度40mm/h以上に達している。最も発達したセルDについてみると最も上昇速度が大きく16.7m/sである。一方、最大降雨強度が20mm/hと小さかったセルBではエコー頂高度が徐々に増加している。また、降水をもたらさなかったセルEのエコー頂高度は3km前後で推移しており増加傾向はみられない。以上の結果から、降水をもたらすセルは、エコー頂高度が時間の経過に従い上昇する傾向があり、特に発達するセルでは、エコー頂高度が10m/s程度の速度で上昇する時間があることがわかる。ここで、積乱雲の雲頂高度に関する研究を参考に、この観測されたエコー頂上昇速度について考察する。Kobayashi et al.(2012)は写真測量とセオドライトにより積乱雲の雲頂高度を求め、その時間変化により鉛直発達速度を精緻に求め2m/s~15m/sという値を示した。本研究の発達するセルC、Dで確認されたエコー頂上昇速度は、Kobayashi et al.(2013)の示した発達する積乱雲で観測される上昇流と同程度の値であり、発達するセルにおいて発達の段階で強い上昇流の存在が推測される。

また、セルA、C、DのXバンドレーダーでの探知時刻とエコー頂上昇速度が大きくなった時間を比べると、エコー頂高度の上昇から1分~4分の後にXバンドレーダーで初探知されたことがわかる。したがって、Kaバンドレーダーで観測されるドリズル等を中心とする段階から、降水粒子が生成されてXバンドレーダーでも観測される段階への変化において強い上

昇流がトリガーとなっていることが示唆される。この結果は、Misumi et al.(2018)による非降水セルから降水セルに遷移する際に上昇流が発生し、急激に発達したという結果と重なる。Misumi et al.(2018)は発達過程のセルにおいて、中層のinflow jetによって上昇流が励起され、雲上部に生成していたドリズルの併合が加速されXバンドレーダーで観測される段階へと変化するという仮説を示している。上昇流発生の起因となった流入風についての検証はできていないが、本観測でも強い上昇流の発生が推測される時刻の数分後にXバンドレーダーで観測され始めたことから、発達する事例に関して強い上昇流が降水セルへの変化のトリガーとなる可能性を示している。

## (イ) CFADによる解析

### (a) CFADとその作成手法

気象衛星搭載型の雲レーダーによる雲の頻度分布を解析する際は、縦軸に高度、横軸にレーダー反射因子 $Z_h$ をとるCountoured Frequency by Altitude Diagram(CFAD)(Yuter and Houze Jr<sup>38)</sup>)が使われる。さらに応用して縦軸に光学的厚さを置き、雲の光学特性情報を含んだ情報として解析することができるContoured Frequency by Optical-Depth Diagram(CFODD)がNakajima et al.(1995)によって提案されている。野沢(2018)は気象衛星を用いた統計的解析に用いられるこの手法を、ひまわり8号と地上に設置したフェーズドアレイレーダーの観測情報に応用し、発達する積乱雲内部構造の変化を捉えた。本研究では、これらの先行研究を参考に、まずCFADによる解析を行った。30秒毎に観測するフェーズドアレイレーダーと比べ時間分解能は劣るものの、Kaバンドレーダーの観測値を用いることで、より初期段階の雲物理過程を明らかにすることができると考えられる。

本研究ではKaバンドレーダーとXバンドMPレーダーのCAPPIデータの各高度面について $Z_h$ の値のヒストグラムを作成した。CAPPIの各高度の $Z_h$ の分布図から、セルのすべての高度のエコーを含む正方形の領域を指定し、その範囲の中のデータを使用してCFADを作成した。先行研究では各高度面毎のサンプル数を母数として頻度分布を作成するが、雲全体における $Z_h$ の頻度分布を解析するために全高度を合わせたサンプル数を母数とする頻度分布を作成した。高度毎の頻度分布では縦軸方向の頻度分布は値としての意味を持たないが、雲全体の頻度分布として出すことで縦軸、横軸両方向に意味を持った分布となる。セルAからDまでのセルに対して作成したCFADを付録に示す。

### (b) $Z_h$ ヒストグラムの特徴的な分布から推測されること

KaバンドレーダーのCFADで確認された3つの特徴的な分布をFig.23に模式図で示す。これらの分布について雲粒子の生成・成長の原理から説明する。

まず、上昇流が発生し、持ち上げられた気塊が飽和水蒸気圧に達すると凝結核を中心に気塊中の水蒸気が凝結する。凝結してできた雲粒子は、凝結過程と併合過程を通じて粒径が大きくなる。雲粒子がKaバンドレーダーで探知可能な大きさ以上に成長するとCFADはFig.23(i)に示すような分布となる。粒径が小さい場合は粒子同士の衝突の可能性が低いため、粒径の増大に対する凝結過程の寄与が大きい。しかし、凝結過程による粒径の増加速度は小さい。粒径が一定以上大きくなると粒子同士の衝突が発生して粒径が大きくなる。この併合過程による粒径の成長速度は凝結過程に比べ大きいことが知られている。生成した雲粒子は主に併合過程により粒径が増大しながら上昇する。第4章で述べたようにKaバンドレーダーのレーダー反射因子 $Z_h$ は、空間内に存在する粒子の大きさとその粒子の数密度によって決まるが、レーダー反射因子 $Z_h$ が粒径の6乗に比例する事から $Z_h$ の増加は主に粒径の増大に起因する。このことから、高度が高くなる程大きい値の頻度が大きくなるFig.23 (ii)の分布は、雲の高度が高くなるほど粒径が大きくなっていることを示している。上昇流が一定

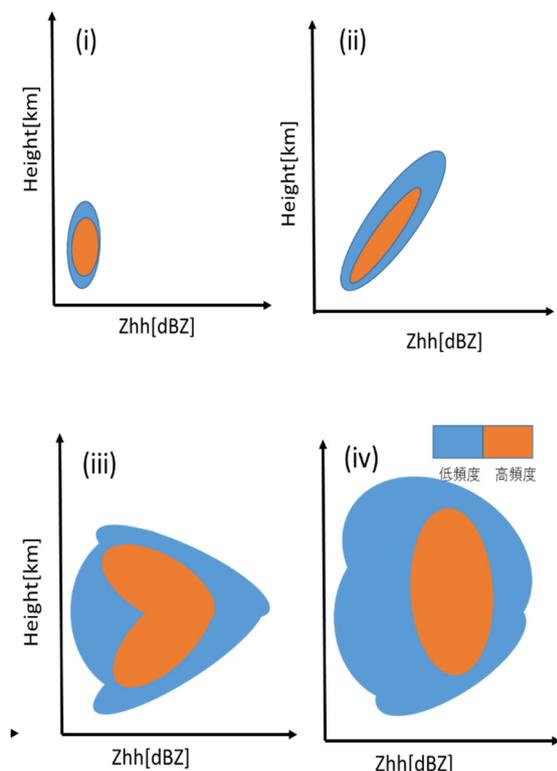


Fig. 23 conceptually diagram of CFAD.

以上の強さで存在し続けることで、下層では凝結により生成したばかりの粒径の小さな粒子が存在し、高度が高くなるほど併合過程を経た大きな粒子が多く存在する分布になっていると推測される。また、上昇流が大きい場合は粒子の衝突頻度が増加し併合過程が進みやすいので高度に対する $Z_h$ の値の増加が大きくなると考えられる。

さらに発達が進む場合を考える。粒径が小さい場合は上昇流に追従するように運動するが、粒径が大きくなると、働く重力が大きくなり、周囲の空気に対して下降を始める。上昇流の内部では上昇速度に対して、粒径と空気密度から求められる終端速度で落下するため、上昇流が終端速度より大きい場合は地上から見て上昇し、上昇速度が終端速度より小さくなると下降を始める。上昇流が小さくなった場合でも同様に、上昇速度よりも大きな落下速度を持つ粒子の落下が生じる。粒子が下降し始める高度より上の高度では、高度が高くなるほど存在する粒子の粒径が小さくなる。すなわち $Z_h$ の頻度分布では高度が高くなるほどに $Z_h$ の値が小さくなることを示している。このメカニズムによりFig.23 (iii)の分布となると考えられる。ただし、粒子が落下し始める高度より上でも粒径の小さな粒子は上昇を続け、時間の経過に伴い $Z_h$ の値は増加する。上昇流の大きさが大きいほど粒子は高い高度まで運ばれる。次に、上昇流が維持され、発達がさらに進む場合を考える。大きな粒子が生成した $Z_h$ の値が最大となる高度より高い高度では、併合が進み $Z_h$ の値は大きくなるとともに上昇流により $Z_h$ の値の範囲が高い高度まで拡大する。 $Z_h$ が最大となる高度より下の高度では、大きな粒子が落下することにより $Z_h$ の値が増加する。したがって、Fig.23 (iv)に示すような分布となる。

### (c) 本観測のCFADの特徴

雲の発達過程を2つの段階に分けてそれぞれの特徴を示す。Kaバンドレーダーで探知し始める段階とXバンドレーダーで探知し始める段階である。

A~DのセルのCFADを見るとKaバンドレーダーで探知し始めた段階で-20~10dBZの値を中心に分布し、時間の経過とともに2~3kmの高度付近で $Z_h$ の分布が大きい値に推移している。しかし、発達しないセルEは、発生段階から時間の経過とともに雲の中層付近で $Z_h$ の頻度分布が大きい値に推移している。

前節で示したようにCFADがFig.22 (ii)のような分布になることは、高度が高い程大きな粒径が存在することを意味し、強い上昇流の存在が示唆される。したがって、CFADのFig.23(ii)の特徴を持つ分布から、上昇流の強さの違いと生成した粒子が大きな上昇流

に対して下降し始める高度を推定することができる。さらに、XバンドレーダーとKaバンドレーダーの観測値のつながりを明らかにするために、各レーダーの $Z_h$ のヒストグラムを比較した。Fig.24は、Xバンドレーダーで観測し始める段階における各レーダーの $Z_h$ のヒストグラムを示したものである。この図から、Kaバンドレーダーのエコーの値がピークとなる高度付近で、Xバンドレーダーで $Z_h$ を観測していることがわかる。また、Kaバンドレーダーで10dBZを超える値

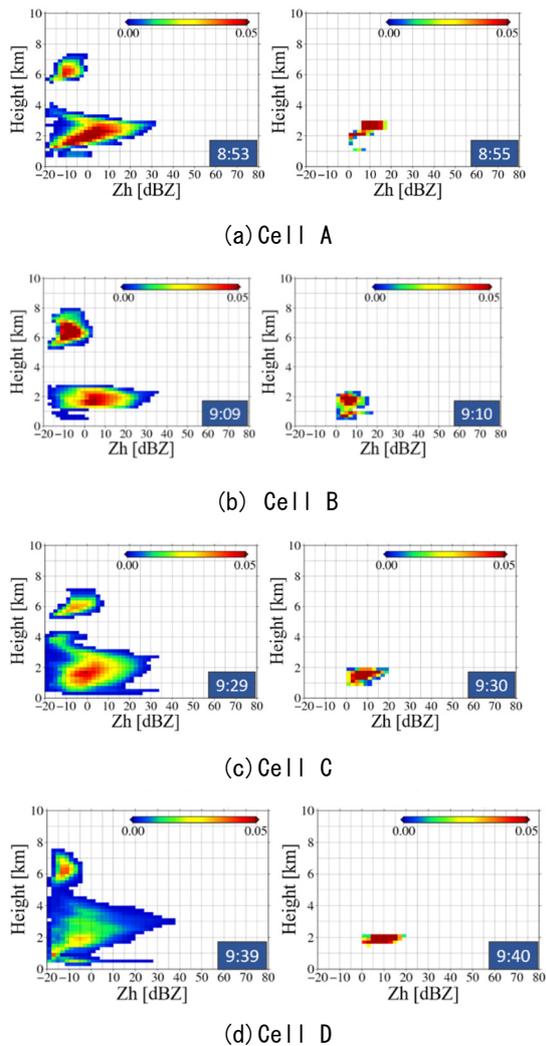


Fig. 24 CFAD comparison between Ka-band radar's (left side) and X-band radar's (right side) in the timing of X-band radar first detection.

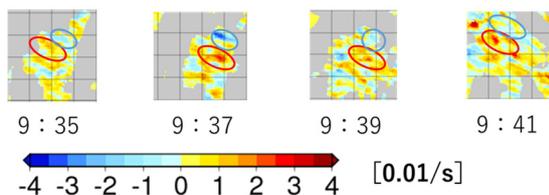


Fig. 25 Pseudovorticity detected by Ka-band radar in Cell D.

が多くなるとXバンドレーダーでも観測し始めることがわかる。セルA~DのKaバンドレーダーの $Z_h$ の頻度分布は3km付近に最大値を持つ分布となっており、それ以上の高度では、高度が高くなるにつれて $Z_h$ が小さい値を中心に分布している。また、Xバンドレーダーで観測し始める段階において、Fig.23 (ii)から(iii)の分布へ急速な変化が確認された。これは、ドリズルを中心とした粒径分布から降水粒子を中心とした粒径分布への変化は急速に起こることが示唆されている。この時間帯においてエコー頂高度の上昇が顕著にみられることから強い上昇流の発生が発達のトリガーとなっていることが推察される。雲粒子が併合過程を経て粒子が成長し、Xバンドレーダーでも観測可能になったと考えられる。Xバンドレーダーで観測された5分後の観測では、いずれの事例でもXバンドレーダーでエコーを観測する高度は上下に広がっていることが確認できる。これは、Xバンドレーダーで観測できる段階の粒子はKaバンドレーダーで観測し始める段階の粒子に比べて大きいため、終端速度が大きくなり落下する粒子が多くなることやセルの内部で上昇流の発生個所と落下する場所が異なり、 $Z_h$ の値への影響が大きい大きな粒子が必ずしも上昇しないことが原因となっていると考えられる。またXバンドレーダーで観測される段階では、Kaバンドレーダーだけで観測される段階と比べ、高度の違いによる $Z_h$ の分布の差が小さい。これは、Kaバンドレーダーで観測される段階では、上昇流により粒子が上昇し、併合しながら高い高度へと運ばれるが、降水粒子が生成し始めると、落下する粒子も多く存在し、セル内における粒子の分布の高度差が小さくなるためであると考えられる。 $Z_h$ の高度分布の特徴は雲生成段階の方が解析しやすく、違いが明瞭であったと考えられる。

### (ウ) 渦度の変化

最も発達したセルDについて、急発達した時刻の前後で渦度分布を確認した。CAPPI等高度面の渦度のデータを用いて解析した。Fig.25に示すようにKaバンドレーダーで算出した渦度は急発達する前段階から大きな値となっていることがわかる。次に渦度の分布と鉛直シアの対応を確認する。Fig.16のhodographより鉛直シアは西向きであり生成される渦度の分布は南寄り正渦度の分布となると予想される。Kaバンドレーダーで観測した1800m高度面における渦度を見ると正の渦が南側に分布しており鉛直シアと整合していることがわかる。次に、3次元画像を用いて渦管の変化を追跡した渦スケールの階層構造を確認するために移動平均を500mで行ったものと移動平均を行わないものとで比較した。Fig.26に

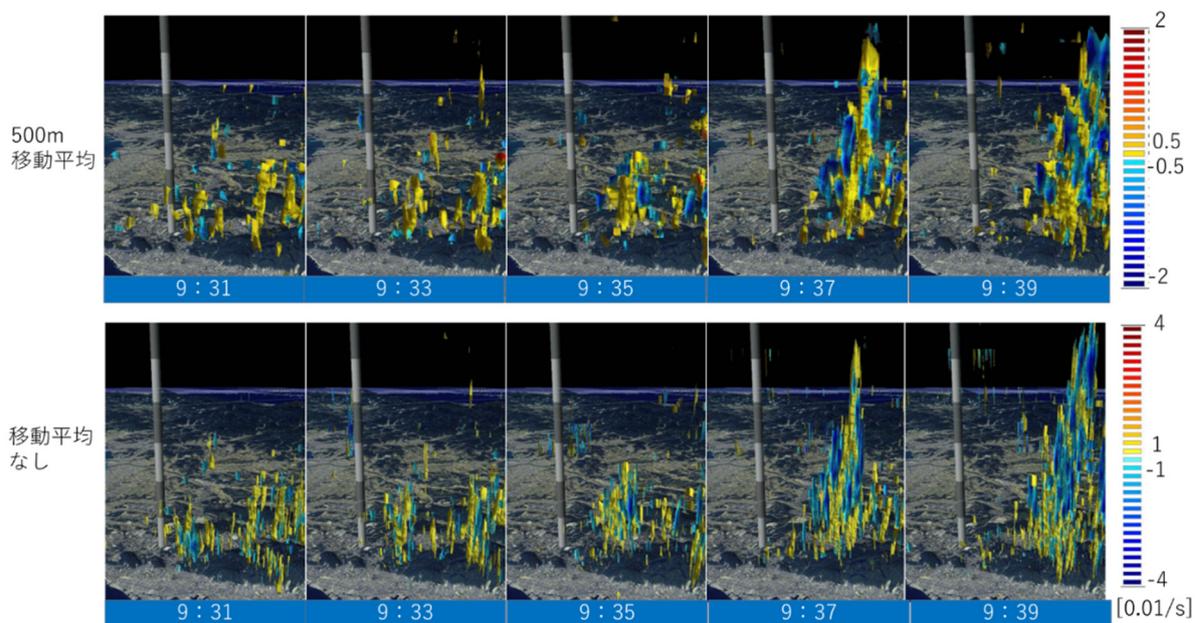


Fig. 26 Vortex tube observed by Ka-band radar. upper shows 500m moving average and under shows no moving average.

示すように特にエコー頂高度の上昇が著しかった35分間の間においてKaバンドレーダーで探知した渦度もセルに追従するように上昇している。これは、上昇流が発生したことにより、上昇流の両脇に渦度・渦が生成した可能性がある。発達段階には渦管の数が多くなっている。発達する段階における渦度の増大が著しいこと、渦管の分布が高い高度に広がること3次元表示からより明確になった。発達後の39分でも渦管がよく確認されることから上昇流が維持していることが推測できる。また、移動平均を施すことで細かい渦管が一つのまとまりとしての渦管を形成しているように見える。発達段階が進むと移動平均を施したものでも渦管構造が確認されることから、発達とともに渦管のスケールが大きくなっていると考えられる。渦度のスケールの変化については第6章で詳細な解析をしたのちに改めて考察する。

### (エ) ひまわり8号雲物理情報

本研究では、Kaバンドレーダーの情報とひまわり8号の観測値から算出される雲物理情報を用いた解析を行うことを想定していた。しかし、本研究の対照事例において上層雲の存在により雲頂の情報を用いる雲頂高度、雲頂付近の有効半径の情報を使用することはできなかった。上層雲が存在した場合にも雲との対応がとれると想定された雲の光学的厚さの

情報との対応を確認した。しかし、Fig.27に示すようにKaバンドレーダーで観測したエコーとの対応を確認することができなかった。その原因として上層雲の影響を受けていることに加え、ひまわり8号が赤道高度36万kmの位置から観測していることによる観測方向の影響が考えられる。雲の光学的厚さの情報は、雲の鉛直方向の情報として扱われるが、ひまわり8号の位置の関係で、観測する方向は斜め方向である。Fig.28に示すようにスケールが大きな雲であれば対象とするセルの鉛直情報を含んだ情報として考えることができる一方で、水平スケールが小さな雲の場合は、観測ピクセルで得られる鉛直方向の情報が少なくなると考えられる。Kaバンドレーダーで解析するような発生初期段階の雲は水平スケールが小さいため留意して解析する必要がある。

以上で述べたように、本研究で用いた事例はひまわり8号の雲情報を用いることに適した事例ではなかったため、ひまわり8号の雲物理情報を用いることができなかったが、Kaバンドレーダーの観測値から推測される雲の構造とひまわり8号で得られる雲情報を結び付けて解析することで、雲内部の構造をより明確にすることができるため、今後、ひまわり8号の事例に適した事例での解析が期待される。

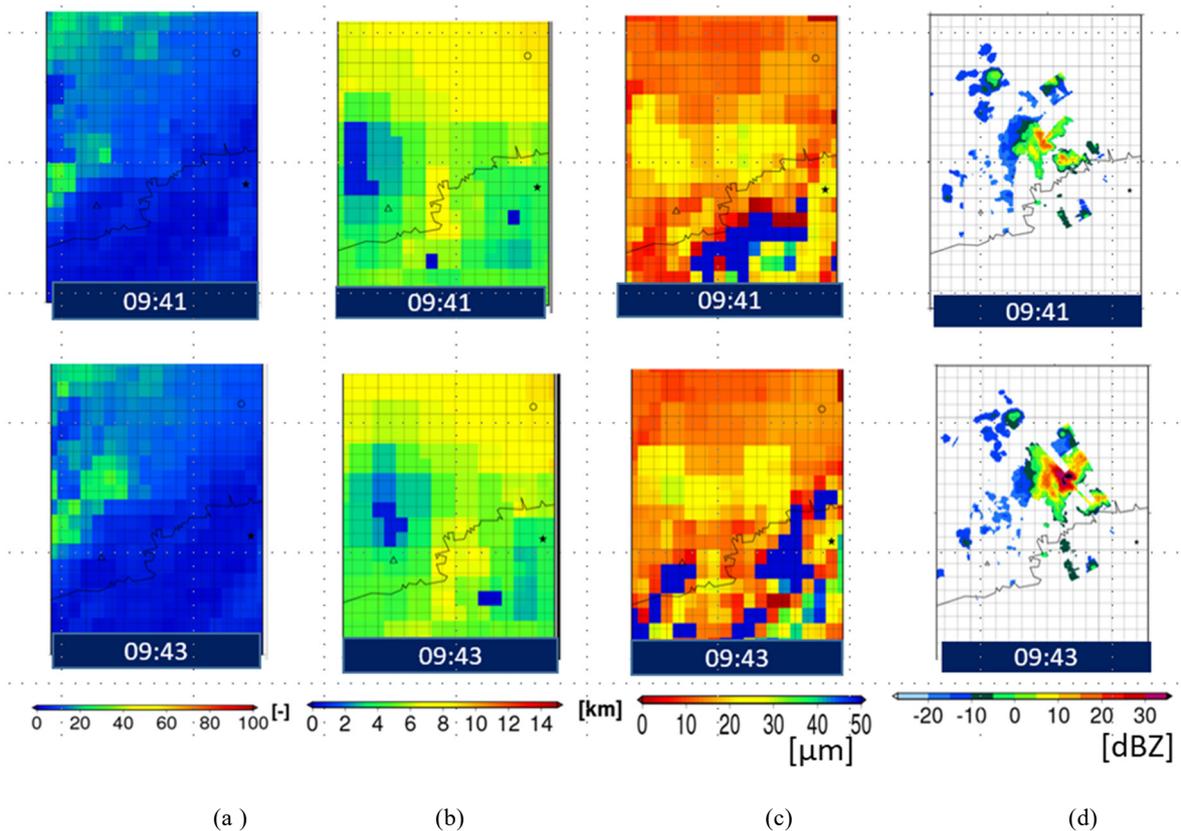


Fig. 27 Comparison between optical depth, (b) Cloud height, (c) effective diameter, (d) Ka-band radar reflectivity CAPPI Alt. 1400m.

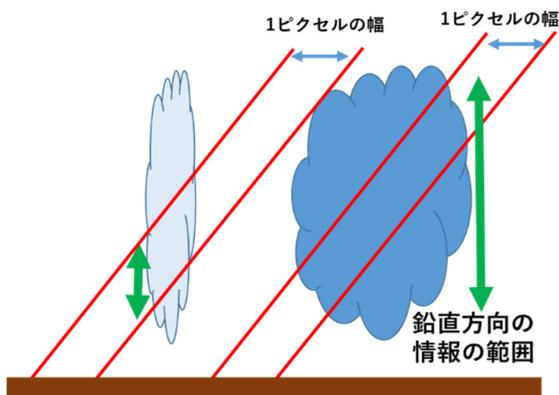


Fig. 28 The less of vertical information which the satellite can observe if the cell is small.

際エコー頂高度の変化を用いた上昇速度の推定から約10m/s以上の上昇流の存在が示唆された。この上昇流の要因は明らかにではないためこの原因を明らかにすることが必要である。Kaバンドレーダーで探知される段階においても大きな渦度の値が観測され発達とともにその分布が広がったことから、渦管が強い上昇流の周囲で発生したと考えられる。また、CFADを用いた解析により発達するセルと非発達のセルの間にレーダー反射因子の分布の差異、すなわち雲内部での粒子径の分布の差異がみられた。さらにその分布の特徴から上昇流の強さとの関係性を推測することができた。今後、ひまわり8号の雲物理情報も合わせた解析を行うことで、衛星から得られる雲頂付近の粒径の特徴も踏まえた解釈が期待される。

### 5.3 マルチセンサー観測で捉えた初期積乱雲の特徴

以上の解析の結果をまとめKaバンドレーダーで捉えた積乱雲初期段階の特徴を示す。解析した4つのセルの特徴の比較より、発達するセルは発達の過程で急激な高度上昇を示すことが明らかになった。その

## 6 渦度に関する検討

### 6.1 検討の目的

第1章で述べたように、渦度を利用した積乱雲の発達の危険性予測は国土交通省の近畿地方整備局で試験的運用までなされている。これらの鉛直渦度が予

測に有効であるという先行研究から鉛直渦度を用いた積乱雲発達に関する研究が行われるようになってきている。Nakakita et al. (2017) はエコー内部の鉛直渦度分布に着目し発達事例16事例全てに鉛直渦管構造が存在していることを示し、スーパーセルに発達しない積乱雲内でも鉛直渦管が見られることを示している。一方で、Kaバンドレーダーで観測される段階やLESモデルで再現されている渦管構造との関係は未だ明らかにされていない。そこで、本章では観測からは確認されていない水平渦管のTiltingによる渦管生成から積乱雲の発達までの渦度・渦管構造のふるまいを観測することを目的として、レーダーのドップラー風速を用いた擬似渦度算出における特徴をLESモデルと観測情報を用いて明らかにする。まず、積乱雲発達段階における渦管生成の概念を説明し、その後にLESモデルを用いた観測特性を行い、最後にそれらの特徴を踏まえた観測情報の解釈を行う。

## 6.2 渦度を用いた危険性予測について

中北ら(2016)は、ゲリラ豪雨をもたらすような孤立積乱雲も場合でも、スーパーセルで見られるように鉛直渦管は水平渦管が上昇流により傾けられることで生じ、上昇流の両脇に正の渦と負の渦が生じるという仮説を立てその立証を行った。また、High Z<sub>DR</sub> Columnとマルチドップラー解析を用い上昇流を挟むように鉛直渦管の正負のペアが分布していることを示し、鉛直シアと渦管構造の分布を解析し、その位置関係から水平渦管の立ち上がりによる生成の可能性を示している。

## 6.3 LESモデルの計算結果を用いた検討

### (1) LESモデルについて

本研究では、山口ら(2017)のLESモデルを用いた計算の結果を利用して、レーダー観測による現象の捉え方について検証を行った。LESモデルの概要と計算設定を示す。非静力準圧縮の基礎方程式系を採用しており、連続式、運動方程式(3成分)、温位の保存式、水蒸気・水物質の保存式から成っている。予報変数は風速の3成分、圧力、温位、水蒸気、雲水、雨水の混合比である。本研究では、3次元風速のみを利用しレーダーで観測されるドップラー風速を作成し、現象とドップラーレーダーで観測される風速、渦度の場を検証した。スキームの詳細は山口(2018)を参照されたい。よりレーダー観測値に近づけるために雲水量、雨水混合比からドップラー風速を観測できる領域を絞ることも可能であるが、本研究では、風の場をどの程度捉えられるかを明らかにすることを主目的と定め、降水粒子の有無に関わらず、すべての領域でドップラー風速を観測できるものとして計

算した。

格子間隔は水平方向に60m、鉛直方向には地表面ほど細かく、また高度が高くなるにつれて粗くなるようにストレッチさせ、4~60mとしている。東西、南北、鉛直の順にX, Y, Zとし格子を198×298×100グリッドをとり、Fig.29 に示す11.88×17.88×4.871kmの領域で計算を行った。2017年8月18日12時を初期値として3時間の計算を行った。また、気象庁MSM-GPVのデータを用いて、南北風、温位、水蒸気混合比を初期境界値と流入境界値をそれぞれ与えている。この計算は現実の事象と時刻までの厳密な予測を目的としておらず、現実場の傾向がどの程度発生しているかを検証したものである。本研究では、上昇流が計算領域内の各地で発生した計算開始から2時間50分後から3時間後までの期間について解析を行った。特にこの時間に小西(2019)が解析した上昇流は、多数発生

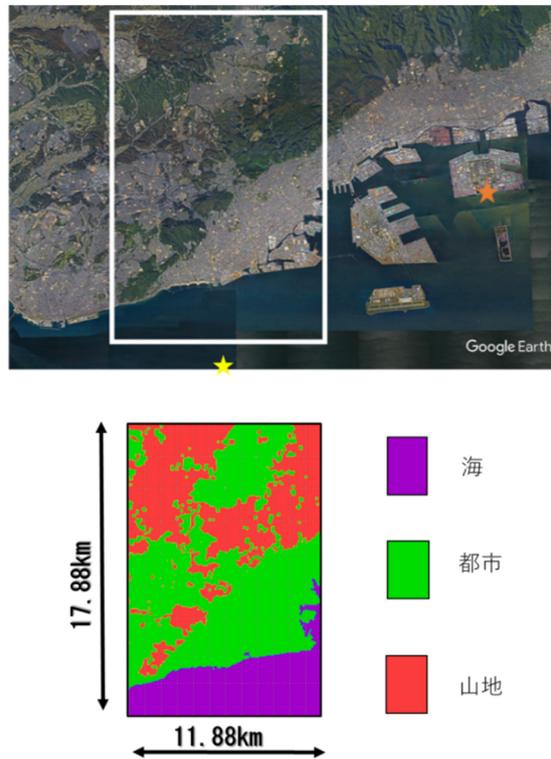


Fig. 29 Calculation area.

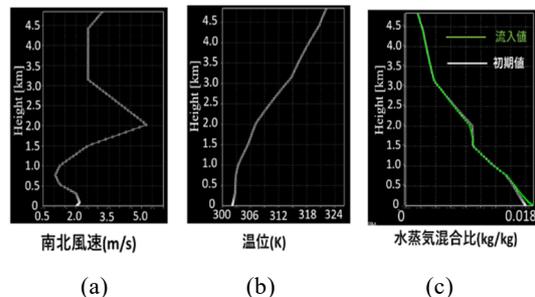


Fig. 30 Boundary condition vertical profile of (a)u, (b)potential temperature (c)water vapor mixing ratio.

した上昇流中で特に発達し、高度2.7kmまで到達し、雲水、雨水が生成しているものであり、Kaバンドレーダーの観測感度でも、その一部の挙動を捉えうるものである。ただし、この上昇流はKaバンドレーダーさらにはXバンドレーダーで観測している積乱雲や積雲に比べ小さいスケールであることに注意して検討を進めた。

## (2) 擬似的な観測値の作成

結果から、レーダーで観測される想定される観測値(以後、疑似観測値と呼ぶ)を作成した。疑似観測値は、次の方法で作成した。

1. レーダーの分解能で決まる観測ボリュームそれぞれに対応する計算格子を探索する。
2. ビーム方向の大きさ1の方向ベクトルと対応する計算格子点の3次元風速との内積をとり、レーダービーム方向の風速成分を算出する。
3. 算出した内積と観測ボリューム内の計算格子点の平均値を観測する風速として割り当てる。

ただし、レーダービームの通過高度によってデータが含まれないことがあるため、鉛直方向についてレーダービームの通過高度の上下の計算格子の値から線型内挿することによりすべての観測ボリュームで観測値が割り当てられるように定めた。

レーダーで観測すると想定される観測値の算出(以後、疑似観測実験と称す。)は以下の4つの条件で行った。

- ① Kaバンドレーダーを実際の観測地点に設置して、Kaバンドレーダーと同じ観測分解能で観測。
- ② KaバンドレーダーをLESモデル計算領域の南側に設置してKaバンドレーダーと同じ観測分解能で観測。
- ③ Kaバンドレーダーの実際の観測地点からXバンドレーダーの分解能で観測。
- ④ LESモデルの計算領域の南側からXバンドレーダーの分解能で観測。

レーダーの設置位置とLESモデルの計算領域の位置関係をFig.29の星印で示し、各条件の詳細をTable7に示す。①と②、③と④の比較によりレーダーの観測方向の違いによる渦度の観測に与える影響を評価し、①と③、②と④を比較し、観測分解能が渦度の観測値に与える影響を検証した。本研究では、疑似観測値の作成にあたってレーダーによる観測誤差は考慮せず、ノイズを含まずに観測すると仮定している。

Table7 Radar Observation simulation Condition

		①	②	③	④
レーダーの位置	緯度	34.680352	34.58139	34.680352	34.58139
	経度	135.270123	135.143	135.270123	135.143
観測分解能	アジマス方向	0.35°		1.2°	
	ビーム方向	75m		150m	

## (3) 観測方向の影響の評価

都市内部で発生した上昇流の周りに発生した鉛直渦度の分布について、条件①と②の比較を行った。Fig.31にLESモデルで算出される鉛直渦度の分布と①、②の条件での疑似観測値を示す。LESの計算結果の3次元風速から算出した鉛直渦度の分布を各方向の疑似観測で渦度の大きさの特徴も含めて捉えられている。南風が支配的な環境場であるが、環境場に対して直交する方向からでも渦度を探知することが可能であることを示している。これは、上昇流による運動量輸送によって生じる南北方向の水平風のシアの生成に伴って水平風のシアに直交する方向にも風系が変化し上昇流の両脇で渦が生成しているためである。観測方向による渦度分布の違いとしてFig.32に示すようなレーダービーム方向に伸びた渦度分布が挙げられる。一方、レーダーで実際に観測した場合にも渦度がビーム方向に伸びた分布は度々みられる。また、この特徴は風速の主方向と同じ方向で観測したものでより顕著にみられた。レーダーの信号処理等を考慮していない本解析で同じような分布がみられたことは風速場にその原因があると考えられる。ともに筋状の分布が現れる原因についてLESモデルの3次元風速場の解析を行った。まず、観測方向で渦度の分布が大きく異なる原因は、一方向の風速の差分を算出しているためであると考え、渦度算出の際に計算される計算式の第一項と第二項それぞれの分布を計算した。これを通してレーダーで渦度分布の推定に用いる一方向のみの風速差分の影響を確認した。Fig.33は鉛直渦度の分布と式(4.6)の右辺第一項と第二項の分布を示したものである。右辺第一項は東西方向に、右辺第二項は南北方向に伸びた分布となっていることから、一方向のみの風速から微分値を算出する場合、風速の方向に伸びる分布となることが明らかになった。従って、観測値で見られていたレーダービーム方向に伸びる分布は一方向の風速を用いた微分を行う場合に見られる特徴であることが明らかになった。特に風速の南北成分の東方向の微分を表す渦度の分布については、鉛直渦度が分布しているところから、風下側の北方向にその分布が伸びていた。この時の風の流れについて今後

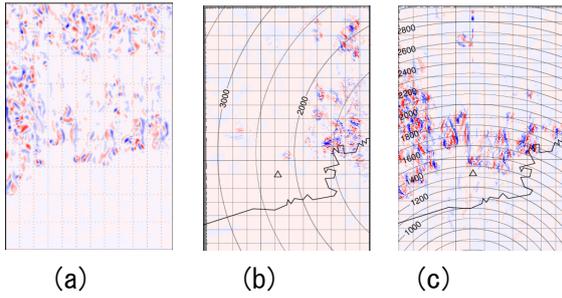


Fig.31 Comparison vorticity and pseudovorticity. (a)vorticity simulated by LES model (b)pseudovorticity in condition① (c) pseudovorticity in condition ②

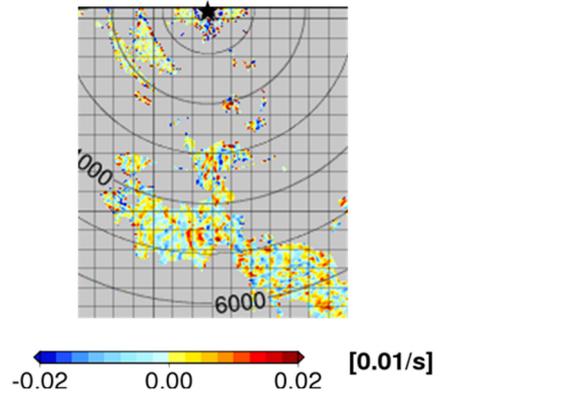


Fig.32 An example of vorticity stream-like distribution.

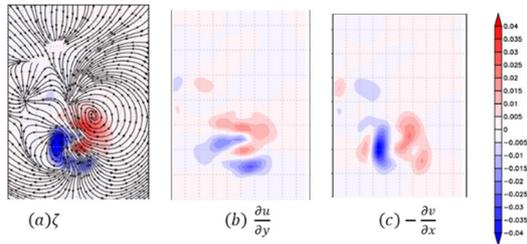


Fig.33 Vertical vorticity in each term.

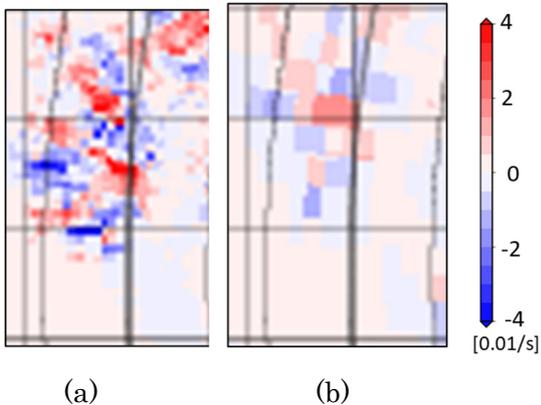


Fig.34 Observed vorticity in different beam width. (a) Condition ① (b) condition②

原因を明らかにする必要がある。

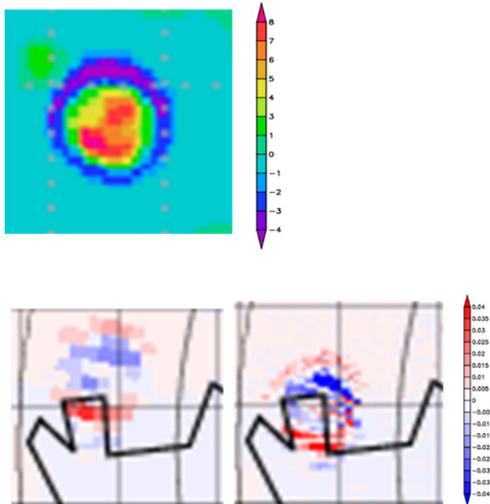
#### (4) 観測分解能による影響の評価

観測分解能の違いにより観測する渦度の差について①と③を用いて比較する。前節で示した上昇流の両脇に存在する鉛直渦度をそれぞれの分解能で観測した場合の疑似渦度の分布をFig.34に示す。観測分解能が低下した場合でも渦度の値が大きい部分は捉えられている。一方で渦度の詳細な構造を捉えることは難しいことがわかる。また、計算領域全帯における渦度分布を見ると分解能が高い場合は、細かな乱れもとらえてしまうため、渦度が複雑に分布していることが分かる。一方で③は、レーダーからの距離が遠くなる時のアジマス方向の分解能が低くなることで渦度を捉えにくくなっている。捉えた場合でもLESで計算された値と比べて小さくなっている。さらに観測分解能が低い場合に観測方向が変わった場合に捉えられる渦度について③と④を比較する。観測方向の違いによる渦度の分布の違いは観測分解能が高いものと比べて見られるものの鉛直渦度の値が大きく、空間スケールの大きいものについては、二つの方向から観測できることがわかった。

#### (5) 上昇流の影響の評価

ドップラー風速を観測する場合、レーダービームが水平面に対して仰角を持っているため、3次元風速の水平成分だけでなく鉛直成分を含む。対流性の雲を大きい仰角で観測する場合に、セル内に存在する上昇流の影響を受けドップラー風速が実際の水平の風速と異なることが想定される。それにより疑似渦度の値が大きく異なる可能性がある。この影響がどの程度であるかの検証を行った。Fig.35にドップラー風速観測時における上昇流の寄与分のみを抽出し表示した。この上昇流はレーダービームの通過高度で最大で8.39m/sである。観測高度においてKaバンドレーダーとXバンドレーダーのそれぞれの分解能で仰角17度で算出した値を示している。観測分解能が高い方が上昇流の影響を受けやすく、0.02/s程度であり観測される渦度の規模とほぼ同じ大きさとなっている。特に渦度が大きくなっているのは、上昇流の周囲に発生している補償下降流と上昇流の間の風速が一番大きい箇所である。このため、渦度の分布を正確に捉えられていない。仰角が大きい場合は渦度の分布に上昇流の影響が含まれていることも考慮することが必要である。

さらにレーダーからの距離の遠い上昇流が観測値に及ぼす影響を調べる。同じ高度であっても遠方であれば低い仰角で観測することに加え、空間分解能



(a) (c)  
 Fig.35 The effect of updraft for vorticity detection. (a) Distribution Updraft. (b)pseud vorticity calculated from updraft in condition ① (c)pseud vorticity calculated from updraft in condition ③

が低くなるため上昇流の影響は受けにくくなる。渦度による危険性判定を行っているXバンドレーダーにおいては、レーダーの分解能が $1.2^\circ$ であること、観測仰角が低いこと、さらにはレーダーからの距離が10km以上であることが多く分解能が低下することから上昇流の影響は抑えられると考えられる。Kaバンドレーダー観測の高仰角での観測は渦度を用いた危険性探知の観点でみると悪影響を及ぼす可能性があるが、上昇流を観測できるという点を利用して、積乱雲の発達過程に見られる上昇流の増大を探知し積乱雲の発達の特徴を捉えられる可能性がある。

### (6) 渦度探知と循環の関係

渦度と渦の関係性について述べるにあたって、はじめに渦の種類について述べる。渦の形態として自由渦と強制渦、両者の特性を合わせたランキン渦が知られている。自由渦とは、渦の中心からの距離に反比例して速度が小さくなる渦で、渦度は0となる。強制渦は、渦の中心からの距離に比例して速度が大きくなる渦で、渦中の渦度は一定の値を持つ。ランキン渦は強制渦と自由渦の両者の特性を併せ持つ渦である。渦の中心から一定の距離までは強制渦を仮定し、それぞれより遠い範囲に関しては自由渦の特性を持ち中心からの距離に反比例して速度が小さくなる。自然界の現象、例えば台風や竜巻等は、ランキン渦と似た風速分布であり、ランキン渦を仮定し解析されることが多い。

レーダー観測から得られる情報のみでは一方向からの風速の微分値しか得られないので、せん断の渦であるか、循環の渦であるかを特定することはできない。しかし、循環がある場合には、レーダーの観測方向に限らず同じ位置で同じ方向の渦度を観測できる。循環がない場合も擬似渦度を観測できるが、観測方向が大きく異なる場合は正負分布が大きく異なることが想定される。すなわち、レーダーの観測方向に依らず正負が同じ渦度を観測できたならば、循環があることを示しているといえる。レーダーで渦度を探知するということは循環が存在する事の必要条件として考えることができる。また、直交したレーダー観測において同じ渦度分布が得られた場合は、循環があると考えられる。

### (7) 渦度の時間変化の観測可能性

ここまで、ある瞬間における渦度の探知可能性について解析を行い、Kaバンドレーダーの観測分解能であれば、数百メートル規模の渦度の探知可能であるという結果を得た。しかし、雲の発達と渦管構造のメカニズムを解明するためには、発生初期段階に発生した渦管構造の時間発展を捉えることが不可欠である。本節では、現象解明のための重要な鍵となる時間発展の追跡の可能性を検討する。

まず、LESモデルで計算された3次元の渦管構造の30秒ごとの変化をFig.36に示す。図から、30秒間隔であれば同一の渦管を追うことができるものの、短時間で渦管が激しく変化していることが確認できる。したがって、高頻度観測が必要となる。2018年の神戸集中観測では、渦管構造の時間発展を捉える事を目的として観測時間間隔を従来の5分毎から2分毎に短縮した。本観測の検証を含めて、Kaバンドレーダーによる観測の可能性が示された雲生成初期段階の渦度分布構造の消長を捉えるために必要な時間分解能に関する解析を行った。はじめに本研究で用いた神戸集中観測におけるKaバンドレーダーの2分毎という時間分解能での渦度構造の時間発展の追跡の可能性を示す。Fig.37はモデルの計算結果から算出したKaバンドレーダーの疑似観測値を30秒ごとに並べたものである。縦方向に並んだ図は2分毎の変化、すなわち2018年の観測を想定した渦度分布の時間変化を示している。2分毎の観測値の変化を見ると、時間発展を追えるものがある一方で、上昇流が頻繁に発生しているところでは、30秒間隔であっても新たな渦度の生成により、同一の渦度を追跡することが困難である。降水をもたらす雲へと発達する場合には上昇流の組織化や頻繁な上昇流の発生により渦度分布の急激な変化が想定され、追跡が困難であると考えられる。しかし、30秒ごとの疑似観測値を見ると新

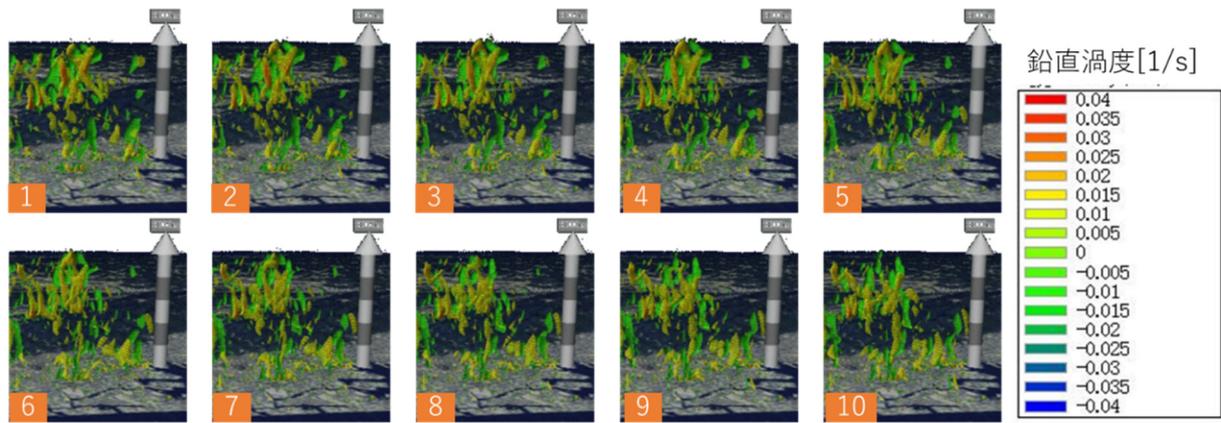


Fig. 36 Vortex tube (3D image) timeseries in 30seconds.

たな渦度の生成や渦度の移動を含めて追跡が容易である。1分間毎の擬似観測値をみると渦度の時間変化を十分追跡できることがわかる。

ここで、分解能が与える時間変化に対する感度の違いを確認するためにXバンドレーダーの分解能で観測した場合の変化をFig.38に示す。Kaバンドレーダーの分解能で観測したものと比べて、30秒ごとであっても変化を追跡が一層難しくなっている。

以上の検討から、Kaバンドレーダーの分解能で雲発生初期段階の渦度の変化を捉えるためには、少なくとも1分程度の頻度での観測が必要であることが示された。また分解能が低くなると同じ時間分解能であっても追跡が困難になることが示された。この結果は、Kaバンドレーダーの積乱雲初期の観測への適性が示されたものであり、高頻度観測により観測能力を最大限発揮することができることを示している。今回の解析では、雲の発生初期段階を再現した計算結果を用いたため、1km程度のスケールの雲の発生にとどまっており、対象とする積乱雲へ発達する雲に存在する渦度の空間スケールや現象の時間変化について検討できていない。空間スケールの大きな現象は、より長い時間スケールで変化していくことが知られている。今後、雲が発達するより不安定な環境場での計算結果を用いて積乱雲に発展するもの各発達ステージにおける現象の時空間スケールと観測可能性を明らかにし、現象の観測に向けた観測の改善を行っていくことが必要である。

#### (8) LESモデルを用いた解析のまとめ

LESモデルのシミュレーションの結果を利用して、LESモデルを利用した研究で解析が行われている上昇流の両脇に発生する渦度についてレーダー観測値を擬似的に作成し渦度分布と実際の風速場との関係を明らかにした。観測分解能と観測方向の違いによ

り観測される渦度分布に差異がみられる場合があるが強い上昇流に伴って生成する水平スケール300メートル以上の鉛直渦度であれば方向に依らず観測することができ、観測分解能が高いほど高い感度で渦度を探知できることを明らかにした。また、LESモデルの計算結果をもちいた渦度の分布にも、レーダーで実際に観測した場合に見られるのと同様の渦度がビーム方向に伸びる特徴がみられた。このことから、実際の観測で見られた分布がレーダーの信号処理等によるものではなく、現象をとらえたものであることが確認した。以上を踏まえKaバンドレーダーの観測分解能を利用して雲発生初期段階に発生する上昇流に伴う渦度を探知できることを示した。さらに、初期段階の発達段階を利用してKaバンドレーダーで渦度の発達過程を捉えるために必要な時間分解能を検討し、1分毎以上の高頻度で観測することが必要であることを示した。

### 6.3 レーダー観測疑似渦度の階層構造

#### (1) 移動平均による渦度分布のアップスケリング

前段のLESモデルの結果を利用した解析からも明らかになったようにKaバンドレーダーはその観測分解能の高さにより、LESモデルで示されている渦度構造をもとらえる事が可能である。そこで、Kaバンドレーダーの観測値を用いて、数百m程度のスケールの渦管構造と中北らによりXバンドレーダーで存在が確認されている渦管構造のスケールまでの橋渡しをする。

Kaバンドレーダーのドップラー風速から算出した渦度分布を示す。前段で示されたように高い分解能である為に細かな風速の変動を捉えるため複雑な分布をしている。中北ら(2017)は、ホワイトノイズを除去する目的で移動平均を行い渦度の分布を滑らかな分布にして解析を行った。本研究では、渦度に対す

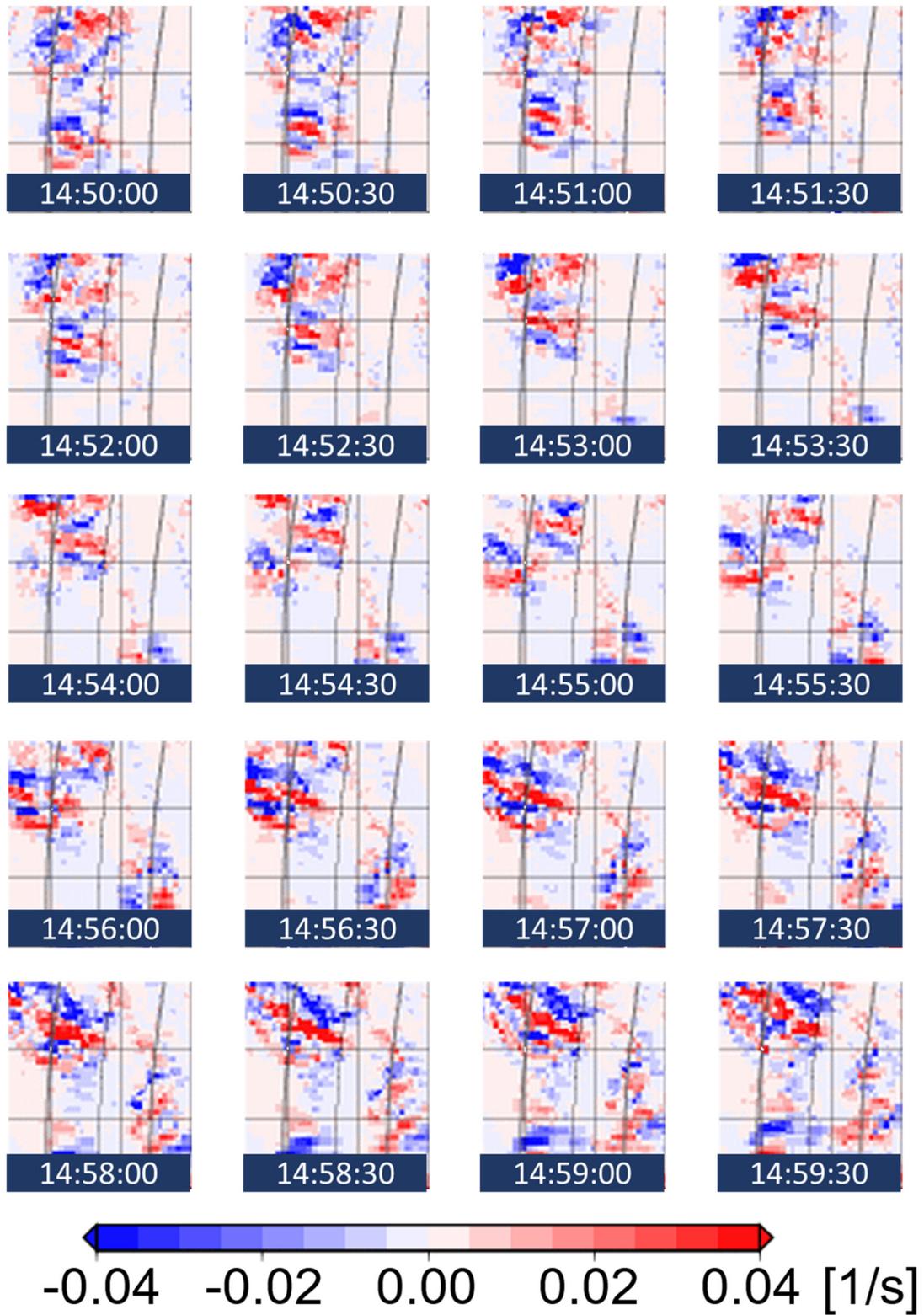


Fig. 37 Vorticity timeseries every 30 second simulated in Ka-band radar's spatial resolution.

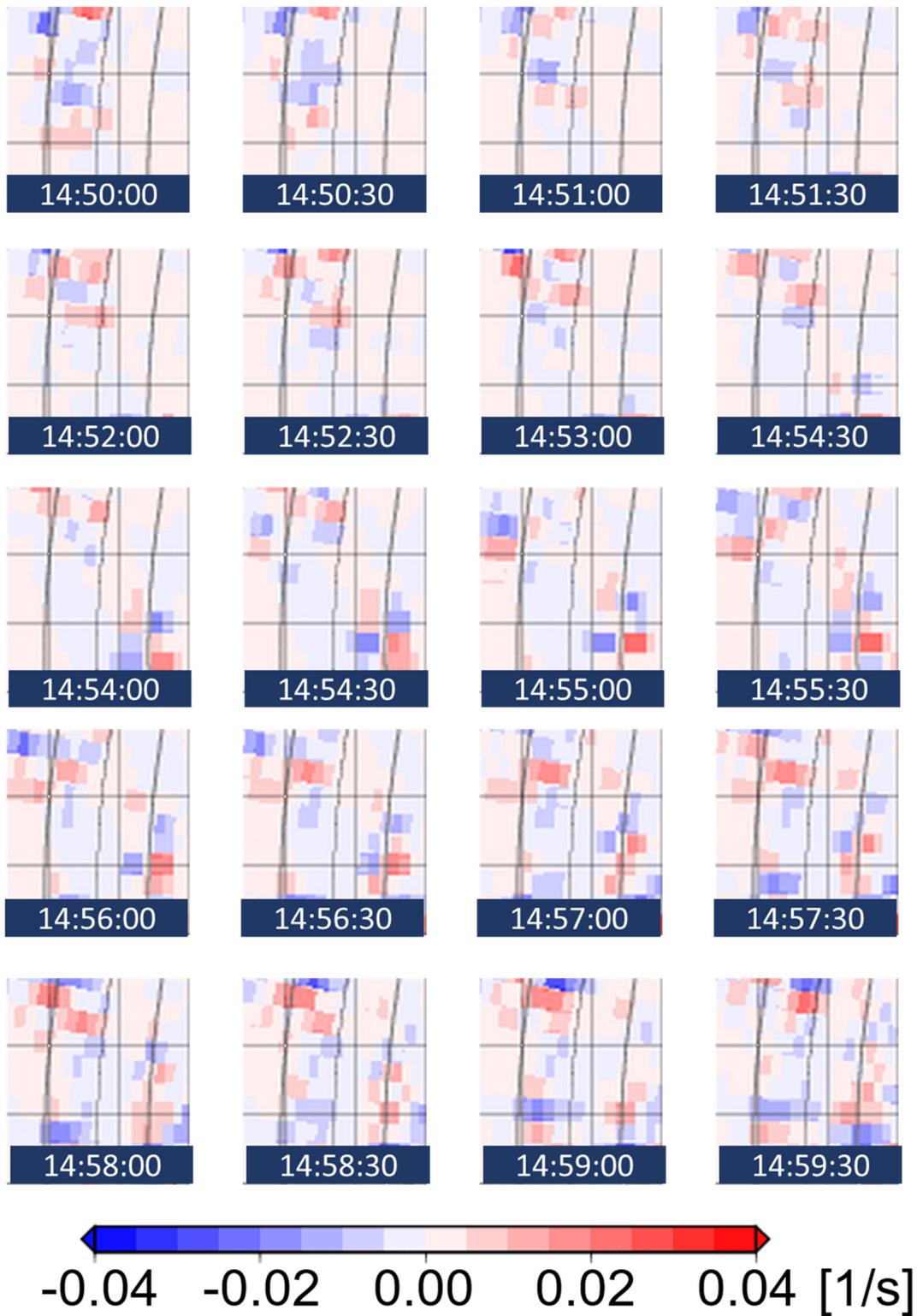


Fig.38 vorticity timeseries every 30 second simulated in X-band radar's spatial resolution.

る移動平均の処理の持つ意味について今一度考察し、移動平均により抽出される渦度のスケールと各発達段階における渦度の変化について明らかにする。

はじめに、渦度の空間的な移動平均の物理的意味を考える。まず、空間的な移動平均についてはローパスフィルターとして高周波のホワイトノイズを取り除く役割があることが知られている。ここでは、渦度について移動平均の処理を施すことについてストークスの定理を用いて整理する。ストークスの定理より領域Sで渦度の面積分は領域Sを囲む閉曲線Cの接線方向の成分の和であり式 (6.3) のようになる

$$\int_S \xi dA = \oint_C v dl \quad (6.1)$$

ここで右辺は閉曲線Cにおける循環を表す。移動平均を行う過程で算出される渦度の領域総和は移動平均する領域を囲む閉曲線における循環の大きさを表しており、サンプル数で割る処理により、平均化した値を得ていることになる。すなわち、移動平均した後の情報は、各グリッドを中心とする移動平均を施すスケールにおける循環の大きさを表しているといえる。つまり、移動平均の処理により空間スケールが小さい渦度は除去され、移動平均のスケールと同程度のスケールの渦度の分布を抽出したことになる。一方で、粗い分解能のレーダーで観測した観測値は、観測ボリューム内の降水粒子の移動速度のレーダービーム方向成分を散乱強度で重みづけをしたおおよその平均値と考える事ができる。それから算出される風速のアジマス方向差分が擬似渦度である。したがって、前段で述べた移動平均を施したものと様々のものであると考えられる。この原理から観測分解能が高いKaバンドレーダーの観測情報をXバンドレ

ーダーで観測される渦度スケールまで移動平均を行うことで、観測分解能の間の橋渡しをすることができる。

### (3) Kaバンドレーダーとフェーズドアレイレーダーを用いた解析

高尾(2019)はフェーズドアレイレーダーの時間、空間ともに高密度の観測情報を利用して渦管構造の消長に関する研究を行い、探知開始時と積乱雲が発達した段階において渦管の時間空間スケールに変化がみられることを示した。本研究ではKaバンドレーダーの高分解能の特徴を活かし、高尾(2019)で確認された事例についてより発生初期段階に注目し渦の階層構造について解析する。この時Kaバンドレーダーは5分毎の観測を行っていた。LESモデルを用いた解析により、Kaバンドレーダーの空間分解能で数百メートルのスケールの渦度を観測する可能性がある一方で、5分毎の観測では、このスケールの渦度は1分程度の時間で大きく変化するので追跡することは難しいと考えられるため、移動平均を施しより大きなスケールの現象として追跡する。Fig. 39にKaバンドレーダーとフェーズドアレイレーダーで同じ時刻に観測した渦度を示す。フェーズドアレイレーダーのアジマス方向の分解能と同程度の移動平均を施すとKaバンドレーダーの渦度とよく対応することがわかる。フェーズドアレイレーダーでは、これ以下のスケールの渦度の分布を観測できないがKaバンドレーダーではさらに小さな渦構造を捉えている。Kaバンドレーダーは5分間隔の観測をおこなっているため移動平均をしていないスケールの渦を追跡することは困難である。しかし、Kaバンドレーダーで観測できる段階でも寿命の長い時間空間スケールの大きい渦が存在すると追跡も可能であると考えられる。Fig. 40はKaバンドレーダーを用いてフェーズドアレイレーダーで探知される前の渦度を追跡したものである。フェーズドアレイレーダーで探知する時刻に観測される渦度よりも水平スケールの小さな現象となることが想定されたため425mで移動平均を行っている。500m程度の広がりを持つ渦度であれば追跡が可能であることを示している。

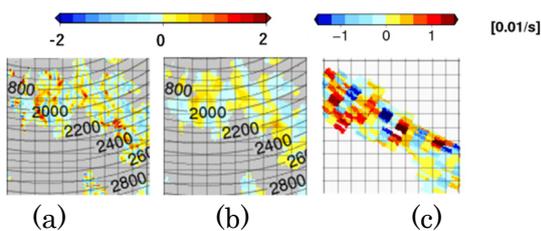


Fig. 39 The difference of vorticity in Ka-band radar and PAWR. (a)Ka band radar (b) Ka-band radar in Movin average. (c) PAWR.

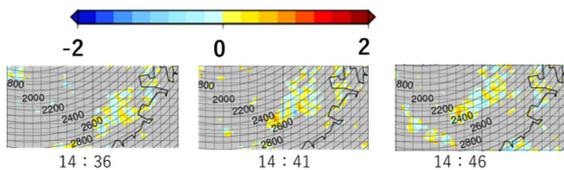


Fig. 40 Vorticity detected by Ka-ban radar before PAWR detected.

### 6.4 検討を踏まえた積乱雲発達における渦管構造の変化

本章での検討を踏まえて積乱雲の生成・発達過程における渦管構造の発展とその観測について述べる。

まず、Fig.41は渦管構造に関する研究の現状を示したものである。小西(2019)はLESモデルでは、都市上空で発生する上昇流の周囲に生成する渦管構造が確認されており、特に発達し、境界層を突破するもの

で渦度が大きくなることを示している。また中北・新保ら(2018)は、Kaバンドレーダーで観測される初期段階において渦管構造が確認されることを示したが、発達段階において渦度分布が複雑な分布をしているため、Xバンドレーダーで観測される段階とのつながりを明確に示す観測事実は得られていない。一方、Xバンドレーダーで観測される発達段階において、中北ら<sup>39)</sup>は上昇流とともに存在する渦管構造をZDRカラムや上昇流解析、鉛直シア解析を用いて水平渦管が上昇流により持ち上げられることによる鉛直渦管の生成を明らかにしている。しかし、それぞれの発達段階の渦管構造のつながりは明らかにされていない。

Fig.42に本研究での検討を踏まえた積乱雲発達における渦管構造の変化についてまとめた。まず、①の発生初期段階の現象と観測について述べる。熱的浮力や水蒸気の凝結を起因とする数百メートルスケールの上昇流の発生とともに正負の渦管構造が生成することがLESモデルで示されている。本解析でKaバンドレーダーの観測分解能であれば、観測可能な雲粒子が存在すれば観測可能であることを示した。しかし、この渦管構造は、生成・消滅の時間スケールが短く、時間変化も大きいため、現段階のKaバンドレーダーやドップラーライダーの観測頻度でこの規模の渦管構造の消長をつぶさに観測することは困難である。しかし、LESモデルの疑似観測値の解析から1分毎以上の頻度で観測することで消長を捉えうることを示した。この段階は雲の生成の前から生成初期段階で見られる現象であると考えられる。

次に、Fig.42の②に示す水平スケール2km程度以上の積雲への変化は、先述した上昇流や渦度の組織化により進むと考えられる。近距離で発生した上昇流が組織化し一つの雲として観測される。渦度についても同様に組織化や融合が起こると考えられる。この渦度の融合の過程については余田(1999)が示したように近接する渦が相互に影響しあい、お互いの周りを回るように変化しながら融合するプロセスにより大きなスケールの渦度へと変化すると考えられる。この段階でも、Kaバンドレーダーでは細かな渦度分布を捉えるが、積雲の運動を支配するスケールの現象として移動平均を施し巨視的な視点で見た場合、より大きなスケールの渦度の分布がみられると考えられる。移動平均した渦度は融合等のプロセスによるスケールの変化を簡易的に捉えることができる。Xバンドレーダーで観測すると分解能が低いため積乱雲の中心となる渦構造のみを捉えることになると考えられる。このスケールの渦度の寿命は、発生初期のもの比べて長くなることから追跡が可能にな

ると考えられる。中北ら(2017)がゲリラ豪雨の早期探知システムで用いていた渦度はこの段階であると考えられる。この段階で、Xバンドレーダーで観測できるスケールの渦構造が生成し、その渦構造がより大きなスケールの渦構造に変化することから発達との関係性がみられた可能性がある。Kobayashi et al.(2012)が示したように積乱雲の下部構造としてのタレットが生成・消滅を繰り返しながら積乱雲の次の発達段階へと変化していくものと考えられる。

この積乱雲となる段階をFig.42の③に示す。中北ら(2018)は、この段階における上昇流とともに存在する渦管構造をZDRカラムや上昇流解析、鉛直シア解析から示した。水平スケールが5~10km程度の大きなスケールの積乱雲内に確認された渦度は約2km程度のスケールであり、このスケールの渦度は変動が小さく、レーダーでも追跡することが可能であると考えられる。

以上で述べたことを、Table8にレーダーと渦管のスケールの関係性を整理して示す。渦管構造は、水平スケールの小さな渦管構造は生成から消滅まで1分~数分程度であり、Kaバンドレーダーの分解能で観測可能である。しかし、この段階において十分な大きさの雲粒子ができていない場合はKaバンドレーダーでも観測することはできない。さらに発達数百mスケールへと変化するとKaバンドレーダーで十分に観測でき観測頻度を1分程度まで向上させることで時間変化を捉えられる。Xバンドレーダーの分解能では、レーダーに近い場所では観測の可能性があるが、分解能が低い領域では観測が難しいと考えられる。さらに発達した水平スケール数kmの渦管構造は、セルの発達に伴い発生し衰退とともに消滅すると考えられおよそ20分以上と考えられる。このスケールの現象はKaバンドレーダーで観測すると細かな乱れを捉えてしまうことで主となる数kmスケールの現象が十分に見えないため適切なスケールで移動平均する必要がある。Xバンドレーダーでも観測でき、フェーズドアレイレーダーで観測することでこのスケール渦管構造の消長をつぶさに観測することができる。

今後、上昇流の生成から積乱雲に発達するまでの現象を観測とモデル検証によって解明する必要がある。Kaバンドレーダーは、LESモデルのスケールからXバンドレーダーで観測されるスケールまでの橋渡しをする可能性を持っている。さらに、フェーズドアレイレーダーの持つ高頻度観測によりXRAINでは、時間変化を追跡できなかったスケールの小さな渦管構造の解明が期待される。また、渦管構造の変化は小さなスケールの渦が融合等を繰り返しながら大きな渦構造を形成していることが推測された。一方で、

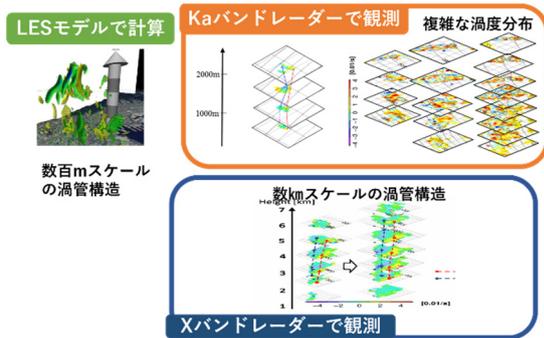


Fig. 41 Overview of Vortex tube studies.

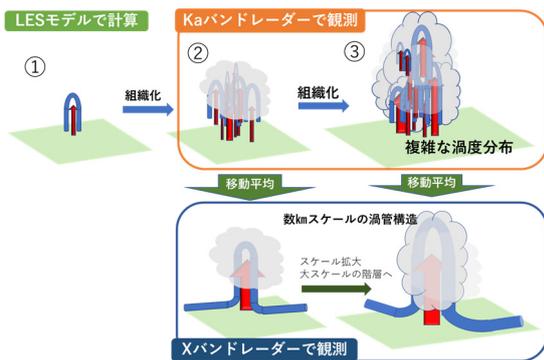


Fig. 42 Vortex tube and Updraft in developing stage.

Table 8 The relation between radar detected vorticity and Cumulonimbus development.

空間スケール	~100m	100m~1km	1km~
時間スケール	1分	約20分~	
Ka	△ 分解能では観測可能。雲粒子があれば観測できる。	○ 観測可能 → 時間分解能を向上すると時間変化も観測可	△ 細かな乱れを観測。移動平均を行い抽出できる
X	×	△ 距離によって観測できる可能性あり	○ フェーズドアレイレーダーで時間変化も観測可

竜巻の生成においては、積乱雲内部にある数kmスケールのメソサイクロンや1km~数kmの規模のマイソサイクロンが発生したのちに、竜巻が生成する。マイソサイクロンはXバンドレーダーで観測される渦管構造と近いスケールの渦であり、今後、両者の関係性を成因をもとにして解析することで明らかにすることが期待される。渦度の階層構造は、乱流におけるエネルギー輸送との関係も深く、2次元乱流の場合に見られるカスケード・逆カスケードによる異なる渦スケールへのエネルギー輸送との関係性を今後検討していくことでより現象を明らかにできると考えられる。

## 7. 結論

本論文では、Kaバンド雲レーダーを主体としたマルチセンサー観測を最大限活用し積乱雲の発生初期から発達に至るまでのプロセスの解明を目的とした。Kaバンド雲レーダーで捉えた初期積乱雲を解析し、渦管構造について都市気象LESモデルを用いて検証を行い、以下の結果を得た。

Kaバンド雲レーダーを用いたZhの頻度分布をとるCFADにおいて発達セルと非発達セルでの分布の違いを示し、上昇流と粒子の併合過程との関係性を示した。

発達するセルにおいてXバンドレーダーで探知される直前にエコー頂高度の急上昇を確認し、Misumi et al.(2018)と同様に降水をもたらす雲への変化の起点として上昇流が発生していることが示唆された。

LESモデルの計算結果を用いた解析によりKaバンドレーダーの高分解能により数百m程度のスケールの渦度を探知する事が可能であるとともに、高頻度観測による微細構造の追跡の可能性を有していることを示した。

渦度の検討から渦度探知の可能性を示すとともに、100m前後の上昇流のスケールから積乱雲発達に至るまでの渦度の発展プロセスを渦度の融合、発達する仮説を示した。

以上の結果を得た過程について、以下に詳しく述べる。

第1章では、ゲリラ豪雨の危険性予知手法の必要性について述べ、Kaバンドレーダーの能力を最大限に生かし高精度化に必要であるゲリラ豪雨発生、発達メカニズムの解明を目的として定めた。

第2章では、研究対象であるゲリラ豪雨の定義について述べ、防災上におけるタマゴの研究の流れを述べた。中北らが行ったゲリラ豪雨のタマゴの早期探知・危険性予知手法とともに、Sakurai et al.や田田などが行ったKaバンドレーダーによる積乱雲発生初期段階のメカニズムの解明に向けた研究について述べ本研究の目的をより明確なものとした。

第3章では、積乱雲の初期段階のメカニズムを解明するために行われている神戸集中観測の状況や観測領域に設置されたセンサーの特徴を述べ、いかにして積乱雲初期段階を捉えるかを述べた。

第4章では、Kaバンドレーダーの観測特性について、波長の特徴から詳細に示すとともに解析における留意すべき事項を確認した。また、ノイズの影響を最小限に抑えるためのKaバンドレーダーのノイズ処理手法を述べた。さらに解析に用いるレーダーデータ

の可視化手法を示した。

第5章では、神戸集中観測で捉えた六甲山上で発生し発達する積乱雲について発生初期段階から追跡し解析を行った。初めにエコー頂高度の変化から上昇速度を算出し、それが境界層レーダーで捉えた上昇流の速度と同程度であることから妥当性を示し、さらに発達する積乱雲においてエコー頂高度の上昇速度が大きい傾向があることを示した。また、KaバンドレーダーとXバンドMPレーダーのレーダー反射因子Zhの高度毎の頻度分布CFADを作成し、その分布の特徴から、雲物理プロセスを通して積乱雲内部で発生している雲発達におけるメカニズムを推測できることを示した。また、発達との関係が示されている渦度分布についてKaバンドレーダーを用いて確認を行い、エコー頂高度が大きく発達する段階において、発達したセルの内部で正負の渦度を確認した。

第6章では、孤立積乱雲の発達段階において確認されている渦管構造について、Kaバンドレーダーで観測される段階や上昇流の周囲に生成する渦管のスケールのギャップを埋めるため、LESモデルの計算結果を利用してKaバンドレーダーでどの程度現象を捉える事ができるのか検証を行った。また、ドップラー風速の観測によって一方向の風速しか得られないことにより懸念されていたビーム観測方向の影響や観測分解能、高仰角における上昇流の影響を擬似的な観測値を作成することで評価した。その結果、ドップラー観測であっても渦度が存在している場合には十分発達した渦度分布であれば方向に依らず探知可能であること、分解能が低下すると渦度を観測する感度が低下すること、20度程度の大きい仰角で観測する場合、実際の渦度のオーダーと同程度の渦度が上昇流の影響のみで発生する事を確認した。渦管構造の細かな時間変化を捉えるためには観測頻度を1分毎以上に高めた高頻度観測が必要であることとともにKaバンドレーダー程度の分解能を有する事が必要であることを示した。さらに、分解能の異なるレーダー同士の観測値をつなぎ合わせる手段として移動平均を示し、渦度の移動平均の物理的意味を解釈し、高い空間分解能のレーダーで得られた渦度をより大きなスケールへとつなげることを示した。これらの検討を踏まえて上昇流の生成から積乱雲の発達に至るまでのスケールの変化を考慮した渦度発達のメカニズムを示した。空間的に小さなスケールで存在し、短い時間で大きく変化する渦管構造が組織化や融合することでより大きなスケールへと進展し、大きなスケールの積乱雲の挙動に影響を与える渦管構造が生成するという仮説を示した。

以上の結果から、今後の課題と展望について述べる。Kaバンドレーダーのレーダー反射因子の高度毎

の頻度分布の違いから雲生成のメカニズムを明らかにすることについて、今後、Kaバンドレーダーによる高観測分解能雲情報をひまわり8号の雲物理情報と合わせて解析することが必要である。また、Kaバンドレーダーで観測する段階からXバンドレーダーで観測される段階への変化の際にエコー頂が急上昇する傾向があることが本研究でも確認されたことについて、上昇流の発生が原因であると考えられるが、その上昇流を生み出す要因が、Misumi et al.<sup>20)</sup>の示した中層での流入風であるのか検討が必要である。そのためには更なる観測事例を増やし、その特徴が一般的なものであるのか検討が必要である。本研究で示したようにLESモデル等を用いて積乱雲の生成初期段階から発達に至るまでのプロセスに影響を与える渦管構造の時空間スケールを推定し観測の戦略を練ることが求められる。積乱雲の生成から発達の過程における渦管構造の生成過程が本研究で示した小スケールの渦管が組織化、融合し拡大するというプロセスについて、Kaバンドレーダーの高分解能の観測データを活用し、1分程度の高頻度観測を通して明らかにされることが期待される。

## 謝 辞

本研究で用いた名古屋大学Kaバンド雲レーダーは名古屋大学宇宙地球環境研究所からご提供いただいた。XバンドMPレーダの観測データは国土交通省からコンソーシアム活動の一環として提供いただいた。同時に、基盤研究(S)15H05765、22226010の助成をいただいた。この場を借りて深く感謝申し上げる。

## 参考文献

- 大東忠保・中北英一・山口弘誠・坪木和久(2018): 夏季積乱雲発達初期の雲レーダー観測, 京都大学防災研究所年報, Vol.61 B.
- 小倉義光(1997): メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.
- 片山勝之・山路昭彦・中村文彦・森田宏・中北英一(2015): 局地的豪雨探知システムの開発, 河川技術論文集, 第21巻, pp.401-406.
- 気象庁(2016): 気象庁気候変動監視レポート2015, 31pp.
- 気象庁気象衛星センターホームページ:  
[https://www.data.jma.go.jp/mscweb/ja/info/spsg\\_ahi.html](https://www.data.jma.go.jp/mscweb/ja/info/spsg_ahi.html)  
(最終確認日2019年2月8日)
- 国土交通省(2009): 中小河川における水難事故防止策検討WG報告書.

- 小西大(2019): 都市気象LESモデルを用いた大気境界層を突破する熱的上昇流の発見と要因解析, 卒業論文, 京都大学工学部地球工学科土木工学コース
- 白石栄一(2009): 局地的な降雨観測・予測技術の動向, 科学技術動向, 文部科学省科学技術政策研究所科学技術動向研究センター, 第95号, pp.34-45.
- 高尾充政(2019): 高時間空間分解能フェーズドアレイレーダーを用いたゲリラ豪雨の三次元構造解析, 卒業論文, 京都大学工学部地球工学科土木工学コース.
- 東京都下水道局雑司ヶ谷幹線再構築工事事故調査委員会(2008): 雑司ヶ谷幹線再構築工事事故調査報告書, 11pp.
- 中川勝広・片山勝之・増田有俊・是津耕司・中川英一(2018): 渦管を用いた局所的豪雨探知手法に関する研究, 土木学会論文集, B1(水工学), Vol.74, No.5, pp.I\_265-I\_270.
- 中北英一・山口弘誠・山邊洋之(2008): レーダー情報を用いたゲリラ豪雨の卵の解析, 京都大学防災研究所年報, 第52号, pp.547-562.
- 中北英一・山邊洋之・山口弘誠(2010): ゲリラ豪雨の早期探知に関する研究, 水工学論文集, 第54巻.
- 中北英一・山邊洋之・山口弘誠(2011): XバンドMPレーダーを用いたゲリラ豪雨の早期探知と追跡, 京都大学防災研究所年報, 第54号B, pp.381-395.
- 中北英一・西脇隆太・山邊洋之・山口弘誠(2013): ドップラー風速を用いたゲリラ豪雨のタマゴの危険性予知に関する研究, 土木学会論文集, B1(水工学), 第69巻, pp.325-330.
- 中北英一, 西脇隆太, 山口弘誠(2013): ゲリラ豪雨の早期探知と危険性予測システムの開発とさらなる高度化に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第57号, pp.286-298.
- 中北英一・佐藤悠人・山口弘誠(2016): ゲリラ豪雨のタマゴ生成時における渦管構造の基礎的解析, 水工学論文集, Vol.72, No.4, pp.I\_199-I\_204.
- 中北英一・西脇隆太・山口弘誠(2014): ゲリラ豪雨の早期探知・予報システムの開発, 河川技術論文集, 第20巻, pp.355-360.
- 中北英一・佐藤悠人・山口弘誠(2017): ゲリラ豪雨予測の高精度化に向けた積乱雲の鉛直渦管生成メカニズムに関する研究, 京都大学防災研究所年報, Vol.60 B, pp.539-558.
- 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), Vol.74, No.4, pp.55-60.
- 中北英一・橋本郷志・森元啓太郎・小坂田ゆかり(2018): 気候変動に伴う大気安定化及び水蒸気浸潤がゲリラ豪雨生起頻度に及ぼす影響, 土木学会論文集B1(水工学) Vol.74, No.5, pp.I\_25-I\_30.
- 中北英一: ストームジェネシスを捉えるための先端フィールド観測と豪雨災害軽減に向けた総合研究, [https://www.jsps.go.jp/j-grantsinaid/12\\_kiban/ichiran\\_27/j-data/h27\\_j3965\\_nakakita.pdf](https://www.jsps.go.jp/j-grantsinaid/12_kiban/ichiran_27/j-data/h27_j3965_nakakita.pdf) (最終確認日2019年2月8日)
- 新野宏・野田暁・柳瀬亘(2001): 大気の大気対流と渦の数値シミュレーション, pp.141-152.
- 野沢仁史(2018): ひまわり8号とフェーズドアレイ気象レーダー同時観測による積乱雲内の物理過程の時間変化, 卒業論文, 千葉大学理学部地球科学科.
- 浜津享助・若山俊夫・渡邊伸一郎・橋口浩之・深尾昌一郎(2000): 雲霧観測用Kaバンドドップラーレーダーの開発, 電子情報通信学会論文誌 B, Vol. J83-B, No.4, pp.554-566.
- 疋田丈晴(2016): 静止気象衛星とKaバンド雲レーダーを用いた夏季孤立積乱雲の早期検出, 修士論文, 名古屋大学大学院環境学研究科.
- 深尾昌一郎, 浜津享助(2005): 気象と大気のリモートセンシング 京都大学学術出版会, 491pp. 2005.
- 村崎あつみ(2019): 沖縄における暖かい雲の雲粒粒径分布の特徴, 修士論文, 名古屋大学大学院環境学研究科.
- 森谷祐介・橋口浩之・山本真之・妻鹿友昭・山本衛・今井克之・足立アホロ・中里真之・田尻拓也・柴垣佳明・H. Luce(2009): 大気境界層観測用レンジイメージング・ウィンドプロファイラーの開発, 第5回MUレーダーシンポジウム講演集, pp.1-5.
- 山口弘誠・小西大・土橋知紘・中北英一・山本真之・川村誠治・雨谷純・杉谷茂夫・大東忠保・小川まり子(2018): 都市気象LESモデルと境界層レーダーを用いた大気境界層を突破する熱的上昇流の発見, 京都大学防災研究所年報 Vol.61 B.
- 余田成男(1999): 地球流体力学計算機実験集.
- Cotton, W. R.G. Bryan, and S. C. Van de Heever(2010): Storm and cloud dynamics, Vol.99, Academic press, pp.358-363.
- IPCC第五次報告 (2013)
- Kawamoto, K., T. Nakajima, and T. Y. Nakajima (2001): A global determination of cloud microphysics with AVHRR remote sensing. Journal of Climate, 14, pp.2054-2068.
- Kobayashi, H., Takano, T. and Takamura, T.(2012): Isolated cumulonimbus initiation observed by 95-GHz FM-CW radar, X-band radar, and photogrammetry in the Kanto Region, Japan, SOLA, 7, pp.125-128.
- Nakajima, T. Y., and T. Nakajima(1995): Wide-area

- determination of cloud micro-physical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52, pp.4043-4059.
- 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, *Advances in Meteorology*, p.15.
- Nishiwaki N., Misumi R., Shimizu S., Maesaka T., Iwanami K., Sakurai N., Maki M., Suzuki, S., Kato 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, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.91, No.5, pp. 609-626.
- Misumi R., Sakurai N., Maesaka T., Suzuki S., Shimizu S., and Iwanami K. (2018): Transition Process from Non-Precipitating Cumuli to Precipitating Convective Clouds over Mountains: Observation by Ka-band Doppler Radar and Stereo Photogrammetry, *Journal of the Meteorological of Japan*, Vol.96A, pp.51-66.
- Rotunno, R. (1981): On the evolution of thunderstorm rotation, *Monthly Weather Review*, 109(3), pp. 577-586.
- Sakurai N., Iwanami K., Maesaka T., Suzuki S., Shimizu S., Misumi R., Kim D., 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 .
- Skolnik, M. I.(1980) :Introduction to Radar Systems, 2nd ed, McGraw-Hill, Singapore, 581pp.
- Yamamoto, M. K., et al. (2014) : Development of a digital receiver for range imaging atmospheric radar, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, vol. 118, pp. 35-44.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze Jr. (1995): Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*,123, pp1941-1963.

## 付 録

本研究で解析した2018年8月16日8時から10時までのKaバンドレーダーのZh, XRAIN合成雨量, ひまわり8号可視反射率のデータを付録Fig.1に示す. また, KaバンドレーダーとXRAINのZhの3次元表示データを付録Fig.2に示す. さらに, 対象としたセルでKaバンドレーダーとXRAINで観測されたZhから作成したCFADを付録Fig.3に示す.

(論文受理日 : 2019年6月17日)