

# 2014 年度 研究発表会 予稿集

2015 年 3 月 9 日

日本気象学会沖縄支部

## 日本気象学会沖縄支部 2014 年度研究発表会

会期：平成 27 年 3 月 9 日（水）13 時 00 分～16 時 50 分

会場：N I C T 沖縄電磁波技術センター（沖縄県国頭郡恩納村字恩納 4484）

### プログラム：

司会：国吉真昌（沖縄気象台）

13：00～13：05 開会挨拶（赤枝健治 沖縄支部長）

座長：木村陽一（沖縄気象台）

13：05～13：25 口頭発表 1（岩井宏徳 情報通信研究機構）

13：25～13：45 口頭発表 2（飯田 友 琉球大学大学院理工学研究科）

13：45～14：05 口頭発表 3（田中 孝 沖縄気象台）

14：05～14：25 口頭発表 4（田中 孝 沖縄気象台）

14：25～14：45 口頭発表 5（松本隆則 沖縄気象台）

14：45～15：00 休憩

15：00～15：25 口頭発表 6（奥間夢翔 沖縄県立球陽高等学校）

15：25～15：45 口頭発表 7（藤間弘敬 琉球大学理学部）

15：45～16：05 口頭発表 8（山田広幸 琉球大学理学部）

16：05～16：25 口頭発表 9（横山淑紀 琉球大学理学部）

16：25～16：45 討論

16：45～16：50 閉会挨拶（堤純一郎 沖縄支部理事）

事務局：沖縄気象台防災調査課

## 口頭発表題目

1. 「沖縄におけるフェーズドアレイ気象レーダおよびドップラーライダーの測定精度検証」  
岩井宏徳、青木誠、中川勝広、花土弘（情報通信研究機構）…………… P 1
2. 「雷雲内粒子ダイナミクス計算手法の開発」  
飯田友（琉球大学大学院理工学研究科）、壺内元貴、下地伸明（琉球大学工学部）…………… P 4
3. 「平成 26 年台風第 8 号に伴う線状降水帯について」  
田中孝、栽吉信（沖縄気象台）、加藤輝之、津口裕茂（気象研究所）…………… P 7
4. 「学生時代の研究紹介 ―成層圏から下部熱圏まで―」  
田中孝（沖縄気象台）、三好勉信、大羽田剛史（九州大学大学院理学府）…………… P 9
5. 「静止気象衛星によるオホーツク海の海氷移動ベクトルについて」  
松本隆則（沖縄気象台）…………… P 10
6. 「関東平野の竜巻発生メカニズムに関する研究 ―竜巻再現実験装置の開発を通して―」  
永井秀行、奥間夢翔、又吉真子、石川ひな子（沖縄県立球陽高等学校）…………… P 11
7. 「2013 年台風 6 号の発生前における下層渦と上層渦の関係」  
藤間弘敬、山田広幸（琉球大学理学部）、篠田太郎、上田博（名古屋大学地球水循環研究センター）、勝俣昌己、那須野智江、城岡竜一（海洋研究開発機構）…………… P 14
8. 「先島諸島において夏季の日中に発達する降水エコーの特徴」  
田原和宗、山田広幸（琉球大学理学部）…………… P 15
9. 「西表島と宮古島における日射の影響を受け発生する降水雲の数値実験」  
横山淑紀、山田広幸（琉球大学理学部）、坪木和久、加藤雅也（名古屋大学地球水循環研究センター）…………… P 16

# 沖縄におけるフェーズドアレイ気象レーダおよび ドップラーライダーの測定精度検証

\*岩井宏徳、青木誠、中川勝広、花土弘（情報通信研究機構）

## 1. はじめに

情報通信研究機構（NICT）では、フェーズドアレイ気象レーダ（PAWR）とドップラーライダーを融合させた PANDA（Phased Array weather radar and Doppler Lidar Network fusion DATA system）を神戸と沖縄に整備し、現在、各観測機器の測定精度検証を実施している。本報告では、沖縄に設置された PAWR およびドップラーライダーの測定精度検証について報告する。

## 2. PAWR およびドップラーライダー

PAWR およびドップラーライダーは NICT 沖縄電磁波技術センター（以下、沖縄センター）の敷地内の鉄塔に設置している（北緯 26 度 29 分 54 秒、東経 127 度 50 分 35 秒）。

PAWR は 128 本の導波管スロットアンテナで 1 次元アレイを形成する X 帯（9.32GHz）のフェーズドアレイアンテナを用いている。半径 60km の範囲を距離分解能 100m、方位角分解能 1.2 度で、30 秒で 3 次元観測を実施でき、従来のパラボラアンテナによる気象レーダと比べて高速観測が可能である。

ドップラーライダーは、LEOSPHERE の WINDCUBE 400S（波長 1.543 $\mu$ m、最大出力 5 mW、パルス幅 400ns、パルス繰り返し周波数 10 kHz、観測可能ドップラー速度 $\pm$ 30 m/s）であり、高さ 20 m の鉄塔の上部にあるデッキ（地上高 15 m）に設置されている。レンジ分解能は 75m/100m/150 m/200m と可変であるが、現在、レンジ分解能 75m および 150m をそれぞれ短距離（6675 m）および長距離（13350 m）観測用として用いている。

## 3. PAWR の測定精度検証

PAWR の基本的な観測パラメータであるレーダ反射強度（Zm）とドップラー速度の測定精度検証を実施した（岩井他 2015）。PAWR の測定精度検証には沖縄偏波降雨レーダ（COBRA）と琉球大学瀬底研究施設に設置したディストロメータ（DISDROMETER RD-80; 1 分間隔で雨滴粒径分布を計測）を用いた。

### 3. 1. レーダ反射強度の精度検証

COBRA で 14 仰角の PPI を実施し、PAWR は通常の 30 秒ごとのボリュームスキャンを実施した。ただし、PAWR は長パルスのデータ（10km 以遠）のみ使用した。COBRA と PAWR の観測時刻の差が

10 秒以下、観測位置の差が 50m 以内で有意なレーダ反射強度（COBRA の ZHH、PAWR の Zm）があるデータセットを作成し、グランドクラッターの影響を除くために、PAWR から方位 250 度～330 度に存在するデータに絞り込んだ。30mm/h を超える激しい雨をもたらした寒冷前線が東シナ海上にあった時（2014 年 12 月 20 日 5 時 3 分 0 秒～5 時 7 分 30 秒）の観測から作成したデータセットを用いた比較の結果を図 1 に示す。概ね良い一致を示しているが、PAWR の降雨減衰の影響を考えると、回帰直線の傾きが逆センスを示している。観測位置のずれなど、今後更に検証していく必要がある。

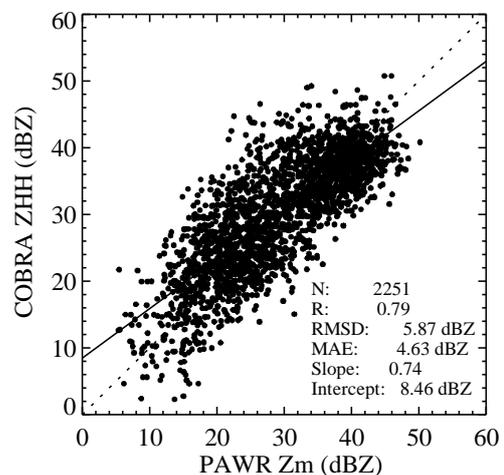


図1 PAWR と COBRA により計測されたレーダ反射強度の比較

次に、PAWR とディストロメータとの比較の方法と結果について示す。PAWR の観測データ（Zm）から瀬底上空 900m のデータを選択し、0 秒開始データと 30 秒開始データで平均値を求めた。高度 900m で観測された雨は 5m/s の落下速度で 3 分後に地上に達すると仮定して、PAWR の観測時刻の 3 分後の雨滴粒径分布からレーダ反射強度（Z）を計算した。ディストロメータにより降雨強度が 1mm/h 以上の雨が数時間観測された 2014 年 12 月 20 日 5 時から 12 時にかけての観測データで比較を行った結果を図 2 に示す。概ね一致しているが、相関係数は 0.72 とやや低く、二乗平均平方誤差（RMSD）は 4.94dBZ とばらつきが大きい。観測位置のずれやグランドクラッターの影響などを今後検証する必要がある。

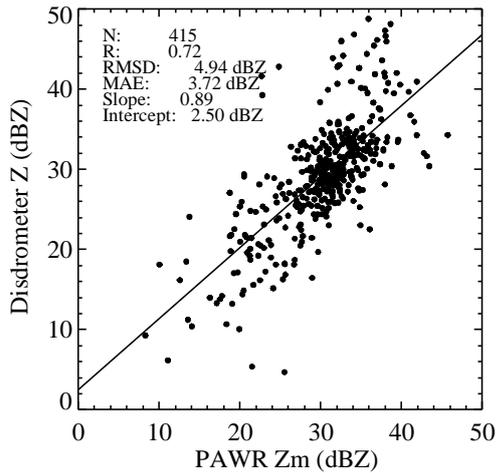


図 2 PAWR とディスドロメータにより計測されたレーダ反射強度の比較

### 3. 2. ドップラー速度の精度検証

COBRA で PAWR 方向 (方位 246 度) の RHI 観測を実施し、PAWR の 30 秒のボリュームスキャンデータから COBRA の RHI 断面内 (方位 66 度、246 度) の観測データを取り出した。それぞれの観測仰角が 15 度以下 (視線方向風速が概ね水平風とみなすことができる) で、観測位置の差が 100m 以内で有意なドップラー速度データがあるデータセットを作成した。図 3 に 2014 年 12 月 24 日 15 時 57 分 30 秒の観測から作成したデータセットを用いた比較の結果を示す。概ね良い一致を示している。しかし、弱風 ( $\pm 5\text{m/s}$  以下) と強風 ( $\pm 15\text{m/s}$  以上) での観測データが無いので、今後観測事例を増やしていく必要がある。

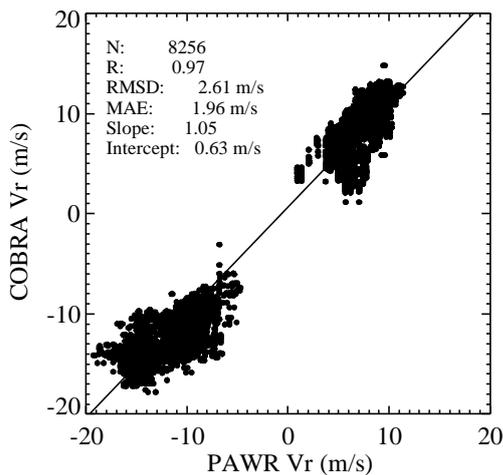


図 3 PAWR と COBRA により計測された視線方向風速の比較

### 4. ドップラーライダーの測定精度検証

ドップラーライダーによる風速の測定精度検証のため、風速測定時のバイアスとランダムエラーを計測した (青木他 2014)。バイアスはレンジ分解

能を 75 m および 150 m として、ライダーから南西に約 6.2 km の地点にある恩納村富着周辺および北北東に約 13.1 km の地点にある本部半島にレーザー光を当て、1 秒積分 1 時間の観測データからハードターゲットにおけるドップラー速度の速度分布を求めた。バイアスは 0.023 m/s および 0.016 m/s、標準偏差は 0.019 m/s および 0.015 m/s となった (それぞれレンジ分解能 75 m および 150m)。バイアスおよび標準偏差とも、非常に小さい値が得られ、風速の計測値にほとんどバイアスは無いと言える。ランダムエラーは夜間静穏時に鉛直流観測を行い、1 秒積分 2 時間の鉛直流観測データから velocity-difference method (Frehlich 2001) を用いて標準偏差を求め、Cramer-Rao lower bound (CRLB; Rye and Hardesty, 1993) と比較した。ランダムエラーの計測値は CRLB と良い一致を示している。SN 比が -20 dB 以上ではランダムエラーは 0.05m/s、SN 比が -30dB と低い領域でも 0.2 m/s であり、非常に良い精度での風測定が可能である。

ドップラーライダーの Doppler Beam Swing (レンジ分解能 75 m、仰角 70 度、各観測方向 1 s 積分) により観測される水平風速とラジオゾンデ (Vaisala RS92-SGP) により観測される水平風速との比較を 2014 年 11 月 22 日に実施した。ラジオゾンデはドップラーライダーから南東に数 10m の地点から 3 回 (02:17UTC、04:30UTC、06:30UTC) 放球した。ラジオゾンデはドップラーライダーと比べて測定の時間分解能 (2 秒) および空間分解能 (約 10m) が高いので、観測データを時間・空間的に対応するドップラーライダーの測定レンジで平均して比較を行った。相関係数は 0.98 と非常に高く、RMSD および平均誤差は 2.02 m/s および 1.34 m/s で計測値のばらつきも小さい。

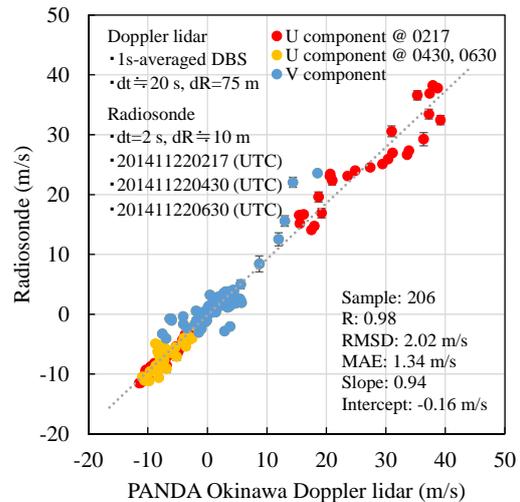


図 4 ドップラーライダーとラジオゾンデにより計測された東西風 (u 成分) および南北風 (v 成分) の比較

## 5. まとめ

PAWR のレーダ反射強度とドップラー速度の測定精度検証を実施し、概ね測定精度があることを確認した。しかし、PAWR と COBRA の送信周波数の違い (9.32GHz と 5.34GHz) を考慮しておらず、観測体積 (レンジ分解能は PAWR が 100m、COBRA が 300m) にかなり違いがある。今後、COBRA の送信パルス幅を変更 (2 $\mu$ m から 1 $\mu$ m または 0.5 $\mu$ m) して、可能な限り観測体積を一致させた比較を実施する必要がある。さらに、PAWR は単偏波であるため降雨減衰の影響を評価する必要があり、PAWR・COBRA とも観測方向を対向させて観測を実施する予定である。

ドップラーライダーはバイアスおよびその標準偏差が非常に小さく、また SN 比が低い領域でも非常に良い精度で測定が可能であることがわかった。海岸に設置されている立地条件を活かして、沿岸域における大気境界層の観測を行っていく予定である。また、雨滴粒径分布計測 (青木他 2015) のような応用研究も進めていく予定である。

## 謝辞

琉球大学瀬底研究施設へのディストロメータの設置および沖縄センターにおけるラジオゾンデの飛ばしは琉球大学と NICT との共同研究に基づいて実施された。

## 参考文献

- ・岩井宏徳、中川勝広、花土弘、2015 : フェーズドアレイ気象レーダのレーダ反射強度およびドップラー速度の測定精度検証、日本気象学会 2015 年度春季大会
- ・青木誠、岩井宏徳、中川勝広、水谷耕平、2014 : フェーズドアレイ気象レーダ・ドップラーライダー融合システム (PANDA) 1.5  $\mu$ m 帯ドップラーライダーの風測定精度検証、第 24 回日本赤外線学会研究発表会
- ・Frehlich, R., 2001: Estimation of velocity error for Doppler lidar measurements, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1628–1639.
- ・Rye, B. J., and R. M. Hardesty, 1993: Discrete spectral peak estimation in incoherent backscatter heterodyne lidar. I: Spectral accumulation and The Cramer–Rao lower bound. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **31**, 16–27.
- ・青木誠、岩井宏徳、中川勝広、水谷耕平、2015 : PANDA ドップラーライダーの風測定精度検証 - GPS ゾンデおよび超音波風速計測定との比較 -、第 62 回応用物理学会春季学術講演会
- ・青木誠、岩井宏徳、中川勝広、水谷耕平、2015 : ドップラーライダーによる雨滴粒径分布計測、日本気象学会 2015 年度春季大会

# 雷雲内粒子ダイナミクス計算手法の開発

飯田 友 (琉球大院理工)\*, 壺内 元貴, 下地 伸明 (琉球大工)

## 1. はじめに

雷が発生する雲内では雹、霰、氷晶、水滴などの粒子が多数存在する。これらの粒子のうち正または負に帯電した粒子により、高度毎で雲内の電荷分布の偏りが発生する。また、雲内の粒子は時間経過と共に移動するため、電荷分布も時間経過と共に変化する。粒子が動く原因となる力は、重力、上昇気流による風力、クーロン力相互作用、空気抵抗が挙げられる。我々はこれらの粒子の動的過程のシミュレーションを行い、時間発展毎の位置、運動エネルギーなどのポテンシャルエネルギー、地表からの高度毎の電位、電場、粒子密度を解析することによって、雷発生要因を特定できると考えている。また、シミュレーション結果の始まりから終わりまでの粒子の動きを三次元化することで、シミュレーション開始から終了までの粒子の全体の動きを見ることができ、雷発生要因をより特定できると考えている。そこで、我々は雷雲内での粒子の動きを再現するシミュレーションソフトウェアの開発を行っている。シミュレーションの基本はN体シミュレーションに基づいている。N体シミュレーションは粒子間相互作用を考慮し粒子の動きをシミュレーションする手法である。この手法は主に恒星の動きをシミュレーションするために用いられている。我々はこの手法を雷雲内粒子に応用し、雷雲内の粒子の動きをシミュレーションしようと考えた。シミュレーション結果は位置、運動エネルギーの和が減少した。位置、運動エネルギーの和が減少した原因は空気抵抗によるものである。また、粒子は終端速度を持ち、一定の速度で運動を続けた。

## 2. 雷雲構造

### 2.1. 雷雲の発生

積乱雲の発生原因は主に次の要因が考えられる。最初に太陽の日射により地表が熱せられると、地表の湿った空気が暖められて上昇気流となる。この上昇気流が上空で冷やされて水滴となり、そのかたまりが積雲となる。積乱雲は積雲が発達したものであり、雷雲と呼ばれることもある。本研究では積乱雲を雷雲と呼ぶ。積乱雲は多くの場合、地上と上空の温度差が大きくなる夏場に見られる。日本海側では暖かい海面上に冷たい季節風が流れ込むことによって積乱雲が生じることがある。積乱雲がさらに発達すると雲内に氷晶や霰が多く形成される。形成された氷晶や霰は成長し、重くなる。成長した氷晶や霰は次第に落下運動するようになり、下降気流が発生する。そのため、積乱雲内部では激しい上昇気流と下降気流が分布している。雷雲は、発達期、成熟期、衰弱期がある。成熟期の雷雲を図1に示す。

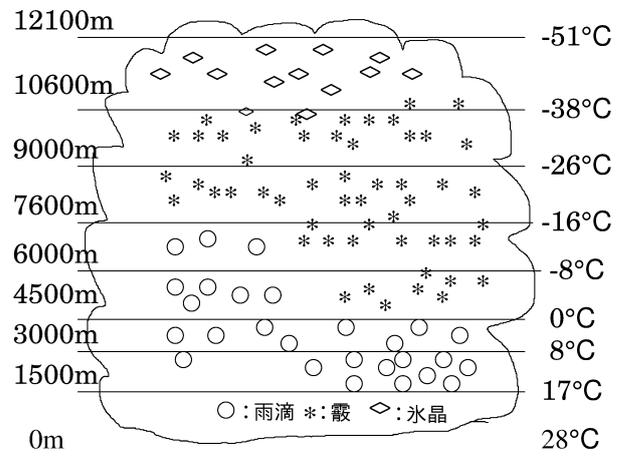


図1 成熟期の雷雲構造。

### 2.2. 三極構造

雷雲の成熟期では図1の-10°C層より高度が低いところでは正に帯電した霰が多く、-10°Cから-30°Cの層では負に帯電した霰が多い。氷晶は図1の-10°C層より少し高度が高いところで負に帯電しており、-20°C層より高度が高いところで正に帯電していることが多い。これらの氷晶、霰による雲内の電荷分布は図1の-10°C層より高度が低いところで正に帯電、-10°Cから-20°C層では負に帯電、その上では正に帯電している。雷雲の電荷構造は上から正、負、正に帯電している。

### 2.3. 電荷分離メカニズム

雷雲内の電荷分離機構と電荷分布は高橋の説 [1] が有力である。高橋の説によると、電荷分離は霰と氷晶の衝突により起こる。霰の分離される電荷の符号と大きさは、周囲大気のと温度と雲水量によって決まる。-10°C以下で雲水量が多い時、または、気温-10°C以上の時、霰の表面は水の薄膜で覆われる。氷晶が霰の表面に衝突すると、氷晶は霰の表面の一部を削り取って負に帯電する。一方、負電荷を失った霰は正に帯電する。気温-10°C以下で雲水量が0.13-4.5(g/m<sup>3</sup>)の範囲であれば、霰の表面は固くなめらかであり、氷晶の衝突により霰は負、氷晶は正に帯電する。気温-10°C以下で雲水量が少ないときは、霰表面は負に帯電した樹枝状の氷の枝が生じる。霰表面にある樹枝状の氷の枝は氷晶の衝突により削り取られ、負電荷を失った霰は正に帯電する [2]。

## 3. 計算方法

### 3.1. 雷雲モデル

今回の計算で使用した雷雲電荷構造モデルを図2に示す。このモデルはTAN YongBo et al. のモデルを参考に再現したものである [3]。図2の楕円

表 1 粒子の配置, 電荷量.  $z_0$  は原点から楕円体の  $z$  方向の中心部までの高さ (km),  $r_x, r_y, r_z$  はそれぞれ楕円体の  $x, y, z$  方向の半径 (km),  $N_{total}$  は各 Layer の粒子数,  $Q_{total}$  は各 Layer の総電荷量 (nC) である. 各 Layer に存在する粒子の電荷量は各 Layer 毎で同じである.

粒子	$z_0$ (km)	$r_x$ (km)	$r_z$ (km)	$r_y$ (km)	$N_{total}$	$Q_{total}$ (nC)
Layer1	4	1.5	1	1.5	20402	102.01
Layer2	6	3	1.5	3	123533	-123.533
Layer3	9.5	4	1.5	4	219967	549.9175
Layer4	12	4	1.0	4	146536	-1318.824

体は粒子で構成されている. 全ての楕円体の中心軸は共通である. Layer1 の楕円体は高度 3km に配置し, それ以外の楕円体は自身の下にある楕円体と接するように配置した.

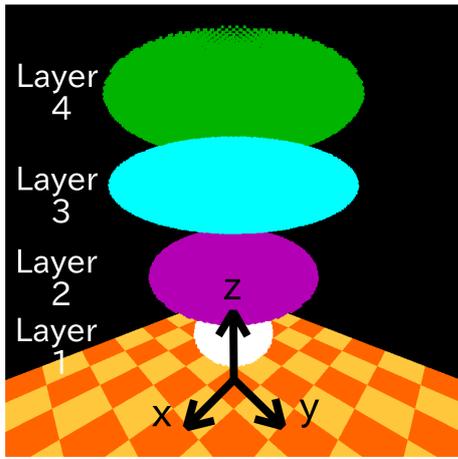


図 2 雷雲電荷構造モデル.

また,  $xz$  平面上 (図 2 において  $y = 0$ ) での雷雲電荷構造モデルの断面図を図 3 に示す. 図 2 および図 3 において各 Layer は下から Layer1-4 として, それぞれ正, 負, 正, 負電荷を持つ粒子で構成される. 今回の計算で設定した粒子の配置, 電荷量を表 1 に示す.

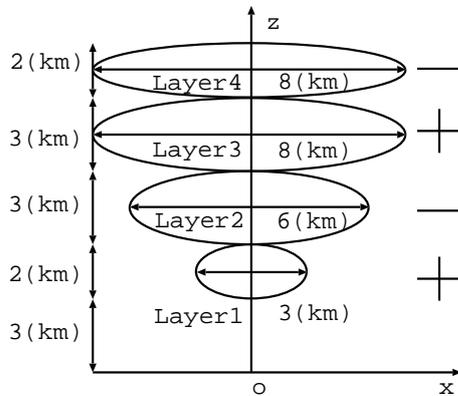


図 3 雷雲電荷構造モデルの断面図.

### 3.2. 雷雲の電位, 電場プロファイル

発散防止を施した電位  $V(r_{ij})$ , 電場  $\mathbf{E}(r_{ij})$  の計算式を式 (1), (2) にそれぞれ示す. 発散防止は  $N$  体シミュレーションで採用されている Plummer 式を導入した重力ポテンシャルを利用した [4].

$$V(r_{ij}) = k \frac{Q}{(\epsilon^2 + r_{ij}^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (1)$$

$$\mathbf{E}(r_{ij}) = k \frac{Q}{(\epsilon^2 + r_{ij}^2)^{\frac{3}{2}}} \mathbf{r}_{ij} \quad (2)$$

$Q$  は粒子の電荷量 (C),  $k$  はクーロン定数 ( $\text{Nm}^2\text{A}^{-2}\text{s}^{-2}$ ),  $\epsilon$  は距離 (m),  $\mathbf{r}_{ij}$  は  $j$  から見た  $i$  の位置ベクトル (m) である.

今回, 配置した条件で,  $x = y = 0, \epsilon = 500(\mu\text{m})$  固定で,  $z = 0(\text{km})$ , から  $z = 26(\text{km})$  までの電位, 電場を解析した.

### 3.3. 雷雲内粒子ダイナミクス計算

今回のシミュレーションでは, 粒子に働く力として, 重力 ( $\mathbf{F}_G$ ), 上昇気流による力 ( $\mathbf{F}_U$ ), クーロン相互作用 ( $\mathbf{F}_C$ ), そして空気抵抗 ( $\mathbf{F}_{AR}$ ) である. 図 4 にそれぞれの力を図示する.

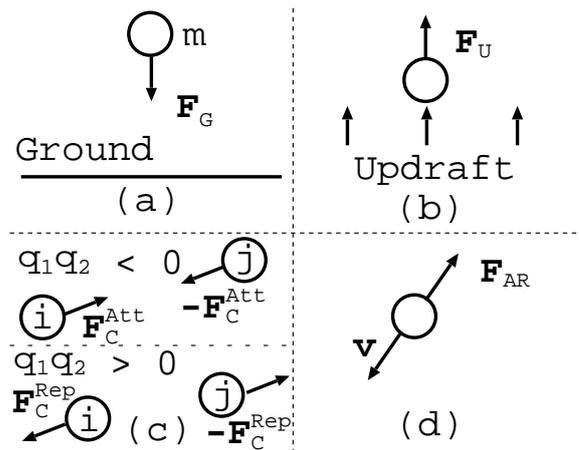


図 4 粒子に働く力. (a) 重力  $\mathbf{F}_G$ , (b) 上昇気流による力  $\mathbf{F}_U$ , (c) クーロン引力  $\mathbf{F}_C^{Att}$ , クーロン斥力  $\mathbf{F}_C^{Rep}$ , (d) 空気抵抗  $\mathbf{F}_{AR}$ .

式 (3) から (6) はそれぞれの力の式 (N) である.

$$\mathbf{F}_G = -G \frac{Mm}{r^2} \frac{\mathbf{r}}{|\mathbf{r}|} \quad (3)$$

$G$  は万有引力定数 ( $\text{m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$ ),  $M$  は地球の質量 (kg),  $m$  は粒子の質量 (kg),  $\mathbf{r}$  は地球の中心から見た粒子の位置ベクトル (m) である.

$$\mathbf{F}_U = 6\pi\mu r_p \mathbf{v}_U \quad (4)$$

$\mu$  は粘度 ( $\text{Pa}\cdot\text{s}$ ),  $r_p$  は粒子の半径 (m),  $\mathbf{v}_U$  は風速である (m/s).

$$\mathbf{F}_C = k \frac{q_1 q_2}{r_{ij}^2} \frac{\mathbf{r}_{ij}}{|\mathbf{r}_{ij}|} \quad (5)$$

$q_1, q_2$  は粒子の電荷量 (C) である.

$$\mathbf{F}_{AR} = -6\pi\mu r_p \mathbf{v} \quad (6)$$

$\mathbf{v}$  は粒子の速度 (m/s) である.

計算では時間積分に蛙飛び法を用いた. 蛙飛び法の式を式 (7), (8) に示す.

$$\mathbf{r}(t + \Delta t) = \mathbf{r}(t) + \mathbf{v}\left(t + \frac{\Delta t}{2}\right) \Delta t \quad (7)$$

$$\mathbf{v}\left(t + \frac{\Delta t}{2}\right) = \mathbf{v}\left(t - \frac{\Delta t}{2}\right) + \frac{\mathbf{F}(t)}{m} \Delta t \quad (8)$$

$\mathbf{r}$  は位置 (m),  $\mathbf{v}$  は速度 (m/s),  $\Delta t$  は時間ステップ (s),  $\mathbf{F}(t)$  は粒子に働く力 (N) である. 蛙飛び法の特徴は位置, 速度の時刻が  $\frac{\Delta t}{2}$  ずれていることである.

## 4. 結果

### 4.1. 雷雲の電位, 電場プロファイル

初期配置の状態での地表からの電位, 電場を図 5 に示す.

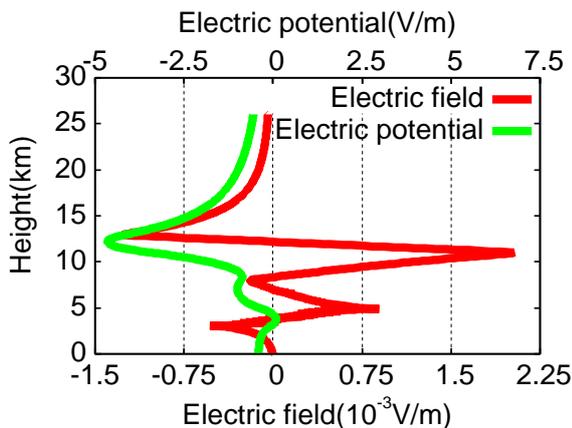


図 5 電位, 電場プロファイル. 縦軸は大地からの高度 (km), 下の横軸は電場 ( $10^{-3}\text{V/m}$ ), 上の横軸は電位 (V) である.

電場は 3, 5, 7.5, 11, 13(km) 付近で急激な変化がある. 電位は 4, 7.5, 12.5(km) 付近で急激な変化がある. また, 電位の傾きは電場の傾きと比較して緩やかである. 電位, 電場の関係は  $\mathbf{E}(\mathbf{r}_{ij}) = -\text{grad}(V(\mathbf{r}_{ij}))$  であるので, 図 5 と電位, 電場の関係の式は一致している.

### 4.2. 雷雲内粒子ダイナミクス計算

空気抵抗を除いたシミュレーション結果は重力, 風力, クーロンポテンシャル (位置エネルギー) と運動エネルギーの和はほぼ一定になった. 一方, 空気抵抗を含めたシミュレーション結果は位置エネルギーと運動エネルギーの和は減少した.

## 4. まとめと今後の課題

今回のシミュレーションでは, 雷雲内粒子ダイナミクス計算を行った. シミュレーション結果より, 空気抵抗を除いたシミュレーション結果は全ポテンシャルエネルギーの和はほぼ一定で, 力学的エネルギー保存則が成立しているため, 各力の計算は正しく行われている. 一方, 空気抵抗を含めたシミュレーション結果は全ポテンシャルエネルギーの和は減少したため, 空気抵抗の計算は正しく行われている. また, 空気抵抗により運動エネルギーも一定になったので, 粒子は終端速度を持つようになった. 空気抵抗を導入することで, 現実的な雷雲内粒子ダイナミクスに近づけることができる. 今後は, 現実的な雷雲内粒子ダイナミクスとなるように, 粒子の半径, 質量, 電荷量, 粘度等のパラメータの決定をすることである.

## 参考文献

- [1] 高橋 劭, 雷の科学, 東京大学出版会 (2009) 35-65.
- [2] 北側 信一郎, 雷と雷雲の科学, 森北出版 (2002) 62
- [3] T. YongBo, L. ZhongWu, S. Zheng, Z. JunRu, G. XiuFeng, Numerical simulation of the effect of lower positive charge region in thunderstorms on different types of lightning, Earth Sci. 57 (2014) 2125-2134.
- [4] R. Capuzzo-Dolcetta, A. Mastrobuono-Battisti, D. Maschietti, NBSymple, a double parallel, symplectic  $N$ -body code running on graphic processing units, New Astron. 16 (2011) 284-295.

# 平成 26 年台風第 8 号に伴う線状降水帯について

田中 孝\*、栽 吉信(沖縄気象台)、加藤 輝之、津口 裕茂(気象研究所)

## 1. はじめに

2014年7月9日の明け方から朝にかけて、台風第8号に伴って沖縄本島に線状降水帯が形成・維持され、1時間に80mm以上の猛烈な雨を観測した。この大雨をもたらした要因については、気象研究所の加藤室長らによって詳細に解析されており、①乾燥空気の流入・上昇による大気不安定強化、②冷氣プールの形成、③冷氣プールの形成による線状降水帯の停滞（バックビルディング形成）の3つが指摘されている。本調査では、沖縄本島付近で線状降水帯が停滞した要因を調査するために、気象庁非静力学モデル(以下JMANHM)を用いて、数値シミュレーションを行った。

## 2. 実験設定および解析手法

JMANHMを用いた実験の主な目的は次の二つである。①冷氣プールが重力流の効果によって移動速度が遅くなり停滞した可能性の検証(以下目的①)。②線状降水帯の停滞要因について、気象研究所が行っていない感度実験の実行(以下目的②)。

目的①で行った実験設定を表1に示す。水平解像度は5kmで、鉛直層は50層(モデルトップ: 22240m)である。目的①では、冷氣プールの形成過程に着目し、流跡線解析ソフトを使用して、冷氣プールを形成する空気塊の追跡調査を行った。

目的②で行った実験設定を表2、実行した感度実験の設定を表3に示す。感度実験は、解像度5kmのものを親モデルにして、解像度2kmへネスティングして実験を行った。加藤室長らの調査により、線状降水帯の停滞には沖縄本島の地形が影響しないことが確かめられている。しかし、地形の粗度(摩擦)の影響は確かめられていないため、沖縄本島の標高を0にして、その影響を調査した。また、冷氣プールが沖縄本島の北に位置する徳之島の影響でせきとめられている可能性があるため、徳之島の地形を除去し、その影響を調査した。

初期値	2014年7月8日15UTC
格子間隔	5km
格子数	250×215
予報時間	10時間
積分時間間隔	20秒
降水過程	K-Fスキームと雲物理過程

表1: 目的①の実験設定(解像度5km)

初期値	2014年7月8日16UTC
格子間隔	2km
格子数	250×215
予報時間	8時間
積分時間間隔	8秒
降水過程	雲物理過程のみ
親モデル	調査目的①で解析した5kmのもの (地形編集の感度実験は親モデルでも編集)

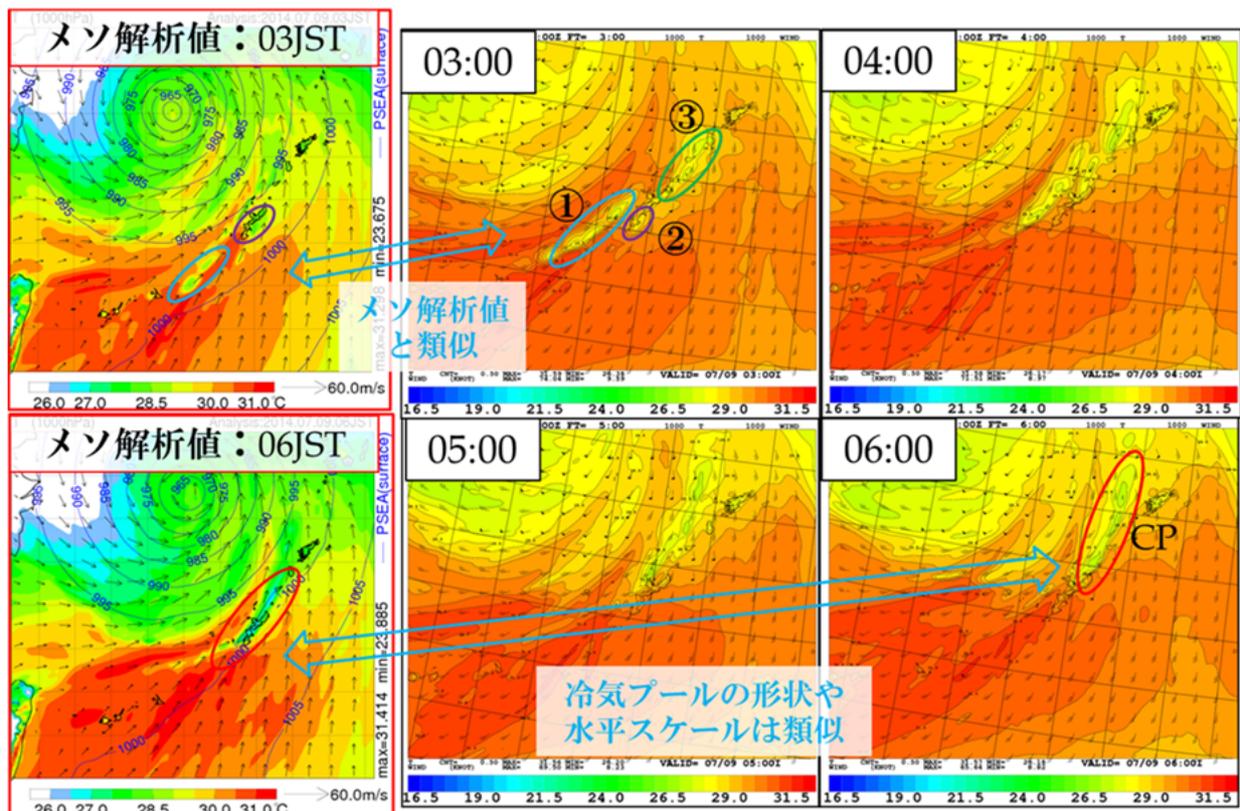
表2: 目的②の実験設定(解像度2km)

CTL実験(CTL)	デフォルトの実験
norevp実験(norevp)	雨、雪、あられの蒸発を除去
Okinawa-Cut実験(OC)	沖縄本島を除去
Okinawa-Topo0実験(OT0)	沖縄本島の標高を0にする→摩擦の影響を調査
Tokunoshima-Cut実験(TC)	徳之島を除去→周辺離島の影響を調査

表3: 目的②行った感度実験の設定

## 3. 結果

9日03時と06時のメソ解析値(気温)および目的①実験の03時～06時(FT3からFT6)JMANHMの実行結果(気温)を第1図に示す。位置ずれはあるものの、03時と06時における冷氣プールの再現は良く、したがって降水の表現も良いと予想される。また、モデルにおいて03時に解析されていた3つの冷氣プールが北上して合流し、06時に水平スケールがおおよそ100kmの冷氣プール(以下CP)となって停滞するようになっている。06時のメソ解析値で解析された冷氣プールと、06時にJMANHMで解析された冷氣プールが、形状や水平スケールが類似していることから、この時間を中心に解析を行った。詳細な解析結果は口頭発表時に紹介する。

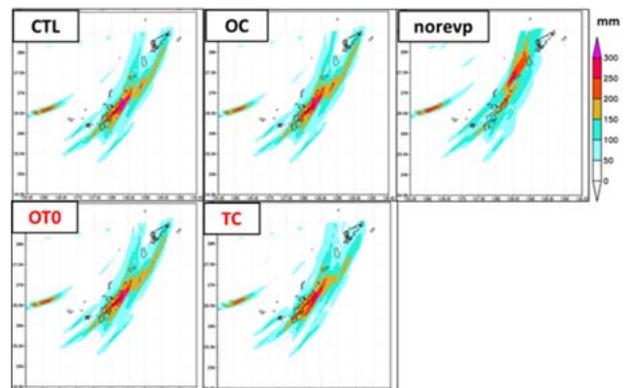


第1図：9日03時と06時のメソ解析値(1000hPa 気温)とJMANHMの実行結果(1000hPa 気温)

実行した感度実験の結果(6時間積算降水量)を第2図に示す。CTL、OC、norevp実験の結果を見ると、CTLとOCの降水域はほぼ同じだが、norevpでは降水域が北に移動している。これらの結果は加藤室長らの実験結果と同様であり、冷氣プールの形成が線状降水帯の停滞に重要であることが示唆され、本実験も適切に行われていると考えられる。そこで、OTOとTCの降水域を見ると、CTLとほぼ同じであることがわかる。したがって、線状降水帯の停滞に沖縄本島と周辺離島も含む地形は、影響を与えていないことが推測され、冷氣プールの形成が線状降水帯の停滞に重要であったことがより明確になった。

#### 4. 終わりに

本調査ではMANHMを用いて、冷氣プールの停滞要因について、また地形が線状降水帯の停滞に与える影響について解析した。ここで触れられていない解析結果等は、口頭発表時に紹介する。



第2図：FT3からFT9までの6時間積算降水量比較(実験名は表3を参照)

#### 参考文献

加藤輝之、2014: 台風8号にともなう沖縄本島の大雨発生要因、診断的予測グループ第51回会合資料

小山芳太、土井ひかる、山本陽子、矢尾信嗣、2013:

ドップラーレーダー風を用いた線状降水帯形成時の気流構造の解析、日本気象学会関西支部2013年度第2回例会

# 学生時代の研究紹介 -成層圏から下部熱圏まで-

田中 孝\*(沖縄気象台)、三好勉信、大羽田剛史(九州大学大学院理学府)

## 1. はじめに

本発表では、話題提供もかねて発表者の学生時代の研究を中心にお話します。

研究の対象は中層大気で起こる成層圏突然昇温(以下SSW)という現象であった。中層大気とは成層圏(高度約15-50km)、中間圏(高度約50-95km)および下部熱圏(高度約95-120km)から構成される。中層大気中では雨や雲といった身近な現象は一部の例外を除き発生しないため、いわば天気が存在しない領域となっている。SSWとは、冬季成層圏の極域の気温が数日~十日のうちに数十度上昇する現象であり、それに伴って中間圏では降温することが知られている。SSWは、対流圏で励起されたプラネタリー波が成層圏まで鉛直伝播することによって引き起こされると考えられている。最新の衛星観測によって、SSWが及ぼす中間圏への影響が徐々に明らかにされつつある。しかし、SSWの下部熱圏への影響については、観測データの不足により依然として詳細な物理過程が明らかにされていない。

本研究では、中間圏・下部熱圏まで解像できるGCMの計算結果を用いて、SSW時における下部熱圏への影響を力学的に解析した。

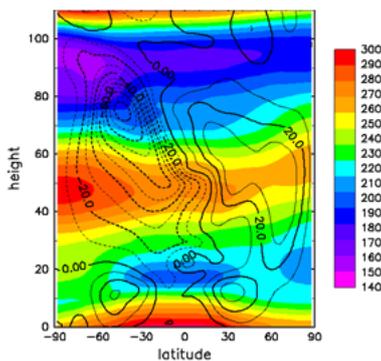


図1:GCMで再現された2009年1月の東西平均風[m/s] (コンター)と東西平均気温[K](カラー)の緯度高度断面図

## 2. モデルおよび解析方法

本研究では、対流圏から熱圏・電離圏までを含む全大気統合モデル(通称GAIA;T42L150)

の計算結果を用いた。GAIAの高度30km以下の領域は、再解析データ(JRA25/JCDAS)を用いてナッジングを行い、現実に近い状態を再現したうえで、成層圏から中間圏・下部熱圏までの応答を調べた。解析期間は、2007-2013年の6年分の冬季(12,1,2,3月)である。解析方法としては、SSW前後の気温・東西風の(緯度円に沿って平均した)東西平均場、気温・ジオポテンシャルの振幅等を調査し、その特徴を調べた。また波動のエネルギーの輸送を表すE-Pフラックスを計算し、波動が引き起こす子午面循環の変化を調べた。

## 3. 結果

図1に、GCMで再現された2009年1月における東西平均風速(コンター; 正值が西風)と気温(カラー)を示している。図1の右側が北半球、左側が南半球に相当するが、冬季成層圏の西風、夏季成層圏の東風分布を良く再現している。

図2には、2008年12月から2009年3月までの下部熱圏(上段)および中間圏(下段)における北緯80-85度で平均した東西平均気温の時系列を示す。成層圏(30km)の昇温に伴って、中間圏で降温している様子が良くわかる。下部熱圏では、成層圏の昇温ピークに数日遅れて約30°C昇温していることがわかる。

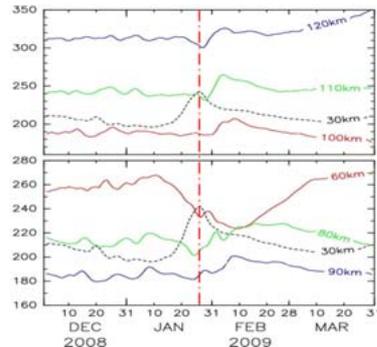


図2:2008年12月~2009年3月の北緯80-85度で平均した東西平均気温の時系列。

## 4. 終わりに

下部熱圏で昇温するメカニズムの解析を行ったが、詳細は口頭発表にて紹介する。

# 静止気象衛星によるオホーツク海の海氷移動ベクトルについて

松本 隆則\* (沖縄気象台)

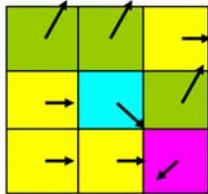
## 1. はじめに

北海道オホーツク海沿岸は冬季に海氷が押し寄せる。気象庁海洋気象情報室では、静止気象衛星データを利用し、オホーツク海の海氷の監視を行っている。また、気象庁気象衛星センターでは、静止気象衛星の可視データを利用しオホーツク海の海氷移動ベクトルを算出し、気象庁海洋気象情報室に準リアルタイムに送付している。ここでは、気象衛星センターで算出している海氷移動ベクトルの算出アルゴリズムについて紹介する。

## 2. アルゴリズム

時間の異なる2つの静止気象衛星データから、相関法を用いて移動ベクトルを算出する。算出された移動ベクトルの様相の違いにより海氷のみの移動ベクトルを抽出する。抽出するのにエントロピー及び方向の一様性に関する指標という2つの量を利用する。定義は以下のようにになっている。

### ① エントロピー

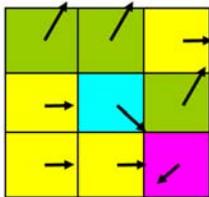


$$\begin{aligned}
 S &= -\sum_i p_i \log p_i \\
 &= -\frac{4}{9} \log \frac{4}{9} - \frac{3}{9} \log \frac{3}{9} \\
 &\quad - \frac{1}{9} \log \frac{1}{9} - \frac{1}{9} \log \frac{1}{9} \\
 &= \log 9 - \frac{4}{9} \log 4 - \frac{3}{9} \log 3
 \end{aligned}$$

$P_i$ : 同じベクトルの割合

図1 エントロピーの定義及び計算例

### ② 方向の一様性に関する指標



$X_i$ : 各画素での移動ベクトル

$$ch_o(X) = \frac{|\sum_{i=1}^n \mathbf{x}_i|}{\sum_{i=1}^n |\mathbf{x}_i|}$$

ここで、全ての  $\mathbf{x}_i$  は0ベクトルではないとする。

図2 方向の一様性の定義

これら、2つの量を利用し、時間の異なる2つの静止気象衛星データから算出された移動ベクトルの様相の違いにより、海氷とそれ以外の移動ベクトルを識別している。

相関法は、気象衛星センターのプロダクトである大気移動風でも用いられているが、海氷の移動速度が雲に比べて小さいので、探索対象領域を狭めて利用している。

## 3. 結果

図3に2008年2月4日の静止気象衛星画像及びこれから算出された海氷移動ベクトルの抽出例を示す。

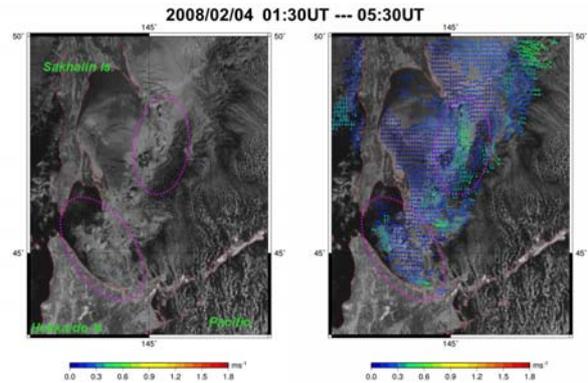


図3 静止気象衛星画像及び移動ベクトル算出例

これによると、雲域及び海面での移動ベクトルは除去されており、海氷上の移動ベクトルが妥当に抽出されていることが分かる。

## 4. 終わりに

昨年10月に、ひまわり8号が打ち上げられ、静止気象衛星の観測波長帯も可視域が1波長から3波長に増加し、併せて解像度も良くなっており、今後のプロダクトの精度向上に期待しているところである。

### 参考文献

- 松本隆則 (2000) : 静止気象衛星画像によるオホーツク海の海氷移動ベクトルの算出, 気象庁研究時報, 52, 45-66
- 松本隆則 (2003) : 静止衛星画像を用いたオホーツク海の海氷移動ベクトル, 気象庁研究時報, 55, 15-29
- Matsumoto, T., and T. Imai (2008), Methodology of Extracting Sea Ice Motion Vectors from Geostationary Meteorological Satellite Data, Meteorological Satellite Center Technical Note, No. 50, 15-30
- 宮川卓也, 松本隆則 (2010) : 海氷移動ベクトルプロダクト, 気象衛星センター技術報告第54号

関東平野の竜巻発生メカニズムに関する研究  
 — 竜巻再現実験装置の開発を通して —

沖縄県立球陽高等学校 地球科学部  
 永井 秀行 奥間夢翔 又吉真子 石川ひな子

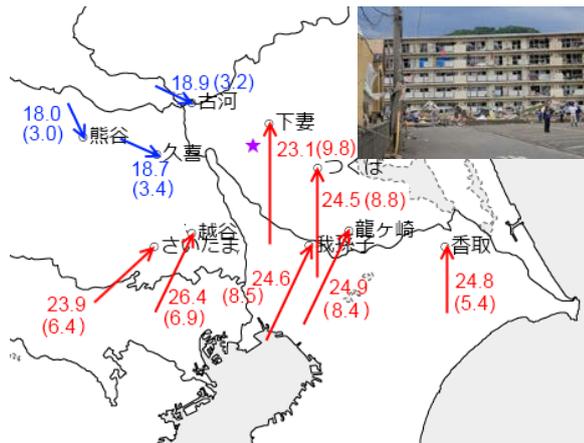
1 動機・目的

近年、竜巻による被害が日本でも増えている。従来の竜巻再現実験は、回転する気流を上昇気流で吸い上げ、必ず竜巻の再現が出来る。しかし、これでは自然界での竜巻発生条件の解明には役立たない。そこで、自然に近い状況を再現できる竜巻再現装置を開発し、竜巻の発生過程を解明することを研究目的とした。

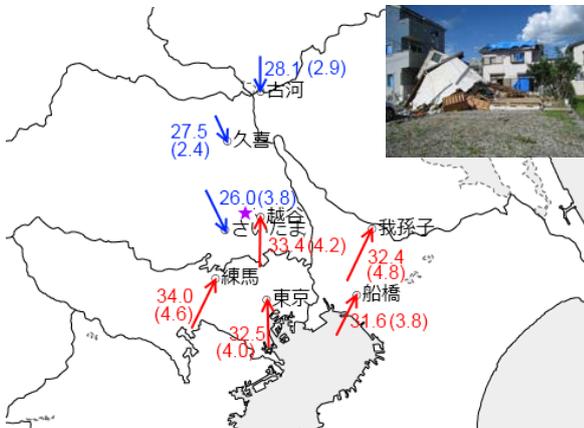
2 研究方法

(1) 関東平野で発生した竜巻の調査

2012～13年、つくば市と越谷市で発生した竜巻について気象状況を調べたところ、寒気と暖気がぶつかったりすれ違ったりする境界付近で竜巻が発生していることが分かった。☆印は竜巻発生地点を表わす。



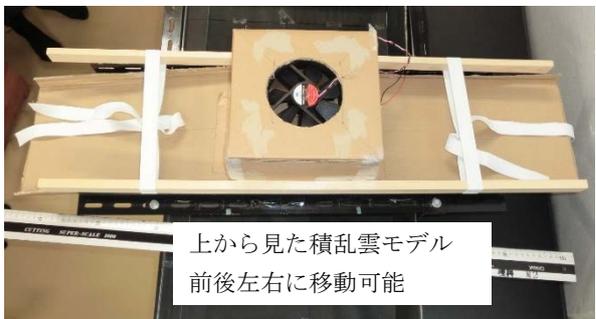
2012/5/6/12:30 発生  
 被害写真 つくば市広報課提供



2013/9/2/14:05 発生  
 被害写真 出典：国土技術政策総合研究所 HP

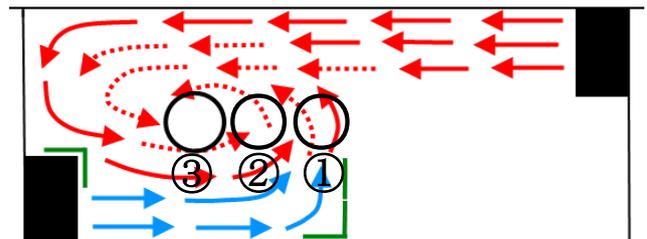
(2) 身近で安価な竜巻再現装置の開発

下図のような寒気と暖気のぶつかる角度、積乱雲モデル（上昇流）の位置を自在に調整できる装置を制作して、両市の竜巻再現実験を行った。

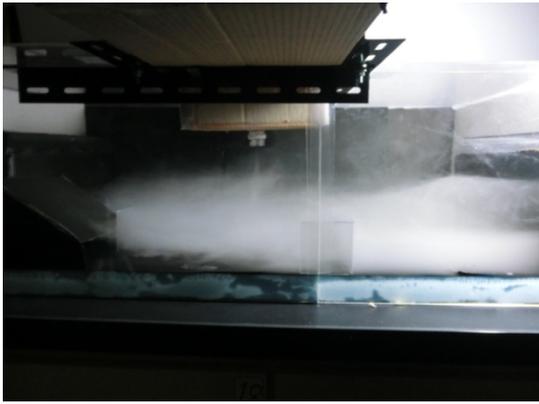


3 結果

【実験1】つくばで発生した竜巻のモデル実験  
 (暖気に寒気が横からぶつかる場合)

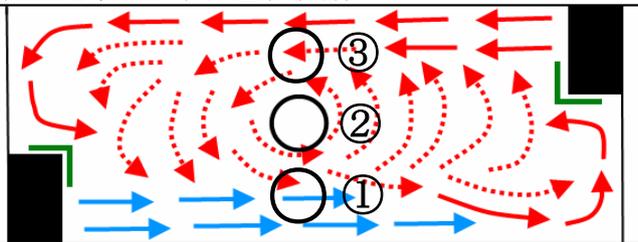


上図のような寒気・暖気の流れが発生した。積乱雲モデルの位置を①から③へ移動させた



積乱雲モデルが③の位置の時に竜巻が発生した(上図)。

【実験2】越谷で発生した竜巻のモデル実験  
(寒気と暖気がすれ違う場合)



上図のような寒気・暖気の流れが発生した積乱雲モデルの位置を①から③へ移動させた。

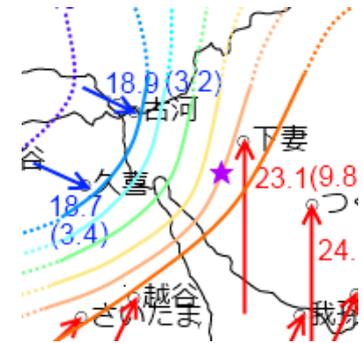
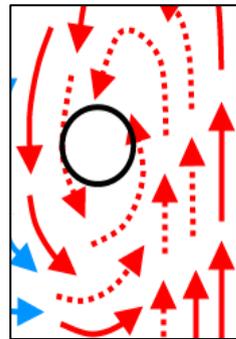


積乱雲モデルが②の位置の時に竜巻が発生した(上図)。

地表面で寒気と暖気がぶつかったりすれ違ったりする境界では、暖気が回転する動きがみられた。そして、上昇流の位置が地表の寒気や暖気の上にあるときは竜巻は発生せず、上昇流の位置が地表暖気の回転中心の真上になったときに竜巻が発生した。

4 考察

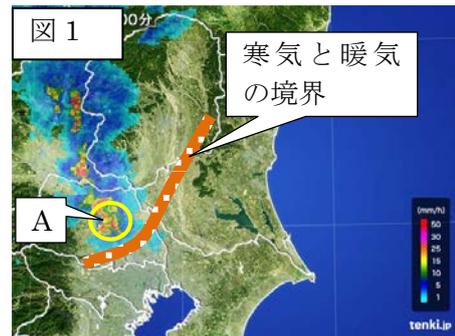
実験1・2の結果を基に2012年5月6日つくば及び2013年9月2日越谷で竜巻が発生したメカニズムを考察する。



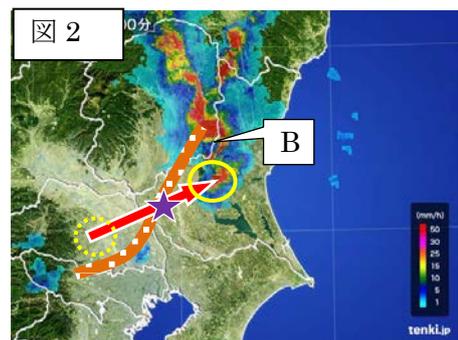
実験の空気の流れ

解析結果拡大図

つくば市：モデル実験による空気の流れ図(上左図)と竜巻発生地点周辺の等温線解析図(上右図)を比較すると、竜巻発生地点(☆印)の南側で寒気が暖気側に侵入したため、暖気の回転が生じたと推定できる。

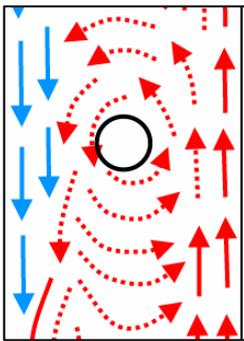


(2012 5/6 12:00)

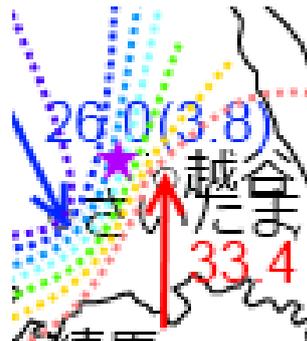


(2012 5/6 13:00)

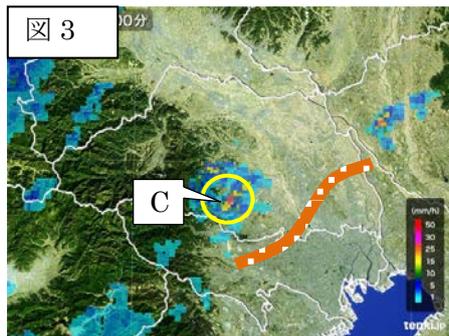
竜巻発生時前後の気象レーダー画像（図 1・2）によると、12:00 には寒気と暖気の境界の西側 A の位置に積乱雲があった。積乱雲は 13:00 には B の位置に移動した。積乱雲が寒気と暖気の境界を通過した場所は竜巻発生地点と重なり、時刻も竜巻発生時刻の 12:30 と重なった。したがって、寒気と暖気の境界の上を積乱雲が通過するタイミングで竜巻が発生したと考えられる。



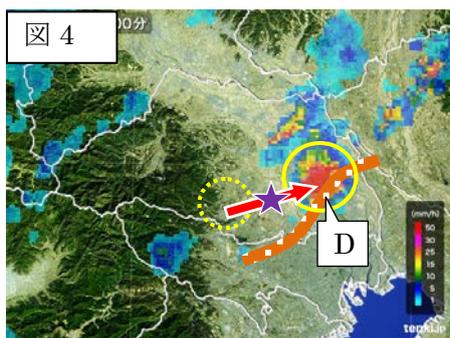
実験の空気の流れ



解析結果拡大図



(2013 9/2 13:00)



(2013 9/2 14:00)

越谷市：つくば市と同様に、図 3 C の位置にあった積乱雲が寒気と暖気の境界を通過した場所と時刻は、ともに竜巻発生地点及び時刻と重なった。したがって、寒気と暖気の境界の上を積乱雲が通過するタイミングで竜巻が発生したと考えられる。

(図 3・4)

## 5 結論

2012 年 5 月 6 日つくば及び 2013 年 9 月 2 日越谷で発生した竜巻は、地表面の暖気と寒気の境界で空気の回転運動が生じ、その真上を積乱雲が通過したタイミングで地表の回転が吸い上げられて発生したと推定できた。

## 6 謝辞

本研究を行うにあたって、放課後や休日など日々のお時間を割いていただき、実験やレポート作成のご指導をしてくださった沖縄県立球陽高等学校地球科学部顧問の永井秀行先生に深謝の意を表す。

## 7 参考文献

- ・ウィキペディア「竜巻」  
<http://ja.wikipedia.org/wiki/%E7%AB%9C%E5%B7%BB> アクセス日：2014. 6. 12
- ・Wind Effects News Vol.22 August 2009  
[http://wind.arch.t-kougei.ac.jp/news\\_report/NewsletterVol22.pdf#search='wind.arch.tkougei.ac.jp%2Fnews\\_report%2FNewsletterVol22.pdf'](http://wind.arch.t-kougei.ac.jp/news_report/NewsletterVol22.pdf#search='wind.arch.tkougei.ac.jp%2Fnews_report%2FNewsletterVol22.pdf') アクセス日：2014. 8. 7
- ・科学研究費助成事業（科学研究費補助金）研究成果報告書  
<http://kaken.nii.ac.jp/pdf/2011/seika/C-19/16101/21560503seika.pdf#search='kaken.nii.ac.jp%2Fpdf%2F2011%2Fseika%2FC19%2F...%2F21560503seika.pdf'> アクセス日：2014. 8. 7
- ・風工学シンポジウム論文集—J—Stage  
「マルチファンマルチペーン式竜巻シミュレータによる竜巻状流れ場の制御に関する研究」  
<https://www.jstage.jst.go.jp/browse/kazeko symp/-char/ja/> アクセス日：2014. 8. 7
- ・風速 75 メートルの衝突解明へ ミニ竜巻の発生装置  
[http://www.nikkei.com/article/DGXNASGG1800F\\_Y0A111C1000000/](http://www.nikkei.com/article/DGXNASGG1800F_Y0A111C1000000/) アクセス日：2014. 7. 18
- ・ハロウィン 2008：パート 1  
<http://minkara.carview.co.jp/userid/388790/car/334134/1136813/photo.aspx> アクセス日：2014. 6. 17

# 2013 年台風 6 号の発生前における下層渦と上層渦の関係

藤間 弘敬<sup>(1)</sup>, 山田 広幸<sup>(1)</sup>, 篠田 太郎<sup>(2)</sup>, 上田 博<sup>(2)</sup>, 勝俣 昌己<sup>(3)</sup>, 那須野 智江<sup>(3)</sup>, 城岡 竜一<sup>(3)</sup>

(1) 琉球大学理学部 (2) 名古屋大学地球水循環研究センター (3) 海洋研究開発機構

## 1. はじめに

台風の発生に関して、過去の統計から平均的な発生位置や条件、季節的な傾向などが知られているが、熱帯の海洋上では観測データが少なく、台風発生の元となる積雲対流は時空間スケールが小さいので、個々の発生ケースについて、渦が形成し台風が発達するメカニズムの詳細は明らかになっていない。

2013 年 6 月の PALAU2013 集中観測では、台風の初期渦形成過程における雲物理的構造と、モンスーンオンセット時の大気海洋の変動を捉えることを目的として、パラオと研究船『みらい』でのレーダーや特殊ゾンデの観測が行われた。また、雲解像モデル NICAM を用いたリアルタイムシミュレーションも行われた。本研究では、この期間に発生した台風 6 号(Rumbia)の元となる下層の渦状擾乱について、台風発生に大きく関わっている可能性がある上層渦(TUTT, tropical upper tropospheric trough)との関連を、雲解像モデル NICAM の実験結果を用いて調査した。ここでは、台風 6 号の発生について最も再現性が良い 6 月 26 日 00 時(UTC)を初期値とするものを解析に用いた。

## 2. 結果

図 1 に気温の水平偏差を示す。気温偏差は各グリッドの気温と 9°S~35°N、110°E~160°E の範囲で平均した気温との差を表す。この図において、下層渦の北東約 500km には高度 8km 付近に中心を持つ TUTT が見られ、南側に傾いた低温域を伴っている(図 1a)。TUTT は下層渦よりも速く西進し、27 日 21 時(UTC)ごろに真北に追いついた(図 2a)。

伴っている低温域は時間と共に弱まるものの、範囲はさらに南に拡大した(図 1b)。その影響で、初めのうち低温偏差が見られなかった下層渦の上層では、27 日 21 時(UTC)までに 2°C 程度の低温偏差が出現している(図 1、2)。この低温域は研究船『みらい』によるゾンデ観測(12° N, 135° E)の気温偏差にも現れていた。

TUTT とそれに伴う低温域は下層渦に追いついた後に不明瞭になる。しかしその後、それまで散在していた下層渦に伴う降水や雲は、まとまりを持って、移動速度を上げ北西へと進み(図 3)、下層渦は 28 日 12 時(UTC)に台風になった。

## 3. 考察

寒気核を持つ上層の渦の接近による雲のまと

まりと熱帯擾乱の発達、上層の渦自身の消滅は、野中(2005)などによって報告されているが、上層渦による成層状態の変化はまだ明らかになっていない。本事例では消滅する TUTT による低温域の拡大が下層渦に伴う雲活動に影響を与えた可能性がある。

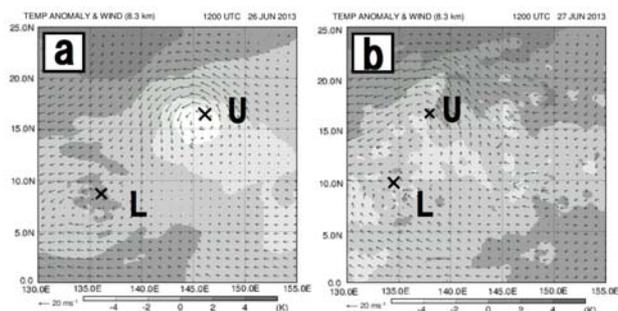


図 1 高度 8.3km における温度偏差の水平分布と風ベクトル。(a)は 26 日 12 時(UTC)。(b)は 27 日 12 時(UTC)。×印は上層と下層の渦の中心位置。

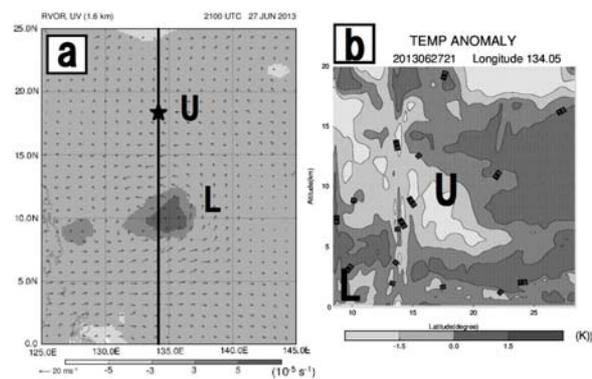


図 2 (a)は高度 1.6km における風向風速と相対渦度で、線は(b)の断面、星は TUTT の中心位置。(b)は水平気温偏差の鉛直断面図。時刻はどちらも 27 日 21 時(UTC)。

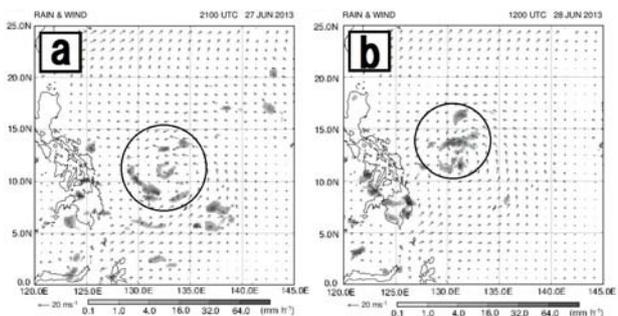


図 3 地上の降雨強度と風ベクトル。(a)は 6 月 27 日 21 時(UTC)。(b)は 6 月 28 日 12 時(UTC)。

# 先島諸島において夏季の日中に発達する降水エコーの特徴

田原 和宗、山田 広幸\* (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

熱帯や亜熱帯の島嶼では、日射による陸面加熱によって成層が不安定になり、対流雲が発現することが知られている。沖縄島や奄美大島など、ある程度の大きさをもった島ではこのような対流性降水が夏期にしばしば観測される。しかし、さらに面積が小さい先島諸島の島嶼で対流性降水が発生するかどうかはまだよくわかっていない。そこで、気象庁レーダー雨量データを使用して、夏季の日中に発生する降水エコーの特徴を調べるとともに、環境場の特徴や地形との関連性について調べた。

## 2. 結果

2011~2013年の7~9月の各月において月積算降雨量の分布を作成したところ、西表島と宮古島において島の上に雨量の極大がみられたので、この2島について詳しい解析を行った。日中对流性の降水エコーが発達する日数は、西表島で41、宮古島で30となり、6~8日に1回の割合で発生していた。発生日の環境場は相当温位が360Kを越え、地上風は3m/s程度の南東風であった。図1は両島で発達する降水エコーの例である。個々の事例を詳しく調べると、両島では降水セルの水平スケールと降水強度に顕著な違いが見られた。両島の各日において最も発達した降水エコーを用いて大きさの頻度分布(図2)を作成したところ、宮古島のほうが西表島より大規模なエコーが多いことがわかった。次に日積算雨量で

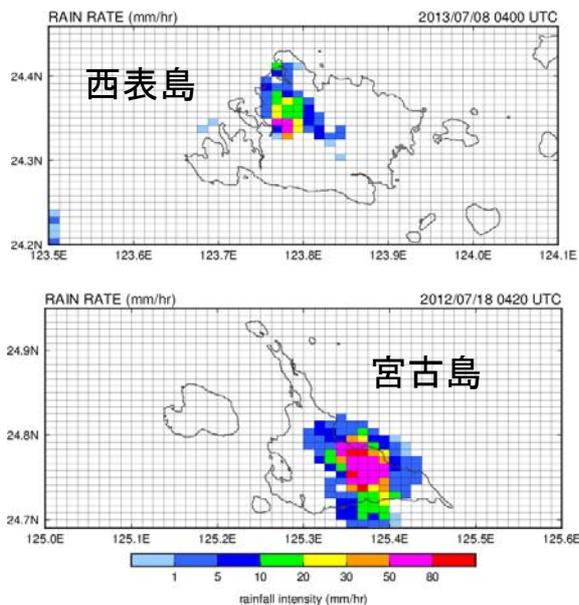


図1 日中に発達する降水エコーの例。

両島の降水を比べると(図3)、宮古島で降雨量が多くなっているのがわかる。

## 3. まとめと考察

以上の結果から、夏季の日中に降水エコーが発達する日は風が弱く、宮古島の方が西表島よりも降水強度が強く水平規模が大きいことがわかった。一般に、標高の高い山を持つ島の方が平坦な島より降水量が多くなる傾向があるが、本研究では標高470mの西表島より115mの宮古島の方が降水が多く雲の規模が大きいという逆の傾向になっている点が興味深い。降水セルの大きさは上昇気流の水平規模と関係しており、西表島では山岳の大きさに依存した幅の狭い上昇気流が形成され、エントレインメント(雲外の乾燥空気を取り込み)の影響を強く受けるため発達しにくい可能性がある。一方、宮古島では島の中央で大きな収束域が形成され、幅の広い上昇流ができることにより、エントレインメントの影響を受けにくいことが推測される。この点については詳細な地形を与えた高解像度の数値シミュレーションによる検証が必要である。

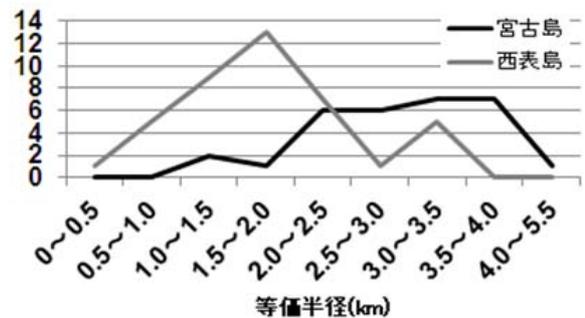


図2 降水エコーの降水強度が20mm/h以上の大きさ(円と仮定したときの半径)の頻度分布。縦軸は事例の数を表す。解析には各島の各日において最も発達した降水エコーを使用した。

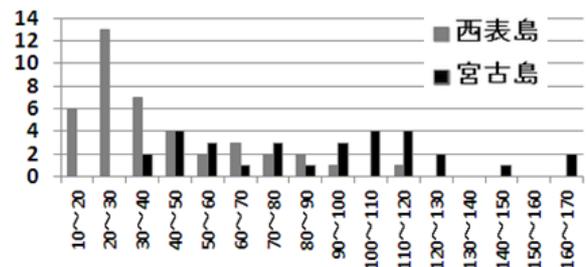


図3 日積算雨量(mm)の最大値の頻度分布。縦軸は事例の数を表す。

# 西表島と宮古島における日射の影響を受け発生する降水雲の数値実験

横山 淑紀<sup>(1)</sup>, 山田 広幸<sup>(1)</sup>, 坪木 和久<sup>(2)</sup>, 加藤 雅也<sup>(2)</sup>

(1)琉球大学理学部 (2)名古屋大学地球水環境センター

## 1. はじめに

熱帯の島では、日射により加熱された陸面の影響を強く受け降水雲が発達し、標高の高い山のある島の方が降水は多くなる傾向にある(Alpert 1986)。しかし田原(2014,卒業論文)は、最高標高469.5mの西表島よりも同114.8mの宮古島の方が、降雨強度が大きく幅の広い降水セルが形成されるというデータ解析の結果を示した。そして、西表島に比べ宮古島の方が上昇流の規模が大きいため、降水セルの幅が大きくなると考察している。この結果を検証するため、名古屋大学で開発された雲解像モデル CReSS を用いた高解像度の数値シミュレーションを行い、島の影響を受け発達する降水雲の構造や特徴を調べた。

## 2. 使用データと実験設定

CReSS を用いた数値実験の水平分解能は400mで、鉛直層は13mから18456mまでをストレッチング格子を用いて47層に設定した。大気状態の初期条件は、石垣島のラジオゾンデ観測による気温、気圧、温度、風の鉛直プロファイルから与えている。ラジオゾンデ観測データは、2011-2013年の夏期(7-9月)において、西表島と宮古島の両方の島で降水雲を観測した11日間について、09時の観測データを平均した。計算は、名古屋大学情報基盤センターで行われており、03時を初期時刻とし18時までを2秒間隔で行い、計算結果は10分間隔で出力した。

## 3. 結果

西表島と宮古島の地形の違いは、最高標高に約350mの差があり、西表島は島全体が山地であるのに対し、宮古島は標高の低い平坦な地形となっている(図1)。10-13時までの平均した降雨強度の最大値は、西表島で41mm/h、宮古島で74mm/hとなり、個々の降水セルにおける20mm/h以上の格子点の数の最大値は、西表島が15、宮古島は30という結果が出た(図2)。この結果から、宮古島の方が降水強度の強い大きな降水セルが形成されている。03-18時の積算雨量は、西表島(313m)で最大値61mm、宮古島(15m)で最大値41mmだった(図3)。また、格子点の数で見た場合、西表島で積算雨量15mm以上となったのが110、30mm以上が31、宮古島では15mm以上が91、30mm以上が16となった。そのため、宮古島の方が降雨強度は強いという結果が出ていたが積算雨量は少なくなっている。それは、西表島は降雨が発生してから17時頃まで数多く降雨のピークがあるのに対し、宮古島は13時以降徐々に降雨強度が弱まってきているためである(図4)。また、西表島は313m、

宮古島は15mという積算雨量の最大値が記録された標高に差が出るのは、相当温位がそれぞれ西表島は斜面から山に沿って、宮古島は島の中央部の標高の低い平坦な場所で値が高くなり、降水雲が形成されたことが挙げられる(図5)。凝結物混合比(乾燥空気に対する雲水、雲氷、雨水、あられ、雪の凝結物の比率)の鉛直プロファイル(図6)により、西表島と宮古島で発生した降水雲の構造を詳細に解析した。その結果、宮古島の方がより高い高度まで値が表れ、ほぼ全ての時間帯で西表島より値が高くなっている。そのため、宮古島は西表島に比べて雲頂高度が高く強い降水セルが形成されている。西表島と宮古島で発生した個々の上昇流域における5m/s以上の格子点の数を比較してみると、西表島と比べて宮古島の方が約4500m高い地点まで存在しており、格子点の数の最大値は西表島で10、宮古島で20となった(図7)。また、島の全領域における上昇流の最大値は、西表島(5013m)で16.9m/s、宮古島(9344m)で21.6m/sという値となり、比較すると4.7m/s強い上昇流が宮古島で表れている(図8)。結果として、宮古島は西表島より高度が高く水平方向の広がり大きな強い上昇流が形成されている。

## 4. まとめと今後の課題

西表島は、日射による熱が溜っている標高の高い場所で降水が表れたのに対し、宮古島は標高の低い平坦な場所で降水が表れた。また、宮古島の強く高い高度まで表れた上昇流が降雨強度を強くさせ、水平方向の広がり大きなことが降水セルを大きくさせた要因となった。表1を踏まえ本研究の結果と田原(2014)の考察と比較すると、西表島の方が上昇流の規模が大きく、降水セルが大きな強い降雨が発生している点は整合しているが、積算雨量は宮古島の方が少ない点は異なっていた。宮古島で13時から降雨強度が弱まり積算雨量が少なくなったのは、両島で鉛直シアが弱く、さらに宮古島において標高が低く平坦であり、地表に広がる冷たい下降流に見合う暖気流入がなくなり、上昇流が弱まったと考えられる。そのため、宮古島において実測値に近づける上空の風を適切に設定した実験設定が必要となる。

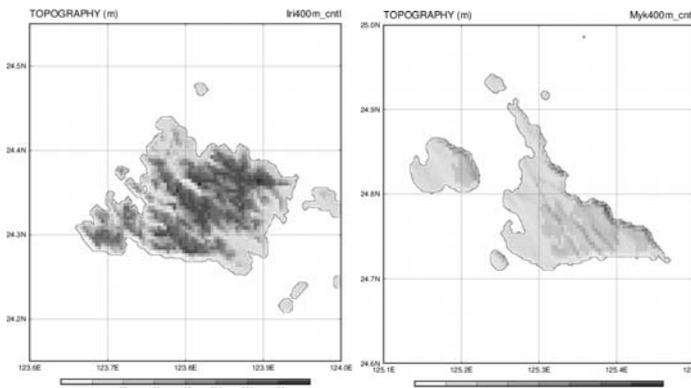


図 1. 西表島(左)・宮古島(右)の地形

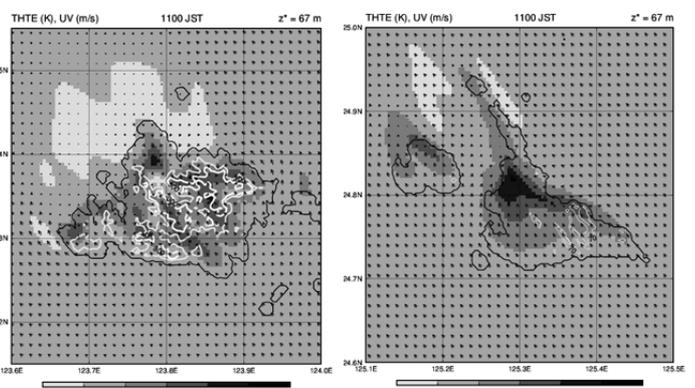


図 5. 西表島・宮古島の地表から高度 67m の 11 時の相当温位の分布

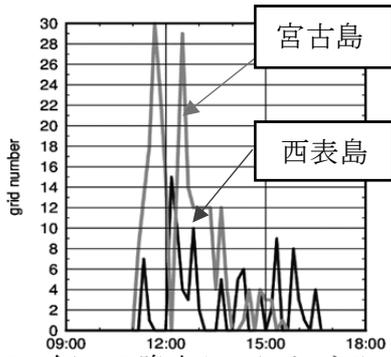


図 2. 個々の降水セルにおける 20m/s 以上の格子点の数

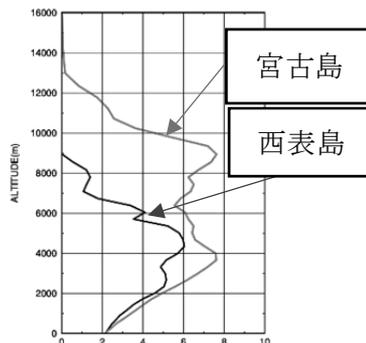


図 6. 凝結物混合比の 最大値の鉛直プロフィール

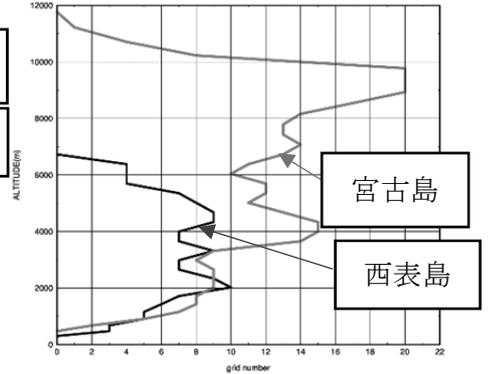


図 7. 個々の上昇流域における 5m/s 以上の格子点の数

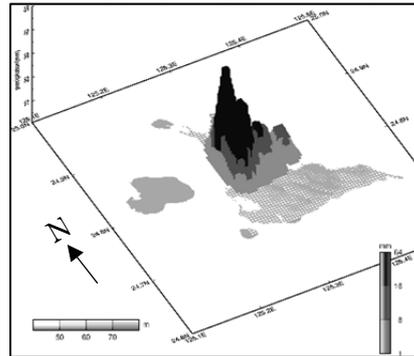
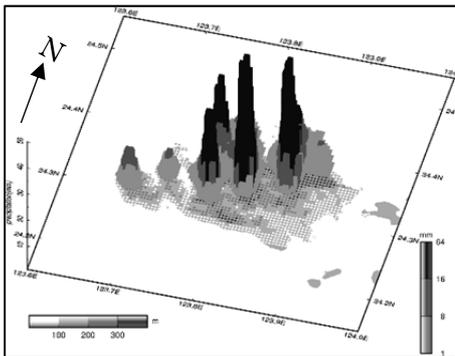


図 3. 西表島・宮古島の 03-18 時における積算雨量

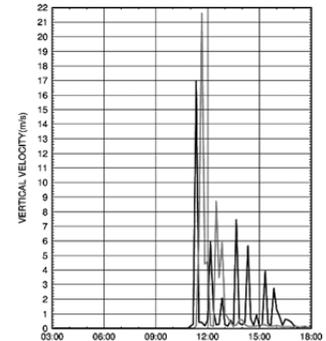


図 8. 島の全領域における 上昇流の最大値となった高度のグラフ  
西表島：5013m 宮古島：9344m

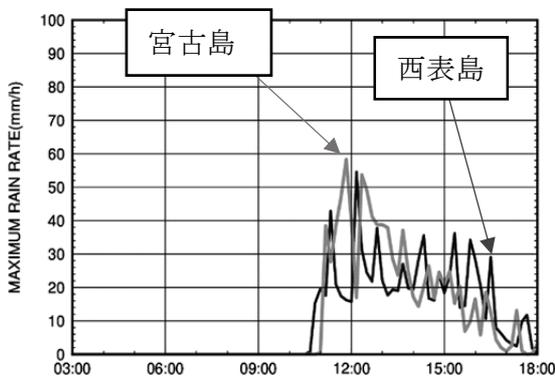


図 4. 10 分毎の最大降水強度

最大値	西表島	宮古島	差
最大降水量 (mm/h)	41	74	33
降水セルの大きさ (km <sup>2</sup> )	2.4	4.8	2.4
上昇流 (大きさ) (km <sup>2</sup> )	1.6	3.2	1.6
上昇流 (時間変化) (m/s)	16.9	21.6	4.7
凝結物混合比 (g/kg)	6.0	7.6	1.6
積算雨量 (mm)	61	41	20

表 1. 西表島と宮古島の各項目の最大値の比較  
値が高く出ている島の数値を太い黒線で囲ってある