

令和7年度 沖縄支部研究発表会 予稿集

2026年2月27日(金)

日本気象学会沖縄支部

令和7年度 沖縄支部研究発表会

会期：令和8年2月27日（金）10時00分～16時28分

場所：沖縄気象台防災連絡室及びオンライン（Teams）

プログラム

司会：田村 弘人（沖縄支部幹事）

●開会挨拶 植田 亨（沖縄支部長）

●日程及び運営説明（司会）

●発表 1題当たり17分（発表12分、質疑応答5分）

座長 新垣 秀治（沖縄支部理事）口頭発表1～6、14～17

シェリフ 多田野 サム（沖縄支部理事）口頭発表7～13

●閉会挨拶 久木 幸治（沖縄支部理事）

13. 「Spatiotemporal Deterministic Clustering Analysis of Skipjack Tuna Correlation with Sea Surface Temperature in the Southwestern Pacific ～南西太平洋におけるカツオの海面水温との相関に関する時空間決定論的クラスタリング解析～」 P33
Martin Iniga、久木幸治（琉球大学）、Ulung J.WISHA（BRIN）
14. 「2040 年からの温暖化対策が全球と沖縄の気候に与える影響：マルチモデル解析」… P36
渡慶次孔希、シェリフ多田野サム（琉球大学）
15. 「南極氷床数値実験：海洋による融解に対する氷床応答」 P39
又吉秀真、シェリフ多田野サム（琉球大学）
16. 「南極氷床の融解が全球の気候に与える影響」 P42
譜久里晃矢、シェリフ多田野サム（琉球大学）
17. 「時代による太平洋 10 年規模変動の違い:最新の気候モデルデータ解析」 P45
鈴木一成、シェリフ多田野サム（琉球大学）

2024年11月8日から10日の沖縄本島地方における大雨事例調査

玉那覇司、槇山恵子、池田麗、宮城嗣昌、新垣秀治（沖縄气象台）

1 はじめに

2024年11月8日から10日にかけて、沖縄本島地方は気圧の谷(前線)や高気圧のへりを回り込む湿った空気の影響で大気の状態が非常に不安定となり、本島北部では猛烈な雨が降った。本調査は、上記期間のうち降水の2回目のピーク(11月10日4時頃～12時頃)を対象とした。

アメダス奥や東では非常に激しい雨が観測された。また、本島北部では6時間連続で猛烈な雨が解析され、比地川などが氾濫し、周辺の住宅に浸水被害がでた。アメダス国頭は流木等が流れ込み雨量計が故障して計測不能となった。しかし、ガイダンスや各国モデルの予想雨量は過少だった。

本調査では、観測データ及び客観解析データを用いて解析を行い、降水の特徴を整理し、降水をもたらしたメカニズムの解明を試みた。また、下層暖湿気流入や地形の影響にも着目し、大雨の要因について考察した。

2 データと調査方法

(1) 庁内各種データ

アメダス等の観測値、レーダー関連プロダクト、WPR、天気図、数値予報資料等。

(2) 地理院地図(標高)

(3) 外国モデルの数値予報資料

(4) MIMIC-TPW2 プロダクト

衛星観測と全球モデルの風データを組み合わせて全球の可降水量分布を推定したプロダクト。

(5) 後方流跡線解析

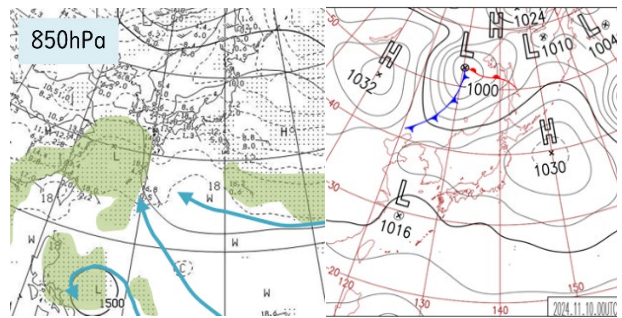
METEX(Meteorological Data Explorer, 国立環境研究所)を用いて、本島北部上空に到達した空気塊の起源や上空での動きを調査した。METEXは、空気塊の位置の時間変化を気象データ(NCEPのCFSv2)を使って算出するモデルで、『空気塊は周囲の風の水平方向成分及び鉛直方向成分のみの影響をうけて移動する』と仮定し、移動経路を算出する。本調査では、猛烈な雨が解析された2024年11月10日6時を初期時刻とし、過去に時間を遡っ

て11月7日6時まで積分した(Petterssen法)。初期位置は国頭地区上空の5つの高度を選んだ(200, 500, 1500, 2000, 2500m)。

3 調査結果

(1) 総観場

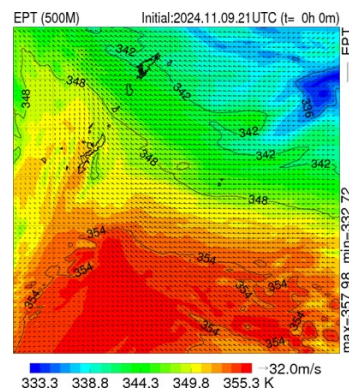
10日9時の高層天気図によると、300hPaでは奄美地方及び沖縄本島地方は強風軸の南側に位置していた(図省略)。850hPaではフィリピンの東や日本の南から湿った空気が沖縄本島地方へ流入していた。地上では東シナ海に低気圧が発生し、沖縄本島地方は、低気圧に向かって下層暖湿気が流入しやすい場であった(第1図)。



第1図 左：850hPa 高層天気図 右：地上天気図

(ともに10日9時、左図中の矢印は流線)

500m高度の相当温位は、沖縄地方の11月平均値が335Kであるのに対し、メソ解析値によると沖縄本島周辺で10日6時頃には349K程度に達しており、6月平均値並の高相当温位の空気が流入していた(第2図)。



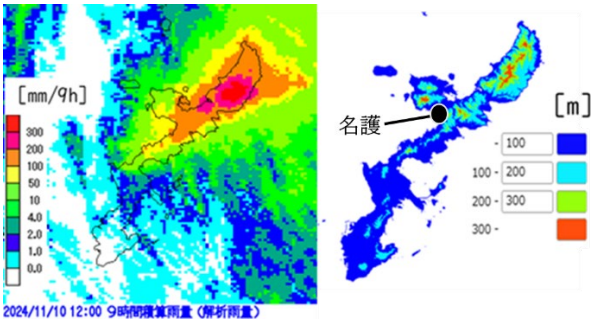
第2図 MSM500m 高度相当温位(10日6時、FT=0)

(2) 降水の特徴

降水の特徴として主に3つの点があげられる。

① 降水の場所

本島中南部に比べて本島北部でより多くの雨が降った。積算解析雨量と標高には、正の相関がみられることから、本事例の大雨には地形の影響があったと考えられる(第3図)。



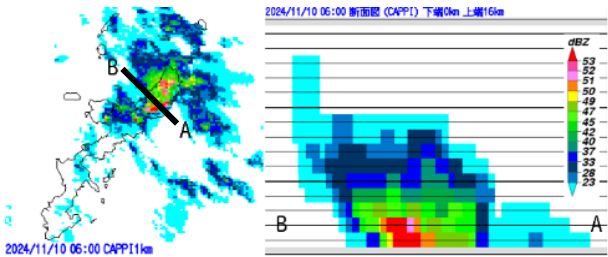
第3図 左：9時間積算雨量(10日4~12時) 右：標高

② 降水域の動き

降水域は初めに本島北部で発達し、その後、山沿いに南下した。

③ 暖かい雨の特徴

レーダー反射強度断面図では、強度が地表に向かって増大するという特徴がみられた(第4図)。降水粒子が落下中に衝突しながら成長していたと考えられ、暖かい雨の特徴と一致する。



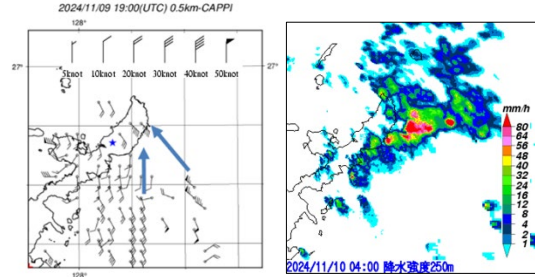
第4図 左：CAPPI1km面 右：反射強度の東西断面図 (ともに10日6時)

(3) 降水系

降水系を「初期」、「移動期」、「消滅期」の3つの期間に分けて整理した。

① 初期(3時頃~4時30分頃)

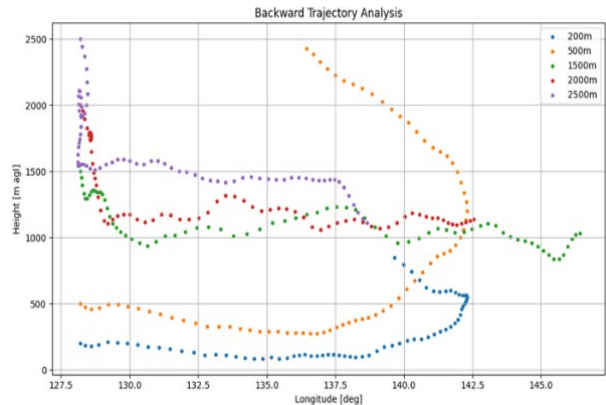
VVP風によると、10日4時の本島北部の南海上では、高度500mに収束がみられた。風の収束により発生した雨雲が北上し、本島北部に到達することでピーク期間初めの降水がもたらされた(第5図)。



第5図 左：沖縄レーダー Doppler-VVP 風 0.5km 右：レーダー降水強度

(ともに10日4時、左図中の矢印は流線)

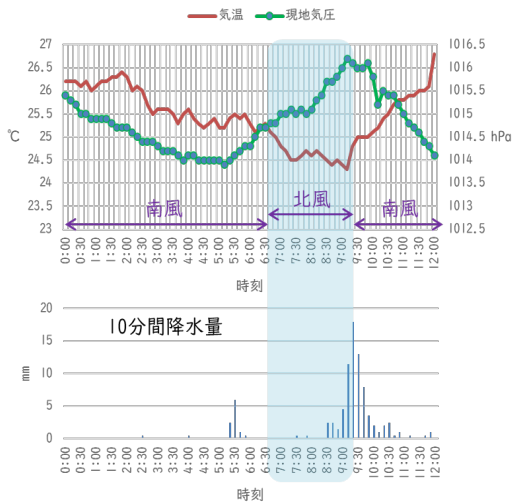
後方流跡線解析を行った結果、初期高度200mおよび500mの空気塊は本島北部付近で顕著な上昇を示さなかった。一方、初期高度1500m~2500mの空気塊は本島北部付近で上昇経路をとっていた(第6図)。本島北部の最高標高が約500mであることから、降水は単純な地形性降水によるものではないと考えられる。



第6図 後方流跡線解析の結果 (凡例高度は計算初期高度。プロットは1時間毎。10日6時~7日6時。)

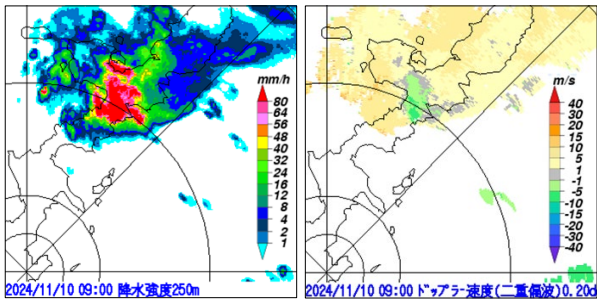
② 移動期(4時30分頃~11時頃)

①の降水域が本島北部で発達した後、南へ移動した主な要因として、冷氣外出流が考えられる。冷氣外出流によると思われる風向変化を伴う気温低下や気圧上昇(メソハイ)が名護特別地域気象観測所(以後、名護)で観測された(第7図)。南からの暖湿気が冷氣に乗り上げてLFC(自由対流高度)に達し、次々と積乱雲が発生・発達・衰退したと考えられる(組織化されたマルチセル型降水)。



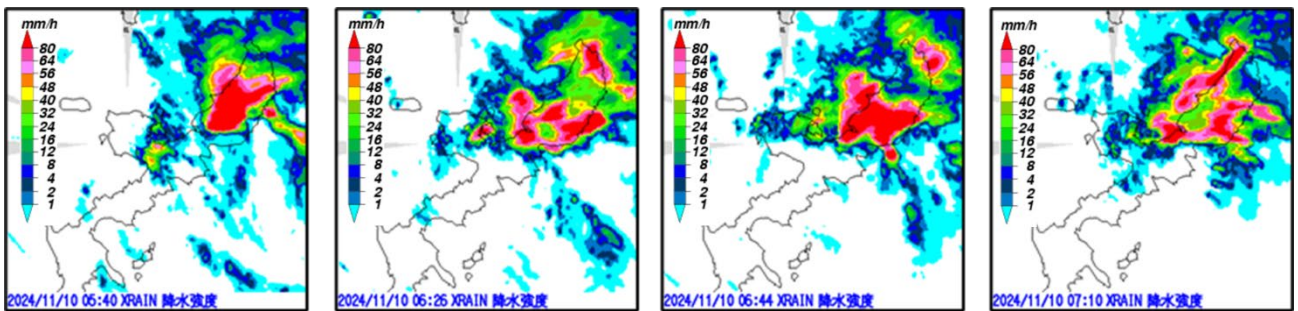
第7図 名護の気温、現地気圧、降水量
(10日0～12時)

沖縄レーダーによると、正のドップラー速度領域の中に負のドップラー速度領域があった(第8図)。降水粒子を含む冷氣外出流が、環境場の風向に逆らって南へ流れていたと考えられる。



第8図 左：降水強度 右：沖縄レーダー仰角
0.2° ドップラー速度(ともに10日9時。同心円
の中心に沖縄レーダーがある。)

国交省八重岳レーダーによると、降水エコーが「発達→環状エコー→環状エコーの一部が発達」を繰り返していた(第9図)。この繰り返しにより、組織化されたマルチセル型降水となっていたと考えられる。また、エコーが環状なのは、環状に広がったガストフロントに暖湿気が乗り上げたためと考えられる。環状エコーの南側の一部が発



第9図 X-RAIN(10日5時40分～7時10分)

達することで、降水域は南下した。

③ 消滅期(11時頃～12時頃)

本島北部から南下した降水域は、中部の手前(恩納村と読谷村の境界)付近で消散した。新たな降水セルは発生せずに降水系は消滅した。

本島中南部は本島北部に比べて標高が低く、地表の凹凸が少ない。そのため、冷氣が環境場の南東風で西海上へ押し流され新しい降水セルが地上で発生しにくくなったのではないかと推測される。

4 まとめ

沖縄本島地方は、東シナ海で発生した低気圧に向かって下層暖湿気が流入しやすい場であった。

積算雨量と標高に正の相関がみられることや降水域が山沿いに南下したことから、本事例の大雨には地形の影響があったと考えられる。しかし、海上で発生した雨雲が本島北部に到達して降水が始まったことや後方流跡線解析結果から単純な地形性降水ではないことが分かった。また、観測データから冷氣外出流や環状エコーといった特徴を見出すことができ、降水セルが世代交替を繰り返しながら降水系全体として南下していったことがわかった。

本事例の大雨は、本島北部での雨雲の発達や、冷氣外出流と南東から流入した暖湿気を要因とする持続的な降水によるものだったと考えられる。

5 参考文献

- 槇山恵子ほか, 2025: 2024年11月8日から10日の沖縄本島地方における大雨事例調査(1).
小倉義光, 2020: 一般気象学, 東京大学出版会, 308pp.

畳み込みニューラルネットワークによる GSM の台風補正モデル開発（2）

平仲裕一、新垣秀治（沖縄気象台予報課）

1 はじめに

台風接近時の風のメインシナリオは「総観場は GSM、台風は予報円の中心コース（台風指示報）」を基本としているが、現在運用中の台風ポーガスや沖縄管内の台風 web アプリ（イモムシ、台風 GPV）は、強風域周辺で精度が低下する問題がある。

本調査は、強風域周辺の風の精度向上および、地点ガイダンスの作成を目的として、GSM の台風の座標や中心気圧、最大風速を任意の値に補正する畳み込みニューラルネットワーク（CNN）モデルを開発する。

2 調査方法

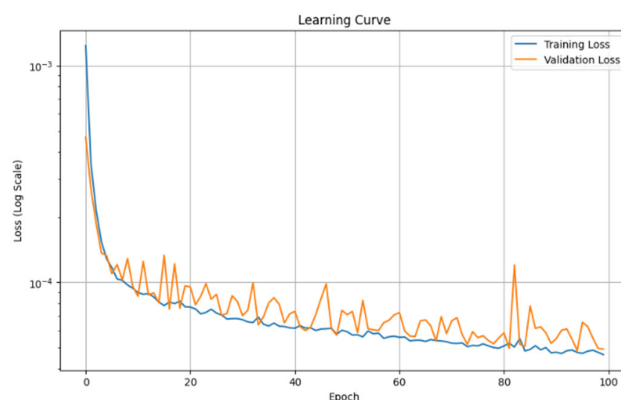
CNN モデル構造を第 1 図に示す。昨年度の調査に引き続き、条件付きオートエンコーダーの構造を踏襲し、GSM の高解像度化対応、入出力を風速から東西風と南北風に変更、説明変数に台風の移動速度を追加する等の変更を行った。

教師データは昨年度と同様に、GSM の初期値変わりを利用した。昨年度はベストトラック近傍の低気圧を検索していたが、今回は FXPQ2x 電文（GSM の台風追跡ガイダンス）を利用して、ベストトラックから離れた事例も利用できるようになった。訓練（Training）データと評価（Validation）データは 2023 年から 2024 年、テストデータは 2025 年のものを用いた。

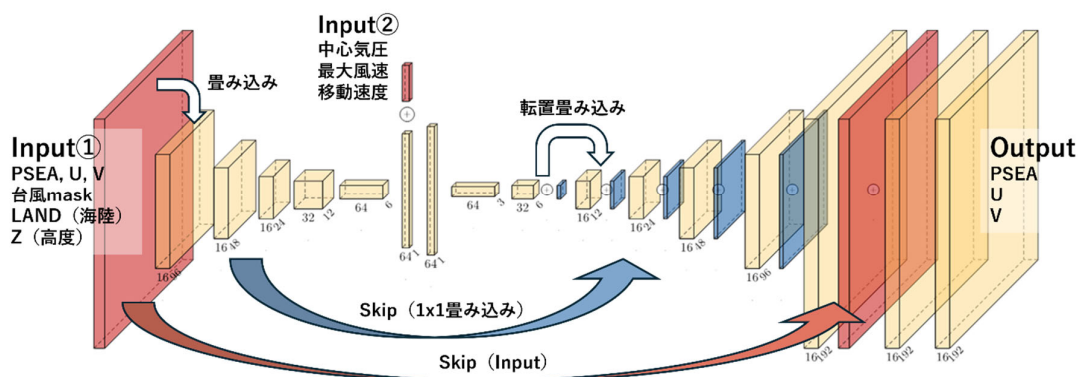
モデルの実装は、Python の JAX および FLAX ライブラリを使用、実行環境は Google Colab TPU V5e-1（無料枠）を使用した。

3 結果

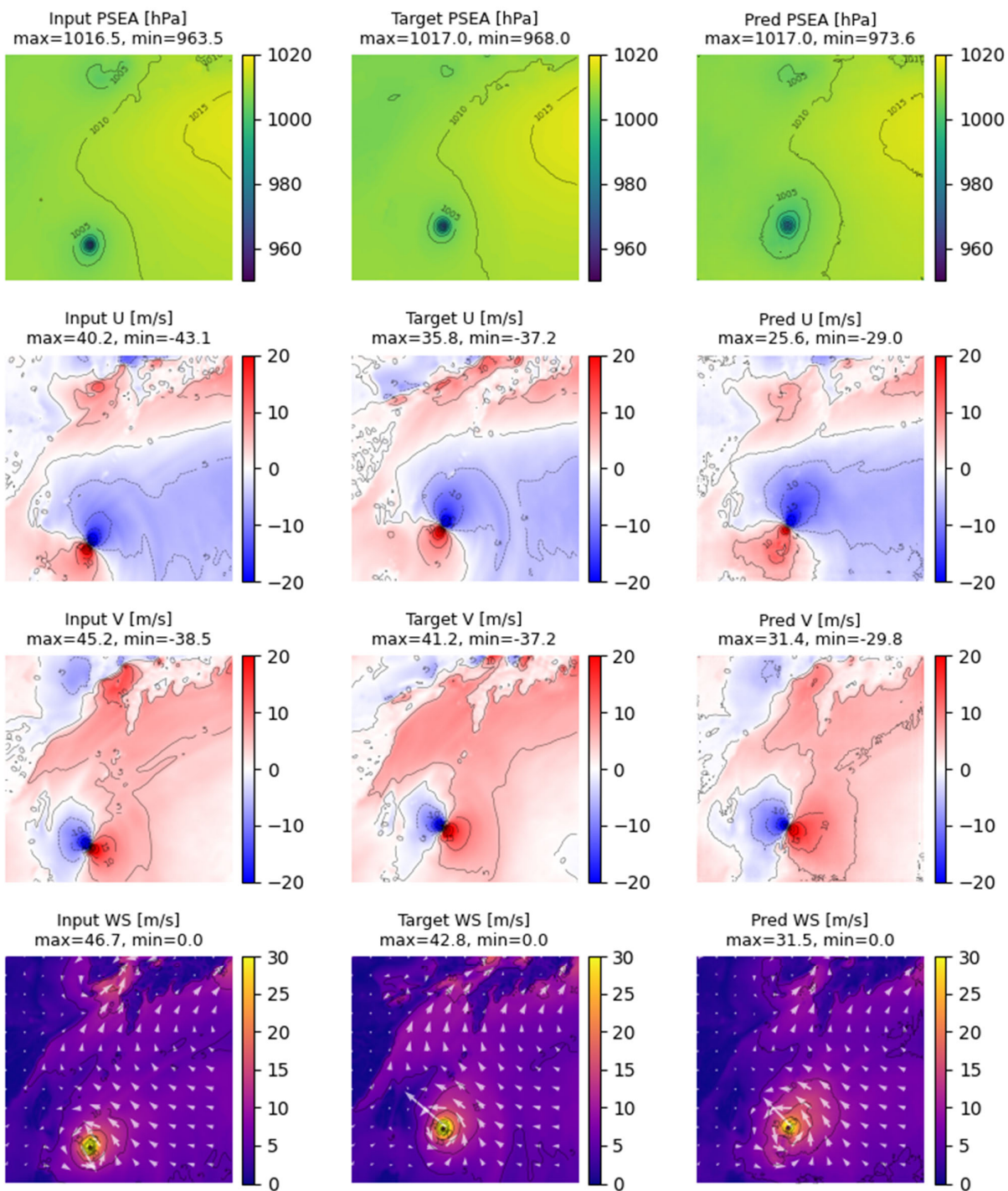
学習曲線を第 2 図に示す。学習とともに損失は減少し、訓練データと検証データの損失の差は小さく、学習は成功した。しかし、テスト結果（第 3 図）は、台風の移動については成功したが、中心気圧と最大風速の補正はできていない。精度向上のため、モデルや損失関数の改良、教師データの拡張等、開発を継続する。



第 2 図 学習曲線（横軸：反復回数、縦軸：損失）



第 1 図 本調査の CNN モデル構造



第3図 テスト結果 (input : 入力データ、Target : 正解データ、Pred : モデル出力)

数値予報アンサンブルGPVを用いた 沖縄地方の台風等影響リスクの予測可能性

宮里祐衣（南大東島地方气象台）、山崎裕希（宮古島地方气象台）、
宮城ゆず、山内健司（石垣島地方气象台）、伊志嶺壮人、萱場互起（沖縄气象台）

1 はじめに

台風による影響のリスクを早めに予測できれば、防災対応の初動をより効果的にできる。

本調査では、沖縄地方において、梅雨明け後（6月下旬頃）以降、最初に影響した台風を対象に、数値予報アンサンブルGPVが「どの程度の期間から影響リスクを予測できるか」を評価している。

2. 方法

使用したGPVは、季節アンサンブル予報システム（2022年～）と再解析データ（JRA-3Q）とした。

調査期間は2022年～2025年とした。

手法は、Pythonを用いて各データを読み、下に挙げる実験1と2を対象に、地上気圧と降水量分布の予測図と解析図を比較した。

実験1：7月を対象に、予測は50メンバーのアンサンブル平均で評価（初期日：6/30）

実験2：第1表に示した台風を対象に、数日前からの予測可能性を評価

第1表 対象とした台風と日（実験2）

年	2022	2023	2024	2025
台風	第4号	第6号	第3号	第8号
対象日	7/2	8/2	7/24	7/28

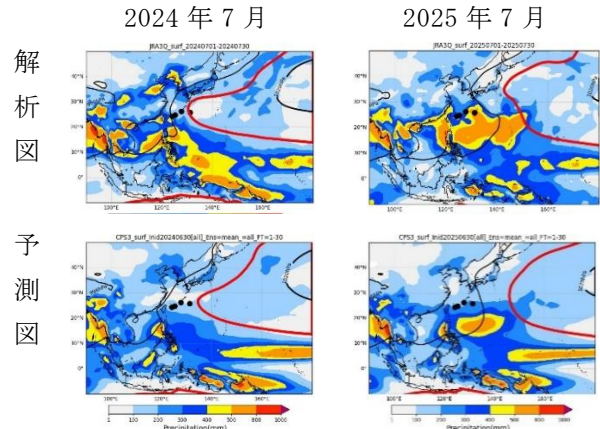
3 結果

・実験1（第1図）

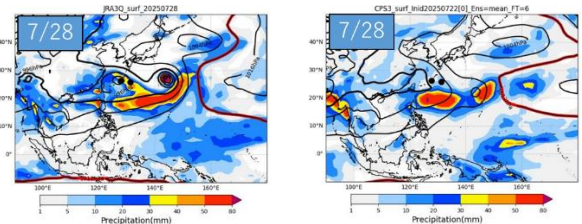
予測は、太平洋高気圧の沖縄付近への張り出しや降水量分布の年ごとの違いを再現できていた。例えば、2025年は他の年に比べて高気圧の張り出しが弱く、沖縄南方の海域で降水量が多いという特徴を予測できていた。

・実験2（第2図）

各年において、沖縄地方で台風の影響リスクが高まることを、約1週間前から予測できることを確認した。



第1図 7月の解析と予測の比較図（実験1）
陰影は降水量、コンターは地上気圧



第2図 2025年の評価結果例（実験2）

上図は台風第8号の経路図。左下図は解析図（7/28）、右下図は熱帯低気圧が発生する前の7/22を初期値とした5個のアンサンブル平均による予測図。陰影とコンターは第1図と同じ。

4 考察

季節アンサンブル予報システムは、沖縄周辺での向こう1か月（7月）の降水量の年ごとの違いや、各年において1週間ほど先に台風の影響リスクが高まる状況を再現できたことを確認した。

今後は、この期間をさらに細かく区切って（例えば旬ごと）、どの時点から台風リスクの高まりを予測できるのかを確認する必要がある。

梅雨明けの定義の再考 (その 2) — 沈降逆転層の形成に伴う雲の形態変化 —

渡邊朱里 (琉球大学大学院 理工学研究科), 松枝未遠 (琉球大学 理学部)

1. 背景と目的

梅雨は東アジア夏季モンスーンの季節進行の中で現れる準定常的な降水帯である。特に低層における南西モンスーンによる暖湿気の持続的供給と水蒸気収束によって維持される。この梅雨前線帯は中国大陸から日本列島にかけて東西に延び、東アジアの雨季において最も重要な気候現象の一つであることが知られている(Sampe and Xie, 2010)。

しかしながらその構造は地域によって大きく異なる。日本の本州付近の梅雨前線が温度勾配と水蒸気勾配によって形成されるのに対し、沖縄周辺の梅雨前線は、主に暖湿気の流入に伴う水蒸気勾配によって形成される(e.g., Moteki *et al.*, 2004; 沖縄気象台解説資料, 2025)。

本研究で着目している梅雨明けは、前線帯の衰退とともに大気循環が春・初夏のレジームから盛夏のレジームへ転換する過程であり、太平洋高気圧の張り出し強化や沈降場の発達と密接に関係する。こうした大気構造の変化を把握するための有力な指標として、雲の鉛直構造の変化に着目した研究も数多くなされてきた。

アジアモンスーン域ではモンスーンの活動周期に応じて雲種や雲の鉛直分布が系統的に変化することが知られている。例えば Chakravarty *et al.* (2018) は、インドモンスーンにおいて、活発期には深い対流雲や厚い中層雲が卓越する一方、不活発期には中層雲が減少し、浅い積雲や巻雲が支配的になることを示した。また Sun *et al.* (2019) は東アジア夏季モンスーンにおいても同様に、不活発期には対流圏中層の雲量が顕著に減少することを、衛星観測データを用いて明らかにしている。これらの研究は、モンスーン循環の変動に伴う中層の湿潤・乾燥プロセスが、雲の形態や配置に反映されることを示唆している。

沖縄の梅雨明けもまた、大規模なモンスーン循環の一部として捉えることができ、湿潤な前線帯から高気圧性の沈降域への遷移過程であると解釈できる。しかしながら、沖縄における詳細な高層観測と雲の直接観測を組み合わせ、そこでの鉛直構造変化を検証した研究は十分ではない。そこで本研究では、ラジオゾンデによる大気観測と目視による雲観測から、沖縄独自の梅雨明けプロセスを明らかにすることを目的とする。

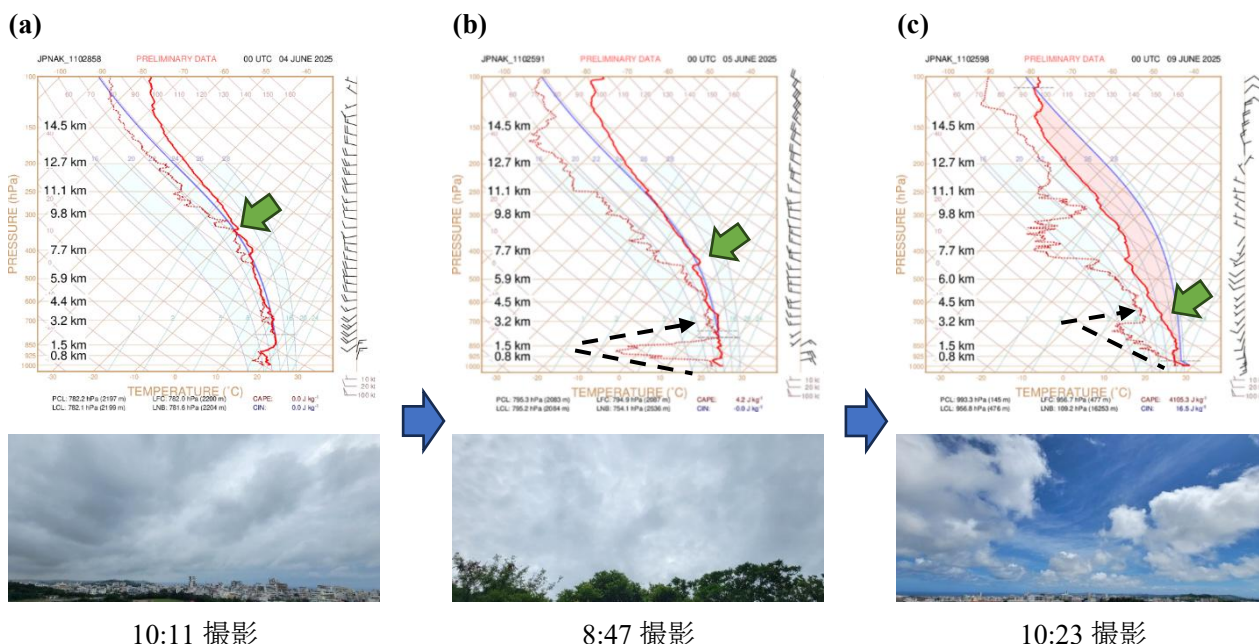


図 1: 梅雨明け移行期(a: 2025 年 6 月 4 日、b: 6 月 5 日、c: 6 月 9 日)の(上段)0000UTC ラジオゾンデ観測の結果と(下段)実際の雲の写真。ラジオゾンデ観測結果は Skew-T log-P ダイアグラムで図示し、くの字プロファイル(破線矢印)と逆転層(緑矢印)をマークした。逆転層は温度(赤線太線)だけでなく、露点温度(赤破線)も踏まえて判断した。

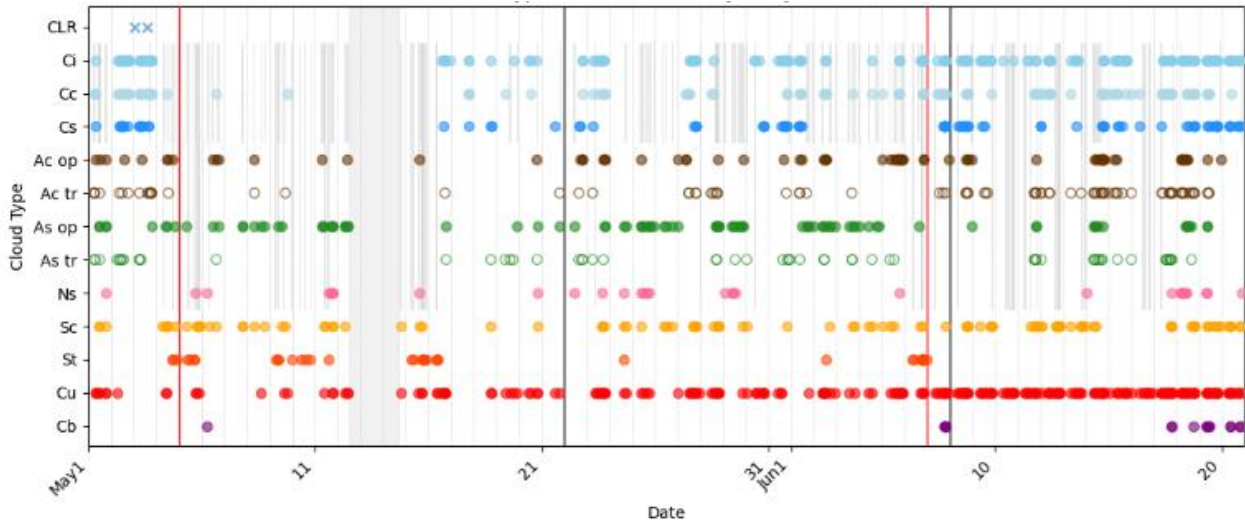


図 2: 2025 年 5 月 1 日から 6 月 20 日まで各日(横軸)の雲形(縦軸)。CLR は快晴(雲量 0)、op は不透明、tr は半透明を表す。縦軸の上方ほどおよそ高高度の雲であることを示す。黒色の縦実線は沖縄梅雨入り/明けの速報値の日、赤色の縦実線は確定値の日を示す。灰色の網掛け領域は雲観測を実施していない期間と、下層雲で隠れて上層雲が見えにくかった期間である。

2. データと解析手法

主に使用したデータは、沖縄県内で撮影した雲の写真(通常視野画像と全天球画像)と琉球大学で実施したラジオゾンデデータ(0000UTC のみ)である。2022, 2023, 2025 年梅雨期間のデータを用いた。

雲の解析は、WMO の国際雲図帳(2017)に準拠した雲形の分類と、画像処理を用いた上層・中層・下層ごとの雲量の定量化を行った。また、ラジオゾンデデータから大気安定度などの熱力学量を算出し、鉛直プロファイルの時間変化を把握した。

3. 結果と考察

2022, 2023, 2025 年のラジオゾンデ観測の結果から、梅雨明け移行期には、対流圏中層において乾燥化が顕著に進行することが明らかとなった(図 1)。Skew-T log-P ダイアグラム(図 1 上)では、気温と露点温度の差が急激に広がり、気温の逆転層を伴う露点温度の「くの字プロファイル」が出現した(図 1b, c)。いずれの事例においても、このプロファイルは梅雨明け確定日の数日前から観測され始めていた。2022 年は 1 週間前から 3 回、2023 年は 3 日前から 3 回、2025 年は中休み明けの 3 日前から 2 回、それぞれ出現が確認された。この顕著な乾燥化の原因は、太平洋高気圧の張り出しに伴う下降気流が沈降逆転層を形成し、同時に断熱昇温による相対湿度の低下がもたらされたことだと考えられる。こうした大気の鉛直構造の変化は、雲形や雲の高度の変化として現れていた(図 1 下)。雲形の時間変化(図 2)および日別の雲

の鉛直構造(図 3)を見ると、梅雨最盛期(5 月 22 日から 6 月 4 日頃)に空を覆っていた不透明高層雲(図 2 緑閉じ丸)は梅雨明け以降ほぼ観測されなくなり、中層雲量もほぼ 0 となった(図 3 緑色)。そして、背の低い下層雲と上層雲のみが残る「雲層の二極化」が生じていた。背の低い下層雲は逆転層による安定層に発達を阻まれたことによって、上層雲はカタビに伴うかなとこ雲の発達や亜熱帯ジェット縁辺の発散によって形成されたと考えられる。

4. 結論

本研究のラジオゾンデ観測と詳細な雲の目視観測から、梅雨明け前の中層の急激な乾燥化と、その結果としての雲層の二極化が捉えられた。これは沖縄の梅雨維持に寄与していた厚い湿潤層が、高気圧の下降流によって乾燥化した結果だと考えられる。沖縄の梅雨前線が水蒸気勾配によって構成されている以上、詳細な水蒸気の鉛直プロファイルをもって梅雨明けのシグナルとするのが、沖縄の梅雨明け判定には重要な観点だと考える。以上より、ラジオゾンデによる「大気安定度・乾燥化の監視」および雲の目視観測による「雲形・雲量変化の確認」は、沖縄の梅雨明け判定指標の一つとして有用であることが示唆された。

引用文献

Chakravarty, K., Pokhrel, S., Kalshetti, M., Nair, A. K. M., Kalapureddy, M. C. R., Deshpande, S. M., Das, S.

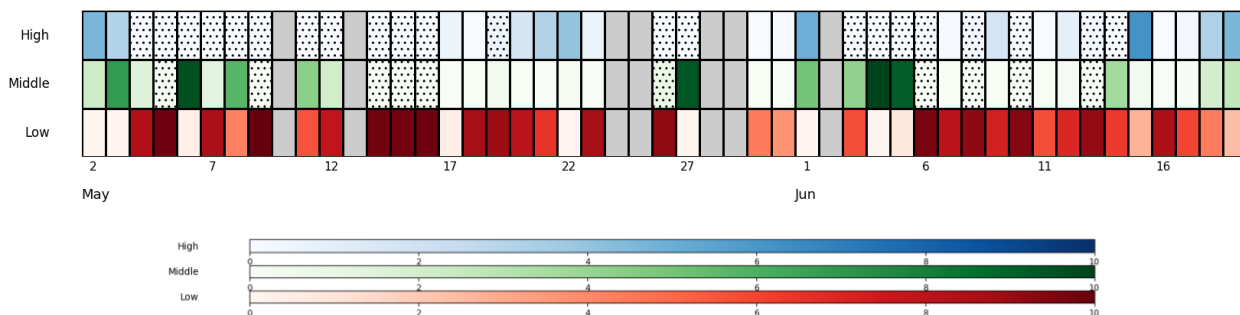


図 3: 2025 年 5 月 1 日から 6 月 20 日における各日(横軸)の雲層の鉛直構造(縦軸)。雲層は上層・中層・下層の 3 区分とした。上層雲は赤系、中層雲は緑系、下層雲は青系の連続カラースケールで表現し、色の濃淡は雲量の大小に対応する。欠測日は灰色で示す。中層・上層雲量は、下層雲に遮られずに地上から視認された雲量を表しているため、下層雲が広く分布している状況では、中層雲が存在しているにもかかわらず中層雲量は小さく示される可能性がある。存在しない状況と視認されなかった状況を区別するために、下層雲量が 9 以上の場合は中層・上層を、下層雲量と中層雲量の和が 9 以上の場合は上層をドットでマスクした。

- K., Pandithurai, G., Goswami, B. N., 2018: Unraveling of cloud types during phases of monsoon intra-seasonal oscillations by a Ka-band Doppler weather radar. *Atmospheric Science Letters*, **19**, e847.
- Moteki, Q., Uyeda, H., Maesaka, T., Shinoda, T., Yoshizaki, M., and Kato, T., 2004: Structure and development of two merged rainbands observed over the East China Sea during X-BAIU-99 Part I: Meso- β -scale structure and development processes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 19–44 .
- Sampe, Takeaki, and Shang-Ping Xie, 2010: Large-scale dynamics of the meiyu-baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet. *Journal of Climate*, **23**, 113–134.
- Sun, G., Y. Li, and S. Li, 2019: The differences in cloud vertical structures between active and break spells of the East Asian summer monsoon based on CloudSat data, *Atmospheric Research*, **224**, 157–167.
- World Meteorological Organization (WMO), 2017: International Cloud Atlas. WMO-No. 407, <https://cloudatlas.wmo.int/> (最終閲覧日: 2026 年 2 月 9 日).
- 沖縄気象台解説資料, 2025: 「梅雨の時期に関する沖縄地方気象情報 第 1 号」の解説 <https://www.data.jma.go.jp/okinawa/home/pdf/2025/0522.pdf> (2026 年 2 月 17 日閲覧).

地上マイクロ波放射計とラジオゾンデを用いた 沖縄における対流性降水の発生環境場の観測

*池宮城サキ (琉球大学), 荒木健太郎 (気象研究所), 松枝未遠 (琉球大学),
渡邊朱里 (琉球大学), 箕輪昌裕 (古野電気), 高島祐弥 (古野電気)

1. はじめに

沖縄では暖候期に「カタブイ(片降り)」と呼ばれるような対流雲による局地的な降水が頻繁に発生する。しかし、その発生環境場、とりわけ水蒸気量の鉛直構造に関する詳細な観測研究は行われていない。本研究では、沖縄の対流性降水の発生環境場を理解することを目的に、地上マイクロ波放射計 (MWR) による連続観測とラジオゾンデ観測を実施し、事例解析を行った。

2. データと手法

琉球大学(沖縄県中頭郡)にMWRとしてKASMI-160(古野電気)を2025年5月9日に設置し、以降1分間隔で連続観測を実施している。KASMI-160は機械学習を通して可降水量(PWV)と高度0-10kmの水蒸気密度の高度分布を推定する。学習データとして2025年5月のERA5データ(1時間値)を用い、観測開始以降の全期間について水蒸気の推定値を算出した。

観測精度の検証には、琉球大学で2025年5月9日から6月30日までの毎日9時(JST)に実施したラジオゾンデ観測(iMS-100)を用いた。この観測は通報していないためERA5には使用されておらず、検証に利用可能である。MWR付属の感雨計によって、ゾンデ観測時刻の前後1時間に感雨のない49観測について、MWRの水蒸気密度と比較した。

3. MWRによる水蒸気観測のゾンデ比較

ゾンデに対するMWRの水蒸気密度のバイアスと平方根二乗誤差(RMSE)の高度分布を図1に示す。MWRはゾンデと比べて高度1km付近で差が大きく、バイアスは約 -2 g m^{-3} 、RMSEは約 3 g m^{-3} であった。このことから、MWRによる水蒸気観測は一定の精度を持っており、このような特性を踏まえて事例解析に使用できることを確認できた。

4. 2025年6月20日の対流性降水事例

本研究で扱う対流性降水のうち、ここでは2025年6月20日の事例を取り上げる。本事例では8-10時に琉球大学から北東に約10kmの位置で孤立した対流性降水セルが発生していた。このとき、沖縄の東海上に中心を持つ高気圧が存在し、沖縄には大気下層で南東から湿った空気が流入していた(図略)。

MWRによるPWVは、当日9時過ぎにピークを迎えており、同日3時に比べて約2mm増加していた(図2)。このとき、高度1km以下では 22 g m^{-3} 以上の水蒸気密度が観測されており、03:00-03:10の平均値からの差分で見ると高度1km以下と高度4km付近で対流性降水が発生する数時間前から水蒸気量の増加が確認された。このような水蒸気量の増大が対流性降水の発生環境場として重要であったことが示唆される。

謝辞 本研究はJSPS科研費JP23H00221の助成を受けた。

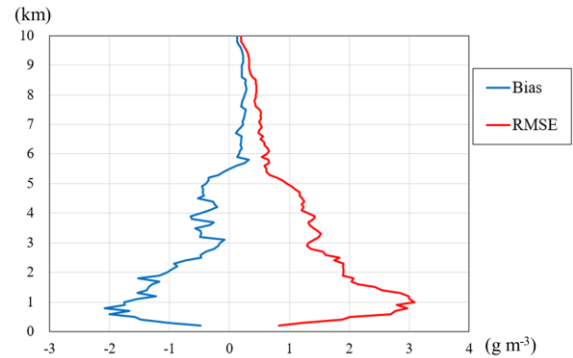


図1 ゾンデに対するMWRの水蒸気密度の比較。

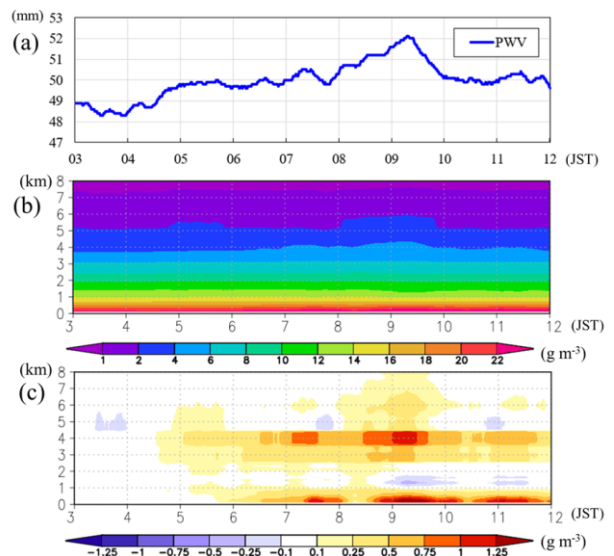


図2 6月20日03:00-12:00のMWRによる水蒸気観測結果。(a)PWVの時系列,(b)水蒸気密度,(c)03:00-03:10の平均水蒸気密度からの差の高度時間断面。

2024年11月8日から10日にかけて 発生した沖縄本島北部豪雨の事例解析

渡邊雄斗・松枝未遠(琉球大学 理学部物質地球科学科)

1. はじめに

近年、日本では局地的かつ短時間に大量の降水をもたらす豪雨が頻発しており、線状降水帯はその主要因の一つである。しかし、線状降水帯の形成と維持過程、特に下層における水蒸気供給や鉛直構造の役割、ならびに数値予報における予測可能性については不明な点が多い。2024年11月8日深夜から10日午前にかけて、沖縄本島北部では線状降水帯が発生し、東村で656.0mm(図1)、奥で519.5mmに達する記録的豪雨となった。本豪雨事例には、2つの明瞭な降水ピークが存在し、11月8日2100JSTから9日0800JSTと11月10日0500JSTから0900JSTであった。本研究では、気象庁(JMA)の局地モデル解析値データや解析雨量データ、ならびに欧州中期予報センター(ECMWF)のERA5データを用いて下層の水蒸気供給と大気の鉛直構造に着目し、線状降水帯の形成・維持過程を明らかにするとともに、ECMWFの中期アンサンブル予報データおよびJMAのメソアンサンブル予報データを用いて本豪雨事例の予測可能性を評価し、豪雨の正確な予測に影響を与える要因について考察することを目的とする。

2. 結果と考察

豪雨事例(11月9日0000JSTから0600JST)を対象として、下層の水蒸気供給および鉛直構造に着

目し、豪雨の形成と維持過程について解析を行った。対象期間前から沖縄本島周辺では南東風が広域的に卓越し、950hPa面で顕著な水蒸気フラックス収束が持続していた。さらに、沖縄本島南側の海上では海面水温が平年より高く、潜熱フラックスが増大していた。バルク式の線形分解の結果から、潜熱フラックスの増大はスカラー風速項によって説明されることが示された。したがって、本事例では海面水温の高さに加え、南東風の強化が海面からの水蒸気供給を促進し、下層の湿潤化をもたらしていたと考えられる。

一方で、水蒸気供給のみでは、同一地点で数時間にわたり強い降水が持続したことを十分に説明することは難しい。本事例では、下層で南東風、中層で南西風、上層で西風が卓越し、高度とともに風向が時計回りに変化する顕著な鉛直シアが形成されていた。この鉛直シアは、降水セルを風下側へ移動させつつ、上流側で新たなセルを再生成させるバックビルディング型の構造を維持するうえで有利に働いたと考えられる(図2)。豪雨発生時には下層収束—中層収束—上層発散が鉛直的に整合した循環構造が形成されており、下層で供給された湿潤空気が効率的に上昇流へと結び付いていた。以上より、下層における水蒸気供給の増大と、鉛直シアを伴う環境場とが相互に作用することで発生、維持されたと考えられる。

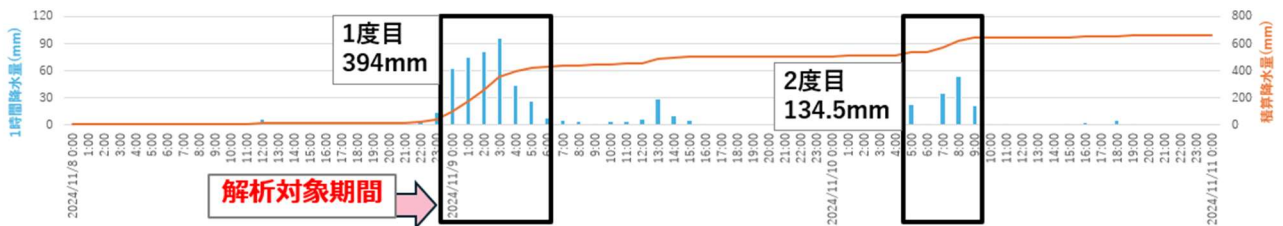


図1: 11月8日2330JSTから11月9日0030JSTにおける解析雨量図(実況)

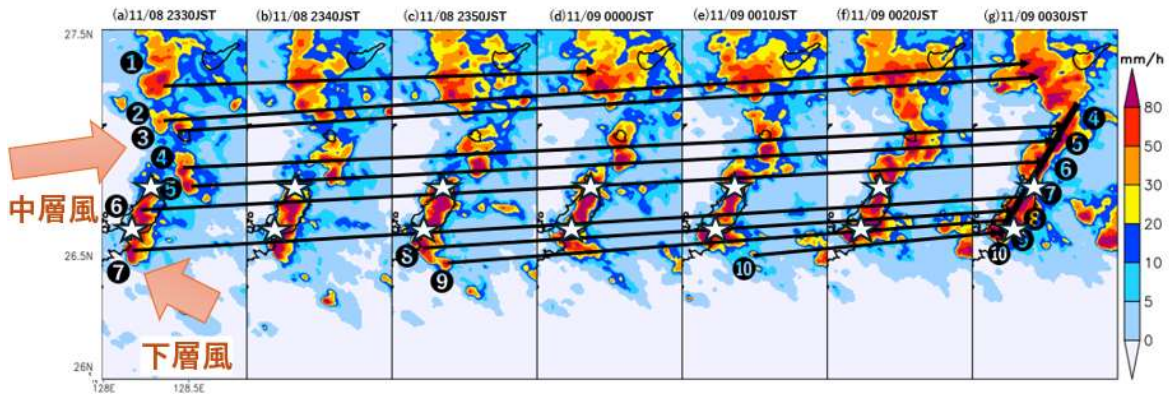


図2: 11月8日2330JSTから11月9日0030JSTにおける解析雨量図(実況)

特に、南東風による下層の湿潤化と、上昇流を持続させる鉛直構造が組み合わさったことが、数時間にわたる強い降水を可能にした要因であった可能性が高い。

本豪雨事例の予測は、直前であっても非常に困難であったことが明らかとなった(図3、4)。10月31日から11月8日までの各日0000UTCを初期時刻としたECMWFアンサンブル予報(51メンバー)では、3日初期時刻と6日初期時刻の各1メンバーが98mm/6hrを超えただけだった(図3)。実況値(239.5mm)を上回る予測は11月6日の初期日で、当該メンバー(#36)の予測値は258.8mmであった。一方で、同じ11月6日初期日の予報には、降水を全く予測しないメンバー(#12)も存在した。そこで以下、#36を再現の良いメンバー、#12を再現の悪いメンバーとして比較を行った。また、同じ予報対象時刻について、11月7日0600UTCから11月8日0600UTC(6時間毎)を初期時刻としたJMAメソアンサンブル予報の結果(図4)と比較した。実況値(239.5mm)を上回る予測を示したのは、11月8日0000UTC初期時刻の1メンバー(#9)のみであった。JMAメソアンサンブル予報でも、対象期間直前(11月8日1200-1800UTC)の予測は困難であった。

再現の良いメンバー(#36)では、下層収束から

上層発散に至る鉛直的に整合した構造が形成されていたのに対し、再現の悪いメンバー(#12)では、下層で発散傾向がみられ、鉛直方向に一貫した循環構造は形成されていなかった。

このことは、豪雨の発生には単に下層水蒸気供給が存在するだけでは不十分であり、それが上層発散と結合した鉛直構造として組織化されることが必要条件であったことを示している。

さらに、11月6日0000UTCを初期時刻としたECMWFアンサンブル予報の51メンバーについて、下層水蒸気フラックスの収束発散および台風の進路予測を含む大規模場を確認した。その結果、11月6日初期時刻では約3割のメンバーが下層の水蒸気フラックス収束や南東風の形成を予測していた。しかし、台風の進路予測を含む大規模場を実況と同程度に再現できていたメンバーは確認されなかった。全メンバーにおいて、台風の進路および本州上空の高気圧の張り出しには一定の誤差が存在していた。台風の原因は実況よりやや西側に偏る傾向がみられたが、豪雨の再現性の差は台風の位置そのものよりも、沖縄本島北側付近の等圧線配置とそれに伴う下層風向の違いに強く関連していたと考えられる。すなわち、大規模場のわずかな差異が北部周辺の風向を変化させ、収束の形成可否を通じて下層水蒸気供給お

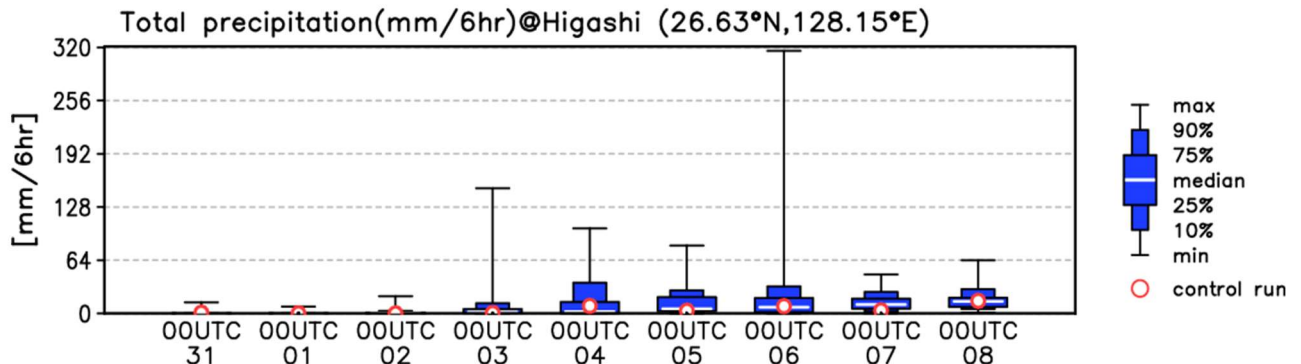


図3: 10月31日から11月8日の各日0000UTCを初期時刻としたECMWFアンサンブル予報による東村における6時間降水量(予報対象時刻: 11月8日1200UTC(FT=+60hr)から11月9日1800UTC(FT=+66hr))

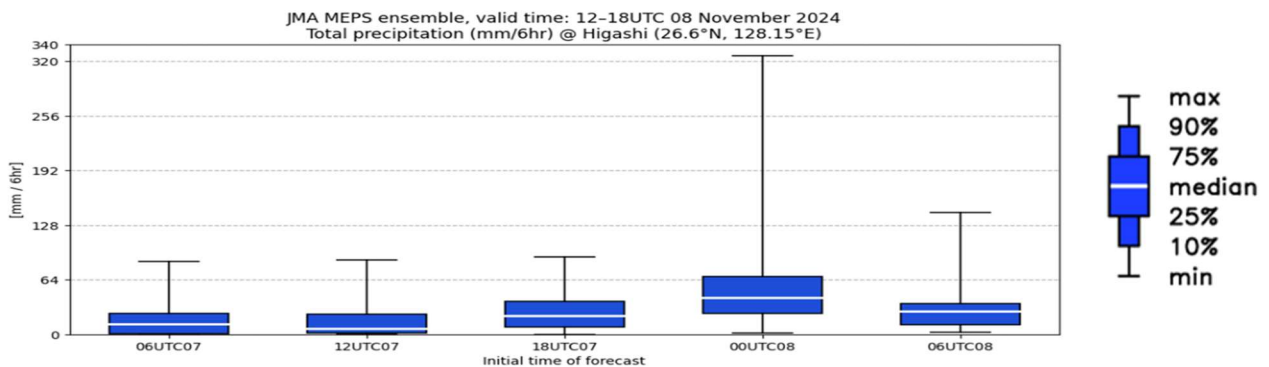


図4: 図3に同じ。ただし、11月7日0600UTCから8日0600UTCの6時間毎を初期時刻とするメソアンサンブル予報に対するもの

よび鉛直構造の発達に影響を及ぼしていた可能性がある。

3. まとめ

本研究では、2024年11月8日深夜から10日午前にかけて沖縄本島北部で発生した豪雨事例を対象に、下層の水蒸気供給および鉛直構造に着目して解析を行った。また、ECMWF アンサンブル予報と気象庁メソアンサンブル予報を用いて本事例の予測可能性について検討した。

本研究の事例解析から分かったことを図5にまとめた。本事例豪雨は、大規模場に規定された南東風の持続に伴う下層水蒸気供給の増大と、下層収束から上層発散へと至る鉛直的に整合した循環構造とが組み合わさることで発生、維持されたと考えられる。また、数値予報においては、台風の進路や高気圧の張り出しを含む大規模場のわずかな位置差が風向に影響を及ぼし、その結果として収束の形成および鉛直構造の発達に差を生じさせていた可能性がある。本事例は、豪雨の予測可能性が、大規模場の再現精度のみならず、局所的な下層風系および鉛直構造の表現にも敏感であることを示す事例であった。

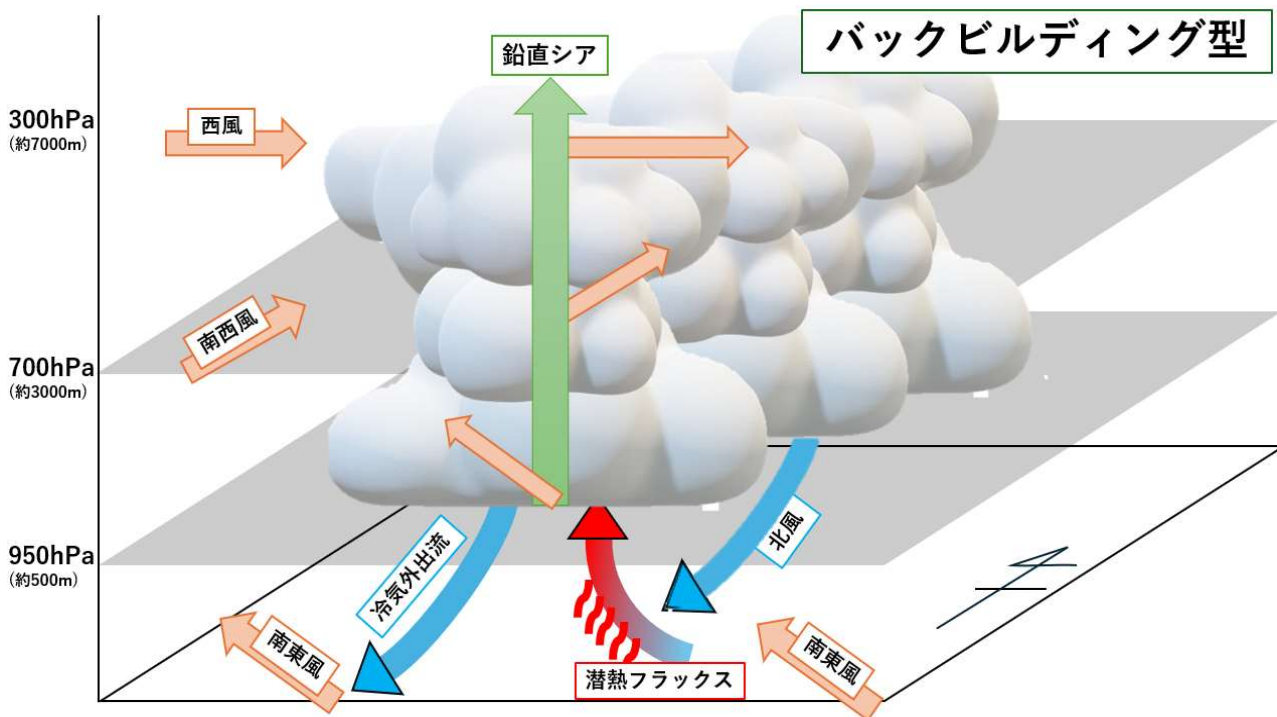


図5: 2024年11月9日0000JSTから0600JSTに沖縄本島北部で豪雨をもたらした要因の概略図(南側から見たもの)

南大東島における放射冷却に伴う最低気温の発現特性

福井佑汰 渡真利明（南大東島地方气象台）

1 はじめに

南・北大東島のような盆地状の地形の島では、雲が無く風速が弱い夜間に放射冷却が効き、気温が近隣の観測点に比べて大幅に低下したり放射霧が発生することがある。本研究では、最低気温と露点温度の関係性を中心に統計調査を行い、南大東の最低気温を決めている要素は何かを明らかにする。

2 使用したデータ

2015. 1. 1～2025. 10. 31 の期間のうち、前日 18 時～翌 9 時の積算雨量が 2.0 ミリ未満かつ最小風速が 9m/s 未満の日付の地上気象観測データ。

3 使用する物理量

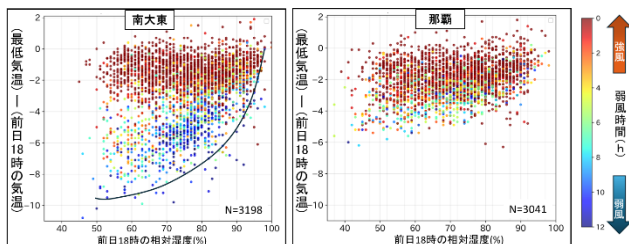
以下の物理量を定義し、使用する。

- ・RH18: 『前日 18 時の相対湿度』
- ・気温差: 『0～9 時の最低気温-前日 18 時の気温』
- ・露点差: 『0～9 時の最低気温-前日 18 時の露点』
- ・弱風時間: 『前日 18 時～翌 6 時の正時のうち、平均風速が 2.5m/s を下回った時間数』
- ・霧発生時間: 『前日 18 時～翌 9 時の間に霧が発生した積算時間(h)』
- ・月(連続値): 『1/1～12/31 について 1.00 月から 12.99 月まで連続的に月を計算したもの』

4 結果

(1) 気温差に与える風速・相対湿度の影響

第 1 図は、横軸に RH18、縦軸に気温差、色要素に弱風時間をプロットした図である。

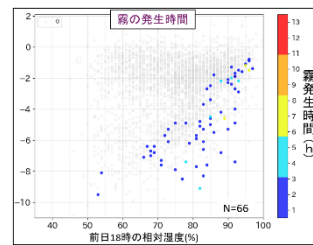


第 1 図 気温差の分布図 (左:南大東 右:那覇)
(横軸:RH18 縦軸:気温差 色:弱風時間)

弱風時間の短い赤色の領域を強風領域と定義すると、強風領域は上限がほぼ 0°C であり、横並びの分布をしている。また、南大東について、弱風時間の長い青色の領域を弱風領域と定義すると、弱風領域は強風領域より下側に分布していて、下限はおおむね右肩上がりの曲線になっている。

(2) 霧の発生に与える風速・相対湿度の影響

第 2 図は、横軸に RH18、縦軸に気温差、色要素に霧発生時間をプロットした図である。

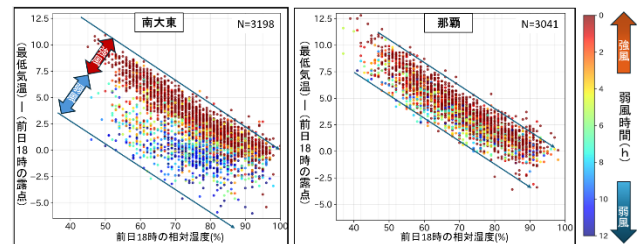


第 2 図 霧発生時間の分布図
(横軸:RH18 縦軸:気温差
色:霧発生時間 地点:南大東)

第 1 図の左図と比較すると、霧はほとんど右肩上がりの弱風領域で発生している。

(3) 露点差に与える風速・相対湿度の影響

第 3 図は、横軸に RH18、縦軸に露点差、色要素に弱風時間をプロットした図である。

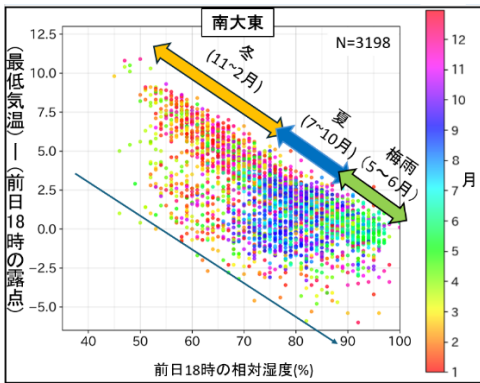


第 3 図 露点差の分布図 (左:南大東 右:那覇)
(横軸:RH18 縦軸:露点差 色:弱風時間)

南大東及び那覇について、上限・下限がほぼ平行な直線で引くことができ、右肩下がり分布をしている。南大東については、弱風領域が強風領域より下側に分布している。

(4) 露点差に与える季節・相対湿度の影響

第 4 図は、横軸に RH18、縦軸に露点差、色要素に月(連続値)をプロットした図である。

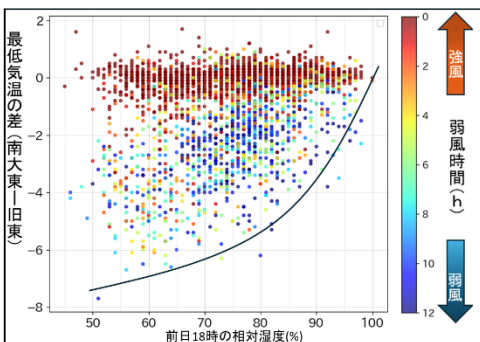


第4図 月(連続値)の分布図
(横軸:RH18 縦軸:気温差
色:月(連続値) 地点:南大東)

相対湿度が低い順に冬、夏、梅雨のように分布していて、露点差もこの順番でより小さくなる傾向がある。

(5) 旧東と南大東の最低気温の差

第5図は、横軸にRH18、縦軸に最低気温の差(南大東-旧東)、色要素に弱風時間をプロットした図である。



第5図 旧東と南大東の最低気温の差の分布図
(横軸:RH18 縦軸:最低気温の差(南大東-旧東)
色:弱風時間)

強風領域は 0℃線を中心とした横並びの分布をしている。また、弱風領域は強風領域より下側に分布していて、下境界線は右肩上がりの曲線になっている。

5 まとめ

(1) 気温差に与える風速・相対湿度の影響

第1図より、風速が強い時には、気温差は前日18時の相対湿度に依存しない。

また、南大東については弱風の影響を受けやすく、弱風領域が強風領域の下側に分布していて、気温がより下降し得ることがわかる。また、弱風

領域では前日18時の相対湿度が低いほど気温の低下が大きいことが分かる。

(2) 霧の発生に与える風速・相対湿度の影響

第2図より、前日18時の相対湿度が低いほど、霧発生に必要な気温低下量が大きいことがわかる。また、第1図の左図との比較から、霧は弱風の際に発生している。

(3) 露点差に与える風速・相対湿度の影響

第3図より、前日18時の相対湿度が高いほど、最低気温が前日18時の露点より下降することがわかる。これは地点に関係なく、最低気温そのものの特性であると推察される。また、南大東については弱風の影響を受けやすく、弱風領域が強風領域の下側に分布していて、気温が露点よりさらに下降する傾向があることがわかる。

(4) 露点差に与える季節の影響

第4図より、冬、夏、梅雨の順に前日18時の相対湿度が高くなる傾向があり、露点差もこの順番でより小さくなる。(3)の結果と合わせると、露点差の分布は弱風時間と季節だけでおおむね区分けできる。

(5) 旧東と南大東の最低気温の差

第5図より、弱風にならない時は、南大東の最低気温は旧東とほとんど変わらないことがわかる。また、この時最低気温の差の分布は前日18時の相対湿度に依存しない。

また、弱風領域が強風領域の下側に分布していて、弱風の時は旧東より気温が下降し得ることがわかる。また、前日18時の相対湿度が低いほど、気温が大幅に下降し得る傾向があることがわかる。

6 残された課題

- ・南大東の最低気温が那覇に比べて弱風の影響を受けやすい理由は何なのか(地形によるものか、都市化によるものか)

- ・雲が少ないほど、放射冷却が効きやすいことの統計的な証明

される。カタバイ発生前の 0700JST 頃から、950 hPa 上空で相対湿度が低下し、カタバイ発生前に 850 hPa 上空で乾燥していたことが分かった(図 5)。したがって、本研究で対象としたカタバイは、主として下層収束による力学的強制上昇によって発生した現象であり、熱力学的には顕著な不安定度増大を伴わない事例であったと考えられる。

2008–2025 年の名護のアメダス観測点データを用いた降水区分別統計処理の結果、6 月の弱い降水時には南南西風が卓越していることが分かった(図 6)。南南西時の環境場をコンポジット解析した結果、名護湾(北緯 26.59 度, 東経 127.9 度付近)で、地上風の収束と 950 hPa 付近の上昇流が平均的にも認められた(図 7, 8)。これらの結果は、名護湾の北側に位置する八重岳などの山

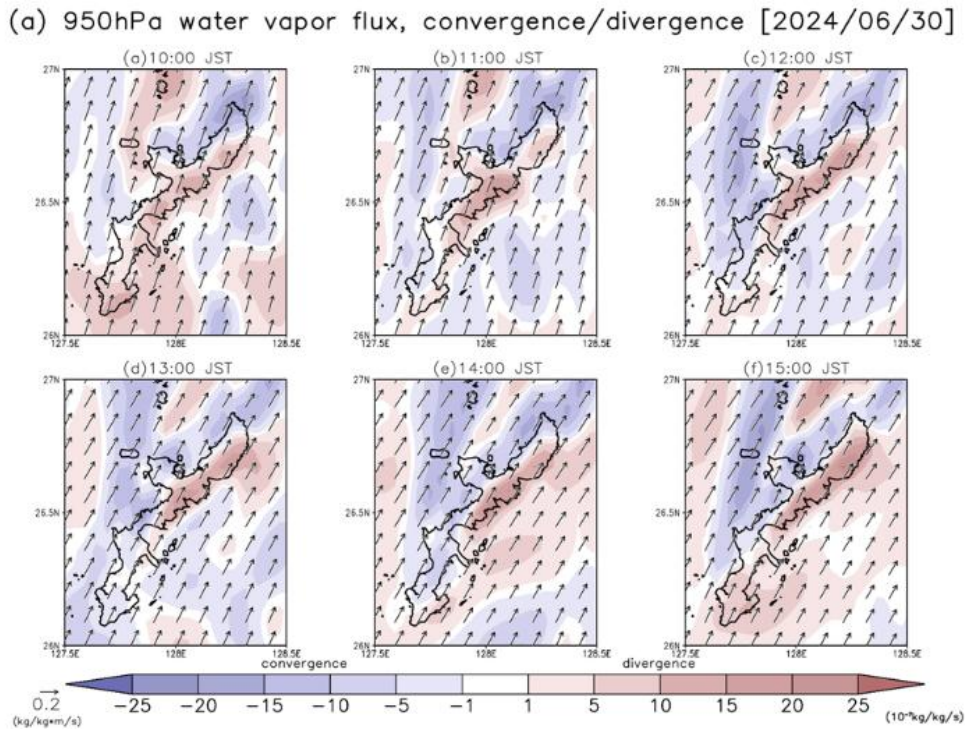


図 3: 2024 年 6 月 30 日沖縄本島周辺における 950 hPa 面の水蒸気フラックス($\text{kg}/\text{kg}\cdot\text{m}/\text{s}$ 、ベクトル)とその収束発散($10^{-7}\text{kg}/\text{kg}/\text{s}$ 、陰影)。

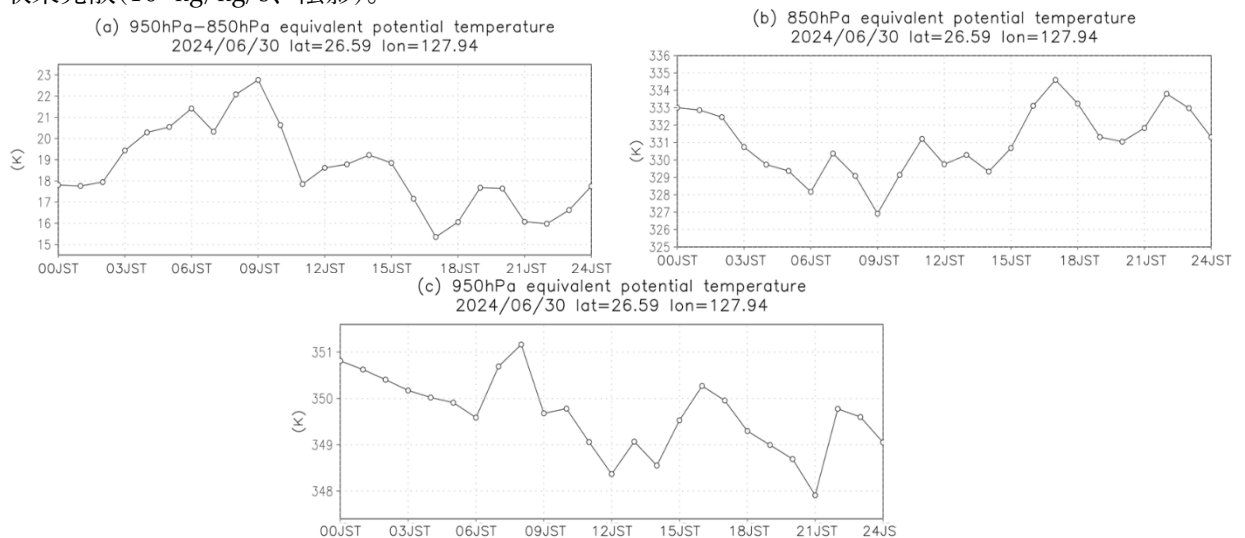


図 4: 北緯 26.59 度, 東経 127.94 度における 2024 年 6 月 30 日の(a)950 hPa 面と 850 hPa 面の相当温位差(K)、(b)850 hPa 面、(c)950 hPa 面の相当温位(K)の時間変化。

地の影響により、南南西風などの南寄りの風が吹く場合に名護湾周辺で地上風の収束および下層の上昇流が生じやすいことを示している。しかし、その強度や明瞭さは事例解析で観測された局地的降水域の構造に比べ弱く、背景場は存在するものの、カタブイとして明瞭に観測されるためには、局地的収束の強化や一時的な水蒸気供給の増大など、事例特有の条件が必要であることが示唆された。

4. まとめ

本研究では、沖縄本島名護周辺における局地的降水現象「カタブイ」の発生環境と特徴を明らかにすることを目的に、事例解析、統計解析、

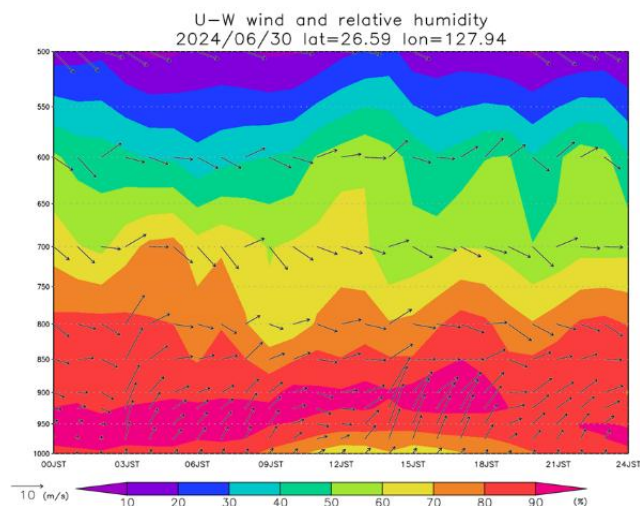


図 5: 2024 年 6 月 30 日における水平風 u と鉛直風 w (m/s、ベクトル)と相対湿度(%, 陰影)の時間鉛直断面図。鉛直風成分は水平風との比較を容易にするため 100 倍して示している。

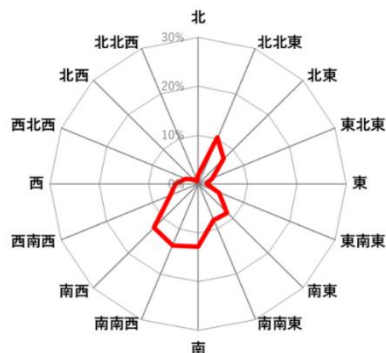


図 6: 名護アメダス観測点における弱い降水時(0.5 mm 以上 10 mm 未満)の風配図(2008–2025 年)。

コンポジット解析を行った。事例解析では、カタブイ発生時に名護湾上空で上昇流が発生し、下層での地上風収束と水蒸気供給が確認された。相当温位および相対湿度の解析から、発生前に 950–850 hPa 間の相当温位差が縮小傾向にあったことが確認された。これは下層(850 hPa)の昇温による安定化の影響を含んでおり、発生直前に顕著な不安定度の増大は確認されなかった。また、統計解析およびコンポジット解析では、弱い降水時に南南西風が卓越し、平均的にも地上風の収束や上昇流が認められた。これらの結果から、カタブイの発生には背景としての平均的収束や上昇流に加え、局地的収束の強化や一時的な水蒸気供給の増大など、事例特有の条件が重なることが重要であることが示された。

Composite surface wind for SSW (June) [578]

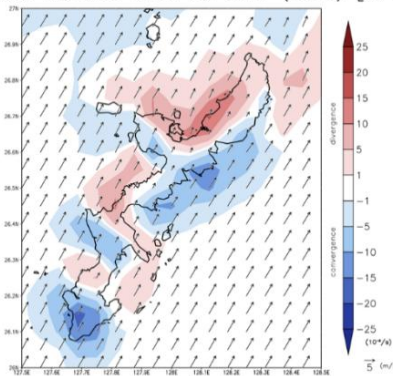


図 7: 6 月の名護アメダス観測点における南南西風時の地上風(m/s、ベクトル)とその収束発散($10^{-5}/s$ 、陰影)のコンポジット。

Composite 950hPa vertical velocity for SSW (June) [578]

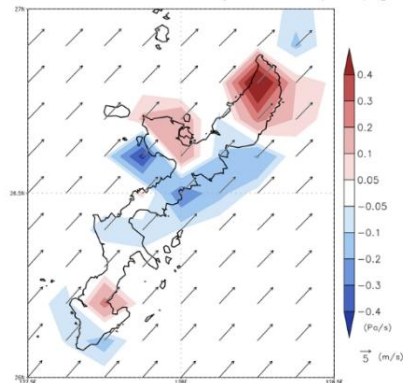


図 8: 6 月の名護アメダス観測点における南南西風時の 950 hPa 面における風(m/s、ベクトル)および鉛直 p 速度(Pa/s、陰影)のコンポジット。

沖縄県における雷放電発生の特徴と降水との関係

一島歩未、松枝未遠(琉球大学理学部 物質地球科学科)

1. 研究背景・目的

雷放電は対流活動の強さや雲内部の微物理過程を反映する現象であり、降水過程や豪雨発生メカニズムの理解において重要な指標の一つである。特に沖縄県は、梅雨前線の停滞や暖湿な気流の流入、台風の影響を受けやすく、季節によって降水形態や雷活動が大きく変化する地域である。しかし、沖縄県を対象として、地点別・時間帯別・季節別といった観点からの雷放電発生頻度と降雨強度との関係を統計的に整理した研究は十分に行われていない。本研究では、Ubiquitous Lightning Observation System (ULAT)による雷放電データと AMeDAS 降水量データ(奥、名護、読谷、那覇、石垣の5地点)を用い、雷放電発生の特性を明らかにするとともに、雷放電と降水の同時/非同時発生の出現特性を整理し、地点ごとの違いについて調査することを目的とした。

2. 使用データおよび解析方法の概要

本研究では、ULAT の雷放電データ、AMeDAS 降水量データ、気象庁作成の天気

図、および、ひまわり 8 号、9 号赤外面像を使用した。雷放電発生数の季節変動解析には 2019–2025 年のデータを使用し、雷放電と降水の対応解析については、雷放電観測体制が比較的安定した 2023–2025 年のデータを対象とした。雷放電と降水の対応付けでは、各 AMeDAS 観測地点を中心とした半径 5 km 以内で発生した雷放電を、その地点の降水と対応する雷放電として扱った。これは、当該範囲内で発生した雷放電は、観測地点に降水をもたらした雲、もしくは同一の降水システムに対応していると仮定するためである。10 分間単位で雷放電と降水の有無を判定し、「雷放電あり/降水あり」、「雷放電なし/降水あり」、「雷放電あり/降水なし」の3分類を作成し、統計解析を行った。

3. 結果と考察

3.1 雷放電発生の季節変動

沖縄本島および石垣八重山諸島における雷放電は、主に春季から秋季(3–10月)に発生しており、冬季(11–2月)にはほとんど確認されないことが分かる(図1)。このことか

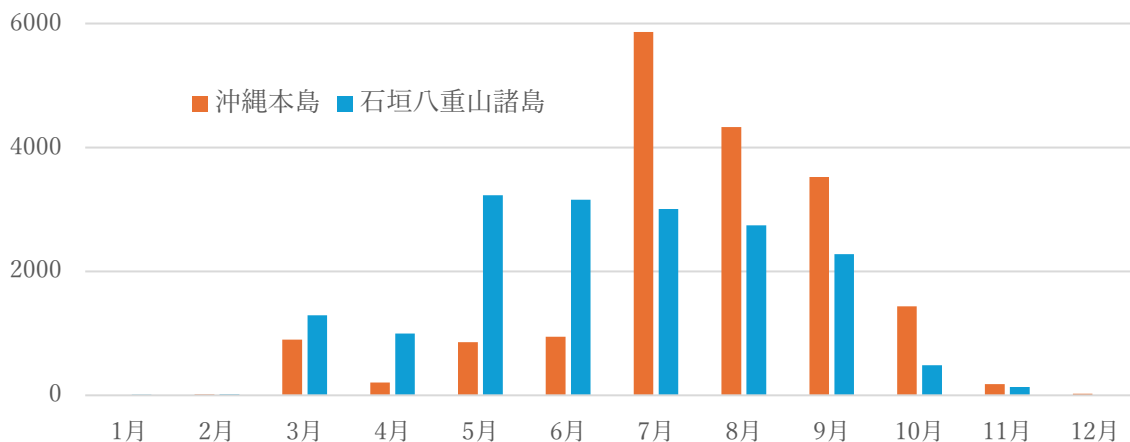


図 1: 沖縄本島周辺(橙)および石垣八重山諸島周辺(青)における雷放電発生数の月別累積値 (2019-2023, 2025 年)。

ら、雷放電発生数には明瞭な季節変動が存在することが示唆される。月別にみると、雷放電は梅雨期(5-6月)から夏季(7-8月)にかけて増加する傾向を示すが、最大となる月や発生数の大小規模は年によって異なる。地域差に着目すると、石垣八重山諸島では梅雨期(5-6月)に雷放電発生数が多い年が複数みられ、沖縄本島(7-8月)と比較して雷活動の活発化がやや早い時期に現れる傾向が確認された。

沖縄本島における5月の雷放電(図2)は、下旬(21-31日)に集中しており、梅雨前線の影響が強まり、対流活動が活発化する時期と対応している。石垣八重山諸島(図省略)においても同様に、5月下旬に雷放電発生数が多く、沖縄本島と共通した季節内変化が確認された。この傾向は2019-2022年だけでなく、2023-2025年においても同様であり、5月下旬が沖縄地域全体における雷活動の本格化時期であることが示唆される。

さらに、5月下旬における天気図および衛星赤外画像の解析から、雷放電発生数が多い年では、前線が沖縄付近に停滞し、その

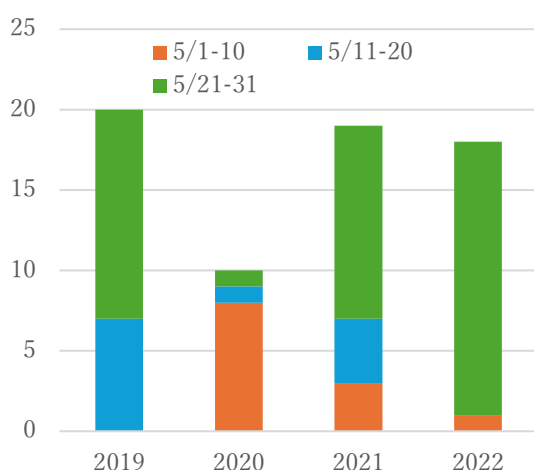


図2: 沖縄本島周辺における5月上旬(5/1-10、橙)、中旬(5/11-20、青)、下旬(5/21-31、緑)の雷放電数(2019-2022年)。

前線帯に沿って輝度温度の低い雲域が広く分布していることが確認された(図3)。このような低輝度温度域が沖縄周辺に広がる場合には、同領域で雷放電数も相対的に多い傾向がみられ、対流活動の発達した雲域と対応していると考えられる。一方で、台風の影響により輝度温度が低下していても雷放電がほとんど発生しない事例や、輝度温度が極端に低くない場合でも雷放電が発生する事例も確認された。したがって、低輝度温度域の存在は対流活動の可能性を示す指標ではあるものの、雷放電発生は雲頂高度だけでなく前線配置や上昇流の強度など複数要因に依存していると考えられる。

3.2 雷放電と降水との関係

表1に示した雷放電と降水の対応関係から、解析対象とした全てのAMeDAS観測地点に共通して、「雷放電なし/降水あり」の事例がほとんどであることが明らかとなった。この結果は、前線や大規模な上昇流に伴う降水が卓越する沖縄地域における降水のほとんどが、「暖かい雨」プロセスの卓越する対流性降水、または、層状性降水によるものと示唆される。一方で、背の高い「冷たい雨」プロセスの卓越する対流活動による「雷放電あり/降水あり」および「雷放電あり/降水なし」の事例も地点や時間帯によって一定数確認された。「雷放電あり/降水なし」の事例は、雲内で雷放電が発生しているものの、地上では降水が観測されにくい降水効率の低い対流雲に対応している可能性がある。

雷放電と降水の対応関係にはいくつかの地域的な特徴の違いがみられる。名護(表左)では、降水を伴わない雷放電が午前(6-12時)に多く見られる一方、降水を伴う雷放電を伴う降水事例は午後(12-18時)に多く

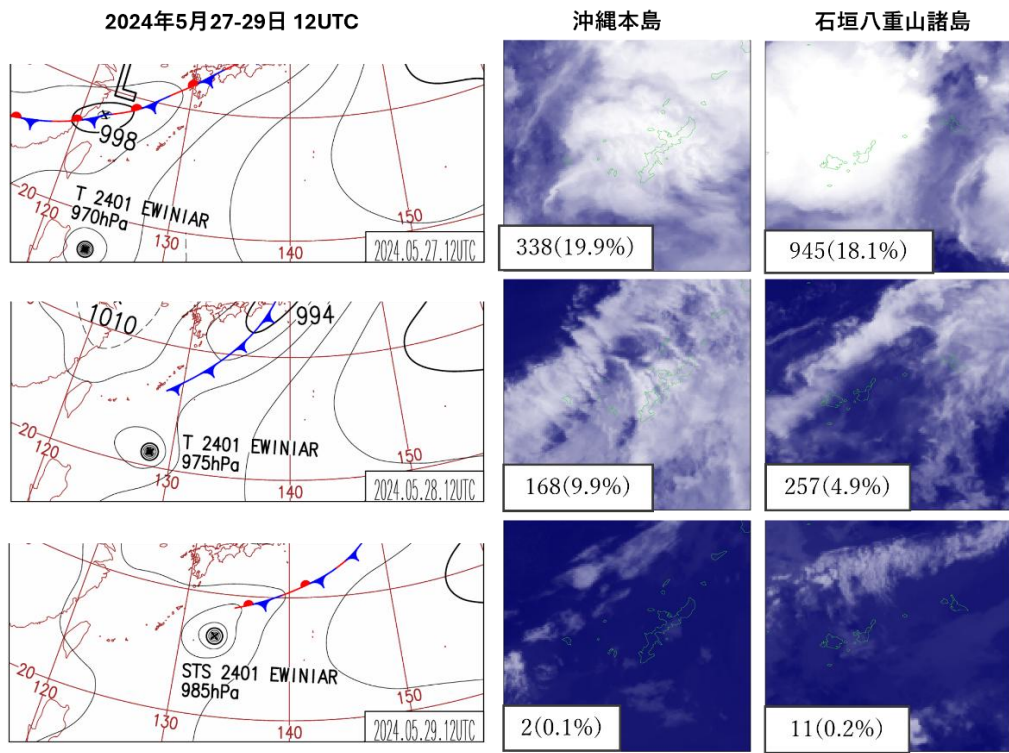


図 3: 2024 年 5 月 27-29 日 12UTC の天気図(気象庁作成のものを一部切り取り)とひまわり 8 号、9 号赤外面像。

表: 2023-2025 年の(左)名護、および、(右)那覇における降水と雷放電(半径 5 km 以内)の対応関係(上: 累計事例数、下: 時間帯別事例数)。

	雷あり・雨あり	雷あり・雨なし	雷なし・雨あり
1-12月	18	21	5631
時間	雷あり・雨あり	雷あり・雨なし	雷なし・雨あり
0-6時	5	3	1524
6-12時	4	10	1335
12-18時	8	4	1302
18-24時	1	4	1470

	雷あり・雨あり	雷あり・雨なし	雷なし・雨あり
1-12月	17	18	5399
時間	雷あり・雨あり	雷あり・雨なし	雷なし・雨あり
0-6時	8	9	1432
6-12時	4	2	1293
12-18時	1	6	1230
18-24時	4	1	1444

出現している。午後の事例は、日中の昇温や海風循環の影響を受けた対流性降水が発生しやすい周辺の山岳環境に起因すると考えられる。那覇(表右)では、降水を伴う雷放電、および降水を伴わない雷放電が夜間(0-6時)に多く、日中に形成された不安定場が夜間まで維持されやすい都市域特有の環境の影響が考えられる。

4. 結論

本研究では、沖縄県における雷放電活動

の季節変動および雷放電と降水の対応関係を統計的に整理した。その結果、雷放電は梅雨期(5月下旬頃)から夏季にかけて活発化することが明らかとなった。また、「暖かい雨」プロセスが卓越する対流性降水、または、層状性降水による雷を伴わない降水事例が全体の 99.2-99.4%を占める一方で、雷放電と降水の対応関係には地点ごとの特徴がみられ、地域特性や環境場の違いが反映されていることが示唆された。

2025 年夏季における沖縄接近台風の活動特性とその背景要因

鈴木開也・松枝未遠（琉球大学 理学部物質地球科学科）

1. 研究の動機・目的

台風は日本列島における主要な災害の一つであり、特に沖縄地方は北西太平洋における台風の主要な通過域に位置するため、毎年のように台風の接近・上陸により影響を受けてきた地域である。このため沖縄地方における台風の接近頻度や進路特性を把握し、その年々変動や長期的傾向を理解することは、防災、減災の観点から極めて重要である。本研究では、近年の台風活動の特性を整理するため、1991年から2025年までの台風データを用い、6月から9月の台風発生数、勢力の強い台風が沖縄へ接近した頻度を比較する。さらに2025年と過去の台風発生位置について、主に海面水温の上昇や大規模環境場などのデータを用いて比較し、発生要因や進路特性の解析につなげることを目的とする。

2. データと解析方法

台風の発生位置、強度、進路把握には気象庁(JMA)のベストトラックデータを用いた。解析領域は台風の主な進路といえる北西太平洋(0-40°N、100-180°E)としている。また、本研究内の「沖縄に接近した台風」とは、那覇市から半径100 km、150 km以内に存在したものとしている。

さらに、台風発生環境の海洋条件を評価するためにアメリカ海洋大気庁(NOAA)の高解像度海水温データを使用した。海水温の空間分布および偏差の解析を行い、台風発生位置や進路特性との関係を検討した。

3. 結果と考察

1991-2025年の6-9月における台風発生数を年別に整理した結果(図1)、2024年までの台風平均発生数は約15.9個であるのに対し、2025年の発生数は21個であった。これは過去35年間で3位(上位11.4%)に相当する極めて大きい値である。期間全体の台風発生数に有意な長期トレンドは見られなかった($p=0.55$)ものの、2025年はその減少傾向に反して活発な年であった加えて、2025年の沖縄への台風の接近数は3個であった。さらに勢力の弱い台風の2025年の接近数も同様に3個であった。これらの結果から2025年において台風の特徴は多く発生し、かつ接近数も平年以上であったがどれも勢力の弱いものだったため社会の認識として「2025年は台風が来なかった年」となったと考えられる。

この事を踏まえ、台風発生数や接近数が多かったにもかかわらずこの認識となった要因を検討するため、台風発生緯度(図2)と海面水温偏差(図3)との関係に着目した。海面水温偏差に対する回帰解析から、台風発生緯度の北上に対応して海面水温の温度上昇領域も北上する傾向が示された。また2025年の6月から9月平均の台風発生緯度は平年と比べ北寄りである事から台風が十分に発達する期間が確保しにくい環境であった可能性が示唆される。加えて2025年の気圧配置において6-9月の沖縄は高気圧に覆われていたため(図4)その縁を通る台風は沖縄に接近しなかったと考えられる。以上の結果から図5のような進路

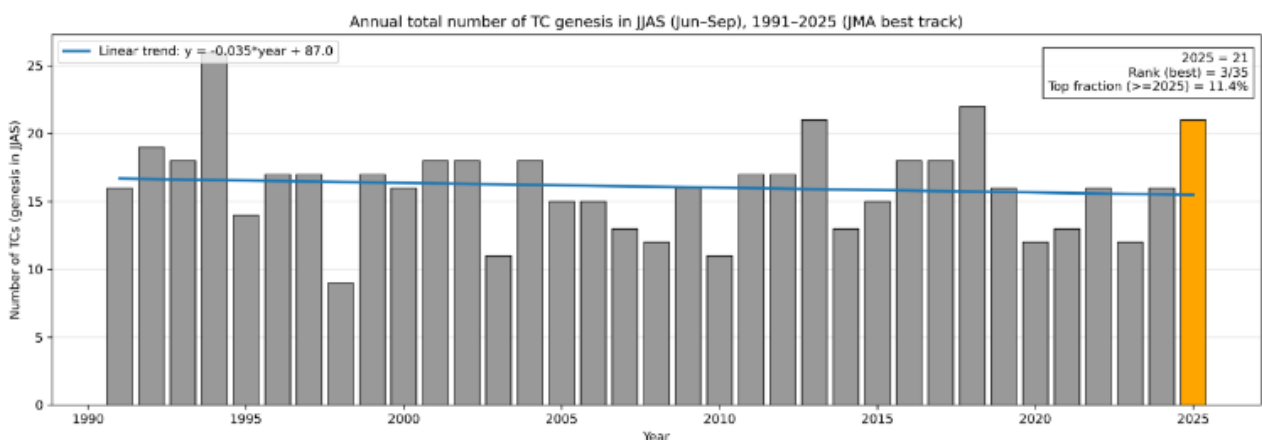


図1. 1991-2025年6-9月における台風発生数。青線は1991-2025年の線形トレンドを示す。2025年の台風発生数は35年中3位であり、上位約11%に相当する。

をとる台風が 2025 年では見られたと考えている。

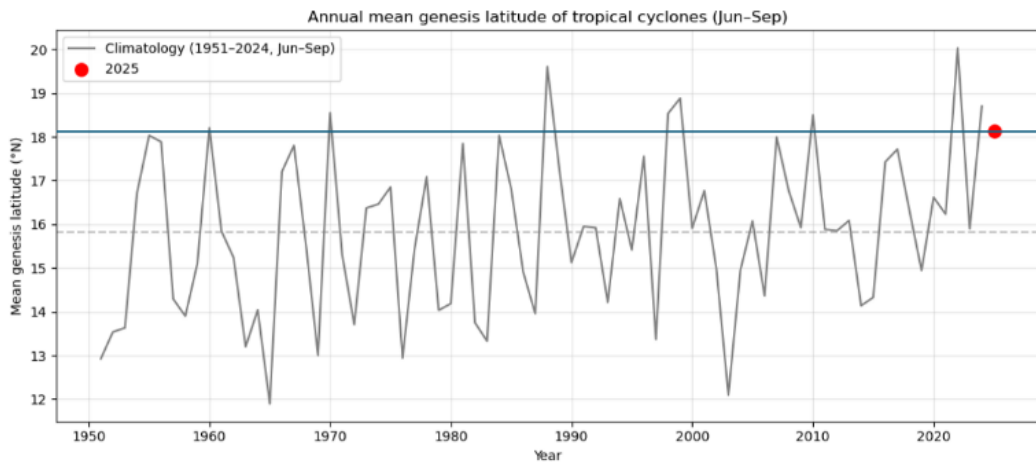


図 2. 1951-2025 年の 6-9 月における台風発生平均緯度。

Regression of SST anomalies onto typhoon genesis mean latitude (1991-2024 from bst_all + 2025 from bst2025)
SST anomalies relative to 1981-2010 monthly climatology | Gray mask = not significant ($p \geq 0.05$), White = missing

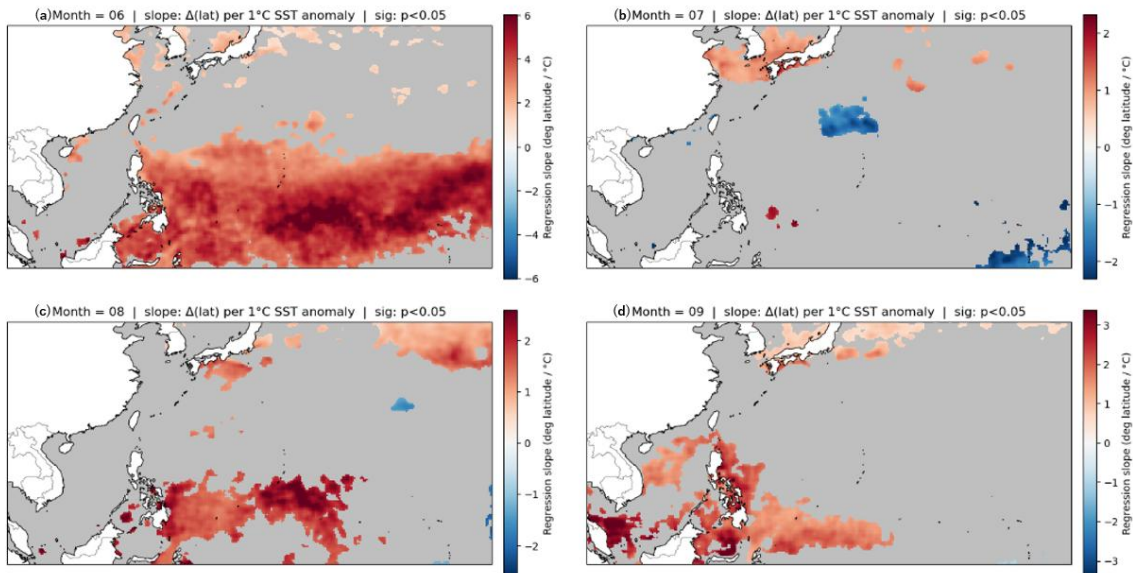


図 3. 6-9 月における台風発生平均緯度に対する海面水温偏差の線形回帰図(1991-2025 年)。

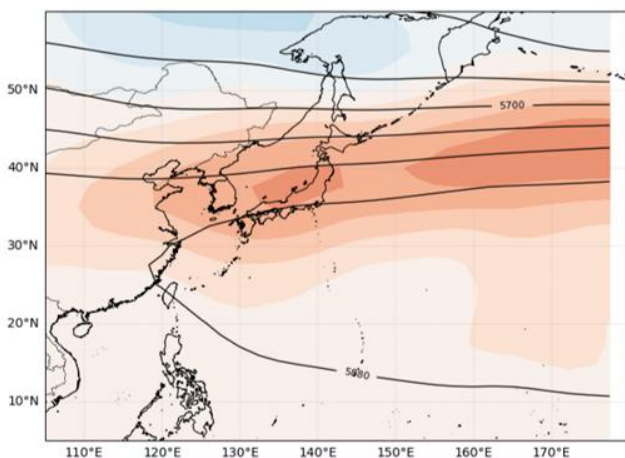


図 4. 2025 年 6-9 月平均 500hPa ジオポテンシャル高度場(等値線)と 1991-2025 年における高度偏差(陰影)。

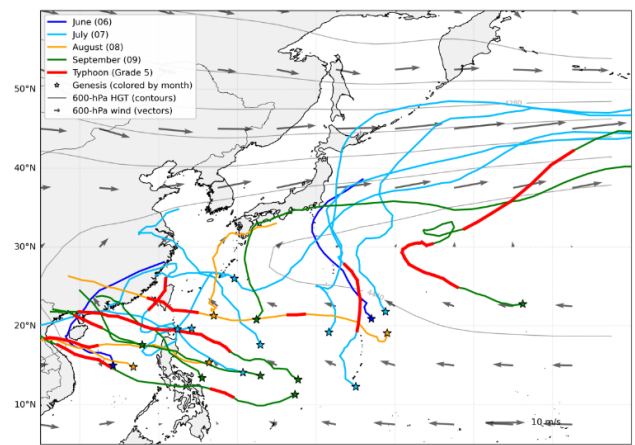


図 5. 2025 年の台風進路と 600hPa 気圧場と風向を合わせた図。

4. まとめ

本研究では、「2025年は沖縄に台風が来なかった年」という社会的印象の背景を、台風発生数・接近数・発生緯度・海面水温および大気環境場の観点から検証した。1991年から2025年の6月から9月における台風発生数の線形回帰解析では、発生数に有意な長期増減傾向は認められなかった($p=0.55$)。その中で2025年の発生数は21個と過去35年間で上位に位置し、沖縄への接近数も3個と平常並み以上であった。その接近した台風の最低中心気圧がいずれも1000hPaを超えていて弱かった。

また、2025年は台風発生緯度が平常より北寄りであり、対応する海面水温偏差の分布も北偏していた。このことは、台風が十分に発達するための高温海域を通過する距離が短くなった可能性を示唆する。さらに、2025年6月から9月平均500hPa高度場では沖縄付近が高気圧に覆われ、その外縁に沿って台風が北進する進路が卓越していた。600hPaの風系もこれを支持しており、台風は高気圧の縁を回り込むように北上する経路をとりやすい環境場にあったと解釈される。

以上より、2025年は「台風が来なかった年」ではなく、「発生数と接近数は多かったが、台風発生緯度の北上化に伴う勢力の未発達と大規模循環場の配置により、接近した台風の勢力が弱い環境にあった年」であったと結論づけられる。すなわち、発生緯度の北偏と中層高気圧配置が複合的に作用し、沖縄における暴風・大雨などの顕著な影響が相対的に小さかったことが、社会的印象との乖離を生じさせた要因であると考えられる。

日本海における海面高度偏差の時間変動量の時空間分布 — 2021-2023 年ラニーニャ期間の解析 —

白石あみ・久木幸治（琉球大学 理学部物質地球科学科）

1. 研究の動機・目的

日本海には対馬暖流に伴う中規模渦が多数存在し、これらは海洋の熱・物質輸送に重要な役割を果たす。中規模渦活動の強度は海面高度偏差 (SSHA) の時間変動量によって評価可能である。ENSO の寒冷位相であるラニーニャは東アジアの大気循環に影響を及ぼすことが知られているが、日本海のメソスケール変動との関係、特に季節進行との対応は十分に明らかではない。そこで本研究では、2021-2023 年の強いラニーニャ事例に着目し、日本海の SSHA の RMS の季節変動を解析するとともに、2010-2011 年事例との比較により結果の一般性を検証することを目的とする。

2. データと解析手法

本研究では AVISO+ の海面高度計データ (1993-2024 年、0.125° 格子) を使用し、日本海全域を対象とした。各格子点において日次 SSHA から Root Mean Square (RMS) を算出した。季節区分は秋 (9-11 月)、冬 (12-2 月)、春 (3-5 月)、夏 (6-8 月) とした。さらに、2021-2023 年ラニーニャ事例に加えて 2010-2011 年事例についても同一手法で解析し、事例間比較を行った。

3. 結果と考察

平年 (1993-2024 年平均) における日本海の SSHA の RMS 分布 (Fig. 1) では、対馬暖流の流路に沿って帯状の高 RMS 域が明瞭に分布しており、日本海の中規模渦活動が対馬暖流系の流動場と強く結びついていることが確認された。特に日本海中央部から北東部にかけて相対的に大きな値を示し、沖合域での渦活動が卓越している様子が見られる。一方、沿岸域や北西部では比較的低 RMS 域が広がっており、空間的に不均一な変動構造を持つことが示された。

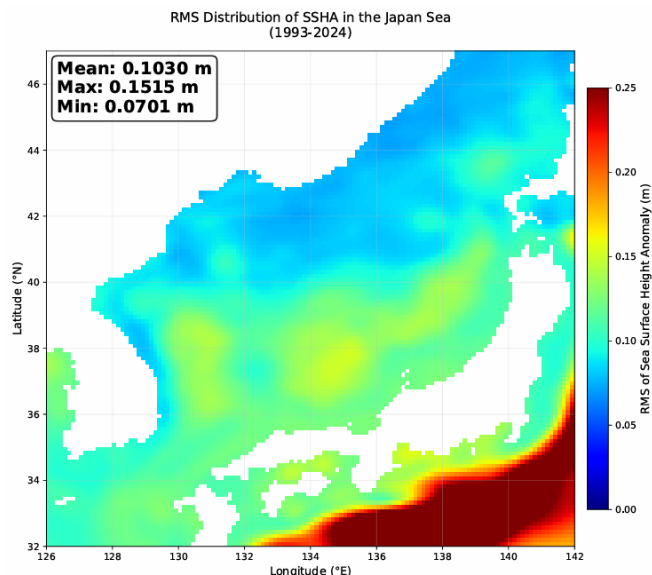


Fig. 1: 1993-2024 年平均における日本海の海面高度偏差 (SSHA) の RMS 分布

次に、本研究の主対象である 2021-2023 年のラニーニャ期間全体の渦活動の空間分布を Fig. 2 に示す。この期間の日本海全体の平均 RMS は 0.145m であり、長期平均の 0.103m と比較して約 18% 高い値となった。このことは、ラニーニャ現象が日本海全体の渦活動を平均的に活発化させる方向に作用したことを示唆している。

空間分布を見ると、その活発化が一様でないことがわかる。最も顕著な変化は、対馬暖流の主流域、特に北緯 36 度から 42 度にかけての日本海中央部から北東部で確認される。この海域では、RMS が 0.2m を超える非常に活発な領域が、長期平均 (Fig. 1) よりも広範囲に、かつ明瞭に分布している。これは、ラニーニャ期間中に対馬暖流の蛇行や不安定性が増大し、そこから放出される中規模渦のエネルギーが強化されたことを示している。また、ウラジオストク沖や北海道西方沖といった、通常でも渦活動が活発な領域においても、RMS が長期平均を上回る傾向が見られた。

一方で、日本海の南西部、対馬海峡東水道の出口付近では、RMS が長期平均よりもわずかに低い領域も見受けられる。これは、ラニーニャ期間中の対馬暖流の流路や流量の変化が、海域によって異なる影響を及ぼした可能性を示唆している。

Fig. 2 に示された全体像は、ラニーニャ期間中の日本海が、時空間的に複雑な応答を示したことを物語っている。渦活動は全体として活発化したものの、その度合いは海域によって大きく異なっていた。この全体的な傾向を踏まえ、次節では、この期間中の渦活動が季節の進行とともにどのように変動したのかを、さらに詳細に解析していく。

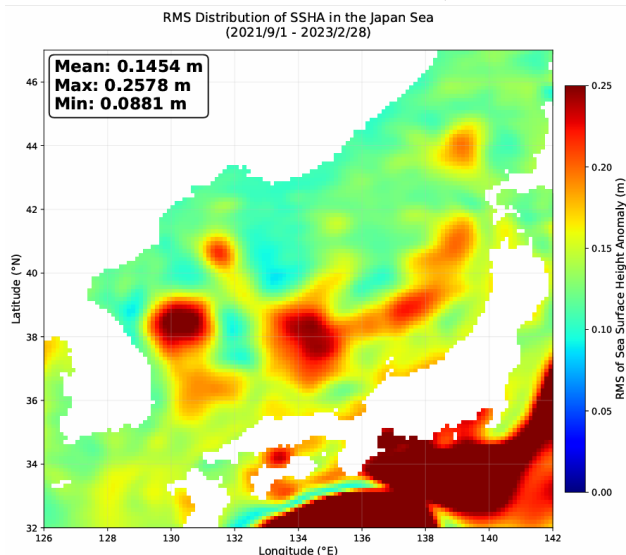


Fig. 2 : 2021-2023 年ラニーニャ期間における日本海の SSHA の RMS 分布

次に、2021-2023 年ラニーニャ事例における季節別分布を見ると、RMS は秋季に最大、冬季に低下、春季に最小、夏季に再増大する明瞭な季節進行を示した (Fig. 3-Fig.6)。秋季の RMS 分布 (Fig. 3) は、ラニーニャ期間中で最も渦活動が活発であったことを示している。日本海全体の平均 RMS は 0.2016m に達し、これは長期平均の秋季の値 (0.103m) と比較して、実に 96% も高い驚異的な値である。空間的には、日本海中央部から北東部にかけて、RMS が 0.25m を超える極めて活発な領域が広範囲にわたって形成されている。活発であった秋季から一転し、冬季 (Fig. 4) には渦活動は急速に減衰する。日本海全体の平均 RMS は 0.098m まで低下し、秋季の半分以下となった。この値は、長期平均の値と比較しても約 5 % 低い。空間分布を見ると、秋季に見られた広範囲な高 RMS 帯は消滅し、日本海中央部に RMS が 0.1m を超える領域がまだら状に点在するのみとなる。春季 (Fig. 5) は、年間を通じて最も渦活動が穏やかになる季節である。平均 RMS は 0.060m まで低下し、ラニーニャ期間中の最低値を記録した。この値は、長期平均の値と比較して 40 % も低く、ラニーニャ期間中の春

季の渦活動が平年に比べて著しく抑制されていたことを示している。空間的に見ても、日本海全域で RMS は低調であり、0.1m を超える領域はほとんど見られない。静穏であった春季を経て、夏季 (Fig. 6) には渦活動は再び活発化に転じる。平均 RMS は 0.141m まで回復し、長期平均の値をわずかに上回った。空間分布を見ると、対馬暖流の流路に沿って、再び帯状の高 RMS 域が形成され始めている。

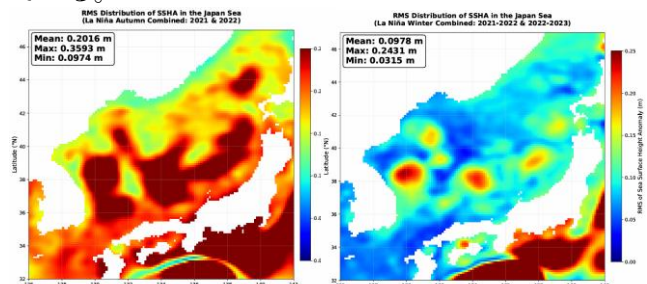


Fig. 3(左) : 2021-2023 年ラニーニャ期間の秋季における日本海の SSHA の RMS 分布

Fig. 4(右) : 2021-2023 年ラニーニャ期間の冬季における日本海の SSHA の RMS 分布

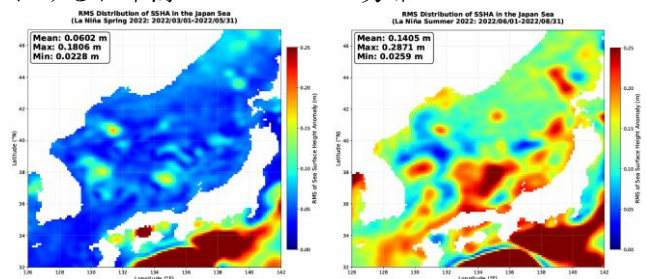


Fig. 5(左) : 2021-2023 年ラニーニャ期間の春季における日本海の SSHA の RMS 分布

Fig. 6(右) : 2021-2023 年ラニーニャ期間の夏季における日本海の SSHA の RMS 分布

この季節進行の再現性を検証するため、2010-2011 年ラニーニャ事例について同様の解析を行った (Fig. 7-Fig. 10)。その結果、秋季最大・春季最小という基本的な季節構造は本事例においても明瞭に確認され、空間分布の特徴も 2021-2023 年事例と良好に一致した。特に秋季に対馬暖流に沿って高 RMS 帯が形成される点、冬季から春季にかけて広域的に変動が弱まる点は共通している。

一方で、RMS の絶対値に着目すると、2010-2011 年事例の振幅は 2021-2023 年事例に比べて全体的に小さい傾向が見られた。とりわけ秋季および夏季において差が顕著であり、強いラニーニャ事例ほど日本海の渦活動が強化される可能性が示唆される。

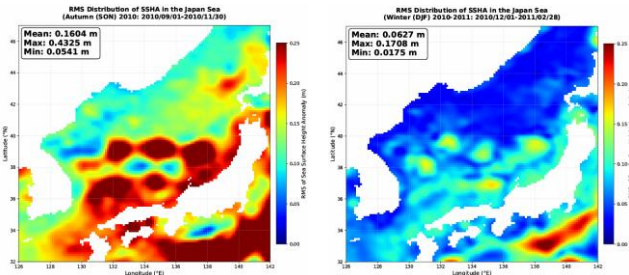


Fig. 7(左) : 2010-2011 年ラニーニャ期間の秋季における日本海の SSHA の RMS 分布

Fig. 8(右) : 2010-2011 年ラニーニャ期間の冬季における日本海の SSHA の RMS 分布

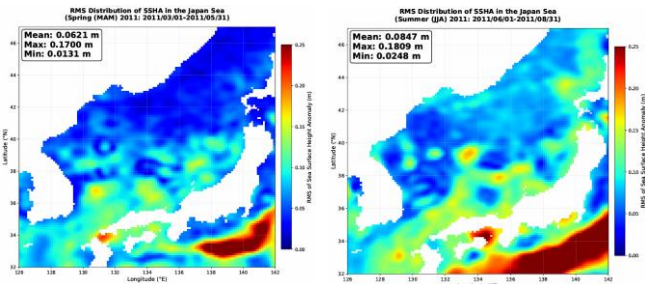


Fig. 9(左) : 2010-2011 年ラニーニャ期間の春季における日本海の SSHA の RMS 分布

Fig. 10(右) : 2010-2011 年ラニーニャ期間の夏季における日本海の SSHA の RMS 分布

物理的には、秋季の増大は夏季に形成された強い成層が残存した状態で風応力変動が作用し、密度面の傾斜が増大して傾圧不安定が発達しやすくなることに起因すると考えられる。冬季には表面冷却と季節風により混合層が深化し、上層成層が破壊されることでポテンシャルエネルギーの蓄積が抑制され、中規模渦の発達が弱まる。春季はこの深い混合層の影響が残るため年間最小となり、夏季には日射加熱による再成層に伴って渦活動が回復すると解釈される。

本研究で比較した二つのラニーニャ事例（2021-2023 年と 2010-2011 年）は、共に「秋季活発化・春季抑制」という共通の季節応答パターンを示した。これは、この応答がラニーニャ現象に対する日本海の普遍的な応答であることを示唆している。しかしながら、その応答の振幅、特に秋季の活発化の度合いには明確な差異が見られた。2021-2023 年の事例の方が、2010-2011 年の事例よりも渦活動が顕著に活発であった。

この差異は、両事例のラニーニャとしての「強度」と「持続期間」の違いに起因する可能性が高い。2021-2023 年の事例は、3 シーズンにわたる

「トリプル・ディップ」と呼ばれる非常に長く持続した現象であり、その間の熱帯太平洋の負の海面水温偏差も大きかった。一方、2010-2011 年の事例は、より標準的な期間と強度であった。より強く、より長く続いたラニーニャ現象が、中緯度の気循環により大きな変調をもたらし、結果として日本海に対する大気からの強制力（秋季の風応力や冬季の冷却）を増幅させたと推測される。このことは、日本海の渦活動が、単にラニーニャか否かという二元的な応答をするのではなく、その強度や特性に応じて、応答の大きさを変える非線形な性質を持つことを示唆している。

4. まとめ

本研究では、日本海における海面高度偏差 (SSHA) の Root Mean Square (RMS) を指標として、中規模渦活動の季節変動特性をラニーニャ期に着目して解析した。2021-2023 年のラニーニャ事例では、RMS は秋季に最大、冬季に低下、春季に最小、夏季に再増大する明瞭な季節進行を示し、対馬暖流の流路に沿って帯状の高 RMS 域が形成される典型的な空間構造が確認された。さらに、別事例である 2010-2011 年ラニーニャ期について同様の解析を行った結果、季節進行の基本パターンおよび空間分布の特徴は良好に再現され、日本海の渦活動がラニーニャ期において一定の頑健性を持つことが示された。一方で、RMS の振幅は 2021-2023 年の強いラニーニャ事例でより大きく、特に秋季および夏季において顕著であった。これは、日本海の中規模変動がラニーニャの有無だけでなく、その強度や背景となる大気海洋場の状態に応じて変調される可能性を示唆している。以上の結果は、日本海の渦活動が季節構造としての頑健性と振幅としての可変性という二つの側面を併せ持つことを示すものである。

引用文献

Itoh, S., and I. Yasuda, 2010: Characteristics of mesoscale eddies in the Tsushima Warm Current region. *Journal of Oceanography*, 66, 673–685.

Qiu, B., and S. Chen, 2004: Seasonal modulations in the eddy field of the North Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 34, 1515–1527.

気象庁, 2023 : エルニーニョ / ラニーニャ現象の監視速報.

海底地形による流れの変化に関する数値実験

川上麻奈・久木幸治（琉球大学 理学部物質地球科学科）

1.はじめに

海洋中の大規模な流れは、地衡流として近似されることが多い。しかし、実際の海底地形は不均一であり、流れは地形の影響を受けて変化する。Kämpf (2009)の Exercise16 では、この問題を浅水方程式を用いて数値的に扱っている。本研究ではその問題設定に基づき、一様な流れが海底地形に出会ったときの流れの応答を数値モデルにより調べることを目的とする。数値結果を整理し、図から直接読み取れる流速ベクトル分布の特徴を詳細に記述する。

2.データと手法

計算には、二次元浅水モデルを用いた。このモデルは、背景流として一定の一様な地衡流が空間的に変化する図1のような海底地形上を流れる状況を想定している。流速は背景流と擾乱成分に分解され、モデルは擾乱流速(u,v)と海面変位 η である。地形の影響は連続の式における $U_{geo} \frac{\partial h}{\partial x}$ の項として表現され、これが地形強制としてはたらく。

計算は、南半球、北半球の比較に加えて、北半球

で緯度 10 度、20 度、30 度、40 度の条件について行った。また、移流スキームとして、mode1(風上差分法)、mode2(Lax-Wendroff 法)、mode3(Superbee 法)、mode4(Super-C 法)を用いた。流速場は 6 時間ごとの出力を行い、ベクトル図およびアニメーションとして可視化した。

3.結果

まず、南半球と北半球の比較では、南半球(南緯 43.2 度)で流れは地形の傾斜に沿って穏やかに変化したのに対し、北半球(北緯 43.2 度)で変化が南半球より顕著であった。

次に、北半球で緯度を変化させた結果、10 度、20 度、40 度では比較的穏やかな流れの変形が見られたのに対し、30 度では変動が大きく、不安定な挙動を示した。

最後に、30 度での挙動を詳しく見るために移流スキームを変更したところ、mode1 および mode2 では流れは比較的安定していた。一方、mode4 は mode3 ほどではないものの似た傾向を示した。

4.まとめ

本研究では、一様な背景流が海底地形と相互作用することで生じる流れの変化を数値的に調べた。その結果、流れの応答は南・北半球、緯度、スキームによって大きく異なることが示された。

南半球と北半球の比較では、南半球（南緯 43.2° ）における流れは、地形の傾斜に沿って穏やかに右向きに変化し、深い領域(y の値が小さい部分)ではほぼ直線的な分布を保っていた。北半球（北緯 43.2° ）では、南半球よりも流れの変化が顕著で、段差付近では局所的に右に曲がる傾向が見られ、 $x \approx 30$ 以降の領域では波状の揺らぎが観測された。違いはコリオリパラメータ f の符号が逆になることに起因していると考えられる。

北半球の緯度別比較では、 10° 、 20° 、 40° では流れの変化は比較的穏やかであったのに対し、 30° では段差や浅い部分(y の値が大きい部分)で流れの変化が大きく、不安定な挙動が観察された。このことは、コリオリ力の大きさが流れの曲がりや局所的渦の形成に大きく寄与することを示している。

移流スキームの比較では、北緯 30° 条件において Mode1 (Upstream scheme) および Mode2

(Lax-Wendroff scheme) では流れは比較的安定しており、局所的な渦や波状の揺らぎは小さかった。Mode4 (Super-C scheme) は Mode3 ほどではないが、局所的な流れの曲がりの再現性が中間的であることが示された。これらの結果は図3および図4に示され、移流スキーム選択が流れの解析結果に与える影響の大きさが確認された。

総じて、今回の解析により、流れの変化は緯度と地形の影響を強く受けることが明らかとなり、北半球緯度 30° における非線形変動や局所渦形成は、移流スキームの選択によって大きく異なることが示された。

今後は、摩擦や拡散を加えたり、より現実的な地形を用いたりした計算を行うことで、モデルの精度と安定性の向上を目指し、地形性の流れに対する理解を深めることが課題である。

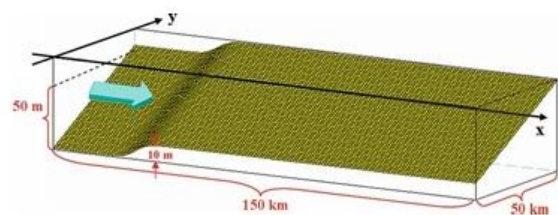


図1.海底地形

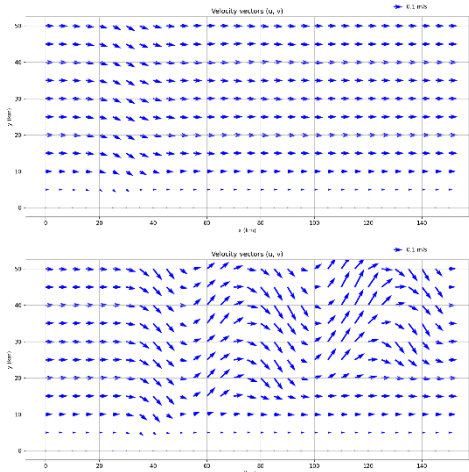


図 2.南半球(上)と北半球(下)の(u,v)ベクトル

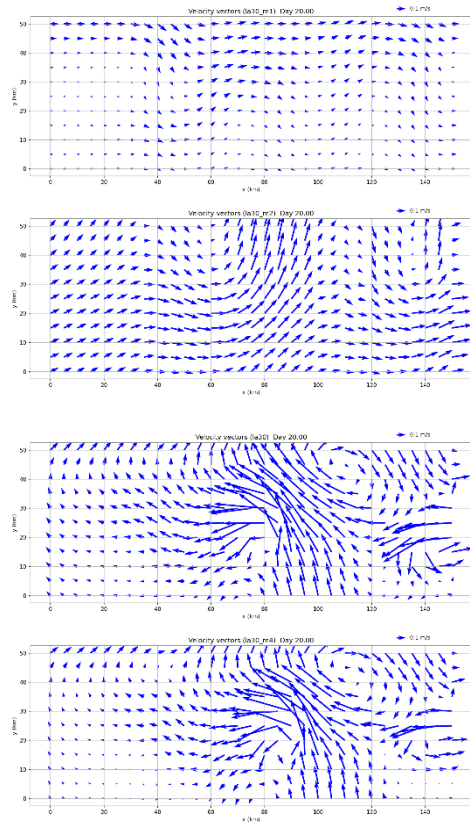


図 4.(上から順に)北緯 30 度で mode1、 mode2、 mode3、 mode4 の(u,v)ベクトル

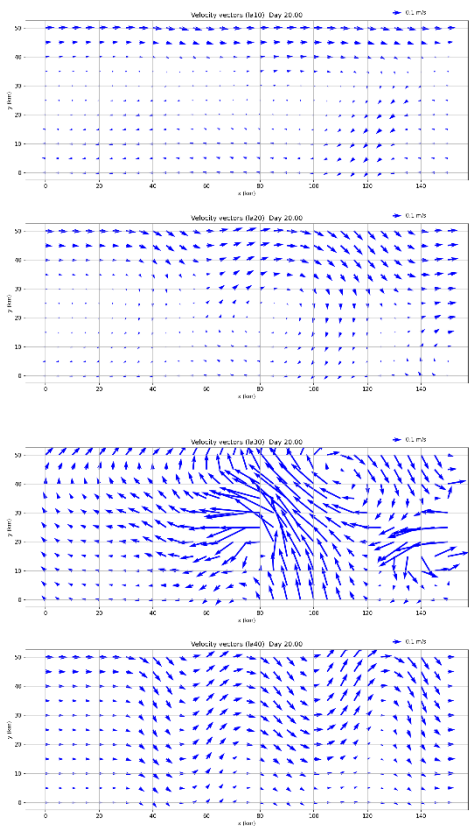


図 3.(上から順に)北緯 10 度、 20 度、 30 度、 40 度の(u,v)ベクトル

Spatiotemporal Deterministic Clustering Analysis of Skipjack Tuna Correlation with Sea Surface Temperature in the Southwestern Pacific

Martin INIGA¹, Ulung J. WISHA² and Yukiharu HISAKI¹

1. Department of Earth Sciences, Laboratory of Physical Oceanography, University of the Ryukyus, Nishihara, 903-0213, Okinawa, Japan.
2. Research Center for Oceanology, National Research and Innovation Agency (BRIN), North Jakarta, 14430, Jakarta, Indonesia.

1. Introduction

The Western and Central Pacific Ocean (WCPO) supports several major tuna species, with skipjack tuna (*Katsuwonus pelamis*) being the most dominant, exceeding 2.1 million metric tons in reported catch in 2024 (Williams and Ruaia, 2022). Its distribution and population dynamics are strongly regulated by oceanographic variability, particularly sea surface temperature (SST), making the understanding of thermal spatiotemporal patterns essential for sustainable fisheries management and climate impact assessment (Lehodey et al., 2013).

Spatiotemporal clustering offers a useful framework for identifying coherent oceanographic regimes; however, reliance on single validation metrics or subjective cluster selection often leads to unstable and irreproducible results (Hennig, 2007). To address this, we developed a deterministic clustering framework based on a majority-voting consensus approach. The ecological relevance of the derived thermal regimes was then evaluated by examining the SST–skipjack catch relationship within each cluster.

2. Materials & Methods

The study area (155°E–173°E; 4.5°S–4.5°N) covers the Exclusive Economic Zone (EEZ) of the Solomon Islands (Fig. 1), a key transitional zone between the warm pool of the western Pacific and the cool tongue ecosystem, and a core region of ENSO variability (Wang et al., 2025). The Solomon Islands Ministry of Fisheries and Marine Resources provide the fisheries data and the Copernicus Marine Service provided the SST data. Both datasets were re-gridded to 1° × 1°, detrended, and standardized before analysis.

Grid-cell-wise Pearson correlation was applied to assess SST–catch relationships, with bootstrap resampling and false discovery rate correction being used to evaluate statistical significance. A deterministic majority-vote consensus was implemented across five fixed seeds, and 20 validation runs to ensure clustering stability and reproducibility. Cluster performance was evaluated using the Silhouette Score, Adjusted Rand Index (ARI), and within-cluster variance, whereas interannual trends were examined using an i.i.d. Bootstrap approach. All analyses and visualizations were performed using Python version 3.13.

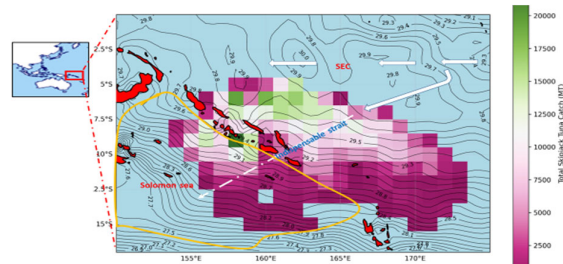


Figure 1. Distribution for sum of skipjack catch biomass (contour color) and mean SST (black contour lines) in the study area (2001–2016).

3. Results

Grid-cell-wise Pearson correlations between skipjack catch and SST were computed for 150 cells; one cell was excluded after preprocessing because of insufficient temporal coverage. The correlation distribution showed a modest positive mean ($r = 0.112$) with substantial spatial variability ($r = -0.374$ to 0.359 ; Fig. 2A). Most grid cells (90%) exhibited positive correlations, and all coefficients fell within their respective 95% confidence intervals.

The application of the Benjamini–Hochberg false discovery rate (FDR) correction reduced the proportion of significant correlations from 47.3% (pre-FDR) to 32.7%, with 49 cells remaining significant (Fig. 2B), thereby controlling for Type I error while preserving the underlying spatial structure.

Using a deterministic majority-voting framework, we evaluated the optimal number of clusters across 20 validation runs with five fixed seeds over a range of $k = 2–6$ using deterministic k-means algorithm. The optimal solution was $k = 3$ (Fig. 3), which was selected based on the highest silhouette score.

The final clustering assigned each grid cell to one of three cluster IDs (0, 1, 2) with 100% voting consensus. The solution yielded a mean silhouette score of 0.4544, a reproducibility score of 0.654, a mean within-cluster variance of 0.0086, a variance ratio of 3.158, and a mean Adjusted Rand Index (ARI) of 0.5612, indicating moderate stability and consistency across runs.

The three spatial clusters (IDs 0, 1, and 2) revealed marked heterogeneity in the SST–skipjack catch relationship across the study area (Fig. 4A). Cluster 0 ($n = 11$ cells; 7.3% of the domain) exhibited a weak negative correlation (mean $r = -0.170$; range: -0.374 to 0.062). Cluster 1 ($n = 95$; 63.3%) showed a weak, largely non-significant positive relationship (mean $r = 0.091$; range: -0.105 to 0.172). In contrast, Cluster 2 ($n = 44$; 29.3%) exhibited a moderately positive correlation (mean $r = 0.228$; range: $0.175–0.359$).

The interannual trend analysis (2001–2016; $n = 16$ years per cluster), with 1,000 i.i.d. bootstrap resamples for uncertainty estimation, further highlights distinct dynamics (Fig. 4B). Cluster 0 shows a negative but non-significant trend (slope = -0.0088 ± 0.0067 SD yr^{-1} ; 95% CI: -0.0221 to 0.0046 ; $R^2 = 0.12$; $p = 0.18$). Cluster 1 exhibited a weak positive trend (slope = 0.0079 ± 0.0028 SD yr^{-1} ; 95% CI: 0.0024 to 0.0134 ; $R^2 = 0.38$; $p = 0.011$). Cluster 2 demonstrates a significant positive trend (slope = 0.0074 ± 0.0028 SD yr^{-1} ; 95% CI: 0.0029 to 0.0119 ; $R^2 = 0.41$; $p = 0.008$), indicating the strengthening of SST–catch coupling in this region.

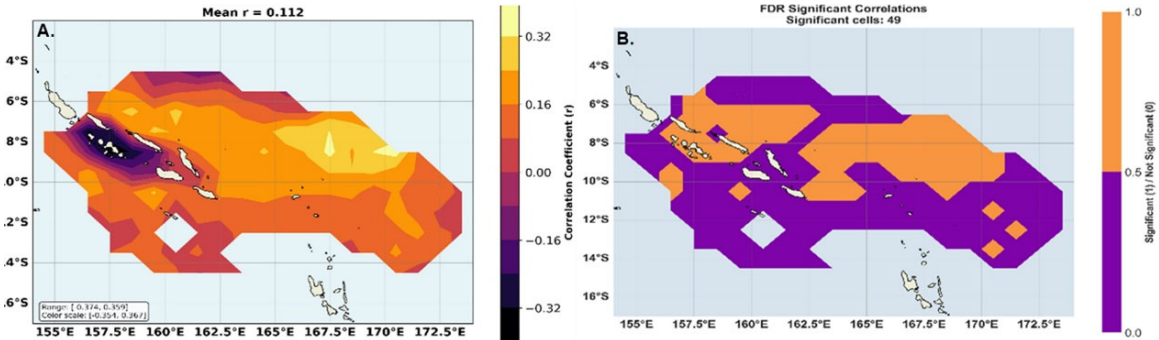


Figure 2. (A) Spatial distribution for the Pearson correlation coefficient for skipjack catch SST relationship and (B) post FDR spatial structure of significant cells after correction for multiple testing (2001–2016).

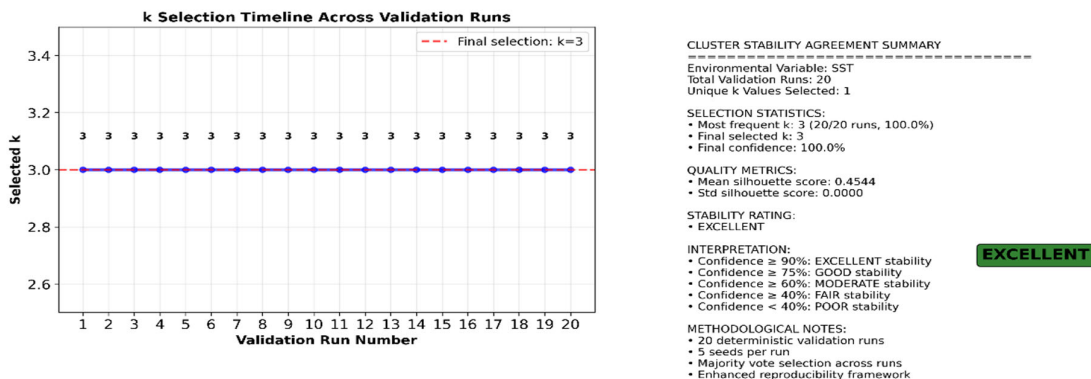


Figure 3. Selection of optimal k-clusters across 20 validation runs for the 5 different fix seeds.

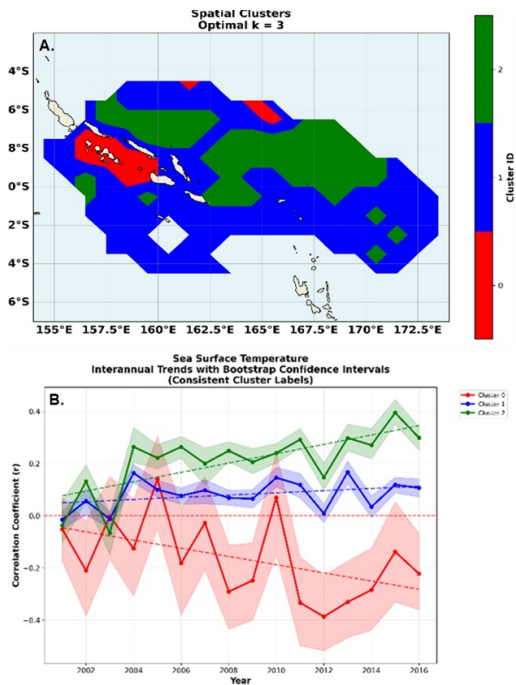


Figure 4 (A), spatial distribution for the different clusters and (B) their temporal trend series from 2001 to 2016.

The three clusters of skipjack–SST correlation represent contrasting oceanographic regimes relevant to habitat variability. Cluster 0 (11 cells) exhibits negative correlations, likely associated with thermal fronts or localized upwelling zones rather than stable warm waters (Zainuddin *et al.*, 2008), potentially reflecting enhanced productivity and prey aggregation near 159.10°E. Cluster 1 (95 cells) corresponds to persistently warm conditions with weak, non-significant correlations, suggesting that SST within the optimal thermal range (28–30 °C) imposes limited constraints on catchability and that other environmental drivers may dominate. Cluster 2 (44 cells) shows moderate, significant positive SST–catch relationships, likely representing transitional zones along warm water mass boundaries, where thermal gradients help structure the optimal habitat of skipjack (Lehodey *et al.*, 1997).

The cluster validation metrics confirm the robustness of the three-cluster solution. The reproducibility index (0.654) and 100% voting consensus indicate stable cluster selection, whereas the silhouette score (0.4544) indicates adequate

cluster separation. The Adjusted Rand Index (ARI = 0.5612) further supports robustness to seed variation, reflecting consistent spatial partitioning. A variance ratio greater than 3 indicates a clear spatial heterogeneity discrimination, and the low-mean within-cluster variance (0.0086) highlights strong internal coherence in skipjack–SST relationships within each cluster.

4. Conclusion

Our deterministic majority-vote framework for spatiotemporal clustering of skipjack catch and SST ensures strong reproducibility and stability, overcoming the output result variability of conventional random stochastic initialization and enabling consistent identification of the optimal cluster number. This approach strengthens fisheries–oceanography analyses by providing clearer delineation of habitat homogeneity, heterogeneity, and species–environment relationships.

5. References

Williams, P. & Ruaia, T. (2025). Overview of tuna fisheries in the western and central Pacific Ocean, including economic conditions-2025. Presented at 22nd Regular Session of the WCPFC Scientific Commission, August 2022.

Lehodey, P., Senina, I., Calmettes, B., Hampton, J., & Nicol, S. (2013). Modelling the impact of climate change on Pacific skipjack tuna population and fisheries. *Climatic change*, 119(1), 95-109.

Hennig, C. (2007). Cluster-wise assessment of cluster stability. *Computational Statistics & Data Analysis*, 52(1), 258-271.

Wang, Y., Yang, X., & Zhu, J. (2025). Exploring spatiotemporal non-stationarity of the marine environmental impact on skipjack fishery under different climate conditions in the Western and Central Pacific. *Fisheries Research*, 286, 107398.

Zainuddin, M., Saitoh, K., & SAITOH, S. I. (2008). Albacore (*Thunnus alalunga*) fishing ground in relation to oceanographic conditions in the western North Pacific Ocean using remotely sensed satellite data. *Fisheries Oceanography*, 17(2), 61-73.

Lehodey, P., Bertignac, M., Hampton, J., Lewis, A., & Picaut, J. (1997). El Niño Southern Oscillation and tuna in the western Pacific. *Nature*, 389(6652), 715-718.

2040年からの温暖化対策が全球と沖縄に与える影響

: マルチモデル解析

渡慶次孔希・シェリフ多田野サム (琉球大学 理学部物質地球科学科)

1. 研究の動機・目的

近年の温暖化に伴う急激な気温上昇を緩和するため、強力なCO₂排出削減が急務となっている。しかし、CO₂を現在の値に戻しても、全球や局所的な気温が完全には元に戻らない不可逆性が指摘されている (Pfleiderer et al., 2024; Roldán-Gómez et al., 2025)。例えば、松本 (2025) は気候モデル MIROC-ES2L を用いた解析から、CO₂排出削減により気温上昇は抑制できるものの、北極域では海氷の消失により不可逆的な温暖化が残る可能性を示した。本研究では松本 (2025) を拡張し、気候感度(大気中CO₂濃度が2倍になった際の全球気温昇温指標)の異なる他の気候モデル(図1)でも同様な特徴が見られるかを調べ、モデル間の違いおよびその要因を明らかにすることを目指す。

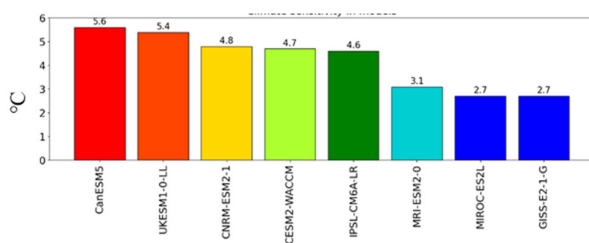


図1 各モデルにおける気候感度

2. データと解析方法

8つの気候モデルで行われたCO₂濃度増減実験 (SSP5-3.4)を解析した(図2-4)。シミュレーション期間は2015年~2300年であり、CO₂濃度は2060年に600ppm近くに達した後、2150年に400ppm程度に落ち着くシナリオである。それぞれのモデルでは気候感度が2.7~5.8°C(図1)と幅広く、モデル間のばら

つきを網羅的に評価できる。解析領域は全球、沖縄周辺(北緯10°~30°、東経120°~150°)、極域であり、CO₂濃度が同程度である現在(2015-2034年)と2281-2300年の平均気温を比較することで、CO₂濃度の増減に対する気候応答を評価した。

3. 結果と考察

CO₂濃度が現在の水準に戻った際の全球や局所的な気温回復は、モデル依存することがわかった。シナリオ終了時の気温は現在と比べて、全球で-0.2~+1.0°C(図2)、沖縄周辺で-0.3~+0.5°C、北極圏で-3~+4°C(図3)、南極圏で-0.4~+2.7°C(図4)とモデルによって大きなばらつきがあった。

モデル間の気温回復のばらつき要因を解明するため、各モデルの全球気温分布を解析した。シナリオ終了時、全球で強い温暖化が残るモデル

(CESM2-WACCM)では、高緯度地域での強い温暖化が見られた(図5(上))。このモデルでは、海氷が溶けることにより地表のアルベド(反射率)が低下し、さらに温暖化が進むという「氷アルベドフィードバック」が他のモデルより引き起こされやすい結果、全球や沖縄の気温回復が見られないことが考えられる。

一方、全球で一時的に寒冷化が見られたモデル (MRI-ESM2-0)では、北極圏で寒冷化、南極圏で温暖化が現れた(図5(下))。そのため、全球気温では回復しているように見えても、半球間での強い気温非対称性を持つことがわかった。地球の熱輸送に重要な海流である(AMOC)が弱化するすると、同様の半球間気温非対称性が見られるため(Brown and

Galbraith,2016)、MRI-ESM2-0ではAMOC弱化の影響を強く受けていると考えられる。

全球気温分布から、気温回復の大きさは海氷や海洋循環の不可逆な変化の有無が重要であることがわかった。

全球と沖縄周辺の気温変化には($r=0.96$)と極めて高い相関が見られた(図6)。全球と沖縄の気温変化には高い連動性があると考えられる。一方、気温回復と気候感度には関係を見つけないことができなかった。

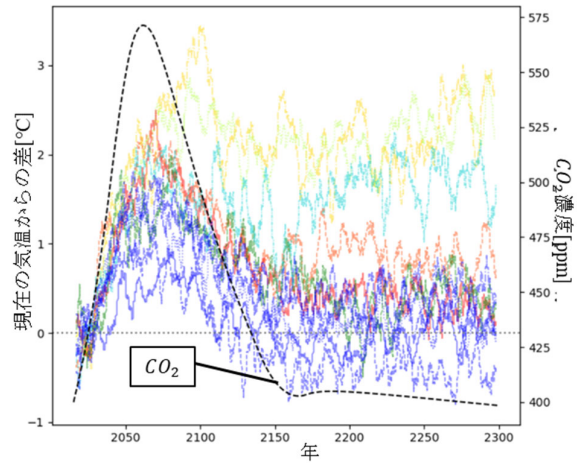


図4 各モデルの南極圏地表気温推移

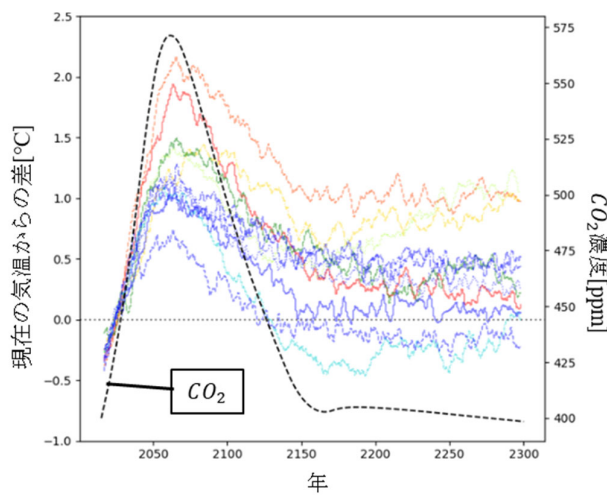


図2 各モデルの全球地表気温の推移

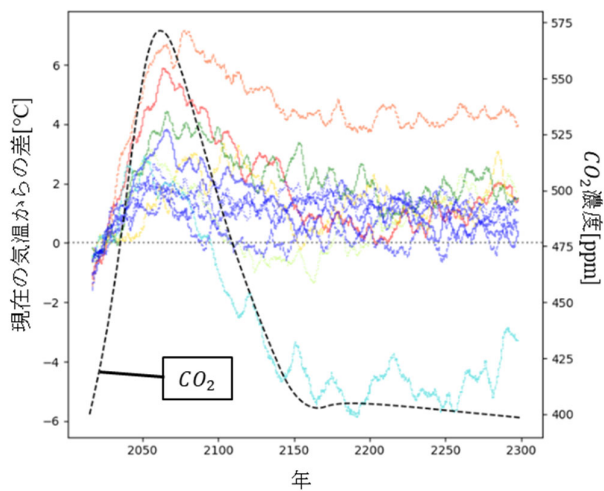


図3 各モデルの北極圏地表気温推移

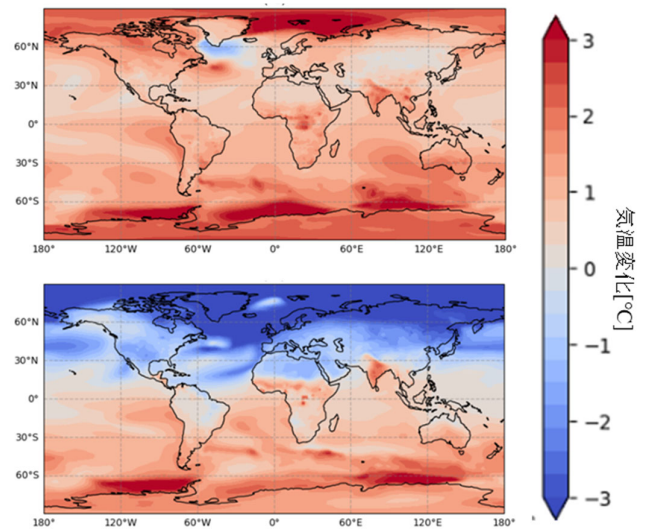


図5(上)全球で温暖化が見られたモデル(CESM2-WACCM)の気温分布図
(下)全球で一時的に寒冷化が見られたモデル(MRI-ESM2-0)の気温分布図

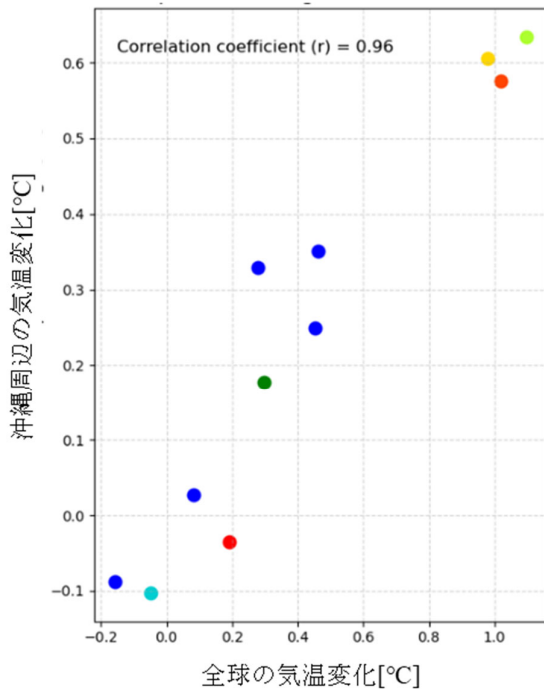


図6 シナリオ終了時の各モデルにおける沖縄周辺と全球の気温変化

4. まとめ

CO₂濃度が現在の水準に戻っても、全球および沖縄の気温が元に戻らず、気候は現在とは異なる状態へ遷移する可能性があることがわかった。これには、海氷融解による氷アルベドフィードバックやAMOC弱化の影響が重要であった。また沖縄の気温回復性は、全球気温と高く連動していた。今後の課題として、モデル間で海氷や海洋循環の急激な変化のしやすさが異なる要因を明らかにする必要がある。本研究は地表気温のみで解析を行ったので、降水量や熱帯収束帯、気圧、風なども解析し、多面的に温暖化後の地球環境を評価していく必要がある。

参考文献

Brown, N., and E. D. Galbraith, 2016: Hosed vs. unhosed: interruptions of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in a global coupled model, with and without freshwater forcing. *Clim. Past*, **12**, 1663–1679.

松本勇輝, 2025: 2040年からの温暖化対策が沖縄周辺海域と全球の気候に与える影響. 1–41.

Pfleiderer, P., C.-F. Schleussner, and J. Sillmann, 2024: Limited reversal of regional climate signals in overshoot scenarios. *Environ. Res.: Climate*, **3**, 015005.

Roldán-Gómez, P. J., P. De Luca, R. Bernardello, and M. G. Donat, 2025: Regional irreversibility of mean and extreme surface air temperature and precipitation in CMIP6 overshoot scenarios associated with interhemispheric temperature asymmetries. *Earth Syst. Dynam.*, **16**, 1–27.

南極氷床数値実験： 海洋による融解に対する氷床応答

又吉秀真・シェリフ多田野サム（琉球大学 理学部物質地球科学科）

1. はじめに

地球温暖化に伴う海面上昇予測において、西南極氷床の挙動は最大の不確実要因となっている。特に西南極氷床は内陸に向かって海底が深くなる地形になっており、棚氷底面の融解が進むと、Marine Ice Sheet instability (MISI) と呼ばれる不可逆的な氷床融解現象が引き起こされる可能性がある。実際に将来の温暖化環境と類似している約13万年前の最終間氷期 (LIG) は現在より海水準が1.2~5.3m、あるいは0.4~2.7m高かったと予想されており (Wolff et al. 2025)、その上昇には西南極氷床融解が大きく影響を与えていると考えられている。本研究では、数値モデル GRISLI を用い、海洋棚氷融解が MISI を引き起こすことを確認し、最終間氷期のような過去の温暖期における海洋の温暖化が、氷床に与える影響を明らかにすることを旨とする。

2. データと解析手法

3次元熱力学氷床モデル GRISLI を用いて、実験を行った (van Aalderen et al. 2024)。棚氷底面の融解過程については、海水温と結氷点の差の二乗に比例する式 (Pollard and DeConto, 2012) を採用する。

$$Omelt = K_t \frac{\rho_w C_w}{\rho_i L_f} |T_o - T_f| (T_o - T_f)$$

底面融解量は熱伝達係数 K_t と、海水温と結氷点の差を2乗した量との積に比例する。熱伝達係数 K_t はモデルで不確実なパラメータであり、操作する変数とした。現代気候および最終間氷期気候条件において、 K_t を1.0倍から最大10倍まで変化させ、10万年間実験を行うことで氷床の応答を解析した。最終間氷期の気候条件は、気候モデルシミュレートされ、古環境データと合うものを用いた (図1)。

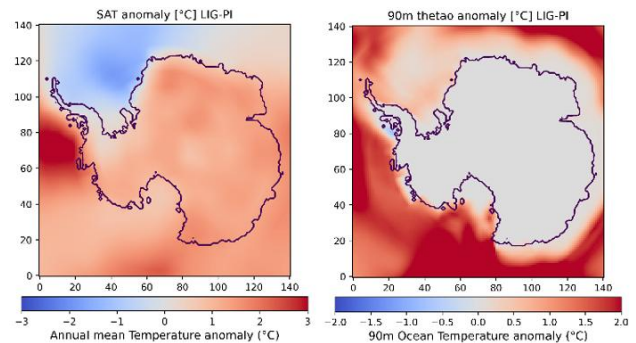


図1 LIG再現実験においてモデルに使用した気候場の偏差 (LIG-PI) 年平均気温 SAT (左) 水深90mにおける海水温 thetao (右) 赤色は現在 (PI) より温暖、青色は寒冷

3. 結果

現代気候下で実験を行った結果、熱伝達係数 K_t の増加に伴い棚氷と氷床の融解が見られた (図2)。しかし、西南極氷床は非線形な応答を示し、現代気候条件では K_t が1.4倍までは氷床形状が維持されたのに対し、1.6倍では西南極氷床での広範囲で融解が確認され、この範囲にティッピングポイントが存在することが明らかになった (図3)。特に K_t 1.6倍の実験では、開始から約2000年後まで顕著な変化は見られなかったが、接地線が逆勾配地形に到達した2500年から2700年の約200年間で、接地線が約400km急速に後退し、急激な氷床損失が生じた (図4, 5)。これは、ティッピングポイントを超えると加速的に融解が進むという MISI の非線形的な動きを、本モデルが適切に再現できたことを示している。

次に最終間氷期の気候下で実験を行ったところ、 K_t 1.0倍の実験では氷床が0.6m程度融解した。また、 K_t の感度実験では1.4倍で西南極氷床での広範囲で融解が確認され、現代気候よりも氷床が崩壊しやすいことが分かった (図3)。

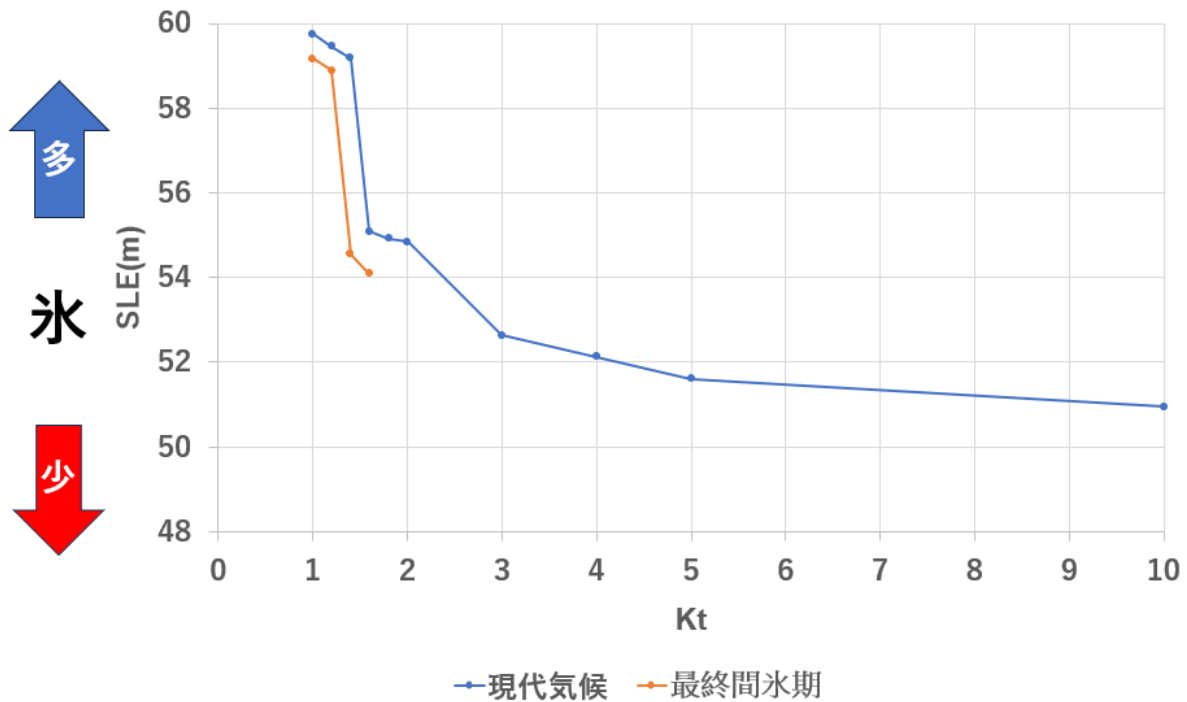


図2 現代気候および最終間氷期における熱伝達係数 K_t に対する氷床量 (SLE)。横軸は熱伝達係数 K_t 、縦軸は10万年積分後の海水準換算氷床量(SLE)、青色実線は現代気候実験、オレンジ実線は最終間氷期気候

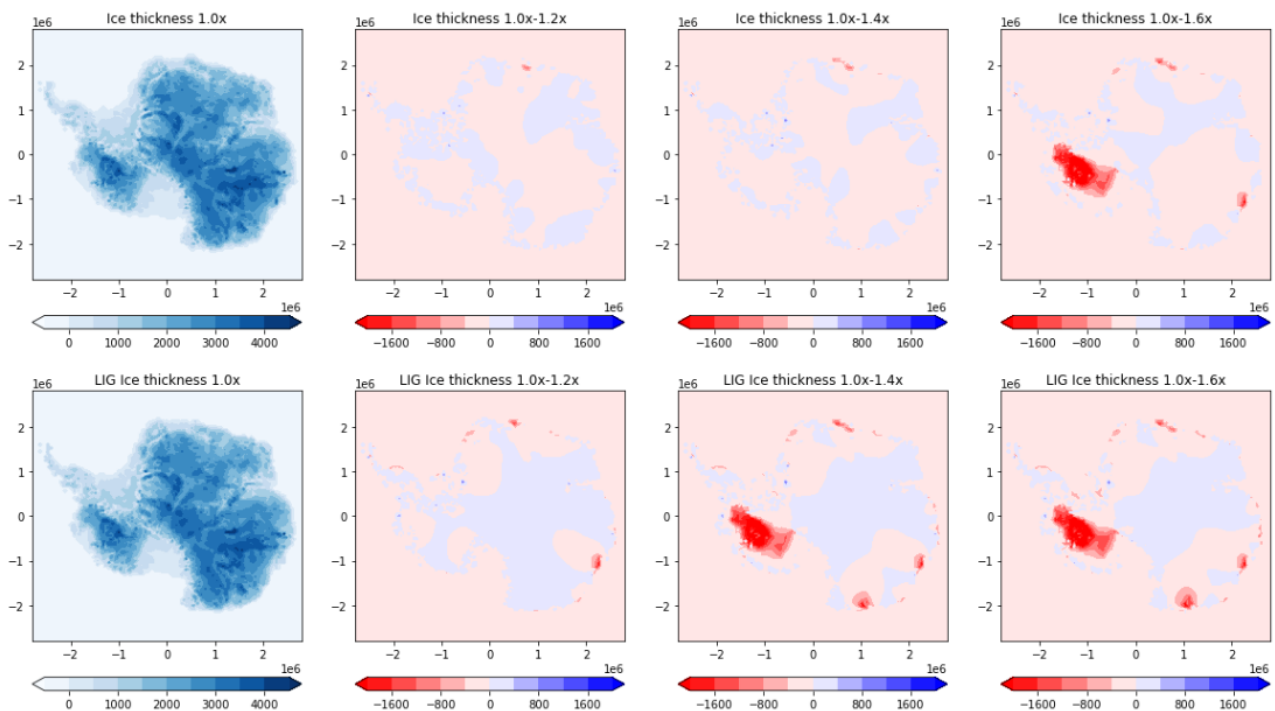


図3 現代気候(上)、最終間氷期(下)における $K_t=1.2x, 1.4x, 1.6x$ の氷の厚さ変化。赤色は現代気候実験 ($K_t=1.0x$) よりも氷が薄くなった場所、青色領域は厚くなった場所

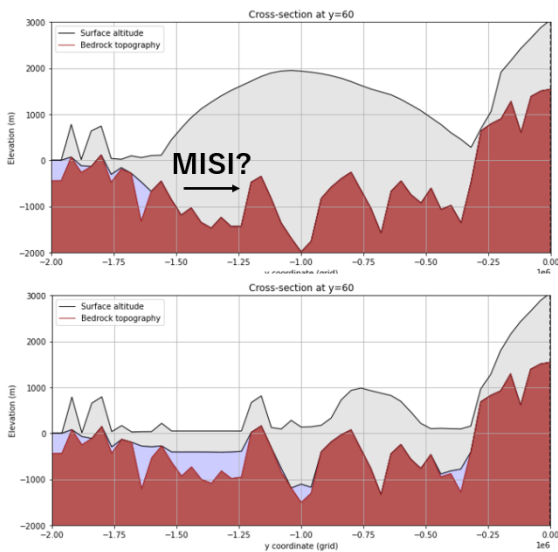


図4 図3西南極氷床の断面図。 K_t 1.4倍
(上)、1.4倍(下)縦軸は標高、横軸は座標を示し、灰色領域は氷床、青色は海洋、茶色は岩盤

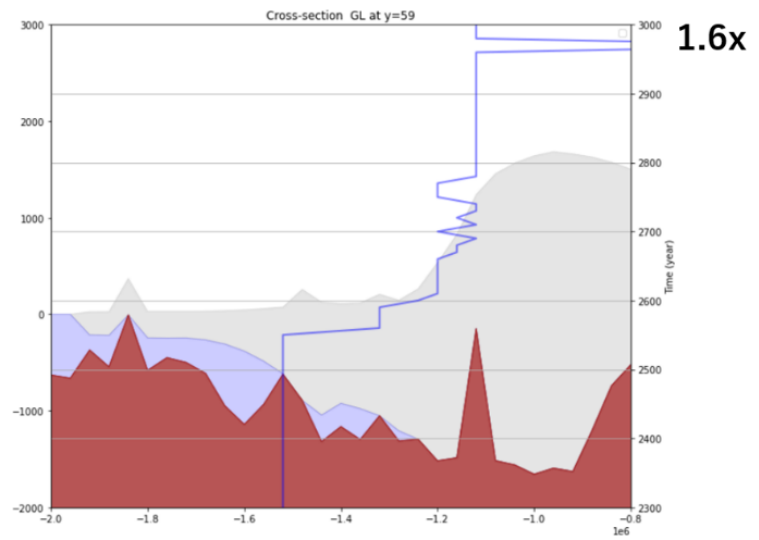


図5 図4の氷床断面図に接地線座標の時間変化を重ね合わせたもの
右軸は接地線の時間 (Time)

4. 考察

最終間氷期の海水温は現在よりも高かったと予想されているため、より小さい K_t 値であっても MISI を引き起こすのに十分な融解量が生じたと考えられる。このことは、将来の南極氷床予測において K_t 値に不確実性がある場合でも、単純な海水温上昇だけで大規模な氷床融解が起こる可能性が高いことを示唆している。

5. まとめ

本研究により、接地線が内陸側に傾く地形に差し掛かると MISI による急激な融解が進むことが確認された。南極周辺の海水温が高かった最終間氷期においては、現代気候条件よりも氷床融解のティッピングポイントが近くに存在しており、大規模な融解が発生しやすい環境であった。

6. 参考文献

Pollard, D., and R. M. DeConto (2012), Description of a hybrid ice sheet-shelf model, and application to Antarctica, *Geoscientific Model Development*, **5**(5), 1273-1295, doi:10.5194/gmd-5-1273-2012.

van Aalderen, V., S. Charbit, C. Dumas, and A. Quiquet (2023), Relative importance of the mechanisms triggering the Eurasian ice sheet deglaciation in the GRISLI2.0 ice sheet model, *The Cryosphere*, **17**, 4229-4254, doi:10.5194/tc-17-4229-2023.

Wolff, E. W., R. Mulvaney, M. M. Grieman, et al. (2025), The Ronne Ice Shelf survived the last interglacial, *Nature*, **638**(8049), 133-137, doi:10.1038/s41586-024-08394-w.

南極氷床の融解が全球の気候に与える影響

譜久里晃矢(琉球大学), シェリフ多田野サム(琉球大学)

1. はじめに

産業革命以降の人為的温暖化に伴う南極氷床の融解は、海水準上昇に加え、融解水(淡水)の海洋放出を通じて全球的に気候への影響を及ぼすと指摘されている。しかし、広く用いられている CMIP5, 6 気候モデルには、南極氷床および棚氷からの融解水の影響が含まれておらず、将来気候予測にバイアスをもたらす懸念がある。先行研究では、融解水の気候応答をモデルシミュレーションによって解析、議論している。例えば、Bronse laer et al.(2018)は温暖化シナリオ下で 2100 年までの融解水の影響を評価してきた。本研究では、産業革命前の気候を固定した条件下で南極周辺に融解水を放出する数値実験を行い、融解水単独の気候応答とより長期的な影響を明らかにすることを目的とする。

2. データと解析手法

本研究では、大気海洋結合モデル MIROC4m による数値実験結果を解析した。産業革命前(1850年)の気候条件下で、融解水を放出しない Control 実験と、南極周辺に定常的に融解水を与える SH hose05 実験(0.5 Sv、500年間)を比較した。解析対象は、地表面気温、海水温、降水量、南北熱輸送を用いた。

3. 結果

融解水の放出により、南極周辺および南

極海で顕著な寒冷化(図 1)が生じ、全球平均地表面気温は 500 年後に約 1.5°C 低下した。一方、時間の経過とともに熱帯域では相対的な温暖化が現れ、400–500 年平均では Control 実験に対して約 0.3°C の昇温が確認された(図 2)。この熱帯の遅れた温暖化は、本研究独自の結果である。

また、経度平均した南北熱輸送の解析から、赤道域における熱の収束が時間とともに強化されることが示された(図 3)。この変化は、熱帯の相対的温暖化と整合的である。さらに、大西洋北緯 26 度に着目した解析では、初期には北向き熱輸送の強化が、その後は弱化へと転じる時間変化が確認された(図 4)。これらの結果は、AMOC の変動が南北熱輸送を通じて熱帯気候に影響を与えている可能性を示唆している。

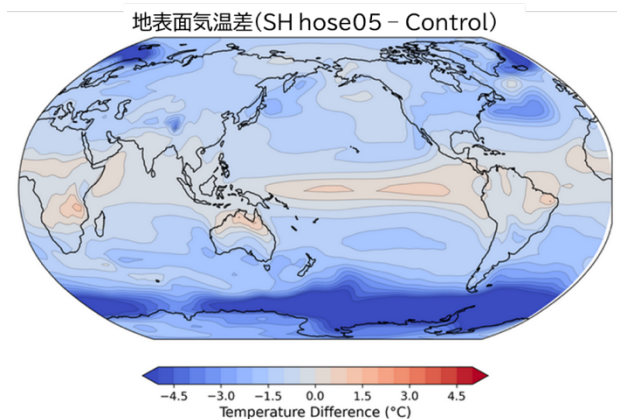


図 1 南極融解水の流入に対する長期的な気候応答。SH hose05 と Control の 400–500 年平均地表面気温の差を示す。

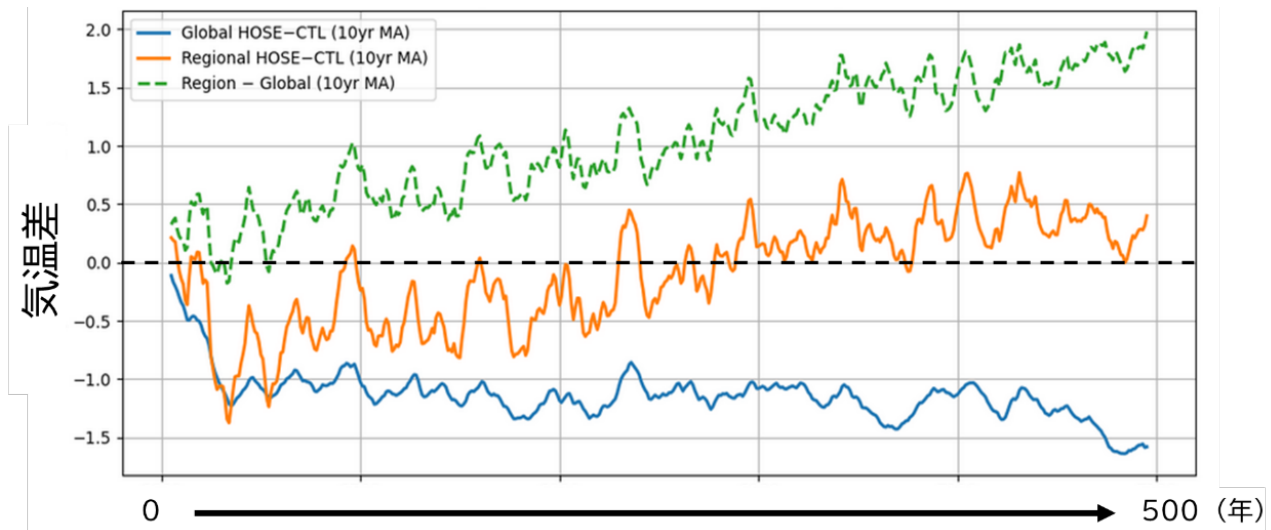


図 2 南極氷床融解水流人に対する全球と熱帯の気温時間変化。全球(青色)及び熱帯(橙色)の地表面気温差と相対温暖化指標(点線)

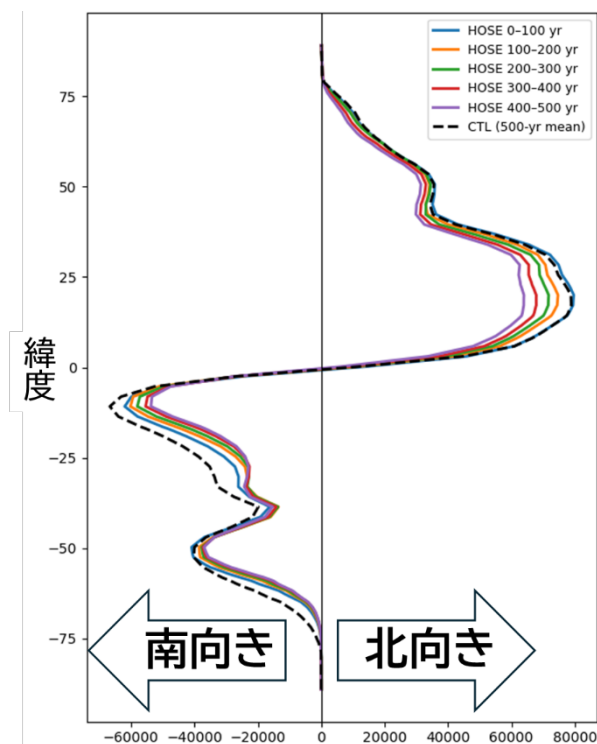


図 3 経度平均南北熱輸送の緯度分布。実線:SH hose05, 点線: Control。縦線より右:北向き熱輸送, 左:南向き熱輸送

4. まとめと課題

本研究では、産業革命前の気候条件下で

南極融解水を放出する数値実験を解析し、その気候応答を評価した。その結果、融解水は全球平均気温を低下させる一方、長期的には熱帯域で相対的な温暖化を引き起こすことが示された。また、南北熱輸送の変化、とくに AMOC の変動がその要因の一つである可能性が示唆された。今後は、他の気候モデルを用いた同様の実験との比較や、追加解析による結果の頑健性の検証をする必要がある。

参考文献

Bronselaer, B., Winton, M., Griffies, S.M. et al. (2018). Change in future climate due to Antarctic meltwater. *Nature* 564, 53–58

<https://doi.org/10.1038/s41586-018-0712-z>.

Sadai, S., Condrón, A., DeConto, R., and Pollard, D. (2020). Future climate response to Antarctic Ice Sheet melt caused by

anthropogenic warming, *Sci. Adv.*, 6,
eaaz1169,
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz1169>.

Oh, J., W. Park, H. Lim, K. M. Noh, E. K.
Jin, and J. Kug. (2020). Impact of Antarctic
Meltwater Forcing on East Asian Climate
Under Greenhouse Warming. *Geophysical
Research Letters* 47, no. 21:
e2020GL089951.
<https://doi.org/10.1029/2020GL089951>.

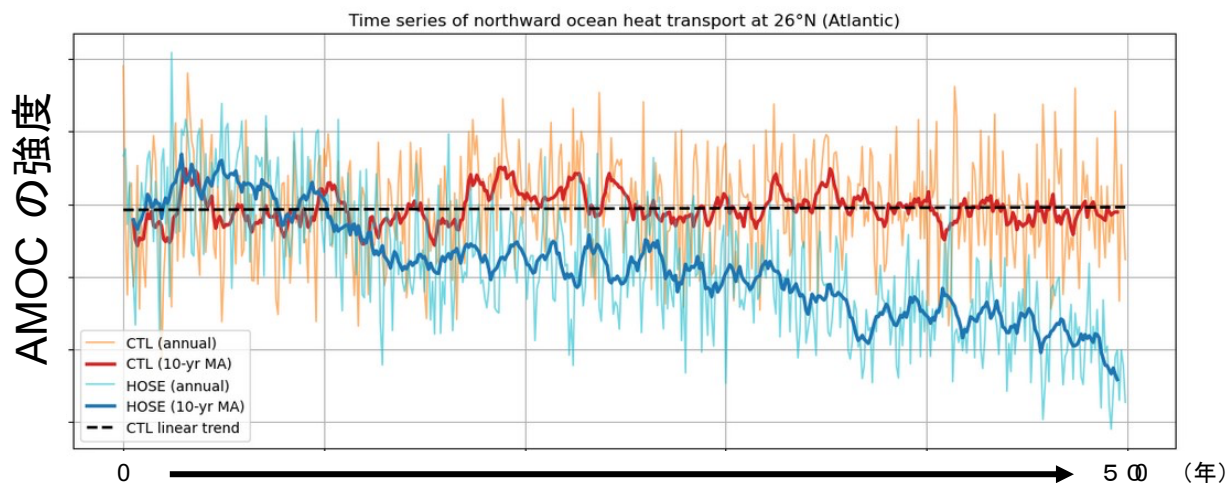


図 4 大西洋北緯 26 度における熱輸送推移 赤:Control 青:SH hose05 淡色:それぞれの年平均

時代による太平洋 10 年規模変動の違い： 最新の気候モデルデータ解析

発表者：鈴木一成

指導教員：シェリフ多田野サム

1. 研究の動機・目的

近年、日本を含む全球で記録的な高温が頻発しており、その背景には地球温暖化に加えて、エルニーニョ南方振動現象 (ENSO) や太平洋十年規模振動 (PDO) といった自然内部変動の影響が考えられている。PDO は北太平洋に特徴的な海面水温変動であり (図 1A)、ENSO やアリューシャン低気圧 (AL) との相互作用によって駆動されるとされているが (Newman et al. 2015)、その詳細なメカニズムや、気候状態の異なる時代における変動特性については未解明な点が多い。本研究では、過去から将来までの複数の気候状態における PDO の振幅の違いと、その駆動要因である ENSO や AL との関係を明らかにすることを目的とした。

2. データと解析方法

最新の気候モデル MIROC-ES2L による Historical (現代再現) 実験、LGM (最終氷期最盛期)、LIG (最終間氷期)、mid-Holocene (完新世中期)、1650-1849 年の気候再現実験、および将来予測実験 ssp5-3.4、ssp2-4.5 のデータを解析した (Ohgaito et al. 2021、表 1)。Historical 実験では、異なる初期値をもつ 30 メンバーの結果を解析した。現代気候との比較のために COBE-SST 観測海面水温データと ERA5 の海面気圧データを使用した。An and Park (2012) に基づき、各月の海面水温及び海面更生気圧偏差に対して経験的直交関数 (EOF) 解析を行い、冬季 (12-2 月) の PC1 時系列への回帰図および回帰平均を用いて、PDO、ENSO、AL の振幅を定量的に比較した。

3. 結果

気候モデルの Historical 実験では、観測よりも PDO の振幅が大きいものの、北太平洋中高緯度での低水温偏差やアラスカ沖での高水温偏差などの空間パターンをよく再現できることが確認された

(図 1-B)。

次に時代による PDO の違いを見てみると、どの時代でも PDO 空間パターンが確認できた。一方、LIG では、PDO が東太平洋赤道域に特徴的なエルニーニョ様の海面水温偏差をほとんど持たないことが分かった (図 1B-H)。PDO の振幅に関しては、現代や将来気候で最も大きく、過去の時代では相対的に弱いことがわかった。

PDO と ENSO、AL の関係を調べたところ (図 2I-J)、MIROC-ES2L では、PDO の振幅が大きい時代には ENSO の振幅も大きいことがわかった。一方、PDO と AL の振幅の間には、相対的に弱い関係が見られた。時代別にみると、LIG において PDO・ENSO ともに最も振幅が小さく、mid-Holocene では ENSO の振幅が弱化する一方で PDO の振幅は維持されていた (An and Park, 2012)。また、将来予測実験では、温暖化が強い方で PDO が弱化的ること分かった (Zhang and Delworth, 2016)。

4. まとめと議論

気候モデル MIROC-ES2L では、PDO と ENSO が連動しており、現代や将来気候で PDO が最も強いことがわかった。LIG や mid-Holocene では ENSO が大きく弱化的しており、これは先行研究 (An and Park, 2012) の結果と整合的であった。要因として当時は日射量が多く、貿易風が強化されたため ENSO 領域の海面がより冷却されたためと考えられる。ENSO の弱化的は AL 変動の弱化的や海洋輸送プロセスを通して PDO に影響するため、これにより LIG では PDO が大幅に弱化したと考えられる。一方、mid-Holocene では ENSO が弱化的した割には PDO の弱化的が小さく、PDO-ENSO-AL が単純な関係にないこともわかった。今後の課題として、まず LIG における PDO と ENSO のつながりが断たれた要因を探

る必要がある。また、他のモデル実験結果の解析と古気候データの解析を行うことで、本研究のロバスト性を検証する必要がある。

参考文献

- Newman, M et al., 2016: The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. *Journal of Climate*,29, 4399–4427
- Ohgaito, R et al., 2021: PMIP4 experiments using MIROC-ES2L Earth System Model, *Geoscientific Model Development*; Katlenburg-Lindau,14, 1195-1217
- Zhang, L and Delworth, T. L., 2016: Simulated Response of the Pacific Decadal Oscillation to Climate Change. *Journal of Climate*,29, 5999–6018
- An, S.-I. and Park, J.-H., 2012: Maintenance of PDO variability during the mid-Holocene in PMIP2. *Clim Dyn*,40,1291-1299

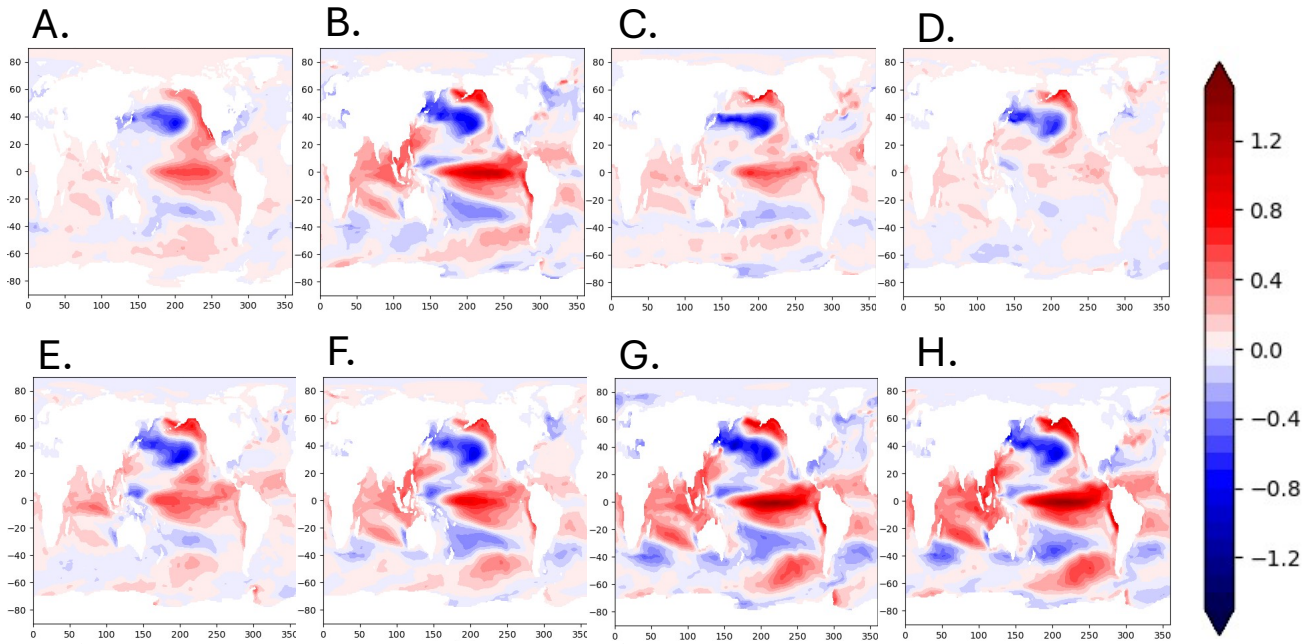


図1:各時代のPDO回帰図 (A:観測値 B:Historical実験 C:LGM D:LIG E:midHolocene F:1650~1849 G:ssp5-3.4 H:ssp2-4.5) 単位は°C

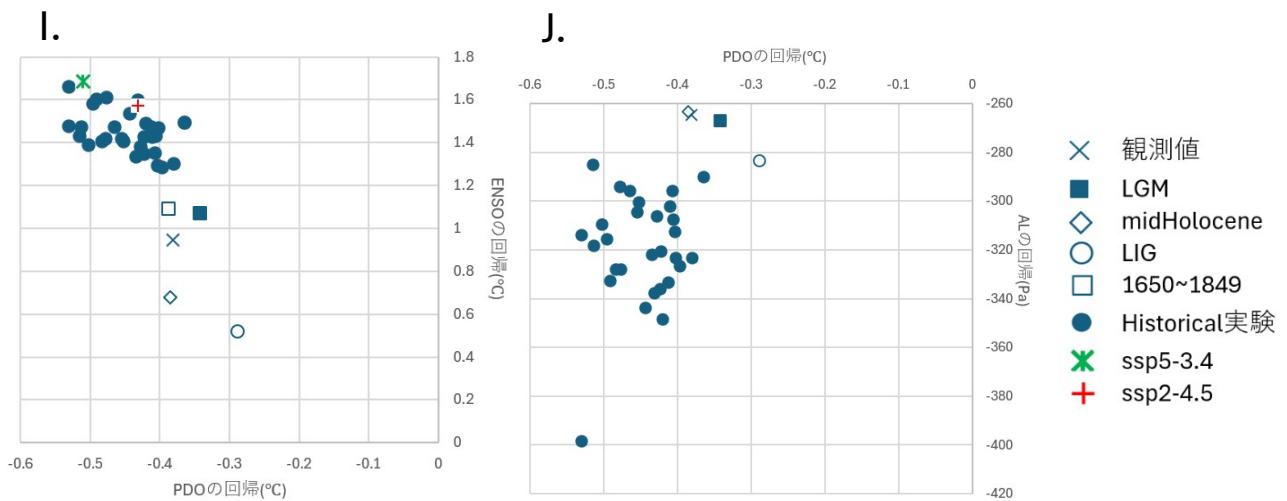


図2:PDOとENSO、ALの回帰平均の比較(I:PDOとENSO J:PDOとAL) 値の絶対値が大きいほど振幅が大きい

名称	時代	CO2濃度(ppm)
Historical*	1850~2014、現代気候の再現実験	約280~400
LGM	最終氷期最盛期	210
LIG	最終間氷期(約127000年前)	290
mid-Holocene	完新世中期(約6000年前)	270
1650~1849	1650~1849、地球温暖化前の気候	280
ssp5-3.4	2015~2100、2040から急速な温暖化対策	約400~600
ssp2-4.5	2015~2100、ssp5-3.4より温暖化対策に消消息的	約400~600

表1:各時代の年代と当時のCO2濃度

*Historical実験は30本ある