令和6年度沖縄支部研究発表会 予稿集

2025年2月27日(木)

日本気象学会沖縄支部

令和6年度 沖縄支部研究発表会

会期: 令和7年2月27日(木)10時00分~16時15分 場所:沖縄気象台防災連絡室及びオンライン会議(Teams)による発表

プログラム

司会: 糸村 昌史(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 16 分(発表 11 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、15 ~ 17

シェリフ 多田野 サム (沖縄支部理事) 口頭発表7 ~ 14

●閉会挨拶 久木 幸治(沖縄支部理事)

事務局 糸村(沖縄支部幹事)

題目・代表者氏名(下線)

| 1. 「台風経路の長期変動の把握と主要経路図の更新」 | | Ρ3 |
|--|------------------|------|
| 田中 秀•林 和彦(石垣島地方気象台) | | |
| 2. 「深層流シミュレーション結果とパラメータの関係」 新垣 智生・久木 幸治(琉球大学理学部) | | Ρ6 |
| 3. Model-based Estimation of Tidal Regime Deformation Cause | d by Sea-Level | Rise |
| in the Malacca Strait | | Ρ9 |
| (和訳)マラッカ海峡の海面上昇に起因する潮汐レジーム変形のモデ <u>Ulung J. WISHA</u> (琉球大学理工学研究科)・Yukiharu HISAKI(琉球大学 | ルを基とした推定 理学部) | |
| 4. 「沖縄本島近海の海面温度と近傍地点の気温の相関について」 松本 拓海・久木 幸治(琉球大学理学部) | | P12 |
| 5.「突風可能性ガイダンスを用いた「竜巻」キーワード付加の検討」 <u>仲元康智</u> (沖縄気象台) | | P15 |
| 6. 「2024 年 4 月 27 日の前線暖域内における大東島地方の大雨事例」 宮城 ゆず・廣澤 秀太・渡真利 明(南大東島地方気象台) | | P18 |
| 7.「地軸の傾きと気候・雲の関係」 | | P22 |
| 塚本 沙治乃・シェリフ 多田野 サム (琉球大学 理学部物質地球科学科) | | |
| 8.「沖縄における2024年夏の記録的猛暑の要因と | | |
| エルニーニョ終息の影響に関する分析」 | | P25 |
| 上田 和奏・シェリフ 多田野 サム(琉球大学 理学部物質地球科学科) | | |
| 9.「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」 | | P27 |
| 松本 勇輝・シェリフ 多田野 サム (琉球大学 理学部物質地球科学科) | | |
| 10. 「最新の気候モデルで計算された LGM における沖縄の気候状態につい | יע] | P30 |
| 杉山 北斗・シェリフ 多田野 サム (琉球大学 理学部物質地球科学科) | | |
| 11. 「梅雨明けの定義の再考 (その 1) | | |
| - 当日の観測データからその日の梅雨明けを判断できるか? - 」 | | P32 |
| 渡邉朱里(琉球大学大学院理工学研究科) | | |
| 12.「2024 年 7 月東北豪雨における環境場の特徴」 | | P35 |
| 花島 佳希・山田 広幸・松枝 未遠(琉球大学 理学部) | | |
| 13. 「沖縄梅雨の降水ピークの解析期間依存性」 | | P38 |
| 佐藤 健・山田 広幸・松枝 未遠(琉球大学 理学部物質地球科学科) | | |

| 14. | 「沖縄県の顕著な大雨の予測に関する研究」 | | P40 |
|-----|---|-------------|-----|
| | 石田 圭・山田 広幸・松枝 未遠 (琉球大学 理学部物質地球科学科) | | |
| 15. | 「 畳み込みニューラルネットワークによる GSM の台風補正モデルの <u>平仲 裕一</u> ・新垣 秀治(沖縄気象台) | 開発」 | P42 |
| 16. | 「放電現象観測用アンテナシステムを用いたフィールド観測」 東福樹(琉大院理工電気エネルギー・システム制御)・下地伸明(琉大 | ⊑学部工学科) | P45 |

 17.「Deep Learning と色分析を組み合わせた雲認識」
 P48

 仲村 颯太・下地 伸明(琉大工学部工学科電気システム工学)
 P48

台風経路の長期変動の把握と主要経路図の更新

田中 秀・〇林 和彦(石垣島地方気象台)

1 はじめに

現在、気象庁で使用されている、「台風の月別 の主な経路」の図(第1図)は出典が不明な上、 少なくとも 50 年以上前のデータに基づいてお り、地球温暖化が進行している現在の状況を反 映していない。また、近年の研究(Yamaguchi & Maeda, 2020)によると、過去 40 年間で台 風の進路が北西方向に移動していることが指摘 されている。このような変化を踏まえ、本研究 では、RSMC Best Track Data を用いて、1951 年以降の台風主要経路図を作成し現「主な経路」 と比較、2020 年平年値による主要経路図の更 新を試みた。

2 データと解析手法

(1)使用したデータ

本研究では、RSMC Best Track Data を用いて、 次の 2 つの期間の台風について分析を行った。 衛星観測の導入以前の 1951 年から 1976 年ま での 26 年間(以後「Old」と呼ぶ)と、現在の 平年値の期間である 1991 年から 2020 年まで の 30 年間(以後「New」と呼ぶ)である。う ち、特に台風の発生が多い 7 月から 10 月のデ ータに着目し、月ごとに経路の変化を比較した。

(2)解析手法

本研究では、台風の経路を分析するために(ア) 階層型クラスター分析と(イ)密度分布図法の2 つの手法を用いた。どちらの手法においても、 台風経路のうち、階級で「台風」を表す期間の データを使用した。すなわち、「Old」では、階 級が9、「New」では階級が3,4,5を満たす 期間のデータである。

(ア) 階層型クラスター分析

各台風経路をグルーピングするために、Ward 法を用いた階層型クラスター分析を行った。各 台風経路を同数に内挿し、クラスター間の距離 を計算した上で、分散の増加が最小となるよう に分類を行う。分類するクラスター数は、各グ



第1図 気象庁で現在使用している「台風の月別 の主な経路」。

ループの経路が緯度経度でおよそ5度以上離れるように設定した。

3 結果

(1) クラスター分析の結果

階層型クラスター分析を行いグルーピングした 結果を、各台風経路をクラスターごとに着色し て示した(第2図)。ここから、階層型クラスタ ー分析の結果、「Old」、「New」の7月から10 月、どの月についても、大陸に抜ける経路・沖 縄付近で転向する経路・日本の東遠方で発生し そのまま北上する経路の大きく3つに分類され ることがわかる。

(2) 密度分布図の結果

※この項省略

(3) 月別の主な経路の結果

(1)、(2)の結果を踏まえて、各月の主要経路を求めた。求め方は、各クラスターの台風経路にたいして、気象庁現行の「台風の月別の主な経路」の図の範囲である、緯度:9-44°,経度:115-149°の範囲内を抽出、その経路を時刻で内挿し1つの経路当たり100の緯度経路の時



第2図 クラスター分析による結果。「01d」、 「New」について7月から10月の各月について、 経路をクラスターごとに色分けした図。 破線で囲まれた領域が、気象庁現行の「台風の月 別の主な経路」の図の範囲(緯度:9-44*,経 度:115-149*)。

系列データを作成する。最後に、同じ順序のデ ータをほかの経路と順に平均化していく方法を 取った。その結果が、第3図である。

4 考察

(1)現行の「台風の月別の主な経路」との比 較

気象庁掲載の「台風の月別の主な経路」と本 研究による「Old」の月別の主な経路の比較を行 う。まず、改めて気象庁掲載の「台風の月別の 主な経路」について述べると、この図は初出が 高橋(1969)である。この本の中では、「台風の 月別の主な経路」の図の作成手法、作成に使用 した台風データについて出典・何年のデータ等



第3図 ①「Old」、①「New」各期間の7月から 10月までの各月における主要経路を描画した(カ ラー)。各経路の上部の数字は、同一のクラスター に属する台風経路の個数を表す。また、個数に応 じて、線を太くしている。 ②にはモノクロで現行の「台風の月別の主な経 路」を表示している。 ①には、点線で①「Old」の経路を表示している。

は記載されていない。ただ、出版年から、衛星 観測開始前である 1969 年以前の台風のデータ を使用していることは考えられる。このことを 踏まえて、同様に衛星観測を行う前のデータ 「Old」(1951-1976)を使用した本研究による 台風主要経路と気象庁掲載の「台風の月別の主 な経路」を比較(第3図④)してみると、7,8 月は本研究の主要経路は、気象庁現行のものよ り 2.5 度ほど東にずれていることが、9,10月 については、気象庁現行のものとほぼ重なって いることがわかる。使用したデータ、経路作成 手法が異なる可能性が大変大きいにもかかわら ず、おおよその特徴(転向点の位置など)はど の月においてもおおよそ合致していると言える。 ここから、改めて気象庁で現在使用している「台 風の月別の主な経路」は少なくとも 50 年前の データに基づいたものであることが確認できた とともに、本研究による台風の主要経路作成手 法が妥当であることも確認できた。

(2)新旧経路比較

本研究による「Old」と「New」の台風主要経路を比較する。第3図でから、8月の「New」では東シナ海を北上する経路が増えることや、10月に沖縄地方を通過するようになるなど、台風の主要経路が「Old」と比べて「New」では西にシフトしていることがわかる。Yamaguchi & Maeda (2020)もこの西へのシフトを指摘しており、その原因として、偏西風の弱まりと太平洋高気圧の張り出しが関係していると述べている。

5 まとめ:「台風の月別の主な経路」の更新 本研究による「Old」(1951-1976)と「New」 (1991-2020)の期間の「台風の月別の主な経 路」の図、および比較のために気象庁現行の「台 風の月別の主な経路」を重ねたのが第4図であ る。本研究による「台風の月別の主な経路」は、 クラスター分析によるグループごとの平均経路 のうち、現行使用の「台風の月別の主な経路」は、 クラスター分析によるグループごとの平均経路 のうち、現行使用の「台風の月別の主な経路」 の図と同様に、特に日本への影響が大きい経路 を抽出した。よって、転向せず西進する経路お よび日本の東遠方を北上する経路は描画してい ない。この図から、現行のものも「Old」のもの も7月から10月へと月が経つにつれて、主要 経路が東にシフトしていく傾向が見られるが、

「New」の経路では月を経つにつれて経路が東 にシフトする傾向が不明瞭となっている。これ は、近年太平洋高気圧が張り出していることを 反映していると考えられる。特に 10 月につい ては差が明瞭で、「Old」では緯度 20 度ほどで 転向したのち日本の南を東進していたのに対し、 「New」では転向後もしばらく北上してから東



第4図 気象庁現行および本研究による「New」 と「Old」の「台風の月別の主な経路」 各図において、7月:緑色、8月:赤色、9月:黄 色、10月:青色で経路を描画

進しており、経路の延長が関東付近となるため、 より日本への影響が大きくなっていることが考 えられる。

また、現行の「台風の月別の主な経路」に比 べて、本研究によるものはどの月も経路が短い が、これは現行の「台風の月別の主な経路」は、

「台風」の期間だけでなく、その前後の台風に なる前の熱帯低気圧の期間と、衰弱後の温帯低 気圧の期間の経路も書いていることが要因と考 えらえる。台風でない期間の経路も含むことで、 より月ごとの主要経路の差異がわかりやすくな る一方で、台風期間のみで引くことは、月ごと のおおよその台風発生位置も記述できる点で優 れている。より分かりやすい「台風の月別の主 な経路」を作成するため、今後も検討の必要性 があると言える。

参考文献

林和彦, 2023: 沖縄技術ノート, 第87号.

饒村曜·宮沢清治, 1980:研究時報, 32(3-4), 107-133.

高橋浩一郎, 1969:総観気象学. 岩波書店, 385pp. Yamaguchi, M. & S. Maeda, 2020: JMSJ, 98(4), 775-786.

深層流シミュレーション結果とパラメータの関係

発表者:新垣 智生

指導教員: 久木 幸治

1, はじめに

日本沿岸を流れる黒潮は、気候や水産資源に大きな影響を与えており、その変動を理解するには、日本付近 だけでなく北太平洋全体の海洋循環の視点が必要である。また、海洋には深層流も存在し、黒潮などの表層流 と連携して地球規模の熱再分配に関与し、長期的な気候変動にも影響を及ぼす。そのため、日常生活にかかわ る季節ごとの気候変化だけでなく、今後起こりうる長期的で大規模な気候変動の予測には深層流の循環が一 つの焦点になる。しかし、深層流の研究には、地形や水深の変化などの複雑な要因を考慮する必要があり、詳 細な数値モデルや観測データが不可欠である。そのようなモデルにおいては、シミュレーションを行う際の 海洋の各種パラメータは複雑に絡み合い、一つのパラメータが、シミュレーション全体に及ぼす影響が 分かりづらくなっている。そのため本研究では、深層流シミュレーションにおけるコリオリパラメータの影 響に着目し、地形や水深の変化を単純化したモデルを用いて、その影響を評価した。

2, 解析方法

直交座標系上で、水平方向に 1,000×1,000km のモデル領域(図1,Advanced Ocean Modelling,Jochen Kämpf,2010)を、横方向の格子間隔 $\Delta x=\Delta y=20$ km で 50 個×50 個に設定し、合計深度 1,000m を一定とし、 $\Delta z=200$ m の垂直格子間隔で5 個設定した。海は最初は静止しており、密度は ρ=1,028km/m³で均一となって いる。モデル領域には、水平寸法が 200km×200km の独立した半閉鎖領域が含まれており、動力として密度 を一定に保ち常に水が流入している状態を設定した。モデルシミュレーションは合計 120 日間、数値計算は $\Delta t=200$ 秒ごとに行われ、1 日毎にデータが出力される。シミュレーションは、コリオリパラメータの式「f= f₀ + β y 」の β の値を、 β = 0 と β = 2.2e-11 の二通りで行い、コリオリパラメータの緯度変化の有無が海流 に与える影響を比較した。

3, 結果

下部 200m、上部 200mの流れどちらに対しても、流向への β 効果の有無による違いは明確には見られず、 コリオリカによる西境界流が見られた(図 2,3,4,5,6.7)。深度別の流れについても大きな変化は見られず、帰 還流が形成された(図 4,5)。図 8 から図 11 までは、 $\beta = 2 \times 10^{(-11)}$ としたときの流速の数値計算結果から、 $\beta = 0$ としたときの流速数値計算の結果を引いて、流速の各方向成分で差を求めたものである。y = 30 より 北の領域、つまり緯度の変化が 6 度以上である領域では、流速差が、x 成分 y 成分両方において最大 0.18m/s の差がみられる。それより南では、大きな差はあまり見られない。

3,考察

コリオリパラメータの変化の影響は、流速にはあり、流向にはないと考えられる。





図 8,120 日目の水深 800 から 1000mにおける流速ベクトル x 成分の差. 図 9,120 日目の水深 800 から 1000mにおける流速ベクトル y 成分の差



図 10,120 日目の水深 0mから 200mにおける流速ベクトル x 成分の差.図 11,120 日目の水深 0mから 200mにおける流速ベクトル y 成分の差

Tidal Regime Evolution in the Malacca Strait: Real-Time Tide Gauge Records

Ulung J. WISHA^{1,2} and Yukiharu HISAKI¹

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

1. Introduction

The Malacca Strait is significant because it serves as the main channel for international interests among Indonesia, Malaysia, and Singapore. Due to its proximity to the equator, this funnel-shaped strait is experiencing a notable global sea level rise at an approximate rate of 0.46 cm per year (Luu and Tkalich 2023).

Tidal constituents in shallow water environments are highly responsive to changes in sea level due to interactions among resonance, wave speed, bottom friction, and coastal morphology. This sensitivity highlights the importance of understanding and predicting tidal changes in response to sea-level rise, which is crucial for effective coastal management and planning. This study investigates the impact of estimated sea-level rise (SLR) on tidal regime deformation in the Malacca Strait.

2. Materials and Methods

To illustrate the sea level trends in the Malacca Strait, we utilized tide gauge time series data from Kukup, Tanjung Keling, Kelang Port, and Lumut stations, covering an approximate period of about 33 years (1984–2017). These datasets were provided by the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) and accessed via https://psmsl.org/data/obtaining/map.html on 21 October 2024 (Figure 1).

The time-series sea level data collected were analyzed using the Continuous Wavelet Transform (CWT), which is a powerful mathematical technique employed in signal processing and analysis. CWT decomposes a signal into different frequency components while preserving time information (Cheng et al. 2021).



Figure 1. PSMSL observation stations in the Malacca Strait

A tidal harmonic analysis was performed using timeseries tidal elevation data to assess the tidal regime and its evolution over time based on least squares spectral analysis with the ERG program. This program comprises three main subprograms: ERGRAM, ERGELV, and ERGTIDE. The tidal model was enhanced with Fourier analysis during the simulation, enabling the creation of a distribution map of co-tidal constituents across the study area.

3. Results

One of the key findings of this study is that the tidal amplitude in the Malacca Strait tends to increase as sea levels rise. This estimation is supported by approximately 33 years of field-measured tidal analysis in the equatorial Malacca Strait, which indicates that the tidal range has gradually increased over this period, with tidal peaks occurring earlier than before.

Despite the harmonious fluctuations in sea levels, the calculated trends show slight differences, with deviations ranging from 0.16 to 0.19 cm per year. Notably, the highest sea level trend was observed at

the Kukup station in the equatorial Malacca Strait, where it reached 0.45 cm per year. In contrast, the trend was significantly lower at the Tanjung Keling station, recording only 0.26 cm per year. As one moves northward, the sea level trend gradually increases (Figure 2).



Figure 2. Sea level trends in the Malacca Strait based on PSMSL tide gauge data in the Kukup station (A), Tanjung Keling station (B), Kelang Port station (C), and Lumut station (D).

The CWT analysis presented in Figure 3 reveals the prevalence of long-term cycles across all observed data, indicated by the log2 scale values between 5.5 and 7, sea level exhibits significant and persistent variations over several years. These variations reflect robust multi-year trends, influenced by phenomena

such as El Niño and La Niña, large-scale ocean currents, and other climate-related fluctuations. The regions marked in red and orange at these scales suggest a dominant low-frequency pattern, reflecting annual and multi-year oscillations that are most prominent between time indices 100 and 250. In contrast, the upper section of the plot, which corresponds to shorter-term cycles (log2 scales between 1.5 and 3), captures higher frequencies such as monthly or seasonal variations. The yellow-red areas in this range (between scales 1.5 and 2.5) indicate some degree of periodicity in the shorterterm cycles, suggesting that these short-term variations are intermittent but still noticeable, likely representing seasonal changes. However, the overall power of these shorter cycles appears to be weaker compared to the long-term patterns. These short-term changes may be related to seasonal effects, such as temperature-related sea level variations, tidal influences, or other short-term climatic factors (Cheng et al. 2021).



Figure 3. Continuous Wavelet Transform analysis of sea level data in Kukup (A), Tanjung Keling (B), Kelang Port (C), and Lumut (D).

A harmonic analysis of tidal constituents reveals that the primary diurnal and semidiurnal components are highly sensitive to changes in sea level, particularly the M_2 and S_2 components (Figure 4). Notably, M_2 amplitude variations are most pronounced in the southern Malacca Strait, specifically at the Kukup station, over a 33-year period. The M_2 amplitudes at this station ranged from 90.7 cm to 92.95 cm, while the phases inversely varied from 59.45 degrees to 60.8°. In contrast, during the same observation period, M2 amplitude and phase variations recorded at other stations were minimal, less than 2 cm and 2°, respectively. In addition to the significant response of the M₂ constituent to sea level changes in the study area, other primary constituents such as S₂, K₁, and O₁ also demonstrate similar relationships between their nodal amplitudes and phases, albeit with smaller magnitudes compared to the M₂ properties. The interaction between short-term rises in sea level and tidal features creates a complex relationship that can amplify certain tidal constituents in specific areas, particularly in Southeast Asia (including Malaysia and neighboring countries). This region experiences a strong and cohesive seasonality in all tidal constituents, both spatially and temporally.

4. Conclusion

Rising sea levels in the Malacca Strait are increasing tidal amplitudes and causing earlier tidal peaks. Long-term analysis confirms a gradual rise in tidal range, with the highest sea level trend at Kukup station and a northward increase. Wavelet analysis reveals dominant multi-year oscillations driven by climatic factors, while shorter-term variations are weaker but present. Harmonic analysis shows that key tidal constituents, especially M_2 , are highly sensitive to sea level changes, with the strongest variations in the southern Malacca Strait. These findings highlight the complex interplay between sea level rise and tidal dynamics in Southeast Asia.

References

- Cheng, Vincent Y.S., Ali Saber, Carlos Alberto Arnillas, Aisha Javed, Agnes Richards, and George B. Arhonditsis. 2021. "Effects of Hydrological Forcing on Short- and Long-Term Water Level Fluctuations in Lake Huron-Michigan: A Continuous Wavelet Analysis." *Journal of Hydrology* 603. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127164.
- Luu, Quang Hung, and Pavel Tkalich. 2023. "Sea-Level Change in the Southeast Asia Seas: From Satellite Observations to Numerical Modeling." In Coastal Altimetry: Selected Case Studies from Asian Shelf Seas. https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91708-7.00007-9.



Figure 4. Amplitudes and phases of the primary diurnal and semidiurnal tidal constituents for the 18.61-year cycle in the Malacca Strait; Kukup station (A–D), Tanjung Keling station (E–H), Kelang Port (I–L), and Lumut station (M–P).

沖縄本島近海の海面温度と 近傍地点の気温の相関

について

琉球大学 理学部 物質地球科学科

発表者:松本拓海

担当教員: 久木幸治

1.はじめに

沖縄県は四方を海に囲まれた立地であり、黒潮 が付近を流れている。地理的な要因から沖縄本島 の気温は海面温度と関係しており、海洋からの熱 によって大気が暖められていることが言われてい る。しかし、数値的に関わりを見たデータが少な く、どの程度の大きさの関係があるかが曖昧であ る。そのため、2000 年以降の沖縄本島における気 温と海面温度の相関を統計学的手法により確認し た。

2.データ解析(気温と海面温度の相関)

気象庁のデータを用いて 2000 年 1 月 1 日から 2024 年 12 月 31 日までの沖縄本島南の日平均海 面温度と那覇市の日平均気温の相関を見た。同様 の操作を沖縄本島北の日平均海面温度と名護市の 日平均気温でも行った。

3.結果(気温と海面温度の相関)

2地点ともに 0.88 程度の強い正の相関を示した。 しかし、日平均海面温度が低いほど日平均気温の 分布にばらつきが見られた。そこで同データを春 季(3月~5月)、夏季(6月~8月)、秋季(9月 ~11月)、冬季(12月~2月)に分けて相関を取 ったところ、春季~秋季は 0.73~0.88 程度の強い 正の相関を示したものの、冬季のみ 0.38 前後の弱 い正の相関となった(図1・2)。このことから、 冬季の気温には海面温度以外の要因が強く関わっ ていることが示唆された。



図1:那覇市の日平均気温と沖縄本島南の日平均

海面温度の各季節別の相関

(左上:春 右上:夏 左下:秋 右下:冬)



図 2:名護市と沖縄本島北の同相関 (左上:春 右上:夏 左下:秋 右下:冬) 4.データ解析 (気温の重回帰分析)

同様の条件で独立変数を日平均気温、従属変数 を日平均海面温度、南北方向の風速、東西方向の 風速として重回帰分析を行った。但し、2008年6 月 25 日以前の風速のデータが取得できなかった ため、解析の期間は 2008年6月25日~2024年 12月31日とした。また、冬季のみを抽出して同 様の分析も行い比較した。

5.結果(気温の重回帰分析)

結果は 2 地点間で概ね共通するものであった (図3~6)。通年の t 値は海面温度が最も高い160 程度、南北方向の風速は 50~56 程度となった。 東西方向の風速は那覇市が 7.2 程度、名護市では 1%水準で有意ではなく気温との関係が棄却され た。一方、冬季の t 値は南北方向の風速が最も高 く 30 前後、海面温度は 22 程度とそれに次ぐ値と なった。この解析結果から、沖縄本島の通年の気 温の再現には海面温度が大きな役割を果たすとい えるが、冬季にはむしろ南北方向の風速が海面温 度よりも大きな役割を持つことが確認された。

6.考察と今後の課題

石島(2012)は沖縄本島の気温の南北差は冬季 に増大すること、沖縄本島では冬季に風速が速く なり、風向は北東が多くなることを示している。 冬季においてのみ南北方向の風速が気温と大きく 関わるのは、沖縄本島における気温の南北差と風 向風速の特徴によるものだと考えられる。

今後解決するべき課題として、気温のデータの 量が少なく、過去の状況との比較ができていない 点、重回帰分析において日平均のデータと月平均 のデータとの比較ができていない点が挙げられる。 また、冬季における重回帰分析の結果、自由度調 整決定係数が 0.5 に満たず、黒潮と沖縄本島の距 離など、気温の再現に関わる他の要因を調査する ことも今後の課題となっている。

| 亚雷 | (々玉) | | | | 回帰 | 統計 | |
|------|----------|----------|----------|---------|---------|------|----------|
| ガド中月 | (冬子) | 重 | 相関 R | 0.7 | 04052 | | |
| | | | | 重 | 決定 R2 | 0. | 49569 |
| | | | | 補 | 证 R2 | 0.4 | 94661 |
| | | | | 楞 | 準誤差 | 1.7 | 92261 |
| | | | | 街 | 測数 | | 1475 |
| | 係数 | 標準誤差 | t | P-値 | 下限 9 | 5% | 上限 95% |
| 切片 | -1.14319 | 0.908576 | -1.25822 | 0.20851 | 1 -2.92 | 2543 | 0.639051 |
| 海面温度 | 0.884926 | 0.03934 | 22.49433 | 1.51E-9 | 6 0.807 | 757 | 0.962094 |
| 南北風速 | 0.423239 | 0.013238 | 31.97221 | 9.4E-17 | 1 0.397 | 272 | 0.449206 |

| 那覇 | (通在) | | | | | | | | |
|-------|----------|----------|----------|--------|-------|-------|-------|-------|------|
| カア半月 | | | | 重相 | 関 R | C | .9254 | | |
| | | | | 重決 | R定 R2 | 0.8 | 56365 | | |
| | | | | | 補正 | E R2 | 0.8 | 56293 | |
| | | | | | 標準 | ■誤差 | 1.7 | 75073 | |
| | | | | | 観浿 | 亅数 | | 6034 | |
| | 係数 | 煙淮迥关 | + | P-値 | | 下限の | 5% | ⊢限(| 95% |
| +n ⊨- | 12.0764 | 0.22041 | 52 0716 | 1 1122 | 0 | 125 | 242 | 11 / | 2006 |
| | -12.0704 | 0.22041 | -32.6710 | | 0 | =12.0 | 242 | -11.0 | 5280 |
| 海面温度 | 1.390465 | 0.008728 | 159.3108 | | 0 | 1.373 | 355 | 1.40 | 7575 |
| 南北風速 | 0.306313 | 0.00546 | 56.10095 | | 0 | 0.295 | 609 | 0.31 | 7017 |
| 東西風速 | 0.055602 | 0.007705 | 7.216374 | 6E- | -13 | 0.040 | 497 | 0.070 | 0706 |

図4:那覇市の冬季の重回帰分析結果

東西風速 0.104723 0.023483 4.459545 8.84E-06 0.058659 0.150786

図3:那覇市の通年の重回帰分析結果

| 夕蕹 | (女玉) |) | | | 回帰 | 統計 | |
|------|----------|----------|----------|----------|-------|--------|--------|
| 口呅 | (ベチ) |) | | 重相 | 目関 R | 0.6854 | 31 |
| | | | | 重流 | 夫定 R2 | 0.4698 | 16 |
| | | | | 補正 | E R2 | 0.4687 | 35 |
| | | | | 標準 | 隼誤差 | 1.8895 | 92 |
| | | | | 御見 注 | 則数 | 14 | 75 |
| | 係数 | 標準誤差 | t | P-値 | 下限 9 | 5% 上1 | 限 95% |
| 切片 | -3.86365 | 1.027538 | -3.7601 | 0.000176 | -5.87 | 924 -1 | 1.8480 |
| 海面温度 | 0.990379 | 0.045916 | 21.56947 | 7.03E-90 | 0.900 | 311 1. | 08044 |
| 南北風速 | 0.505386 | 0.017746 | 28.47961 | 1.9E-142 | 0.470 | 577 0. | 54019 |
| 東西風速 | -0.19424 | 0.034107 | -5.69503 | 1.49E-08 | -0.26 | 114 -0 |).1273 |

図6:名護市の冬季の重回帰分析結果

名護 (通年) 重相関 R 0.925043 重法定 R2 0.855705 補正 R2 0.855705 補正 R2 0.855633 標準誤差 1.859388 観測数 6034 0月 -11.5125 0.220672 -52.1702 0 -11.9451 -11.0799 海面温度 1.377339 0.008592 160.2971 0 1.360495 1.394183 南北風速 0.370574 0.007284 50.87464 0 0.356295 0.384854 東西風速 0.017032 0.012566 1.355395 0.175342 -0.0076 0.041665

図5:名護市の通年の重回帰分析結果

突風可能性ガイダンスを用いた「竜巻」キーワード付加の検討

1 はじめに

沖縄管内では、雷注意報や気象情報に「竜巻」 キーワードの付加の判断に、「突風現象に関する作 業のフローチャート」(以下、「官署 WS」)を利用 している。この官署 WS は、平成 20 年度に小山他 により、竜巻等の突風発生時の総観場や突風関連 指数などの特徴を調査・検証し作成された。

突風可能性ガイダンス(以下、「突風可能性 GDC」) は、「竜巻」キーワード付加の判断に全国統一的な 基準での運用を目的に本庁で開発された。2019年 に試験運用を開始、2020年に正式運用となった。 ただし、その運用については各府県気象官署に任 せられている。沖縄管内では、官署 WS を用いてお り、隣接府県の名瀬(奄美地方)では、突風可能 性 GDC を用いた運用となっている。このため、沖 縄地方と奄美地方では、環境場が同じにもかかわ らず、「竜巻」キーワード付加の判断に差異が生じ ることがある。本調査では、突風可能性 GDC の「竜 巻」キーワード付加の判断への利用に向け、その 有用性について検討する。

2 官署 WS と 突風可能性 GDC について

現行の官署 WS(第1図)は、総観スケールの分 類(台風や前線)から850hPaの相当温位や風速、 SSI 及び K-Index 等の平面での確認を行い、MSM 突 風関連指数の帳票を用いた EHI、VGP、SWEAT の閾 値により判定している。



第1図 現行の官署 WS

突風可能性 GDC は、竜巻発生ナウキャストの技術を活用して、MSM 突風関連指数を用いて突風危険指数を算出し確度の判定(突風判定)を行っている。

仲元 康智(沖縄気象台)

3 官署 WS と突風可能性 GDC の検証

(1)検証データ

突風可能性 GDC は、2019 年~2021 年の 00UTC 及 び 03UTC の初期値を用いた。官署 WS は、2019 年 ~2021 年の総観場と MSM 数値予報資料及び突風関 連指数 (MSM) 00UTC 及び 03UTC を用いた。

(2) 実況での「竜巻あり」の判定

竜巻などの突風現象は、観測機器などでは直接 実体を捉えることが困難である。現象の判定に竜 巻目撃や竜巻注意情報のみを用いると事例数が極 端に少なく、検証が不可能であった。そこで、竜 巻発生の可能性の程度を判断するための「竜巻発 生確度ナウキャスト(FT=0)」を利用する。管内府 県予報区ごとに島上や周辺に確度2が出現してい るか、確度1に広がりがみられる場合を実況で「竜 巻あり」と判定する。「竜巻あり」とするパータン の例を第2図に示す。



(3) ナウキャストの「確度」について

竜巻発生確度ナウキャストの「確度」の判定に は、気象ドップラーレーダーのメソサイクロンの 検知と突風危険指数を用いている。「確度 2」はそ の両方 (AND 条件)、「確度 1」はその何れか (OR 条 件) で判定している。このため、メソサイクロン が検知されれば「確度 1」と判定される。「確度 1」 では空振りは増えるものの捕捉率を高める対策と して設けられており、気象庁の運用では、「確度 1」 は「竜巻などの激しい突風が発生する可能性が高 い状況」としている。このため「確度 1」も「竜巻 あり」に含めることとする。

(4) 検証方法

管内府県予報区(沖縄本島地方、宮古島地方、 八重山地方、大東島地方)ごとに、「突風可能性 GDC」 と「官署 WS」について実況と比較する。

実況の「竜巻あり」と判定した日を対象日とし、 当該日に官署 WS を適用して該当するか、また、突 風可能性 GDC では、当該日に「確度 1」か「確度 2」が予測された場合に「適中」とする。

4 検証結果

沖縄管内予報区内の全体をまとめた検証結果を

第3図に示す。官署 WS と突風可能性 GDC の現象 ありの適中率(以下、適中率)はほぼ同等である。 ただし、官署 WS は見逃しが多く捕捉率 34%となっ ている。突風可能性 GDC は捕捉率は 64% と高いが 空振りが多い。



官署 WS と突風可能性 GDC の適中率には大きな 違いは見られなかったことから、これまでどおり 官署 WS を利用することも可能だが、官署 WS では 主観的な要素があり判定に個人差が出たり、先に 述べたとおり隣接地域との差異が生じることもあ る。「竜巻」キーワード付加の判断を、短時間で客 観的に行うためには、突風可能性 GDC を利用する ことが望ましく、現業作業の効率化も図られる。 しかし、突風可能性 GDC を現業作業へ利用するた めには、適中率を維持しつつ空振りを減少させる 必要がある。

5 適用条件の検討

「突風可能性 GDC」の予測出現パターンによっ て、適中率が向上し空振りが減少するかを検証す る。予測出現パターンについては以下の条件を満 たすものとする。これを「適用条件」と呼ぶこと とする。

- G1 「突風可能性 GDC」確度 2 の予想がある
- G2 「突風可能性 GDC」確度1以上を予想している
- G3 「突風可能性 GDC」確度 1 以上が 3 コマ以上連続している
- G4 「突風可能性 GDC」前イニシャルから確度 1 又は確 度 2 を予想している
- G5 「突風可能性 GDC」前イニシャルから確度 1 以上を 予想し、かつ 3 コマ以上連続している
- ₩ 官署 WS を利用

6 適用条件を踏まえた検証結果

第4図に、沖縄地方における適用条件を踏まえ た突風可能性 GDC と官署 WS の検証結果を示す。

適中率は各適用条件とも 30%前後で大きな違い はない。適用条件が確度2(G1)の場合は、やや適 中率は向上するが見逃しが増える。確度1以上を 適用した場合(G2)は、空振りが増大する。3コマ 連続(3時間程度)を適用した場合(G3)は、見逃 しは抑えられる。

適用条件に前イニシャルの条件を加えた G4 は、

G3と比較して、適中率、空振り回数、見逃し回数 に大きな違いは見られない。G5の「前イニシャル から確度1又は確度2が連続している」場合は、 適中率を維持しつつ空振り回数も減少する。

官署 WS は空振りは少ないが見逃しも多い。



(沖縄地方)

(2)府県予報区ごとの検証結果適用条件を踏まえた検証結果を府県予報区別に

示す(第5図、第6図、第7図、第8図)。 沖縄本島地方と大東島地方、宮古島地方では、 適中率や捕捉率に若干の違いはあるものの、結果 の傾向に大きな違いは見られない。一方で、八重 山地方に関しては、全体的に見逃しが多い。



第5図 突風可能性 GDC と官署 WS の検証結果 (沖縄本島地方)



第6図 突風可能性 GDC と官署 WS の検証結果 (大東島地方)





(八重山地方)

(3) 八重山地方の「見逃し」について

八重山地方では他の地域に比べ見逃しが多くな っている(第8図)。

見逃しの一例として、大気の状態が非常に不安 定ではない環境場で、エコー頂高度が 5~6km 程 度の小規模なセル状のエコーにより島の周辺でメ ソサイクロンが検知された事例が見られた(第 9 図)。これらは、寒候期においてエコー頂高度は低 いものの動きが速く強い降水エコーが観測された 場合に、メソサイクロンが検知されることは確認 できたが、法則性があるかは不明である。当然、 メソサイクロンの検知には知見に基づいた各種レ ーダー指数等が用いられており、強い対流性の降 水エコーがある場合はダウンバーストの可能性も 否定できない。このため本調査では、このような 現象も「竜巻あり」として扱っている。このよう な事例について、突風可能性 GDC との関連や季節 性、地域特性があるか、別途調査が必要である。



(4) 最適な適用条件

検証結果から、捕捉率及び適中率、適用回数に ついてバランスが良いのは適用条件 G5 の「前イ ニシャルから確度1又は確度2を予想し、3コマ 以上連続している」が妥当であると考えられる。

ただし、八重山地方については、6.(3)で述 べたとおり、見逃しが多くなることに留意する必 要がある。

7 検証結果から見る官署 WS と突風可能性 GDC

検証結果から、それぞれ特徴が見られた。

官署 WS では、突風関連指数での判定フローで 閾値未満となり見逃す事例が比較的多く、特に 「EHI」で閾値未満となって見逃す事例が多数見ら れた。ただし、台風や総観規模の現象の予測はお おむね良好であった。 突風可能性 GDC の予測は全体的に適切であった が、そのまま利用すると空振りが多くなるため、 各イニシャル(1日8回3時間毎に更新)の予測 を考慮する必要がある。予測が安定している場合、 精度は向上する。

8 突風可能性 GDC の管内利用にむけての検討

検証結果を踏まえて、「竜巻」キーワードを付加 する判断に寄与するために新たに管内共通のワー クシート(新WS)を作成した(第10図)。

利用にあたっては、最新イニシャルの突風可能 性 GDC を確認し、確度1以上のコマが3コマ(3 時間程度)出現しており、かつ連続しているコマ が前回のイニシャルから継続して出現している場 合は、「竜巻などの激しい突風に関する気象情報」 (予告的な気象情報及び雷注意報「竜巻付加」等) を検討する。



第10図 新「竜巻」キーワード付加ワークシート

9 適切な情報の発表に向けて

突風可能性 GDC は、多くの説明変数が用いられ、 精度向上のための最適化が図られている。精度的 には大きな差はないが、突風可能性 GDC は、官署 WS よりも見逃しのリスクが低減される。

竜巻の予測については、最新技術を用いても難 しく、予報担当者は「竜巻」キーワード付加の判 断に迷うことがある。本調査では、現業作業での 「判断」をサポートするために、ワークシートの 更新も行ったが不確実性もある。留意点として、 予報担当者は、ワークシートにとらわれることな く、実況の推移や環境場、各数値予報モデル間の 誤差も考慮するなど、総合的に判断することも重 要である。

2024 年 4 月 27 日の前線暖域内における大東島地方の大雨事例

宮城ゆず、廣澤秀太、渡真利明(南大東島地方気象台)

1 はじめに

2024年4月27日、大東島地方は前線暖域内に あたり湿った空気が流れ込んで大気の状態が非常 に不安定となり、北大東では最大1時間降水量 60.0mm(4月の極値を更新)の非常に激しい雨を 観測する大雨となった。4月の最大1時間降水量 の観測値としては、統計期間がより長い南大東の 極値(50.1mm)を上回り、同じく統計期間が長い 那覇(沖縄本島地方)の第3位に匹敵する降水量 であり、この時期としては顕著な短時間強雨を伴 った大雨であった。本調査は、大東島地方で大雨 となった環境場や降水現象の構造を明らかにし、 実況監視手法の改善や予報精度の向上につながる 特徴を見出すことを目的とする。

2 事例概要

4月27日9時(以下、日本時間)の地上天気図 によると(第1図左図)、停滞前線が華南から奄美 付近を通って日本の東へ東西にのびており、大東 島地方はその停滞前線の暖域内にあたっていた。 沖縄地方は、太平洋高気圧のへりを回る暖湿気と 台湾の南北を回る暖湿気が合流し収束域が形成さ れやすい環境場となっており(図略)、前線暖域内 の下層のシアーライン上で対流雲が発生・発達し ていた。発達した対流雲は、その後ライン状のレ ーダーエコーを形成して東進し(第1図右図)、大 東島地方を通過して北大東で非常に激しい雨を伴 った大雨となった(第1表)。

なお、前線暖域内における数値予報モデルの降



第1図 4月27日9時の地上天気図(左図)とレー ダーエコー図(右図)赤丸は大東島地方の 位置を表す。

水表現はやや不十分で、最大降水量ガイダンスで も大東島地方の予想雨量は最大で R1=14mm 程度で あり、大雨直前の当日 11 時予報では激しい雨や 非常に激しい雨を予想できなかった。

第1表 解析雨量帳票(4月27日8時~18時)

| 十市自地士 | | | | | | | | | | | | | 202 | 24/0 | 04/2 | 7 (J | ST) | | |
|--------|----|---|----|---|----|----|----|----|----|---|----|---|-----|------|------|------|-----|---|----|
| 八宋島地乃一 | 09 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 | | 16 | | 17 | | 18 |
| 大東島地方 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 南大東村 | | 4 | 7 | 6 | 5 | 4 | 19 | 23 | 13 | 9 | 8 | 6 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 4 |
| 北大東村 | 1 | 3 | 4 | 3 | 5 | 25 | 59 | 42 | 6 | 3 | 1 | | | | | 1 | 1 | 1 | 3 |

3 環境場の解析

(1) 大気上層(200hPa・300hPa)の特徴

4月27日9時の200hPa高層天気図によると(第 2図左図)、沖縄地方は亜熱帯ジェットの南側にあ たり発散場がやや明瞭であった。同時刻の300hPa 高層天気図では、高度9,600m付近に対応した亜熱 帯ジェットが華南から東シナ海を通って日本の南 にのびており、台湾付近から東進してきた風速 80kt以上のジェットストリーク(強風核)が東シ ナ海に解析できる。このジェットストリークは、 その後も東進して27日21時には四国の南に達し た(図略)。ジェットストリーク入口の南側は、通 常発散域になりやすく、今回の大東島地方の大雨 もジェットストリーク入口南側が東進する過程で 発生していた。このことから、ジェットストリー クの東進が大東島地方周辺の対流雲の発達に寄与 したことが示唆された。



第2図 4月27日9時の200hPa高層天気図(左 図)と300hPa高層天気図(右図)紫色着色 域は強風域(80kt以上)、赤丸は大東島地 方の位置を表す。

(2) 大気中層(500hPa)の特徴

4月27日9時の500hPa高層天気図における渦

度分布を見ると(第3図左図)、南西流場の中で弱 いながら正渦度移流場となっていた。同時刻の風 の分布を見ると(第3図右図)、南大東と石垣島の 間は風向シアーが明瞭で短波トラフが解析できる。 特に南大東では風速 40kt の南西の風を観測して おり、等高度線を高緯度側へ横切る向きの非地衡 風成分が名瀬とともに明瞭で、発散域の存在を示 唆していた。また、南大東の気温は-6.5℃で前日 21 時の気温(-5.7℃)よりも0.8℃低くなってお り、平年値(4月:-8.6℃、5月:-6.1℃)と比較 すると顕著ではないものの相対的な上空寒気が示 唆され、大気の状態が前日と比べてより不安定と なっていたと考えられる。



第3図 4月27日9時の500hPa高層天気図(左 図:高度・渦度、右図:高度・風・気温) 茶線はトラフの位置、赤丸は大東島地方の 位置(但し右図では南大東の観測点)を表 す。

(3)大気下層(850hPa・500m高度)の特徴

4月27日9時の850hPa予想天気図によると(第 4 図)、沖縄地方には相当温位 339K 以上の暖湿気



の領域が広がって おり、太平洋高気圧 のへりを回る暖湿 気と台湾の南北を 回る暖湿気が合流 し収束域が形成さ れやすい環境場と なっていた。



4月27日12時の500m高度メソ解析による相当 温位・流線の分布を見ると(第5図左図)、台湾付 近から大東島地方にかけては、南西風による南海 上からの熱帯起源の暖湿気と、西北西風による台 湾北側回りの大陸起源の相対的な低相当温位空気 塊との間で収束域が形成されていた。熱帯起源の 暖湿気は、相当温位が 351K に達しており、石川ほ か(2013)による分類では、4月としては「かなり 高い」しきい値(355K)に匹敵していた。また、 同時刻の 500m 高度メソ解析水蒸気フラックスの 分布を見ると(第5図右図)、大東島地方ではおよ そ 350g/m2s と顕著な値を示していた。



330 336 342 348 354 K

20 80 140 220 280 340 400 g/m**2/s

第5図 4月27日12時の500m高度メソ解析図(左 図:相当温位・流線、右図:水蒸気フラック ス・流線)) 紫線は流線、黒丸は大東島地方 の位置を表す。

4 実況資料

(1) 地上実況(降水量・風)の特徴

4月27日9時~14時の北大東及び南大東の降 水量の時系列を見ると(第6図上段)、降水のピ ークはともに 12 時頃であったものの、北大東の み比較的長い時間強い降水が続いていた。風向風 速の時系列を見ると(第6図下段)、11時台に北 大東と南大東いずれも北成分の風の時間帯がある -方で、比較的強い北西風が維持されているのは



北大東のみである。北大東の西北西風と南大東の 西南西風が同時に観測された時間帯は、地上のシ アーラインの存在を示しており、その後北大東の 風向が西から西南西へ変化することで、地上のシ アーラインは不明瞭になった。すなわち、地上の シアーラインは、大東島地方の北西海上から南下 して北大東を通過したものの南大東は通過しなか った。このことが、北大東のみで短時間強雨とな った要因のひとつと考えられる。

(2) ウィンドプロファイラ南大東の特徴

ウィンドプロファイラ南大東(以下、WPR)の時 系列図を見ると(第7図)、11時30分頃に最下層 で風向が南西から西へ変わり、それ以降、西風の 領域が高度3,000m付近にまで拡大していた(第7 図中の①)。これは、前述の地上付近のシアーライ ンと比較すると、ややスケールの大きなシアーラ インと考えられる。また、12時頃には高度10~ 11km付近でトラフの通過が示唆され、トラフ前面 での強風が明瞭であり、上層発散域の存在と通過 を示唆していた(第7図中の②)。



第7図 4月27日9時~16時のウィンドプロファ イラ南大東のデータ 図中の①②について は本文中に説明を記す。

(3) レーダーエコーの特徴

4月27日9時から12時にかけてのレーダーエ コーの時系列を見ると(第8図)、東南東進する長 いライン状のレーダーエコー(降水域 A)と、東 北東進する短いライン状のレーダーエコー(降水 域 B)が11時頃に合流して強まりながら大東島地 方を通過していた。このレーダーエコーの合流は 北大東での短時間強雨に寄与したと考えられる。 ただし、大東島地方はレーダーサイトから遠いた め詳細な解析は困難であった。なお、規模として は、降水域Aはメソα、降水域BはメソBのスケ ールであり、それぞれWPRや地上実況で見られた シアーラインに対応していると推察される。



第8図 4月27日9時~12時のレーダーエコー図 黒丸は大東島地方の位置を表す。



第9図 4月27日9時の南 大東における温位エ マグラム 黒破線に よる囲みは湿潤絶対 不安定成層を表す。

(4) 大雨発生前の湿潤絶対不安定成層の存在



第10図 2024年4月27日の前線暖域内における大東島地方の大雨事例における大雨要因の整理

成層」と呼ばれ、北畠(2019)によるとすでに自 由対流高度に達して湿潤対流を生じやすいとされ ている。湿潤絶対不安定成層については、例えば 肆矢(2023)が愛知県の平成20年8月豪雨の際に この成層があったことを指摘し、これが大雨に寄 与した可能性について示唆している(図省略)。本 事例でもこの成層が大雨に寄与した可能性がある。

5 まとめ

本事例の大雨要因を豪雨事例マニュアル(「気 象庁技術開発推進本部~豪雨監視・予測技術開発 部会」の「診断的予測グループ」のページ)か ら、豪雨が発生されやすいとされる4条件と今事 例を照らし合わせて、大雨の発生要因を以下のよ うに整理した(第10図)。

① 大気下層に多量の暖湿気塊があるか?

メソ解析による 500m 高度で相当温位 351K(例 年4月より顕著な高暖湿気)の流入が確認できた。

② <u>外部強制力(強制上昇や水平風収束等)があ</u> るか?

大気下層は、前線暖域内でメソαスケールのシ アーラインが大東島地方を通過した。加えて、地 上付近ではメソβスケールのシアーラインが北大 東を通過していた。大気上層ではジェットストリ ーク入口南側にあたり、大東島地方は上層発散域 の場となっていた。

 ③ 積乱雲が同じ場所で繰り返し発生し、組織化 するか?

積乱雲の組織化は見られなかったものの、レー ダーエコーの合流による降水域の強まりがあった。

④ 背の高い積乱雲へと発達しやすい成層状態

か?

上空寒気の影響で対流雲が発達しやすい成層状 態にあった。さらに、湿潤絶対不安定成層の存在 が大雨に寄与した可能性が考えられた。

今後は、本調査で得られたこれらの着眼点をも とに実況監視や予想資料の確認を的確に行い、大 雨発生の把握に十分に活用していきたい。

参考文献

石川美乃ほか,2012:大雨等の予測に関する500m 高度データおよび等温位面渦位データの効率的な 利用法に関わる調査(地方気象台等における業務 改善プロジェクト関連).沖縄管内調査成果報告 第41号

北畠尚子, 2019: 総観気象学 基礎編. 気象庁

肆矢朗久ほか、2023: 愛知県の平成20年8月末
豪雨に対する総観場の影響.東京管区調査研究会
誌 №.55

地軸の傾きと気候・雲の関係

塚本沙治乃・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

地軸の傾きの変化は惑星の季節変化や気候に大きな影響を及ぼす。現在の地球の地軸の傾きは23.5°であり、この傾斜が夏冬の季節変化をもたらしている。季節が変化することで発生する夏の背の高い雲や冬の低い雲は惑星の放射収支にそれぞれ異なる影響を与え、気候を理解するうえで重要な鍵となる。本研究ではKodama et al. (2022)のデータセットを用いて地軸の傾きの変化が惑星の気候、大気の循環と雲の季節変化に与える影響を調べた。

2. 使用モデルとデータ

NICAM を用いて行われた地軸の傾きが 0°、 23.5°、60°での数値実験結果を解析した。NICAM の水平格子間隔は約 14 km、鉛直解像度はモデル 上部が約 40 kmで 40 の鉛直層からなる。背景大気 として 348ppm の CO_2 を含む 1 気圧の大気を持つ水 惑星だと仮定している。すべての実験で太陽定数 は現在の地球と同じ 1.37×10³ J/m²/s を基準と した。気温、降水量、水蒸気量、風向、大気循環、 雲水量、雲氷量などの変数を解析した。

3. 結果

地軸の傾きが変わると日射の当たり方や季節性 の変化により地表面気温に大きな影響を与える (図1)。傾きが0°では季節変動が無くなるため、 赤道付近で最も日射量が多い。傾きが23.5°の場 合は極域の夏に最も日射量が高くなるものの、年 平均では赤道付近で最も日射が強い。これに対応 し、これらの実験では赤道で地表面気温が最も高 くなり、極域では気温が低く海氷が存在し、現在 の地球と似たような気候を示す。一方、傾きが 60°の場合は極域の夏には最も日射を受け、冬に 全く日射を受けないため日射の季節変化が大きい が、3つの地軸の中で極域と全球平均の地表面気 温が最も高くなる。極域においては、日射量が最 大となった 2-3か月後に地表面気温が最も高くな る。これは海の熱容量の大きさや雲の働きの違い によるものだと考えられる。そして、気温の上昇 に伴って大気中の水蒸気量が増え、夏半球の極域 において超温暖湿潤な気候が見られた(Kodama et al. (2022))。

大気の循環をみると、地軸の傾きが小さい場合 は赤道付近で強い上昇流があり、緯度 20-30°付 近で両半球それぞれに下降流が卓越する。一方で、 地軸の傾きが大きいと日射の強い季節変化に対応 し夏半球の緯度 30°付近で上昇流が生まれ、冬半 球の緯度 30°付近で下降流が見られた(図 2)。

雲分布をみると、傾きが小さい場合は共通して 赤道付近に ITCZ に対応する背の高い雲が見られ、 中緯度帯で移動性高・低気圧による低層の雲が年 間を通して卓越している。これらは大気の循環と も整合的である。傾きが 60°の場合、夏半球の緯 度 20°付近では上昇流に対応した高さのある雲 が卓越する。(図 3)。一方で、極域の冬半球では 日射が弱く気温が相対的に低いため低層雲が見ら れた。また、最も気温が高い夏半球極域の 300hPa 高度付近で雲が突然形成されることが分かった。 極域における急激な上層雲の形成は低解像度モデ



図1 傾き23.5°(左)と60°(右)での東西平均した地表面気温[℃、カラー]と日射量 [W/m²/day、黒実線]の季節変化。縦軸が緯度、横軸が季節[月]を示す。



図2 傾き23.5°(上)と60°(下)での南北風から計算した8月の質量流線関数[10°kg/s]。 縦軸が高度[hPa 高度]、横軸が緯度を示す。



図3 傾き60°における JJA での雲水・雲氷量[kg/kg]。左から右に向かって6月、7月、8月を示す。 縦軸が高度[hPa 高度]、横軸が緯度を示す。

ルを用いた先行研究では見られず、本研究で初め て確認できた。雲の放射効果に関しては、傾きが 大きいほど高緯度帯での雲分布や光学的特性が変 化し、温暖な気候を促進する要因となる可能性が 示唆される(図4)。具体的には、北半球において 極域上層雲は8月には極域を冷やし、9-10月に極 域を暖めることで極域の高温状態を長続きする効 果を持つことが分かった。

4. まとめと議論

地軸の傾きの変化によって季節変化の強弱が異 なり、傾きが大きいほど極域での日射量が増えて 海氷が溶けることで温暖な気候を示すことが明ら かになった。雲放射解析の結果から、季節変化に よる雲の働きの違いが惑星の温暖化に寄与してい ると考えられる。また、温度勾配や大気循環の違 いから雲の形成パターンが大きく変化する。特に、 傾きが大きい惑星では夏半球極域で上層の厚い雲 が急激に発生することを確認できた。これは、極 域での超温暖湿潤な環境が水蒸気の蒸発や上昇気 流を誘発させ、雲を発生しやすくしていると考え ることができる。また、傾き 60°の惑星は夏半球 の極域では上空まで気温が高いため、今の地球よ りも上空でしか水蒸気が雲になることができない。 そのため、上層雲のみが形成されるのではないか と考察できる。この上層雲の発生メカニズムは現 在の地球の雲とは大きく異なり、詳細を知るため には鉛直流や局所的な渦、海洋の循環をはじめと して様々な解析が必要であると考える。

参考文献

Kodama et al. (2022), The Astrophysical Journal, 940, 87.

<u>Kang. (2019)</u>, The Astrophysical Journal Letters, **876**, L1.

小倉義光,2022:一般気象学 第2版補訂版, 308.

浅野正二, 2011: 大気放射学の基礎, 264.



』4 傾き 23.5° (左)と 60° (右)における雲放射強制力[₩/m²]の李節変化 縦軸が緯度、横軸が季節[月]を示す。

沖縄における 2024 年夏の記録的猛暑の要因と

エルニーニョ終息の影響に関する分析

上田和奏・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

2024 年の夏は全国的に猛暑に関する報道が見 られ、特に7月の沖縄の平均気温平年差が+1.2℃ と、記録上最も高いことが報告されている。これ までの沖縄地方の最高気温偏差は、2016年に記録 された+0.8℃であったため、大きく更新されたこ とがわかる。また、那覇市では7月19日に歴代最 高気温となる36.0℃を観測し、沖縄県内の月間の 猛暑日日数は歴代1位タイの8日を記録した。

また、2024年6月にはエルニーニョ現象が終息 し、その後にラニーニャ傾向ヘシフトしたことが 気象庁より報告されており、2024年の沖縄の猛暑 への関連が伺える。実際に過去の事例を調べた Iwakiri and Watanabe (2020)ではエルニーニョ 現象の終息からラニーニャ現象への移行期におい て、日本周辺で猛暑が引き起こされることを指摘 している。そこで本研究では、2024年の沖縄の猛 暑もエルニーニョ現象の終息と関係があるかを調 べる。

また、1998年、2016年のスーパーエルニーニョ 現象(図 1)の終息時との比較も行い、過去のイ ベントと今年のイベントに違いがあるかを明らか にする。



図 1 エルニーニョ監視海域 (NINO3.) におけ る海面水温偏差

2. データと解析方法

本研究では、那覇市の気温データとして気象庁 の観測データを使用した。また、海面水温データ は気象庁が提供する COBE-SST2 データセットを利 用し、地表気温、海面気圧、ジオポテンシャル高 度のデータは欧州中期予報センターが提供する ERA5 から取得した。降水量データは、地球規模の 降水量データを提供する GPCP (Global Precipitation Climatology Project) データを使 用した。気候値の偏差は、1990 年~2020 年の 30 年間の平均値を基に算出した。

3. 結果と考察

3.1. 2024 年7月の特徴

2024年の7月に観測された沖縄の猛暑は、太平 洋高気圧の強い張り出しと、日本上空の背の高い 高気圧により発生したことがわかった(図2)。ま



図2 2024年7月における 500hPa での月平均
 ジオポテンシャル高度偏差[m](上)、850hPa
 での月平均ジオポテンシャル高度偏差[m]
 (中)、月平均海面気圧偏差[hPa](下)

た同時期には、フィリピン海における降水量の減 少(図4(上))とインド洋全体での高水温(図5(上)) が見られた。インド洋の高水温はフィリピン海で の降水量減少を助長し(気象庁,2024)、フィリピ ン海での降水量の減少は沖縄南方に高気圧性の循 環を引き起こす(Iwakiri and Watanabe, 2020)。



図 3 2024 年(上) 2016 年 (中)、1998 年(下)7月に おける海面気圧偏差[hPa] 図 4 2024 年(上) 2016 年 (中)、1998 年(下)7月に おける降水量偏差[mm/day] 図 5 2024 年(上) 2016 年 (中)、1998 年(下)7月に おける海面水温偏差[℃]

そのため、エルニーニョ現象終息に伴うインド洋 の海面水温上昇によって最終的に沖縄上の高気圧 が強化された結果、猛暑がもたらされたと考えら れる。

3.2. 過去のエルニーニョ終息イベントとの比較

過去のイベントとの違いを調べるため、1998年、 2016年、2024年の夏季を比較した。その結果、全 ての年で猛暑を確認できたが、猛暑発生月は異な ることがわかった。全ての年で沖縄周辺での高気 圧が見られた(図3)。しかし、沖縄上の高気圧の 位置は年によってずれており、これが猛暑のタイ ミングの違いに影響していると考えられる。また、 南シナ海やインド洋北部での降水パターン(図4) や海水温(図5)には各年で違いが見られ、これ が沖縄近辺の高気圧の位置を変化させたと考えら れる。降水量分布や海面水温の差異は、エルニー ニョ現象の強度や終息時期の違い、地球温暖化や IOD 現象の影響、亜熱帯ジェット気流の蛇行度合 いという5つの要因が関与していると考えられる。

4. まとめと今後の課題

2024 年7月に観測された沖縄の猛暑は、エルニ ーニョ現象の終息後に発生した太平洋高気圧の強 い張り出しと、日本上空の高気圧によって引き起 こされた。これには、インド洋の高温化がフィリ ピン海での収束の弱化と降水量の減少を引き起こ したことが重要であった。また、日本上空の高気 圧は亜熱帯ジェット気流の蛇行の影響を受け、強 化された(気象庁, 2024)。他のエルニーニョ現象 終息イベントとの比較から、沖縄周辺の高気圧の 位置やインド洋北部やインドネシアの降水パター ン、インド洋水温の違いが見られた。これらの違 いは各イベントでのエルニーニョ現象の強度や終 息時期の違い、地球温暖化や IOD 現象の影響、亜 熱帯ジェット気流の蛇行度合いの影響を受けてい ると考えられる。今後は、エルニーニョ現象終息 後のタイミングやインド洋海面水温差が沖縄近辺 の高気圧の位置に与える影響を更に検証するため の数値実験や気象庁 d4PDF データの解析を実行す る必要がある。

参考文献

<u>Iwakiri and Watanabe (2020)</u>, Journal of the Meteorological Society of Japan, 98(6), 1245 1260.

気象庁,2024,「令和6年7月以降の顕著な高温 と7月下旬の北日本の大雨の特徴と要因について」

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

松本勇輝・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

過去 170 年間では全球的に海水温が上昇し、 日本近海でも顕著な温暖化が観測されている(気 象庁)。主な原因は CO₂などの温室効果ガスの 増加であり、海水温の上昇は異常気象や海洋生 態系へ多大な影響を与える(Yara et al. 2014)。 今後もこの温暖化は続くことが予測されている が、将来的に温暖化対策をする場合としない場 合で海水温や地表気温がどのように応答するか を理解することが本研究の目的である。また温 暖化対策をし、CO₂を現在の値に戻した際に、 気温や水温が元の状態に戻るかを明らかにす る。このため、温暖化対策を 2040 年から急激 に実行する場合(SSP5.3-4)としない場合(SSP5-8.5)に関する気候モデル実験結果を解析する。

2. データと解析方法

海洋研究開発機構(JAMSTEC)で開発され た地球システムモデル MIROC-ES2L(Hajima et al. 2020)を用いて行われた実験(Historical, SSP5-8.5, SSP5-3.4)結果を解析する。Historical は 1850 年から 2014 年までの気候再現実験であ る。SSP5-8.5 は将来の CO₂の最大排出シナリオ であり、2100年に CO₂が 1100ppm に達し(図 1)、2300 年以降は 2100ppm で維持される実験 である。SSP5-3.4 実験は 2040 年頃から CO2の 正味の排出を急激に減らすシナリオであり(図 1)、2100年に500ppm、2140年に現在と同じ 420ppm に戻る実験である(図 3)。2100 年まで のデータは、公開サーバー(ESGF)から取得し、 2100 年以降のデータは国立環境研の横畠博士に 提供していただいた。解析は沖縄周辺海域(北緯 10~30°東経 120~150°) や全球の海水温、 地表気温、地表気圧の変化に着目して行う。

3. 結果と考察

まず観測では沖縄周辺で 1850 年から 2014 年 の 165 年間で海面水温が約 0.8°昇温している ことが確認できる。MIROC-ES2Lによる再現実 験(Historical)でもこの緩やかな上昇傾向を概ね 正確に再現できている。将来の水温変化を見る と、SSP5-8.5 シナリオでは 2100 年に、現在と 比較して夏に約4.0℃、冬に約3.5℃上昇する 結果が見られる。一方、SSP5-3.4 シナリオでは 夏に 2070 年頃に約+1.5 ℃、冬では 2060 年頃 に約+1.5℃の昇温が見られ、その後緩やかに減 少する。従って、温暖化対策の有無で 2100 年 の水温が約2.5°C程度異なってくることが分か った。海水温変化の空間分布を見ると、SSP5-3.4 シナリオの最大温暖化時において、沖縄直 上で冬に比べて夏の方が約 1.5~2.0℃高い SST を示していた。

温暖化対策をする SSP5-3.4 シナリオでは、 CO₂が 2140 年頃に現在の 420ppm に回復す る。しかし沖縄近海では海面気温が現在(2025 年頃)の水温に近い状態に回復するのは 2230 年 頃と遅れることが分かった。これには海洋の大 きな熱容量が関係していることが考えられる。 また全球について同様の解析を行うと、CO₂が 元に戻っても全球表面気温は元に戻らないこと が分かった。これには北極域や南極域で温暖化 が解消されないことが重要であった。初期の温 暖化によって北極域の海氷が部分的に融解し、 アルベド効果が無効化され太陽光が直接海洋を 暖めるようになるためである。この場合、CO₂ を下げても海氷が回復しないので、温暖な状態 が続き現在とは異なる新たな環境を迎える。一 方で、北緯 60°、南緯 60°周辺の一部の地域

では地表気温の低下が確認できる。従って、 CO₂を下げると全球的には現在よりも温暖な傾 向を示すが、場所によって今よりも寒くなるこ とが分かった。



図 1. 将来シナリオ別に 2015 年から 2100 年ま での大気中 CO₂濃度変化



図 2.1850 年から 2100 年までの沖縄近海の 水温変化(7月の夏)



4. まとめ

温暖化対策により今世紀末時点で約2.5°C程 度温暖化を抑制できることが分かった。特に、 温暖化影響は冬に比べて夏の方が約1.5~2.0℃ 高く出ることが分かった。解析領域では現在程 度に海水温が回復するには数十年単位での時間 を要することが分かった。これは、海洋の熱容 量が大きいために、一度温まった海洋の熱を大 気中に放出し冷却するのに長時間要するためで ある。また、全球的には気温が回復しない地域 が存在することも分かった。その原因として は、極域の海氷が現在よりも融解してしまい、 この海洋を温暖化させる効果と温暖化対策によ る SST の減少傾向の均衡が今後続き、現在とは 異なる新しい環境を今後迎えていくと予想され る。今後の課題として、今後同様の実験を行な った他のモデルも解析し、今回みられた結果の 不確実性を評価する必要がある。

引用文献

Yara et al. (2014), Hydrobiologia, **733**, 19–29. Tebaldi et al. (2021), Earth Syst. Dynam, **12**, 253–293.

Hajima et al. (2020), GMD, 13, 2197-2244.

Mori et al. (2014), Nature Geoscience volume 7,869-873.



図 3. 2015 年から 2500 年までの海水温変化と大気中 CO₂ 濃度変化 (左) 7 月の沖縄周辺海域 (右)7 月の全球平均



図 4. 最大温暖化時における季節別表面温度の比 較(上)1月(下)7月



図 5. 最大温暖化時と温暖化回復時の表面温度変 化の空間分布

(上)最大温暖化時(下)温暖化回復時

最新の気候モデルで計算された LGM における沖縄の気候状態について

杉山北斗・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

約2.1万年前の最終氷期最盛期(Last Glacial Maximum, LGM)には、大気中の CO2濃度は 190 ppm であり、北半球に巨大な氷床が発達してい たため海水準が低下していた. Asami et al. (2021) は、沖縄本島南部の洞穴から出土した貝化石と 石筍を用いて LGM での沖縄周辺の気温を復元し ており、LGM の冬季の沖縄は現代と比べて気温 が 6.3 ℃程度低く(誤差±2.5 ℃),降雪の可能性 も予想されている.一方,沖縄域の海面水温の 低下は3.5℃に留まることが指摘されており(気 温 8.7~13.7 °C,海面水温 18.7 °C),地表気温と海 面水温の間に 7.5 ℃の差(誤差±2.5 ℃)が見られ る.現代の冬季の沖縄の地表気温と海面水温の 差は 4.7 ℃に留まるため,陸上と海洋の温度差が LGMには大きく異なっていたことを意味する. この差が生じる原因を解明することは、LGM に おける沖縄周辺の気候状態の理解を深める上で 重要である.本研究では、将来の温暖化予測で 用いられる最新の気候モデルが Asami et al. (2021)で示唆された沖縄域の冬季気候状態を再現 できるのか、特に地表気温と海面水温の差が大 きくなるのか、雪は降っていたのかに注目して 調べる.

2. データと解析方法

古気候モデル比較プロジェクトのフェーズ4 と3(PMIP4,3)に参加した13個の気候モデルで実 行されたLGM実験結果と現代気候再現実験 (piControl)データを解析する.特に,沖縄周辺の 地表気温,海面水温,降雪を調べる.また,0.03 kg/m²/day以上の降雪を記録している場合,降雪 ありと判断する.気候モデルの現代気候再現性 を評価するため,再解析データERA5を用いた. すべての解析結果を表1にまとめている.

3. 結果と考察

まず多くのモデルは現代の気温を概ね再現し ていることを確認した. LGM での地表気温を見 ると、現代よりも平均5℃低下しており、13個 中 8 個のモデルが Asami et al. (2021)の結果を再 現していた(図1).また、地表気温と海面水温の 差は Asami et al. (2021)で示された通り, 全ての モデルで LGM の方が大きいことがわかった(表 1, 最大温度差約 9.5°C). この要因として, LGM では海水準が低下しており沖縄は現代よりも大 陸に近かったことがあげられる(図 2). LGM で の降雪の有無を確認した結果、地表気温の再現 性の良いモデル8個中5個で降雪が確認された (図3,表1). また降雪の有無には、地表と850 hPa での低温環境が重要であることがわかった. これらのモデルと Asami et al. (2021)を組み合わせ て考えると、LGM の冬の沖縄は現在の九州南部 のような気候であったと考えられ、特に寒い日 であれば雪が降っていたと思われる.

4. まとめと課題

半分以上のモデルが Asami et al. (2021)で示唆 された気候状態を再現していた.また,地表気 温と海面水温の差は Asami et al.(2021)で示された 通り,全てのモデルで LGM の方が大きいことが わかった.この要因として,LGM では海水準が 低下しており沖縄は現代よりも中国大陸に近か ったことがあげられる.降雪の有無には,地表 と 850 hPa での低温環境が重要であることがわか った.これらのモデルと Asami et al. (2021)を組 み合わせて考えると,LGM の沖縄は大陸の影響 を受け大きく寒冷化しており,現在の九州南部 のような気候であったと考えられる.今後,再 現モデルと非再現モデルの違いや降雪,降水過 程についても調べる必要がある.

| | | 現代沖 縄 1月 平均気温[℃] | LGM沖縄1月 平均気温 [℃] | 沖縄1月 気温偏差 [℃] | ERA5(17.5 ℃)と 現代の偏差 [℃] | LGM 平均降雪 量 [kg/m ² /day] | LGM降雪 | LGM 850 hPa の気温 [℃] | 現代 SST-SAT [℃] | LGM SST-SAT [℃] |
|-------|----------------|----------------------------|---------------------|------------------|----------------------------|---|-------|------------------------|-------------------|--------------------|
| PMIP4 | AWI-ESM-1-1-LR | 16.31 | 13.96 | -2.35 | -1.19 | 0.014 | × | 0.65 | 4.02 | 4.71 |
| | INM-CM4-8 | 18.10 | 10.73 | -7.38 | 0.61 | 0.016 | × | ta無し | 3.29 | 5.82 |
| | MIROC-ES2L | 15.88 | 13.43 | -2.45 | -1.62 | 0.045 | 0 | -0.33 | 4.58 | 5.81 |
| | MPI-ESM1-2-LR | 16.26 | 12.29 | -3.97 | -1.24 | 0.076 | 0 | -0.47 | 4.55 | 6.32 |
| PMIP3 | CCSM4 | 16.17 | 9.33 | -6.85 | -1.32 | 0.098 | 0 | -0.64 | 5.46 | 9.28 |
| | CNRM-CM5 | 16.53 | 12.08 | -4.46 | -0.96 | 0.006 | × | 0.11 | 3.86 | 7.26 |
| | COSMOS-ASO | 16.87 | 10.50 | -6.37 | -0.62 | 0.112 | 0 | -2.36 | SST無し | SST無し |
| | FGOALS-g2 | 14.18 | 8.29 | -5.88 | -3.32 | 0.268 | 0 | -1.43 | SST無し | 9.57 |
| | GISS-E2-R | 17.46 | 10.36 | -7.10 | -0.04 | 0.077 | 0 | -3.5 | 4.67 | 7.88 |
| | IPSL-CM5A-LR | 14.88 | 7.51 | -7.36 | -2.62 | 0.485 | 0 | -2.7 | 4.12 | 陸地 |
| | MIROC-ESM | 17.30 | 13.46 | -3.84 | -0.19 | 0.013 | × | 0.41 | 4.43 | 7.14 |
| | MPI-ESM-P | 16.78 | 13.63 | -3.15 | -0.72 | 0.03 | 0 | -0.57 | 4.72 | 5.51 |
| | MRI-CGCM3 | 14.77 | 10.17 | -4.60 | -2.72 | 0.048 | 0 | -2.7 | 5.55 | 7.31 |

表1. 解析結果













梅雨明けの定義の再考(その1) - 当日の観測データからその日の梅雨明けを判断できるか?-

渡邉朱里(琉球大学大学院 理工学研究科)

1. 研究の動機・目的

気象庁では、梅雨明けの時期について速報値を 発表した後、春から秋にかけての実際の天候を総 合的に検討し、確定値を公表している。しかし、 速報値として発表された梅雨明けがその後の天 候と一致しない場合もある。例えば、2019年には 6月29日に梅雨明けが発表されたが、7月7日に 久米島で120.0mm/dayの降水量を記録する大雨が 発生していた。このように、梅雨明け後に豪雨が 発生する事例もあり、農業等の経済活動および、 日常生活に多大な影響を及ぼす可能性がある。

このような背景を踏まえ、本研究では梅雨の最 中に観測されるデータから速報値としての梅雨 明けをより正確に判断できるかを調査すること とした。そのために、梅雨明けの定義をより定量 的に再考し、新たな基準(以下、「梅雨明け(再)」) を設定した上で、観測データから梅雨明けのシグ ナルを探ることを試みた。観測データは、2022年 と 2023 年の梅雨期に琉球大学で実施された高層 ラジオゾンデ観測(合計 375 回)の全てのデータを 対象とすることにした。

2. データ

梅雨明けの定義を再考するにあたり、AMeDAS 那覇観測所における降水量および日照時間の観 測データ、ならびに気象庁過去の気象データに記録された雲量を使用した。また、梅雨明け(再)の判定に関しては、琉球大学千原キャンパスにおいて実施した高層ラジオゾンデ観測データ(2022年6月9日00UTC-7月20日12UTCおよび2023年5月31日15UTC-7月10日06UTC)を用いた。

日々の目視による観測により、梅雨明けが近づ くと不透明高層雲からセルの小さい半透明高積 雲が卓越するように変化すること、さらに巻雲等 の上層雲が増加する傾向にあることが経験的に 示唆されていた。これらの大気の鉛直構造をより 詳細に解析するため、本研究ではラジオゾンデに よって取得可能な日々の大気の鉛直構造に着目 した。なお、使用した雲の写真は全て筆者が琉球 大学近辺で撮影したものである。

3. 結果と考察

3.1. 梅雨明けの定義の再考

気象庁では梅雨を「晩春から夏にかけて雨や曇 りの日が多く現れる現象、またはその期間」と定 義している。梅雨明けは、それまでの梅雨の天候 に加え、今後1週間の天気予報をもとに、晴れて 暑い夏の天候へと移行し始めたと判断された場 合に発表される。このことから、梅雨明けの定義



図12022年6月各日(横軸)の雲形(縦軸)。



図2SkewT-logPダイアグラム(2022年6月9日-30日0000UTC)。青実線は地上の空気塊がLCLから 湿潤断熱線に沿って持ち上がった温度、赤実線は観測された気温、赤破線は露点温度。網掛けの面積 はCAPEを表す。黒枠で囲われたダイアグラムは梅雨明け日である6月20日を示す。

を雲量と降水量を用いて判断することとした。

雲量の基準として、曇りの定義である雲量 9/10 を採用した。より定量的な基準を得るため、2019 年-2023年の5月-6月において、雲量9が記録さ れた日の日照時間を抽出した。抽出された14例 の日照時間の平均値および中央値は約6h/dayで あったため、これを超える日照時間を梅雨明けの 基準とした。

降水量の基準は、0.0mm/day 以下の日とした。 これら日照時間と降水量の基準を両方満たす日 が5日以上続いた場合を、本研究では「梅雨明け (再)」と定義した。気象庁が発表している梅雨明け (以下、「梅雨明け(JMA)」)と比較をすると、2022 年は梅雨明け(JMA)と梅雨明け(再)ともに 6 月 20 日となった。2023 年は梅雨明け(JMA)が 6 月 25 日、梅雨明け(再)が 7 月 5 日となった。

3.2. 観測データから得られる梅雨明けのシグナル

日々の観察による雲の変化をより定量的に示 すため、撮影した写真および動画をもとに十種雲 形を判別し、縦軸に雲形、横軸に時間をとった散 布図を作成した(図1)。今回は雲の変種や副変種の 分類は行わず、十種雲形の変化傾向が経験則と整 合的であるかを確認した。2022年6月の例を見る と、梅雨明け(JMA および再)した 6 月 25 日頃か ら高層雲(As)が減少し、巻雲(Ci)等の上層雲が増加 する傾向が確認できた。

大気の鉛直構造を観測結果から確認するため、 全てのラジオゾンデ観測データを用いて SkewTlogP ダイアグラム(図 2)を比較した。梅雨の後半 から、露点温度(赤破線)が「くの字」型(図 2 青矢 印)のプロファイルを示すようになり、対流圏中層 で急激に湿潤化する領域が現れる傾向にあった。 梅雨前線と水蒸気の温度勾配の関係については、 Moteki et al. (2004)において、梅雨前線以南の下層 水蒸気の大きな勾配(水蒸気前線)が東シナ海上の 梅雨前線の強化に寄与すると報告されている。ま た、気象庁の公開資料「前線の定義と解析(梅雨前 線)」では、水蒸気の集中帯としての梅雨前線が梅 雨末期に見られることが多いと記述されている。

4. 今後の課題

梅雨明け(再)の定義を用いることで、より定量 的な梅雨明けの基準を設定したが、日照時間や降 水量の条件が継続する期間については慎重に検 討する必要がある。継続日数を4日または6日に 変更するだけで、梅雨明けの時期が大きく変化し てしまうためである。

雲形の散布図に関しては、下層雲が卓越し上空 が見えない場合、上層雲が存在しないと判断せざ るを得ない。この点については、衛星画像を用い た輝度温度の解析が有用であると考えられる。ま た、経験則として、中下層雲の隙間から巻雲等の 上層雲が観測される場合、光学的厚さの小さい下 層雲(隙間層積雲や半透明高積雲等)によって覆わ れることが多く、空全体が明るい傾向にある。今 後は、十種雲形のみならず、変種や副変種を含め たより詳細な分類を行い、より信頼性の高い散布 図の作成を目指す。

SkewT-logPダイアグラムにおける「くの字」型の露点温度プロファイルについては、先行研究との比較を行い、梅雨前線から離れた中層における水蒸気勾配の特性についてさらなる考察を進める。また、高積雲の発生はベナール対流で説明できることから、中層の湿潤層の厚さと観測した鉛直プロファイルの関係を詳細に比較しようと考えている。これにより「梅雨明けが近づくと不透明高層雲からセルの小さい半透明高積雲が卓越するようになる」という経験則の妥当性を検証していく。

引用文献

- 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: Mesoβ-scale structure and development processes, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 19–44.
- 前線の定義と解析(梅雨前線) https://www.jma.go.j p/jma/kishou/know/expert/pdf/tenkizu/05_teigi.pdf (2025/02/20 閲覧).

2024年7月東北豪雨における環境場の特徴

花島佳希・山田広幸・松枝未遠 (琉球大学 理学部)

1. はじめに

2024 年 7 月 25 日、山形県で日中と夜間、計 2 回線状降水帯が発生した。東北、北陸地方に おける線状降水帯の事例解析は西日本のそれと 比べて乏しい。その中で、この地域の線状降水 帯を調査した Tochimoto and Hirockawa(2024)で は線状降水帯発生 6 条件(Kato 2020,表 1)の妥当 性や不安定の特徴、メソ低気圧の存在について は検討されている。しかし、Hamada and Takayabu(2018)や Tsuji et al.(2021)で重要性が指 摘されている自由大気の水蒸気量の時間発展に ついての検討はなされていない。そこで今回は 線状降水帯発生 6 条件やその他熱力学パラメー タ、水蒸気量の時間発展を解析して本事例が東 北、北陸地方における過去の事例や九州の大雨 事例と比較してどのような特徴を持つかを調べ

た。

| 500m 水蒸気フラックス>150gm ⁻² s ⁻¹ 4 | |
|---|--|
| 自由対流高度までの距離<1000m↩ | |
| 500hPa と 700hPa の相対湿度>60%↩ | |
| 400km 平均した 700hPa の上昇流>0ms ⁻¹ ↩ | |
| SREH(鉛直シア)>100 m^2s^{-2} | |
| 平衡高度 (INB) > 3000m4 | |

表1 線状降水帯発生6条件↔

2. データと解析方法

客観解析データとして ERA5 を、降水域の確 認として気象庁全国合成レーダーGPV を用い た。環境場の解析には線状降水帯発生 6 条件、 500hPa 気温、CAPE、950hPa 相当温位、鉛直 積算水蒸気フラックスを用いた。

鉛直積算水蒸気フラックスは対流圏(1000-300hPa)を境界層(1000-900hPa)と自由大気(900-300hPa)に分け、式(1)で計算する。

$$\frac{\partial PW}{\partial t} = \frac{1}{g} \int_{1000hPa}^{300hPa} (-\nabla \cdot (qv)) dp - P + E$$
 (1)
ここで、左辺はある点での可降水量の時間変
化、右辺第 1 項は水蒸気フラックス収束の鉛直
債算、第 2 項は降水、第 3 項は蒸発を表す。
Fsuji et al.(2021)同様に、蒸発は無視する。

3. 結果

日中の事例

日本海にはメソ低気圧が存在し、山形県には 多量の水蒸気が流入している。線状降水帯発生 6条件の満たされた領域が確認できたが、それ は線状降水帯発生地点より上流側にあった(図 1)。日中の事例においては、山形県から新潟県 の沿岸にかけて存在する 950hPa 付近における 冷気プールの存在による自由対流高度(LFC)の高 さが発生地点で 6条件すべてが満たされなった 原因であるとみられる(図 2)。



図1 DLFC の水平分布と6条件が満たされ た領域の対応。★は酒田。



図27月25日00UTCにおける酒田周辺の鉛直 断面図(色は相当温位、等値線は飽和相当温位)。

加えて冷気プールに伴う局地前線の存在が下 層の暖湿気を持ち上げ、大雨を引き起こすうえ で重要な役割を果たしていたと考えられる。過 去事例と環境場を比較すると、CAPE や 500hPa 気温が特に低く、700hPa の上昇流が突出して 強い。このことから、大気の不安定化には総観 規模の上昇流による中層の低温化が影響してい ると考えられる。また、大雨に先行して生じた 自由大気の湿潤化には境界層の鉛直積算水蒸気 フラックスの水平収束分とそれに伴う鉛直水蒸 気フラックス収束が、その時間発展には自由大 気の鉛直積算水蒸気フラックスの水平収束分が 重要な役割を果たしていたとみられる(図 3)。

またこれらの収束は日中の線状降水帯発生に 先んじて発生した山形県〜新潟県の沿岸にかけ ての広域での対流発生前後に急増している。こ れによる自由大気域への水蒸気供給も線状降水 帯による大雨に貢献した可能性がある。



図3自由大気の鉛直積算水蒸気フラックス収束 (●:水平収束分、◆:鉛直収束分、■:2者の和)。

夜間の事例

日本海にはメソ低気圧が存在し、山形県には 多量の水蒸気が流入している。6条件の満たさ れた領域が酒田付近で確認されたが、それは線 状降水帯発生後にあたる25日12UTCであり、 その面積も狭かった。直前の時間である09UTC では下層の相当温位の低さゆえにLFCが高く、 6条件すべてが満たされなかった(図4)。

他方 12UTC には下層における高相当温位の 空気の流入でそれが低下した(図 5)。



図4図1に同じ。ただし、(上)09UTC、 (下)12UTC に対するもの。



図5 図2に同じ。但し12UTCのもの。

日中の事例と同様に冷気プールとそれに伴う 局地前線が確認されたが、それらは日中のもの よりも弱い。また、過去事例と比較すると 500hPa 気温が低く、950hPa 相当温位が高い。 また、自由大気の湿潤化とその時間発展には境 界層の水平水蒸気フラックス収束が支配的な役 割を果たしていたと考えられる(図 3)。

4.まとめと今後の展望

本研究では、線状降水帯発生 6 条件が線状降 水帯発生地点のやや南西で満たされた事例と、 発生前の時間帯には満たされなかったが発生後 に満たされた事例を扱った。6 条件が満たされ たのは海上に限られる。その原因の1つとし て、陸上における 950hPa における水蒸気フラ ックスの低さが考えられる。また、日中の事例 で海上においても 6 条件が満たされなかった理 由として、下層の冷気プールに対応する 950hPa 付近の相当温位の低さが考えられる。 冷気プールは特に日中の事例において、下層の 暖湿気を持ち上げ、線状降水帯の発生・維持に 重要な役割を果たしていた可能性があり、今後 さらなる調査が求められる。

大気の状態の特徴として2事例共に中層の気 温の低さがあげられる。加えて、日中の事例に ついては CAPE の低さと 700hPa における総観 規模の上昇流の強さが、夜間の事例については 950hPa の相当温位の高さが特徴としてあげら れる。自由大気の湿潤化には境界層の鉛直積算 水蒸気フラックスの水平収束分が重要な役割を 果たしていたと考えられ、この特徴は九州の大 雨のそれと異なる。

Tochimoto and Hirockawa(2024)で扱われた複 数の事例で、九州の大雨と比較して高い CAPE の存在が指摘されている。また、線状降水帯発 生6条件を満たした領域は事例によって異な る。気象庁は東日本以北の事例で線状降水帯発 生6条件があまり満たされないことを指摘して いる。また、本事例における自由大気の湿潤化 の特徴は九州のそれと異なるものであった。以 上のことから、今後北陸、東北地方の線状降水 帯発生の環境場について、6条件の妥当性を含 めた多角的かつ統計的な検証が必要であると考 える。

参考文献

- Hamada, A. and Y. Takayabu, 2018: Large-scale environmental conditions related to midsummer extreme rainfall events around Japan in the TRMM region. *J. Climate*, **31**, 6933–6945.
- Kato, T., 2020: Quasi-stationary Band-Shaped Precipitation Systems, Named "Senjo-Kousuitai", Causing Localized Heavy Rainfall in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, **98**, 485– 509.
- Tochimoto, E. and Y. Hirockawa, 2024: Environmental Characteristics of an Extreme Rainfall Event in Yamagata-Niigata Prefectures, Japan, on 3-4 August 2022.SOLA, **20**, 19–26.
- Tsuji,H. et al. 2021: The role of free-tropospheric moisture convergence for summertime heavy rainfall in western Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 48, e2021GL095030.

沖縄梅雨の降水ピークの解析期間依存性

佐藤健、山田広幸、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

Sampe and Xie(2010, JC, 以下 SX2010)は, 対流圏 中層における偏西風ジェットにより駆動する中国大 陸からの暖気移流と上昇流が梅雨前線の維持に影響 を与えるメカニズムを発見した(図 1). Yasuko Okada(2012, JC, 以下 OY2012)は, 沖縄の梅雨の気候 学的特徴を調べ,6月上旬ごろから始まる2回目の 降水ピークでのみ SX2010 が適応できることを発見 した. OY2012は1997年から2006年までの10年間 のデータを用いて研究を行ったが、世界気象機関 (WMO)では気候統計の算出に 30 年以上のデータを 推奨しており、10年間のデータから計算した気候場 に基づき気候学的特徴を論じることの妥当性には疑 間が残る.



図 1. Sampe and Xie の暖気移流が上昇流を励起させるメカ ニズム.

本研究では, OY2012 を基準とした前後 10 年間の 解析を行い, OY2012 の結果が解析期間に依存しな いかを検証する.また,新たに25年を気候値として, 沖縄梅雨の長期的な変動傾向を解析し、気候変動の 影響についても考察を行った.

2. 使用データ

主なデータは 1948 年から現在までを内包している JRA-3Q(気象庁第3次長期再解析)を用いた.降水量 は 1997 年から 2023 年まで内包している GPCP(全球 降水計画),海面水温は ERA5 の 1979 年から現在ま でのデータを用いた. 前期 10 年解析(1987 年から 1996年),後期10年解析(2007年から2016年)を行い 期間の妥当性を確認したのちに,前期25年解析(1948 年から 1972 年), 中期 25 年解析(1972 年から 1996 年),後期25年解析(1997年から2021年)を行った. 結果と考察

前後10年解析を行った結果,いずれの期間でも上 昇流と暖気移流の位置に強い相関性が確認できた (図 2b). しかし、前期 10 年では 2 回目の降水ピーク 中 500hPa での上昇流が見られず,後期 10 年ではそ のトレンドが不安定であった(図 2a). また、東西暖 気移流は前期・後期どちらも2回目の降水ピーク以 外の期間にも確認され、OY2012の主張と異なる結 果が表れた(図示せず). これらの結果から, 10 年と いう短期間では解析期間による依存性が高く、気候 値としての信頼性に欠ける可能性が示唆された. そ こでトレンドの不安定性を解消しより安定した気候 場の評価を行うために、解析期間を延長し25年解析 を実施した.



図2. 沖縄梅雨期間(4月25日から7月15日)における沖縄地域での対流圏中層(500hPa)の-ω(Pas⁻¹)と水平温度移流(0.3 K day⁻¹)の時 系列変化(a) 沖縄地域全体で平均化. -ω(実線、左軸)と水平温度移流(点線,右軸). 平滑化のために,3日間の移動平均を適用.(b) 時間-緯度変化. -ω(陰影)と水平温度移流(等値線). 経度範囲 123°E から 129°E で平均化. 黒線は沖縄地域を示す. 左から, 前期 10 年 (1987-1996年), OY2012(1997-2006年), 後期10年(2007-2016年).

25 年解析では 10 年解析と比べて安定したトレン ドが確認され、2回の降水ピークが明瞭に見れた(図 3).

中期25年解析では、5月下旬から6月下旬にかけて2回の休止期間を挟み暖気移流が確認されたにも 関わらず(図4)、6月中旬で上昇流が卓越しなかった.

これは6月上旬に南シナ海上でのモンスーンによる日本への水蒸気輸送が他の期間に比べて弱かった 事が原因の一つであると考えられる(図4).この結果 から改めて梅雨前線の維持において,暖気移流はあ くまで上昇流を励起させるトリガーの役割に留まり, 持続的な上昇流の維持には,対流加熱が必要である 事が確認された.



図 3. 沖縄地域での降水量(GPCP)の時系列変化. 青長波線が中期 25 年(1972-1996 年),緑短波線が後期 25 年(1997-2021 年).



図4. 対流圏中層(500hPa)での(a)東西水平温度移流(等値線、陰影)の沖縄梅雨期間(4月25日から7月15日)における沖縄地域 での時間-経度変化. 経度範囲 123°E から129°E で平均化. 黒線は 沖縄地域. 中期25年(1972-1996年).



²⁰⁰⁹26iPr Hidar 9 Hidar 1 Hidar 1 Sidar 2 Hidar 2 Sidar 1 Jun 8 Sidar 1 Jun 1 Sidar 2 Jun 2 Sidar 1 Jun 6 Sidar 1 Jun 2 Sid

4. まとめ

10年平均を気候場とする解析では,解析期間を変 えると結果に大きな差異が生じ,トレンドも安定し ない事から,10年平均は気候値としては不適当であ ると結論付けた.また,OY2012の主張である2回 目の降水ピークでのみSX2010が適応できるという 主張は,南シナ海のモンスーンが強かった場合に限 定され,水蒸気の流入が少なかった期間ではSX2010 は適応できない可能性が示された.



図 6. 沖縄梅雨期(d: 6 月 5-9 日)における東アジアでの 水蒸気フラックス(ベクトル)、水蒸気フラックス収束 (陰影)、可降水量(等値線)の空間分布図。上から,前期 25年(1948-1972年),中期25年(1972-1996年),後期25 年(1997-2021年).

沖縄県の顕著な大雨の予測に関する研究

石田圭、山田広幸、松枝未遠 (琉球大学 理学部物質地球科学科)

1. はじめに

沖縄地方は日本全国に比べて降水の有無の予 報精度が年間を通して4%低い。この要因として 沖縄地方は島嶼であるため、特定的な地形の影 響を受けにくいことが考えられる。しかし、沖 縄地方を対象とした予測に関する研究は台風を 対象にするものが多く、大雨を対象とした予測 精度に関する研究は不十分である。そこで、本 研究はいくつかの大雨事例について、まずは発 生要因を推測し、さらに発生要因ごとの予測の しやすさについて調査する。本研究では地域防 災への有用性を考え、ECMWF(欧州中期予報セ ンター)のアンサンブル予報のデータを用いて、 前線や低気圧など要因ごとに大雨の発生予測の シグナルがどの程度前から出るのかを調査する ことを目的とする。

2. データと解析方法

本研究では、沖縄気象台の顕著現象報告や那 覇、名護、奥の気象庁地域気象観測システム (AMeDAS)データをもとに、6時間降水量が多い 顕著な大雨事例を抽出した。顕著な大雨事例が どの要因によってもたらされたのかを解析する ために、気象庁メソ数値予報モデル(Mesoscale Model; MSM)解析値と客観解析データ(ECMWF Reanalysis ver5; ERA5)を使用した。また、いつ頃 から降雨発生のシグナルが現れていたのかを調 べるために、ECMWFのアンサンブル予報データ (51 メンバー)を使用した。ここでは、51 メンバ ーの中央値が 0mm/6hr を超えた時を「降雨発生 のシグナルあり」とした。このシグナルが現れ るタイミングのばらつきを推測するために、気 象庁のアジア太平洋天気図とアジア太平洋高層 天気図(500hPa)、ERA5 を使用した。

3. 解析結果・考察

ここでは降雨発生のシグナルが 100 時間以上 前から現れていた 2021 年 2 月 11 日と降雨発生 のシグナルが 12 時間前に現れた 2023 年 3 月 21 日について説明する。

2021年2月11日の事例では、沖縄本島付近で の水蒸気フラックスの収束や、低気圧からもた らされる正の渦度領域が原因で大雨がもたらさ れた。この時、ECMWFの予測(図1)では、2021 年2月5日0000UTC(150時間前)から降雨発生の シグナルが見られた。その要因として、2月4日 0000UTCにおいて、明瞭でない水蒸気フラック スが5日0000UTCから増加していったことが考 えられる。その水蒸気フラックスは4日 0000UTCにおいて存在が確認されていなかっ た、停滞前線が5日0000UTCにおいては中国大 陸に存在していたためであることが示唆され る。

2023 年 3 月 21 日の事例では、沖縄本島付近で 水平風の下層の収束や南東からの水蒸気の流入 が原因で大雨がもたらされた。この時、ECMWF の予報(図 2)では、2023 年 3 月 21 日 0000UTC(12 時間前)から降雨発生のシグナルが見られた。そ の要因として、2023 年 3 月 19 日 0000UTC にお いて、下層風が北風の環境場が、20 日 0000UTC を境に南風の成分が現れ始めたためだと考えら れる。そのため、2023 年 3 月 20 日 0000UTC の 予測では 3 月 21 日 1200-1800UTC の時刻におい て降雨発生のシグナルは見受けられないが、降 雨をもたらすとするメンバーが増加した。2023 年 3 月 21 日 0000UTC には南風が強まり、その 影響で降雨発生のシグナルが現れた可能性があ る。その風向の変化は地上気圧の変化や、前線 の発生からもたらされたと考えられる。これら の事例だけでなく、ここに示していない別事例 においても、総観規模現象の変化によって降雨 発生のシグナルがもたらされる傾向にあった。

4. まとめと今後の課題

沖縄県の顕著な大雨事例において降雨発生の シグナルがどれぐらい前から出ているのかを調 査した。総観規模現象の変化が重要である可能 性が示唆された。そのため、急に風向きが変わ るなどの総観規模現象の変化は降雨発生のシグ ナルが直前にならないと現れにくいことがわか った。しかし、本研究で取り扱った事例は数が 限られており、事例を増やすことで普遍的な特 徴が見つかる可能性がある。モデルによる降水 量と実況の降水量は、異なる気候学的確率密度 分布(pdf)をもつため、これらの量を直接比較す るのは適切ではなく、pdfの違いを考慮したうえ で精度検証をしていく必要がある。

参考文献

沖縄気象台ホームページ,「沖縄地方顕著現象報告」(https://w ww.jma-net.go.jp/okinawa/data/kencho/lastyear.html)

気象庁ホームページ、「天気予報の精度の例年値とその特徴」

(https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/kensho/expln_reinen.html)



図1 2021 年 2 月 11 日 0600-1200 UTC を予報対象時刻とする降水量アンサンブル予測の箱ひげ図(縦軸は 予測降水量、横軸は予報初期時刻で、陰影は降雨発生のシグナルが初めて見られた予報初期時刻を表す)。



ECMWF ensemble, valid time: 12-18UTC 21 March 2023

図2 図1に同じただし、2023年6月21日1200-1800UTCを予報対象時刻とするもの。

畳み込みニューラルネットワークによる GSM の台風補正モデルの開発

1 はじめに

GSM に対する台風ボーガスは、初期値への同化 のみに用いられており、予報時間が長くなるとモ デル内の台風と台風指示報のずれが次第に大きく なる傾向がある。予報の補正としては、波浪モデ ルの風において、GSM の予報時間ごとに改めて台 風ボーガスを適用しているが、現在の手法「ボー ガス≧GSM またはボーガスの風速 20m/s 以上によ る上書き」では、ボーガスとモデルの境界で風の 分布が不連続となる問題がある。

沖縄管内では、上記の問題を解決し台風指示報 に沿った風の予報を作成するため、地点別の風速 を計算する台風 web アプリ(イモムシ、台風 GPV) を利用している。風速の根拠となる暴風域の予報 は、暴風警戒域を参照しているが、強風域の予報 は無いため、実況の強風域を平行移動して、暴風 域に合わせて拡縮させる手法を用いている。この 手法は、台風周辺の気圧傾度の変化を予想できな いため、予報時間が長くなると強風域の精度が低 下する。特に台風指示報と GSM の差が大きい場合 には、予報官による修正の手間がかかっている。 これを改善するため、機械学習モデルの開発に取 り組んでいる。

2 昨年度の開発概要

機械学習の手法は、画像認識や画像生成で用い られる畳み込みニューラルネットワーク(CNN)を 採用した。モデルの構造はオートエンコーダーを 応用し、64×64のGPVデータを128次元まで圧縮 し、全結合層で台風の座標に関する特徴量を修正 する。修正した特徴量から2次元データを復元す ることで、台風を移動することを狙った。教師デ ータは、GSMの対象時刻が同じで初期時刻が異な る組み合わせから、中心気圧の変化が小さいもの

(2hPa以下)を、総観場が同じで台風だけが移動 したとみなして利用した。モデルの説明変数は海 面更正気圧(PSEA)として、GPV データ上で台風を 任意の座標に移動させるモデルおよび PSEA から 平仲裕一、新垣秀治(沖縄気象台)

東西風、南北風を求めるモデルを開発した。PSEA を採用した理由は、地上気圧や風速に比べ地形の 影響が小さく台風が強調されるため機械学習の精 度が高かったからである。GPV データの解像度は 東西0.25度×南北0.2度で、説明変数の座標(x,y) について、最低気圧となる格子の座標を利用する だけでは精度が不十分なため、気圧中心周辺5×5 格子を bicubic 補間で 41×41 に高解像度化して 0.025度×0.02度単位で座標を決定した。計算環 境は Google Colaboratoryの GPU(無料枠)を利用 した。結果としては、台風の非対称性や地形の影 響が表現できない等の課題はあるものの、台風中 心を正確に移動させることに成功した。

3 本調査の開発概要

昨年度のモデルを基本に以下の変更を行った。

(1) モデルの改良

モデル構造を第1図に示す。本調査では、実際 の運用を想定して、GSMを台風指示報に整合させ ることを考慮し、台風の移動と中心気圧、最大風 速の補正を同時に行うモデルとした。本来は東 西風、南北風を出力して、風向風速を同時に求め たかったが、精度の都合上、風速を入出力するモ デルとし、風向は別のモデルで求めることにし た。

台風の非対称性などの表現の向上を目的とし て台風の特徴を抽出するネットワーク(PSEA、風 速、地形、台風 Mask※の畳み込み)を追加した。 ※台風を中心とした 21×21 格子の領域を1、そ れ以外を0とする GPV データで、台風に着目さ せる効果が期待できる。

台風の位置や勢力が変化しても、台風から離れた地点の風は、ほとんど変化しないと仮定し、圧縮・復元による精度低下を避けるためのスキップ接続を追加した。

(2) 教師データ

ベストトラックの台風中心が沖縄付近(北緯 18~30°、東経 115~160°)にある 1133 事例



第1図 CNN モデル構造

(対象時刻)を対象に、GSMの初期時刻の差が24 時間以内で、対象時刻が同じとなる組み合わせ を抽出、台湾地形等により異常な低気圧が発生 した事例を除外するため、中心気圧 990hPa 以下 のデータを教師データとした。今回のモデルは、 台風の移動と中心気圧、最大風速の補正を同時 に行うため、昨年度と比較すると、気圧変化が小 さい組み合わせの選別は不要となり、大量の教 師データを作成することができた。説明変数と する台風の座標と中心気圧は bicubic 補間によ り算出し、最大風速は格子点値を利用した。教師 データの特徴として、北上する台風が多いため、 気圧傾度によらず台風の東側(危険半円)の風速 が強くなるバイアスを学習してしまう傾向があ った。このバイアスを軽減するため、学習データ に180度回転したものを追加した。この操作は、 緯度・経度格子の南北方向の歪みを無視するこ とになるが、本調査では精度向上に寄与した。今 回は、沖縄付近の低緯度領域の事例に絞ったた め、歪みの影響は少なかったと考えられる。

教師データは解像度を統一する必要があるが、 2023年の GSM 高解像度化以降のデータは蓄積が 少ないため、2022年以前のデータを利用した。 学習データは GSM2018~2021年(約10万)、検証 およびテストデータは 2022年(約1万)の独立 資料とした。

(3) 損失関数

一般的には、GPV や画像を出力するモデルの損失 関数として平均二乗誤差が用いられるが、今回は 強風域周辺の予報精度向上を狙い、気圧および風 速による重みづけを行った。さらに、中心気圧お よび最大風速の誤差を補正するため、それぞれ損 失関数を二乗誤差として評価に加えた。

(4) 計算環境

昨年度に比べ、複雑でパラメータ数の多いモデ ルになること、教師データの増強を図る目的で、 Google Colaboratory TPU(無料枠 RAM:300GB)を 利用した。

3 結果

第2図に学習曲線を示す。学習時の教師データ 規格化(風速 m/s、気圧 hPa それぞれ 1/100)に より、損失は 10^{-4} 倍となっている。学習とともに 損失は減少傾向で、学習データ(train)、検証デ ータ(valid)の差は小さく、学習は成功した。風 速の損失(ws loss)はやや大きい。これは台風の 誤差が主体となっているが、初期値変わりによる 台風以外の変化も含んでいる。最大風速(max_ws loss)は損失(二乗誤差)が $1m^2/s^2$ 相当で、高精 度で予想できた。



第2図 学習曲線(横軸:反復回数、縦軸:損失) train:学習データ、val:検証データ、 ws loss: 風速の損失、max ws loss: 最大風速の損失 loss: 風速・PSEA・最大風速・中心気圧の損失合計

個別事例についてはランダムにピックアップし て検証を行った。検証例を第3図に示す。検証し た範囲では、総じて台風の中心の移動は正確で、 15m/s以上の領域(強風域相当)については1m/s 程度の誤差で予想できた。しかし、25m/s以上の 領域(暴風域相当)の拡大バイアスがあること、 沖縄本島の地形により島の周囲にぼやけた弱風域 広がってしまうことがわかった。暴風域の誤差の 要因としては、台風の移動速度を説明変数として いないことや、20km 解像度のGSM の特性で台風が あまり発達しなかったため、発達した台風の教師 データが少ないことが考えられるが、台風ボーガ スを重ねることで改善できる見込みである。一方、 地形の影響は、地点ガイダンスとして格子点値や 領域最大値を利用する場合に過少傾向になってし まう問題がある。改善には、モデルのパラメータ 調整、あるいは地形の影響が小さい 500m 高度の 風で台風を移動させる CNN を新たに開発する方法 が考えられる。

4 まとめと課題

昨年度と比較すると、特に台風の強風域の移動 と最大風速の精度が大きく向上したが、運用する にはもう少しモデルの精度向上が必要である。今 後のモデルの改善案として、説明変数に台風の移 動速度を追加することや、地形の影響が小さい 500m高度の風の利用について検討している。来年 度に向けて、モデル精度向上と合わせて web アプ リの開発を継続する。今回の調査は、20 km解像度 の GSM データを用いたが、現行 GSM(13 km)のデ ータ蓄積を待って、13 km解像度のモデル開発にも 取り組みたい。



第3図 CNN モデルの検証 (exp:説明変数、res:目的変数、pred:CNN 出力)

各プロットの赤点は説明変数の台風中心座標(移動先)を示す。pred PSEA および pred WS は目的変数の座標、中心気 圧、最大風速へ移動したもの。pred WS2 は任意の座標への移動を確認するため画像の中心へ移動させたもの。

放電現象観測用アンテナシステムを用いたフィールド観測

東福樹(琉大院理工電気エネルギー・システム制御)、下地伸明(琉大工学部工学科)

1. まえがき

雷は我々の社会生活にさまざまな被害を与える存在 である一方,未解明な部分が多く残る自然現象である. 雷は雷雲内部で発生するため,雷の詳細を理解するに は,雷単独での研究だけでなく,雷雲の研究と併せて行 う必要がある.雷雲のライフサイクルは発達期,成熟期, 衰退期の 3 ステージからなり全てのステージで放電現 象は観測される[1].また,雷放電のほとんどは雲内放電 であり,雲内で発生する放電路は数 km 以下である.

電力設備は経年劣化とともに部分放電を発生させる ことが知られている.電力設備の部分放電は HF 帯や VHF帯の波長を多く含むが, UHF帯で計測した報告も 存在する.

火山噴火が発生したとき、噴煙内部の瞬間的な発光 現象や、噴煙外部に延びる雷がしばしばみられる。こ れは噴煙内部の粒子が帯電していることを示唆してい る。

雷雲周辺の樹木はコロナ放電することが知られている。特に葉先の鋭い樹木から多く発生すると報告されている。樹木コロナ放電が発生するとヒドロキシルラジカル(OH)などが大量に発生し周辺大気に影響する。

本研究では、上記の大気中放電現象をアンテナシス テムを用いて観測することを目的としている.観測では 周波数 600—650 MHz の電磁波を観測したが、火山噴 火に関しては周波数 650—700 MHz の観測を行った。

2. 方法

2.1.アンテナシステム

大気中放電現象観測用アンテナシステムを Fig.1 に 示す. アンテナは AU5AX (日本アンテナ)を利用した.ア ンテナシステムは高周波信号を処理するフロントエン ドと比較的低周波を処理するバックエンドから構成さ れている. 観測の周波数帯は 600 MHz-650 MHz と 650 MHz-700 MHz である.



Fig.1 UHF アンテナシステム. PD より左側がフロン トエンド,右側がバックエンドである.

2.2.フィールド観測

作製したアンテナシステムを使用して青空, 雲, 電力 設備部分放電, 火山噴火, 樹木のコロナ放電の観測を行 った. 観測では一点観測とシングルラインスキャンを 行った. 観測日時などの詳細を Table 1 にまとめる.

Table 1. フィールド観測の詳細.

| 観測対象 | 観測日時 | 場所 | 天気, 気温(°), 湿 産% |
|-------|-------------|---------|--------------------|
| + - | 0001110100 | | 皮 /0 |
| 青空 | 2024/10/22 | 北口食室 | 晴れ, 30, 62 |
| | 14:38-14:39 | | |
| 積雲 | 2024/10/22 | 北口食堂 | 晴れ, 30, 62 |
| | 14:36-14:37 | | |
| 宜野湾線 | 2024/10/21 | 西原台団地公 | 晴れ, 27, 60 |
| 鉄塔(晴 | 14:30-14:31 | 園 | |
| れ) | | | |
| 宜野湾線 | 2024/10/29 | 西原台団地公 | 雨, 25, 78 |
| 鉄塔(雨) | 09:43-09:45 | 園 | |
| 噴火 | 2024/09/13 | 鹿児島市 鴨池 | 晴れ, 30, 74 |
| (桜島) | 17:15-17:17 | 緑地公園 | |
| たこのき | 2024/10/22 | 農学部付近 | 晴れ, 30, 62 |
| (晴れ) | 14:57-14:58 | | |
| たこのき | 2024/10/25 | 農学部付近 | 雨, 24, 81 |
| (雨天時) | 11:09-11:10 | | |

3. 結果と考察

3.1.フィールド観測

観測した青空と積雲の結果を Fig.2, Fig.3 に示す.青空の積分値と微分値は全体的に低いが、たまに微分値 にパルスが観測される.これは計測器のノイズとしては 大きいので、宇宙線など何かしらの信号と考えられ る。

青空にも若干信号が観測されるが,積雲の積分値の信 号は青空より高まっており,微分値の信号でも100mV を超えるパルス信号がいくつも見受けることが出来る. つまり,積雲と青空のピーク観測値の差は積雲内部から 放出された電磁波と考えられ,これは積雲内部の放電信 号を捉えたことを意味する.



Fig.2 観測対象の(a)青空と(b)積分値と(c)微分値. 赤色の円はアンテナの方向.



Fig.3 観測対象の(a)積雲と(b)積分値と(c)微分値. 赤色の円はアンテナの方向.

宜野湾線鉄塔をシングルラインスキャンした結果を Fig.4 に示す. バックグラウンドの空よりも鉄塔に差 し掛かったところで信号が増えている様子がわかる. これは鉄塔の碍子で発生した部分放電を捉えている 証拠である. さらに, 天候の違いによるコロナ放電を 観測した(Fig.5). 晴れの日と雨天日で部分放電を観測 したところ, 雨天日に積分値が高まり, 微分値のパル ス信号も増える傾向が確認できた. 雨天時は湿度が 高まるため部分放電が増えるという経験則とも一致 する結果である.



Fig.4 晴れの時の(a) 宜野湾線鉄塔と(b) 積分値と (c) 微分値.



Fig.5 雨天時の(a) 宜野湾線鉄塔と(b) 積分値と(c) 微分値.

桜島噴火時の観測結果を Fig.5 にまとめる. 桜島での 噴火時に積分値のピークも 0.4V 上昇し, 微分値に至っ ては 0.1V を超えるパルス信号が無数に観測されてい る. つまり, 桜島噴火時にも同様に火山噴火によって舞 い上がった火山灰が帯電し, 小規 模な放電現象が発生 していることが分かる.また,今回の観測では噴火前後 で電磁波を観測できたため(Fig.6),噴火予知などの研究 に応用できる可能性がある.



Fig.5 噴火時の(a)桜島と(b)積分値と(c)微分値.





樹木コロナ放電の観測結果を Fig.7, Fig.8 に示す.樹 木コロナ放電は晴れの日よりも雨の日で信号が高まり, さらにパルス状信号も増える傾向を確認した.これは樹 木コロナ放電に他ならない.また,晴天時の大気電場が 約 100 V/m に対して雨天時は数千 V/m と強まるため, 晴天時より雨天時に樹木コロナ放電が増えたと考えら れる.樹木コロナ放電が増えると周辺大気が酸性になる という報告があるため,コロナ放電と大気成分の常時モ ニタリングを行うことで大気環境の状態をチェックで きる.



Fig.7 晴れた時の(a)たこのきと (b)積分値と(c)微 分値.



Fig.8 雨天時の(a)たこのきと(b)積分値と(c)微分 値.

今後の課題

今回の観測では,青空と積雲,桜島での噴火でパルス 信号の違いを確認したが,帯電粒子の種類や分布につい てなど,具体的な情報が不足している.今後は,機械学 習やデータ解析手法を駆使して帯電粒子の性質や雲の 種類,気温や湿度、宇宙線等総合的な観点から評価し、 放電現象とパルス信号との関連性をより明確にしてい きたい.

参考文献

[1] 日本大気電気学会編,大気電気学概論,コロナ社,
 2003 年,東京

Deep Learning と色分析による青空に浮かぶ雲認識

仲村颯太、下地伸明(琉大工学部工学科電気システム工学)

1. まえがき

これまで、大気電気現象の観測をしていると、上空(真上)に雲がある場合とない場合で観測値に明らかな違いが確認できた.これを定量的に調べるには空に対する雲占有率を計算しなければならない.しかし、人間の目視で雲占有率を数値化するのは難しい.また、気象衛星による雲画像では総観スケールとメソ α (200-2000m)スケールの気象状態や雲を観察することができるが、人間の視程範囲で発生するメソ γ スケール(2-20 km)、メソ β スケール(20-200 km)の雲はほとんど映らないか、または変化を捉えるのが困難である.そこで、本研究では空の写るディジタル画像から雲を認識することを目的とした.

空のディジタル写真に写った厚い雲, 薄い雲の認 識を, ResUNet モデル, Support Vector

Machine (SVM) のカーネル法(以後,カーネル法)を利 用した色分析手法を用いて行った.空画像の空以外 の部分(以後,街並み)を除去するため,街並み認識 を ResUNext-epoch50によって行った. 事前計算に よると,空に浮かぶ雲認識は,背景となる空の状態 で認識スコアが著しく変化した.そのため,本研究 では,青空に浮かぶ雲認識に限定した.

2. 計算方法

2.1. Deep Learning による雲認識

セマンティックセグメンテーションモデルの ResUNet[1]を用いて画像を分類した.UNetの Encoder 部に ResNet34, ResNet50, ResNet101, ResNeXt を使ったが、以後それぞれのモデルを ResUNet34, ResUNet50, ResUNet101, ResUNext と呼 ぶ.これらを用いて画像の中から雲領域を抽出する モデルを作成した.データセットには、フリー画像 から収集した雲が写る画像 200 枚を使用している. アノテーションは LabelMe

ver5.1.1(https://github.com/wkentaro/labelme/r eleases/tag/v5.1.1)によって行った. 各モデルは PyTorch ver.2.5.1用のライブラリ

segmentation-models-pytorch を使用してモデリン グした. エポック数は50,100,200,300,400,500 として比較した. 学習モデル作成は過学習を防ぐた め交差検証を行った. 交差検証の割合は,訓練デー タ80%(160 枚),検証データ20%(40 枚)とし,fold 数は5回として計算した. 街並み抽出モデル ResUNext-epoch50を使用して街並み領域の除外を 行った. 学習モデルの評価は,IoUスコアとF値に て行った. 作製したモデルを用い,空画像の雲認識を行った. 空画像のテストデータは厚い雲 35 枚,薄い雲 10 枚 である.

以上の雲認識の計算は Google Colaboratory で行った.

2.2. カーネル法を利用した色分析による雲認識

XYZ 表色系は、国際証明委員会(CIE)によって 1931年に採択された等色関数に基づく三色表色系 である. BGR 色情報から XYZ 三刺激値への変換は次 の手順で行う. 非線形輝度値 R_{sRGB}, G_{sRGB}, B_{sRGB}を次の 式で規格化する.

$V_{sRGB}' = V_{sRGB}/255$

ここで、VはR, G, Bを表す. 続いて、この規格化 された非線形輝度値を次の操作で線形輝度値に変換 する. もし $V'_{sRGB} \leq 0.04045$ ならば、 $V_{linear} =$ $V'_{sRGB}/12.92$, そうではなく $V'_{sRGB} \geq 0.04045$ ならば、 $V_{linear} = ((V'_{sRGB} + 0.055)/1.055)^{2.4}$. この線形輝度 値 R_{linear} , G_{linear} , B_{linear} は次の式で CIE XYZ 三刺激値 に変換される.

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.4124 & 0.3576 & 0.1805 \\ 0.2126 & 0.7152 & 0.0722 \\ 0.0193 & 0.1192 & 0.9505 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_{linear} \\ G_{linear} \\ B_{linear} \end{pmatrix}$$

続いて, 次式により xy 色度座標を求める

$$x = \frac{X}{X + Y + Z}, y = \frac{Y}{X + Y + Z}, z = \frac{Z}{X + Y + Z}$$

x+y+z=1 という関係式があるため,通常は x, y の色
度座標に注目する.

CIE1931 色度図は, 色度座標を平面上に示した図 である.本研究の色分析は, 主にこの CIE1931 色度 図上で行った.

Fig.1 に, CIE 1931xy 色度図を示す. 参考のため, sRGB トライアングル, 白色点, および黒体軌跡を 示している.



Fig. 1 CIE1931xy 色度図.

色分析では, CIE1931xy 色度図(Fig. 1)上で雲の色 と空の色を識別する境界線を, SVM のカーネル法に よって作成した(以後,色分析).空の色は紫,青, オレンジ、赤などバリエーションに富むが、本研究 の色分析では青空に浮かぶ雲認識を想定している. データセットには、サンプルとなる 20 枚の雲画像 から 200000 点, 25 枚の青空画像から 200000 点, 合 計 400000 点の RGB 値を xy 座標に変換し使用した. 雲と青空の2種類のプロット点の座標から、それぞ れ 200000 点, 合計 400000 点を教師データ, それぞ れ 50000 点, 合計 100000 点を検証データとし, カー ネル法によって境界線を作成した. カーネル関数は RBF カーネルを使用している. ハイパーパラメー タ C, γについてホールドアウト法によって最適な ハイパーパラメータを決定した.本研究では、デー タ点はランダムに取得し、偏りがないこと、そして カーネル法学習に十分なデータ量が確保されている こと、計算コスト削減のため、クロスバリデーショ ンは使用していない. テストデータの各ピクセルに ついて、決定境界によって雲、青空に分類したマス ク画像を作成し、IoU スコア、F 値によって評価し た.

カーネル法による色分析は CPU に 11th Gen Core i7-11700(Intel), GPU に GeForce GT 1030(NVIDIA), メモリーに 32GB を搭載した PC で行った.

2.3. DeepLearning と色分析の併用による雲認識

2.1,2.2によって出力された雲認識後のマスク画 像について、DLによる推論結果の雲判定領域を Positive-DeepLearning(以降 P_{dl} とする)、色分析に よる雲判定領域を Positive-ColorAnalysis(以降 P_{ca} とする)としたとき、以下の式に基づき最終的な雲 領域の判定を行う.

Positive = $P_{dl} \cup P_{ca}$, Negative = $\overline{P_{dl}} \cap \overline{P_{ca}}$ (1.1) ここで、Positive が最終的な雲領域、Negative が最 終的な空判定の領域である.また、事後処理の一環 として、DL モデル ResUNet50-epoch50 による街並み 認識の結果を利用して最終的な判定結果から街並み 領域を除外した.最終的な判定結果について、F 値、 IoU スコアによって評価を行った.



Fig.2 Deep Learning-色分析併用法.

2.4. DL による街並み認識

セマンティックセグメンテーションモデルの ResUNet を用いて,空と街並みが写る画像から街並 み領域を抽出するモデルを作成した.

雲認識と同様に segmentation-models-pytorch を 使用して ResUNet34, ResUNet50, ResUNet101,

ResUNext を作成し,空と街並みが写る画像 250 枚を 用いて学習を行った. Epoch 数を 50, 100, 200, 300, 400, 500 とし, 23 枚のテストデータについて F 値, IoU スコアによって評価を行い,最も精度が良かっ たモデル ResUNext-epoch50 を,雲認識時の街並み 領域除外用モデルとして使用した.

街並み認識の計算は, Google Colaboratory 上で 行った.

3. 結果

一つの空画像の DL による雲認識の結果を Fig. 3 に示す. モデルとエポック数の違いで認識結果に違いがある.



Fig.3 Deep Learning による雲認識.

SVM のカーネル法による色分析で作成された決定 境界を Fig.4 に示す.ここで,ハイパーパラメータ の探索によって,C=500,γ=0.1 となった.Fig.3 で示した雲画像について,この決定境界で分類され た雲と青空の結果を Fig.5 に示す.

また,各手法による厚い雲と薄い雲の認識について,結果を Table.1 にまとめる.各手法のスコアは,35 枚の厚い雲テスト画像,10 枚の薄い雲テスト 画像における平均スコアである.



Fig.4 カーネル法による決定境界.



Fig.5 色分析による雲認識.

| Table. 1 | 各手 | 去におけ | るス | コア |
|----------|----|------|----|----|
|----------|----|------|----|----|

| | | ResUNet34 | ļ | | | | | |
|-------|-----|-----------|--------|--------|-----|--------|-----------|--------|
| ерос | ch | 50 | 100 | 200 | | 300 | 400 | 500 |
| 厚い雲 | F値 | 0.8778 | 0.8716 | 0.8604 | (|).8871 | 0.9205 | 0.9132 |
| | loU | 0.7914 | 0.7887 | 0.7721 | (| 0.8064 | 0.8555 | 0.8488 |
| 薄い雲 | F値 | 0.5529 | 0.5861 | 0.5387 | (| 0.5457 | 0.5443 | 0.5921 |
| | loU | 0.4121 | 0.4369 | 0.3976 | (| 0.4003 | 0.3973 | 0.4465 |
| | | ResUNet50 |) | | | | | |
| ерос | ch | 50 | 100 | 200 | | 300 | 400 | 500 |
| 厚い雲 | F値 | 0.9012 | 0.8580 | 0.8855 | (| 0.9041 | 0.8623 | 0.9152 |
| | loU | 0.8334 | 0.7757 | 0.8043 | (| 0.8346 | 0.7782 | 0.8476 |
| 薄い雲 | F值 | 0.6355 | 0.6066 | 0.5612 | (|).5885 | 0.5528 | 0.5791 |
| | loU | 0.4926 | 0.4639 | 0.4163 | (| 0.4416 | 0.4067 | 0.4303 |
| | | ResUNet10 |)1 | | | | | |
| epoch | | 50 | 100 | 200 | | 300 | 400 | 500 |
| 厚い雲 | F值 | 0.8571 | 0.9032 | 0.8938 | (|).8788 | 0.8854 | 0.8924 |
| | loU | 0.7765 | 0.8300 | 0.8220 | (| 0.7991 | 0.8087 | 0.8169 |
| 薄い雲 | F値 | 0.5711 | 0.5912 | 0.5955 | (| 0.5813 | 0.5164 | 0.5242 |
| | loU | 0.4224 | 0.4445 | 0.4519 | (| 0.4379 | 0.3691 | 0.3754 |
| | | ResUNext | | | | | | |
| ерос | ch | 50 | 100 | 200 | | 300 | 400 | 500 |
| 厚い雲 | F值 | 0.9063 | 0.9242 | 0.8923 | (| 0.9081 | 0.8776 | 0.9284 |
| | loU | 0.8416 | 0.8657 | 0.8134 | (| 0.8380 | 0.7933 | 0.8699 |
| 薄い雲 | F値 | 0.6223 | 0.5969 | 0.5792 | (| 0.5678 | 0.5708 | 0.5633 |
| | loU | 0.4782 | 0.4533 | 0.4337 | (| 0.4234 | 0.4230 | 0.4154 |
| | | カーネル法 | | | | DeepLe | arning+カ・ | ーネル法 |
| 厚い雲 | F値 | 0.8556 | | 厚い雲 | F値 | 0.9629 | | |
| | loU | 0.7877 | | | loU | 0.9310 | | |
| 薄い雲 | F値 | 0.7756 | | 薄い雲 | F値 | 0.5096 | | |
| | loU | 0.6914 | | | loU | 0.3954 | | |

4. 考察

Table.1より, DL による厚い雲認識においては,

0.9を超えるF値とIoUスコアが散見されたが,全体的に望ましい精度ではない.この原因は,雲に強い陰影がある場合,空が雲に近い色になっている場合など,正しく抽出できないパターンを持つ画像が複数存在していることにより,雲を認識できない場合や空を雲と認識する場合があると考えられる.これらの誤検出は薄い雲抽出において顕著であり,スコアは0.5~6台と低い結果となった.薄い雲においては,雲と空の境界線が分かりづらく,エッジなどの特徴量をモデルが認識しづらいことも原因に挙げられる.

カーネル法による厚い雲抽出においては,DLモデ ルと比較しスコアが低い結果となったが,薄い雲抽 出においては,DLモデルのスコアを大きく上回って いる.これは,DLモデルと比較し,雲空判定に使用 する特徴が色のみであることが起因していると考え られる.厚い雲抽出においても,DLが苦手としてい た「雲内に陰影がある場合」の抽出ではDLを上回る 精度も散見された.本研究のカーネル法では,空の 学習データに青空のみを使用しているが,教師デー タに,青以外の色の空画像や薄い雲の画像を拡充す ることで,容易に精度を向上させることが出来ると 考えられる.

カーネル法と DL の併用においては,厚い雲抽出 について 0.96 を超える F 値を示している. IoU スコ アも非常に高く,実用においては十分なスコアであ るといえる.この結果については,DL が苦手として いた雲内の陰影が強くに雲を抽出できない場合に, カーネル法の結果によって未抽出部分をカバーでき た結果だと考えられる.しかし薄い雲の抽出におい ては,カーネル法のみの場合を大きく下回る結果と なった.これについては,DL では薄い雲抽出におい て,空を雲として誤検出するパターンが多いことが 原因と考えられる.式(1.1)より,現在の計算方法 では,雲の未検出には対応できるが,空の誤検出に は対応できないことが分かる.

結果として、厚い雲抽出においては実用に足る抽 出方法を得られた.一方、薄い雲の抽出ではカーネ ル法の利用が有効であることが確認された.しかし、 現在の併用手法では空の誤検出に対応できず、今後 の課題として残る.

参考文献

[1]ResUNet-a: a deep learning framework for semantic segmentation of remotely sensed data, Foivos I. Diakogiannis/Franc_ois Waldner/Peter Caccetta/Chen Wu, 2020 年 1 月 15 日