

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

Studies on Formation Mechanism of Vertical Vortex Tube inside Cumulonimbus Cloud for Accuracy Improvement of Guerrilla-heavy Rainfall Prediction

中北英一・佐藤悠人⁽¹⁾・山口弘誠

Eiichi NAKAKITA, Hiroto SATO⁽¹⁾ and Kosei YAMAGUCHI

(1) 日立製作所

(1) Hitachi, Ltd.

Synopsis

In Japan, the frequency of Guerrilla-heavy rainfall is increasing, so it is quite important to predict heavy rainfall even within a few minutes. Nakakita et al. (2016) discovered the large vertical vorticity inside the baby cell aloft is useful to predict the Guerrilla-heavy rainfall, and also discovered the baby cells have vertical vortex tubes. By these results, we considered that the horizontal vortex tubes were caused by vertical shear of horizontal wind and these were tilted into vertical by an updraft. This hypothesis is popular in large scaled clouds, but it is not unclear in small scaled clouds. This paper shows two findings. One is that the strongest updraft exists between positive and negative vorticity using high Z_{DR} column and multi Doppler technique. The other is that Guerrilla-heavy rainfall is caused by not so strong vertical shear as liner convective system. These unlock the developing process of small scaled cumulonimbus cloud.

キーワード: ゲリラ豪雨, 渦度, 渦管, 上昇流, 水平風の鉛直シア

Keywords: Guerrilla-Heavy Rainfall, Vorticity, Vortex tube, Updraft, Vertical shear of horizontal wind

1. はじめに

1.1 研究背景

昨今, 都市域での集中豪雨災害が注目を集めている。例えば2014年8月は前線の影響により中国地方で豪雨が発生し, 広島県広島市で74名の死者を出す大規模な土砂災害を引き起こした。また, 2015年9月は台風及び温帯低気圧の影響により関東・東北地方に24時間雨量300mmを越える記録的な豪雨が発生し, 床上下浸水合わせて約20,000棟という被害をもたらした。災害を引き起こす豪雨には様々なスケールが存在する。台風, 梅雨前線, 集中豪雨, 積乱雲, 竜

巻と順にスケールが小さくなり, もたらされる災害も異なる。単独積乱雲は時間スケール1時間程度, 空間スケール数km~十数kmであり, 単独積乱雲によりもたらされる局地的大雨を数時間, 数日前に予測することは不可能である。それゆえ, 複数の積乱雲が組織化して集中豪雨をもたらすマルチセル型, バックビルディング型の予測はより一層難しいとされている。単独積乱雲による豪雨の知見は今後より規模の大きい積乱雲現象にフィードバックすることができると考えられ, 本研究では単独積乱雲によりもたらされる局地的大雨を研究対象とした。単独積乱雲は突然発生し, 急発達し, 地上に局地的大雨をもた

らす。これは中小河川において突然の出水を引き起こし、人命を脅かす被害をもたらす。このように予測が難しく、人命にかかわることから局地的大雨は「ゲリラ豪雨」とも表現される。ここで、都賀川出水事故を例に挙げてゲリラ豪雨災害の特徴と現状の課題について述べる。2008年7月兵庫県都賀川においてゲリラ豪雨による突然の出水で50名が流され、5名の尊い命が奪われるという水難事故が発生した。これにより、市民の憩いの場であった都賀川がわずか10分足らずで悲惨な災害現場となった。都賀川出水事故の場合、河川上流部で豪雨がもたらされたことに加え都市域に降った雨水が効率よく下水道システムを経て河川に大量の横流入をもたらした。そのため、下流域での急な水位上昇をもたらした。また、都賀川は普段から親水空間としての役割も果たしており、事故当時も多くの人々が川辺で遊んでいた。このように都市域特有の水環境が都賀川での悲惨な事故を招いた。都賀川のような親水空間を兼ねた中小都市河川は日本に多く存在する。また、気象庁の気候変動レポート、革新プログラムの研究から将来、温暖化の影響により対流性雲が増えること (Kanada et al., 2010), 1時間スケールの豪雨頻度が増加すること (Kitoh et al., 2009; 気象庁, 2015) が示唆されている。ゲリラ豪雨によって水辺で遊んでいる人々が命を落とすという悲惨な事故が二度と起こらないようにするため、1分1秒でも早く注意喚起を行い、人々を安全に避難させるシステムを構築することが急務となっている。

降雨予測技術の確立に関する研究は長年行われてきており、気象予測モデルと気象レーダを用いたモニタリングが挙げられる。気象予測モデルは、スケールにより適切なモデルが存在しており、大別すると物理的手法と運動学的手法の2種類に分けられる。物理的手法 (全球数値モデル、メソ数値モデル等) は3時間以上先の予測、運動学的手法は30分~3時間先程度の予測に適用される。物理的手法は水蒸気、気温、気圧といった大気の物理量を物理則に則って計算し予測する手法である。運動学的手法は気象レーダや気象衛星から得た降雨分布を移動ベクトルにより外挿し降雨域を推定する手法である。これらの豪雨予測技術は近年めざましく進歩しており、最新のメソ気象数値モデルにより台風や前線によるスケールの大きな豪雨の予測が可能となってきた。また、現在前島ら (2015) によりビッグデータ同化システムを用いてゲリラ豪雨を予測する研究まで行われている。一方で、台風の進路や前線の位置、組織化された集中豪雨のモニタリングにはリモートセンシング技術が用いられ、特に局地性を持つ現象の

監視には高い時間、空間分解能を持つ気象レーダが大いに利用されている。しかし都賀川出水事故では、気象レーダによる監視体制をもってしても降水を捉えた直後に出水が起こってしまい事故を防ぐことができなかった。このゲリラ豪雨災害は従来の気象レーダによる監視体制が防災上完全でないことを浮き彫りにし、同時に5分、10分先の超短時間予測という極めて短いリードタイムを確保する予測の重要性を再認識させた。中北ら (2010) は都賀川豪雨事例を解析し、出水の30分も前に上空にのみファーストレーダエコーが存在することを確認した。中北ら (2010) はこれを重要な探知情報として利用できるとし、「ゲリラ豪雨のタマゴ」と名付けた。そのタマゴを利用したゲリラ豪雨の早期探知も運用目的のひとつとして、2010年より国土交通省は従来のCバンドレーダよりも高時間分解能かつ立体観測も可能なXバンド偏波ドップラーレーダ (以下、Xバンドレーダと記す) を導入した。さらに、国土交通省はこれをネットワーク化させることでリアルタイム観測体制を敷くXRAIN (X-band polarimetric RAdar Information Network) の整備を行った。現在はCバンド偏波ドップラーレーダを含めるまで拡張されており、より密なネットワーク観測が行われている。

1.2 研究目的

本研究の目的はゲリラ豪雨をもたらす積乱雲内部の鉛直渦管生成メカニズムの解析である。本節では既往研究を挙げて、本研究の位置づけを明確にする。中北ら (2013) はゲリラ豪雨のタマゴ内部の鉛直渦度に着目し、タマゴ内部に高い鉛直渦度が観測されることを発見した。この研究から中北ら (2014b) は鉛直渦度を発達指標として用い、ゲリラ豪雨の危険性予測システムを構築した。このシステムは近畿地方整備局では既に試験的運用までなされている (片山ら, 2015)。しかし、鉛直渦度と積乱雲発達を結びつけるメカニズムは未だに不明な点が多く重要な課題である。スーパーセルのような時空間スケールの大きな積乱雲内部の鉛直渦管構造に関する研究は古くから行われてきている (例えば, Cotton et al., 2010; Rotunno, 1981; Klemp, 1987) もの、本研究で扱うようなゲリラ豪雨をもたらす単独積乱雲に焦点をあてた研究はほとんどない。中北ら (2016), Nakakita et al. (2017) はゲリラ豪雨をもたらした積乱雲内部の鉛直渦度分布を解析することで、発達した積乱雲内部に鉛直渦管構造が見られることを示した。この研究により危険性予測で利用されていた鉛直渦度は積乱雲内部の鉛直渦管構造によるものであることがわかってきている。そこで、本研究では鉛直渦管解析を行い、既往研究の多いスーパーセルに関す

る知見を利用しながらゲリラ豪雨をもたらす積乱雲の発生、発達メカニズムの解明を行うことを目的とした。メカニズムを解明することでこれまで危険性予測に用いられてきた鉛直渦度の値の他に様々なパラメータが危険性判別情報として利用可能となると考えられる。また、ゲリラ豪雨が起こる、起こらないという定性的な予測のみならず、定量的な降水量予測を行うまで危険性予測システムを拡張することが可能となると考えられる。このように本研究は理学的見地から積乱雲の発生、発達過程を解釈し、工学的見地からそれをどのような形でゲリラ豪雨予測に利用するかを検討するものであり、理学と工学の間に埋める非常に重要な位置にあると言える。

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）が突然の出水、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。本研究の事例抽出にも関わる詳細な定義に関しては第4章で述べることにする。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、凝結することで雲粒になる。雲粒は直径数〜数十 μm と非常に小さくミリ波を用いた雲レーダ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では探知できない。Fig. 1②では、積乱雲内で上昇流が発達し水蒸気が凝結し始め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で探知できる。中北ら（2010）が初めて用いたように、本研究ではセンチメートル波レーダで初めて捉えたファーストレーダエコーをゲリラ豪雨のタマゴと呼ぶこととする。この段階ではまだ地上で降水はもたらされない。タマゴは上昇し、上空に降水粒子を蓄えながら発達する。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。

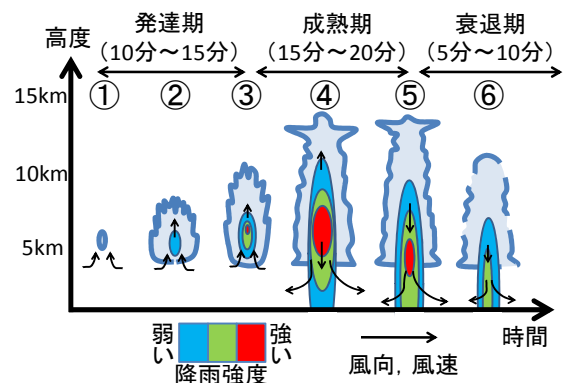


Fig. 1 Schematic figures of developing process of an isolated cumulonimbus cloud.

2.2 渦管の既往研究

本節では積乱雲内部の渦に関する研究を紹介し、第3章以降の解析手順を示す。本研究における積乱雲内部の渦に関する既往研究には二つの流れがある。一つは中北ら（2013, 2014, 2016）、Nakakita et al. (2017)が行ってきたゲリラ豪雨をもたらすスケールの小さい積乱雲内部の渦に関する研究である。もう一つはスーパーセルのようなスケールの大きい積乱雲内部の渦に関する研究である。まず、本研究のベースとなった中北ら（2013, 2014, 2016）、Nakakita et al. (2017)の研究についてのレビューを行う。

中北ら（2013）はゲリラ豪雨をもたらすタマゴは高い鉛直渦度を持つことを発見し、中北ら（2014b）は立体観測を用いた「早期探知」、レーダエコーの「自動追跡」及び鉛直渦度を用いた「危険性の予測」の3手法を組み合わせ、ゲリラ豪雨予測システムを開発した。このシステムは第1章で述べたように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¹¹⁾。これらの鉛直渦度が予測に有効であるという既往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（例えば、中北ら、2016；Nakakita et al., 2017、三村ら、2016、中

根, 2015). 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た.

もう一つの流れはアメリカのオクラホマ州を中心に行われてきたスーパーセル内部の渦管構造の研究である. ここではCotton et al. (2010), Rotunno (1981), 小倉 (1997) を参考にスーパーセルを含む激しい積乱雲内部の渦管のふるまいについて式を交えて説明する. 本節では定性的な議論のため, コリオリ力, 地球の曲率, 摩擦を無視し, プシネスク系 (非粘性) の基本方程式を用いる. 北向きと東向きに x, y 座標をとり, 鉛直上向きに z 座標をとるデカルト直交座標系を用いる. それぞれの方向の速度成分を u, v, w , 渦度成分を ξ, η, ζ , 渦度のベクトル表示を $\mathbf{\Omega}$, 時間を t とすると, 鉛直方向の渦度方程式は以下の式で表される;

$$\begin{aligned} \frac{d\zeta}{dt} &= \xi \cdot \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \cdot \frac{\partial w}{\partial y} + \zeta \cdot \frac{\partial w}{\partial z} \\ &= \mathbf{\Omega} \cdot \nabla w. \end{aligned} \quad (1)$$

ここで右辺第1項, 第2項は水平渦管を傾けることでその渦度成分を生成する傾きの項 (tilting term) であり, 右辺第3項は渦管を伸縮することでその渦度成分を変化させる伸縮の項 (stretching term) である. まず, 環境の風の鉛直シアは風速の高度変化だけによる場合を考える. この場合, 東西方向の風により x 方向に軸を持つ渦管が形成される. この渦管は南から北に見ると時計回りに回転している. Fig. 2に渦の様子を示す. 環境の風の渦度 ξ, ζ は0であることから式(1)は, 環境の風 $\bar{u}(z)$ を用いて以下のように書き直すことができる;

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{d\bar{u}(z)}{dz} \cdot \frac{\partial w}{\partial y}. \quad (2)$$

この式により上昇流の中心の南側 ($\partial w / \partial y > 0$) では正の ζ (北半球では反時計回転) が生じ, 北側 ($\partial w / \partial y < 0$) では負の ζ (北半球では時計回転) が生じることがわかる. こうして最初の単一の上昇流の中心の南側と北側にそれぞれ正と負の渦ができる. しかし実際のスーパーセルでは, ほとんどの渦が反時計回転を示す. こうなる理由は風の鉛直シアベクトルの向きの高度分布が関係している. Fig. 2の中の鉛直シアベクトルの向きは高度によらない, すなわち方向シアは無い. そのため, 正の渦, 負の渦の両方が発達する. しかし, 鉛直シアベクトルが高度とともに時計回りに回転している場合, 北側の負の渦の発達が抑制され南側の反時計回転の渦が選択的に発達する. これは環境の風の鉛直シアベクトルと鉛直流の水平傾度ベクトルの相互作用による動圧が正

の渦の発達を促進し, 負の渦を抑制するように働くためである.

中北ら (2016), Nakakita et al. (2017)はゲリラ豪雨のタマゴ内部に鉛直渦管が見られることを発見した. これらの既往研究より, 筆者はゲリラ豪雨をもたらす積乱雲内部でも先に述べたような水平渦管の立ち上がりにより鉛直渦管が生じるのではないかという仮説を立てた. 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考えられている. 前節で示したように積乱雲は上昇流により発達するため, 上昇流と渦の関係性を明らかにすることは理学的に非常に興味深いテーマである. 同時に, こうした渦管発達・発達メカニズムの理解はゲリラ豪雨予測精度向上に有効であり, 工学的にも非常に重要な課題である. そこで, 本研究ではまず鉛直渦管と上昇流の位置関係を明らかにするため, High ZDR Columnとマルチドップラー解析を用いた上昇流解析を行った. 次に, 鉛直渦管と鉛直シアとの関係について解析を行った. この解析の目的は鉛直渦管と鉛直シアにより生じる水平渦管の関係性を明らかにすることである. 最後に, Kaバンド偏波ドップラーレーダ (以下, Kaバンドレーダと記す) を用いて降水粒子形成前の, より初期の渦の解析に挑戦した. 上昇流, 鉛直シア解析については第4章で, Kaバンドレーダ解析については第5章で述べる.

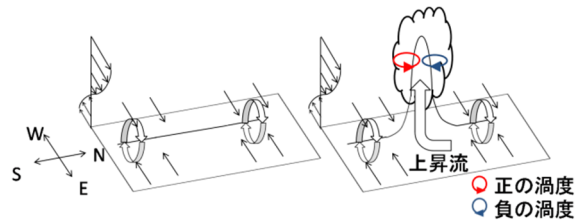


Fig. 2 Schematic figures of formation of vertical vortex tubes. Circular arrows show circulations of horizontal vortex tube.

3. レーダデータの処理

3.1 レーダ諸元

本研究で利用した国土交通省のXバンドレーダ, 名古屋大学のKaバンドレーダ (篠田ら, 2015), 大阪大学のXバンドフェーズドアレイドップラーレーダ (牛尾ら, 2012) (以下, PARと記す) の特徴について波長, 偏波観測, スキャン方式の観点から説明する. その際, 深尾・浜津 (2005) を参考にした. Table 1に各レーダの性能を示し, Fig. 3にレーダ配置図を示す.

Xバンドは周波数9GHz帯の波長約3cmにあたり, 直径0.1~数mm程度の降水粒子の観測に適している. Kaバンドは周波数35GHz帯の波長約9mmにあたり, 直径数~数十 μm の雲粒の観測に適している. そこで本研究では, Xバンドレーダ, PARを雨粒形成後

の解析に利用し、Ka バンドレーダを雨粒形成以前の雲内部の解析に利用した。

Table 1 List of specifications of the installed X-band radars, PAR and Ka-band radar

レーダ	Xバンドレーダ	PAR	Kaバンドレーダ
スキャン方法	仰角: 機械スキャン 方位角: 機械スキャン	仰角: 電子スキャン 方位角: 機械スキャン	仰角: 機械スキャン 方位角: 機械スキャン
波長	3 cm	3 cm	0.9 cm
観測半径	80 km	60 km	30 km
時間分解能	5分	30秒	10分
空間分解能	150 m / 1.2°	100 m / 1.2°	75 m / 0.35°
主な観測パラメータ	反射強度, ドップラー 風速, 偏波パラメータ	反射強度, ドップラー 風速	反射強度, ドップラー 風速, 偏波パラメータ

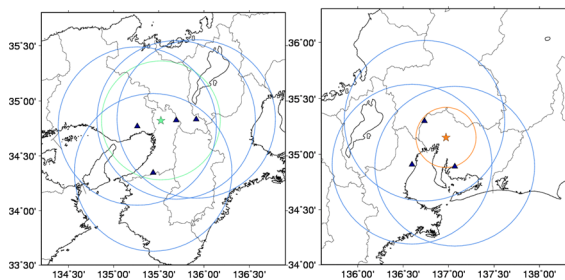


Fig. 3 The location of radar site. Black triangles show X-band radar; The yellow-green star shows PAR; The orange star shows Ka-band radar. Blue circles show 80 km radius; The green circle show 60 km radius; The orange circle shows 30 km radius, respectively.

偏波観測とは水平偏波による受信電力以外の情報を利用することを意味し、二偏波や二周波の技術が代表的である。これをMulti Parameterと呼び、日本ではMPと略される。本研究で利用するXバンドレーダ、Kaバンドレーダは二偏波を利用している。これにより反射強度、ドップラー風速のみならず、様々な偏波パラメータを得ることができる。偏波パラメータは水平偏波、鉛直偏波の反射因子から導出される反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{HV} 、位相から導出される位相差変化率 K_{DP} 等が挙げられる。本研究では上昇流推定に Z_{DR} 、ノイズ除去に ρ_{HV} を用いるので以下に説明する。 Z_{DR} は水平偏波と垂直偏波のレーダ反射因子差であり、それぞれを Z_{HH} 、 Z_{VV} とすると次式で表される；

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}}. \quad (3)$$

Z_{DR} は水平および垂直偏波に対する粒子形状、すなわち粒子の縦横比に依存するパラメータとみなすことができる。雨滴は落下時に空気抵抗を受けて横長の扁平な形状になるため、 Z_{DR} は通常正の値になる。一般に、その値は気象レーダで使用される

2.8GHz~9.5GHz程度の周波数では最大で4 dB程度である。一方、雪やあられ、小さな雨滴の場合は扁平することはなく、0 dB程度の値を示す。第3章では粒子の縦横比に依存する Z_{DR} の特性を利用して上昇流推定を行う。 ρ_{HV} は水平偏波と垂直偏波の受信信号の相関係数であり、次式で表される；

$$\rho_{HV} = \frac{\left| \langle n s_{VV} s_{HH}^* \rangle \right|}{\left(\langle n |s_{HH}|^2 \rangle \right)^{1/2} \left(\langle n |s_{VV}|^2 \rangle \right)^{1/2}}. \quad (4)$$

ここで、 n はレーダからの距離 r における単位体積あたりの粒子の大きさの分布 $n(r)$ を表している。 $\langle n s_{VV} s_{HH}^* \rangle$ は水平偏波と垂直偏波の共分散であり、 $\langle n |s_{HH}|^2 \rangle$ 、 $\langle n |s_{VV}|^2 \rangle$ はそれぞれ水平偏波と垂直偏波の分散である。 ρ_{HV} は散乱体積内の個々の粒子に着目するとき、粒径の縦横比が変動する度合いに依存するパラメータとみなすことができる。降水粒子がそろっている場合、例えば雨滴のような単一粒子だけが存在する場合は縦横比に相関があり、0.99以上の値を示す。一方、異なる粒子が混在する場合は両者の相関は小さくなる。また、ひょうのように大粒の粒子で形状がいびつな場合は粒子が回転することによって相関が小さくなる。しかし、いずれの場合においても ρ_{HV} の値の範囲はおおよそ0.8以上であり (Doviak and Zrnica, 1993)、それよりもはるかに低い ρ_{HV} を示す場合は山岳等の地表面によって電波が散乱されるグラウンドクラッターや、鳥や虫などによるエコーが原因であると考えられる。そこで本研究では ρ_{HV} を用いてノイズ除去を行った。詳細は3.2.1で述べる。

Xバンドレーダ、Kaバンドレーダは一般の気象レーダのアンテナと同様に機械的に3次元全体をスキャンし、必要に応じて特定の方位方向をスキャンする。XバンドレーダはPPI (Plan Position Indicator) スキャンを、仰角を変えながら繰り返し行い5分に一度の立体観測を実施している。Kaバンドレーダも同様にPPIスキャンを行うことで10分に一度の立体観測を行っている。加えて、Kaバンドレーダは立体観測後に東西方向に鉛直断面の観測を行うRHI (Range Height Indicator) スキャンを10分周期で行っている。Table 2にXバンドレーダとKaバンドレーダの観測モードを示す。これらのレーダではエコーの3次元情報を得るに5分以上の時間がかかり、本研究で扱うような急発達する積乱雲の解析に十分であるとは言い難い。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PARを利用した。PARは3次元全体を機械的に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に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PARの立体観測時間分解能は30秒であり，これはXバンドレーダの5分，Kaバンドレーダの10分と比較してはるかに短いことがわかる．これによりPARはエコーの時間変化をより密に捉えることができる．

Table 2 Observation mode of 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	09,010	011,012	03,04	05,06	01	02
葛城	07,08	09,010	011,012	03,04	05,06	01	02
田口	011,012	03,04	05,06	07,08	09,010	01	02
鷲峰山	03,04	05,06	07,08	09,010	011,012	01	02
安城	011,012	03,04	05,06	07,08	09,010	01	02
尾西	011,012	03,04	05,06	07,08	09,010	01	02
鈴鹿	011,012	03,04	05,06	07,08	09,010	01	02

レーダ/仰角(°)	01	02	03	04	05	06	07	08	09	010	011	012
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
鷲峰山	0.4	1.4	2.6	3.8	5.0	6.3	7.6	9.0	10.4	11.9	13.4	15.0
安城	1.7	2.7	1.0	3.9	5.2	6.6	8.2	10.0	12.0	14.3	17.0	20.0
尾西	1.7	2.6	1.0	3.8	5.1	6.5	8.1	9.9	11.9	14.2	16.9	20.0
鈴鹿	1.7	2.6	1.0	3.8	5.1	6.5	8.1	9.9	11.9	14.2	16.9	20.0

仰角	01	02	03	04	05	06	07	08	09	010	011	012
KaバンドMPレーダ	0.6	1.0	1.7	2.7	4.0	5.6	7.5	9.7	12.2	15.0	18.1	90.0

3.2 レーダデータの処理

本節ではレーダデータの処理方法，渦度の計算手法について述べる．レーダデータにはノイズ除去を施した後，使用用途に応じてPPIデータの平面投影図，CAPPI (Constant Altitude PPI) 断面図を作成した．

3.2.1 ノイズ処理

まず，PPI 平面図，CAPPI 断面図作成手法の両方に共通するノイズ除去手法について述べる．レーダ毎の処理を Table 3 に整理した．X バンドレーダデータに関しては偏波間相関係数 ρ_{HV} を用いたノイズ処理を行った．本研究では観測された ρ_{HV} をそのまま用いるのではなく，受信信号とノイズの分散比 S/N 比を用いて ρ_{HVobs} の補正を行い，補正後の ρ_{HV} が 0.7 未満のエコーをノイズとして除去した．また反射強度については 5 dBZ 未満のエコーをノイズとして除去した．これは中北ら¹⁰⁾の閾値 20 dBZ と比較して十分小さな値であり，閾値を引き下げたことでより初期のエコーを解析することができる．ここで，ゲリラ豪雨のタマゴは，目視により発達したエコーの時間をさかのぼることで抽出しているので閾値を引き下げたことでノイズをエコーとして扱う危険性はない．ドップラー風速， Z_{DR} に関しては反射強度によるノイズ除去を行わなかった．また，Ka バンドレーダに関してはレーダ受信強度を用いたノイズ除去を行った．レーダからの距離が 9 km 内の短パルス域で -109 dBm，それより以遠の長パルス域で -125 dBm 以下の値をノイズとして除去した．ただし，この処理

は受信強度から算出した反射強度にのみに適用し，ドップラー風速にはノイズ除去を施さなかった．PAR データに関しては既往研究が少ないことからノイズ除去を施さなかった．

Table 3 Noise threshold of radar data

レーダ	Xバンドレーダ	PAR	Kaバンドレーダ
反射強度	$\rho_{HV} \geq 0.7, Z_h \geq 5$	-	$Pr_h > -109 (r < 9 \text{ km})$ $Pr_h > -125 (r \geq 9 \text{ km})$
他のパラメータ	$\rho_{HV} \geq 0.7$	-	-

3.2.2 データ可視化

まず，PPIデータの平面投影手法について述べる．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，CAPPIデータとして出力されることが多い．しかし，この手法ではXバンドレーダデータは5分で1つ，Kaバンドレーダは10分で1つのデータとして扱われてしまい，ゲリラ豪雨のような時間スケールの短い現象の解析には不十分であると考えられる．また，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た．その際，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，Xバンドレーダ，PARは約1度，Kaバンドレーダは約0.3度であり，20 km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とはそれぞれ400 m，100 mである．またビーム方向の分解能は，Xバンドレーダ，PAR，Kaバンドレーダそれぞれ150 m，100 m，75 mである．そこで，水平方向にXバンドレーダ，PARのデータは50 m×50 mの格子に，Kaバンドレーダのデータは25 m×25 mの格子に投影することで可視化を行った．Fig. 4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で算出した．ただし，レーダサイトからレーダ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 θ_e rad，大気による屈折を考慮する係数 $k = 4/3$ とする；

$$L_d = kR_e \tan^{-1} \left(\frac{r \cos \theta_e}{kR_e + h_r + r \sin \theta_e} \right), \quad (5)$$

$$H = \frac{r \sin \theta_e + h_r + kR_e}{\cos \left(\frac{L_d}{kR_e} \right)} - kR_e, \quad (6)$$

$$x = L_d \sin \theta, \quad (7)$$

$$y = L_d \cos \theta.$$

(8)

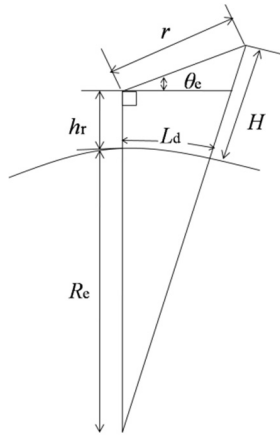


Fig. 4 Relationship between distance from radar site and height above the ground.

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. 5に示す．目視での解析を行いやすくするため，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．

次に，CAPPI断面図作成手法について述べる．特定高度のみの観測を抽出して得た水平断面データをCAPPIと言う．本研究ではマルチドップラー手法を行う目的で，Xバンドレーダの反射強度，ドップラー風速のCAPPIデータを作成した．前述したように，CAPPIデータはPPIデータと比較して時間分解能が粗く，データ内挿を必要とするため刻一刻と変化する積乱雲の様子を完全に捉えきれるとは言えない．そのため，本研究ではPPIデータをメインに解析を行い，CAPPIデータはPPIデータ解析から得られた結果を他手法で補強，確認するために利用した．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，01～05分の観測を05分，06～10分の観測を10分と表示した．データは西脇（2014）の手法に従い作成した．まず，5分間のPPIデータを式(5)～(8)を用いて水平方向250 m×250 m，鉛直方向200 mの3次元デカルト直交座標系に変換した．低仰角（Table 2における θ_1 , θ_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．反射強度に関しては複数のレーダ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．最後に平滑化のため，水平方向1 km×1 km，鉛直方向500mの格子データに変換した．以上の手法により，合成反射強度と各レーダのドップラー風速のCAPPI断面図を得ることができる．

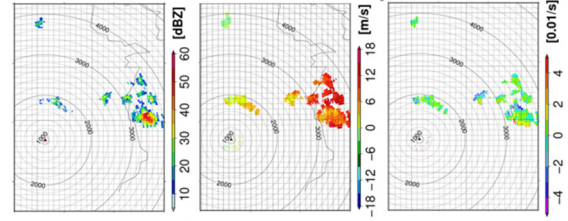


Fig. 5 Examples of radar figures by plane projection. Reflectivity (left), Doppler velocity (middle) and vorticity (right).

3.3 疑似渦度の計算手法

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（2016）と同様に一台レーダ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 ζ の定義式は，

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (9)$$

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, φ) で書き直すと，

$$\zeta = \frac{1}{r} \left\{ \frac{\partial}{\partial r} (r v_\varphi) - \frac{\partial v_r}{\partial \varphi} \right\}, \quad (10)$$

となる．ただし， v_r, v_φ はそれぞれ r 成分， φ 成分の速度を表す．ドップラー風速観測ではレーダビーム方向の風速しか得ることができず，式(10)の右辺第2項の情報しか得ることができない．中北ら（2013）は渦が Fig. 6(a)のように存在すると仮定し2地点のレーダ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で算出することができる；

$$\zeta = 2 \cdot \frac{v_a - v_b}{2r}. \quad (11)$$

また，目視で渦度の分布を確認しやすくするため移動平均を行った．中北ら（2016）も同様の目的のため移動平均手法を行っていたので，先に中北ら（2016）の手法を示した後，本研究での手法を説明する．中

北ら（2016）の移動平均手法を Fig. 6(b)に示す．極座標系において中心を含め周囲 9 つの全ての格子に観測値が存在していた場合，9 つの値の平均値をとり中心の格子に値を挿入している．極座標系 (r, φ) における移動平均後の渦度を $\zeta_{average}(r, \varphi)$ ，移動平均前の極座標系の渦度を ζ_{before} とすると，以下の式で表すことができる；

$$\zeta_{average}(r, \varphi) = \frac{1}{9} \sum_{j=-1}^1 \sum_{i=-1}^1 \zeta_{before}(r+i, \varphi+j). \quad (12)$$

中北ら（2016）はこの手法を利用してゲリラ豪雨をもたらす初期のエコー内部で渦管構造を発見した．しかし，この手法には問題点がある．レーダビームは広がりを持っているため，レーダからエコーの距離が離れれば離れるほど，アジマス方向の平均分解能が粗くなる．例えば，レーダからの距離が 20 km の地点では 400 m となり，移動平均するスケールはアジマス方向に両隣を含め 1.2 km となる．これは数百 m～1 km 程度の小さなスケールの渦の解析には不十分であると考えられる．そこで，本研究ではレーダからの距離によらない移動平均を行った．そのため，Fig. 6(c)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．X バンドレーダでは 550 m×550 m 移動平均，Ka バンドレーダでは 225 m×225 m 移動平均を行った．

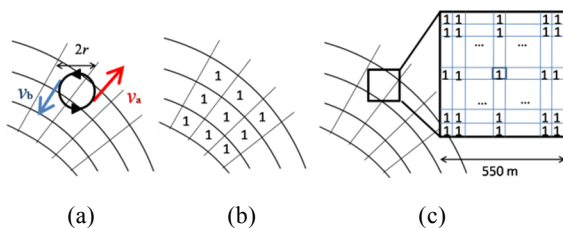


Fig. 6 The processing procedure of vorticity. (a) The method of calculation, (b) the method of moving average (Nakakita et al., 2016), (c) the method of moving average in this paper.

4. タマゴ内部の鉛直渦管発達過程の解析

4.1 解析事例と渦管の定義

本節では解析に用いたゲリラ豪雨，タマゴ，渦管の定義を述べる．本研究では近畿28個のゲリラ豪雨事例を抽出した．近畿地方の事例は中北ら（2010，2013，2014，2016），Nakakita et al. (2017)により継続的に研究がなされており，本研究でも近畿地方の事例を中心とした渦管解析を行う．名古屋事例に関しては，第5章で詳細に述べる．まず，近畿事例の抽出条件について述べる．XRAINによる1分毎の地上降

雨強度分布を用いて，2013年から2016年の8月から事例を抽出した．抽出条件は，「午前7時から午後7時の時間帯において，突然降雨（降雨強度0.1 mm/hr）をもたらし，30分以内に50mm/hr以上の降雨強度をもたらした単独の雨雲」とした．これはゲリラ豪雨が日中の日差しにより地表面が暖められ積乱雲が発達しやすいことと，第2章で述べたゲリラ豪雨の突発性を考慮した抽出条件である．

次に，Xバンドレーダ解析におけるタマゴと渦管の定義を述べる．タマゴは第2章で述べたようにファーストエコーとほぼ同義である．しかし，本研究では地上に落下している降水粒子ではなく雲内部の上空エコーを研究対象とするため，タマゴの定義は「高度2 km以上で初めて見られたエコー」とした．ここで，反射強度には5 dBZの閾値を設定したため，ドップラー風速の方が先にエコーを捉えている場合があることに注意する必要がある．そのため，反射強度，ドップラー風速のいずれかでエコーが捉えられた時刻をタマゴ探知時刻とする．Kaバンドレーダが捉える「雲のタマゴ」の定義に関しては第5章で述べる．渦管は，「渦度の絶対値が0.01 s⁻¹以上のエコーが水平方向に数百m～1 km程度に広がりを持ち，かつ2つ以上の仰角で連続，2タイムステップ以上で継続して存在しているエコー」と定義した．タイムステップは各レーダの立体観測時間のステップであり，Xバンドレーダでは5分，PARでは30秒，Kaバンドレーダでは10分である．以上の条件に従い，目視で渦管を抽出した．客観性を考慮すると，渦管は自動抽出されることが望ましい．しかし，一つの積乱雲内部に複数の渦管が存在する事例が多く，異なるタイムステップ，高度で同一の渦管を特定することが困難であった．これについては，今後積乱雲の移動速度，渦管の傾きを考慮した渦管抽出，追跡システムについて検討を重ねる必要がある．

以上の定義に従い，近畿事例で渦管抽出を行ったところ全ての事例で渦管構造を確認することができた．近畿28事例におけるXバンドレーダにおけるタマゴ探知時刻，渦管探知時刻をTable 4に示す．最も早い時刻で探知された渦管の時刻，高度を記した．負の渦度に関しては，高度の部分に*をつけて示す．例えば，事例20は15:03～15:05において正負の両方の渦が同時に見え始め，正の渦の高度は2.9～8.0 km，負の渦の高度は2.9～9.5 kmであった．本研究ではメカニズムがシンプルであると考えられる一対のペアの渦が支配的な9事例を中心に解析を行った．次節では，9事例の上昇流解析について述べる．

Table 4 Guerrilla-heavy rainfall events used for X-band radar analyses

事例	日付	地上降雨時刻	タマゴ		渦管	
			時刻	高度 [km]	時刻	高度 [km]
1	2013/8/6	13:10	13:03	3.3	13:11-13:13	1.6-3.8*
2	2013/8/6	13:45	13:42	2.0	13:43-13:45	2.4-4.0
3	2013/8/6	16:10	16:06	4.4	16:10-16:10	3.2-3.6
4	2013/8/7	16:45	16:40	4.0	16:43-16:45	2.5-4.0
5	2014/8/17	9:13	9:12	2.4	9:16-9:18	1.7-2.8
6	2014/8/17	12:09	12:08	2.0	12:08-12:09	1.9-2.2*
7	2014/8/17	15:50	15:47	2.3	15:55-15:57	2.0-4.0*
8	2014/8/18	16:04	15:58	3.3	16:02-16:03	2.8-5.5
9	2014/8/23	11:52	11:46	2.3	11:48-11:50	1.8-3.0
10	2014/8/23	11:53	11:38	2.3	11:38-11:40	2.3-5.0*
11	2014/8/23	16:06	15:57	3.4	16:00-16:02	2.5-3.5
12	2014/8/23	16:34	16:28	3.4	16:33-16:34	3.0-4.7
13	2014/8/24	12:38	12:33	2.3	12:39-12:41	3.0-5.5
14	2014/8/25	12:26	12:20	2.1	12:22-12:22	3.5-4.0*
15	2014/8/25	17:37	17:32	2.0	17:33-17:35	2.4-5.0/2.4-5.0*
16	2014/8/27	16:38	16:25	2.3	16:25-16:26	2.3-3.1*
17	2015/8/3	11:51	11:43	2.4	11:49-11:50	3.6-4.2
18	2015/8/7	16:51	16:45	2.1	16:48-16:49	4.4-6.0
19	2015/8/7	17:44	17:36	6.0	17:44-17:45	4.4-5.0
20	2015/8/8	14:53	14:47	3.0	15:03-15:05	2.9-8.0/2.9-9.5*
21	2015/8/10	15:17	15:12	4.2	15:12-15:12	4.2-4.8
22	2015/8/28	16:26	16:23	2.4	16:26-16:28	2.8-4.0*
23	2015/8/29	9:10	8:59	2.4	09:03-09:05	1.4-3.5
24	2016/8/1	16:03	15:58	2.2	16:00-16:00	3.4-3.9/3.1-3.7*
25	2016/8/1	16:52	16:48	2.3	16:54-16:55	2.7-4.5
26	2016/8/3	18:04	17:58	2.1	17:59-18:00	2.7-3.5*
27	2016/8/6	15:46	15:40	5.5	15:44-15:45	3.0-4.0/3.0-4.0*
28	2016/8/25	16:10	16:06	2.4	16:14-16:16	3.2-5.9*

4.2 上昇流解析

4.2.1 推定手法

(1) High Z_{DR} column

第2章で示したように上昇流が水平渦管を持ち上げることで鉛直渦管が生じると考えられている。そこで、ペアの渦度の間に強い上昇流が見られるか確認することで渦と積乱雲の発達の関係性に関する知見を得るのが本節の狙いである。さて、気流推定には様々な手法が存在する。一般的には、複数台のレーダのドップラー風速と大気の流れから気流を推定する手法がよく利用される。この手法はエコーの3次元直交座標系データが必要である。そのため、Xバンドレーダでは5分に一度の上昇流推定を行うこととなる。これは時空間スケールの小さな現象を解析するには決して十分であるとは言えない。そこで本研究では、まず Z_{DR} を用いた上昇流推定を行い、その結果を確認する目的で先に述べたマルチレーダドップラー解析を行うこととする。第2章で述べたように、 Z_{DR} はXバンドレーダで観測している偏波パラメータであり渦度と同様の時間分解能で得ることができる。 Z_{DR} は粒子の縦横比に依存するため、雨滴の存在しない融解層より高い層では Z_{DR} は0 dBに近い値を示す。しかし、上昇流により雨滴が融解層より上空に吹き上げられると高い値の Z_{DR} が観測される。この融解層より高い層における柱状になった高い値の Z_{DR} 分布を「High Z_{DR} Column」と呼び、雲内部の上

昇流部を推定するのに利用されている（例えば、Adachi et al., 2013; Brandes et al., 1995; Scharfenberg et al., 2005; 増田・中北, 2014）。増田・中北（2014）はHigh Z_{DR} Columnを用いて上昇流域を推定し、単独積乱雲の特長解析を行っている。このとき、1 dB以上、気温が0度高度（以下、0度層と記す）より上空の Z_{DR} をHigh Z_{DR} Columnとしており、本研究ではこれを参考に、0度層以上で Z_{DR} が1.5 dB以上の部分に着目することとした。レーダ観測 Z_{DR} はバイアスを持つことがあり、本研究ではより正確に上昇流域を推定するため補正を行った。Fig. 7は横軸を反射強度、縦軸を Z_{DR} として、降雨域での反射強度5~20 dBZのデータを散布図で表したものである。反射強度が小さな範囲では、降水粒子はほぼ扁平していない雨粒である。この場合、水平偏波と垂直偏波の間に差はなく、 Z_{DR} の値は0 dBを示すはずである。しかし、Fig. 7では Z_{DR} が0 dBよりやや高い値に分布しており、実際のレーダ観測では Z_{DR} にバイアスが存在していることがわかる。中北ら（2008）が反射強度の低い領域で Z_{DR} の値が0 dBとなるようバイアスを求めたように、本研究でもバイアス補正を行った。反射強度が5 dBZ以上20 dBZ未満の時、 Z_{DR} が0 dBとなると仮定し、最小二乗法を用いてバイアスを算出した。計算手法は以下の式で表すことができる；

$$Bias = \min_{r, \phi} \sum (Z_{DR}(Z_h) - Bias)^2, \quad (13)$$

$$5 \leq Z_h < 20.$$

$Bias$ はバイアス、 r, ϕ はレーダ極座標系のデータ、 Z_h は反射強度を表す。なお、計算にはタマゴ探知時刻から1時間の間の、レーダから1.5 km以上30 km以下の範囲における低仰角観測01, 02のデータの反射強度、 Z_{DR} を利用した。距離の制限を設けることで、レーダからの距離が離れると Z_{DR} が減衰してしまうこと、レーダ直近で観測値が乱れることを考慮している。 Z_{DR} バイアス値をTable 5にまとめる。

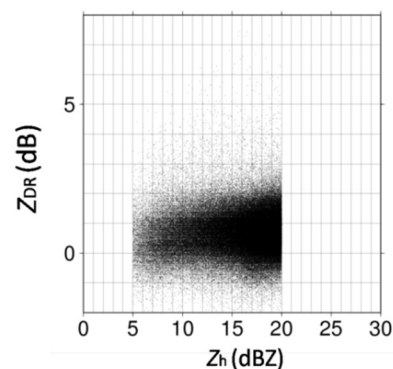


Fig. 7 The radar observation data of reflectivity and Z_{DR} .

Table 5 Z_{DR} bias value of each radar in each events

事例	3	5	7	9	14	15	17	22	27
Zon bias [dB]	田口	0.90	0.76	0.55	0.80	0.50	0.73	-	0.53
	六甲	1.68	0.97	1.22	1.65	1.44	1.18	6.00	1.19
	麓峰山	-0.83	-1.38	-1.28	-1.09	-1.30	-1.00	-1.19	-0.89
	葛城	1.30	0.36	-	0.80	0.76	1.30	1.41	0.54

(2) マルチドップラー解析

次にマルチドップラーレーダ解析による上昇流推定について説明する．下層から上層へ水平収束量を鉛直積分する手法では，雲頂に近づくにつれて鉛直風速の精度が低くなるという問題点がある．そこで本研究では，清水・前坂³²⁾の三次元変分法を用いる解析手法を使用した．これは全領域同時に最適な風速場を推定する手法である．すなわち，最小にすべき評価関数を J とすると， J を最小とするような風速 u , v , w の組み合わせを求める手法である． J は式(4.3), (4.4)でそれぞれ表される2つの評価関数の総和である． J_0 , J_d はそれぞれドップラー風速の観測誤差，連続式の誤差である．ただし， m はレーダ番号， i, j, k はそれぞれ x, y, z 座標方向の格子番号， V_{rm} はドップラー風速の観測値， wt は降水粒子の落下速度， $\cos A$, $\cos B$, $\cos C$ はレーダ位置からの方向余弦， $\bar{\rho}$ は平均大気密度， λ_0 , λ_d はそれぞれ誤差分散の逆数である；

$$J = J_0 + J_d, \quad (14)$$

$$J_0 = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k,m} \lambda_0 (V_{rm} - u \cos A - v \cos B - (w + wt) \cos C)^2, \quad (15)$$

$$J_d = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k} \lambda_d D^2, \quad (16)$$

$$D = \frac{\partial \bar{\rho} u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\rho} v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\rho} w}{\partial z}. \quad (17)$$

降水粒子の落下速度はStraka et al. (2000)を参考に，以下の式で与えた． Z_h は反射強度， T は気温， $Height$ は高度を表す；

$$z = 10^{Z_h/10}, \quad (18)$$

$$\rho_{factor} = \rho \left((Height) / \rho(Height=0) \right)^{0.4}, \quad (19)$$

$$(1) Height(T=0) \leq Height,$$

$$wt = -1.23 \cdot z^{0.103} (Z_h > 45), \quad (20)$$

$$wt = -0.75 \cdot z^{0.0714} (Z_h \leq 45),$$

$$(2) Height(T=0) - 1km \leq Height < Height(T=0), \quad (21)$$

$$wt = -3.80 \cdot z^{0.0714},$$

$$(3) Height < Height(T=0) - 1km, \quad (22)$$

$$wt = -2.275 \cdot z^{0.0714},$$

$$wt = wt \cdot \rho_{factor}. \quad (23)$$

(1) 0度層よりも高い層では降水粒子を雪，(2) 0度層より1 km低い層から融解層まででは雪と雨の混ざったもの，(3) 0度層から1 kmより低い層では雨と見なし，反射強度と大気密度を用いて落下速度を近似的に算出した．評価関数 J は全ての格子点における u , v , w の関数である．そのため，データ格子点の数を n とすると J は $3n$ 個の次元を持つ関数である．式(15), (16)で $3n$ 個の変数は二次項だけで表される正值二次形式の形をしているので， J が最小値をとる $3n$ 個の変数の組み合わせがひとつだけ存在する．以上の式を用いて， ∇J が0と見なせる u , v , w を算出した．最適化手法にはL-BFGS法(Liu and Nocedal, 1989)を利用した．計算には，Xバンドレーダデータと気象庁による潮岬のゾンデ観測データを用いた．Xバンドレーダから反射強度，ドップラー風速のCAPPIデータを得た．大気密度 ρ は気温，気圧を用いて理想気体の状態方程式から算出した．気温，気圧，0度層高度はゾンデ観測データを内挿して算出した．

先述したように，マルチドップラー解析はZ_{DR}解析と比較して時空間分解能が粗く，加えて，複数のレーダでエコー捉えてからでない上昇流を計算できない．そのため上昇流解析はZ_{DR}解析を主体に行い，その結果を補強する目的でマルチドップラー解析を行う．しかしZ_{DR}解析は0度層より高い部分までエコー頂が発達しないと上昇流部を推定できない．そのため，Z_{DR}解析だけでは解析ができなかった時空間を補うという目的でもマルチドップラー解析を活用した．

4.2.2 解析結果

解析結果についてTable 6にまとめる．また，解析の一例(事例15)をFig. 8に示す．渦管との対応が確認されたものは○，されなかったものを－で示す．Z_{DR}について，－はHigh Z_{DR} Columnが観測されなかったことを，※1は渦管が最大仰角観測をもってしても0度層高度を超えた領域を観測できず，High Z_{DR} Columnの確認された高度と直接対応はしていなかったものの，渦管が連続して上層にもあると仮定すると位置が対応していたことを表す．マルチドップラーについて，※2は上昇流は見られなかったものの渦管付近でのみ下降流が弱かったことを表す．9事例中

5事例でHigh Z_{DR} Columnを確認することができ、5事例すべてでHigh Z_{DR} Columnがペアの渦管付近で見られた。残りの4事例では、雲が高度6 km程度までしか発達せず0度層高度を超える強い上昇流がなかったと考えられる。また、マルチドップラー解析を行った結果、9事例中5事例でペアの渦管付近で高い上昇流が見られた。残りの4事例については、雲全体で下降流が支配的であったのに関わらず渦管付近でほとんど下降流が見られなかった。これについては、前のタイムステップでは渦管付近で周囲より強い上昇流があり、それが降水により弱められた結果であると考えることができる。High Z_{DR} Columnがほとんど観測されなかったこと、マルチドップラー解析ができるのは複数台のレーダで観測できる降雨が始まっているステージであることを考慮すると、強い上昇流を確認することができなかったことは渦管付近で上昇流が見られるという説に対立する結果ではない。そのため、マルチドップラーを用いた解析においても上昇流と渦の関係性がある可能性が高いと言える。これらの結果から、上昇流と渦管構造の関連性が示された。すなわち、第2章で述べた強い上昇流の両脇で正の渦と負の渦が形成されるというメカニズムを捉えたと言える。

Table 6 The result of updraft analyses

事例番号	日時	Z _{DR}	マルチドップラー
3	2013/8/6	—	○※2
5	2013/8/6	—	○※2
7	2013/8/6	○※1	○
9	2013/8/7	○※1	○
14	2014/8/17	—	○※2
15	2014/8/17	○	○
17	2014/8/17	○	○
22	2014/8/18	—	○
27	2014/8/23	○※1	○※2

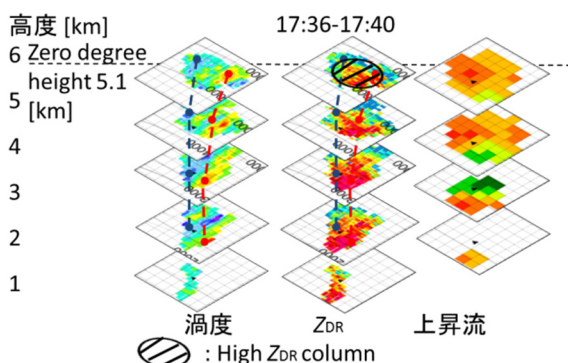


Fig. 8 Updraft analysis of event 15.

4.3 水平風の鉛直シア解析

本節では、どのような風速場が鉛直渦管を形成するのに寄与したのかを調べるため水平風の鉛直シアを解析した。解析にはMSM（メソスケールモデル）

の等圧面初期値データを利用した。MSMデータの時間分解能は3時間とゲリラ豪雨と比較してかなり長いため、他の手法を用いて精度を検証する必要があると考えた。そこで、本研究ではVAD（Velocity Azimuth Display）法を利用した。VAD法はレーダのドップラー風速から風速場を推定する手法であり、低気圧性降雨や前線性降雨など比較的スケールの大きな現象の風速場を求めるのに用いられる（例えば、坪木・若浜，1989；池永ら，1997）。この手法では、アジマス方向に風速が一様であると仮定することで最小二乗法を用いて風速場を求めることができる。ここで、対流性の雲が支配的な場合、仮定が成り立たなくなり計算結果が乱れてしまうことに注意する必要がある。そのため、本研究では比較的スケールの大きい雲（数十 km～100 km程度）が複数個ある場合にのみVAD法を施した。VAD法は平面座標系4つの象限全てにデータが存在している場合に計算することが理想的であると指摘されている。しかし、本研究で抽出した日時に、近畿全域を覆い尽くすようなエコーが存在した日は存在しなかった。そのため、局所的な値を計算に利用しないよう、本研究ではアジマス方向のデータが50個未満の時には計算を行わないという条件を設定した。ゲリラ豪雨事例における風速場の特徴を明確にするため、集中豪雨3事例A、B、Cを抽出し比較解析を行った。3事例について説明する。

A 京都・亀岡豪雨（2012年7月15日）

日本海に停滞する梅雨前線に向かって南から暖かく湿った空気が流れ込んだため、大気の状態が不安定となった。このため、日本各地で積乱雲が発達し続けいくつもの豪雨被害が報告された。京都府では、京都市や亀岡市で15日未明から明け方にかけて豪雨がもたらされた。15日4時までの1時間に京都市西京区および亀岡市付近で約90 mm、5時までの1時間に京都市北区付近で約90 mmの猛烈な豪雨となった（京都地方気象台，2012）。Fig. 9に示すXRAIN地上降雨強度画像からわかるように、環境の風の上流方向（南西）に新しいセルが次々出現、移動する線状降水帯事例である。

B 平成24年8月豪雨（2012年8月18日）

8月17日から19日にかけて、日本各地で雷雨が続いた。日本列島は太平洋高気圧に覆われており、下層に暖気流が流入し上空に北からの寒気が南下した影響で、大気が不安定となった。これにより各地で積乱雲が発達し、大阪市内では約1,400個もの落雷が観測された。XRAIN地上降雨強度画像（Fig. 9）からわかるように近畿全域でゲリラ豪雨スケールの降雨が

発生していた．大阪北部で発生している降雨は気団性雷雨であると推測される．気団性雷雨とは，発達段階が異なる複数個のセルが雑然と集合しているものであり，一般風の鉛直シアが弱い状況で発達しやすい（小倉，1999）．

C 大阪池田豪雨（2014年9月10日から9月11日）

9月10日，近畿地方は気圧の谷が接近し，上空約5.5 kmに寒気が流れ込み，下層では南から温かく湿った空気が流入した影響で，大気の状態が非常に不安定となった．このため，北大阪を中心に豪雨がもたらされ，解析雨量で10日24時までの1時間に池田市付近で約120 mmの雨となった（大阪地方气象台，2014）．XRAIN地上降雨強度画像（Fig. 9）からわかるように，亀岡豪雨事例と同様に線状降水帯に近い事例である．

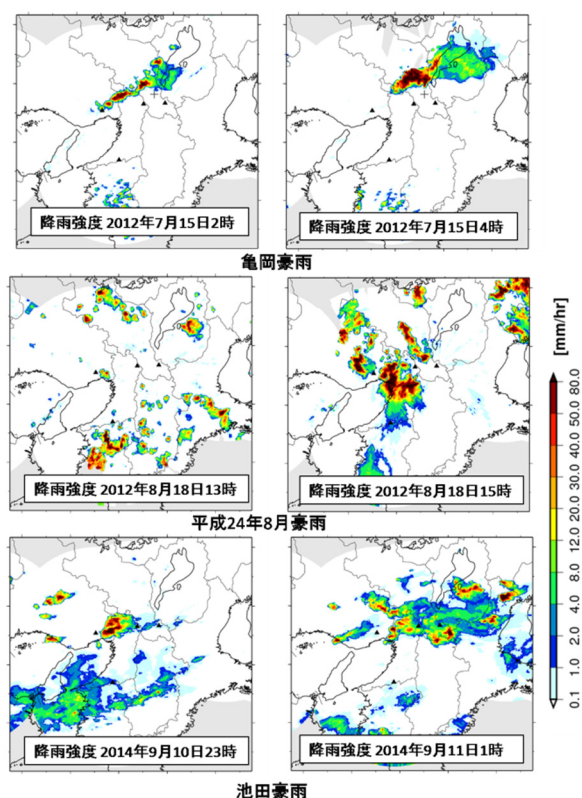


Fig. 9 Rainrate on the ground of larger scaled rainfall events.

解析にはVAD法データ，MSMデータの両方が利用できるゲリラ豪雨7事例を用いた．加えて，上述した集中豪雨3事例についても解析を行った．事例の概要をTable 7に示す．ただし，事例9, 10と事例11, 12については発生時刻がほとんど同じであったため，ゲリラ豪雨解析に用いた日時は実質5事例である．Fig. 10にVAD法，MSMデータ比較の一例を示す．VAD法の結果は，x軸に東西風速，y軸に南北風速，z軸に高度をとっている．地表から高度2 kmまでの高度分解能

は50 m，2 kmより高い高度では500 mで出力した．これは，地上付近では摩擦の影響により鉛直シアが大きくなり，低層のシアが積乱雲のトリガーとなると考えられるためである．また，30分間レーダデータの平均値から作成した．MSMデータに関しては，気圧面データを描画した．ゲリラ豪雨5事例の内，4事例ではVAD法の計算結果とMSM初期値の値がよく一致していた．そこで以下の解析ではMSMデータを用いて解析を行うこととした．

Table 7 Date and time used for analysis of each events

事例番号	日時	VAD計算時刻	MSM利用時刻
9	2014/8/23	11:01~13:00	12:00
10	2014/8/23	11:00~12:30	12:00
11	2014/8/23	16:01~18:00	15:00
12	2014/8/23	16:01~18:00	15:00
13	2014/8/24	12:01~14:00	12:00
15	2014/8/25	17:31~19:00	18:00
27	2016/8/6	15:31~17:00	15:00
A	2012/7/15	00:31~4:00	3:00
B	2012/8/18	13:01~16:30	15:00
C	2014/9/10~11	22:01~1:30	0:00

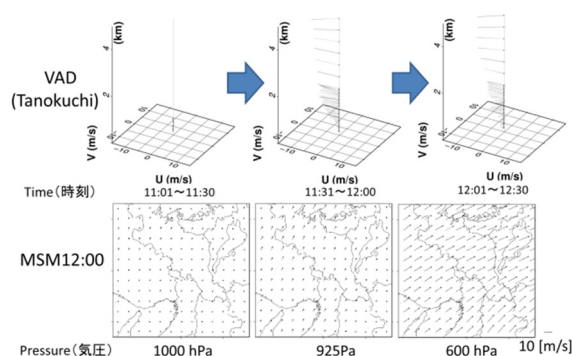


Fig. 10 An example of MSM and VAD data (Event 9, 10).

まず，解析により得られたゲリラ豪雨の特徴について述べ，次に集中豪雨事例と比較を行う．MSMデータの鉛直シアをFig. 11，Fig. 12に示す．気圧面データをジオポテンシャル高度に直し，内挿して100 m間隔で表示している．1000 hPa面と600 hPa面の鉛直シアをとったところ全ての事例において鉛直シアは約10 m/sであった．一般に，スーパーセルのような長寿ストームが発生するには地表から高度4~6 kmで鉛直シア20~25 m/sが必要であると言われている（例えば，Weisman and Rotunno, 2000）．これは大きな鉛直シアを持つ雲では，上昇流域と下降流域が重ならないことにより上昇流域が打ち消されることはなく水蒸気が継続的に供給されるためである．これと比較すると本事例の鉛直シアは小さいためスーパーセルには発達せず，短命な単独積乱雲に発達したと考えられる．次に，1000 hPa面と925 hPa面の鉛直シアは約1~3

m/sであった．詳しくは後述するが，この値は線状降水帯をもたらす鉛直シアと比較すると小さな値であることがわかる．また，風速自体が小さいため，Fig. 11からもわかるように鉛直シアの回転（以下，方向シアと記す）もほとんど見られなかった．これより，ゲリラ豪雨が起るような日の風速場は鉛直シアが小さいという特徴を持ち，小さな鉛直シアと大気不安定による浮力効果が組み合わさることでゲリラ豪雨が発達すると考えられる．浮力は，Bolton (1980) を参考にMSM初期値の相対湿度，気温のデータからSSI（ショワルター安定指数）を算出して評価した．SSIは850 hPaの空気塊を飽和するまで乾燥断熱線に沿って上昇させ，そこから湿潤断熱線に沿って500 hPaまで上昇させたときの温度を500 hPaの気温から引いた値である．SSIの値が0 K以下ならば上昇させた空気塊が周囲の空気よりも温かいことを意味し，空気塊はさらに上昇する．約-3 Kの値をとるとき雷雨の可能性があるとされている．ゲリラ豪雨が起った日時をのSSIを確認したところ，3事例で-4~-2 K，2事例で-2~0 Kを示しており，浮力がゲリラ豪雨発生に寄与していることがわかる（Fig. 13）．

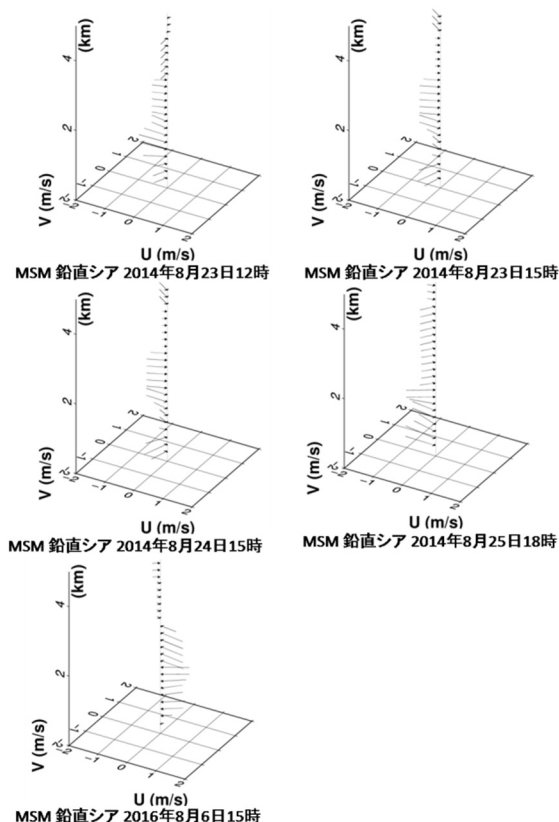


Fig. 11 Vertical shear of horizontal wind of Guerrilla-heavy rainfall events.

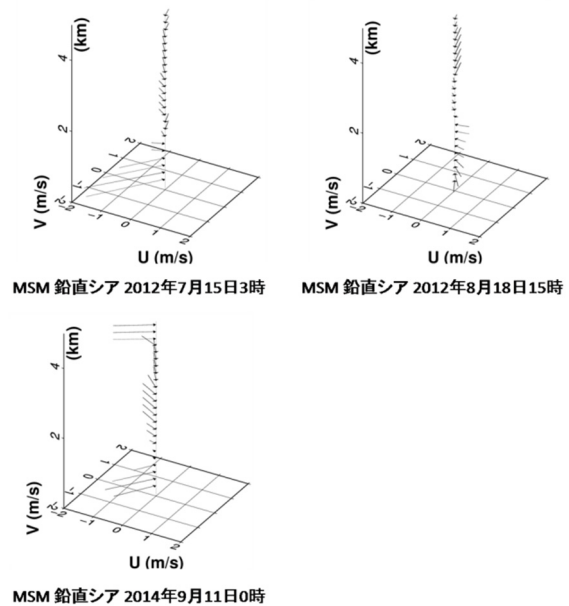


Fig. 12 Vertical shear of larger scaled rainfall events.

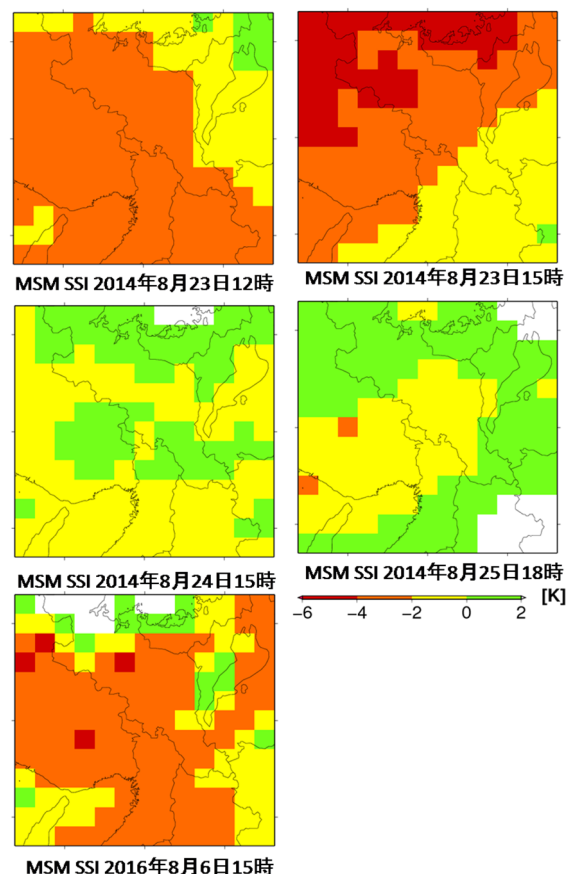


Fig. 13 SSI of Guerrilla-heavy rainfall events.

本解析により，ゲリラ豪雨が発生する要因は下層に小さな鉛直シアと浮力であるという結果を得た．このような鉛直シアと浮力を考慮した指標の一つにバルク・リチャードソン数というパラメータがあり，

研究が続けられている（小倉，1997）．例えば，中北ら（2000）は線状降水帯の発生要因を解析し，破線型降雨システムが顕著であったときには30程度，それ以降のバック形成型が顕著な時間帯では20程度の小さな値が出たことを示した．バルク・リチャードソン数は以下の式で定義され，鉛直シアとCAPEの比で表される；

$$Ri = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}[(\bar{u}_6 - \bar{u}_{0.5})^2 + (\bar{v}_6 - \bar{v}_{0.5})^2]} \quad (24)$$

このとき， $\bar{u}$ ， $\bar{v}$ はそれぞれ東西方向および南北方向の環境風の成分，添え字の6，0.5はそれぞれ高度6 km，0.5 kmを意味する．バック形成型の線状降水帯，スーパーセルがもたらされる時は30前後の値を示すことが過去事例の解析によりわかっている．本研究では，バルク・リチャードソン数の定量的な評価は行っていないものの鉛直シアが小さく，SSIが大きいことからスーパーセルや線状降水帯より大きな値をとっていると考えられる．次に，集中豪雨3事例についても同様の解析を行った．A，B，Cにおいて1000 hPa面と600 hPa面の鉛直シアをとったところ，A，Cでは約12 m/sの値をとり，Bでは約1~3 m/sと小さな値をとった．この結果はA，Cでは線状降水帯が形成され，Bでは気団性雷雨が形成されていたという事実と矛盾しなかった．次に，1000 hPa面と925 hPa面の鉛直シアはAは15日3時で8.1 m/s，Cは11日0時で5.0 m/sの値をとり，Bは18日15時で2.4 m/sであった．また，Fig. 12からわかるようにA，Cに関しては中下層で方向シアが大きくなっていた．これにより降雨域と発達域が鉛直方向に重ならず，長時間の豪雨をもたらした．Bはゲリラ豪雨事例と同様に方向シアは小さかった．これは頻発していた積乱雲一つあたりの寿命が短かったことに一致していた．これらの結果から，Bはゲリラ豪雨に近い現象であることを考えると，ゲリラ豪雨事例とA，Cのような組織化された線状降水帯事例の違いは下層の鉛直シア，中下層での方向シアであると考えられる．

結果についてTable 8にまとめる．ゲリラ豪雨事例5日時（7事例）は，1000 hPa面と600 hPa面の鉛直シアは約10 m/sを示し，スーパーセルのような長寿となるストームと比較して小さな値であった．1000 hPa面と925 hPa面の鉛直シアは2 m/s程度であり，ほとんど鉛直シアがないことがわかった．また方向シアもほとんど見られなかった．SSIはいずれの日時においても-4~0 Kであり，大気は不安定であった．一方，線状降水帯に発達するようなA，Cは，1000 hPa面と925 hPa面の鉛直シアは8.1 m/s，5.0 m/sと高い値を示し，中下層で回転シアが見られた．これらの結果より，ゲリラ豪雨は鉛直シアが小さな風速場において浮力により大気を持ち上げられることにより形成される

と考えられる．このとき，下層の鉛直シアによって生じた水平渦管が持ち上げられ鉛直渦管が形成されることが考えられる．山口ら（2016），土橋（2017）はLES（Large Eddy Simulation）を用いて地上から高度1 kmで2 m/sの一方向の鉛直シアを与えることで，ペアの鉛直渦管が形成されることを示した．また，発達した事例の時間をさかのぼるとFig. 14に示すように，上空数十mでスケール100 m/s以下，渦度0.004 s⁻¹程度の渦が立ち上がり，鉛直渦管が発生，発達したことが示されている．本研究では1000 hPa面と925 hPa面で鉛直シアを2 m/sであり水平渦度はおよそ0.003 /sであった．これは，山口ら（2016），土橋（2017）の研究と比較しても決して小さな値ではないことがわかる．従って，ゲリラ豪雨発生に起因する風速場において下層での鉛直シアが2 m/sであったという本節の結果は妥当なものであると言える．

Table 8 The results of vertical shear analysis

MSM時刻(対応する事例)	600 hPa-1000 hPa (m/s)	925 hPa-1000 hPa (m/s)
2014/8/23 12:00 (9, 10)	9.4	1.7
2014/8/23 15:00 (11, 12)	11.8	1.7
2014/8/24 12:00 (13)	8.9	2.6
2014/8/25 18:00 (15)	12.9	3.5
2016/8/6 15:00 (27)	8.9	0.8
2012/7/15 3:00 (A)	11.5	8.1
2012/8/18 15:00 (B)	3.6	2.4
2014/9/11 0:00 (C)	12.4	5.0

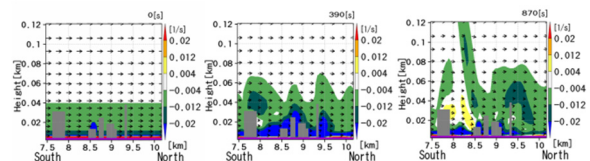


Fig. 14 Horizontal vorticity calculated by LES (Tsuchihashi, 2017).

4.4 Xバンドレーダを用いた渦管解析のまとめ

本節の解析結果についてまとめ，総合的な考察を行う．上昇流解析は，正負の渦がペアで見られた9事例についてZ_{DR}，マルチドップラー解析を用いて上昇流解析を行った．Z_{DR}解析では，9事例中5事例でHigh Z_{DR} Columnを確認することができ，5事例すべてでHigh Z_{DR} Columnがペアの渦管付近で見られた．マルチドップラー解析では，9事例中5事例でペアの渦管付近で高い上昇流が見られた．また残りの事例については，雲全体で下降流が支配的であったのに関わらず渦管付近でほとんど下降流が見られなかった．これらの結果から鉛直渦管と上昇流の関連性が示された．鉛直シア解析は，VAD法，MSM初期値両方で風速場を確認することのできた7事例について行った．1000 hPa面と600 hPa面の鉛直シアは10 m/sの値を示し，スーパーセルのような長寿ストームには強

い鉛直シアが必要であるという既往研究に一致していた。1000 hPa面と925 hPa面の鉛直シアは2 m/sを示し、中下層での方向シアはほとんど見られなかった。一方で、線状降水帯が発生した大気場では1000 hPa面と925 hPa面の鉛直シアはゲリラ豪雨事例の倍近い値を示し、中下層で回転シアが見られた。加えて、ゲリラ豪雨事例のSSIはいずれの日でも-4~0 Kであったことからゲリラ豪雨が起りやすい大気場は弱い鉛直シアと浮力によって特徴付けられるという結果を得た。

これらの結果を渦管現象と絡めて考察すると、以下のような現象が起こっていると考えられる。

- ①はじめに、地表付近に弱い鉛直シアを持つ大気場がある。
- ②浮力により地表付近の水平渦管が持ち上げられベアの鉛直渦管が形成される。
- ③雲内部で上昇流により鉛直渦管が発達する。
- ④上空で降水粒子を伴い、レーダで鉛直渦管が観測される。
- ⑤シアの回転、大きさが小さいことから成熟期を経た後、降雨により雲が衰退する。

本解析により、①、④、⑤の部分を示した。今後の課題は②を山口ら（2016）、土橋（2017）の用いているようなLESモデルで、③をKaバンドレーダ観測で解明し、①～⑤全てが繋がったメカニズムを完成させることである。

4.5 PARを利用した渦管解析の展望

渦管発達過程をより詳細に解析するために、時間的に密なデータ観測が重要である。Xバンドレーダによる渦管解析で、ひとつの積乱雲内部に渦管が複数存在する場合、次のタイムステップのどの渦管と対応しているのか追跡することは困難であった。加えて、Xバンドレーダの最高観測仰角は15度程度であり、タマゴを早期に探知できたとしても上空を観測できていないことがある。そのため、PARを用いて渦管を時間的に密に解析を行うこと期待されている。そこで、本研究ではPAR設置場所付近でタマゴが発生した事例7, 14, 18について渦管解析を行った。中北ら（2014a）はPARを用いて、Xバンドレーダと同様の鉛直渦管構造を捉えたことを示した。しかし、詳細な解析を進めるにあたりPARのデータはうまく利用することができなかった。Fig. 15に示すようにエコーがXバンドレーダによって捉えられたものよりも小さく、空間分布に着目して解析することが困難であった。これは、PAR生データのノイズ処理段

階でエコーが除去されてしまったためであると考えられる。そのため、今後さらなる渦解析への利用手法を検討する必要があると考える。また、基礎研究への利用という観点から、PARのデータ処理手法についても検討する必要があると考える。Fig. 16にPARの反射強度、渦度を3次元可視化した図を示す。反射強度20 dBZ以上の領域を緑色で表し、渦度が 0.01 s^{-1} 以上の領域を赤色、 -0.01 s^{-1} 以下の領域を青色で表している。これにより渦管を描画している。Fig. 15からわかるようにPARの利用により渦管構造を瞬間的に捉えることができ、どのように発達・衰退するのかを30秒という短い時間分解能で追跡することができる。この利用法によりXバンドレーダではこれまで困難であった渦管追跡を行える可能性が示された。これについては今後の利用を検討したいと考えている。

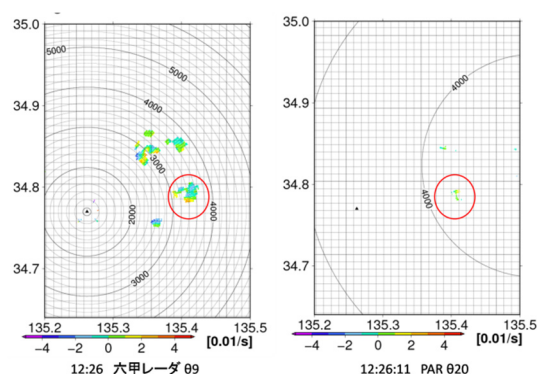


Fig. 15 Vorticity observed by X-band radar and PAR.

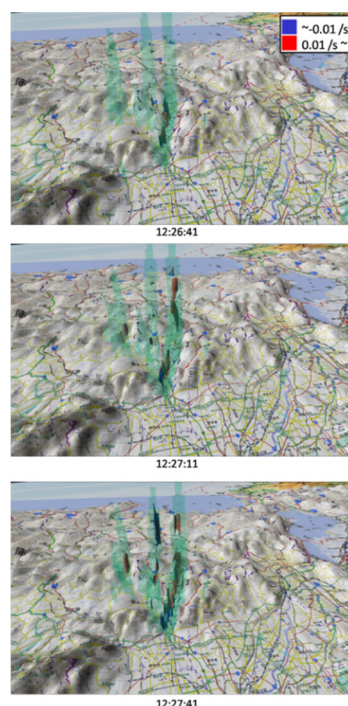


Fig. 16 Vertical vortex tube display using PAR data.

5. Kaバンドレーダを用いた渦解析

5.1 解析事例と雲のタマゴ

第4章で述べたゲリラ豪雨の抽出条件に加え、新保（2017）を参考に「雲のタマゴ」をファーストエコーとして捉えた事例を抽出した。ここで、雲のタマゴとは上空で形成された直後の雲を指す。3基で観測領域を広くカバーしているXバンドレーダとは異なり、Kaバンドレーダは1基で観測を行っている。そのため、最大観測仰角によるレーダビームより高い高度を観測することができず、最大観測仰角より高い高度で発生した雲のタマゴを捉えることができない。Kaバンドレーダは1基観測なので、雲のタマゴが発達し降水粒子や比較的大きな雲粒の下端の高度が下がったときにはじめてファーストエコーを観測することがある。そのため、このファーストエコーは雲のタマゴではなく、成長して降りてきている雲粒や降水粒子をファーストエコーとして捉えた可能性がある。本研究の対象は発生・発達段階の雲であるため、そのような事例は抽出しなかった。Table 9に抽出した事例を示す。事例3～7に関しては、先述した条件に従って抽出した。残りの事例1, 2に関しては、疋田（2016）がKaバンドレーダを用いて解析を行った事例である。事例2は最大降雨強度が40 mm/hr程度であり、本研究の定義である50 mm/hrを満たしていなかった。しかし、Kaバンドレーダによるゲリラ豪雨解析の既往研究は少ないため、すでに研究のなされた事例を優先して解析するべきであると考えた。また、疋田（2016）は孤立積乱雲の強雨を「XバンドレーダのCAPPIデータ全高度で周囲の積乱雲エコーから独立した10 dBZ以上の閉曲面を持ち、高度2 km面において30 dBZ以上の最大反射強度を示す」エコーと定義している。そのため、事例2は地上降雨強度50 mm/hrに至ってはいないものの、高度2 kmにおいて30 dBZ以上の雨が観測されていたことから豪雨という定義を概ね満たしているとみなした。

Table 9に示すように、Xバンドレーダによるファーストエコー、Kaバンドレーダによるファーストエコーの探知時刻を比較すると全ての事例においてKaバンドレーダの方が先にエコーを捉えていた。Kaバンドレーダ探知時刻のXバンドレーダに対するリードタイムは平均で約19分であった。ファーストエコー探知はレーダ1基による立体観測時間分解能10分で行われており、Xバンドレーダの3基観測、分解能5分と比較して圧倒的に不利な条件下であった。それにもかかわらず、Kaバンドレーダで19分も早くエコーを捉えることができた。これは、Kaバンドレーダの高い感度、分解能を明確に示しており、危険性予

測手法、メカニズム解析手法に対する高い有用性を示していると言える。

Table 9 Guerrilla-heavy rainfall events for Ka-band analyses.

事例	日付	地上降雨時刻	Kaのファーストエコー		Xのファーストエコー		X-Ka[分]
			時刻	高度[km]	時刻	高度[km]	
1	2015/8/5	16:38	16:05	3.00	16:22	0.7	17
2	2015/8/6	16:54	16:23	1.35	16:47	1.9	24
3	2015/8/13	14:54	14:33	1.30	14:48	2.5	15
4	2015/8/13	16:25	16:13	1.65	16:23	0.6	10
5	2015/8/21	11:00	10:43	1.40	10:56	1.1	13
6	2015/8/28	15:28	14:53	1.60	15:22	0.9	31
7	2015/8/28	15:32	15:04	1.40	15:28	2.5	24

5.2 渦度の分布解析

Kaバンドレーダを用いる目的はXバンドレーダが探知する前の渦管構造を捉え、鉛直渦管発生、発達メカニズムを解明することである。両レーダを用いることにより、Fig. 17に示すように鉛直渦管を雲発生直後より追跡し続けることができる。本節では、Kaバンドレーダ渦管解析手法を確立のため、Xバンドレーダ渦度と比較することで解析手法の検討を行った。

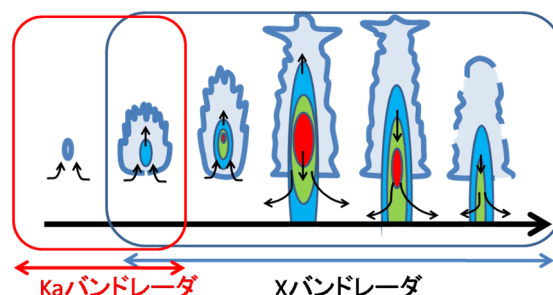


Fig. 17 Developing stages of cloud which radars can detect.

新保（2017）を参考に、225 m×225 m移動平均を行った渦度を用いて以下の解析を行う。まず、Xバンドレーダで捉えられ始めた雲発達初期のステージでの渦度を比較した。結果として、Fig. 18に示すように、低高度のXバンドレーダのタマゴ直後の渦度の分布はKaバンドレーダの渦度の分布と、正負の渦分布の位置で一致が見られた。これによりKaバンドレーダで、Xバンドレーダ探知前の現象としての渦を探知することが可能であることが示唆された。事例6において、エコーをさかのぼることでFig. 19のような渦度分布を確認することができた。この渦は正負ともに水平方向に数百m程度の分布をもって鉛直方向につながっており、第4章で述べた渦管の定義を満たしていた。この時点でXバンドレーダでエコーは捉えられておらず、Kaバンドレーダで降水粒子が形成される前の雲内部の渦管を捉えていた可能性が高い。

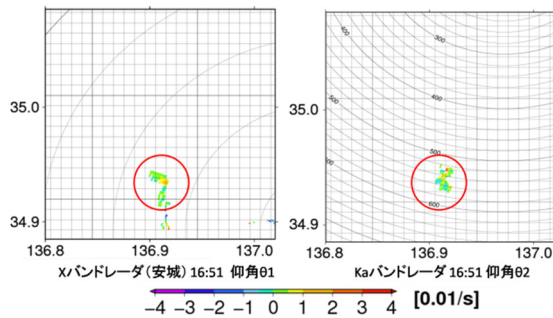


Fig. 18 Vorticity distribution by Ka-band radar corresponds one by X-band radar.

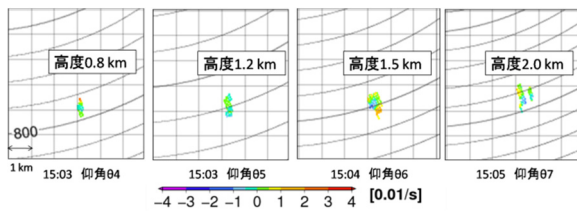


Fig. 19 Vortex tube observed by Ka-band radar (Event 6).

一方で、Xバンドレーダでも十分に見えるくらい雲が発達したステージでは、Fig. 20に示すようにKaバンドレーダの渦度は正負の高い値が混在し、Xバンドレーダとの対応を認めるのは難しかった。これにはいくつかの理由が考えられる。例えば、これまでXバンドレーダで捉えることのできなかった空間スケールの小さな渦を捉えたという理由が考えられる。また、そもそもKaバンドレーダは降水粒子の観測には不向きでありノイズ起因の理由が考えられる。しかし、いずれにしてもKaバンドレーダの焦点は降水粒子形成前の渦度であるので、発達しXバンドレーダで十分に観測されるようになったステージの精度はさほど重要ではないと考える。本解析では、Fig. 18に示したようにXバンドレーダでも捉えられ始めた初期エコーの渦度において、両レーダの渦度分布の正負域が一致していることを確認し、また、Fig. 19で示したようにそれより前のステージにおいてKaバンドレーダで渦管を捉えたことも大きな成果であると考えられる。そして、この結果はKaバンドレーダによる初期渦解析の可能性を示したと言える。

最後に、本章の解析をまとめる。まず、Kaバンドレーダで雲のファーストエコー探知を行い、Xバンドレーダより19分も早くファーストエコーを捉えたことを示し、本研究の解析に十分な高感度、高分解能の精度を示した。また、実際の渦度分布に着目し、Xバンドレーダで観測された渦度と比較を行った。Xバンドレーダで捉えられ始めたステージにおいて、

渦度の正負の分布位置が一致していたことを示した。これにより、Kaバンドレーダによる降水粒子形成前の解析の可能性が示された。実際に事例6において、Xバンドレーダでエコーを捉える19分前に渦度が鉛直につながっている渦管現象を捉えることができ、このときの渦の水平スケールは山口ら（2016）、土橋（2017）のモデル結果と比較して十分に考えられる範囲であった。今後、これらの知見を生かし、降水粒子形成前すなわち雲段階での初期渦管形成過程を詳細に解析することが重要となる。雲レーダを用いた渦に関する既往研究はほとんどないことから、第4章で述べたような山口ら（2016）、土橋（2017）のゲリラ豪雨を対象としたモデルでの検証と合わせて解析を行うことが不可欠であると考えられる。

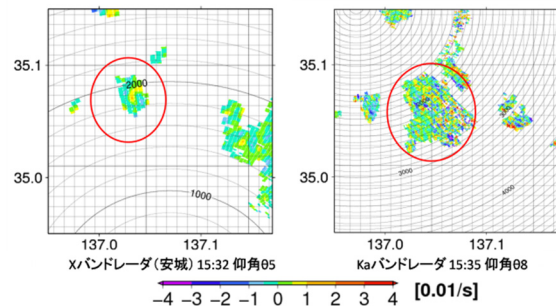


Fig. 20 In developed stage, vorticity distribution by Ka-band radar does not correspond one by X-band radar.

6. 結論

本研究では、ゲリラ豪雨の危険性予測手法の精度を向上させる目的で、積乱雲の発達と渦の関係性に着目し、Xバンドレーダを用いた事例解析を行った。その結果、ゲリラ豪雨をもたらした積乱雲内部の鉛直渦管は地上付近の微弱な鉛直シアにより生じる水平渦管が上昇流により立ち上がり形成された可能性が高いことを示した。また、Kaバンドレーダを用いて雲の段階で渦管が形成されている可能性があったことを示した。以下に、第1章から第5章までの内容を簡潔にまとめる。

第1章では、ゲリラ豪雨という局地的かつ突発的な豪雨を予測することの難しさについて述べ、豪雨を早期に予測し人命を救うという工学的見地から積乱雲の発達メカニズムを解明することの重要性について述べた。

第2章では、Nakakita et al. (2017)の既往研究を挙げ、ゲリラ豪雨をもたらす積乱雲内部に鉛直渦管が確認されていることを述べた。また、スーパーセル

のようなスケールの大きな積乱雲の既往研究について述べた。この既往研究を参考に、ゲリラ豪雨をもたらす積乱雲内部の鉛直渦管が水平渦管の立ち上がりによって発生したという仮説を立てた。本研究では、これを証明するため第4章では、Xバンドレーダを用いて渦管と上昇流、鉛直シアとの関係性を解析した。また、第5章では、より初期の雲段階での渦構造に着目するためにKaバンドレーダを用いた渦解析に挑戦した。

第3章では、本研究で用いたXバンドレーダ、PAR、Kaバンドレーダについてそれぞれの特長、データ処理について述べた。Xバンドレーダ、PARは降水粒子形成後、Kaバンドレーダは降水粒子形成前、すなわち雲段階での積乱雲を解析するのに適している。Xバンドレーダ、Kaバンドレーダは仰角観測を機械スキャンで行っているが、PARは電子スキャンを行うことで30秒の立体観測を可能とした。また、得られたレーダデータはPPI投影図で可視化を行い、観測データの情報を損なうことなく解析に用いた。渦度については渦管構造を視覚的に捉えやすくするため、中北ら(2016)の手法を改良し、550 m×550 m移動平均を行った。

第4章では、Xバンドレーダを用いた渦管解析について述べた。まず、タマゴ、渦管の定義について述べ、次に、上昇流解析、鉛直シア解析を行った。上昇流解析では、ZDR手法、マルチドップラー手法を用いることで鉛直渦管付近で上昇流が強いという結果を得た。鉛直シア解析では、VAD法、MSM初期値を用いてゲリラ豪雨が起りやすい大気場は、下層で小さな鉛直シアと浮力により特徴付けられるという結果を得た。これらの結果により、下層の弱い鉛直シアにより水平渦管が立ち上がり、それが上昇流により持ち上げられることで鉛直渦管が形成されることを明らかにした。また、PARを用いた渦管解析についてはXバンドレーダの時間分解能を補うことが期待されたものの、期待した結果を得ることはできなかった。しかし、立体観測時間分解能30秒で渦管の鉛直構造を捉え、追跡できる可能性について3次元の渦度画像を用いて示した。

第5章では、Kaバンドレーダを用いた渦度解析について行った。まず、降水粒子形成前に見える雲のファーストエコーの定義について述べ、Xバンドレーダより19分も早くファーストエコーを捉えられている事を示した。これによりKaバンドレーダの高感度、高分解能の有用性を示した。次に、Xバンドレーダで捉えられ始めた発達初期ステージにおいて、

KaバンドレーダとXバンドレーダの渦度分布が類似していたことを示し、さらに、Xバンドレーダでエコーが捉えられていないときにKaバンドレーダで渦管が確認されたことを示した。これらの結果により、今後Kaバンドレーダを用いて雲段階の鉛直渦管構造の解析を行う道筋を示した。

以上の結果を踏まえ、今後の課題と展望を述べる。本研究の結果のひとつとして、Xバンドレーダにより捉えられる鉛直渦管と鉛直シアの関連性を示した。具体的には、弱い鉛直シアが水平渦管を形成し、それが浮力により持ち上げられることで鉛直渦管が形成されることである。次のステップとして、様々な側面からこの結果を補強する研究が期待される。そのために、Kaバンドレーダやモデルシミュレーションの利用を進めている。第5章のKaバンドレーダ解析で、山口ら(2016)、土橋(2017)の既往研究を挙げて考察を行ったように双方の結果を比較し、補強し合うことでXバンドレーダだけでは成しえなかった知見を得ることができると考えられる。また、本研究では用いなかったが大気中の塵や粒子を捉えることで風向きを観測することができるLiDAR(Light Detection and Ranging, Laser Imaging Detection and Ranging)により雲形成以前の風のデータまで解析に用いることができる。中北ら(2014c)は神戸観測でKaバンドレーダ、LiDARの同時観測により積乱雲発達と水平風の関係性について考察している。他にも、可視チャンネル、赤外チャンネルで雲を捉えるひまわり8,9号、LiDARと同じく大気中の粒子を捉える境界層レーダの利用が期待される。これらのマルチセンサーデータを総合的に利用することにより、渦管の発生メカニズムを解明することが可能となると考える。これにより渦度の鉛直構造や、その強度が最大降雨強度との定量的な関係の明確化につながり、危険性予測手法精度を向上させることができると考える。

以上をもって、本研究の結論とする。

謝 辞

本研究で用いた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ます。

参考文献

池永均・久米仁志・森田寛・山田正(1997)：ドッ

- ブラーレーダを用いたメソ β スケール降雨特性の解析, *水工学論文集*, 41, pp. 147-154.
- 牛尾知雄・吉川栄一・吉田智・水谷文彦・和田将一・佐藤晋介・井口俊夫 (2012) : B117 フェーズドアレイ気象レーダの初期観測結果 (観測手法, 口頭発表), *大会講演予講集*, 102, p. 98.
- 大阪地方気象台 (2014) : 平成26年9月10日から11日にかけての大雨について, <http://www.jma-net.go.jp/osaka/kikou/saigai/pdf/sokuhou/20140911.pdf#search=%27%E6%B1%A0%E7%94%B0%E8%B1%AA%E9%9B%A8+2014%E5%B9%B49%E6%9C%88%27> (閲覧日2017年2月6日)
- 小倉義光 (1997) : メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, pp. 148-153.
- 小倉義光 (1999) : 一般気象学, 京都大学出版会, 308 pp.
- 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.
- 京都地方気象台 (2012) : 平成24年7月15日の京都市, 亀岡市の大雨について, <http://www.jma-net.go.jp/kyoto/kishousokuhou20120715.pdf#search=%27%E4%BA%AC%E9%83%BD%E4%BA%80%E5%B2%A1%E8%B1%AA%E9%9B%A8+7%E6%9C%8815%E6%97%A5%27> (閲覧日2017年2月6日)
- 気象庁 (2015) : 気候変動監視レポート, http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2015/pdf/ccmr2015_all.pdf (閲覧日: 2017年2月1日)
- 篠田太郎・大東忠保・民田晴也・坪木和久・上田博 (2015) : D158 名古屋大学 Ka バンド雲レーダの諸元と初期観測結果 (気象レーダー 60 年の歩みと将来展望, 専門分科会), *大会講演予講集*, 107, p. 181.
- 清水慎吾・前坂剛 (2007) : 三次元風速場の推定のための変分法を用いた複数台ドップラーレーダデータの解析手法, *防災科学技術研究所研究報告*, 70, pp. 1-8.
- 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, 95, pp.34-45.
- 土橋知紘 (2017) : 都市気象LESモデルを用いたゲリラ豪雨の種の解析, 京都大学工学部.
- 坪木和久・若浜五郎 (1989) : 1台のドップラーレーダを用いた風速場の測定法: 最小二乗法を用いたVAD解析, *atmosphere*, 19(1), pp. 173-179.
- 中北英一・佐藤悠人・西脇隆太・山口弘誠 (2014a) : ゲリラ豪雨危険性予知手法の高精度化に向けた積乱雲生成時の渦管構造の解析, 京都大学防災研究所年報, 第58号, pp. 221-231.
- 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, *土木学会論文集B1 (水工学)*, 72.4, pp. 199-204.
- 中北英一・西脇隆太・山口弘誠 (2014b) : 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・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)*, 69.4, pp.325-330.
- 中北英一・矢神卓也・池淵周一 (2000) : 1998 那須集中豪雨の生起・伝播特性, *水工学論文集*, 44, pp. 109-114.
- 中北英一・山口弘誠・隅田康彦・竹林栄伸・鈴木賢士・中川勝広・大石 哲・出世ゆかり・坪木和久 (2008) : Cバンド偏波レーダを用いた降水粒子識別とビデオゾンデを用いた集中同期検証観測, 京都大学防災研究所年報, 第51号B, pp. 519-533.
- 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, pp. 343-348.
- 中北英一・山口弘誠・坪木和久・大東忠保・橋口浩之・川村誠治・中川勝広・岩井宏徳・鈴木賢士・大石哲・相馬一義・鈴木善晴・小川まり子 (2014c) : 京阪神都市圏における積乱雲の発生・発達を捉えるためのマルチセンサーによる RHI 同期観測実験, *水文・水資源学会研究発表会要旨集 水文・水資源学会 2014 年度研究発表会*, 水文・水資源学会, p. 100037.
- 中根武志 (2015) : 大気場指標及び偏波レーダ情報の変動分析に基づいた集中豪雨の発生・発達リスクに関する研究, 法政大学大学院デザイン工学研究科.
- 新野 宏 (2007) : 竜巻, *天気*, 54, pp. 933-936.
- 新保友啓 (2017) : Kaバンド偏波ドップラーレーダを用いた雲特性の解析及びゲリラ豪雨早期探知への応用可能性の検討, 京都大学工学部.
- 西脇隆太 (2014) : ゲリラ豪雨の予報システムの開発と高度化に関する研究, 京都大学工学研究科.
- 疋田丈晴 (2016) : 静止気象衛星とKaバンド雲レーダを用いた夏期孤立積乱雲の早期検出, 名古屋大学大学院環境学研究科.
- 深尾昌一郎・浜津享助 (2005) : 気象と大気のレーダーリモートセンシング, 京都大学学術出版会, 491 pp.
- 前島康光・国井勝・瀬古弘・呉宏堯・佐藤香枝・三好建正 (2015) : D152 ビッグデータ同化システムを用いた局地的豪雨発生過程のシミュレーション (気象予報・データ同化, 一般口頭発表), *大会講演*

- 演予講集, 108, p. 162.
- 増田有俊・中北英一 (2014) : B203 偏波レーダ観測値を用いた Z_{DR} Column の存在する孤立積乱雲の特徴解析 (降水システム, 口頭発表), 大会講演予講集, 106, p.314.
- 三村昂大・岡田翔太・鈴木善晴 (2016) : SOM 及び積雲発生初期の大気場情報に基づいた豪雨の発達リスクに関する研究, 水文・水資源学会研究発表会要旨集 水文・水資源学会 2016 年度研究発表会, 水文・水資源学会.
- 山口弘誠・高見和弥・井上実・須藤純一・相馬一義・中北英一 (2016) : 豪雨の「種」を捉えるための都市効果を考慮するLES気象モデルの開発, 土木学会論文集B1 (水工学), 72, pp. 205-210.
- Adachi, A., Kobayashi, T., Yamauchi, H. and Onogi, S. (2013): Detection of potentially hazardous convective clouds with a dual-polarized C-band radar, *Atmospheric Measurement Techniques*, 6.10, pp.2741-2760.
- Bolton, D. (1980): The computation of equivalent potential temperature, *Monthly weather review*, 108(7), pp. 1046-1053.
- Brandes, E. A., Vivekanandan, J., Tuttle, J. D. and Kessinger, C. J. (1995): A study of thunderstorm microphysics with multiparameter radar and aircraft observations, *Monthly weather review* 123.11, pp. 3129-3143.
- Cotton, W. R., Bryan, G., and Van den Heever, S. C. (2010): Storm and cloud dynamics, Vol. 99, Academic press, pp. 358-363.
- Doviak, R. J., Zrnic, D. S. (1993): *Doppler Radar and Weather Observations*, 2nd ed., Academic Press, San Diego, CA, 562 pp.
- Kanada, S., Nakano, M. and Kato, T. (2010) : Changes in mean atmospheric structures around Japan during due to global warming in regional climate experiments using a cloud-system resolving model, *Hydrological Research Letters* 4, pp. 11-14.
- Kitoh, A., T. Ose, Kurihara, K., Kusunoki, S., Sugi, M. and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group (2009): Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments, *Hydrological Research Letters* 3, pp. 49-53.
- Klemp, J. B. (1987): Dynamics of tornadic thunderstorms, *Annual review of fluid mechanics*, 19.1, pp. 369-402.
- Liu, D. C. and Nocedal, J. (1989): On the limited memory BFGS method for large scale optimization. *Mathematical programming*, 45(1), pp. 503-528.
- 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*, 2017, Article ID 5962356, 15 pp.
- Rotunno, R. (1981): On the evolution of thunderstorm rotation, *Monthly Weather Review*, 109(3), pp. 577-586.
- Scharfenberg, K. A., et al. (2005): The Joint Polarization Experiment: Polarimetric radar in forecasting and warning decision making, *Weather and forecasting*, vol. 20.5, pp. 775-788.
- Straka, J. M., Zrnic, D. S. and Ryzhkov, A. V. (2000): Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations, *Journal of Applied Meteorology* 39.8, pp. 1341-1372.
- Weisman, M. L. and Rotunno, R. (2000): The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. *Journal of the atmospheric sciences*, 57(9), pp. 1452-1472.

(論文受理日 : 2017年6月13日)