

# 平成 29 年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2018 年 2 月 27 日（火）

NICT 沖縄電磁波技術センター

日本気象学会沖縄支部

<b>1. 「2010年から2016年に沖縄地方の気象レーダーで観測した台風の強度と壁雲の傾斜の関係」</b>	.....	P 3
<u>田盛 智翔也</u> ・山田 広幸・伊藤 耕介（琉球大学大学院理工学部）, 嶋田 宇大（気象研究所）		
<b>2. 「2017年台風第21号の発達に関する衛星観測および客観解析データを用いた調査」</b>	.....	P 5
<u>藤井 駿人</u> ・山田 広幸（琉球大学理学部）		
<b>3. 「Statistical Analysis of Tropical Cyclones in the Solomon Islands」</b>	.....	P 7
<u>Edward Maru</u> ・伊藤 耕介（琉球大学大学院理工学部）		
<b>4. 「JMA-NHM による冷氣塊を要因とした顕著現象調査」</b>	.....	P11
<u>根間 幸美</u> ・金城 康広・渡真利 明・阿波連 正・平仲 裕一（沖縄気象台）, 仲田 真理子（南大東島地方気象台）		
<b>5. 「ウィンドプロファイラによる風速観測データの品質向上を目指した信号処理手法の開発」</b>	.....	P13
<u>山本 真之</u> ・川村 誠治・杉谷 茂夫・雨谷 純（情報通信研究機構）, 山口 弘誠・中北 英一（京都大学防災研究所）		
<b>6. 「2016年10月12日与那国島での大雨事例解析」</b>	.....	P14
<u>佐藤 幸隆</u> （石垣島地方気象台）		
<b>7. 「2017年台風第18号のアウトーレインバンドに対する台湾地形の影響」</b>	.....	P16
<u>細川 椿</u> ・山田 広幸（琉球大学理学部）		
<b>8. 「梅雨前線帯の変動に対する外部強制の影響」</b>	.....	P18
<u>前川 いつみ</u> ・伊藤 耕介（琉球大学理学部）		
<b>9. 「沖縄フェーズドアレイ気象レーダーで観測された積乱雲の3次元構造」</b>	.....	P21
<u>佐藤 晋介</u> ・岩井 宏徳・川村 誠治・花土 弘・中川 勝広・雨谷 純（情報通信研究機構）		
<b>10. 「冬季海水温は気温を変えるのか？」</b>	.....	P23
<u>林 和彦</u> （沖縄気象台）		
<b>11. 「Variabilities of the Sea Level Anomalies in the Upstream Areas of the Kuroshio Current」</b>	.....	P25
<u>Yusuf Jati Wijaya</u> ・久木 幸治（琉球大学理学部）, 杉谷 茂夫（情報通信研究機構）		
<b>12. 「陸面加熱により宮古島と西表島で発達する対流雲の超高解像数値実験」</b>	.....	P28
<u>伊波 恵</u> ・山田 広幸（琉球大学理学部）		
<b>13. 「沖縄本島での夏季における対流性降水の予測精度の解像度依存性」</b>	.....	P30
<u>比嘉 康貴</u> ・伊藤 耕介（琉球大学理学部）		

# 2010年から2016年に沖縄地方の気象レーダーで観測した台風の強度と壁雲の傾斜の関係

田盛 智翔也・山田 広幸・伊藤 耕介 (琉球大学大学院理工学部), 嶋田 宇大 (気象研究所台風研究部)

## 1. はじめに

台風の強度(最低中心気圧や最大風速)と構造との間の物理的な関係を理解するために、多くの試みがされてきた。近年では、航空機観測により壁雲の傾斜と台風強度や眼の半径との関係を調査する研究が活発になっている。Hazelton and Hart (2013)は、2004年から2011年に北西大西洋上で観測した15個のハリケーンについて、レーダー反射強度 20dBZ の等値線に注目して壁雲の傾斜の観測を行った。その結果、強度が大きく眼の半径が小さい台風ほど、壁雲の傾斜が急勾配である関係を発見した。しかし、航空機での観測頻度は少ないため、個々の事例におけるそれらの関係や時間変化については、十分に理解されていない。

そこで本研究では、2010年から2016年に沖縄地方に接近した台風について、気象レーダーを用いた10分間隔の観測を行うことで、台風強度と壁雲の傾斜の統計的な関係と、個々の事例におけるそれらの関係や時間変化を明らかにする。

## 2. 使用データと解析方法

本研究では、2010年から2016年に沖縄地方の2台の気象レーダー(気象庁沖縄レーダーと石垣島レーダー)のどちらか1台の観測範囲に、6時間以上継続して存在した10個の台風を解析対象とした(図1)。表1に、各台風の観測期間と観測数を示す。台風強度には、Shimada et al. (2016)の単一の気象レーダーによる台風強度推定の手法で得られた、最低中心気圧と最大風速半径(RMW)、高度2kmの風速場を使用した。壁雲の傾斜(鉛直からの傾斜)は、Hazelton and Hart (2013)の手法を参考に、レーダー反射強度 10dBZ の等値線をもとに測定を行った。それぞれ10分間隔で得られたデータを用いて、壁雲の傾斜と台風強度の統計的な相関の解析を行った。

## 3. 解析結果

図2は、全10事例の台風のレーダー反射強度の分布とRMW、眼の半径を示す。まず、眼の半径は、T1007で最も小さく、T1521で最も大きい。次に、RMWは、多重壁雲構造をしているT1215と

T1307で、外側壁雲付近に位置していた。図3は、観測された高度2kmから11kmの壁雲の鉛直プロファイルを示す。全体的な分布としては、最低中心気圧が低く壁雲の位置が台風中心に近いほど、壁雲がより直立していた。ただし、壁雲の位置が約30kmと5km付近のT1007とT1521の鉛直プロファイルは、全体の傾向とは異なっていた。

全10事例の壁雲の傾斜と最低中心気圧と眼の半径の統計的な相関を示す。まず、図4より最低中心気圧が低いほど壁雲の傾斜が急勾配な相関が示された。次に、図5より眼の半径が小さいほど壁雲の傾斜が急勾配な相関が示された。これは壁雲の傾斜の変化が、最低中心気圧と眼の半径の違いによって決定される事を示す。

表2に、個々の事例における壁雲の傾斜と最低中心気圧の相関を示す。8事例において、全事例での相関よりも高い相関が見られた。これは個々の事例の時間変化に、最低中心気圧が低くなるほど壁雲の傾斜が急勾配な変化傾向があることを示す。例として図6に、T1515の最低中心気圧が高い時間と低い時間における、反射強度の台風中心からの距離-高度断面図を示す。

## 4. まとめと考察

本研究では、統計的な解析と個々の事例での解析で共に、強度が大きく眼の半径が小さい台風ほど壁雲の傾斜が急勾配な関係が確認された。これは、壁雲の傾斜が等角運動量面の傾斜と概ね一致する事に対応する(Bryan and Rotunno 2009)。また壁雲の傾斜と眼の半径を観測することで、最低中心気圧を推定できる推定式を提案した。この式で推定される最低中心気圧と気象レーダーで推定された最低中心気圧は、平均二乗誤差9.5hPaの精度で推定を行えた。この結果は、台風が接近する前に壁雲の傾斜と眼の半径の変動を観測することで、台風強度の変化を知る事ができる可能性を示唆する。

**謝辞:** 本研究は科研費基盤(B):「南西諸島とフィリピンのドップラーレーダーを用いた台風構造と強度の関係解明」(16H04053)の助成を受けています。

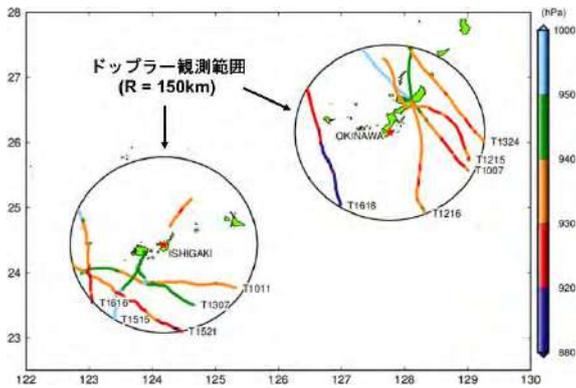


図1. 解析した10個の台風の経路。赤い星は沖縄地方のレーダーの位置を示し、黒実線の円はレーダーから半径150kmの観測範囲を示す。また、台風経路の色は、最低中心気圧を示す。

表1. 解析した10個の台風の概要。各台風を観測した気象レーダー、各台風の観測期間と観測時間(UTC)をそれぞれ示す。各事例は、T(台風)+(年2桁)+(番号2桁)で表される。

Case	Radar site	Observation period (UTC)	Duration (number)
T1007	Okinawa	0215-1205 31 Aug 2010	9 h 50 min (59)
T1011	Ishigakigima	0505-1855 18 Sep 2010	13 h 50 min (83)
T1215	Okinawa	0405-1655 26 Aug 2012	12 h 50 min (77)
T1216	Okinawa	1355 15 Sep-0125 16 Sep 2012	11 h 30 min (69)
T1307	Ishigakigima	0705-1555 12 Jul 2013	8 h 50 min (53)
T1324	Okinawa	0325-0925 7 Oct 2013	6 h (36)
T1515	Ishigakigima	0055-1925 23 Aug 2015	18 h 30 min (111)
T1521	Ishigakigima	2055 27 Sep-0635 28 Sep 2015	9 h 30 min (57)
T1616	Ishigakigima	2105 16 Sep-0435 17 Sep 2016	7 h 20 min (44)
T1618	Okinawa	0655-1825 3 Oct 2016	11 h 30 min (69)
Total	—	—	109 h 40 min (658)

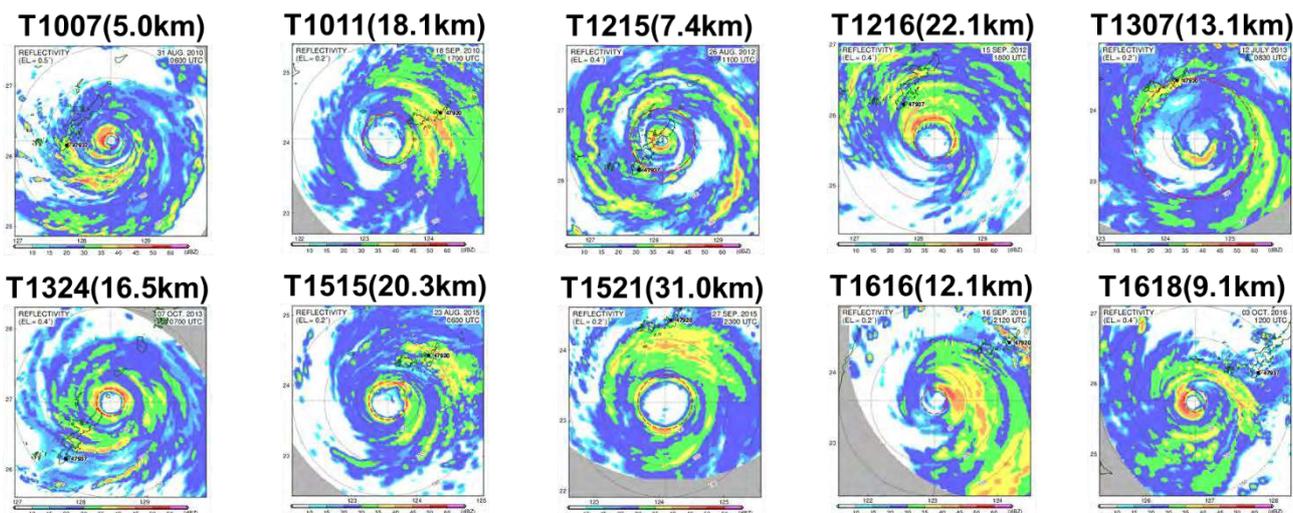


図2. 各台風事例の観測期間を代表する時間におけるレーダー反射強度を示す。赤い点線の円はRMWを示す。各図の上部に、台風名(眼の半径)を示す。

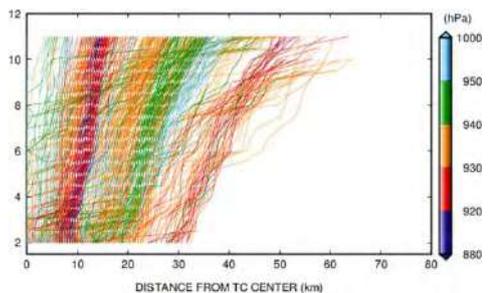


図3. 反射強度10dBZの等値線で定義した高度2kmから11kmの壁雲の鉛直プロファイルを示す。横軸は台風中心からの距離、縦軸は高度。鉛直プロファイルの色は、その時の最低中心気圧を示す。

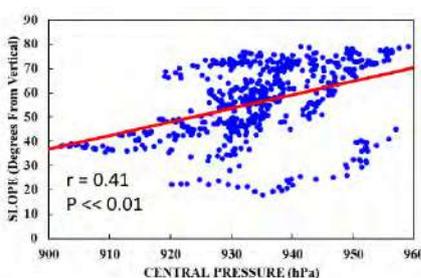


図4. 壁雲の傾斜と最低中心気圧の散布図。横軸は最低中心気圧、縦軸は壁雲の傾斜。赤の実線は近似直線を示す。図中のrは相関係数、pは有意確率を示す。

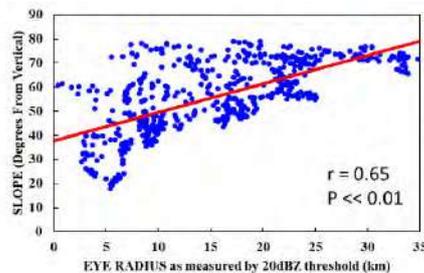


図5. 壁雲の傾斜と眼の半径の散布図。横軸は眼の半径、縦軸は壁雲の傾斜。赤の実線は近似直線を示す。図中のrは相関係数、pは有意確率を示す。

表2. 個々の台風事例における壁雲の傾斜と最低中心気圧の間の、相関係数と有意確率を示す。さらに、事例毎の観測数を示す。

Case	Observation number	Slope-Pressure r	p value
T1007	54	0.52	<<0.01
T1011	78	0.50	<<0.01
T1215	71	0.22	0.06
T1216	66	0.64	<<0.01
T1307	34	0.65	<<0.01
T1324	33	0.64	<<0.01
T1515	73	0.92	<<0.01
T1521	55	0.65	<<0.01
T1616	37	0.27	0.10
T1618	66	0.67	<<0.01
All cases	567	0.41	<<0.01

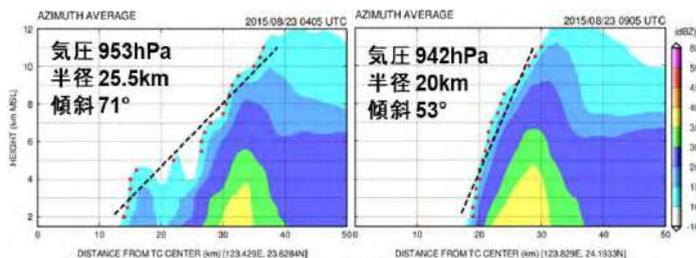


図6. 2015年8月23日0405UTCと0905UTCの台風第15号の方位角平均したレーダー反射強度。横軸は、台風中心からの距離、縦軸は高度。黒点線で、傾斜測定に使用した近似直線。図中に、その時刻の最低中心気圧と眼の半径、壁雲の傾斜を示す。

# 2017年台風第21号の発達に関する衛星観測および客観解析データを用いた調査

藤井 駿人・山田 広幸 (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

2017年10月21日と22日に航空機とドロップゾンデを用いた台風第21号の直接観測が行われた。航空機による観測データは予報精度の向上や台風メカニズムの解明に有用であることが期待される。一方、発達する台風の航空機観測を最適なタイミングで実施するためには、台風の構造と環境場の特徴をリアルタイムで監視する必要がある。台風第21号は観測の実施前に最大風速50m/s、最低気圧915hPaの非常に強い台風となった。本研究はこの台風について、構造の解析に衛星データ、環境場の解析にJRA-55を用いて、台風の発達に先行して変動するパラメータを明らかにする。

## 2. 使用データと解析方法

本研究では、ひまわり8号の赤外面像(IR)、大気追跡風(AMV)、気象庁55年長期再解析(JRA-55)、気象庁ベストトラックデータを使用した。AMVとは、衛星画像の雲や水蒸気の移動量から風速とその高さを算出したデータで、気象庁気象研究所から提供を受けた。IRで雲頂の輝度温度(TB)を調べ、AMVを用いて台風上部の外出流(UMaxOutflow)を調べた。また、JRA-55を使って環境場のパラメータである、下層(850hPa面)の動径風、絶対角運動量、鉛直渦度、850-200hPa間の鉛直シアを調べた。

## 3. 結果

ベストトラックデータで最大風速の著しい増加がみられた16日1200UTCから17日1800UTCまでの期間をA、19日1800UTCから20日1800UTCまでの期間をBとした(時系列図では灰色で示す)。

期間Aでは、期間の初めに台風の中心から200km以内の平均TBが27℃低下し(図2)、対流による上部の発散を表すUMaxOutflowもそれに

対応するピーク(約12.6m/s)を持っていた(図2)。

これは二次循環の強化による発達を示唆する。また、中心から400kmまでの平均TBを方位角の関数としたものをフーリエ変換することで台風の非対称性をみた図4では、波数1の振幅が最低値で1.3℃まで下がり、波数2が卓越した。波数1成分の減少は、台風の発達を抑制する鉛直シアの減少と対応している。

これに対し期間Bでは平均TBは下がったが期間A程ではなかった(図2)。UMaxOutflowは急激に増加することはなかったが増加傾向がありピークは13.3m/sだった(図2)。鉛直シアの最小(約1.4m/s)に対応して、波数1も2も小さくなり、軸対称に近い構造をもっていたことがわかった(図4)。赤外面像からはこのときに台風の眼が明瞭に形成された(図1)。期間Bで特徴的なのは、発達の半日前から絶対角運動量の増加が見られたことである(図3)。それと対応する時刻に下層の動径風速が増大することから、発達の前に角運動量の内向き輸送があったことを示す(図3)。850hPaの風速場(図5)によると、17日以降は台風の南東に追従するように南西風が吹いており、この風が角運動量を供給していたと考えられる(図5)。

## 4. まとめと今後の課題

台風21号の二つの発達期間に先行して、対流の活発化(期間A)と、角運動量の内向き輸送(期間B)がみられた。すなわち、これらのパラメータをリアルタイムで監視することで、台風の発達をある程度予測できる可能性がある。本研究ではJRA-55を用いたが、航空機観測の実施時にはリアルタイムでの解析が必要であるため、予報モデルの初期値など、準リアルタイムで利用可能なデータを使用して発達を解析する必要がある。

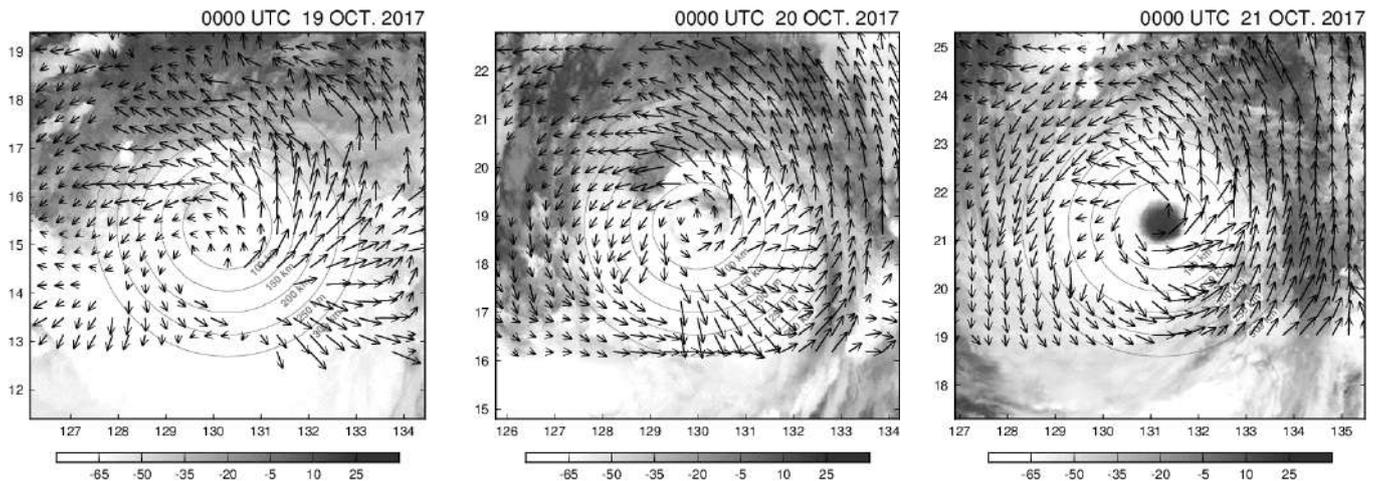


図1 赤外画像とAMVのベクトルの分布。

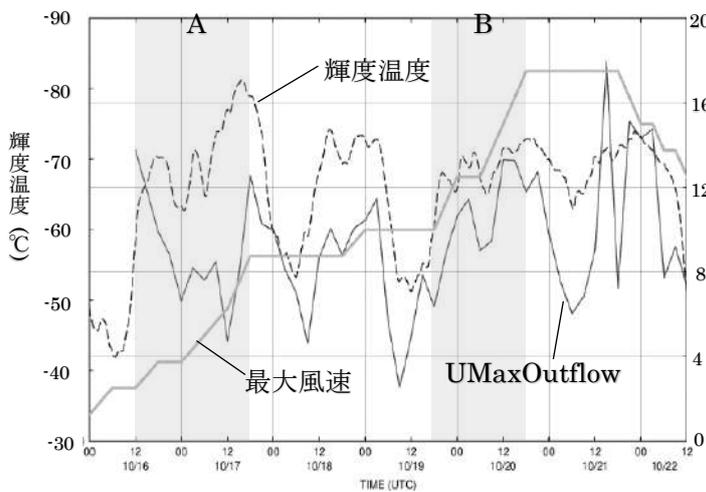


図2 中心から200kmまでの輝度温度の平均とUMaxOutflowとベストトラックの最大風速。

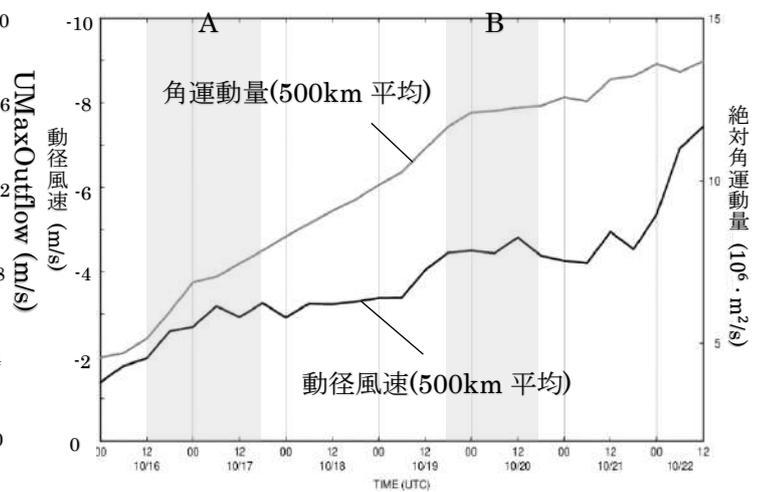


図3 500kmまでの角運動量の平均と動径風速。

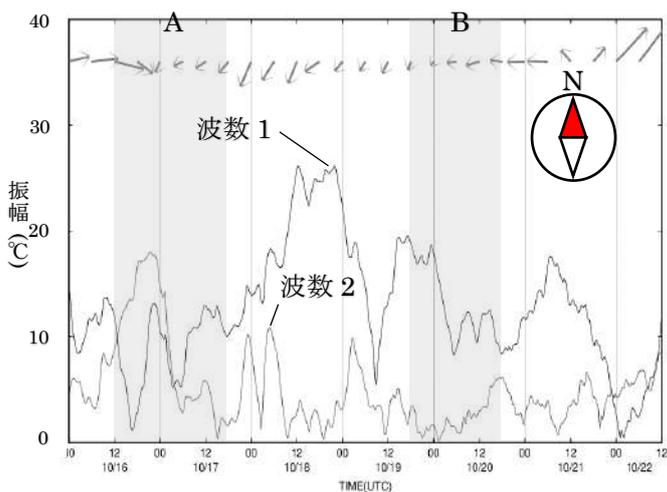


図4 下の線はそれぞれ波数1と波数2を示す。  
上の矢印は200-850hPaの鉛直シアを示す。

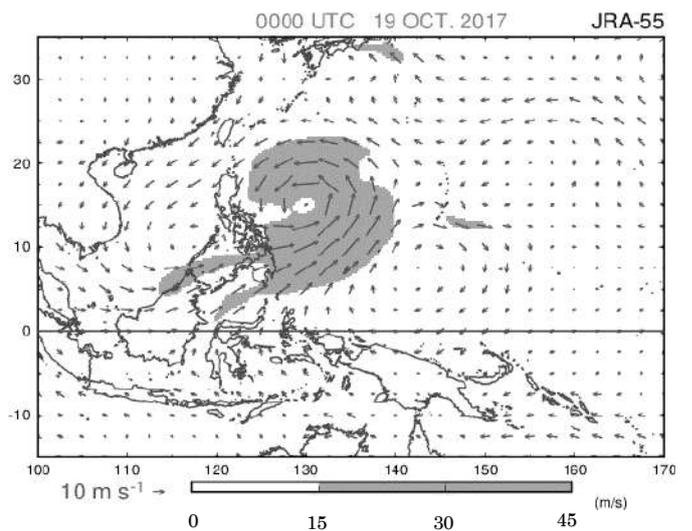


図5 10月19日0000UTCにおける、850hPaの水平風ベクトル(矢印)と風速(陰影)の分布。

# Statistical Analysis of Tropical Cyclones in the Solomon Islands

Edward Maru and Kosuke Ito

*Geoscience Section, Faculty of Science, University of the Ryukyus  
1 Senbaru, Nishihara-cho, Nakagami-gun, Okinawa 903-0213, Japan*

*E-mail: [eddie.maru0@gmail.com](mailto:eddie.maru0@gmail.com)*

## 1. Introduction

Solomon Islands (SI) is the nation where tropical cyclones (TCs) are frequently generated in the South Pacific. History showed SI region has been devastated by TCs where human lives lost with property and agriculture severely damaged due to extreme winds, torrential rain, and storm surges. Small scattered Islands- pose high risk travelling by small boats. Therefore, TC information is critically important.

Several previous works have revealed the characteristics of TCs in the South Pacific. Climatology of TCs considers various natural variabilities (e.g., Webster et al., 2005) mentioned increasing number of intense TCs in the south-western Pacific, may be related to the increasing sea surface temperature (SST) by Emanuel (2005). Vincent (2009) revealed that interannual variability of the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) may have significance influence on TC genesis in the South Pacific. Chand and Walsh (2009) focussed on the Madden-Julian Oscillation (MJO)-TC activities in the Fiji region. Iizuka and Matsuura (2012) investigated intra-seasonal and seasonal scale on TC activities over Southern hemisphere.

Previous related studies basically address the basin-scale characteristics. However, considering decision making and disaster prevention in the SI region, it is important to make sure if these tendencies are evident for a nation-wide scale rather than a basin scale.

Therefore, the main objectives of this study are (1) to clarify the long-term trend of TCs, (2) to understand the modulation of TCs by El Nino Southern Oscillation (ENSO) and MJO with regards to TC genesis and variability and (3) to see the modulation and enhancement of TCs in relation to large scale environmental conditions (e.g. sea surface temperature, low level relative vorticity, vertical wind shear, and upper level divergence) by compositing with different ENSO conditions. Finally, TC tracks in different motions were also checked using composites of wind fields between 1000-200 hPa. This work helps reveal the basic characteristics of TCs in the SI region and thus contribute to the disaster prevention and mitigation in the future.

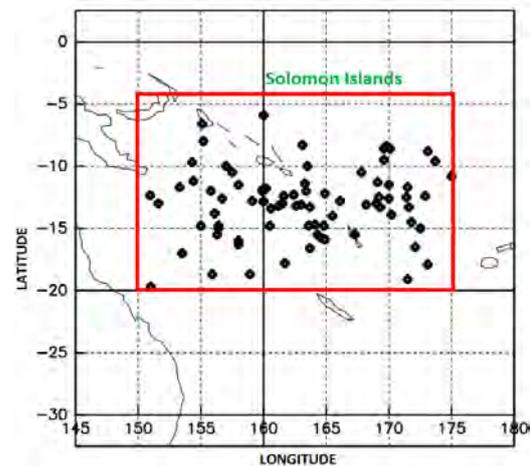


Figure 1: Genesis locations of 81 TCs considered in the analysis in black dots with map of Solomon Islands showing the study domain area 4°- 20° S and 150°- 175 E in red box.

## 2. Data and Methodology

This study is based on the southern hemisphere TC season, 30-year period starting 1986-2016. A season refers to the November 01<sup>st</sup> of a year to April 30<sup>th</sup> the subsequent year. The first year for this study was 1986/1987 TC season. The best track TC datasets utilized for this study is from Fiji Met Services (FMS) serving as the Regional Specialised Meteorological center (RSMC) Nadi when a TC centre is located to the east of 160E and Bureau of Meteorology (BoM) serving as the Brisbane Tropical Cyclone Warning center (TCWC) if the TC centre is located to the west of 160E. This split follows the framework of World Weather Watch program of the World Meteorological Organization (WMO).

The MJO and ENSO indexes are from BoM. The zonal and meridional wind datasets are from National Centres for Environmental Prediction (NCEP) whereas the 850 relative vorticities, 200 hPa relative divergence, SST and air temperature are obtained from the Japanese 55-year Reanalysis (JRA 55).

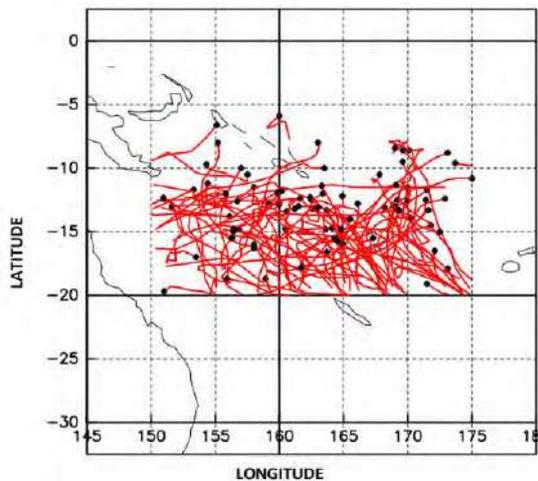


Figure 2: Plots of all 81 TC tracks used in the study.

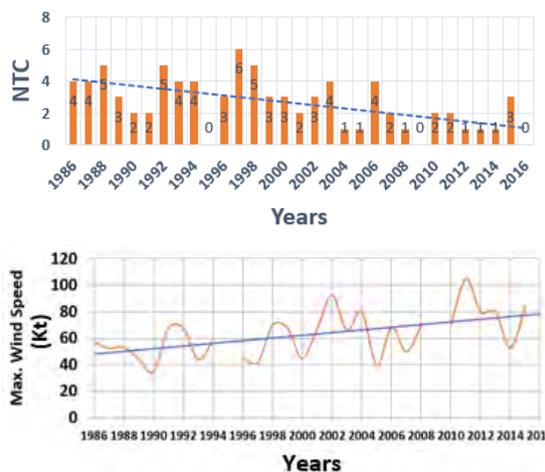


Figure 3: (a) Graph showing number of TC frequency per year from 1986-2016. (b) Graph showing average intensity per year from 1986-2016.

### 3. Results and Discussion

#### 3-1 Long-term trend

The first focus is on long-term trends of number of TCs (NTC) and of average lifetime maximum windspeed. The analysis showed that the frequency of TCs has been decreasing (Fig 3. a) in this region while average TC intensity becomes strong (Fig 3. b).

One possible explanation of decreasing trend is based on an experiment previously done by Sugi (2012). The upper troposphere becomes warmer so leads to atmospheric stability (no radiative cooling). “The reduction in the upward max flux associated with the convective updrafts leads to reduction in global TC frequency”. However, Tsutsui (2012)

argued “global TC tendencies may not be the same with regional TC tendencies due to different large-scale circulations and spatial distributions of thermodynamic conditions in the tropics”.

To check the tendencies of TC genesis and intensity in a regional or nation-wide scale, trends for the first 10-year period (1986-1996) and the last 10-year period (2006-2016) were compared. Thus, the anomalies for sea surface temperature (SST), low-level relative vorticity (850hPa), vertical wind shear, upper-level divergence (200hPa) and upper tropospheric temperature were checked. The anomalous high SST changes over the recent 10 years is an indication that thermodynamic aspects may have had a robust impact on TC intensity changes (Fig 4. a-b). Likewise, the upper tropospheric temperature difference at 850-200 hPa was examined against mean state and result showed about 0-1 degrees Celsius warmer positive anomaly trend over the recent 10-years (2006-2016) period compared to 1986-1996 (Fig 4. c-d). This result is consistent with the perspective of global warming as shown by previous study (Sugi et al.,2012). “From thermodynamic perspective deep convection is enhanced in terms of precipitation but reduced the upward max flux leading to TC frequency reduction, on the other hand is good for TC warm core development leading to intense TC development”.

#### 3-2 Influence of ENSO

As for the influence of ENSO, the results showed that more TCs are generated by El Nino years compared to La Nina and neutral years (Fig. 5). The TC genesis locations during El Nino (La Nina) period were significantly displaced to the north (south) over SI region. It is also noted that more (less) TCs generated during El Nino (La Nina) conditions sustained average maximum windspeeds of within the hurricane and storm intensity categories.

The increase (decrease) and northerly (southerly) shift of TC genesis in El Nino (La Nina) years is due to large negative (positive) low-level vorticity anomalies, warm (cold) SST anomalies, and decrease (increase) of vertical wind shear (Fig. 6).

#### 3-3 Influence of MJO

There were significant TC genesis patterns in the MJO-TC relationship over the SI region. The MJO has sufficiently influenced TC activity in the SI region with more genesis occurring in phases 6-8. The genesis occurs most frequently in phase 6, in which lowest outgoing longwave radiation (OLR) is seen around SI region with enhanced convective activity favourable for TC genesis. In contrast, TC genesis occurs less frequently in phases 1, 2, and 5. The amplitude of MJO has notable effect on TC intensities. For example, relatively weak TCs in the gale category was associated with the inactive phases.

### 3-3 Steering flow around the SI region

The common flow patterns showed strong relationship to mid tropospheric 700-400hPa mean steering flow. However westward motion is not the expected result and needs further investigation.

### 4. Summary

We clarified that the number of TCs has been decreased but the mean intensity has become more strong around the SI region. The decrease of TC numbers is consistent with the increase of atmospheric stability. Also, the generation location is southerly displaced in La Nina years. MJO phase is also a critical parameter in terms of TC genesis. These findings are very important to think about the nature of TCs around the SI region and thus contribute to the disaster prevention and mitigation.

### Acknowledgement

Sincerely thankful to Japanese International Cooperation Agency (JICA) for the scholarship.

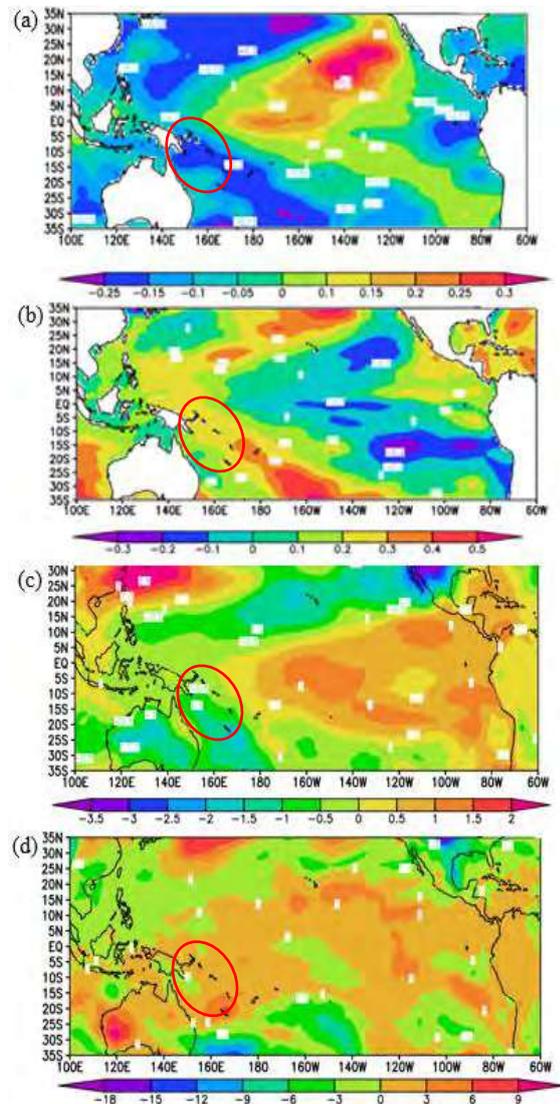


Figure 4. 10-year difference for (a) SST anomaly

1986-1996 and (b) SST anomaly 2006-2016 (c)-(d) same as (a)-(b) but for upper tropospheric temperature difference at 850-200 hPa.

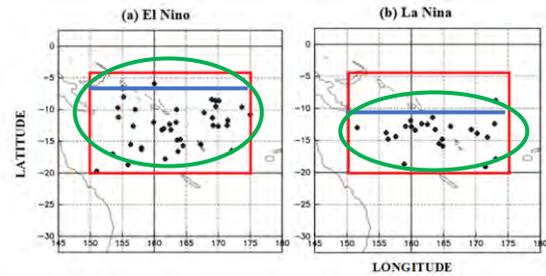


Figure 5. TC genesis during (a) El Nino and (b) La Nina years in black dots over the SI region.

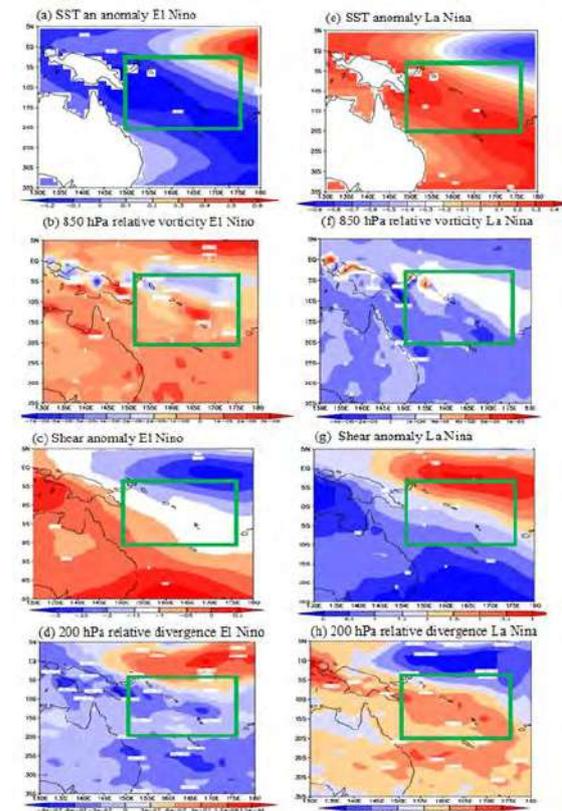


Figure 6: Map of SI region in green box showing large scale environmental conditions anomaly, (a)-(d) SST, 850 hPa vorticity, vertical wind shear, and 200hPa divergence for El Nino years. (e)-(h) same as (a)-(d) but for La Nina years.

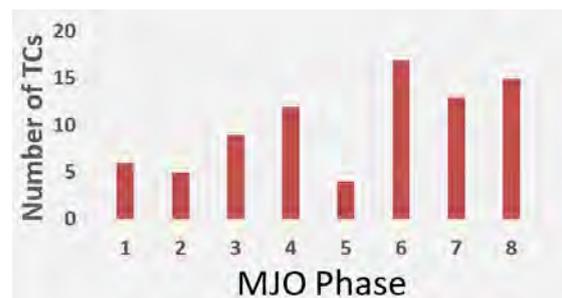


Figure 7: Summary of TCs by MJO phases.

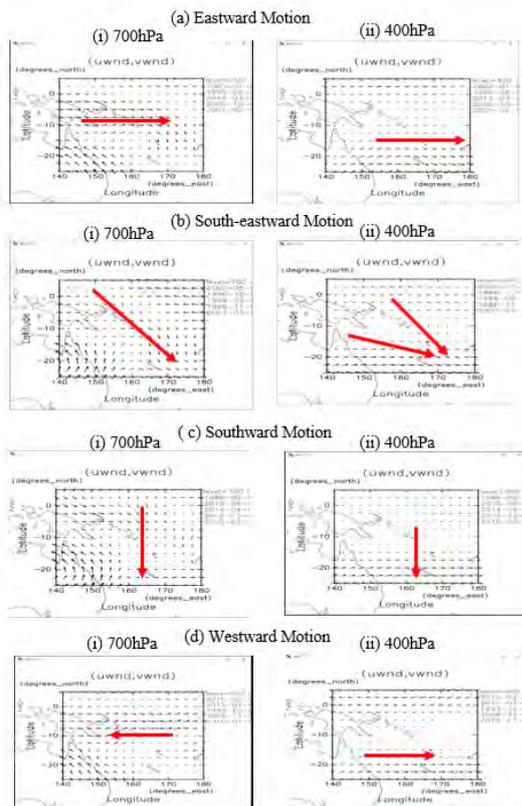


Figure 8: (a)-(d) eastward, south-eastward, southward, and westward steering motions respectively at (i)-(ii) 700-400hPa mean steering flow pattern.

## Reference

Bureau of Meteorology (BoM) data, 2017: Tropical cyclone plotting information/ intensity scale comparison. Accessed 20<sup>th</sup> February 2017, [https://www.australiasevereweather.com/cyclones/tropical\\_cyclone\\_intensity\\_scale.htm](https://www.australiasevereweather.com/cyclones/tropical_cyclone_intensity_scale.htm).

Chand, S. S., and K. J. E Walsh, 2010: The Influence of the Madden-Julian oscillation on tropical cyclone activity in the Fiji region. *J. Climate*, **23**, 868-886.

K. Emanuel, 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclone over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686-688.

Izuka, S., and Matsuura, T., 2012: Analysis of Tropical Cyclone Activity in the Southern Hemisphere using Observation and CGCM Simulation. *Cyclones: Formation, Triggers, and Control*, Oouchi, K, Fudeyasu, H., Nova science, publishers, Inc., 37-59.

NOAA, 2017: International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS). Accessed 16<sup>th</sup> January 2017, <https://www.ncdc.noaa.gov/ibtracs/index.php?name=wmo-data>.

Webster P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H. -R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone

number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844-1846.

Ramaswamy, V., Hurrell, J.W., and Meehl, G. A., 2006: Why do temperatures vary vertically (from the surface to stratosphere) and what do we understand about why they might vary and change over time. *Temperature trends in the lower atmosphere-understanding and reconciling differences*. 15-28

Sugi, M., 2012: Reduction of Global Tropical Cyclone Frequency Due to Global Warming. *Cyclones: Formation, Triggers, and Control*, Oouchi, K, Fudeyasu, H., 115-123

Trenberth, K. E., and L. Smith, 2006: The vertical structure of temperature in the tropics: Different flavors of El Niño. *Journal of Climate*, **19**, 4956-4973, doi:10.1175/JCLI3891.1.

Tsutsui, J., 2012: Estimation of changes in tropical cyclone intensities and associated precipitation extremes due to anthropogenic climate change. *Cyclones: Formation, Triggers, and Control*, Oouchi, K, Fudeyasu, H., 125-141

Vincent, E. M., M. Lengaigne, C. E. Menkes, N. C. Jourdain, P. Marchesio, and G. Madec, 2009: Interannual variability of the South Pacific convergence zone and implications for tropical cyclone genesis. *Climate dynamics*, **36**, 1881-1896.

# JMA-NHM を用いた冷氣塊を要因とした顕著現象調査

根間幸美、金城康広、渡真利明、阿波連正、平仲裕一（沖縄気象台）、仲田真理子（南大東島地方気象台）

## 1. はじめに

沖縄地方では、線状降水帯によって大雨となる要因の一つとして冷氣塊による影響が示唆される事例が多くある。一方で、その移動や強度については、現業モデル予想と異なることが多い。

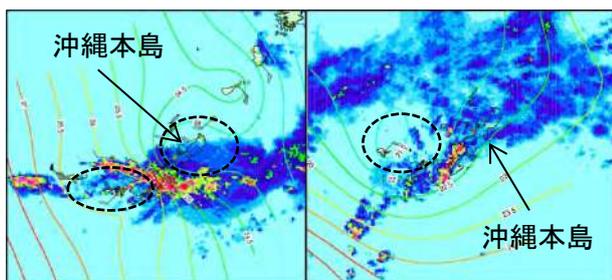
本調査では、降水の強化に冷氣塊の影響が報告されている 2015 年 5 月 28 日（以下、事例 1）、2014 年 11 月 28 日（以下、事例 2）の沖縄本島の大雨事例について、気象庁非静力学モデル（以下、JMA-NHM）を用いた実験を行い、冷氣塊の形成過程、降水域の移動や強化の要因を調査することを目的とした。

## 2. 2015 年 5 月 28 日（事例 1）と 2014 年 11 月 28 日（事例 2）の環境場

事例 1 の地上天気図（2015 年 5 月 28 日 09 時（以下、無表記は JST））では、沖縄本島の北西海上に低気圧があり、沖縄地方は暖湿気が流入していた。また、事例 2 では、2014 年 11 月 28 日 21 時には九州の西の低気圧から東シナ海に寒冷前線がのびており、沖縄地方は暖域内にあった。両事例ともに、衛星画像では東シナ海に暗域が見られ、テーパリング状の発達した対流雲が沖縄本島にかかっていた。

事例 1 では 14 時頃から本島中北部を中心に非常に激しい雨、事例 2 では、17 時頃から本島中部で猛烈な雨が解析された。

両事例ともに、アメダスや地上気象観測から、下層の収束により、降水域が発生し、その周辺では、相対的に気温の低い領域が観測されていた（第 1 図）。また、アメダスでは、事例 1 の宮城島で 15 時頃から 2.2℃、事例 2 の久米島で 14 時頃に 5.2℃の気温低下がみられた。



第 1 図 左：事例 1 2015 年 5 月 28 日 16 時、右：事例 2 2014 年 11 月 28 日 17 時のレーダーと地上の等温線。黒丸破線は相対的に低温域を示す。

## 3. 気象庁現業ルーチンモデルの予想

気象庁現業 MSM および LFM 初期値（事例 1: 2015 年 5 月 28 日 00UTC、事例 2: 2014 年 11 月 28 日 03UTC）の FT6 の予想資料では、両事例ともに沖縄本島に大雨を降らせた降水域の位置や強度が実況と異なっていた（図略）。

観測結果や MSM 等より、地表面の相対的な低温域には、冷氣塊が形成され降水域の強化につながったと考え、その影響を確認することを目的に JMA-NHM による実験を行った。

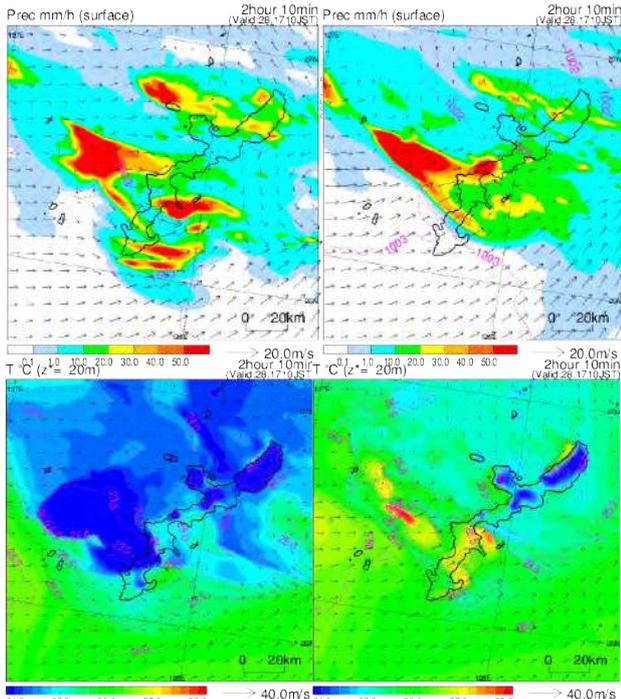
## 4. JMA-NHM の結果と考察

5km では、両事例の再現実験として、①雲物理過程のみの実験（以下、標準実験）と②積雲対流パラメタリゼーションに Kain-Fritsch スキームを用いた実験（以下、K-F スキーム実験）および、③降水粒子蒸発効果除去の感度実験（以下、蒸発除去実験）を行った。5km の感度実験の結果から、降水粒子の蒸発効果が冷氣塊の強化に寄与していることが示された（図略）。

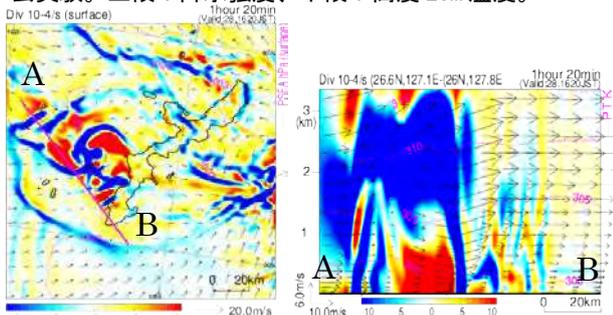
さらに、1km での標準実験と蒸発除去実験を行った。事例 1 では②K-F スキーム実験（FT3）、事例 2 では①標準実験（FT2）をそれぞれ 5km 親モデルとしてネストした。

事例 1 の 1km 結果より、本島中部付近の降水域の下で冷氣塊が強化され、冷氣塊の境界部分で下層収束が強められる様子が確認できた（第 2 図、第 3 図）。また、下層収束の状況からメソ低気圧が形成、強化されるとともに、冷氣塊の広がりにより下層収束の位置が南に移動することがわかった。さらに、気塊の動きを可視化する流跡線解析により、水蒸気画像の暗域に対応した中層の乾燥空気が沖縄本島の西海上に流入している様子が確認できた（第 4 図）。

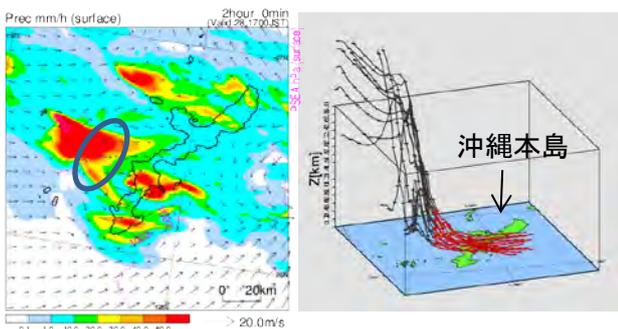
事例 2 の 1km 結果では、降水粒子の蒸発効果によって、冷氣塊が強化されることにより、冷氣塊境界部分の温度傾度が増大することでメソ低気圧を強化し、かつ下層収束が強化されていた（第 5 図）。また、メソ低気圧の強化が降水域を移動させていることが示唆された。さらに、流跡線解析では、高度 600m の空気塊が低気圧性循環の対流によって、高度 5km まで持ち上げられている様子が確認できた（第 6 図）。



第2図 事例1のNHM1km実験結果(2015052806UTC初期値の130分後の予想)。左列：標準実験、右列：蒸発除去実験。上段：降水強度、下段：高度20m温度。



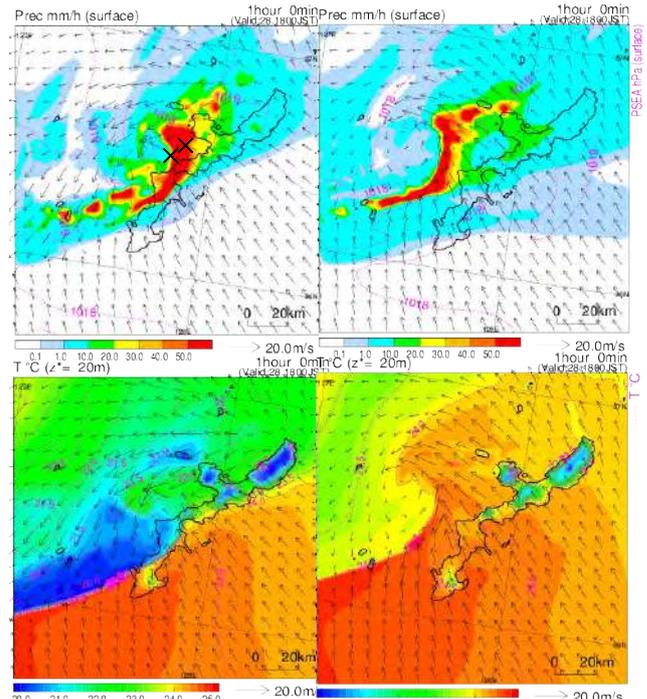
第3図 事例1のNHM1kmの発散(2015052806UTC初期値80分後)左：地表面図、右：左図AB間断面図。



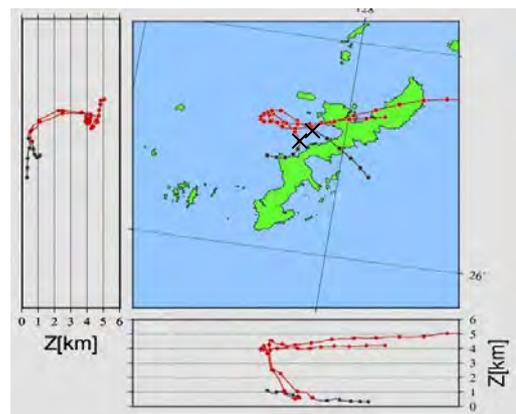
第4図 事例1のNHM1km実験結果(2015052806UTC初期値の120分後)左：同時刻の降水強度、右：流跡線解析(左図の丸円部分にトレーサーを配置。黒：後方流跡線解析、赤：前方流跡線解析)

## 5. まとめ

JMA-NHMの実験結果から、中下層に乾燥域が流入し、降水粒子の蒸発によって、周囲の空気を冷やし、下層に冷氣層を形成した結果、下層収束が



第5図 事例2のNHM1km実験結果(2014112808UTC初期値60分後の予想)。左列：標準実験、右列：蒸発除去実験。上段：降水強度、中段：高度20m温度。



第6図 事例2のNHM1km(2014112808UTC初期値)60分後の流跡線解析(×印の位置にトレーサーを配置。黒：後方流跡線解析、赤：前方流跡線解析)。

強化されることが示された。これは、西村・加藤(2004)の冷氣塊形成過程の概念モデルに沿った推移であることを確認した。

また、冷氣塊の境界付近では、温度傾度が增大することで、メソ低気圧が強化され、かつ下層収束が強まる事によって、降水域が発達することが示された。このことにより、メソ低気圧の強化が降水域を移動させることにも影響していることがわかった。

現業モデルでは、冷氣塊の強化の表現が弱いため、下層収束の表現が弱く、降水域の強化と位置が異なっていることがわかった。

# ウィンドプロファイラによる風速観測データの品質向上を目指した信号処理手法の開発

山本真之<sup>1</sup>・川村誠治<sup>1</sup>・杉谷茂夫<sup>1</sup>・雨谷純<sup>1</sup>・山口弘誠<sup>2</sup>・中北英一<sup>2</sup>

1: 情報通信研究機構 2: 京都大学防災研究所

## 1. ウィンドプロファイラ(WPR)

ウィンドプロファイラ(Wind Profiler Radar; WPR)は、晴天域における風速 3 成分(鉛直流・東西風・南北風)の高度プロファイルを計測する観測機器である。乱流等が引き起こす気温・水蒸気の変動は、大気中における電波の散乱を発生させる。WPR は、レーダー波長の半分のスケールを持つ電波散乱(ブラッグ散乱)によるエコー(大気エコー)を受信する。大気エコーは背景風により移動するため、大気エコーのドップラー速度を用いることで、風速 3 成分の高度プロファイルを計測できる。

## 2. WPR による風速観測データの品質向上を目指した信号処理手法の開発

WPR においては、受信されたドップラースペクトルに非所望のエコー(クラッタ)が混入した場合に、大気エコーのスペクトルパラメータ(エコー強度・ドップラー速度・スペクトル幅)における推定精度が低下する問題がある。地表に存在する建物・樹木・車両などのほか、空中に存在する鳥・虫・飛行機などもクラッタ源となる。WPRによる風速観測データの品質を向上させるためには、クラッタの混入による悪影響を低減する必要がある。

アダプティブクラッタ抑圧(Adaptive Clutter Suppression; ACS)は、サブアレイと適応信号処理を用いてレーダービームのサイドローブパターンを制御することにより、クラッタを動的に抑圧する観測手法である<sup>[1]</sup>。情報通信研究機構の有する 1.3GHz 帯 WPR(通称 LQ-13)を用いることで、既設の WPR に付加できる ACS システムが開発された<sup>[2]</sup>。開発された ACS システムは、クラッタ受信用サブアレイを用いることで、クラッタを受信する。

ACS により十分に抑圧されないクラッタに対しては、スペクトルパラメータを推定するための信号処理を工夫することで、クラッタによる悪影響を低減することを目指している。大気エコー以外のエコーが混入した場合も、大気エコーが卓越して存在するドップラー速度の範囲におけるドップラースペクトルのみを用いたスペクトルパラメータの推定を行うことで、スペクトルパラメータの推定精度の低下を小さくできる<sup>[3]</sup>。ただし、この方法を用いる場合も、ACS によりクラッタがなるべく低減されることが望ましい。

レンジイメージング(Range IMaging; RIM)は、多周波切り替え送信と適応信号処理を用いることで、レンジ分解能を向上させる観測手法である。オーバ

ーサンプリング(OverSampling; OS)は、レンジ方向における受信信号のサンプリング間隔を送信パルス幅に相当するレンジ間隔よりも小さくすることで、レンジ方向における受信信号の情報を増やす観測手法である。LQ-13 は、RIM と OS の機能を持つ。ACS、スペクトルパラメータ推定処理、及び高レンジ分解能の測定により、風速観測データの品質を向上させる信号処理手法の開発に取り組んでいる。

WPR の設置場所により、クラッタの様相は大きく異なる。そのため、異なる場所に設置された WPR を用いることで、クラッタの持つ多様な特性に対処できる信号処理手法を開発することが望ましい。2017 年に、京都大学防災研究所が、RIM 及び OS 機能を持つ境界層レーダ(通称 LQ-7)を阪神高速蓮宮換気所(兵庫県神戸市)に設置した。LQ-7 には、クラッタ受信用サブアレイを備えた ACS システムが付加されている。現在、LQ-13 と LQ-7 を用いることで、風速観測データの品質向上を目指した信号処理手法の開発が可能となっている。発表では、これまでの取り組みを紹介する。

## 謝辞

本課題の一部は、科研費挑戦的萌芽研究(課題番号 16K12861)及び科研費基盤研究 S(課題番号 15H05765)による助成を受けている。

## 参考文献

- [1] Hocking, W. K., J. Röttger, R. D. Palmer, T. Sato, and P. B. Chilson, Atmospheric Radar, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, pp. 301-305, 2016.
- [2] Yamamoto, M. K., S. Kawamura, and K. Nishimura, Facility implementation of adaptive clutter suppression to an existing wind profiler radar: First result, IEICE Communications Express, **6(9)**, pp. 513-518, doi:10.1587/comex.2017XBL0075, 2017.
- [3] Gan, T., M. K. Yamamoto, H. Hashiguchi, H. Okamoto, and M. Yamamoto, Spectral parameters estimation in precipitation for 50 MHz band atmospheric radars, Radio Science, **50(8)**, pp. 789-803, doi:10.1002/2014RS005643, 2015.

# 2016年10月12日与那国島での大雨事例解析

## -下層 AMV を用いた実況監視の検討-

佐藤幸隆（石垣島地方气象台）

### 1 はじめに

2016年10月12日の夜遅くから13日未明にかけて、与那国島周辺で対流雲が発達し、与那国島アメダスで23時12分までの1時間に68mmを観測し、与那国島近海でも解析雨量で90mmを観測する大雨となった。しかし、事前にモデルでの大雨の予想は無かった。今回の調査では各観測資料や数値モデルを用いて現象の解析を行い、大雨の発生メカニズムを明らかにすることを目的に調査を行った。

### 2 調査方法

地上・高層天気図や衛星画像を用いた実況解析、アメダス、レーダー画像、ウィンドプロファイラ（WPR）等の実況値を用いて調査を行った。また本調査では、気象衛星ひまわりによる大気追跡風のデータも利用した。併せて全球モデル（GSM）・メソモデル（MSM）初期値による客観解析の結果も用いて大気の状態を解析した。

### 3 大気追跡風（AMV）について

大気追跡風（Atmospheric Motion Vector: AMV）は、連続する複数の衛星画像から雲や水蒸気パターンを追跡することで風ベクトルを算出するプロダクトである。AMVは時間的に連続する3枚の衛星画像を用いて、相関係数を利用した相互相関法から算出される。また高度は赤外輝度温度と数値予報モデルの鉛直気温プロファイルから推定される。なおAMVの詳細な算出方法は、林・下地(2013)及び下地(2017)を参照のこと。

### 4 結果

#### (1) 総観場

12日21時の地上天気図では、大陸からの高気圧の張り出しの中であった一方で300hPaの高層天気図を見ると、-30℃の寒気を伴った寒冷低気圧が与那国島南海上から北上していた。同時刻の衛星水蒸気画像では、寒冷低気圧前面の暗域が与那国島地方に接近していたことがわかる（図1）。

#### (2) 観測データ

図2に12日19時30分～23時までの与那国島WPRの結果を示す。WPRの結果では、2km以下

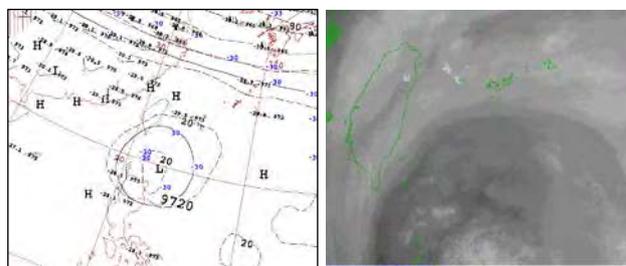


図1：2016年10月12日21時の300 hPa 高層天気図(左)  
衛星水蒸気画像(右)

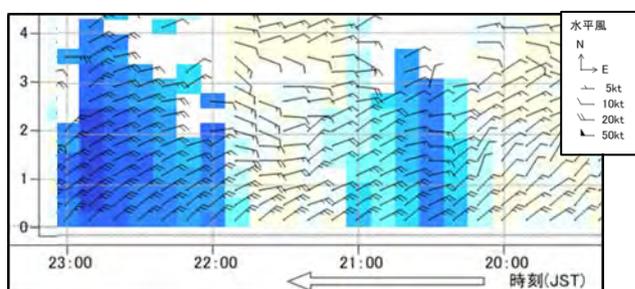


図2：与那国島 WPR 2016年10月12日19:30~23:00

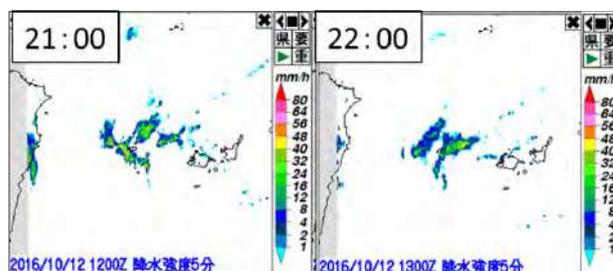


図3：レーダー降水強度 2016年10月12日21時(左)  
22時(右)

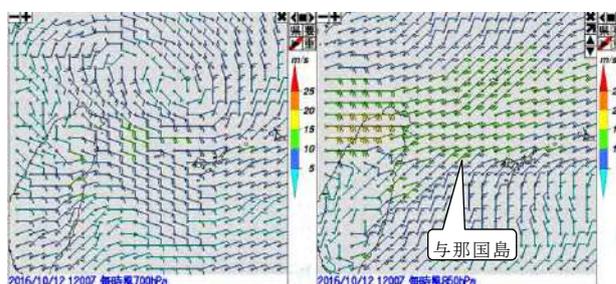


図4：2016年10月12日21時の毎時大気風解析  
700 hPa(左) 850 hPa(右)

の下層で、25 kt 程度の北東風が20時頃から吹き出しているのがわかる。また同時刻の毎時大気風解析では、850 hPa 付近に速度差による収束域が見られ、降水と対応しているのがわかる（図3、

図4右)。

## 5 考察

### (1) 下層風の強まりについて

与那国島 WPR では20時頃から下層風の強まりを捕らえていた。そこで、この風の強まりの原因について検討した。まず700 hPaでの21時の毎時大気風解析では、東シナ海に高気圧性循環を解析しており(図4左)、また21時の石垣島と台北での高層観測の結果では、どちらも700~710 hPa付近に逆転層が認められ、これは沈降性逆転層であると考えられる(図5)。よって、毎時大気風解析で見られた東シナ海に中心を持つ高気圧性循環からの流れにより、下層風の強まりが発生したことがいえる。そこで、この下層風の強まりをAMVが捕らえていたか検証した。図6に21時850 hPaのAMVと21時850 hPaを予想した15時初期値のMSMの風速を比較したもの、また21時のAMVと毎時大気風解析の風速を比較したものをそれぞれ示す。使用したAMVデータは品質管理値(Quality Indicator: QI; Holmlund, 1998)0.85以上のデータを使用した。AMV対MSMでは、明瞭な速度差は無く、AMV対毎時大気風解析では、毎時大気風解析の方がAMVより風の強まりを表現していた。従来から下層AMVは推定が困難な部分が多く、降水

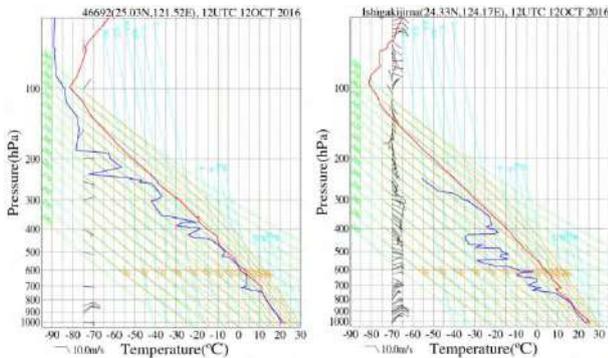


図5: 2016年10月12日21時のエマグラム  
台北(左)石垣島(右)

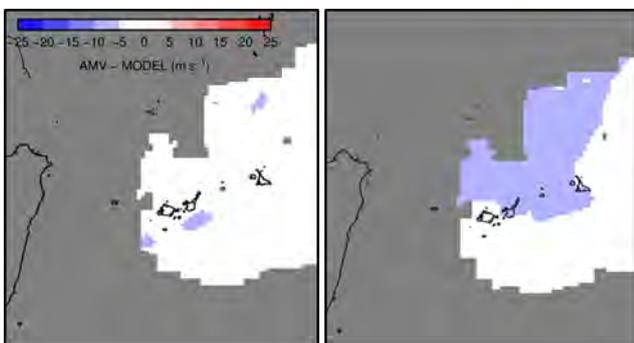


図6: 2016年10月12日21時850 hPaのAMV対10月11日15時初期値のMSMの風速差(左)同時刻、同高度のAMV対毎時大気解析の風速差(右)

域に対応した下層風を推定できなかったものと考えられる。

### (2) 寒冷低気圧について

中・上層の不安定を診断する方法として、渦位を用いた調査が行われている(例えば、坪木・小倉, 1999)。そこで渦位の分布を全球モデル・メソモデルそれぞれで確認したところ、メソモデルでは弱いながら渦位域の侵入があった(図7)。降水が強まるタイミングで暗域・渦位の侵入が見られることから、寒冷低気圧・暗域の接近に伴う降水域の誘発が起こっていた可能性は否定できない。

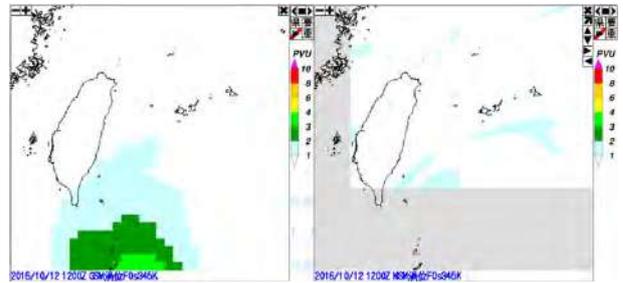


図7: 2016年10月12日21時の345 K等温位面渦位  
全球モデル解析値(左)メソモデル解析値(右)

## 6 おわりに

各種観測データや客観解析資料から、与那国島で発生した大雨の発生メカニズム、特に下層風の強まりの原因について明らかにすることができた。しかし下層AMVの利用について検討したが課題が残った。下層AMVについては、今後より様々な事例について検討が必要である。

## 謝辞

本調査で使用したAMVデータは気象衛星センターより提供していただきました。紙面を借りて厚く感謝いたします。

## 参考文献

- 林昌宏・下地和希(2013)大気追跡風算出アルゴリズム. 気象衛星センター技術報告, 58, 1-109.
- Holmlund, K. (1998) The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, 13, 1093-1104.
- 下地和希(2017)ひまわり8号大気追跡風アルゴリズムの紹介. 気象衛星センター技術報告, 62, 73-77.
- 坪木和久・小倉義光(1999)雷雨を伴った寒冷渦の渦位事例解析, *天気*, 105, 11-17.

# 2017年台風第18号の OUTER レインバンドに対する台湾地形の影響

細川 椿・山田 広幸・(琉球大学理学部)

## 1. はじめに

2017年の台風第18号は、9月13日に沖縄県へ最接近し、宮古島では約500mmの降水量が観測された。一方、沖縄本島(那覇)では、最接近の13日(27.5mm)よりも、14日(36.0mm)の方が観測雨量は大きかった。これは、台風第18号の OUTER レインバンド(図1)がもたらした降雨によるものである。このような沖縄に接近する台風の OUTER レインバンドについて、台湾の地形が風下で収束をもたらし、降水帯の発達に寄与する可能性を先行研究は示している(安倍2014卒業研究, 藤塚2016卒業研究)。本研究では台風第18号について、雲解像モデルを用いて数値実験を行い、台湾の地形がレインバンドの発達に与える影響を明らかにする。

## 2. 使用データと解析方法

本研究では、名古屋大学の雲解像モデル CReSS (坪木2006)による水平解像度5km数値実験の結果を用いた。初期値は気象庁全球数値予報モデル(GSM)を使用し、計算期間は初期時刻である2017年9月13日0300JSTより48時間、計算領域は東経115.0-135.0度、北緯15-35度の範囲である。標準実験(CNTL)において、台風18号は気象庁ベストトラックより15hPa中心気圧が高かったが、台湾を迂回する風の流れを再現できていた。台湾の地形の影響を調べるため、台湾の地形データを削除した感度実験を行った(NoTW)。中国大陸を削除した実験も行ったが、ここでは省略する。

## 3. 結果と考察

レインバンドの発達期である1500JSTの降雨分布をレーダー雨量と比較した(図1,2)。再現されたバンドの降雨分布や強度はそれほど大きな違いは見られなかったが、台湾の風下側で長さに違いが見られた(矢印の位置)。台風の降雨は、鉛直シアアの風下側(DS)で強まることが知られている(Corbosiero and Molinari 2002)ので、台風の中心から半径500kmの範囲で、上層(850hPa)と下層(200hPa)で平均した風ベクトルから鉛直シアアを

求めた。それぞれのシアベクトルは、北東を向き、大きさは約9m/sだった(図3)。図2において、注目するレインバンドの先端部(太い矢印)はシアベクトルと直交する方向に位置しており、鉛直シアア以外の要因が発達に寄与していると考えられる。よって、これ以降は台湾風下の収束域に注目する。CNTLでは、台湾東岸からレインバンドまで暖かく湿った空気が収束している(図4)。これは、北西からの乾いた空気が海洋から顕熱及び潜熱の供給を受け、加熱・加湿されながら暖かく湿った南西風と収束したことによる(図5)。収束帯周辺の大気安定度を調べる為、自由対流高度(LFC)を計算した。LFCが低いほど大気は不安定であり、空気塊はLFCを超えると自身の浮力に従い、自発的に上昇することが出来る。どちらの実験でも、台湾東岸は全体的に自由対流高度が低くなっていたが、NoTWは、台風外縁の下降流により下層の相当温位が低下し、宮古島のあたりでLFCの高い領域が広く存在しており、対流の発生が抑制されていた(図6)。図6の直線に沿った相当温位とLFCの鉛直断面を図7に示す。CNTLではLFCの低い場所で対流が発生している(矢印)が、NoTWでは、暖かく湿った空気の収束が弱く、LFCも高かったため、対流に至らなかった。このことから、レインバンドの先端部では、地形による収束が発達に寄与していたと考えられる。

## 4. まとめと今後の課題

CReSSを用いた数値実験により、台風第18号の OUTER レインバンドの発達には北東向きの鉛直シアアだけでなく、台湾の地形によって形成された収束帯が限定的ながら貢献していたことがわかった。地形の役割は、台風の位置によっても異なると考えられるので、さらに事例を増やす必要がある。

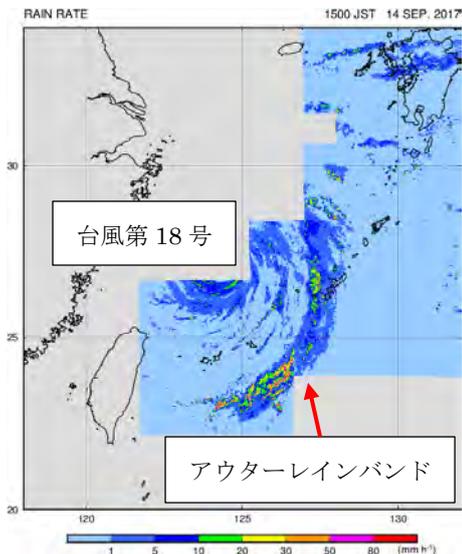


図 1 台風 18 号の降水強度

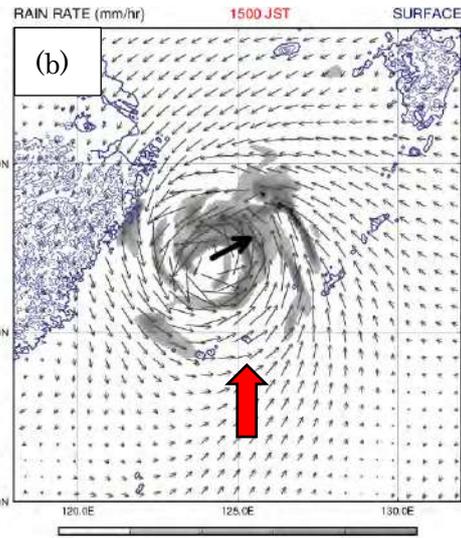
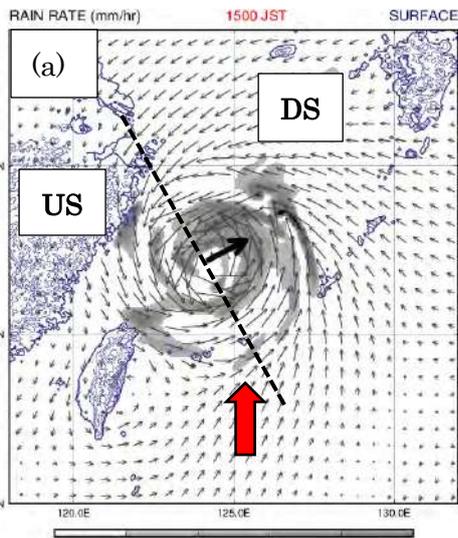


図 2 1500JSTにおける降水強度の分布と鉛直シア (a)CNTL (b)NoTW

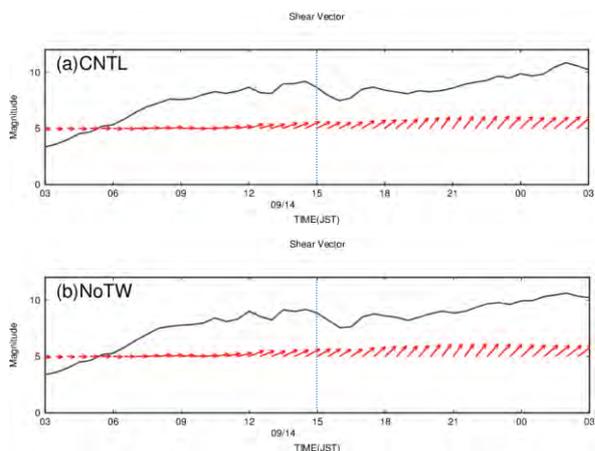


図 3 鉛直シアベクトルと強度の時間変化  
破線は図 2 の時刻を示す。

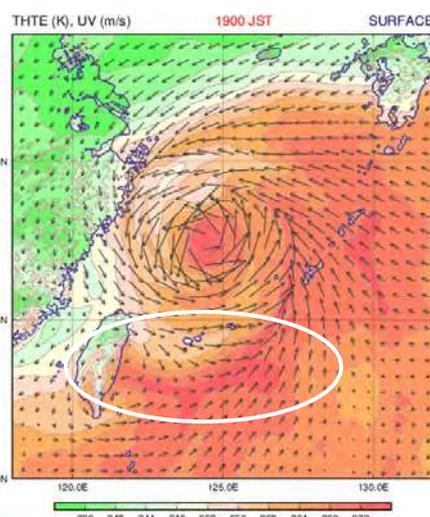


図 4 1900JST の地上の相当温位と水平風の分布(CNTL)

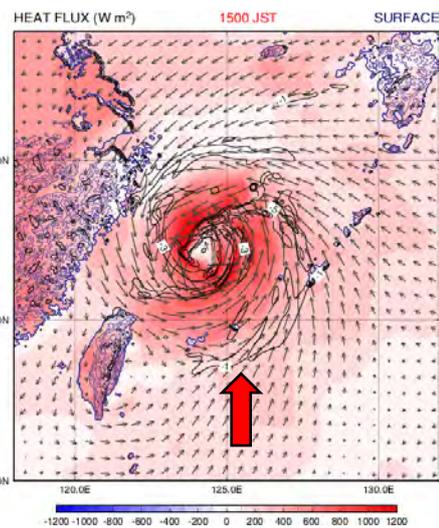


図 5 1500JST 顕潜熱フラックスの分布と負の水平発散量分布(CNTL)  
等値線は、負の水平発散量を示し、これは収束を意味する。

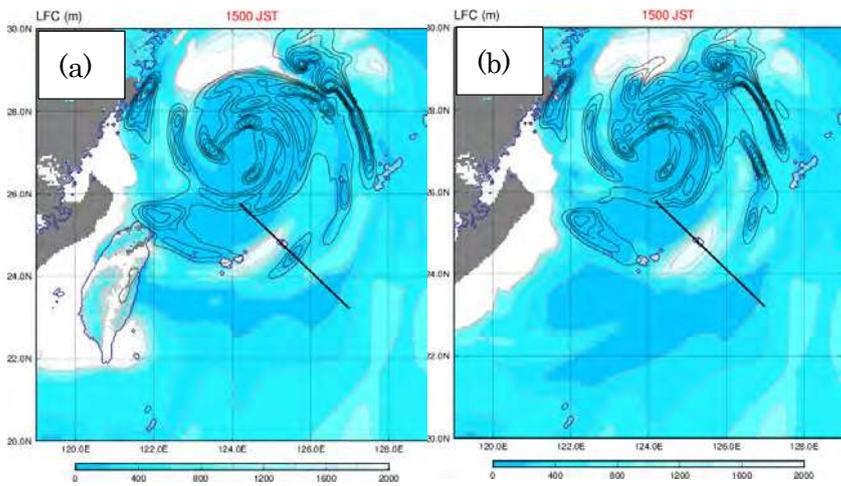
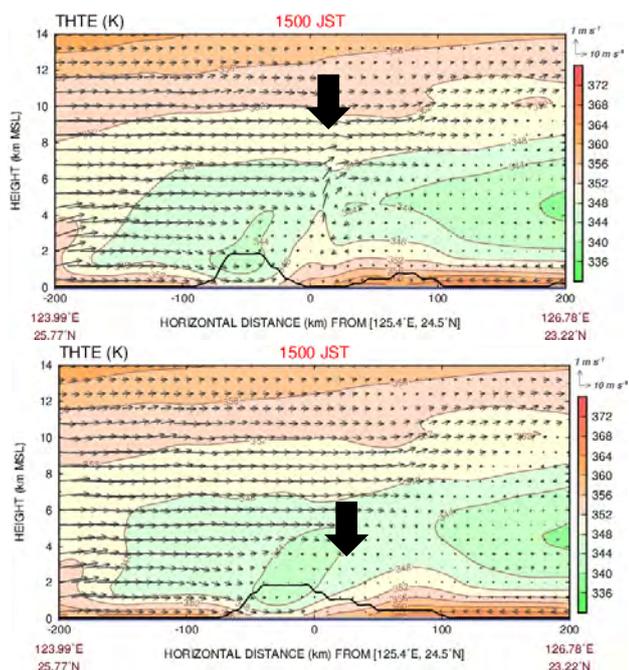


図 6 1500JST の自由対流高度と降雨分布 (a) CNTL (b) NoTW  
等値線は降雨強度を表し、直線は断面図を取った断面線を示す。

➤ 図 7 1500JST 相当温位分布の断面図。  
黒線は LFC を示す。断面線は図 6 を参照。  
(上)CNTL (下)NoTW



# 梅雨前線帯の変動に対する外部強制の影響

前川いつみ, 伊藤耕介 (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

通常、梅雨前線は相当温位の水平勾配が大きいところに引かれる (図 1)。最も激しい降水は、前線から 100~300 km 南に現れることが多く、これを含めた前線近傍は梅雨前線帯と呼ばれるが、九州北部豪雨の直前の 2017 年 7 月 3~4 日には、総観場の相当温位勾配が大きい 300 km 以上南側に新たな降水帯が発生した。本研究では、この梅雨前線帯の変動を詳しく見るため、数値実験を実施し、結果を解析した。さらに、いくつかの条件を改変した実験を行い、梅雨前線帯に影響を及ぼす外的要因について調べた。

## 2. 標準実験の設定

気象庁非静力学モデル NHM を用いて、東経 135 度、北緯 35 度を中心に数値実験を行う。計算領域は東西(x)方向 800 km、南北(y)方向 1000 km、上端は 22 km で、格子点数はそれぞれ 401、501、30 で、水平格子間隔は 2 km である。積分期間は 7 月 3 日 00UTC より 2 日間と

し、初期値・境界値は気象庁全球解析を用いる。雲物理は微物理過程のみを用い、境界層スキームとしては MYNN3(Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino Level 3)を用いた。

結果を解析するために使用した相当温位 $\theta_e$ は、以下の式で定義する。

$$\theta_e = T \times (1000/(p - e))^{\frac{R_d}{C_{pd}}} \times (T/T_{icl})^{0.28x} \times \exp((3036/T_{icl}))$$

$p$  は気圧 (hPa)、 $R_d/C_{pd}$  は乾燥空気の (気体定数/定圧比熱) = 0.2854、 $x$  は水蒸気混合比 (kg/kg)、 $e$  は水蒸気圧 (hPa)、 $T_{icl}$  は持ち上げ凝結高度における温度 (K) である。

## 3. 標準実験の結果

3 日 03UTC の総観場における相当温位勾配が大きい地域の降水 (図 2) と総観場の相当温位勾配がそれほどない 18UTC の朝鮮半島南端での降水は、標準実験で再現できていることが確認できる (図 3)。降水帯の形成にあたって、

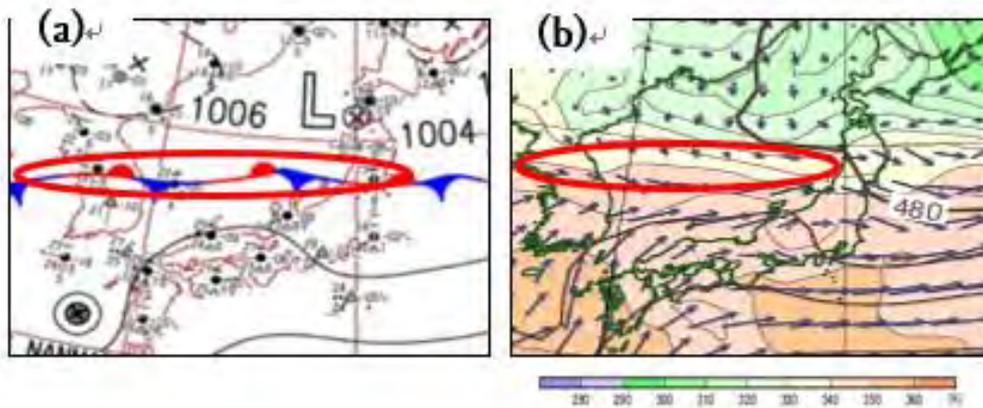


図 1 : 2017 年 7 月 3 日 18UTC (a) 地上天気図 (b)  $p = 950$  hPa における相当温位 (K)

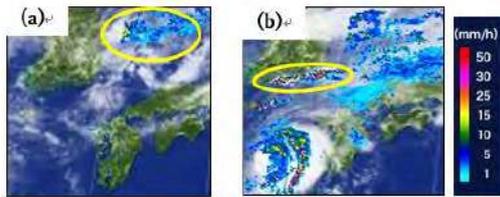


図 2：7月3日における解析雨量  
(a)03UTC (b)18UTC

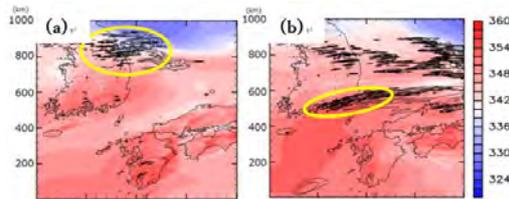


図 3：図 2 と同時刻の標準実験の相当温位と降水分布 (a)03UTC (b)18UTC

風速場の状況を確認すると、南西にいる台風3号に伴う南風により、高い相当温位が輸送されていることがわかる(図 4(a))。さらに、 $x=240$  kmの南北鉛直断面図で、下層からの上昇流が見られることから、朝鮮半島南端に水平収束があることも分かる(図 4(b))。降水帯形成もその地点から始まっているため、朝鮮半島の地形がこの降水帯の形成に影響していた可能性がある。

詳細は割愛するが、台風3号が東に移動したあと、北風によって総観場の相当温位勾配の大きな領域も南下し、梅雨前線帯も全体として南下した。これにより、島根県では特別警報が発表され、さらに、その翌日には九州北部豪雨が発生している。

#### 4. 追加実験

標準実験により得られた降水帯形成に関する仮説を検証するため、朝鮮半島の地形の摩擦特性を海洋上と同様にした追加実験(Cont-)を行った。また、上層にある亜熱帯ジェッ

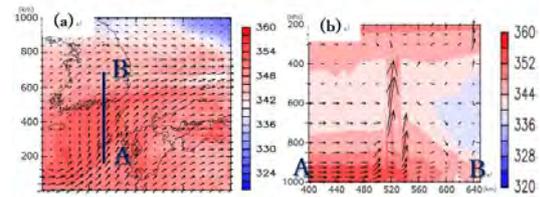


図 4：図 5：7月3日18UTCにおける標準実験  
(a)  $p=925$  hPa における風速の水平分布 (b) 実線 AB の鉛直断面図

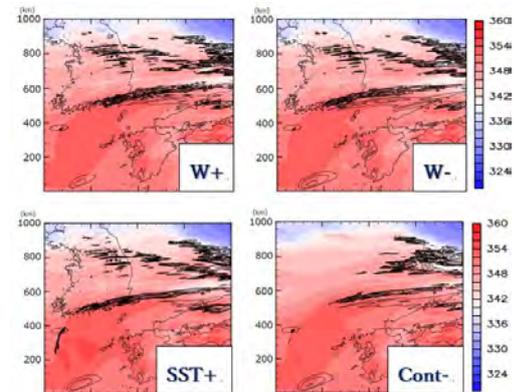


図 5：7月3日18UTCにおける各実験の相当温位と降水分布

ト気流や海水温の高さが降水帯形成に寄与した影響も考えられるため、上層の風速場を強化した実験(W+)、弱化した実験(W-)の2つ、海面水温を海洋全体で $2^{\circ}\text{C}$ 上げる実験(SST+)も行った。

標準実験と比較すると、各実験とも南西にある台風3号から高い相当温位を供給されており、相当温位分布に関して大きな変化は見られなかった。一方、降水帯形成に関しては、SST+とCont-に標準実験との大きな違いが見られた(図 5)。

SST+では3日20UTCまでに、標準実験に対して西側に長い降水帯が形成された。この降水帯の違いは、水蒸気増加による下層大気の不安定化が原因と考えられる。Cont-では3日18UTC時点で、標準実験よりも東側で降

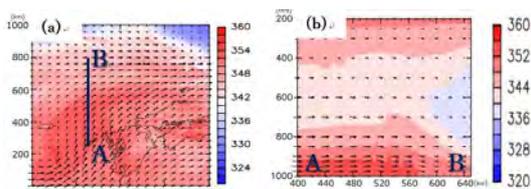


図 6: 7 月 3 日 19UTC (a)  $p = 925 \text{ hPa}$  における風速の水平分布 (b) 実線 AB の鉛直断面図

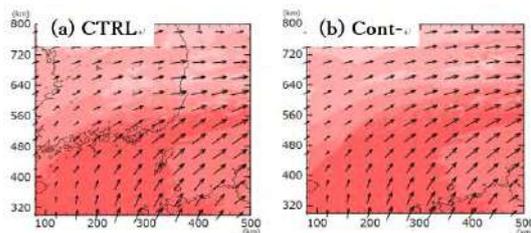


図 7: 朝鮮半島南端における風速場を拡大したもの

水帯が形成され始め、時間とともに西へ伸びていた。3 日 19UTC の標準実験と、図 6(a) の Cont- の  $p = 925 \text{ hPa}$  における風速場に注目すると、台風 3 号によって南西から輸送されていた風の水平収束は、Cont- 実験では弱くなっている。さらに同時刻の図 6(b) に示すように、Cont- 実験の  $x = 240 \text{ km}$  における南北断面図では、上昇流は見られなかった。これらの数値実験結果は、台風 3 号から大量の水蒸気の供給と、朝鮮半島の地形の摩擦特性による下層収束の促進が、降水帯形成の外的要因であることを改めて確認させるものであった。

## 5. まとめ

2017 年 7 月 3 日に、総観場の相当温位勾配が大きい地点から 300 km 以上南の朝鮮半島に形成された降水帯の成因について数値実験

を行った。数値実験の結果、台風 3 号により湿った空気が南から運ばれ、朝鮮半島南端での摩擦収束により上昇流が強められ、降水帯を形成したものと考えられる。また、このことを感度実験により明らかにした。

## 参考文献

Kato, T., 2006: Structure of the Band-Shaped Precipitation System Inducing the Heavy Rainfall Observed over Northern Kyusyu, Japan on 29 June 1999., *J. Meteorol. Soc. Japan*, **84**, 129-153.

小倉義光, 2009: 一般気象学 [第 2 版], 東京大学出版会, 320 pp.

茂木耕作, 2012: 梅雨前線の正体, 東京堂出版, 168 pp.

気象庁ホームページ

<http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/data/hibiten/2017/1707.pdf>

<http://www.data.jma.go.jp/add/suishin/jyouhou/pdf/371.pdf>

富山地方気象台ホームページ

<http://www.jma-net.go.jp/toyama/data/data12.html>

日本気象協会ホームページ

[www.tenki.jp/past](http://www.tenki.jp/past)

国立情報学研究所ホームページ

<http://agora.ex.nii.ac.jp/cgi-bin/weather-chart/calendar.pl?lang=ja>

琉球大学気象学研究室ホームページ

[http://sm1022.skr.u-ryukyu.ac.jp/met\\_rq/weatherS/weather\\_HimawariCU\\_asia.html](http://sm1022.skr.u-ryukyu.ac.jp/met_rq/weatherS/weather_HimawariCU_asia.html)

[http://w3.u-](http://w3.u-ryukyu.ac.jp/met_rq/weather/weather_jra55_asia.htm)

[ryukyu.ac.jp/met\\_rq/weather/weather\\_jra55\\_asia.htm](http://w3.u-ryukyu.ac.jp/met_rq/weather/weather_jra55_asia.htm)

# 沖縄フェーズドアレイ気象レーダーで観測された積乱雲の3次元構造

\*佐藤 晋介、岩井 宏徳、川村 誠治、花土 弘、中川 勝広、雨谷 純 (NICT)

## 1. はじめに

局地的大雨や竜巻・突風の早期探知と予測を目指して開発したフェーズドアレイ気象レーダー(PAWR)は、詳細な3次元データを30秒毎に観測できる。XバンドのPAWRは半径60 km、高度16 kmの観測範囲において、距離分解能100 m、方位角分解能 $1.2^\circ$ 、仰角分解能 $1.0^\circ$ で降水強度、ドップラー速度などのデータを30秒間で取得できる。2014年3月に恩納村のNICT 沖縄電磁波技術センターに設置された沖縄PAWRは、メンテナンス期間などを除いて4年間近くほぼ連続して観測を実施してきた。本研究では、亜熱帯海洋性気候の沖縄本島周辺で観測される様々な降水システムについて、その詳細な3次元構造の変化を30秒毎のアニメーションで調べることで、まずはその形態などについて考察する。

## 2. 解析事例とその概要

沖縄PAWRで観測された多くの降雨事例から、Web公開しているNICTのPAWR観測データページと沖縄気象台発表の顕著現象報告を参考に4つの特徴的な事例を選択した。CASE-1:2016年8月20日に沖縄本島南部から中部で発生した孤立積乱雲とその後の発展(図1)。CASE-2:2017年11月17日に糸満市及び南城市に突風をもたらした温暖前線に伴う降水システム(図2)。CASE-3:2015年7月20日に東村や名護市に土砂災害をもたらした線状降水帯(図3)。CASE-4:2015年7月25日に沖縄本島の東側を北上した台風12号に伴うレインバンド(図4)。

## 3. 3次元構造の特徴とそれに関する考察

図1に示す2分毎の3次元可視化画像では、本島南部に3~4個の降水セルから成るマルチセル型の降水システムと、本島中部で新しく発生した孤立積乱雲に伴うファーストエコーの成長(17:12~)が見られる。興味深いのは最初のエコーが成長して地上に達する前に(17:22)、別のファーストエコーが既存エコーの直ぐ南西側に発生していることである。本島南部のマルチセルも最初は1つの積乱雲によるシングルセルであったが、その北東側に次々と新しい積乱雲が2時間以上にわたり次々と発生することでマルチセル型となった。

図2は糸満市摩文仁付近に突風被害をもたらした降水システムであるが、エコー頂高度はあまり高く

なく6~8 km程度であった。30 dBZ以上の降水コアの3次元分布を見ると、発達している海上でも高度4 km以下で、東側の本島上空から太平洋側では更に背が低くなりセル構造がはっきりしなくなっている。一方、太平洋側では高度4 kmより上空に30 dBZ以上のエコーが所々に現われているが、下層の降水とリンクしているようには見えない。

図3は大雨をもたらした線状降水帯が北西側から沖縄本島に近づいてくる時の降雨分布である。13:00までは非常に細い範囲に強エコー域が集中していたが、わずか30分後にはバラバラになり、強い降水セルが点在するような降雨分布となった。本部半島付近で新しい降水セルが次々と発生したこともあるが、細く組織化されていた線状降水帯も本島に近づくと折れ曲がったり分離されたりして、線状構造が崩れていく様子が観測された。

図4は台風12号に伴うレインバンドが近づいてくる時のエコー分布である。最初にスパイラル状のレインバンドの先端部に存在する散在エコーが観測された。30秒毎のアニメーションを見ると早い北西風によって個々のエコーが図の右側に動いていくが、10分程度で消えてしまう小さなエコーもあれば30分以上も持続、発達して強い降水を形成するものもある。高度2 kmの降雨分布で見ると、孤立した強い降水エコーは、一定のバンド状走行に沿っているようにも見える。組織化されたレインバンドエコーは、衛星観測などでは層状性降水と分類されることも多いが、30 dBZ以上の降水コアで見るとセル状構造は残っており、積乱雲による対流性降水が組織化されたものと考えられる方が良いと思われる。

## 4. まとめ・今後の課題

沖縄PAWRで観測された4つの降水システムの3次元構造について見てきた。どの降水も基本的には積乱雲による降水セルで構成されており、複数の降水セルが組織化することで、マルチセル型、線状降水帯、あるいはレインバンドなどと呼ばれると考えられる。本研究では降水システムの3次元形態を調べたに過ぎないが、今後は複数の積乱雲がどのように組織化して発達するのか、降水が時空間的にどのように集中して大雨をもたらすのかなどの問題に取り組むことで、豪雨や突風による気象災害の軽減に貢献したい。

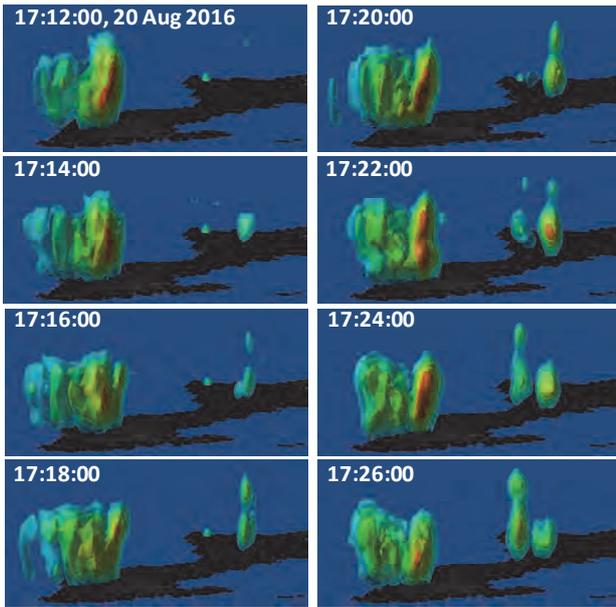


図1 沖縄 PAWR で観測された本島南部で発達する積乱雲群（マルチセル）と本島中部で発生した2つの孤立積乱雲（シングルセル）。30 dBZ 以上の降水エコーを5 dBZ 毎の等値表面で2分毎に3次元可視化。

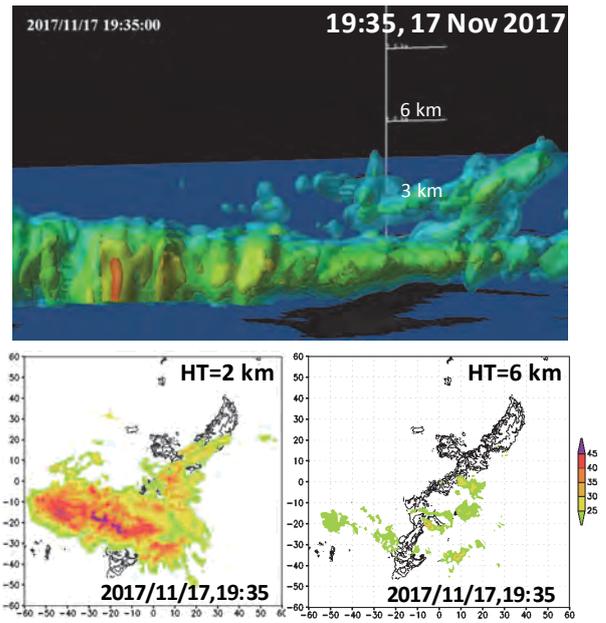


図2 糸満市などに突風被害をもたらしたメソ降水系の3次元可視化（30 dBZ 以上、5 dBZ 毎の等値表面）。下図は同時刻の高度2 km および6 km における反射強度の水平分布。

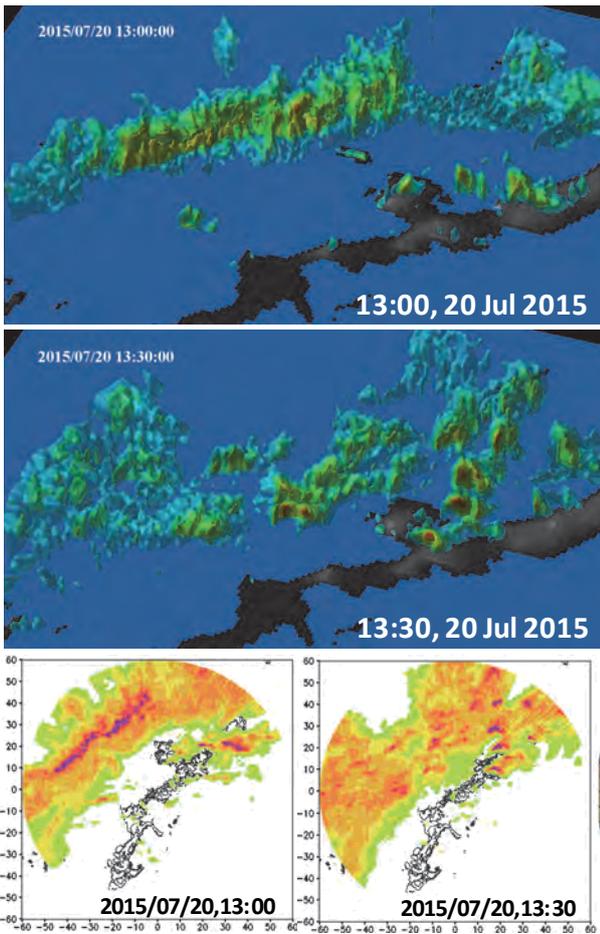


図3 大雨をもたらした線状降水帯の3次元構造（30 dBZ 以上、5 dBZ 毎の等値表面）が30分間で大きく変化した事例。下図はそれぞれ同じ時刻における高度2 km の反射強度分布。

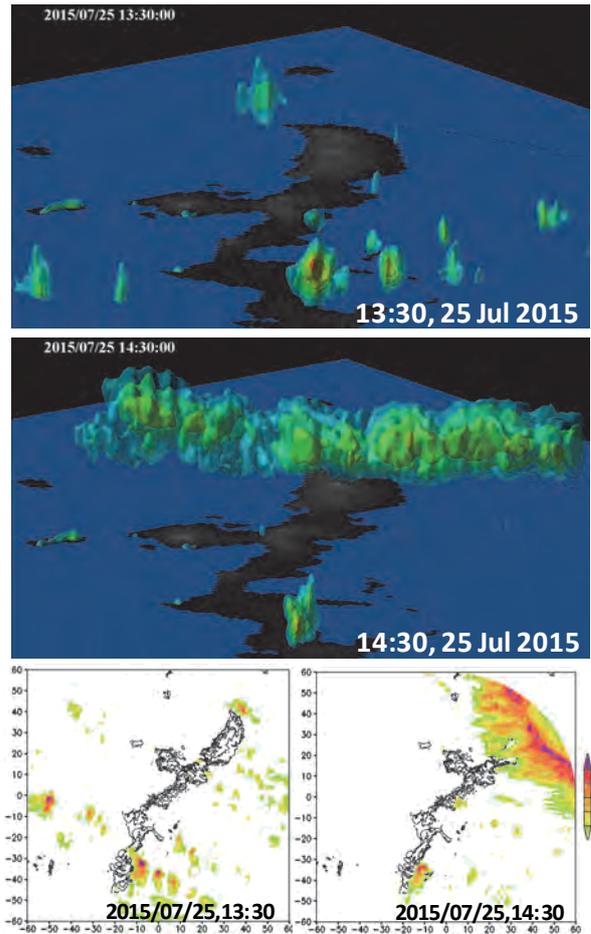


図4 平成27年台風12号の本島接近にともなう散在エコーおよびレインバンドの3次元構造（30 dBZ 以上、5 dBZ 毎の等値表面）。下図はそれぞれ同じ時刻における高度2 km の反射強度分布。

# 冬季海水温は気温を変えるのか？

林 和彦（沖縄气象台）

## 1. はじめに

前回、夏季から秋季（6月から10月）の旬毎の気温と沿岸水温の関係を調べたところ、高い相関が認められ、気温が高い（低い）ことが沿岸水温を高く（低く）していることが示唆された[1]。一方冬季には、冷たい季節風が暖かい海の上を吹くことから、海から大気へ熱が輸送され、大気を暖める効果をもつ。冬季東シナ海での気団変質については、AMSTEX（Air Mass Transport Experiment）で得られたデータによって、例えば大陸からの寒気は、東シナ海北部で海面からの顕熱を、南部では潜熱を受けて変質することがわかっている[2]。近年でも、黒潮流域の高水温が気温を上昇させ、対流によって気団を変質させることが知られている[3]（図1は気団変質のイメージ）。

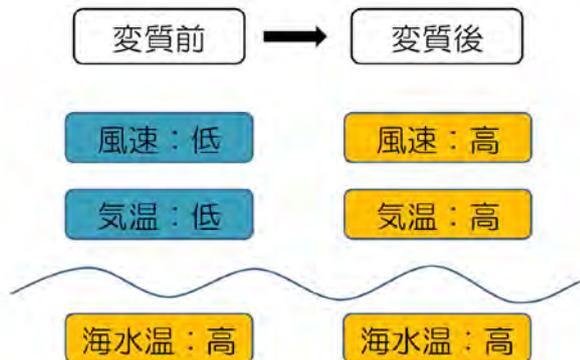


図1 海の影響で大気変質するイメージ

气象台では、旬毎に「海洋の健康診断表」において、海水温の実況・予測を行っており、海水温の変動が気温に与える影響について調査を行った。

## 2. 使用したデータ

本調査に使用したデータは、冬季（12月～2月）の東シナ海南部海域（図1）の旬平均海面水温および那覇における旬平均気温である。期間は、沖縄气象台が現在の位置に移転し、観測環境の変化を受けないと考えられる1987年12月以降現在までの約30年間とした。

## 3. 結果

図2に冬季（12月～2月）の旬平均気温、海水温、

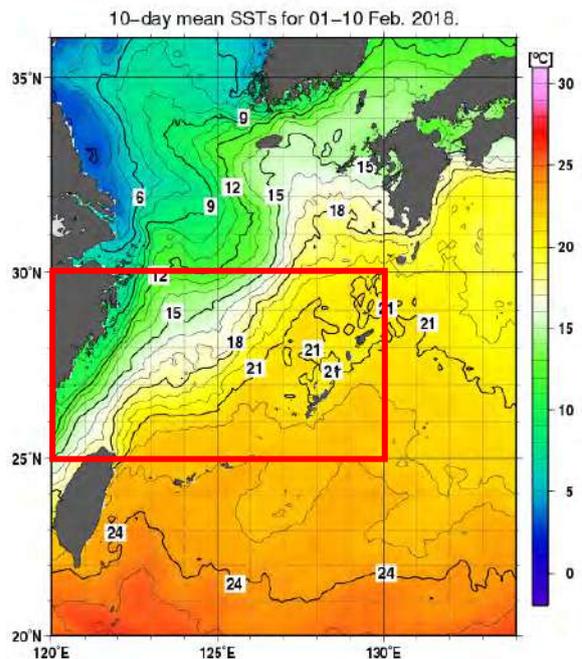


図1 旬海面水温分布図。赤枠で囲った海域が「東シナ海南部」。

および気温と海水温の相関係数の推移を示す。気温・海水温ともに12月から1月にかけて低下を続けるが、両者の相関係数は1月上旬までは0.6以上あり、気温と海水温の変動が有意に同期していることがわかる。しかし、1月中旬には両者の相関は0.35となり、有意性が失われる。

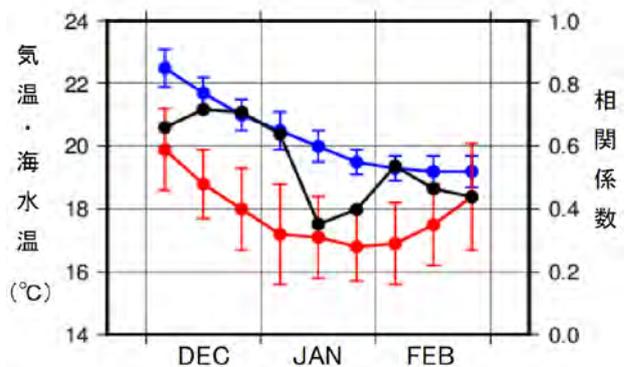


図2 冬季（12月～2月）の旬平均気温（赤）、海水温（青）、および気温と海水温の相関係数（黒）の推移。エラーバーは、気温および海水温変動の標準偏差を示す。

1月中旬に、それまでの「気温が高ければ(低ければ)、海水温が高い(低い)」関係が崩れるが、旬変化の経年変化を示したのが図3、また翌旬の値との相関係数および翌旬での変化量との相関係数を示したのが図4である。図3をみると、1月上旬・中旬とも、気温が高ければ翌旬は低くなり、逆に低ければ翌旬は高くなることがわかる。図4をみると、12月までは翌旬の値との相関は有意であった(気温が高ければ、翌旬も高い)のに、1月から有意性は失われ、翌旬での変化量との相関係数は $-0.7$ を超えている。海水温についても、図3により、海水温が高ければ、翌旬は低下量が大きく、低ければ低下量は小さいことがわかる。図4をみると、翌旬との相関係数は1月は $0.6$ を超えているが、翌旬での変化量との相関係数は $-0.5$ を超え、海水温が高ければ(低ければ)翌旬の変化量は低く(高く)、それにも拘わらず翌旬の海水温は高く(低く)保たれることがわかる。

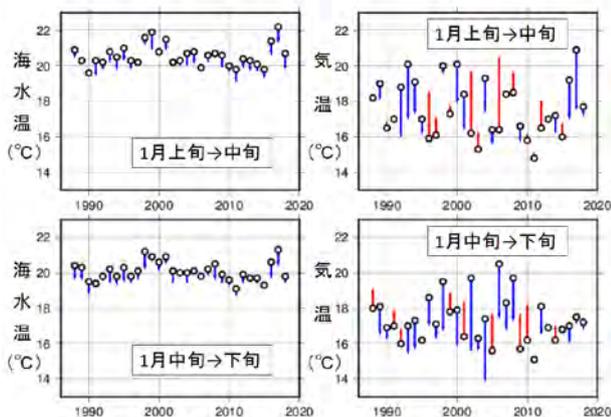


図3 海水温および気温の旬変化

(上) 1月上旬(○)から1月中旬(バーの先端)  
 (下) 1月中旬(○)から1月下旬(バーの先端)  
 バーの色は変化が正の場合 赤、負の場合 青とした

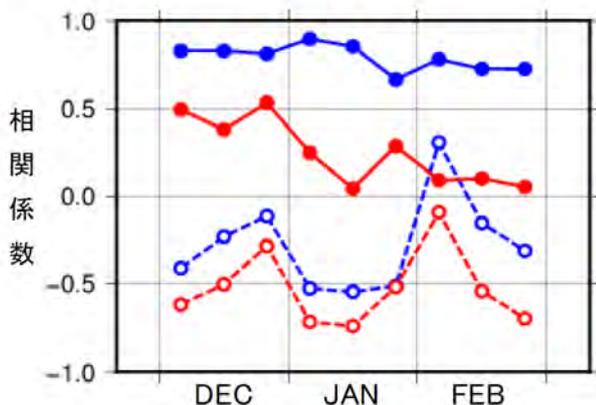


図4 冬季(12月~2月)の気温(赤)・海水温(青)の翌旬の値との相関係数(実線)、および翌旬での変化量との相関係数(点線)

#### 4. 考察

冬季の気温および海水温の旬ごとの変動をみると、1月上旬までは両者が同期しているのに、1月中旬にその関係が失われる。これはこの時期から寒気が入ることが多く、それまでの「気温が高ければ(低ければ)、海水温も高い(低い)」関係が失われると考えられる。

気温も1月に「気温が高ければ(低ければ)、翌旬も高い(低い)」関係が失われ、逆に「気温が高ければ(低ければ)、翌旬の変化は低く(高く)なる」関係が強くなる。海水温は1月に入っても「海水温が高ければ(低ければ)、翌旬も高い(低い)」関係は保たれるが、「海水温が高ければ(低ければ)、翌旬の変化は低く(高く)なる」関係もあり、経年変動が旬を追うごとに小さくなることを示している。

このとき、暖かい海水温が気温を上昇させる気団変質が起こっている可能性がある。しかし、海水温の翌旬での変動量との相関係数よりも、気温のそれよりも小さいことから、明らかに海水温が気温を変えているとは言いがたい。また、気温の旬変動が「平年より高い→平年より低い」あるいは逆の事例も多くみられ、海水温による変質を超える寒気・暖気の入りが起こっていることが示唆される。

海水温による気温の変化量は、旬平均データからは定量的に求められなかったが、気温・海水温が翌旬の変化量と高い相関をもっていることがわかったので、気温・海水温予測の精度向上を目指す上で有益な解析であると考えられる。

#### 参考文献

- [1] 林 和彦, 2017, 平成 28 年度日本気象学会沖縄支部研究発表会予稿集, 5-6.
- [2] Kondo, J., 1976, J. Meteor. Soc. Japan, 54, 382-398.
- [3] Nonaka, M., and S.-P. Xie, 2003, J. Clim., 16, 1404-1413.

# Variabilities of the Sea Level Anomalies in the Upstream Areas of the Kuroshio Current (黒潮上流域における海面偏差の変動)

Yusuf Jati WIJAYA<sup>(1,2)</sup>, Yukiharu HISAKI<sup>(1)</sup> and Shigeo SUGITANI<sup>(3)</sup>

1. Faculty of Science, University of The Ryukyus, Nishihara, 903-0213 Japan

2. Faculty of Fisheries and Marine Science, Diponegoro University, Semarang, 50275 Indonesia

3. National Institute of Information and Communications Technology, 4484 Onna, Kunigami,  
904-0411 Japan

## I. Introduction

Kuroshio also called Japan Current, is the strong surface current of the North Pacific Ocean gyre, flowing past Taiwan and Ryukyu Island in Japan. Lately, satellite altimetry data with high resolution used frequently to improve the understanding of this phenomenon. High-Frequency Radar (hereafter HF radar) is one of reliable instrument which provide ocean currents data by send radio waves and measure scattered signal from the surface ocean (Hisaki, 2005).

Combination of these two instrument expected to providing comprehensive explanation of variability of the SLA and Kuroshio. In this study, first we determine speed of the Kuroshio and SLA in summer and winter. seasonal averaged of the SLA map present the tendency of eddy that to be formed, particularly in the northeast and east of Taiwan. Speed of the Kuroshio obtained by HF radar and satellite altimetry. Meanwhile, seasonal mean of the Kuroshio reveals difference feature that will be occurred during the season.

## II. Data

### 2.1. Sea Level Anomalies (SLA)

Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) distributing delayed time SLA data which generated by combination of several satellite altimetry mission (JASON-1 and 2, ENVISAT, ERS-1 and 2). Computation of raw SLA, cross validation, filtering and sub-sampling and generation of by-products process, all have been done in order to generating the SLA product (CMEMS, 2016). Spatial resolution of SLA data from January 2005 to December 2008 are  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . The SLA derived from the difference between sea surface height (SSH) and mean sea surface height (MSSH).

### 2.2. Surface Geostrophic Current

In this study, we use the along track ADT dataset derived from the T/P, Jason-1/2, Envisat, and GFO satellite altimeters. The products are processed and distributed by CMEMS. We used 15 years' times series data (1999-2013) with  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  spatial resolution.

### 2.3. HF Radar

A pair of HF radar operated by The National Institute of Information and Communication (NICT) Japan, are placed in Yonaguni and Ishigaki Island. These instruments are aimed at monitoring surface current in the upstream areas. The HF radar produces surface current components with 7 km spatial interval. Eastward and northward current component every 30-minutes temporal interval from April 2005 to August 2008 are used.

### 2.4. Sea Level Data

The sea level data come from the University of Hawaii Sea Level Center (UHSLC). The daily data from tide station Keelung ( $25.09^\circ\text{N}$ ,  $121.45^\circ\text{E}$ ) between 2004 and 2008 as well as Ishigaki ( $24.20^\circ\text{N}$ ,  $124.09^\circ\text{E}$ ). Sea level data will be used as Kuroshio transport indicator, by finding the difference between two tide station.

## III. Results

The combination of HF radar and altimetry data shows seasonal variabilities of the Kuroshio speed in the upstream areas, in particular along  $123.375^\circ\text{N}$ . The Kuroshio speed being faster in summer and slower in winter. When the Kuroshio speed is faster (or slower) in summer (winter), the Kuroshio shifted southward (or northward) (Figure 1). Northward and westward propagating SLA are identified from their time displacement in longitude. Positive SLA or warm eddy more

intense develop in summer, meanwhile negative or cold eddy in winter.

The Kuroshio speed and SLA from 2005-2008 are plotted in figure 2. These two are found to be well correlated, as the SLA is higher (or lower) when the Kuroshio speed become slower (or faster). Namely, the SLA northeast of Taiwan seems to be lower (or higher) in summer (or winter). However, abnormal occurrence was happened in winter 2008 where the SLA has a tendency become lower. The lowest state of the SLA was happened in May 2007 and then followed by January 2008 as the second.

In figure 3, we found that the impinging positive (negative) SLA can

increase (decrease) the Kuroshio transport based on the sea level data. In general, the larger (smaller) Kuroshio transport coincidence with the appearances of positive (negative) SLA. A 5-years sea level difference (SLD) time series from 2004-2008 measured across the East Taiwan Channel (ETC). Clearly, the maximum Kuroshio transport based on sea level data happened in summer and minimum of SLD occurred in fall. Figure 4 also displays winter as a second maximum SLD in the ETC. Previous study shows the same result as figure 4, the peak of Kuroshio transport in ETC was developed between July and August (Lee et al., 2001).

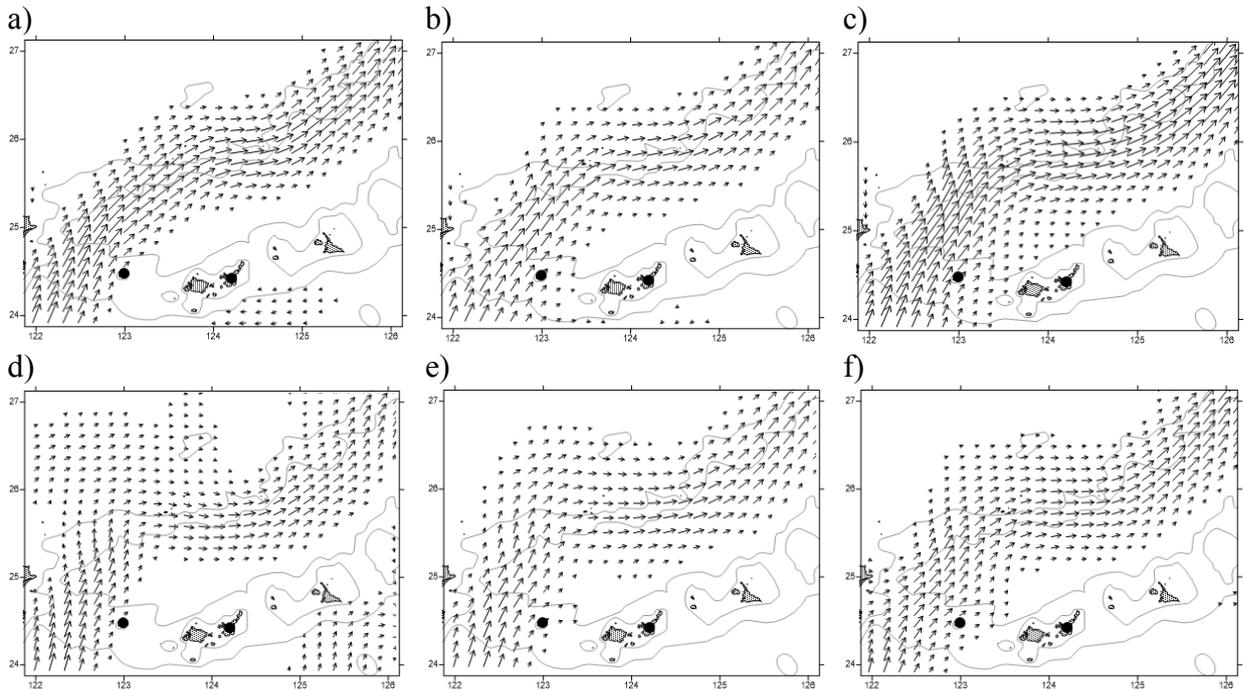


Figure 1. Mean seasonal variabilities of the Kuroshio by geostrophic velocities of satellite altimetry in summer 2006 (a), 2007 (b), 2008 (c) and in winter 2006 (d), 2007 (e) and 2008 (f).

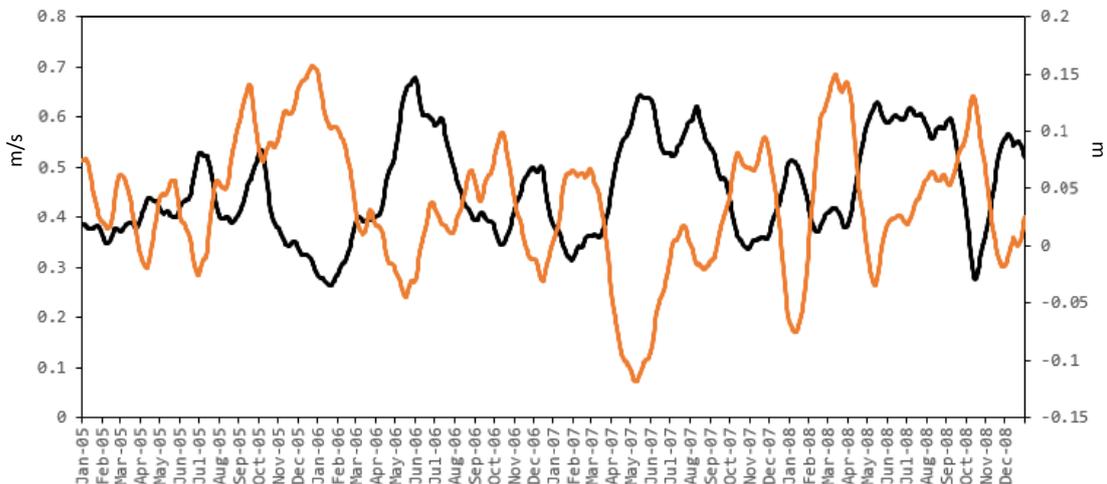


Figure 2. Time series of the Kuroshio speed (black line) and SLA (red line) with 35-days running mean low pass filtered. The Kuroshio speed is the mean of geostrophic velocity that across black line (123.375°E) in figure 6, whilst the SLA derived from average value at broken line (122.375°E). Y-axis in the left (or right) indicates value of the Kuroshio speed (or the SLA).

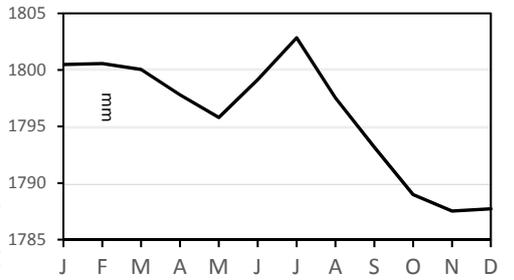
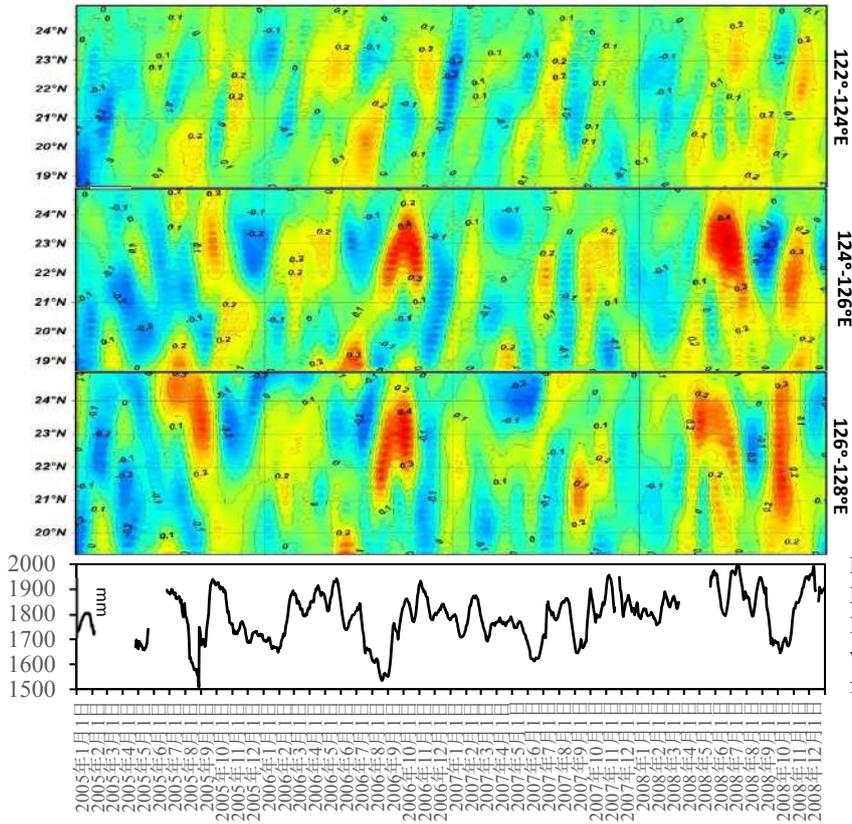


Figure 4. Annual cycles of SLD across East Taiwan Channel (ETC) from 5-years record (January 2004-December 2008).

Figure 3. 10-days low passed filtered Sea Level Difference (SLD) between Keelung and Ishigaki (lower panel) and latitude-time plots of variabilities of the SLA by satellite altimetry from 2006-2008 for longitudes 128.125° to 122.125°E.

# 陸面加熱により宮古島と西表島で発達する対流雲の超高解像数値実験

伊波 恵・山田 広幸 (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

熱帯の島では日射による陸面加熱により対流雲が発生する。一般に、標高の高い山のある島の方が降水は多くなる傾向があるが、田原 (2014,卒業論文) と横山 (2015,卒業論文) では平坦な宮古島の方が丘陵のある西表島より背の高い対流雲が発達することを、それぞれデータ解析と数値実験で示した。その理由として、上昇流の水平スケールの違いによってエントレインメント (周りの低い相当温位の空気を取り込むことで負の浮力を得ること) の割合が変わることを挙げている。本研究ではサーマル (図 1) を解像できる超高解像度 (水平 200m) の数値実験を行うことにより島の上の対流雲を再現し、サーマルが受けるエントレインメントの効果と雲頂高度の関係を調べる。

## 2. 使用データと実験設定

数値実験には、雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) を用いた。計算領域は、宮古島が東経 125.1-125.5 度、北緯 24.6-25.0 度、西表島が東経 123.6-124.0 度、北緯 24.15-24.55 度である。水平分解能は 200m で、鉛直方向はストレッチ格子 47 層である。大気状態の初期条件は横山 (2015,卒業論文) と同様に、宮古島と西表島の両方で降水雲が観測された日の石垣島のラジオゾンデ観測データを基に与えている。計算時間は 0900JST から 1800JST までを 2 秒間隔で行い、計算結果は 10 分間隔で出力した。実際の地形実験 (宮古 CNTL, 西表 CNTL)、感度実験として両島を平坦にした実験 (宮古 FLAT, 西表 FLAT)、宮古島の標高を 4 倍にした実験 (宮古\_Z4)、西表島の標高を 4 分の 1 にした実験 (西表\_Z4) の全 6 実験を行った。

## 3. 結果

図 2 の直線 a-d は、それぞれ図 3a-d で示す相当温位の鉛直断面の位置を示す。図 3a,c は南西から北東に傾斜した対流雲の下部、b,d はその上部を示している。図 4 は図 3b,d と同じ位置での凝結物混合比の鉛直断面である。図 3,4 から、外観では一つの大きな雲であってもその内部の相当温位の分布から、上昇流がサーマルと同様の構造をしていることが分かる。図 5 はそれぞれ断面と同時刻における各層の相当温位の極大値である。矢印で示す点が図 3b,d で示したサーマルコアの相当温

位に対応する。これらは地上の相当温位 (>370K) より低いのが特徴的である。相当温位は保存量なので周りの空気との混合がなければ一定であるから、相当温位の減少はエントレインメントによることを示唆する。その割合をサーマルコアの相当温位の減率から推定する。図 6 は 1050-1220JST の期間における相当温位の極大値と得られた回帰直線で、この回帰直線の傾きの逆数が相当温位の減率を表す。曲線は初期時刻の飽和相当温位を示し、飽和相当温位と回帰直線の交点が浮力を失う高度 (LNB) である。CNTL 実験の減率は宮古で約 3.2K/km、西表で約 4.4K/km と、1.2K/km の差があり、予想される LNB は宮古で約 8.5km、西表で約 6.9km と、1.6km の差があった。このことは宮古島の方がエントレインメントの割合が少ないという、先行研究の考察を支持する。Z4 実験ではそれぞれ 1.0K/km、1.8km、FLAT 実験では 0.4K/km、0.1km の差があった (図は省略)。このことは地形の違いによってエントレインメントの割合が異なることを示唆し、この割合の違いが両島の雲頂高度の違いの要因と考えられる。凝結物混合比 0.1g/kg を閾値とした雲頂を図 6 に示す。予想される LNB と雲頂の差は宮古で 1.9km、西表で 2.3km 差があった。また背の高い雲が発達する地点の上昇流は、宮古では二つの海風前線の合流する点、西表では山の尾根の風下側で発生している。地形による強制上昇よりも海風前線の収束による上昇流の水平スケールの方が大きく、平たい島での海風前線の収束の方が幅の広いサーマルの形成に好都合であること示しており、感度実験もそれを支持する結果となった。

## 4. まとめ

高解像度の数値実験を行うことでサーマルを再現し、島の地形の違いによりエントレインメントの割合が変わることが雲頂高度と関係していることが分かった。また地形による強制上昇よりも、平坦な地形で海風どうしが収束することによる上昇流の方が背の高い雲の発達に好都合であることが分かった。

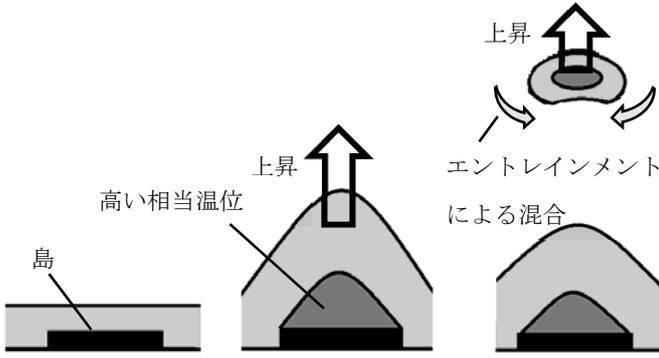


図1 サーマル（バブル）の発達の様式図

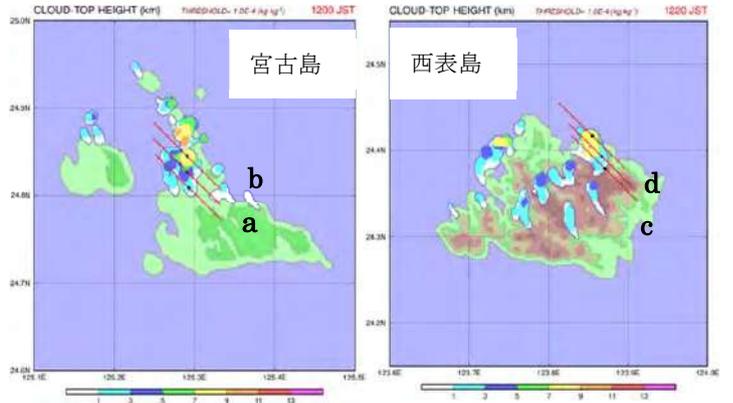


図2 鉛直断面を取った位置

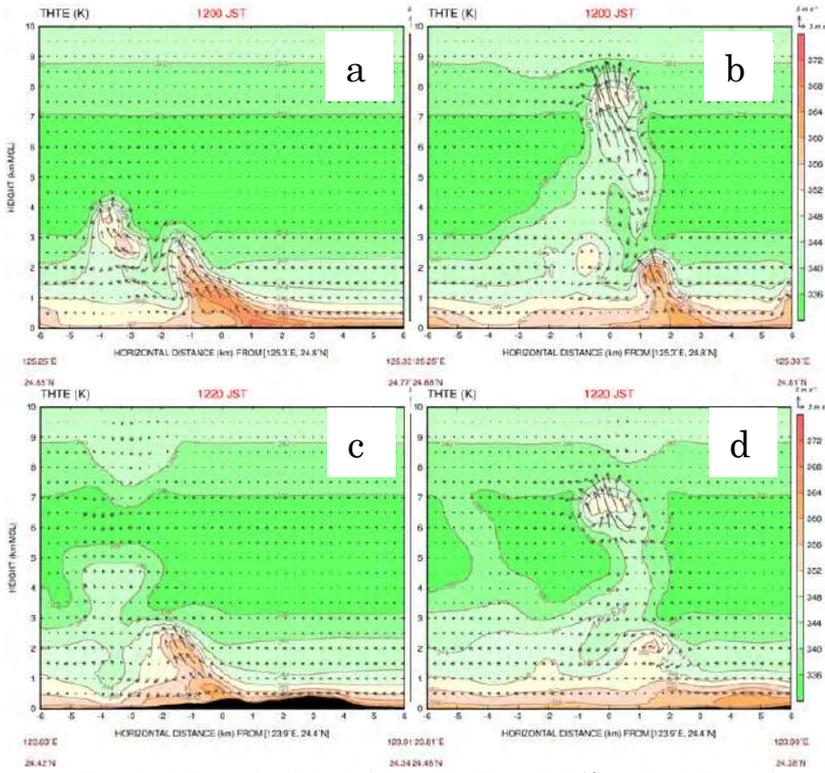


図3 相当温位の鉛直断面（それぞれ図2a-d 直線で断面を取った）

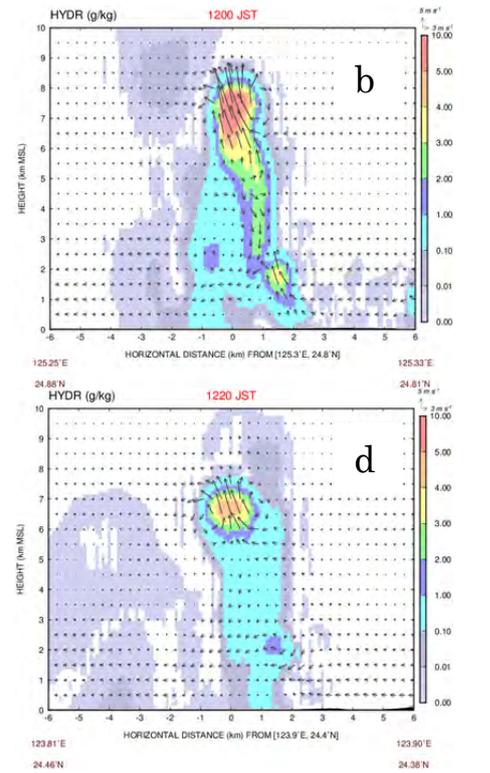


図4 凝結物混合比の鉛直断面

（それぞれ図3のb,dに対応する）

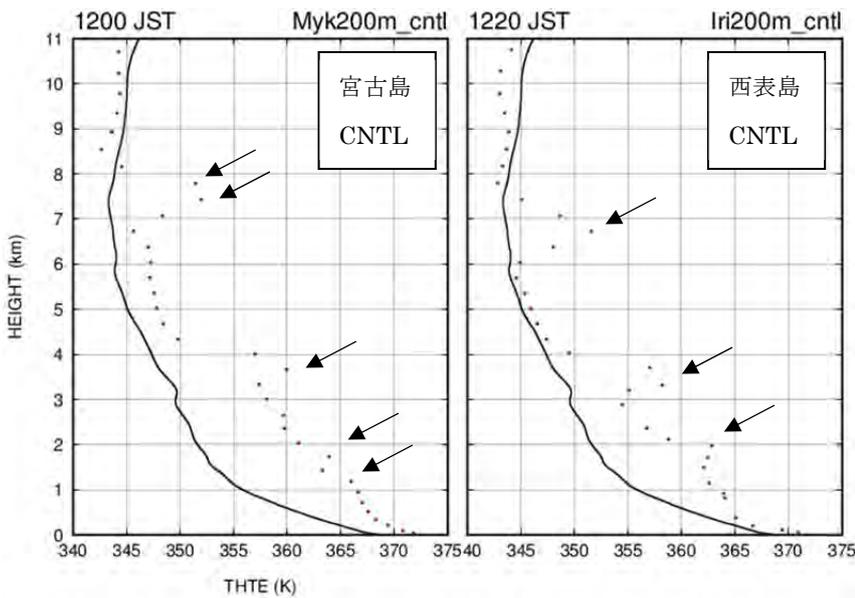


図5 断面と同時刻の各層の相当温位の極大値

（矢印は図6の要素とした値を示す

実線は初期時刻における飽和相当温位を表す）

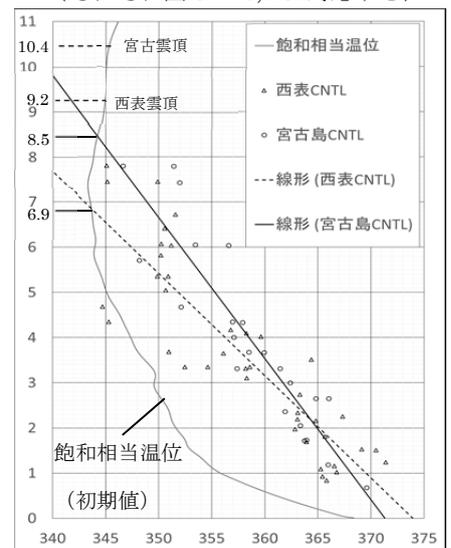


図6 1050-1220JST の期間における相当温位の極大値（サーマルの中心相当温位に対応）

と得られた回帰直線

# 沖縄本島での夏季における対流性降水の予測精度の解像度依存性

比嘉康貴・伊藤耕介（琉球大学理学部）

## 1. はじめに

沖縄本島では夏季に、狭い領域、短時間で降る対流性降水がよく観測されている。対流性降水は、平成 21 年 8 月 19 日沖縄県那覇市ガープ川の急な増水による事故のような災害をしばしば引き起こしており、対流性降水を精度よく予測することは災害対策にもつながる。

過去の研究によると、数値モデルによる島の上の対流性降水の予測では、水平解像度を 2.5 km から 1 km に変えることで上昇流や降水強度が変わると考えられている(Saito et al. 2001)。その一方で気象庁の現業運用されている数値予報モデルとして最も解像度が高いのは、2 km メッシュの LFM であるため、さらに解像度を上げることにより地形や海陸風が細かく表現され、予測精度が高められる可能性がある。

本研究では、まず解析雨量を用いて、沖縄本島での夏季の降水の特徴を確かめる。そして、解像度を 2 km, 1 km, 500 m とした数値シミュレーションを複数回実施して解析雨量と比較し、対流性降水の予測精度の解像度依存性を評価する。

## 2. 実験設定

本研究では、解析雨量を検証のための基礎データとして用いる。本研究では 2016/07/02-31 における 1 時間降水量のデータ(水平間隔は 1 km)を使用した。ただし台風を含めた熱帯低気圧の影響が大きいと考えられる 06-10, 17-20, 30-31 日は検証の対象から除外したので、実際に検証を行ったのは 19 日間である。

数値実験は NHM(気象庁非静力学モデル)を用いて行う。計算領域は沖縄本島を中心とする 240 km×240 km の領域で、格子間隔は水平方向に 2 km, 1 km, 500 m と変化させ、格子点数はそれぞれ、121×121, 241×241, 481×481 とする。数値計算の初期時刻は 2100UTC (0600JST)で積分時間は 12 時間とする。雲物理としては微物理過程のみを用い、2 km と 1 km のメッシュモデルの境界層スキームとして

MYNN3 (Nakanishi and Niino, 2004)を用いた。500m メッシュの計算では MYNN3 と Deardorff スキーム (Deardorff, 1973)を用いた 2 つの実験を行ったが、大きな違いが見られなかったため、以下では、Deardorff を用いたモデルのみを示す。以後、2 km メッシュのモデルを 2 km モデル、1 km メッシュのモデルを 1 km モデル、Deardorff スキームを用いた 500m メッシュのモデルを 500m\_dd モデルと呼ぶことにする。計算の初期値・境界値としては気象庁領域解析 (MA) に基づいた緯度・経度 0.1 度間隔のデータを用いている。初期値や境界値には、凝結物のデータは含まれていないことに注意が必要である。

## 3. 結果

図 1 は、解析雨量に基づき、19 日間の 06-18JST における積算降水量と 19 日間の 00-06JST と 18-24JST における積算降水量を示した図である。これを見ると、沖縄本島での夏季の降水は、夜の時間帯より昼の時間帯のほうが多いことが分かる。06-18JST の積算降水量を 3 時間ごとに分けたものが図 2 で、12-15JST の 3 時間に降水が多い。さらに、これを 1 時間おきに分割したのが図 3 である。いずれの時間帯にも、局所的な激しい降水の痕跡がみられるが、一番多いのは 13-14JST である。これは、1 日のうちでもっとも地表気温が高い時間帯に対応しており、沖縄本島の熱的特性が、この降水に影響することを示唆している。

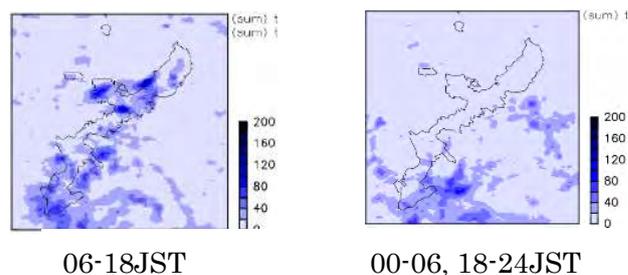


図 1. 2016 年 7 月の 19 日間積算降水量 (解析雨量)

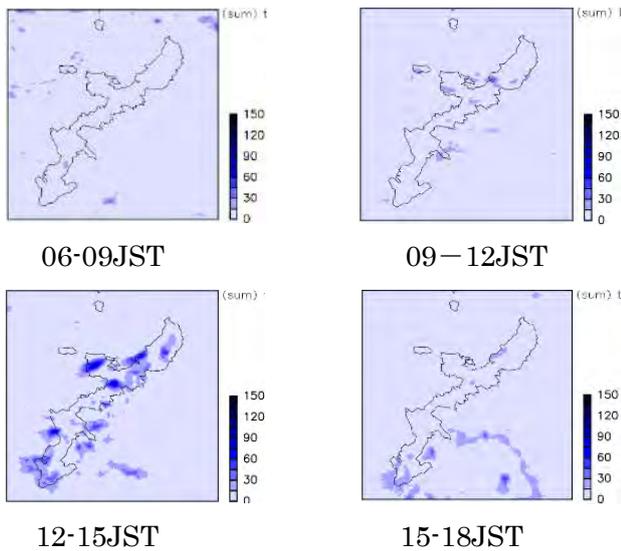


図 2. 06-18JST における 3 時間ごとの積算降水量(解析雨量)

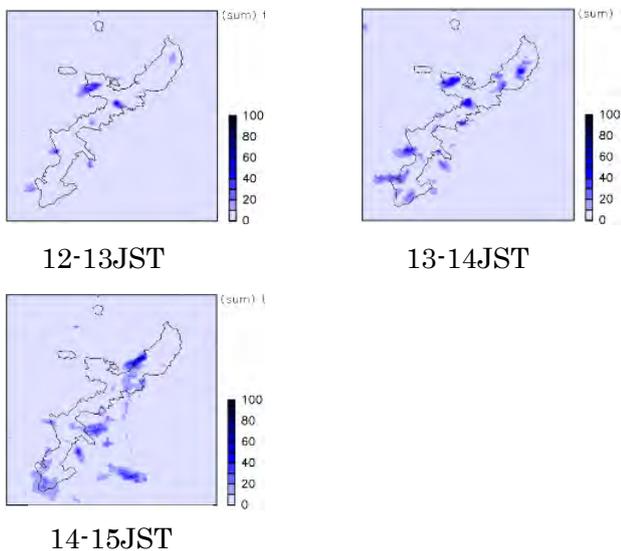


図 3. 12-15JST における 1 時間ごとの積算降水量(解析雨量)

沖縄本島でアメダスの設置されている 10 地点で、19 日間で 12-15JST の時間帯の雨量を格子間隔 2 km, 1 km, 500 m\_dd モデルの降水量予測と解析雨量で比較する。図 4 は、解析雨量とそれぞれのモデルの降水量予測の散布図と二乗平均平方根誤差(RMSE)の値である。これを見ると、2 km メッシュから 1km メッシュに変えた場合に大きく降水量予測が改善している。1 km メッシュから 500m メッシュに変えた場合には、大きな変化は見られない。1km モデルと 500 m\_dd にあまり違いが見られなかったのが、事例数の不足のためなのか、予測精度向上が頭打ちとなるのかは、今後、検討が必要である。

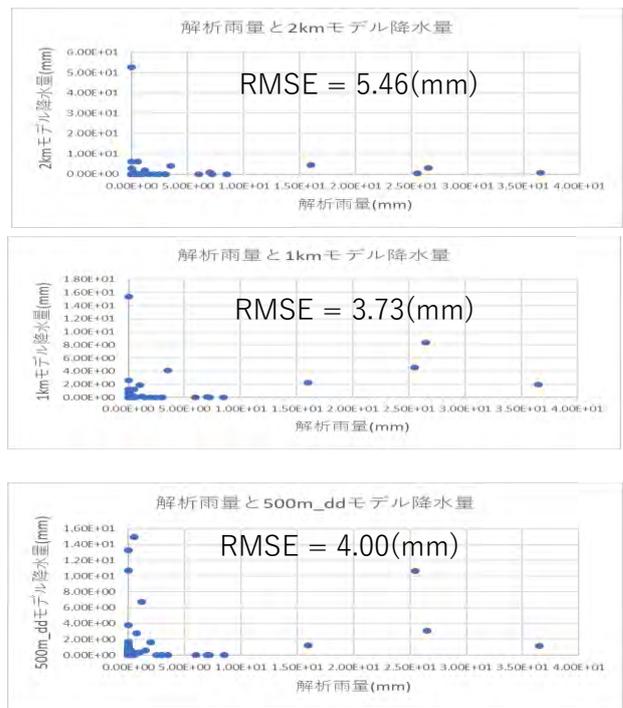


図 4. 解析雨量とモデルの散布図と RMSE

それぞれのモデルで 09-18JST における積算降水量予測を 3 時間ごとに分けたものが図 5 である。図 2 と比較するとどのモデルでも北部の降水が多いことは再現できている。しかし、解析雨量では 09-12JST の時間帯では降水の痕跡がほとんど見られないのに対し、どのモデルでも少し多めに降水を予測し、解析雨量でピークのある 12-15JST の時間帯の降水量を少なく予測している。この誤りは特に 2 km メッシュのモデルで顕著であるが、1 km モデルや 500 m\_dd モデルではその傾向が改善されている。このように、降水の多い時間帯の予測についても高解像度化による恩恵が見受けられる。

2 km モデルと 500 m\_dd モデルの降水の再現性に大きな違いが見られた 7/12 について、地形・地上気温・鉛直風を比べたものが図 6 である。どちらのモデルでも陸上の地表温度が高くなっているが、500m\_dd モデルの方がより高い。また、500m\_dd モデルでは、高い山の標高が高く再現されている。2 km モデルでは、強い上昇流がほとんどでていないのに対し、500m\_dd モデルでは、山の付近で強い上昇流が現れており、それに伴って細かいスケールの強い上昇流が再現されている。このような地上気温の高さや強い上昇流が対流性降水の発生の違いを生んだことが示唆される。

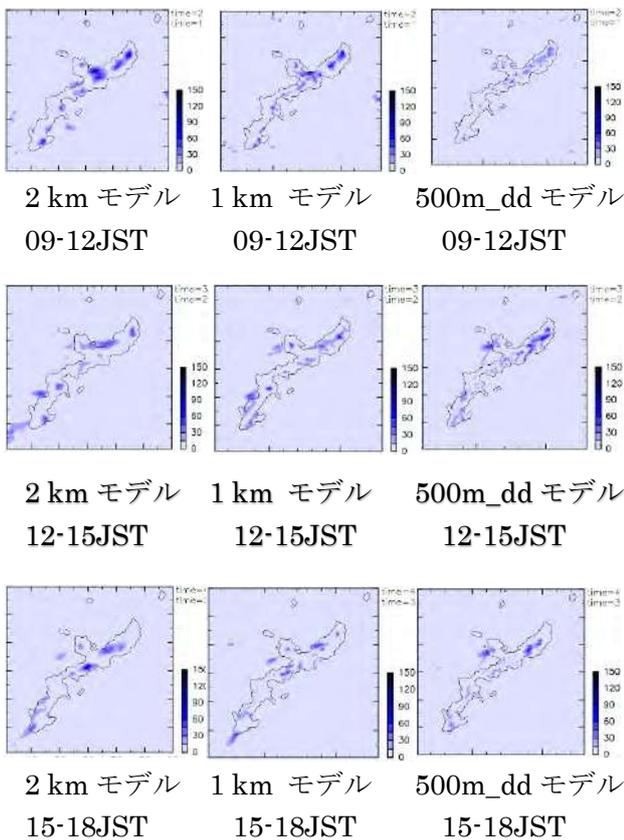


図 5. 09-18JST における 3 時間ごとの  
モデル降水分布

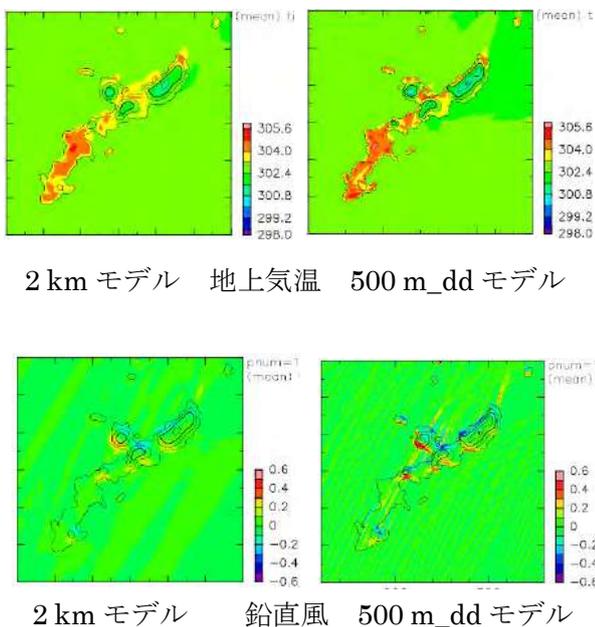


図 6. 2016/07/12 モデル場の再現性比較

#### 4. まとめ

解析雨量のデータを集計したところ、沖縄本島では夜よりも昼に降水が多く、特に 13-14JST の時間帯に島の上での降水量が多いことが分かった。モデルを用いた降水予測では、定量的な

予測に関していうと、2 km モデルよりも 1 km モデルを用いた場合に大きな改善が見られたが、1 km モデルから 500m\_dd モデルに変えた場合には大きな変化が見られなかった。降水の起きる時間帯については、いずれのモデルにもバイアスがあったものの、2 km メッシュのモデルを用いた場合にその傾向が顕著であり、1 km モデルと 500m\_dd モデルでは改善傾向が見られた。高解像度モデルでは、地形や地上気温、鉛直風が細かく再現されており、降水発生に影響したことが示唆された。今後の課題として、解析雨量とそれぞれのモデルの降水の有無的中率を調べることや、さらに事例を増やすことなどが必要ある。

#### 参考文献

Saito, K., T. Keenan, G. Holland, and K. Puri, 2001: Numerical Simulation of the Diurnal Evolution of Tropical Island Convection over the Maritime Continent, *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 378-400.

Deardorff, J. W., 1973: The Use of Subgrid Transport Equations in a Three-Dimensional Model of Atmospheric Turbulence, *J. Fluids Engineering*, **95(3)**, 429-438.

Nakanishi, M., H. Niino, 2004: An Improved Mellor–Yamada Level-3 Model with Condensation Physics: Its Design and Verification, *Boundary-Layer Meteorology*, **112(1)**, 1-31.

気象庁ホームページ

<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>