

# 平成 30 年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2019 年 2 月 28 日（木）

日本気象学会沖縄支部

## 平成 30 年度 沖縄支部研究発表会

会期：平成 31 年 2 月 28 日（木）13 時 30 分～17 時 20 分

会場：琉球大学理系複合棟 202 号室

### プログラム

司会：當眞 辰彦（沖縄支部幹事）

●開会挨拶 益子 直文（沖縄支部理事）

●日程及び運営説明（司会）

●発表 座長：山下 順也（沖縄支部理事）  
口頭発表 1 ～ 口頭発表 10

座長：林 和彦（沖縄気象台）  
口頭発表 11 ～ 口頭発表 15

\* 1 題当たり 13 分（発表 10 分、質疑応答 3 分）

●閉会挨拶 伊藤 耕介（沖縄支部理事）

事務局 山口（沖縄支部幹事）

発表題目・発表者氏名（下線）

- 1.「インド洋と大西洋の海面水温が北西太平洋の台風発生環境場に及ぼす影響」…………… P 3  
新垣 優治・伊藤 耕介（琉球大学理学部）
- 2.「気象庁非静力学モデルを用いた台風進路予報の大外し事例の研究」…………… P 6  
比嘉 未雅・伊藤 耕介（琉球大学理学部）
- 3.「近年の気象庁と JTWC との台風強度解析比較」…………… P 9  
林 和彦（沖縄気象台）
- 4.「航空機観測データを用いた台風強度推定手法の検証」…………… P11  
知花 聖香・伊藤 耕介（琉球大学理学部）
- 5.「2018 年台風第 24 号における Ocean Feedback の影響」…………… P13  
久保 昌也・伊藤 耕介（琉球大学理学部）
- 6.「2018年台風第24号の内部コア領域における微細構造の解析」…………… P16  
山城 来奈・山田 広幸（琉球大学理学部）・岩井 宏徳（沖縄電磁波技術センター）
- 7.「台風に先行して発生する大雨イベントの日本列島とその周辺における統計的特徴と環境場」…………… P18  
荒関 晋・山田 広幸（琉球大学理学部）
- 8.「平成 30 年 7 月豪雨に先行する沖縄地方での大雨の解析」…………… P21  
伊藤 典子・山田 広幸（琉球大学理学部）
- 9.「2016 年 1 月 17 日に先島諸島で発生した線状降水帯の発生要因の解析」…………… P23  
田中 孝（那覇航空測候所・琉球大学）、山田 広幸（琉球大学）
- 10.「梅雨前線と平成30年台風第6号の大雨顕著事例についてのJMA-NHM調査」…………… P25  
平仲 裕一・宮里 智裕・渡真利 明・松澤 一雅・阿波連 正（沖縄気象台）
- 11.「2018 年に沖縄本島地方で発生した竜巻について」…………… P28  
石川 美乃（沖縄気象台）
- 12.「沖縄沿岸における波浪の長期変動傾向」…………… P32  
ZHENG WANZHOU (鄭万周)・久木 幸治（琉球大学理学部）
- 13.「験潮データから見る高潮位トレンド」…………… P34  
古宇利 友哉・久木 幸治（琉球大学理学部）
- 14.「平成 30 年台風第 24 号により沖縄本島で発生した高潮・高波災害に関する調査」…………… P37  
友利 健（沖縄気象台）
- 15.「東シナ海の黒潮流域における表層ベクトルの空間変動」…………… P40  
真栄田 幸平・久木 幸治（琉球大学理学部）

# インド洋と大西洋の海面水温が北西太平洋の台風発生環境場に及ぼす影響

新垣優治, 伊藤耕介 (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

台風は年間で約 26.2 個発生しており、多い年では 39 個(1967 年)、少ない年では 14 個(2010 年)発生している。また、台風の年間発生数(1990 年から 2011 年)を全海域で分けると、北西太平洋は約 31%を占めることから、発生数の年々変動の理解を深めることは重要である。先行研究ではインド洋が暖かい場合のケルビン応答が発生数に影響すること示している(Du et al. 2010)が、他の地域にも台風発生数は影響を受けているかもしれない。そこで本研究では、北西太平洋の台風発生数と相関の高い地点を調べ、台風に影響を及ぼすかどうか全球モデルを用いて確認する。

## 2. 使用データと実験設定

1958-2015 年を研究対象とし、台風発生数は気象庁ベストトラック、7-9 月(JAS)平均気温は JRA55 データを用いた。

数値実験は惑星大気モデル(DCPAM5)を使用し、地表面の状態を 8 月の平均場に固定する。水平格子間隔は緯度経度 5.625°、出力時間間隔は 1 日、積分期間は 10 年間(うるう年を含まない 3650 日)である。鉛直方向には  $\sigma = P/P_s$  座標であり、海面水温の状態と放射強度を常に台風発生が活発な 8 月の平均場に固定する設定とした。8 月の平均場は AMIP II に準じている。大気初期条件として、静止等温大気を用いたため、実験開始後の 1 年間は解析には用いない。本研究で行う数値実験の海面水温を暖める条件式は次のように定義した。

$$\Delta T = 5 \times \exp\left(-\frac{(Lat-Lat_i)^2 + (Lon-Lon_i)^2}{4}\right)$$

(1)

(ただし、 $\sqrt{(Lat-Lat_i)^2 + (Lon-Lon_i)^2}$

$< 6 \times 5.625^\circ$  に限る)

## 3. 結果

相関係数を計算すると、インド洋と大西洋の JAS 平均気温は、北西太平洋の台風発生数と負の相関を持つことが分かった(図 1)。すなわち、この 2 つの領域で海面水温が高いと北西太平洋での台風発生数が少なく、低いと発生数が多い傾向があることがわかった。インド洋と大西洋の代表地点における、海面水温と台風発生数の関係を散布図で表した(図 2)。過去の研究で、インド洋と北西太平洋の関係は知られているが、今回新たに大西洋でも高い相関があることがわかった。ただし、これは因果関係を示すものではないため、数値実験を行うことにより、インド洋や大西洋

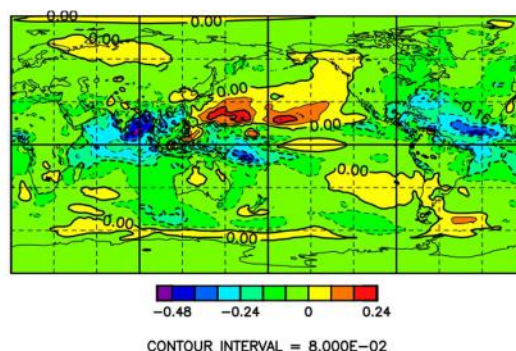


図 1. 各年の北西太平洋の台風発生数と夏季平均気温(1000hPa)との相関係数

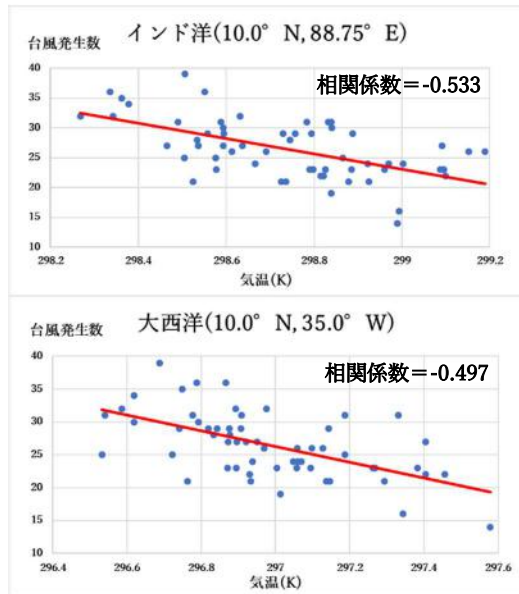


図 2. 各年の北西太平洋の台風発生数と絶対温度

の気温が台風発生に及ぼす影響を確認する。

インド洋と大西洋の海面水温が北西太平洋の台風発生環境場に影響を与えていることを確認するため、DCPAM5 を用いて負の相関が大きい各地点の海面水温を  $5^{\circ}\text{C}$  上げる昇温実験と、海面水温を変えない標準実験を比較した。台風発生環境条件は、Gray (1968) に基づいて、対流圏下層に低気圧性循環の存在に注目する。

台風発生時における対流圏下層の風の場合には、太平洋高気圧から吹き出す偏東風とインド洋から吹き込むモンスーン西風がぶつかる合流域や、風の向きが緯度方向で急変するシアラインが表れる。標準実験では偏東風とモンスーン西風が再現されていた(図 3(a))。一方、インド洋昇温実験時と大西洋昇温実験時では西風がほとんど吹いておらず、合流域やシアラインの形成環境として不都合であった(図 3(b) (c))。また偏東風の強さに大きな

変化は見られない。これを偏差場で見ると、より明瞭になる。図 4 に昇温実験の東西風から標準実験の東西風を引いた東西風偏差を示す。北緯 20 度付近は西風偏差、赤道付近では東風偏差となっていた。これらの特徴は低気圧性の渦度を弱めることに対応しており台風発生にとっては悪条件である。このように、東風偏差が現れる原因としては対流が発生している場所への吹き込みが考えられる。いずれの Warm 実験でも偏差は赤道付近で強くなっており、南北成分より東西風成分が卓越していることから、ケルビン応答であることが示唆される。

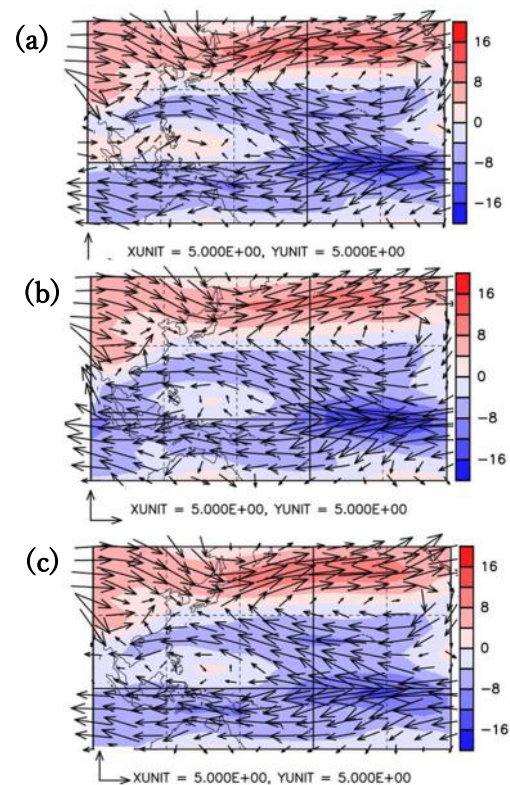


図 3. 北西太平洋における (a) 標準実験, (b) インド洋昇温実験, (c) 大西洋昇温実験の  $\sigma = 0.86$  における東西風成分 (9 年平均値)。

いる。これがモンスーン西風を弱めた原因と考えられる。

#### 参考文献

Yan Du, Lei Yang, and Shang-Ping Xie. 2010: Tropical Indian Ocean Influence on Northwest Pacific Tropical Cyclones in Summer following Strong El Niño.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.

吉田 龍二. 2014 : 北西太平洋の熱帯低気圧発生環境場に関する統計的研究 (Dissertation\_全文)

植田 宏昭, 釜江陽一. 2018-11: 2015, 2016 年における台風発生数の季節的な変動, 日本気象学会「天気」/65(11)/pp.749-753

気象庁ホームページ

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

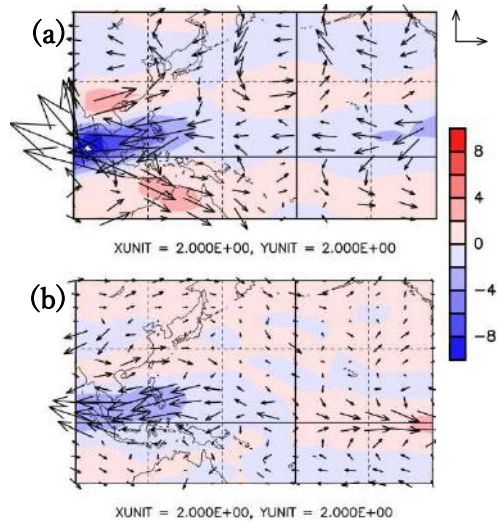


図4. 北西太平洋における(a) インド洋昇温実験, (b)大西洋昇温実験の  $\sigma = 0.86$  における東西風偏差(9年平均値)。

#### 4. まとめ

相関係数の計算と数値実験により、インド洋と大西洋の海面水温が台風発生数に及ぼす影響を調べた。その結果、これらの海域の昇温実験では、下層に収束が見られ、その東側のケルビン応答が西太平洋まで伝わったため、北西太平洋のモンスーン西風と偏東風を弱めて台風発生に不都合な環境場が形成された。図5の赤道付近に注目すると、昇温実験で対流を起こした地点の東側で東風偏差となつて

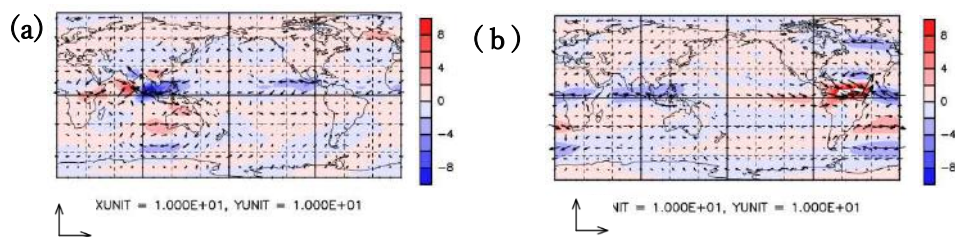


図5. (a)インド洋昇温実験, (b)大西洋昇温実験の  $\sigma = 0.86$  における東西風偏差(9年平均値)。



# 気象庁非静力学モデルを用いた台風進路予報の大外し事例の研究

比嘉未雅, 伊藤耕介 (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

台風の進路は防災・減災にとって基本的な情報の一つであり, 気象庁による台風進路の予報精度も改善傾向にある(図 1)。現在の気象庁による台風進路予報は, 気象庁全球モデル(GSM)などの情報をもとに予報官が発表している。しかし, 発表予報の誤差が大きい事例が依然として存在する。一方, Yamada et al. (2016)によれば, メソ気象モデルを用いると, 進路予報が改善する場合があるとしている(図 2)。そこで, 本研究では台風進路予報の大外し事例にメソ気象モデルを用いて再予報をすると精度が改善するかどうかを調べ, 改善した場合にその要因を明らかにすることを目的とする。

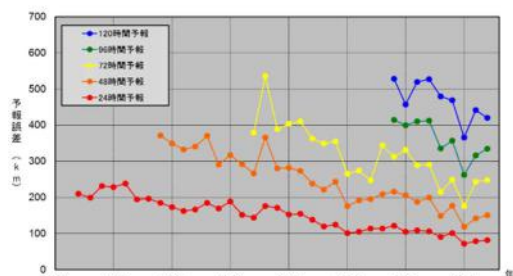


図 1: 台風進路予報(中心位置の予報)の年平均誤差

## 2. 使用データと数値予報モデル

本研究では台風進路のベストトラック(事後解析)と進路予報誤差が大きかった事例のデータベースとして RSMC Tokyo の Annual Report (2012~2016 年)を用い, メソ気象モデルには気象庁非静力学モデル(NHM)を用いる(Saito, 2012)。計算領域の格子点数は  $501 \times 501 \times 25$  層, 水平格子点間隔は 20km, 積分時間は 72 時間で積分間隔は 1 分, 初期値・

境界値は GSM に基づく 0.5 度間隔のデータで計算しており, 対流パラメタリゼーションスキームは Kain-Fritsch(KF)スキームを用いている。また, 台風の中心は海面気圧が最も低い地点とした。

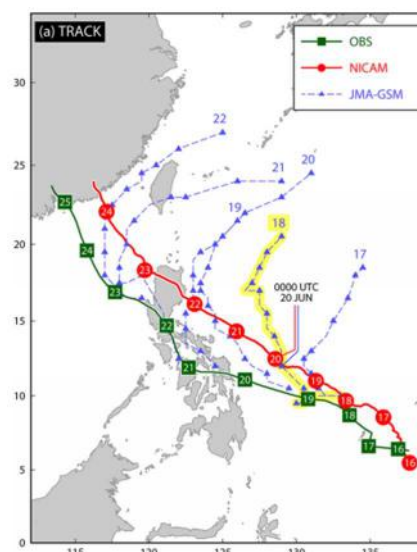


図 2: Observed and simulated tracks of Typhoon Fengshen (Yamada et al., 2016)

## 3. 実験結果

表 1 に示すのは, 発表予報での 72 時間予報誤差が最も大きかった 5 事例と, 予報官が実際に発表した発表予報, そして予報官が予報をする際に参照した GSM の予報誤差と今回の再予報実験で用いた NHM の予報誤差である。誤差距離はベストトラックの中心位置と予報による中心位置との距離としている。全事例で発表予報誤差よりも NHM の誤差が小さいという結果が得られた。本研究では, NHM における進路予報が最も改善された 2016 年台風第 7 号(Chanthu)に焦点をあて, 更なる解析を行っていく。

表 1:各システムに基づく 72 時間進路予報誤差

| 台風の階級・名前・台風の番号<br>初期時刻                | 発表予報の誤差<br>(km) | GSMの誤差<br>(km) | NHMの誤差<br>(km) |
|---------------------------------------|-----------------|----------------|----------------|
| TY Prapiroon 1221<br>2012/10/16 06:00 | 1551            | 1468           | 1176           |
| TY Meari 1623<br>2016/11/03 06:00     | 1083            | 793            | 806            |
| TY Jelawat 1217<br>2012/09/28 00:00   | 978             | 475            | 482            |
| STS Chanthu 1607<br>2016/08/14 06:00  | 900             | 611            | 100            |
| STS Kammuri 1417<br>2014/09/26 18:00  | 900             | 1038           | 209            |

#### 4. Chanthu の解析

Chanthu の進路を比較すると、NHM の予報進路がベストトラックに近い進路を取っていた。一方、GSM では Chanthu の関東上陸を予報しており、NHM では GSM よりも適切な北進速度が予報できていた。北進速度に差が生じた要因として指向流の南北成分が考えられるため、その計算を行った。

指向流の南北成分は、台風を中心を真ん中に置いた緯度経度 4 度の領域を取り、その鉛直方向の 700hPa から 300hPa 面の南北風の平均として求めた。値が正ならば南風を示している。NHM の南風が GSM よりも速く、北進速度の違いはこの南風に起因する可能性が高い。このように指向流が異なる要因として、太平洋高気圧の張り出しやより細かいスケールの現象の影響が考えられる。まず NHM と GSM の海面気圧の総観場を比較してみたが、太平洋

高気圧の張り出しに大きな違いは見られなかった。

そこで、より詳細なスケールに注目したところ、北進速度に差が見られた時間帯について、NHM では台風の西側に別の渦があることが明らかとなった(図 3 左)。時間の経過を見ると、2 つの渦はお互いを回転させるように動いていたことから、台風の北進速度の上昇は、台風とその近傍にあった局所的な渦による藤原効果によるものと示唆された。また、NHM で予報開始から 42 時間後の 500hPa 面における気温場を見たところ、台風の西側に位置した渦に対応する地点では気温が周囲より低く、この渦が寒気の移流によってできた局所的なものであることがわかった(図 3 右)。同時刻のメソ解析値にもこのような冷たい空気塊が見られた。

この局所的な渦がどのようにして発生・発達したのかを明らかにするために以下の渦度方程式を用いて解析を行った。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - v \frac{\partial f}{\partial y} - (\zeta + f) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$\zeta$  は渦度 ( $s^{-1}$ )、 $u, v$  は風の東西成分と南北成分 ( $m/s$ )、 $f$  はコリオリパラメータである。

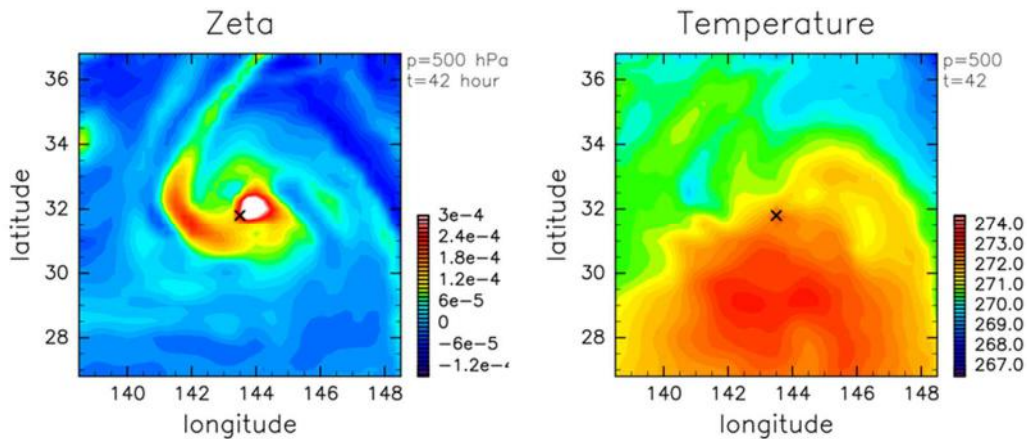


図 3: 予報開始から 42 時間後の 500hPa 高度における渦度(左)と気温場(右)。×は台風の中心



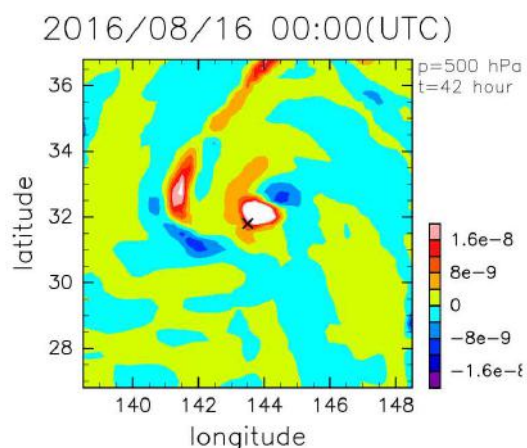


図 4: 予報開始から 42 時間後の 500hPa 面における収束項の値

解析の結果、収束項が大きいことがわかった (図 4)。収束項は鉛直流の鉛直方向の変化に関わる項であり、対流に起因することが多い。局所的な渦が見られた地点では、上空に向かって鉛直流が強くなっていたことから収束が起きていたことがわかり、この渦は寒気の流入に伴って、元々あった渦が発達したものであることがわかった。一方、GSM ではこのような台風西側の強化が起こらなかった。以上のことから、NHM で局所的な渦が発達し、GSM ではそれがなかった要因は、対流活動をパラメータ化する対流パラメタリゼーションスキームであることが示唆された。

それを確かめるために NHM の対流パラメタリゼーションスキームを GSM で用いられている Arakawa-Schubert (AS) スキームに変えて同様の実験を行ったところ、進路予報は GSM と同様に大きく外れ (図 5)、適切な北進速度が再現されなくなることがわかった。

## 5. まとめ

気象庁による台風の太外し事例に関して、NHM を用いた再予報実験を行った。台風の進

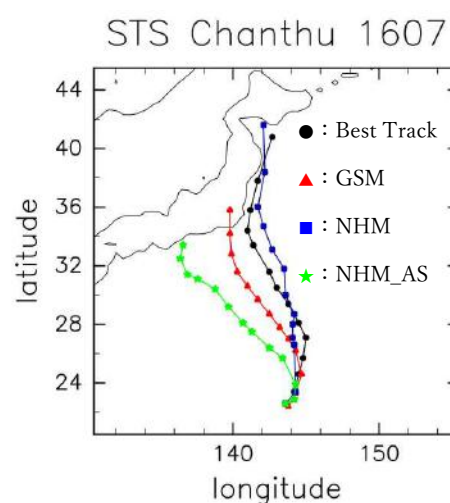


図 5: Chanthu の進路

路予報誤差が大幅に改善されるケースがあり、最も誤差が小さくなった Chanthu を解析した結果、NHM では局所的な渦が形成され、藤原効果による北進速度の上昇を予測できたため、正確な進路予測に成功していたことがわかった。

## 参考文献

- Yamada, H., T. Nasuno, W. Yanase, and M. Satoh, 2016: Role of the Vertical Structure of a Simulated Tropical Cyclone in Its Motion: A Case Study of Typhon Fengshen (2008). SOLA, 12, 203-208.
- Saito, K., 2012: JMA nonhydrostatic model and its applications to operation and research. Atmospheric Model Applications, I. Yucel, Ed., InTech, 85-110, doi:10.5772/35368.
- 小倉 義光, 2016: 一般気象学 [第二版補訂版], 東京大学出版会
- RSMC Tokyo-Typhoon Center Annual Report  
<https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/annualreport.html>

# 近年の気象庁と JTWC との台風強度解析比較

林 和彦（沖縄気象台）

## 1. はじめに

地球温暖化の進行に伴い、台風の発生数は減少するが、強い台風の割合は増加すると考えられている(Yoshida et al., 2017)が、気象庁の解析によると、台風の発生数や強い台風の割合に変化はみられていない(気象庁, 2018)。Mei & Xie (2016) は、気象庁のベストトラックを補正して、JTWC (Joint Typhoon Warning Center) のデータと合わせて台風の強度の増大を示している。

本調査では、Mei & Xie (2016) を参考に、近年の気象庁と JTWC とのベストトラックを比較し、気候変動に伴う台風強度の長期変化傾向を解析する基礎資料を作成することを目的としている。

## 2. 使用したデータおよび手法

本調査に使用したデータは、2001 年から 2017 年の気象庁および JTWC の台風ベストトラックである。これは両者の中心気圧と風速データが、揃っている期間である。なお、気象庁のデータは、1976 年以前は中心気圧のみ、一方、JTWC では 2000 年以前は風速のみとなっている。風速も、気象庁では 10 分平均風速、JTWC では 1 分平均風速と相違がある。

気象庁および JTWC の台風強度解析には、ともに Dvorak 法 (Dvorak, 1984) が用いられている。すなわち、衛星による台風の眼の形状(CI (Current Intensity) 数で示す)から、中心気圧と風速を推定している。気象庁および JTWC では、CI 数から中心気圧および風速への変換表は異なっている(表 1)。CI 数が 5.0 以上の場合、中心気圧は JTWC の方が気象庁より低く、風速も平均時間が異なることもあり JTWC の方が強い。しかし、CI 数が 3.5 以下の場合には、気象庁の方が中心気圧が低く、風速も平均時間が長いにもかかわらず気象庁の方が強くなっている。

## 3. 結果

図 1 に気象庁および JTWC による台風発生数および沖縄への接近数の経年変化を示す。気象庁および JTWC とともに、風速が 34kt 以上の TS (Tropical Storm) となった数を、沖縄への接近とは各官署(那覇、名護、久米島、宮古島、石垣島、西表島、与那国島、南大東島の 8 つ)のいずれかから 300km 以内を台風が通過することと定義している。

表 1 気象庁および JTWC の CI 数から中心気圧および風速への変換表

| CI 数 | 気象庁<br>Koba et al., (1991) |                | JTWC<br>Dvorak (1984) |               |
|------|----------------------------|----------------|-----------------------|---------------|
|      | 中心気圧<br>(hPa)              | 10 分風速<br>(kt) | 中心気圧<br>(hPa)         | 1 分風速<br>(kt) |
| 1.0  | 1005                       | 22             |                       | 25            |
| 1.5  | 1002                       | 29             |                       | 25            |
| 2.0  | 998                        | 36             | 1000                  | 30            |
| 2.5  | 993                        | 43             | 997                   | 35            |
| 3.0  | 987                        | 50             | 991                   | 45            |
| 3.5  | 981                        | 57             | 984                   | 55            |
| 4.0  | 973                        | 64             | 976                   | 65            |
| 4.5  | 965                        | 71             | 966                   | 77            |
| 5.0  | 956                        | 78             | 954                   | 90            |
| 5.5  | 947                        | 85             | 941                   | 102           |
| 6.0  | 937                        | 93             | 927                   | 115           |
| 6.5  | 926                        | 100            | 914                   | 127           |
| 7.0  | 914                        | 107            | 898                   | 140           |
| 7.5  | 901                        | 115            | 879                   | 155           |
| 8.0  | 888                        | 122            | 858                   | 170           |

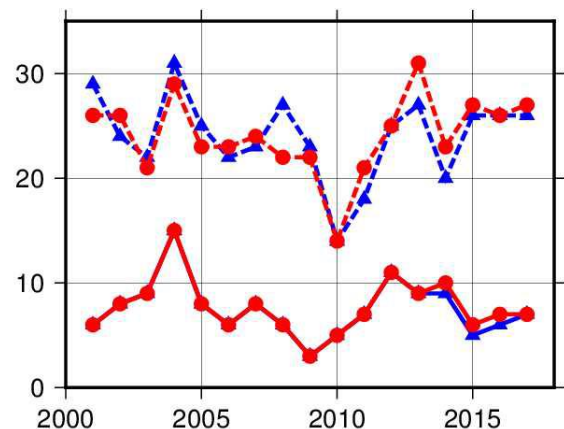


図 1 気象庁および JTWC による台風発生数および沖縄への接近数の経年変化(単位:個)

●:気象庁、▲:JTWC、点線:台風発生数、実線:沖縄接近数

2001 年から 2017 年に気象庁および JTWC の解析による台風発生数は、410 個および 407 個で、年平均すると 24.1 個および 23.9 個である。また、沖縄への接近台風は、全期間では 131 個および 128 個で、年平均すると 7.7 個および 7.5 個である。

図 1 から、2001 年から 2017 年の間に台風の発生数および沖縄への接近数の経年変化に傾向はみられない。ただ

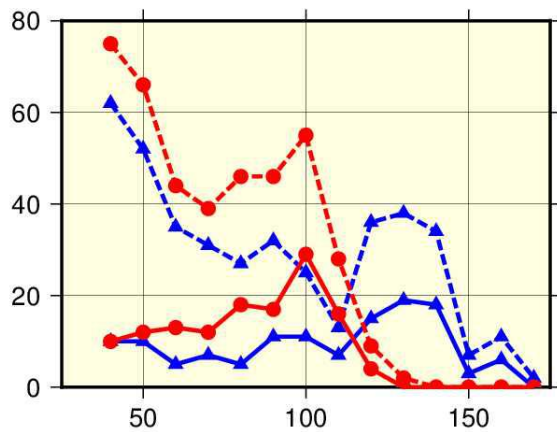


図2 気象庁およびJTWCによる最大風速別(単位:kt)の台風解析頻度(単位:個)  
●:気象庁、▲:JTWC、点線:全台風、実線:沖縄接近台風

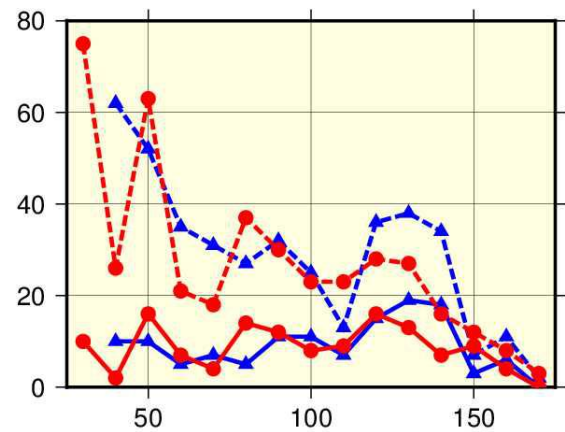


図3 気象庁(1分平均に変換)およびJTWCによる最大風速別(単位:kt)の台風解析頻度(単位:個)  
●:気象庁、▲:JTWC、点線:全台風、実線:沖縄接近台風

し、2000年代はJTWCの台風発生数が多かったのに対し、2010年代は気象庁の台風発生数が多くなっている。

図2に、気象庁およびJTWCによる最大風速別の台風解析頻度分布を示す。解析される風速の平均時間が異なり、1分平均を使うJTWCの方が風速の強い台風が多くなっているのは当然といえる。そこで、Mei & Xie (2016) に倣い、気象庁の10分平均風速を表1を使って1分平均風速に変換した。その結果を用いて、補正した最大風速別の台風解析頻度を示したのが、図3である。全台風に対しても、沖縄に接近した台風においても、補正をした気象庁の解析でも、最大風速115-145ktの頻度が不足している。最も大きな差異は、最大風速が34kt未満となり、台風と認められなくなるものが75個と補正前の約2割にのぼることである。一方、沖縄に接近する台風は、勢力の弱いものの割合がもともと大きくないことから、補正をしても台風から降格する数は少ない。図4には、補正した台風数の経年変化を示す。台風の発生数は、補正前と比べると年4-5個程度減っているが、明瞭な変化傾向があるわけではない。沖縄への接近台風は前述のように変化はみられない。

#### 4. 考察

2001年から2017年の間に台風の発生数および沖縄への接近数の経年変化に傾向はみられない。ただし、2000年代はJTWCの台風発生数が多かったのに対し、2010年代は気象庁の台風発生数が多くなっている。表1にみえるように、TS(風速34kt以上)となるために必要なCI数は気象庁の方が低く(気象庁2.0、JTWC2.5)、2010年代の傾向は理解できるが、2000年代にJTWCの方が台風発生が多い理由は不明である。

気象庁の10分平均風速値を1分平均に変換して、

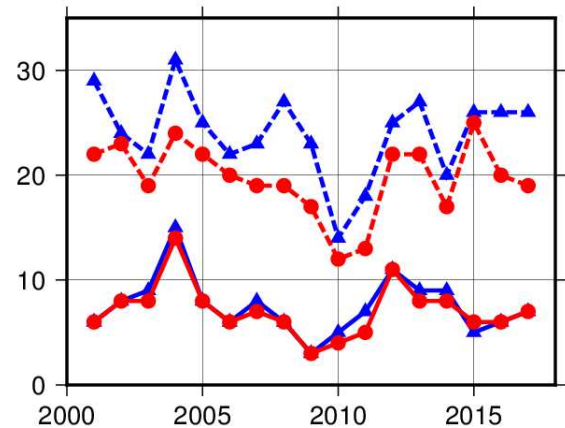


図4 気象庁(補正)およびJTWCによる台風発生数および沖縄への接近数の経年変化(単位:個)  
●:気象庁、▲:JTWC、点線:全台風、実線:沖縄接近台風

JTWCとの最大風速別の頻度の比較を行ったところ、約2割の勢力の弱いものが台風と認められなくなってしまった。強い勢力の台風が増えているとの報告はあるが(Mei & Xie, 2016)、そもそも台風の強度の検証は、直接観測が乏しく難しい(坪木, 2018)。しかし、台風の強度の増大だけでなく発生数についても考慮する必要があるだろう。

#### 参考文献

- Dvorak, 1984, NOAA Tech. Rep. 11.  
気象庁, 2018, 気候変動監視レポート2017, 87pp.  
Koba et al., 1991, Geophys. Mag., 44(1), 15-25.  
Mei & Xie, 2016, Nature Geosci., 9, 753-757.  
坪木, 2018, 天気, 65(6), 73-75.  
Yoshida et al., 2017, GRL, 44(19), 9910-9917.

# 航空機観測データを用いた台風強度推定手法の検証

知花聖香, 伊藤耕介(琉球大学理学部)

## 1. はじめに

台風の中心気圧・最大風速の算出は防災の面からみても重要である。気象庁では、中心気圧を算出するにあたり、海上の台風に対して衛星画像を用いるドボラック法に加えて、台風が陸上に近い場合には陸上のいくつかの観測値を用いた「高橋の式」(高橋、1939)からも中心気圧を出している。しかし、通常、台風中心付近のデータは手に入らないため、高橋の式の妥当性を十分に検討することは難しい。今回は航空機観測により2017年台風21号と、2018年台風24号の気圧や風速などのデータが得られたため、それらを用いて高橋の式の検証を行う(表1)。また、近年に入り衛星画像の雲の移動ベクトルから推定した風速AMV(大気追跡風)が利用可能となった。そこで、上空の風速場から台風の最大風速を求める新たな手法の提案を行う。

## 2. 実験手法

航空機観測データに高橋の式を適用し、台風中心から離れた地点の観測データからの推定について妥当性を検証する。まず、航空機観測に基づく高度300m付近の気圧から、静水圧平衡により高度0mにおける気圧を求めた。気象庁発表の3~6時間ごとの中心位置を用いて中心からの距離 $r$ を求め、高橋の式に線形内挿して求めた。

$$\text{高橋の式 } P(r) = 1015 - \frac{\Delta p}{(1 + \frac{r}{r_0})}$$

高橋の式の実際の運用を想定し、縦軸に $\ln(1015-P)$ 、横軸に台風中心からの距離 $r$ をとったグラフを書く。台風の壁雲の内側では気圧が変化しないと仮定し、 $y$ 軸切片ではなく、台風の眼の半径における値を、最低気圧として推定する(図1)。台風の眼の半径は輝度温度分布より目視で求めた。

また、新たな手法としてAMVを用いた最大風速の推定手法を提案する。この手法では、AMVに基づいた絶対角運動量を計算する。300hPaよりも上空のAMVより接線風 $v$ を計算し、その地点の緯度・経度を代入して、コリオリパラメータ $f$ 、中心からの距離 $r$ を使い、絶対角運動量を求める。

$$M = \rho \left( \frac{1}{2} f r^2 + r v \right)$$

$$= \rho_{\max} \left( \frac{1}{2} f r_{\max}^2 + r_{\max} v_{\max} \right)$$

$\max$ は最大風速半径の値であることを表す。一般に絶対角運動量は中心から離れるにつれて大きくなる傾向にあるが、壁雲に連なる外出流域では動径方向に一定になると考えられるため、絶対角運動量の分布からそのような領域を特定した(図2)。

以上の推定結果は、台風の航空機観測データおよび気象庁ベストトラックデータと比較する。

表1. 使用したデータ数

| 2017年台風21号<br>(10月21日) | 2017年台風21号<br>(10月22日) | 2018年台風24号<br>(9月25日) | 2018年台風24号<br>(9月26日) | 2018年台風24号<br>(9月27日) | 2018年台風24号<br>(9月28日) |
|------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| 20(21)                 | 4(5)                   | 9(17)                 | 16(22)                | 9(15)                 | 6(6)                  |



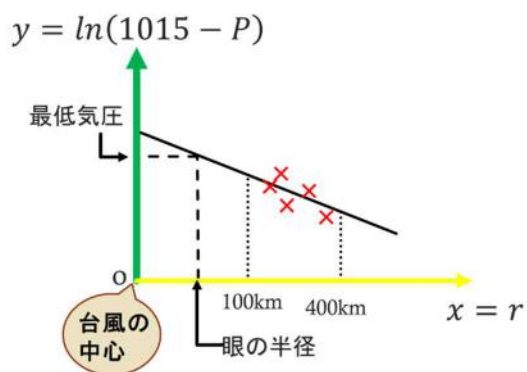


図1．高橋の式による中心気圧の推定

### 3. 結果

航空機観測データと、台風の中心から100-400kmのデータを使って高橋の式で推定した中心気圧を比較すると、10-60hPa 程度大きな値が出た(表2, 図3)。壁雲の内側でも気圧が下がるとした場合には、若干誤差が減ったが、それでもまだ値としては大きい。中心に近い0-100kmのデータを使用し、かつ台風の眼の内側でも気圧が変化するとした場合には、妥当な値が得られた。

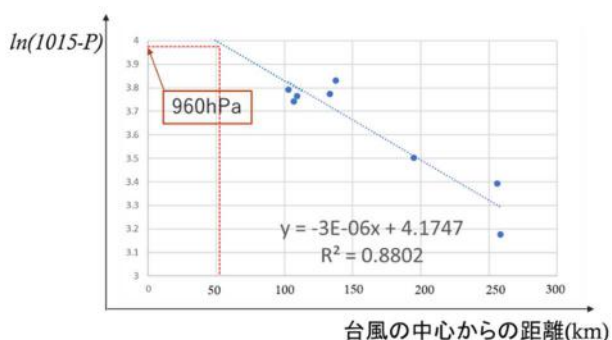


図3．2017年10月21日の中心気圧算出

AMV を用いて中心の最大風速を出した場合、ばらつきはあるものの、平均的にみると航空機観測と同程度の大きさとなっており、ベストトラックと比べると若干弱めとなるが多かった(表3, 図4)。その原因として、台風の中心由来の外出流の高度よりも上空の雲の移動を見て算出した可能性などが考えられる。

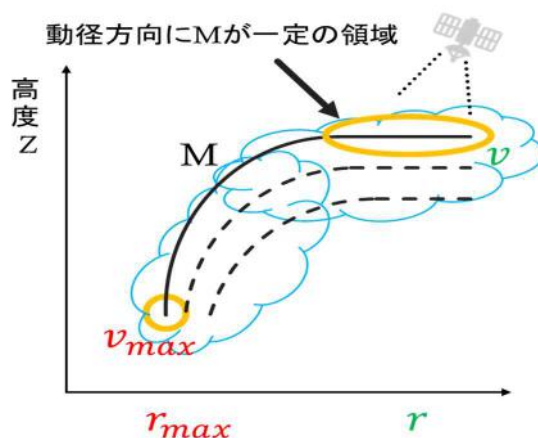


図2．AMV による最大風速推定

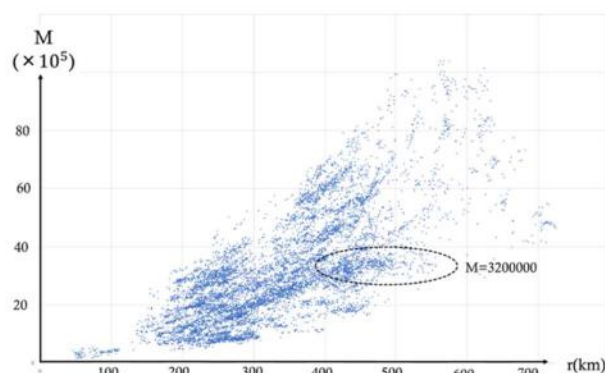


図4．2018年9月25日の絶対角運動量

### 4. まとめと今後の課題

本研究では、航空機観測データを用いて高橋の式の妥当性を検証した。その結果、台風の中心から離れた領域の地上気圧だけから台風強度推定を行う現在の運用方法では大きな不確実性があることを示す結果となった。特に今回は航空機観測によってそれが強く支持される結果となった。

また絶対角運動量が準保存量であることを利用し、台風の最大風速を求める手法を新たに提案した。本手法は、航空機観測の入手できない場合でも使うことができるという利点を持つが、現時点では、主観的にデータを選択している、眼のサイズに大きく依存するなどの問題点があるため、今後も改善が必要である。



表 2. 航空機観測のデータ、気象庁ベストトラックの「高橋の式」との比較

|                      | 2017年台風21号<br>(10月21日) | 2018年台風24号<br>(9月25日) | 2018年台風24号<br>(9月26日) | 2018年台風24号<br>(9月27日) |
|----------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| ①航空機観測データ            | 924                    | 919                   | 948                   | 956                   |
| ②気象庁ベストトラック          | 935<br>(+11)           | 915<br>(-3)           | 950<br>(+2)           | 950<br>(-6)           |
| ③高橋の式<br>(100~400km) | 960<br>(+36)           | 978<br>(+61)          | 975<br>(+27)          | 967<br>(+11)          |
| ④高橋の式<br>(0~400km)   | 950<br>(+26)           | 947<br>(+29)          | 968<br>(+20)          | 967<br>(+11)          |
| ⑤切片<br>(0~100km)     | 921<br>(-3)            | 909<br>(-9)           | 946<br>(-2)           | 955<br>(+1)           |
| ⑥切片<br>(100~400km)   | 950<br>(+20)           | 975<br>(+56)          | 966<br>(+18)          | 951<br>(-5)           |
| 台風の眼の半径<br>(km)      | 51                     | 41                    | 86                    | 76                    |

・単位は hPa、()内は航空機観測データとの差

表 3. 最大風速の比較

|                 | 2017年台風21号<br>10月21日 | 10月22日 | 2018年台風24号<br>9月25日 | 9月26日 | 9月27日 | 9月28日 |
|-----------------|----------------------|--------|---------------------|-------|-------|-------|
| ①航空機観測<br>データ   | 50                   | 33     | 46                  | 37    | 29    | 40    |
| ②気象庁<br>ベストトラック | 45                   | 50     | 55                  | 45    | 45    | 45    |
| ③AMV            | 55                   | 34     | 43                  | 37    | 36    | 21    |

・単位は m/s、航空機観測データはその日に得られた風速の最大値

## 参考文献

高橋浩一郎(1939)：台風域内に於ける気圧及風速の分布，気象集誌，第 17 巻，417-421.

Kosuke Ito, Hiroyuki Yamada, Munehiko Yamaguchi, Tetsuo Nakazawa, Norio Nagahama, Kensaku Shimizu, Tadayasu Ohigashi, Taro Shinoda, Kazuhisa Tsuboki(2018): Analysis and forecast using dropsonde data from the inner-core region of Tropical Cyclone Lan (2017) obtained during the first aircraft missions of T-PARCII, SOLA, 14, 105-110.

木場博之、萩原武士、小佐野慎悟、明石修平(1990)：台風の CI 数と中心気圧及び最大風速の関係，気象庁研究

時報，42，59-67

Powell, M. D., P. J. Vickery, and T. A. Reinhold,(2003): Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones, Nature, 422, 279–283.

気象庁 過去の台風資料

<http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/index.htm>

気象庁予報部 台風解析の技術

[http://www.jma.go.jp/jma/kishou/minkan/koushu/taifu\\_kaiseki\\_gijutsu.pdf](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/minkan/koushu/taifu_kaiseki_gijutsu.pdf)

デジタル台風

<http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/>

## 2018年台風24号における Ocean Feedback の影響

久保昌也, 伊藤耕介 (琉球大学理学部)

### 1. はじめに

台風 24 号は 2018 年日本に接近した台風の中でも強い勢力を持っており、沖縄でも大規模な停電などの被害が発生した。この台風は 9 月 21 日に発生し、9 月 30 日に本州に上陸したが、沖縄に接近する前の 24 日から 26 日にかけて台風の進行速度が非常に遅くなり、それとほぼ同じタイミングで台風強度の著しい減衰が見られたほか、台風のサイズが大きくなったことも確認された。台風の進行速度が遅いときに、台風が減衰する原因として考えられるものの一つに Ocean Feedback 現象が挙げられる。Ocean Feedback とは台風が持つ強風が海面を攪拌し、海面水温を低下させるために、台風強度が弱まるという現象のことである (Lin et al., 2008)。本研究では台風 24 号の減衰した原因が Ocean Feedback によるものかどうかを数値シミュレーションによって検証し、台風における Ocean Feedback の働きを調べるものである。

### 2. 数値実験設定

本研究は大気と海洋を結合させた設定 (結合モデル) と大気のみを設定 (大気モデル) の 2 種類を用意し、シミュレーションを行う。大気の計算は気象庁のモデルである NHM (Saito, 2012) を用い、結合実験では NHM に鉛直一次元海洋混合層モデルを結合したシステム (Ito et al., 2015) を用いた。2 種類のシミュレーションの結果を比較し、両者の違いに注目する。計算領域は  $2000\text{km} \times 2000\text{km}$ 、水平格子点間隔は 2.5km、計算開始時刻は 2018 年 9 月 22 日

12UTC で、積分期間は 120 時間である。また、対流パラメタリゼーションスキームとして、Kain-Fritsch スキームを採用している。

### 3. 結果

図 1 は、結合モデルの 9 月 22 日、23 日、24 日、25 日のそれぞれ 12UTC の海面水温データと同時刻の海面気圧データを重ねたものである。これを見ると、台風の通過した右側後方で海面水温の減少が起きていることがわかる。

図 2 は大気モデル、結合モデルで再現された台風の中心気圧の時系列データである。二つを比較すると大気モデルの方で中心気圧が低く、台風は強い。一方、最盛期を迎えるのは結合モデルの方が早く、衰退期を迎えるのも結合モデルの方が早い。気象庁ベストトラックデータとも比較すると結合モデルの発達・衰退の動きはベストトラックデータに整合的であり、台風 24 号の強度が Ocean feedback を考慮することにより、より適切に再現されたことが分かる。最大風速のデータに関しても、中心気圧と同じく大気モデルの方が最大風速は強く、発達期・衰退期を迎えるのは結合データの方が早い。こちらも、結合モデルの発達・衰退の動きは観測データに整合的であった。また、結合モデル、観測データともに中心気圧、最大風速の衰退期の後に中心気圧または最大風速が維持される時期がある。これは大気モデルのデータには見られない。この期間、結合モデルでは、台風中心から少し離れた領域での海面水温低下が

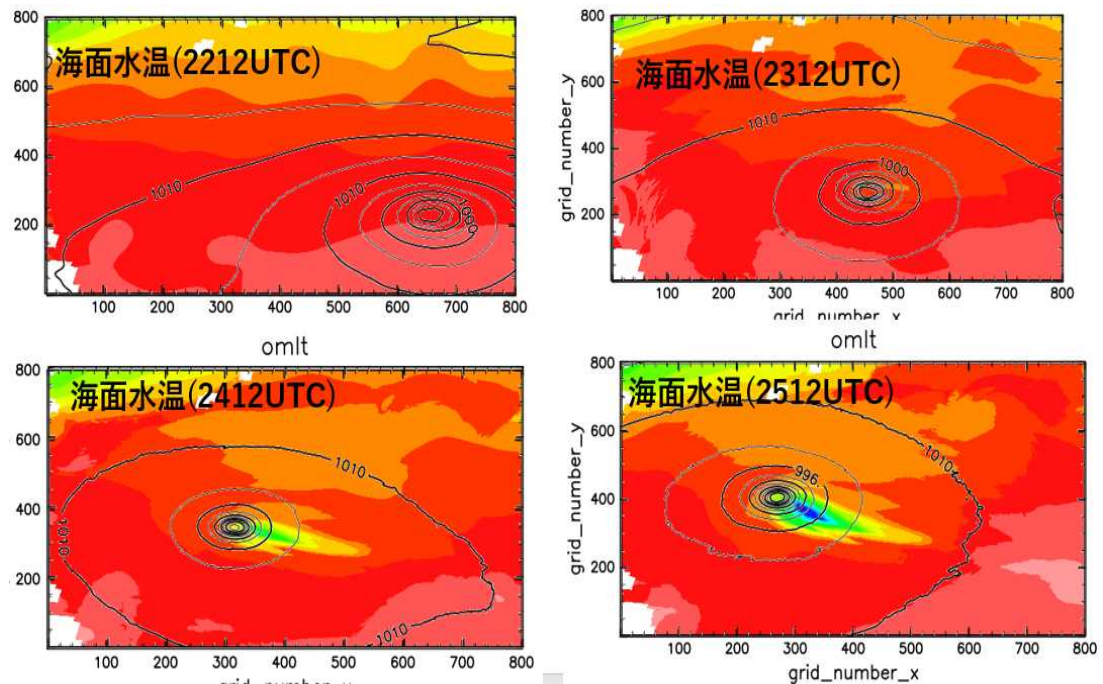


図1 結合モデルにおける海面気圧データおよび海面水温

著しく、中心付近で対流が立ちやすくなる効果が働いていた可能性がある。

また、結合モデルでは、海面水温が著しく低下したタイミングで台風の目のサイズが大きくなっていたのに対し、大気モデルではこのような特徴がみられなかった(図は省略)。このような目の巨大化は衛星画像でも確認することができる。本研究は、大気と海洋の相互作用が台風の構造にも大きな影響を与える可能性を示唆するものである。

#### 4. まとめと今後の課題

本研究では、2018 年台風 24 号が非常にゆっくり移動した 9 月 24 日から 26 日にかけての高解像度シミュレーションを行い、大気と海洋の相互作用を考慮することにより台風強度がより現実的に再現されるようになること、そして、台風の構造にも影響を及ぼし得ることを明らかにした。本事例に

おいては、台風の航空機観測も得られているため、今後は観測データとの比較・検討を進めることで、さらにその妥当性を調べることもできるものと考えられる。

#### 参考文献

Ito, K., T. Kuroda, K. Saito, and A. Wada, 2015: Forecasting a large number of tropical cyclone intensities around Japan using a high-resolution atmosphere-ocean coupled model. *Wea. Forecasting*, 30, 793-808, doi:10.1175/WAF-D-14-00034.1.

Lin et al., 2008: Upper-ocean thermal structure and the western North Pacific category 5 typhoons. Part I: Ocean features and the category 5 typhoons' intensification. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3288-3306, doi:10.1175/2008MWR2277.1.

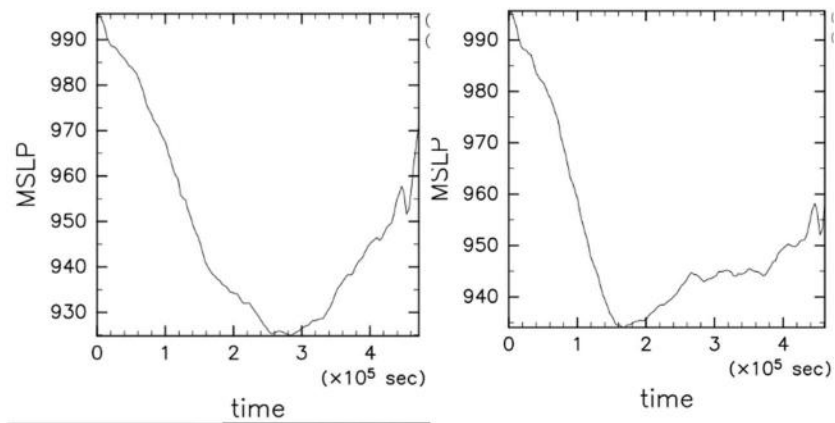


図 2 中心気圧 (左) 大気モデル、(右)結合モデル

Saito, K., 2012: The JMA Nonhydrostatic model and its applications to operation and research. Atmospheric Model Applications, I. Yucel, Ed., InTech, 85-110, doi:10.5772/35368.

# 2018 年台風第 24 号の内部コア領域における微細構造の解析

山城 来奈<sup>1</sup> 山田 広幸<sup>1</sup> 岩井宏徳<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>琉球大学理学部 <sup>2</sup>沖縄電磁波技術センター)

## 1. はじめに

通常台風が上陸すると地形の摩擦収束により構造が変質してしまうが、沖縄の島嶼は地形が台風に及ぼす影響が小さく、台風が本来持つ構造を観測するのに適していると考えられる。台風の中心付近（内部コア）では壁雲における連続的な暴風だけでなく、一時的な突風が発生することが知られているが、そのメカニズムについて十分に理解されていない。2018 年台風第 24 号（TRAMI）は、9 月 25 日から 28 日まで航空機による観測が行われた。翌日 29 日には沖縄本島と久米島の間を通過したため（図 1）、レーダーにより台風の内部コア領域を観測することができた。本研究は突風の発生メカニズムの解明を目的とし、地上気象とレーダーのデータを用いて内部コアの微細構造を解析した。

## 2. 使用データと解析方法

本研究では、ひまわり 8 号の赤外画像、可視画像、気象庁台風ベストトラック、アメダス地上データ、沖縄電磁波技術センターの地上気象データ（恩納村）、沖縄偏波レーダー（COBRA）、フェーズドアラレイ気象レーダー（PAWR）を使用した。地上風の時系列データから、突風が起きた時刻を検出し、COBRA と PAWR を使用してレーダーエコーの立体構造の解析を行うとともに、地上データより相当温位、絶対角運動量、角速度、接線風速、動径風速を計算し、その変化を調べた。また、可視画像を用いて台風の眼の中にみられる小規模な渦（メソ渦）について回転速度（角速度）を計算し、突風との関係を解析した。

## 3. 結果

那覇の地上風の変化を見ると（図 2）、全体として台風の眼の中で風速が弱く、台風の壁雲内で風速が強いという台風の一般的な特徴がみられるが、壁雲の縁にあたる 1710JST に、相当温位の急激な低下と約 40m/s の突風が観測された。この相当温位の一時的な低下は久米島から恩納村にかけて反時計回りに発生していた。相当温位が下がった時刻に COBRA で観測された、高度 2.0km における降水分布によると（図 1）、壁雲は 3 つの節を持つ多角形構造を持ち、3 地点とも節と節の間の辺が通過する時に突風が吹いており、辺の部分の弱いエコーが徐々に台風の中心へ入り込んでいく様子が見えた。久米島

で相当温位が下がった時刻から那覇で相当温位が下がった時刻まで、台風の中心から久米島、那覇まで 10 分毎に鉛直断面を作成し、レーダーエコーの構造変化を調べると（図 3）、久米島上空の背の低い 2km 程度の対流エコーが台風の中心に向かって薄く広がってゆく様子がみられ、台風の中心へ空気塊が流入する時に突風が吹くことが分かった。各物理量の変化（図 4）によると、絶対角運動量（ $M$ ）が上昇する時刻に台風の中心に向かう動径風速（ $V_r$  の負の値）が増加し、同じ時刻に相当温位（ $\theta_e$ ）も減少していた。これは壁雲の外側にある空気が眼の中に流入することを示唆する。

可視画像においても台風の眼の形は 3 つの節を持つ多角形構造がみられ（図 5）、レーダーで見えた節より約  $20^\circ \sim 50^\circ$  風下側に小さな渦のメソ渦が見られた。衛星画像で見えたメソ渦が台風の眼の周りを一周する時間は 4.25 時間で、地上風から計算した角速度と（図 6）は、地表摩擦による減速を考慮すると概ね整合的といえる。角速度が眼の中で増加することは、外側から大きい角速度をもった空気塊の流入を表わしている。可視画像で見えたメソ渦が一周した 0730UTC における久米島との位置関係は、台風の中心から約  $120^\circ$  の場所であり、波数 3 の位置関係を示す角度であったが、久米島はレーダー画像で見える節の位置から約  $50^\circ$  風下側に位置しており、相当温位の下がった時刻と一致することから節と節の間で突風が吹いていることを示唆する。

## 4. まとめ

可視画像で見えた台風の眼の形は 3 つの節を持つ多角形構造になっていた。メソ渦はレーダー画像で見えた節より約  $20^\circ$  風下側で存在しており、節と節の間の辺が通過する時に突風を伴うことが分かった。衛星画像から見積もったメソ渦の角速度と地上風から算出した角速度の値が整合的だったため角速度の増加はメソ渦が移動している様子を数値的に示している。久米島の相当温位が下がった時刻のメソ渦との位置関係からも、節と節の間を通過する際に突風が吹くことが分かった。以上のことから、今回沖縄を通過した台風第 24 号ではメソ渦の通過による突風とメソ渦の形成に関連する角運動量の供給があったと考えられる。



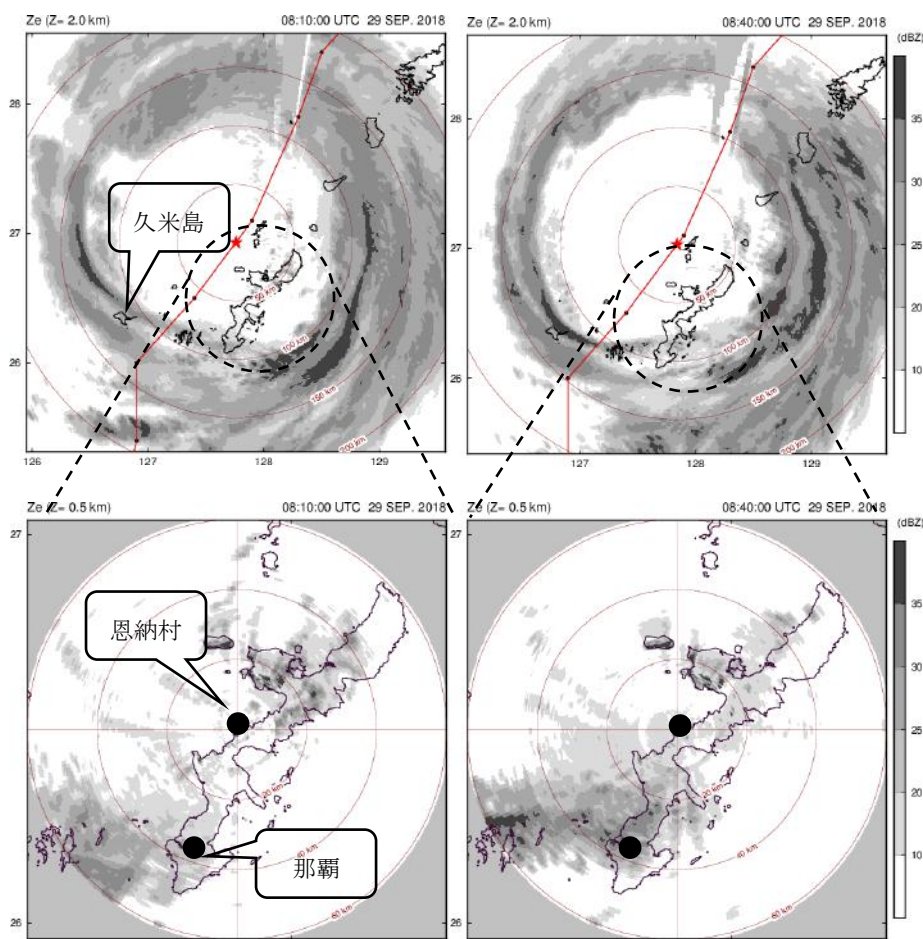


図 1 相当温位の下がった時刻の COBRA で観測された高度 2.0km における降水分布と

同じ時刻の PAWR で観測された高度 0.5km の降水分布

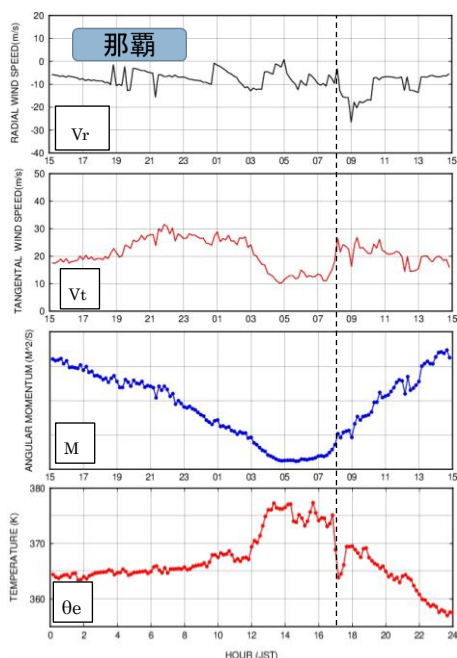


図 4 那覇における地上風の動径風速 ( $V_r$ )、接線風速 ( $V_t$ )、絶対角運動量 ( $M$ )、相当温位 ( $\theta_e$ ) の時系列データ

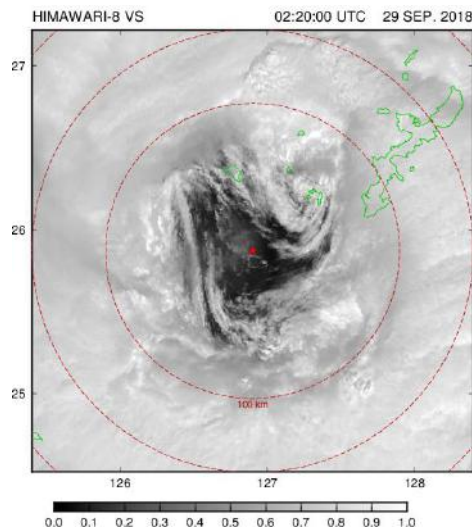


図 5 0220UTC における可視画像

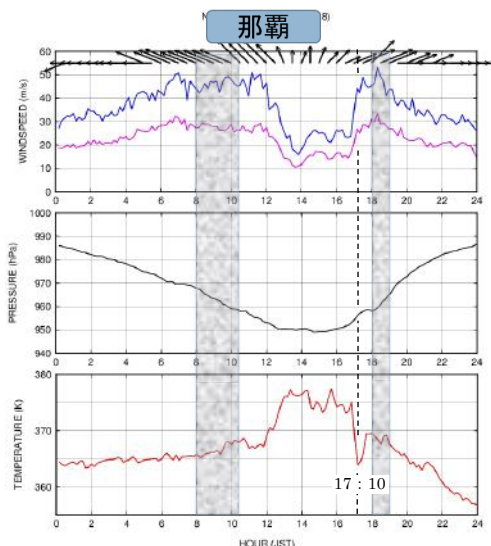


図 2 那覇における地上風、気圧、相当温位の時系列データ

陰影は壁雲の通過期間を示す。

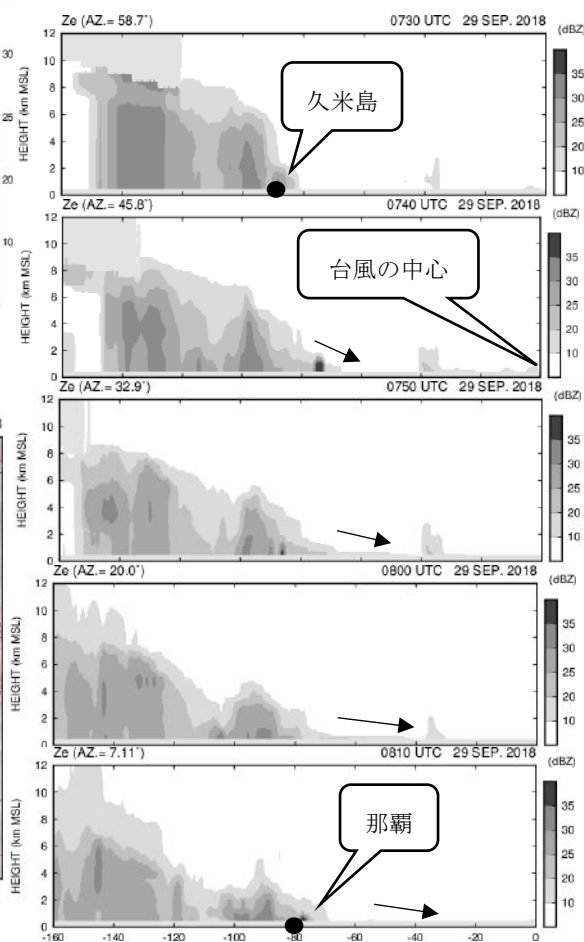


図 3 台風の中心から久米島、那覇の方向に 10 分おきに切った  
反射強度の断面図



図 6 久米島における角速度の時系列データ

# 台風に先行する大雨イベントの日本列島とその周辺における統計的特徴と環境場

荒関晋 山田広幸 (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

北米大陸では台風に先行する大雨(Predecessor Rain Event, 以下 PRE)による水災害の発生が知られている。これは熱帯低気圧の中心から1000km程度離れて発生する大雨イベントである。北米大陸で発生するPREの多くは対流圏上層のジェット気流が加速する領域の赤道側で発生することが知られている(Galarneau and Bosart 2010)。日本ではPREという言葉自体なじみが無いが、「台風が前線を刺激する」という言われ方があり、PREとの類似性が指摘されている(北畠、2012)。しかしながら、PREの統計的特徴は明らかにされていない。本研究では、日本周辺での過去のPREを抽出し、気象庁55年長期客観再解析データ(JRA-55)を用いて総観スケールの環境場の特徴を調べる。

## 2. 使用データとPREの抽出方法と解析方法

本研究では、気象庁全国合成レーダーGPV、気象庁ベストトラック、気象庁55年長期客観再解析データ(JRA-55)を使用した。東経120~150度、北緯20~45度の領域に入った台風のうち、降水領域が台風中心から500km以上1500km以内でレーダーの観測範囲内にあり、24時間積算降水量が100mm以上あり、台風から降水領域に可降水量が50mm以上を伴う流入があるものをPREとして定義した。調査期間は2014年から2018年の5月から11月である。また、台風が先に述べた領域にある期間中の可降水量、200hPaにおける風ベクトル、925hPaにおけるQベクトルを調査した。Qベクトルとは前線強化に着目したベクトルで、その収束は暖気移流に伴う上昇流があることを意味する。さらに、地形効果が推定されるPRE

に関しては追加で地上風ベクトルを求め、斜面との関連を調べた。

## 3. 結果

解析領域に入った台風は5年間で61個あり、そのうちPREを伴ったものは30個あった。発生時期(図1)は6月から10月に集中し、5月と11月は見られなかった。可降水量は55-65mmの範囲が多かった(図2)。多くのPREは高層の風が加速するやや赤道側にあった。中には高層の風に関連性のないものもあり、地形効果が考えられる。925hPaにおけるQベクトルは全事例で収束が見られた。PREの半分は台風の勢力が弱まる時に発生していた。24時間積算降水量と湿潤空気の流入、ジェット気流の加速、Qベクトルの収束があるという点で最も典型的なPREである2014年台風第11号に伴うPRE(2014.08.08~09)(図3, 5)と、PREが発生しなかった2015年台風第12号の非PRE(2015.09)(図4, 6)について記述する。

図3にみられる四国地方や中国地方のPREは、図5aにおいて50mm以上の可降水量を伴う水蒸気の流入に伴う。図5bは200hPaにおける風ベクトルを表す。風速の極大域が日本海まで南下し、降水は風速が加速するやや南側で発生し、風速の極大の南縁に沿って拡大している。ジェット気流の南下とともに降水領域も南下した。九州地方にQベクトルの収束域があり、北東方向に拡大した。降水域はQベクトルの収束域に一致した(図5c)。

2015年台風第12号の非PREでは、北日本に降水域が見られるが、台風からの高い可降水量を伴った水蒸気の流入は見られない(図6a)。台風と降水域の間は上空の高気圧の張り出しに対応する(図6b)。北日本に高い可降水量領域があるが、

台風に伴うものではなく、一般的な前線によるものである。 $Q$  ベクトルは北日本で収束している(図 6c)。

## まとめ

日本周辺を通過する台風の約半分が PRE を伴っていたことが分かった。その多くは高層の風が加速する場所のやや南側で発生し、風の極大の南縁に沿うことが分かった。これは先行研究で明らかにされた特徴と一致する。PRE の降水領域は高層の風の分布に強く依存することがわかった。また、PRE の形成・発達には高い可降水量を伴う湿潤空気の流入と  $Q$  ベクトルの強い収束が必要である。下層の風が強い東風から南風にあるとき、九州地方南東部や近畿地方南東部で局所的な大雨になったのは、地形効果による影響だと考えられる。また、PRE には該当しないが、高い可降水量と  $Q$  ベクトルの収束があれば台風とは独立して大雨になることも分かった。

## 参考文献

- ・小倉義光著『総観気象学入門』，東京大学出版会，2000.08，pp129-134
- ・Thomas J. Galarneau Jr and Lance F. Bosart : Predecessor Rain Events ahead of Tropical Cyclones(2010)
- ・日本気象学会『天気』，北畠尚子，2012 年 3 号，pp171-172

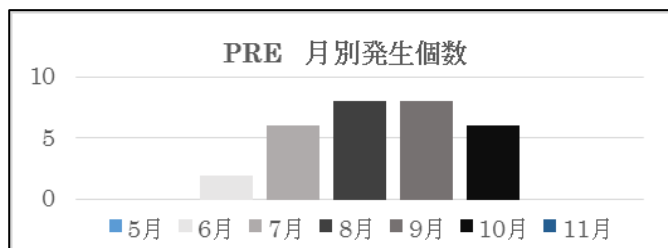


図 1 PRE の月別発生個数

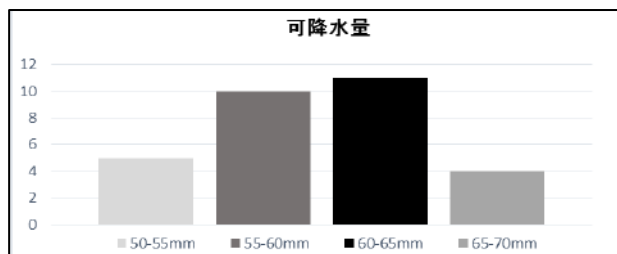


図 2 降水域の可降水量とその個数

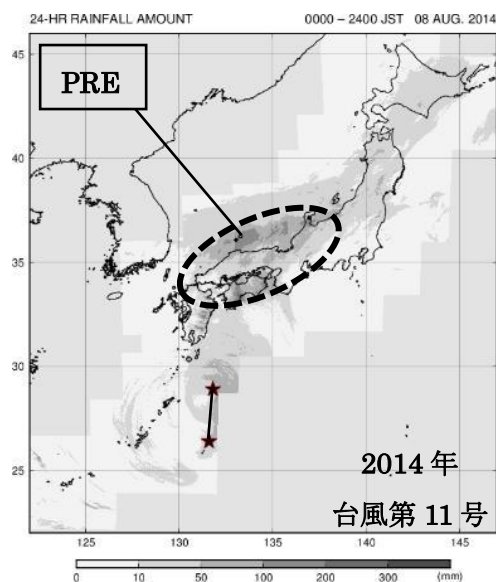


図 3 24 時間積算降水量(2014 年 8 月 8 日)

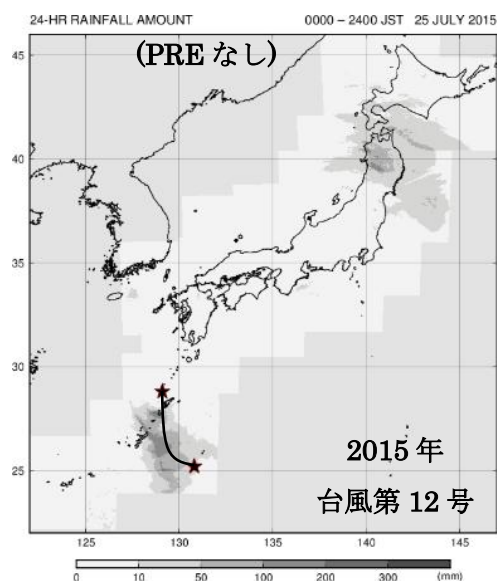


図 3 24 時間積算降水量(2015 年 7 月 25 日)



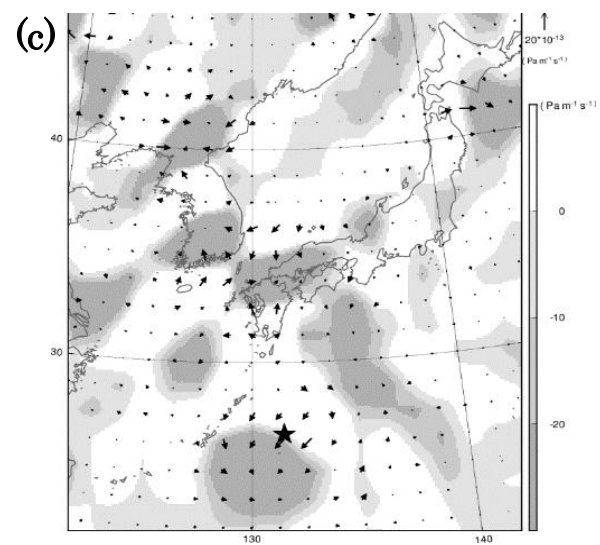
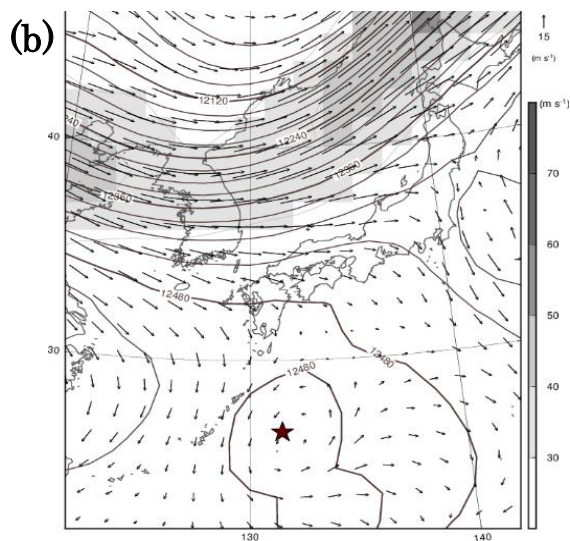
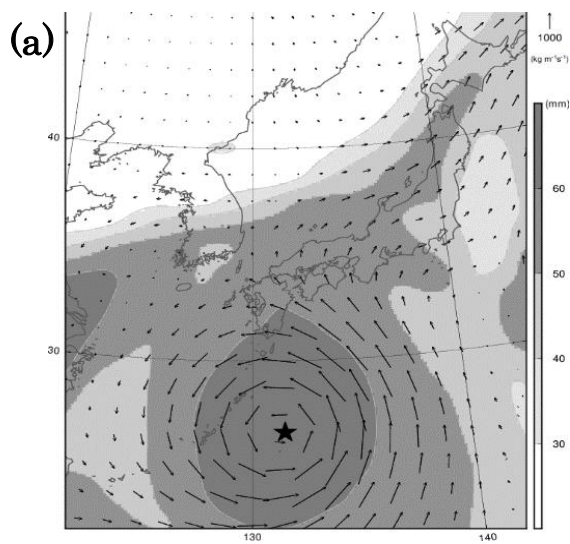


図 5 2014 年台風 11 号に伴う PRE 発生時の(a)可降水量と水蒸気フラックス、(b)200hPa の風ベクトル、(c)925hPa の Q ベクトルとその収束

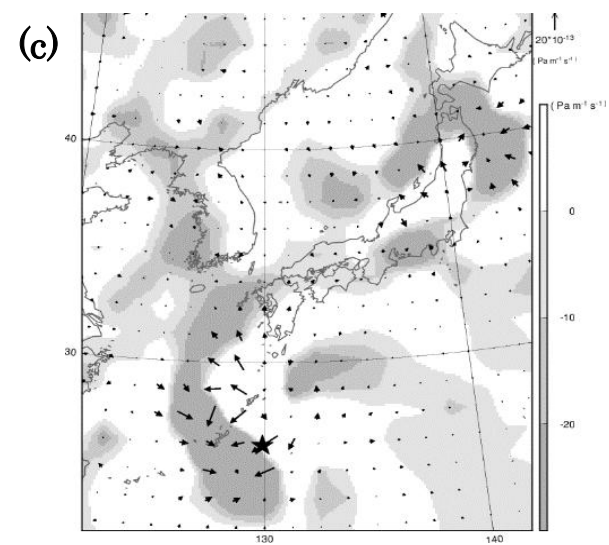
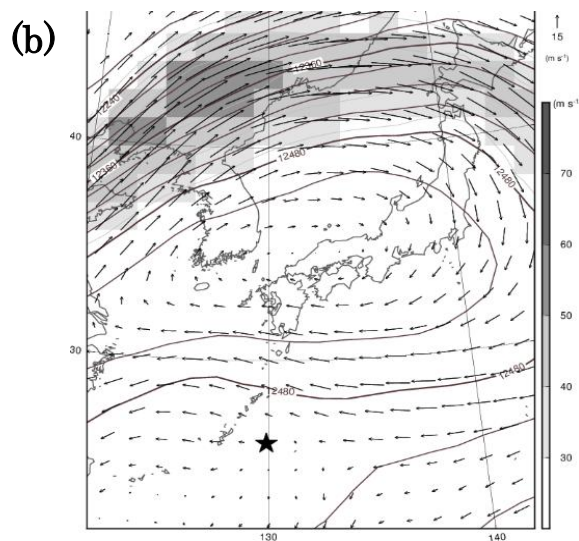
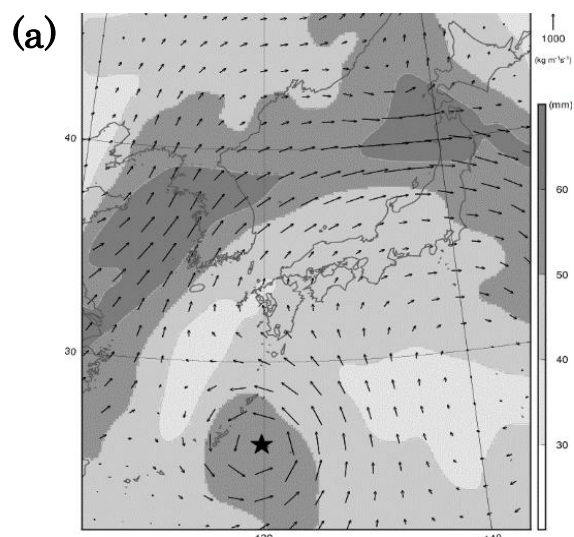


図 6 図 5 と同じ。ただし、2015 年台風 12 号 接近時における分布。

# 平成 30 年 7 月豪雨に先行する沖縄地方での大雨の解析

伊藤典子 山田広幸 (琉球大学理学部)

## 1. はじめに

2018 年 7 月上旬、西日本を中心に全国的に広い範囲で集中豪雨が発生し、平成 30 年 7 月豪雨と命名された。その豪雨の直前に、沖縄地方では湿った空気の影響により 3 日から 5 日にかけて、多良間島および宮古島において、記録的な大雨が観測された(仲筋: 129 mm/h、城辺: 111 mm/h)。これは気象庁が 1961 年に記録を開始して以来最も多い、1 時間降水量であった。本研究は、この期間に大雨をもたらした降水システムの発達に関わる要因を明らかにすることを目的とし、環境場の特徴について解析を行った。

## 2. 使用データと解析手法

本研究では、気象庁レーダー-GPV、ひまわり 8 号の赤外面像、気象庁長期客観解析データ(JRA-55)を使用した。JRA-55 は、全球について最新の予報モデルおよびデータ同化システムにより、利用可能な観測データを取り入れた再解析データであり、主に今回の事例における環境場の解析に用いた。また、気象庁レーダー-GPV の観測データやひまわり 8 号の赤外面像は、降水システムの動きや環境場との関連性を調べることに用いた。

## 3. 解析結果

図 1 で示すように、今回の事例では二つの降水域が確認できた(R1、R2 とおく)。この二つの降水域のうち、R2 は 3 日間ほぼ停滞していたが、一方で R1 に関しては 3 日 09UTC 頃から南下する動きが見られた。

図 2 は 3 日 18UTC の下層(950hPa)と上層(250hPa)での水平風成分と相対渦度の水平分布である。下層における南西風は、台湾の地形を迂回する分布を形成し、その風下において、正の渦度を伴う上昇流域で対流システムが発生しており、台湾の地形による下層収束が、降水域の停滞に関係したと考えられる。上層(250hPa)図上の黒い実線は正の渦度をもつトラフの位置を表し、点線はその後 6 時間毎のトラフの移動を示しており、北西から南東へと進行したことがわかる。R1 の南下がこれに対応する。

図 3 は、図 2 の直線の中心における領域で平均した値の時間変化を表す。上層のトラフが通過する 7 月 4 日に、上昇流が強まったことが確認できる。また図 4 は、図 2 の直線上における渦位の正の偏差を表す鉛直断面図である。トラフの位置に正の偏差をもつ渦位が

存在しており、この渦位は進行方向前方に上昇流、後方に下降流を誘発する(小倉義光, 総観気象学入門)と考えられる。水平風の時間変化(図 3c)をみると、降水の強かった時間帯に南西風が地表から高度 5km までの厚さを持ちながら卓越していることが確認できる。

図 5 は、図 2 の直線上における可降水量と水蒸気フラックスの時間 - 距離断面を示す。R1、R2 の停滞がみられた 3 日から 5 日(枠で示す期間)において、55mm 以上の高い可降水量を伴う南西風の流入がみられる。これは太平洋側の高圧部と大陸側の低圧部の境界により、流れが強まったためと考えられる。この湿潤な南西風の領域が、南東から北西にゆるやかに(約 250km/日)進行していたことが特筆される。

## 4. まとめと考察

今回の事例での環境場の特徴として、①南西からの暖湿な流入の持続、②下層での台湾地形による収束、③上層のトラフの接近に伴う上昇流の誘発、④南西暖湿流の領域のゆるやかな北西進、が挙げられる。暖湿な気流と下層における収束により、先立って存在していた対流システムに、上層のトラフが接近し、さらに上昇流が強まったと考えられる。また降水域 R1 の南下する動きは、上層のトラフの接近に対応していた。これらの環境場の特徴は、大雨をもたらす対流システムの発達に関わる要因のひとつであると考えられる。

南東からの北西への可降水量の移動は、2015 年 7 月や 2016 年 9 月にもみられ、どちらも沖縄地方で顕著な降水が確認されている(江幡 2016; 加藤 2016)。図 3 より、本州での豪雨時(7 月 6 日前後)に、南西風の強まり(下層ジェット)が対応していることから、豪雨をもたらす要因のひとつであると考えられる。

今後の課題として、豪雨に関係している下層ジェットについて詳細な調査を行う必要がある。また、さらなる解析を行った上で、数値シミュレーションによる検証を行う必要がある。



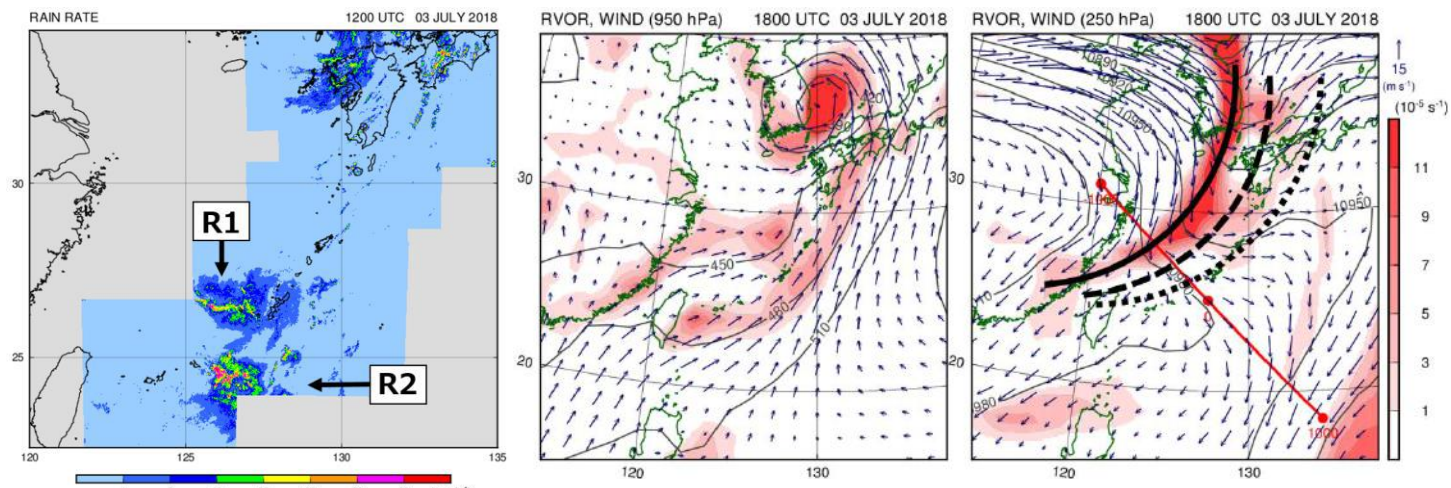


図 2 下層(950hPa : 左図)と上層(250hPa : 右図)における  
正の値の相対湿度と水平風成分の分布。

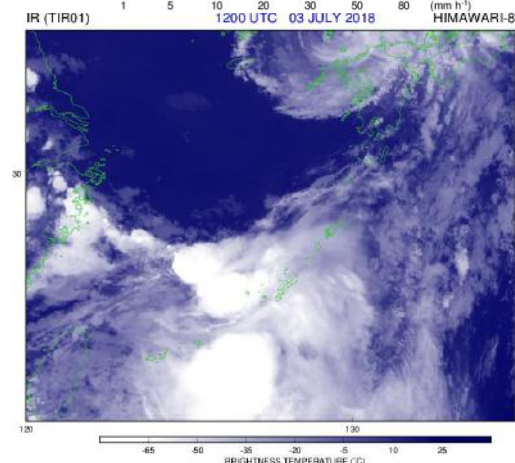


図 1 レーダー降雨強度(上図)と  
衛星赤外輝度温度分布(下図)。

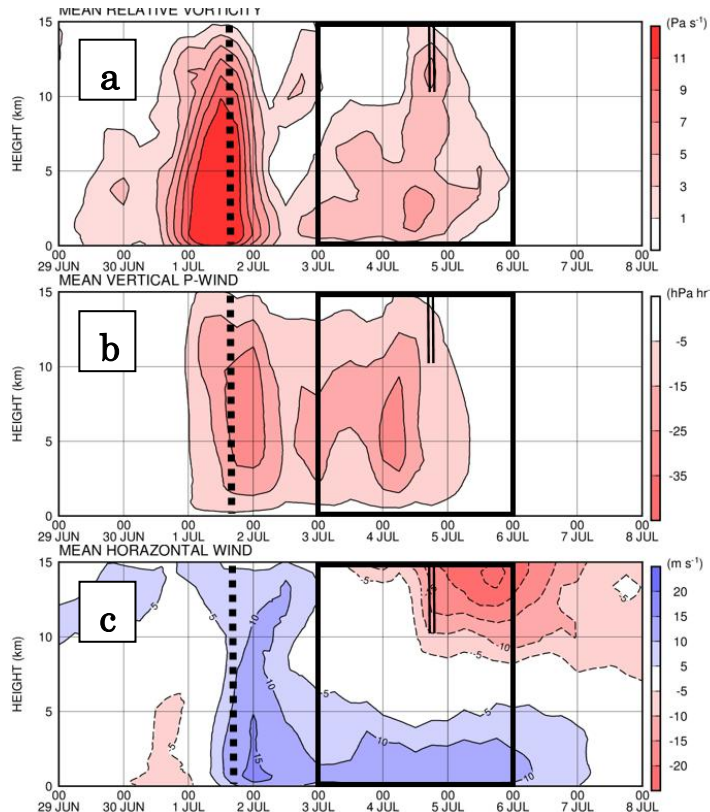


図 3 領域で平均した時間変化。上から、渦度・鉛  
直 P 速度・水平風の南西-北東向きの成分(実線が南  
西風)を表す。太破線は台風、二重線はトラフの通  
過を示す。

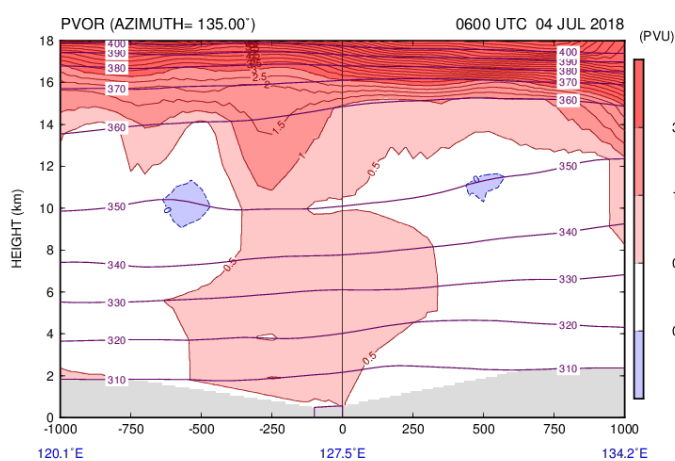


図 4 図 2 に示す直線上の渦位の鉛直断面図。

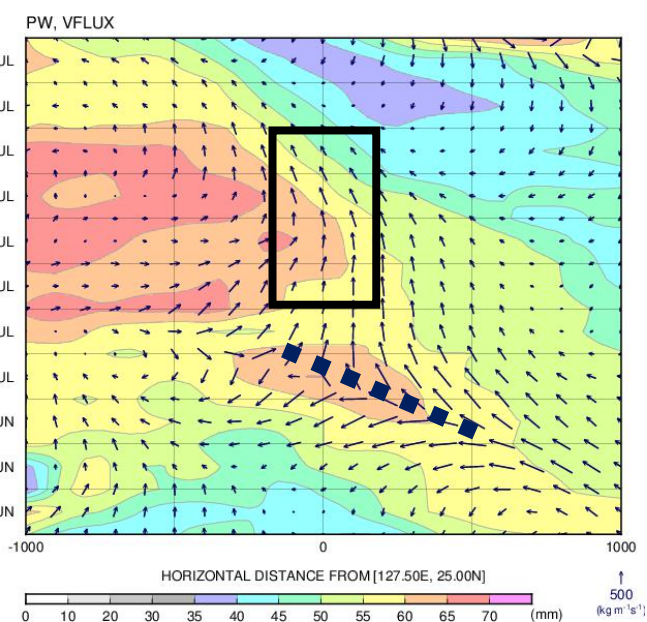


図 5 図 2 に示す直線上の時間-距離断面。  
可降水量と水蒸気フラックスを表す。  
点線は台風 7 号の通過を示す。

# 2016 年 1 月 17 日に先島諸島で発生した線状降水帯の発生要因の解析

田中 孝\* (那覇航空測候所・琉球大学)・山田 広幸 (琉球大学)

## 1. はじめに

線状降水帯は災害に結びつく大雨をもたらすことが知られているが、その発生予測は未だ難しい状況にある。その原因として、積乱雲を発生させる外部強制力の表現が数値モデル内で不十分であることや、計算領域の大きさの問題などが考えられる。本研究では、2016 年 1 月 17 日に先島諸島で発生した線状降水帯の発生要因を、数値シミュレーションを用いて明らかにすることを目的とし、特に積乱雲を発生させる外部強制力が何であったのかに着目して解析を行った。本事例は、気象庁の現業数値モデル(以下、MSM)で十分に予想ができなかった事例である。

## 2. 使用データと解析方法

本研究では、降水の推移を確認するために気象庁全国合成レーダーGPV を利用した。また、名古屋大学で開発された雲解像度モデル CReSS(Cloud Resolving Storm Simulator)を用いて数値シミュレーションを実施した。図 1 に示すとおり、シミュレーションの計算領域は MSM より十分広く設定した。水平解像度は 5km、初期値・境界値は 1 月 17 日 0300JST 初期値の気象庁全球数値モデルの解析値から作成し、18 時間の積分を行った(CTL 実験)。

## 3. 解析結果

図 2 には 1230JST におけるレーダー画像を示しており、寒冷前線の南側で東西に走向を持つ発達した線状降水帯が発生していることがわかる。また台湾東岸で先行して発生するメソ擾乱が前線へ接近するタイミングで線状降水帯へ発展していたことがわかった。図 3 に CTL 実験における 1400JST の降水分布を示す。図 2 に示した線状降水帯と類似した東西に走向を持つ線状降水帯が再現されている。CTL 実験では位置ずれや時間ずれはあるものの、先行して発生するメソ擾乱とその後の線状降水帯への発展を定性的に再現できた。

CTL 実験においてメソ擾乱が発生した 0930JST

の水平散量、自由対流高度(LFC)および相当温位、降水分布を図 4 にそれぞれ示す。メソ擾乱は台湾を迂回する気流が作る地形性収束域で形成されており、そこでは相当温位 342K の暖湿気が流入し、LFC は 500m 以下で積乱雲が発生しやすい環境場であった。メソ擾乱の形成に台湾地形が影響していることがわかったが、降水が局所的であることから地形以外の影響も示唆される。図 5 に CTL 実験における気圧偏差と降水強度のホフメラー図を示す(描画範囲は図 4 の黒枠参照)。東進する気圧の山(赤色)がメソ擾乱の発生に影響しており、これは台湾上空を東へ伝播する内部重力波であることがわかった。したがって、メソ擾乱の形成には地形性収束域と内部重力波の両方が関係していることがわかった。

CTL 実験の 1400JST における線状降水帯に対して、北東-南西方向(図 3 黒実線)に断面をとった風速と気温の鉛直断面図を図 6 に示す。下層 500m 以下に温度傾度の強い領域(温度傾度帯)があり、その前後で風速差が大きいため下層収束による上昇流が生じている。この温度傾度帯によって線状降水帯は発生していた。また温度傾度の強化はメソ擾乱が持つ冷氣プールと環境場の高い気温との間で生じていた。続いて西北西-東南東方向(図 3 赤実線)に断面をとった水物質混合比と上昇流の鉛直断面図を図 7 に示す。強度の差はあるが上昇流のコアが 3 つ見られることから、線状降水帯は複数の対流活動から構成されていることがわかる。

## 4. まとめと結論

本研究では、台湾地形・内部重力波・積乱雲が作る冷氣プールが外部強制力として働き、線状降水帯の発生要因となっていることがわかった。この結果は、先島諸島の周辺で発生する線状降水帯の予測には、台湾周辺の地形性下層収束と内部重力波の伝播の両方を解像する数値シミュレーションが必要であることを意味する。



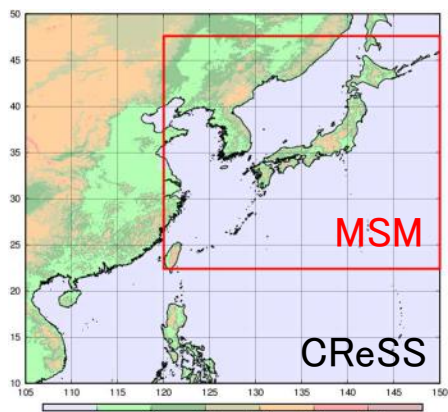


図 1. CReSS による数値シミュレーションの計算領域。赤枠は MSM の計算領域を示す。

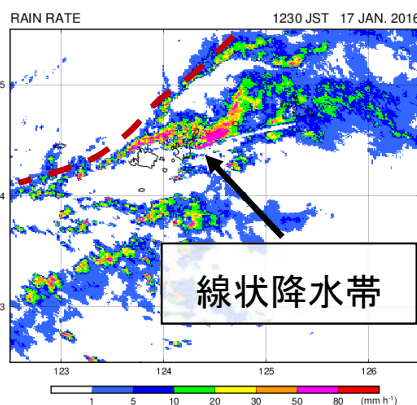


図 2. 1230JST におけるレーダー降水強度。茶色点線で前線の位置を示す。

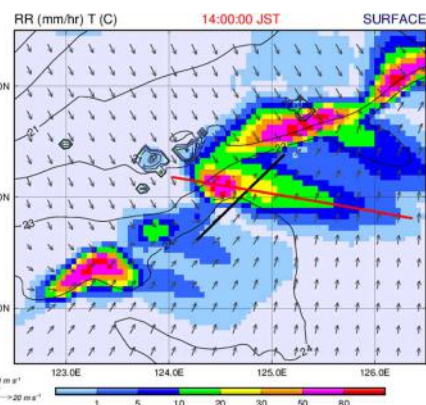


図 3. CTL 実験における 1400JST の降水と気温の分布。黒太実線は図 6、赤実線は図 7 の断面の走向を示す。

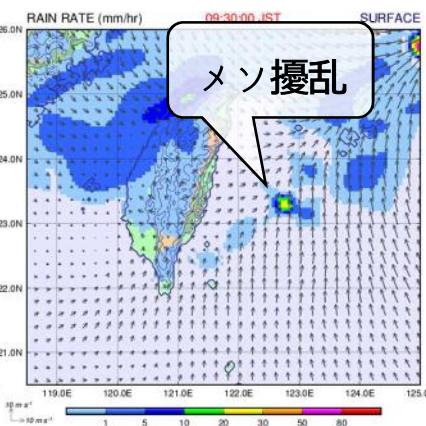
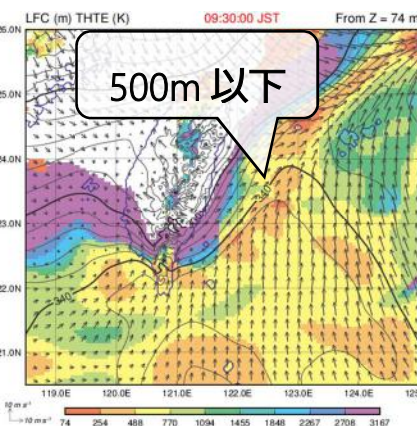
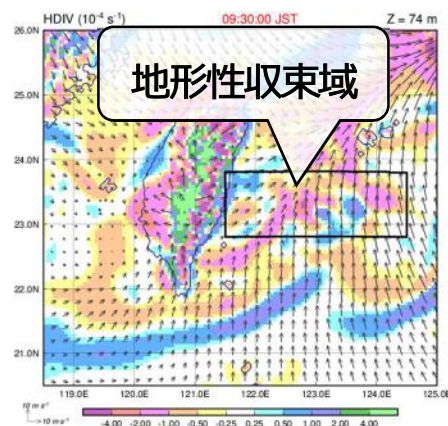


図 4. CTL 実験における 0930JST の高度 74m の水平発散量(左図)、LFC(カラー)と相当温位(等値線、2 度毎)(中図)、降水分布(右図)。左図の黒枠は図 5 の表示範囲を示す。LFC は高度 74m の空気塊を持ち上げて算出した。

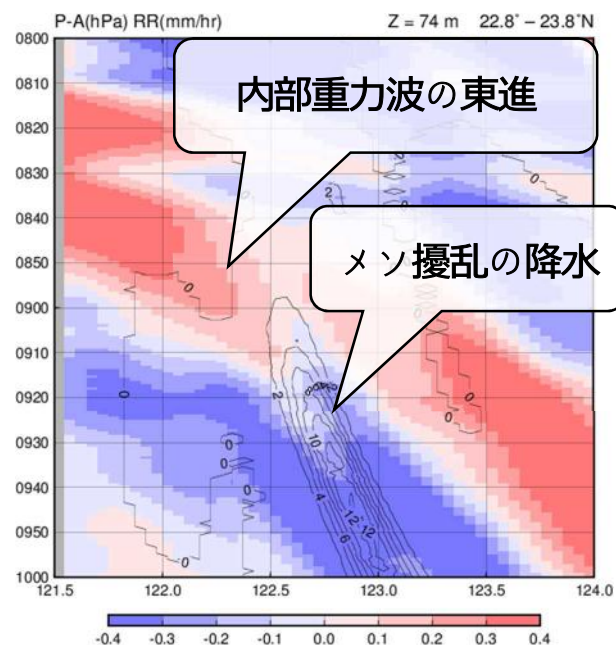


図 5. CTL 実験における気圧偏差(カラー)と降水強度(等値線)のホフメラー図。気圧偏差は東西平均からの偏差で、東西平均した範囲は図 4 の黒枠で示す。

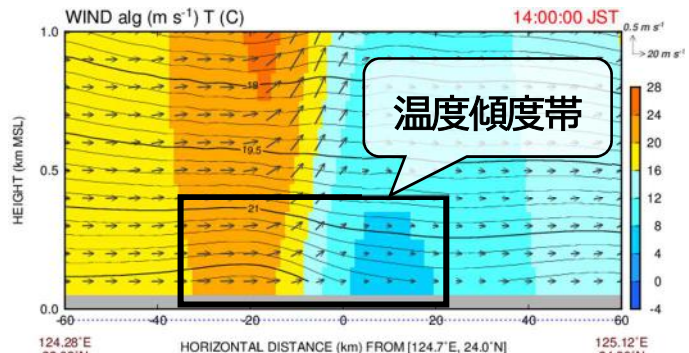


図 6. CTL 実験における 1400JST の風速(カラー)と気温(等値線、0.3 度毎)の鉛直断面図。断面の走向は図 3 黒実線で示す。

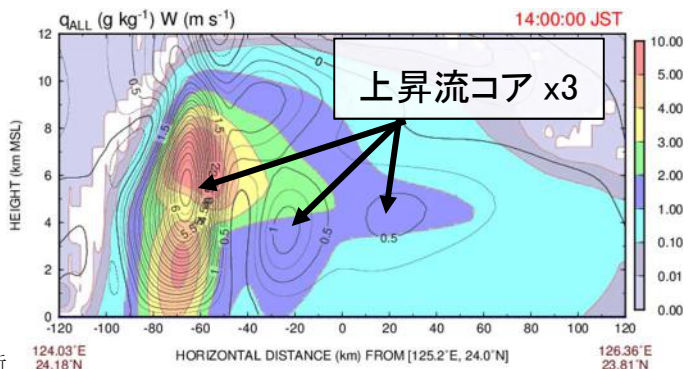


図 7. CTL 実験における水物質混合比(カラー)と鉛直流(等値線)の鉛直断面図。等値線は実線(点線)が上昇(下降)流を示し、間隔は 0.25m/s 毎。→



# 梅雨前線と平成 30 年台風第 6 号の大雨顕著事例についての JMA-NHM 調査

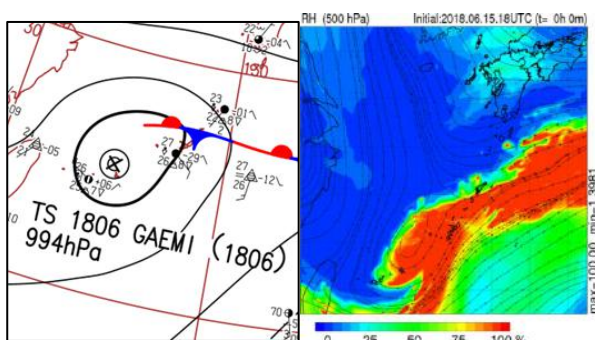
平仲裕一、宮里智裕、渡真利明、松澤一雅、阿波連正（沖縄气象台）

## 1. はじめに

2018 年 6 月 16 日、梅雨前線と台風第 6 号の影響で、本島北部や粟国島では記録的な大雨となり、沖縄气象台では沖縄本島地方に大雨や洪水等の警報及び土砂災害警戒情報を発表した。さらに、伊江村では JEF3（風速約 70m/s）の竜巻が観測された。本調査では、大雨と竜巻が発生した要因を明らかにするため、JMA-NHM による数値予報実験を行った。

## 2. 気象概況

2018 年 6 月 16 日 03 時の地上天気図（第 1 図左）では、沖縄本島の北に梅雨前線が停滞し、先島諸島の北の海上にある台風第 6 号が、沖縄本島地方を指向していた。同時刻のメソ解析によると、300hPa では沖縄本島地方はジェット気流入口の南側で、トラフの前面の上層発散場となっていた（図略）。500hPa では台風の低気圧性循環および暖気核は不明瞭で、トラフ後面の乾燥空気が東シナ海を南下していた（第 1 図右）。また、台風の南西側からも中層の乾燥域が回りこみ、くさび状に流入していた。500m 高度では、360K の高相当温位が流入し大気の状態は不安定となっており、水蒸気フラックス量は台風の東側で  $500\text{g/m}^2\text{s}$  以上と大きく、大雨のポテンシャルは高くなっていた（図略）。



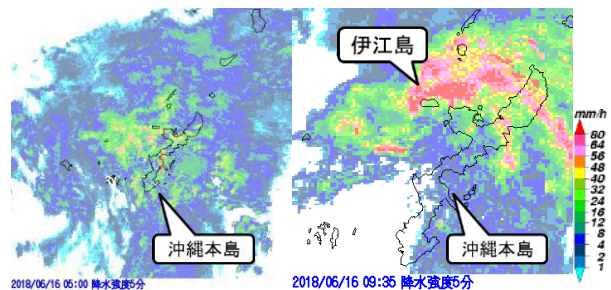
第 1 図 左：2018 年 6 月 16 日 3 時 地上天気図

右：2018 年 6 月 16 日 3 時 メソ解析 500hPa 湿度と流線一連の降水でピークは 2 回あった。1 回目のピークは明け方 04 時頃で、前線が沖縄本島の北に停滞する中、沖縄本島付近に弱い降水が広がり、那覇や名護で約  $1^\circ\text{C}$  の気温低下が観測された。その後、04 時 30 分から 06 時にかけて、台風周辺のレインバンドが沖縄本島に接近したタイミング

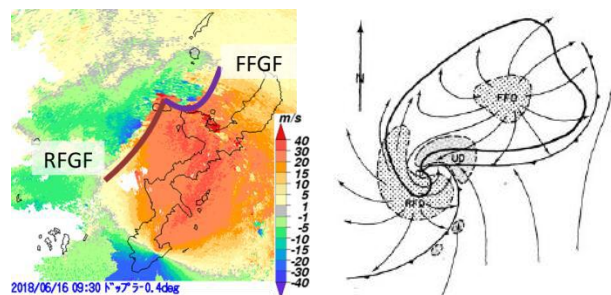
で雨が強まり、解析雨量で約  $50\text{mm/h}$  の非常に激しい雨が解析された（第 2 図）。

07 時頃にいったん降水強度は弱まり衛星赤外面像の輝度温度は上昇したが、再び 08 時から 09 時にかけて久米島付近で積乱雲域が急発達し、解析雨量では粟国島から本島北部にかけて、 $80\sim 100\text{mm/h}$  の猛烈な雨が解析された。

また、竜巻発生時刻とされる 09 時 30 分頃の降水強度分布（第 2 図右）をみると、伊江島の直上にフックエコー及び南下するガストフロントが発生し、ガストフロントの通過に伴う気温低下が観測された。09 時 30 分のドップラー速度では、伊江島上空のメソサイクロンと、Rear-Flank Gust Front および Forward-Flank Gust Front に対応する高度 1km 付近のシアライン（第 3 図左）が観測され、スーパーセルの特徴を示していた。なお、ここでは水平スケールが数 km で鉛直渦度が  $0.01/\text{s}$  以上のメソサイクロンが存在する場合にスーパーセルの発生があるものと判断する。



第 2 図 左：2018 年 6 月 16 日 5 時 00 分 沖縄レーダー降水強度  
右：2018 年 6 月 16 日 9 時 35 分 沖縄レーダー降水強度



第 3 図 左：2018 年 6 月 16 日 09 時 30 分 沖縄レーダー  
ドップラー速度 右：スーパーセルの概略平面図（Lemon and  
Doswell, 1979）

## 3. 気象庁現業ルーチンモデルの予測

気象庁現業 MSM および LFM は、明け方の大

雨については実況に比べ、東進が遅れる傾向にあったものの、降水の強まりは予測していた（図略）。2回目の大雨については、気象庁現業MSMおよびLFMは強い下層収束と大雨は予測していたものの、メソサイクロンのスケール（数km～10km）の現象は現業モデルの解像度ではほとんど表現できないため、MSMではメソサイクロン発生の予測は無く、LFMでは初期時刻15日18UTCのみメソサイクロン発生を予測したが、鉛直渦度は0.01/s未満でスーパーセルの発生は予測していなかった（図略）。

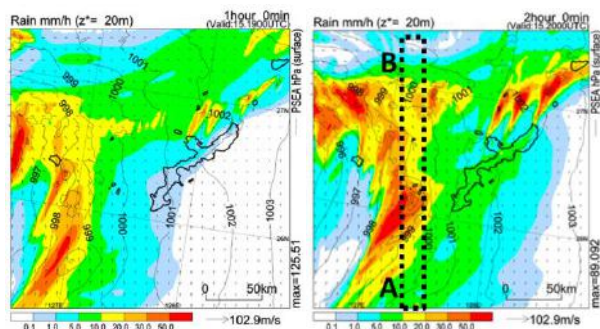
#### 4. JMA-NHM 実験

5km-NHMでは、明け方の大雨とスーパーセルに伴う大雨について、それぞれ再現性が良かった直近の初期値(15日15UTC、21UTC)を用いた。明け方の雨についてはFT3、スーパーセルについてはFT1を初期値として1km-NHMのネスティングを行った。積雲対流パラメタリゼーションは5km-NHMではK-Fスキームを用い、1km-NHMでは雲物理過程のみとした。スーパーセルについての1km-NHM実験では、沖縄本島の地形に沿って積乱雲が過発達し再現性が悪かったために、全ての格子を海として計算した。

#### 5. 1km-NHMの実験結果と考察

##### (1) 明け方の大雨（04時～06時）

レインバンドの東進は実況より遅れ、沖縄本島の西海上で降水が強まった。降水の位置ずれはあるものの、弱い降水の発生後にレインバンドの降水が強化され、実況は概ね再現された。第4図右に示すとおり、沖縄本島の西海上の降水域は04時から05時にかけて台風の接近に伴う風速および水蒸気フラックス量の増大に伴い強化されていた。このとき、弱い降水に伴って冷氣塊が形成され、南から流入した暖湿気が冷氣塊に乗り上げることで発生した上昇流が、積乱雲発達のトリガーとなっていた（第5図左）。

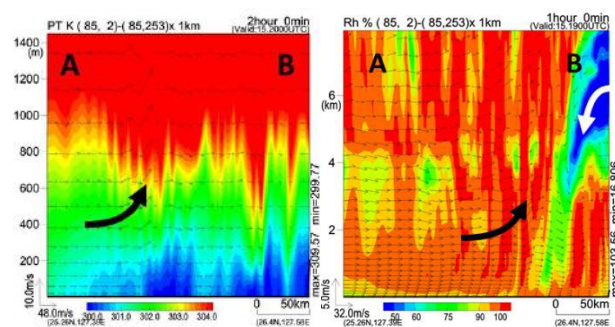


第4図 降水強度 左：04時00分（FT1）右：05時00分（FT2）

また、前線の北側にはトラフ後面の乾燥空気が流入・下降し、その南側で上昇流が発生していた（第5図右）。この下降流の要因を調べるため、下降流中にトレーサーを置いて、時間を遡る方向で後方流跡線解析を行ったところ（第6図）、南からの降水粒子を伴う空気とトラフ後面の乾燥空気が合流して下降していることがわかった。このとき、500hPaの下降流域（図略）では気温低下が見られ、降水粒子の蒸発に伴う前線北側の冷却が、前線の水平温度傾度を増強し、対流の強化に寄与したと考えられる。

一方、台風南側を回り込む中層の乾燥域は、降水が強まった05時頃に降水域に達していなかったため、降水強化には寄与せず、逆に06時以降、乾燥域の先端で対流を抑制していた（図略）。

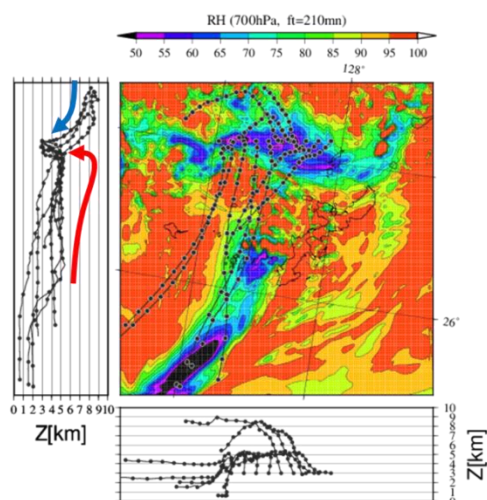
以上のことから、①台風の接近に伴う水蒸気フラックス量の増大 ②先行降雨による冷氣塊の形成 ③トラフ後面の乾燥空気による前線の強化が明け方の大雨の要因だと考えられる。



第5図 左：温度の断面図 05時00分（FT2）

右：相対湿度の断面図 04時00分（FT1）

※領域は第4図（右）に示す



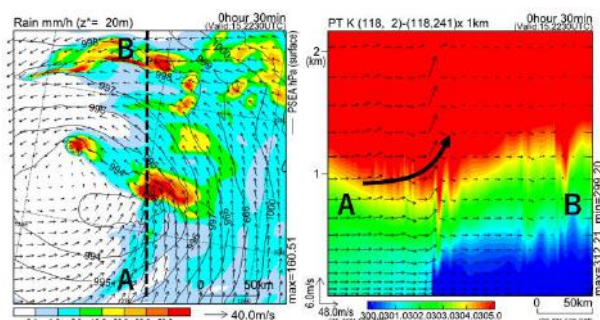
第6図 06時30分～04時00分の後方流跡線解析

平面図は06時00分（FT3）700hPa相対湿度



(2) スーパーセルに伴う大雨と竜巻 (09 時頃)

スーパーセルの発生した環境場は、CAPE が 2000 以上、500m 高度の dLFC (自由対流高度までの距離) は 100m 未満で、大気の状態は非常に不安定で、500m 高度の水蒸気フラックス量は  $600 \text{ g/m}^2\text{s}$  を超えていた。さらに、収束の南側では鉛直シアアが大きく、SReH は  $500\text{m}^2/\text{s}^2$  を超え、スーパーセルが発生しやすい環境だった。また、久米島付近で発生した積乱雲は、先行降雨による冷気塊の南側で発生・発達していたことがわかった (第 7 図右)。



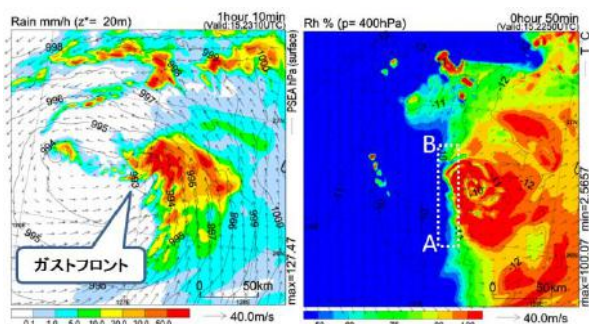
第 7 図 左：降水強度 07 時 30 分 (FT0:30)

右：温位鉛直断面図 07 時 30 分 (FT0:30)

メソサイクロンの中心付近で下層の鉛直温度は  $0.01/\text{s}$  を超え、スーパーセルの発生する過程が再現された。このとき、台風の東側で発達した積乱雲域に対して、西からトラフ後面の乾燥空気が流入したタイミング (第 8 図右および第 9 図)

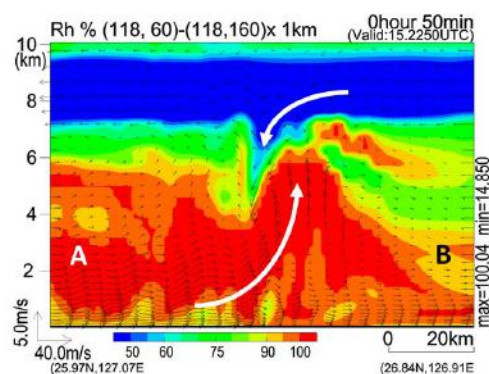
で、地上付近の循環が明瞭になり、その後ガストフロントが発生した (第 8 図左)。

スーパーセルの発生は、実況に比べ 1 時間以上早かったが、これは移動方向が実況で北東進だったのに対して、1km-NHM は北上したため、西からの乾燥空気の流入が早まったからだと考えられる。



第 8 図 左：降水強度 08 時 10 分 (FT1:10)

右：400hPa の相対湿度 07 時 50 分 (FT0:50)



第 9 図 相対湿度断面図 07 時 50 分 (FT0:50)

※領域は第 8 図 (右) に示す

実況では 09 時頃にスーパーセルが発生して約 3 時間勢力を維持したのに対し、1km-NHM では 08 時頃発生し、寿命は約 1 時間と短かった。

1km-NHM ではスーパーセルの北上に伴い、下層収束とメソサイクロンが分離しスーパーセルは衰弱した。これは、1km-NHM ではスーパーセルの北上により、台風中心に近づき水蒸気供給が少なくなったのに対して、実況ではスーパーセルが北東進して台風の東側で水蒸気の供給が続いたため、勢力を維持したからだと考えられる。メソサイクロンの北上の理由としては、沖縄本島の地形を削除したことで地形による上昇流がなくなることや下層の南風の強まりによって北に移動することが考えられる。

## 6. まとめ

JMA-NHM 実験により、大雨の要因は台風の接近に伴う水蒸気フラックス量の増大、先行降雨による冷気塊やトラフ後面の乾燥空気が影響していたことがわかった。明け方の大雨からスーパーセルの発生については、1km-NHM で概ね再現することができたが、スーパーセルの再現性は改善の余地がある。竜巻の発生機構を解明するためには、再現性を高め、より高解像度のネスティングを行うことや、実況把握のためドップラーレーダーによる詳細な構造解析を行う必要がある。

## 参考文献

Lemon, L. R., and C. A. Doswell III, 1979: Severe Thunderstorm Evolution and Mesocyclone Structure as Related to Tornadoogenesis. Mon. Wea. Rev., Vol 107, No.9, 1184–1197.