

# 北半球中緯度での顕著に高い海面水温が 2024 年夏の対流圏気温に及ぼした影響

竹村 和人(気象庁気候情報課)

## 1. はじめに

2024 年夏は、日本を含む北半球中緯度帯で広く顕著な高温となり(第 1 図(a))、北半球中緯度の層厚換算温度は 1948 年以降で夏としては最も高くなった(第 1 図(c))。この主な要因について、同年春まで持続したエルニーニョ現象の影響等で熱帯及び中緯度の気温が記録的に高くなったことや、地球温暖化の影響が考えられた(気象庁 2024)。

同年夏の海面水温は、北太平洋や北大西洋の中緯度帯で顕著な高温偏差となり(第 1 図(b))、日本の東海上の黒潮続流域の顕著な北偏が近年持続しており(例えば Kawakami et al. 2023、Nishihira et al. 2024、Sato et al. 2024)、2024 年夏もその状態が続いた。

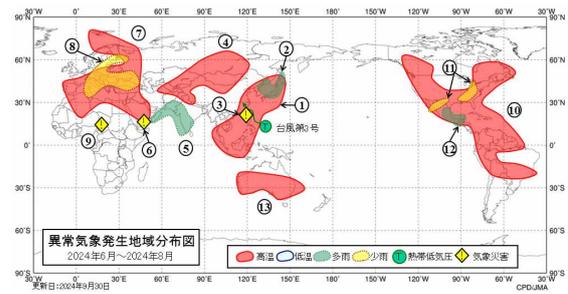
本調査では、北半球中緯度の高い SST が高い層厚換算温度に及ぼす影響について調べた。

## 2. 使用データと解析手法

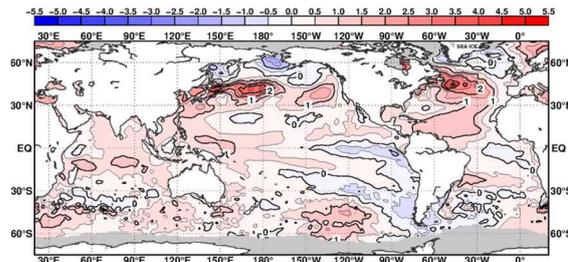
大気循環場の解析には気象庁第 3 次長期再解析(JRA-3Q; Kosaka et al. 2024)を、海面水温の解析には高解像度海面水温データ MGDSST(Kurihara et al. 2006; 以下 SST)を、海洋内部の水温の解析には海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM-G3 を用いた。エルニーニョ・南方振動(ENSO)の指数として、気象庁で定義された NINO.3 を用いた。これは、NINO.3 領域(5°S-5°N、150-90°W)で平均した SST の基準値(前 30 年平均)からの差で定義される。対流圏下層の傾圧性の強さの指標として、Eady の擾乱最大成長率(Eady 1949)を東西風の鉛直微分量より算出した。層厚換算温度は、静水圧平衡の仮定のもとで 300-850hPa 間での帯状平均層厚(高度の鉛直差)を温度に換算した値で定義した。高周波擾乱の活動は 2~8 日周期の変動成分で評価した。平年値は 1991~

2020 年の 30 年平均値、偏差は平年値からの差で定義した。

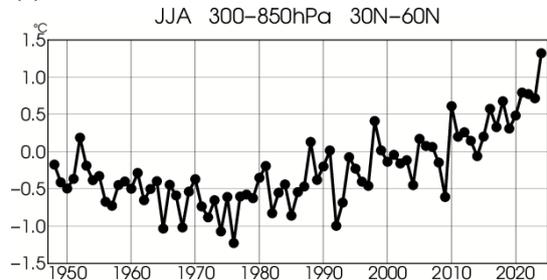
(a)



(b)



(c)



第 1 図 2024 年夏平均の特徴

(a)は世界の異常気象発生域。(b)は全球海面水温偏差(°C)、(c)は中緯度(30-60°N)で平均した層厚換算温度偏差(K)。

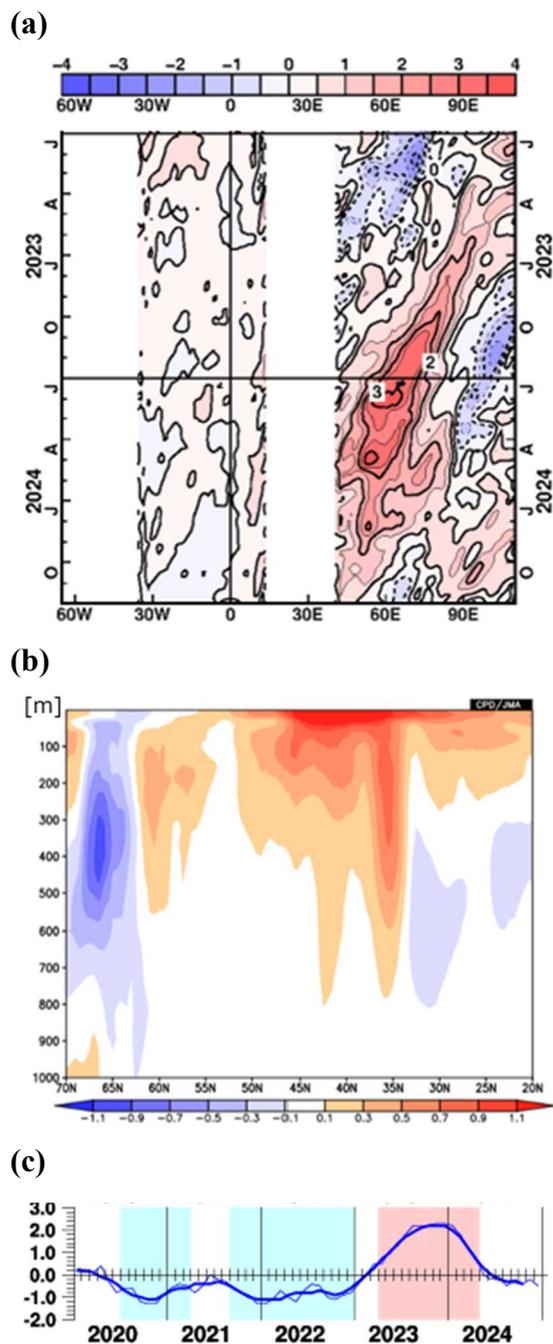
さらに、解析値を用いた診断結果の検証に、気象庁の季節予報アンサンブル予報システム JMA/MRI-CPS3 (以下 CPS3、Hirahara et al. 2023)による 2024 年 5 月初期値(5/12)の夏平均予測値を用いた。アンサンブルメンバー数は 51 であり、3 メンバー×前 17 日間の LAF で構成される。

### 3. 解析結果

#### 3.1 解析値を用いた診断

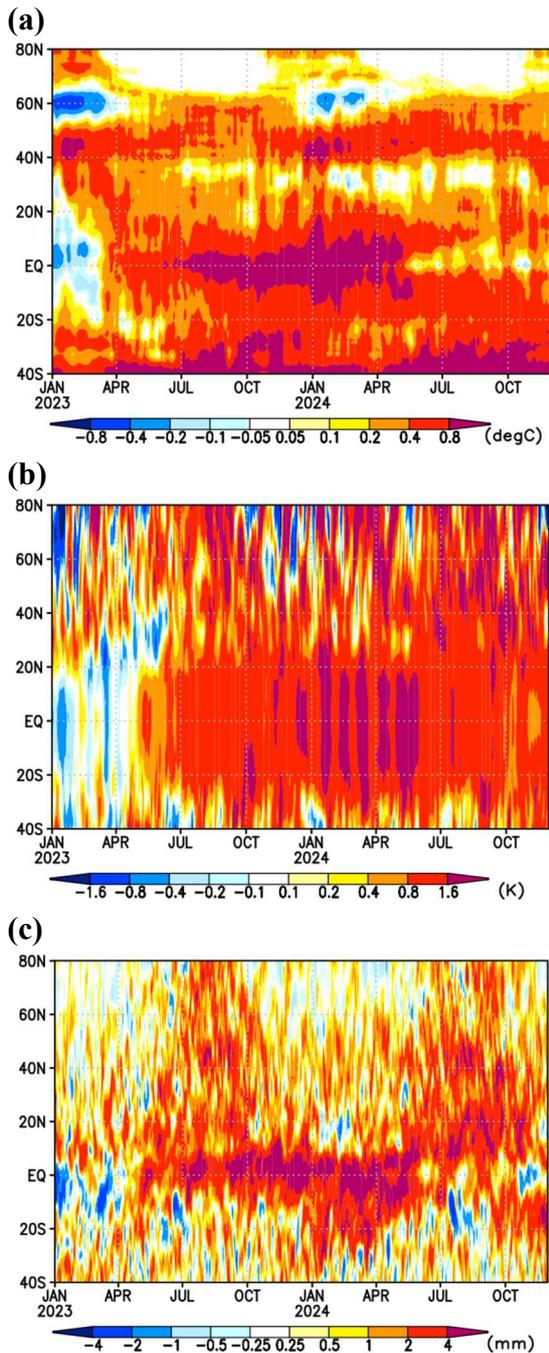
はじめに 2024 年夏の海況について示す。夏平均 SST(第 1 図(b))を見ると、熱帯域ではインド洋で正偏差が広がっており、これには春に終息したエルニーニョ現象や、2023 年夏～秋に発生した正のインド洋ダイポールモード (IOD) に伴ってインド洋の 10°S 帯に沿って暖水偏差が 2024 年にかけて西進したこと(第 2 図(a))の影響が考えられる。中・東部太平洋赤道域では SST の負偏差が見られ、ラニーニャ現象発生時に現れやすい SST 偏差の東西コントラストが弱いながら見られる。北半球中緯度帯では、SST 正偏差が顕著であることに加え、深さ数百メートルにかけても水温が正偏差となっている(第 2 図(b))。中緯度帯で海水温が深い構造で顕著に高い状態が続いていることは、2020～22 年に続いたラニーニャ傾向(第 2 図(c))と関連している可能性がある。

次にエルニーニョ終息後の SST や対流圏の気温の推移を調べるために、帯状平均した偏差の時間-緯度断面図を第 3 図に示す。2024 年春のエルニーニョ現象の終息に関連して、2023 年春頃から続いていた熱帯域での顕著な SST 正偏差は 5 月頃から弱まり(第 3 図(a))、顕著に高温多湿な状態も夏にかけてやや弱化した(第 3 図(b)と(c))。一方、顕著な高温域は春から夏にかけて北半球中緯度帯へと拡大し、北半球中緯度での層厚換算温度の顕著な正偏差に寄与したと考えられる(第 3 図(b))。この特徴は、エルニーニョ現象の翌年(ポスト・エルニーニョ)の特徴としてよく知られている。また、本調査で着目する北半球中緯度帯での持続的な SST 正偏差(第 3 図(a))も、北半球中緯度での層厚換算温度の正偏差の底上げに寄与した可能性が示唆される。



第 2 図 2024 年夏の海況と推移

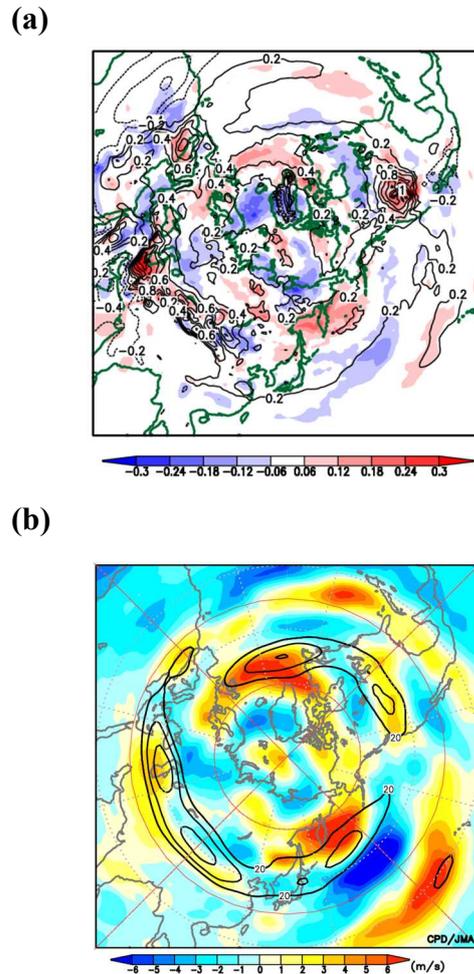
(a)は 10°S に沿う海洋貯熱量偏差(K)の経度-時間断面。(b)は帯状平均した水温偏差(K)の緯度-深さ断面図。(c)は NINO.3 の時系列で、細い線は月平均値、太い線は 5 か月移動平均値、陰影はエルニーニョ現象(赤)及びラニーニャ現象(青)の発生期間を表す。



第3図 带状平均した偏差の時間-緯度断面図 (a)は SST(°C)、(b)は層厚換算温度(K)、(c)は可降水量(mm)。

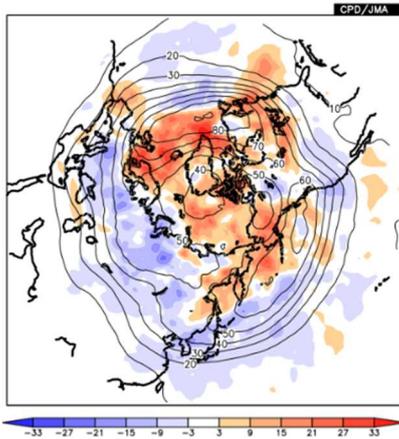
北半球中緯度帯での顕著な SST 正偏差と関連する大気循環場を調べるために、2024 年夏平均場の北半球循環場を第 4 図に示す。対流圏下層の Eady 擾乱最大成長率を見ると、アリューシャン列島付近やグリーンランドの南～南東海上で正偏差となっており、下層の傾圧帯が平

年の位置と比べて北偏している(第 4 図(a))。関連して、北太平洋及び北大西洋の対流圏上層ではジェット気流が平年の位置と比べて北偏しており(第 4 図(b))、傾圧帯の北偏との温度風平衡で説明される。また、北偏したジェット気流に対応して、高周波擾乱の活動域も平年の位置と比べて北偏し(第 4 図(c))、偏った擾乱に伴う渦度フラックス収束発散が北半球中緯度帯での高度を増加させる寄与を示している(第 4 図(d))。この特徴は、中緯度での高い SST に関連して北偏したジェット気流が、高周波擾乱によるフィードバック効果によって維持され、層厚換算温度の正偏差に寄与する可能性を示唆する。

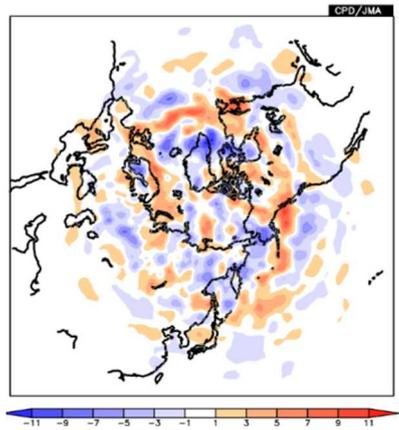


第4図 2024 年夏平均の北半球循環場 (a)は 700hPa Eady 擾乱最大成長率、(b)は 200hPa 東西風(m/s)。コンターは平年、色は偏差。

(c)



(d)



第 4 図の続き

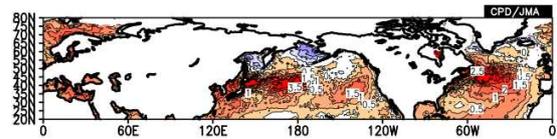
(c)は 300hPa 高周波擾乱の運動エネルギー ( $m^2/s^2$ )、(d)は 300hPa 高周波擾乱による高度フラックス収束発散に伴う高度変化率 (m/day)。

### 3.2 CPS3 を用いた回帰分析

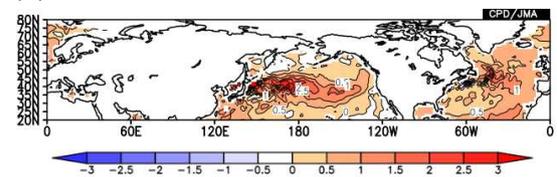
次に、第 3.1 節で示した中緯度の SST 正偏差と北半球循環場との関連性について検証を行うため、CPS3 で予測された各アンサンブルメンバーによる夏平均場を用いて、中緯度帯で帯状平均した SST に対する回帰分析を行った。夏平均 SST 偏差を、解析値と CPS3 アンサンブル平均で比較すると(第 5 図(a)と(b))、CPS3 で予測された中緯度での SST 正偏差の振幅は、解析値と比べて過小である。また、中緯度帯で平均した SST 偏差の時系列(第 5 図(c))からも、SST 正偏差が予報時間とともに減衰し、解析値と比べて過小に予測されていることが分かる。

一方で、アンサンブルメンバーによっては解析値に近い SST 正偏差を予測するものも存在することから、SST 正偏差を比較的再現できたメンバーと再現できなかったメンバーの間で、予測された北半球循環場がどのように異なるのかを調べるため、中緯度での SST を対象とするメンバー間の回帰分析を行った(第 6 図)。

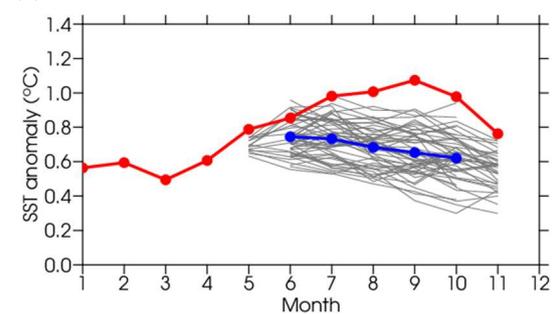
(a)



(b)



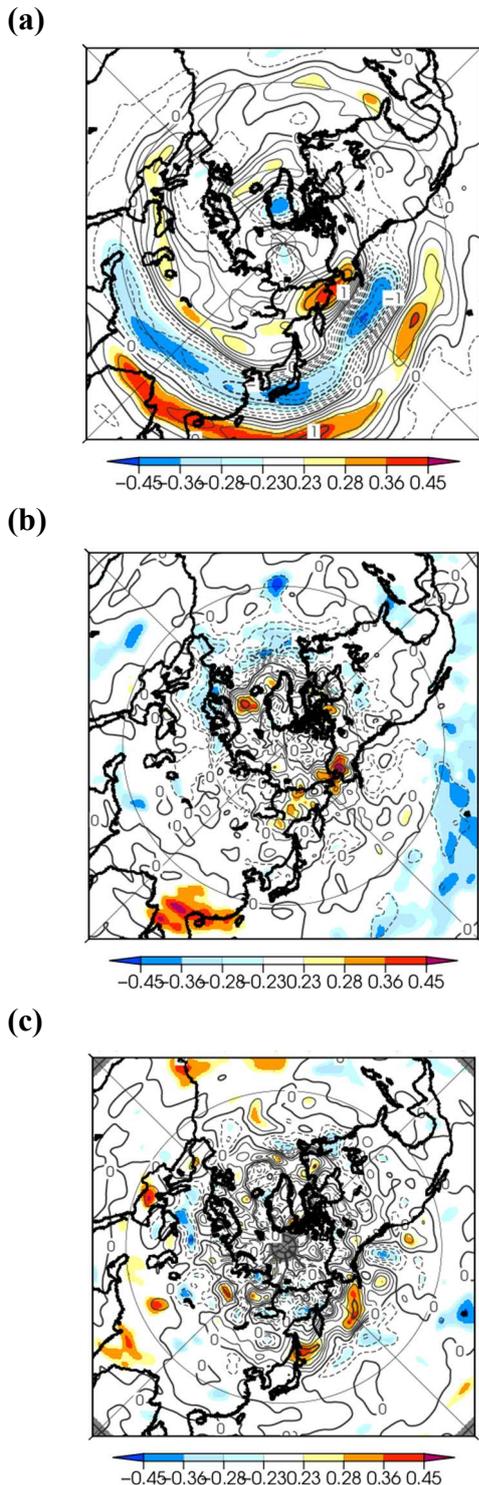
(c)



第 5 図 2024 年夏の海面水温偏差の解析値と予測

(a)は解析値、(b)は CPS3 アンサンブル平均。(c)は 30–60°N 帯で帯状平均した SST 偏差の月別時系列で、赤線は解析値、青線は CPS3 アンサンブル平均、灰色線は各アンサンブルメンバー。

回帰パターンより、中緯度での SST が高いメンバーほど、北太平洋や北大西洋のジェット気流や高周波擾乱活動が北偏し(第 6 図(a)と(b))、擾乱によるフィードバック効果によってジェット気流の北偏が維持され(第 6 図(c))、層厚換算温度の正偏差が大きくなる傾向が見られる。この結果は、解析値に見られる特徴と整合的であり、中緯度の SST と層厚換算温度との密接な関連性を示している。



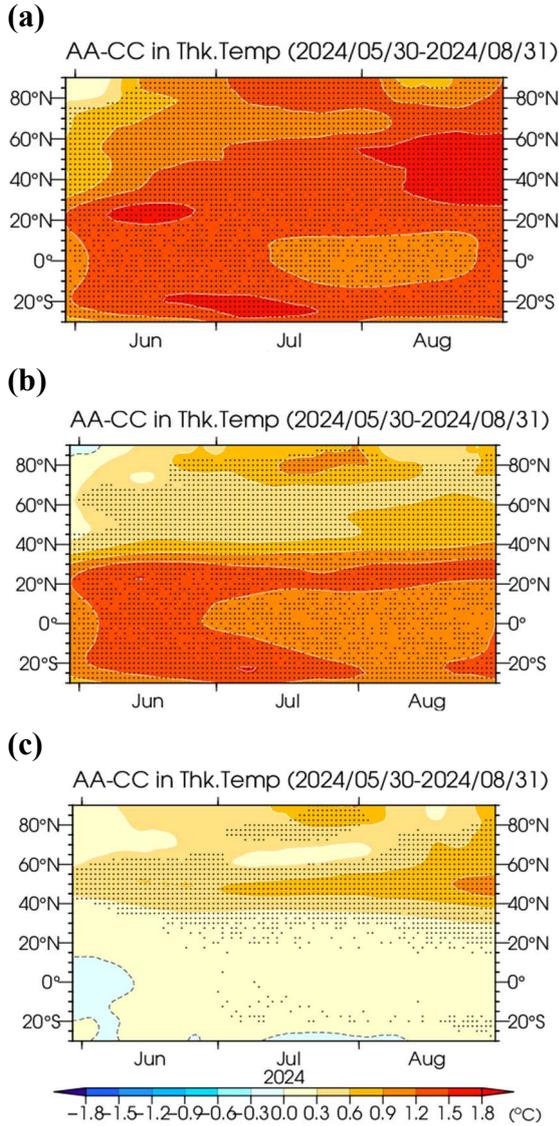
第 6 図 CPS3 アンサンブルメンバー間での北半球中緯度 (30–60°N) での SST との回帰パターン (a)は 200hPa 東西風、(b)は 300hPa 高周波擾乱の運動エネルギー、(c)は 300hPa 高周波擾乱の渦度フラックス収束発散に伴う高度変化率。コンターは回帰パターン、色は相関係数。

### 3.3 SST 感度実験

最後に、中緯度の SST 偏差が北半球の循環場や層厚換算温度に及ぼす影響を評価するため、気象庁全球アンサンブル予報システム (GEPS2303) を用いた SST 感度実験を実施した。大気モデルの解像度は TI159L128 (水平解像度約 110km) であり、大気初期値には JRA-3Q、SST 及び海氷には MGDSST を用いた。初期値は 2024 年 5 月 3 日 16Z であり、8/31 までの約 4 か月間積分を行った。アンサンブルメンバー数は 6 時間間隔の LAF で構成される 25 メンバーである。実験は、特定の領域に SST 解析値を与え、それ以外の領域に SST 気候値を与える「解析値実験」と、全体に SST 気候値を与える「気候値実験」の双方行い、両実験でのアンサンブル平均の差を SST 偏差に対する応答と定義した。また、SST 解析値を与える特定の領域として、全球 (ALL 実験)、熱帯域の 30°S–30°N (TRP 実験)、及び中緯度 30–60°N (MID 実験) の 3 種類の実験を行った。

まず、各実験での層厚換算温度の時間変化の応答を第 7 図に示す。ALL 実験における層厚換算温度は 6 月頃に熱帯域を中心に正偏差の応答が見られた後、8 月にかけて北半球中緯度帯へと拡大する様子が見て取れる。この特徴は、解析値 (第 3 図(b)) の特徴をよく再現している。一方 TRP 実験では、層厚換算温度の正偏差の拡大は、中緯度帯の南側の 30°N 付近に限られ、熱帯の SST による中緯度の層厚換算温度の昇温への寄与を完全には説明できないことが分かる。MID 実験では、中緯度での SST 正偏差に応答して、中緯度帯を中心に層厚換算温度の正偏差の応答が明瞭である。

層厚換算温度の応答の大きさをより定量的に示すため、夏平均した中緯度の層厚換算温度の応答の大きさを比較した。その結果、ALL 実験 (+1.45°C) は、解析値 (+1.32°C) の層厚換算温度の大きさをよく再現できていた。また、TRP 実験 (+0.80°C) は ALL 実験の 55.0%程度を、

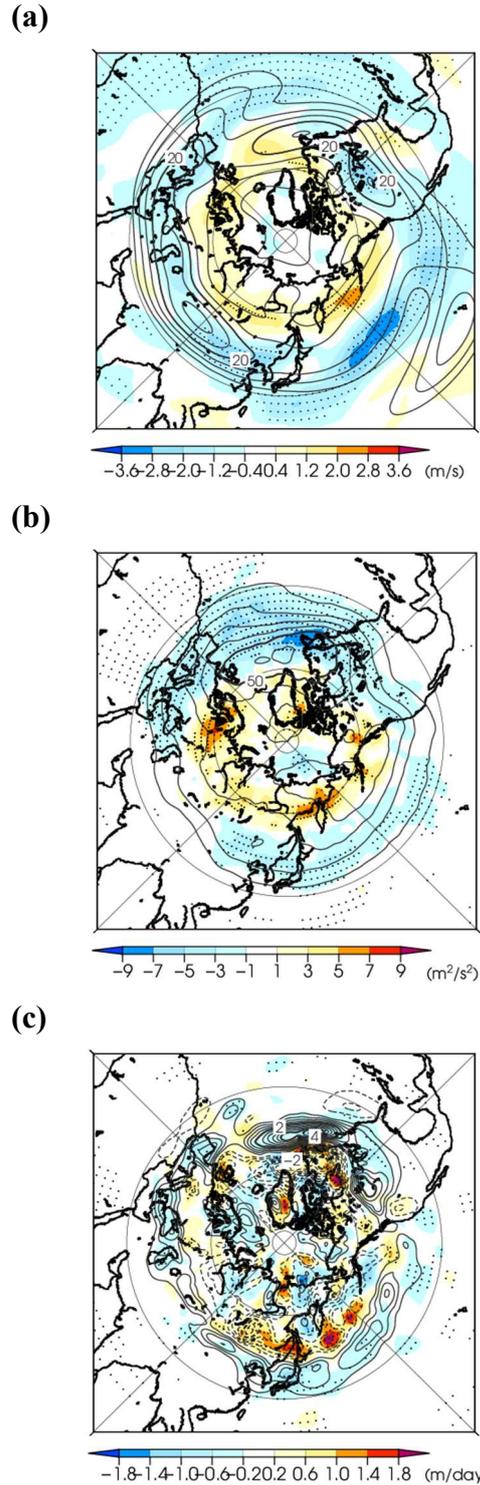


第7図 SST 感度実験における層厚換算温度の応答の時間-緯度断面図

(a)は ALL 実験、(b)は TRP 実験、(c)は MID 実験。色は応答、ドットは応答が 95%信頼度水準で統計的に有意な領域。

MID 実験(+0.54°C)は ALL 実験の 37.0%程度を説明することが確認された。この結果は、熱帯の SST のみならず、中緯度の SST 正偏差もまた、中緯度の高い層厚換算温度に対して無視できない寄与を示している。

さらに、中緯度での SST 正偏差によるジェット気流や高周波擾乱の活動への影響を調べる



第8図 MID 実験における北半球循環場の応答 (a)は 200hPa 東西風、(b)は 300hPa 高周波擾乱の運動エネルギー、(c)は 300hPa 高周波擾乱の渦度フラックス収束発散に伴う高度変化率。コンターは気候値実験の結果、色は応答、ドットは応答が 95%信頼度水準で統計的に有意な領域。

ために、MID 実験における北半球循環場の応答を第 8 図に示す。この図より、北太平洋や北大西洋を中心にジェット気流や高周波擾乱活動が北偏する応答や(第 8 図(a)と(b))、擾乱によるフィードバック効果によってジェット気流の北偏が維持される応答が有意に見られ(第 8 図(c))、中緯度の SST 正偏差が層厚換算温度の正偏差に影響を及ぼすことを示している。

#### 4. まとめ

本調査では、JRA-3Q、CPS3 による予測値及び SST 感度実験による解析結果に基づき、2024 年夏の北半球中緯度での高い SST が、高い層厚換算温度に及ぼす影響について評価した。

JRA-3Q や CPS3 アンサンブル予測値を用いた解析より、対流圏下層の傾圧帯、対流圏上層のジェット及び高周波擾乱活動の北偏を伴って、中緯度での高い SST が層厚換算温度の正偏差と関連することが示された。さらに、大気モデルを用いた SST 感度実験より、中緯度での高い SST が夏の層厚換算温度の底上げに無視できない寄与を示すことが分かった。

以上の解析結果より、2024 年夏の北半球中緯度での顕著に高い層厚換算温度に対し、中緯度での SST 正偏差が重要な役割を果たしていることが示された。

#### 参考文献

- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus* 1, 33–52.
- Hirahara S., Y. Kubo, T. Yoshida, T. Komori, J. Chiba, T. Takakura, T. Kanehama, R. Sekiguchi, K. Ochi, H. Sugimoto, Y. Adachi, I. Ishikawa and Y. Fujii, 2023: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute Coupled Prediction System version 3 (JMA/MRI-CPS3). *J. Meteor. Soc. Japan*, 101, 149–169.
- Kawakami Y, Nakano H, Urakawa LS, Toyoda T, Aoki K, Usui N, 2023: Northward shift of the Kuroshio extension during 1993–2021. *Sci Rep* 13:16223.
- Kosaka, Y., S. Kobayashi, Y. Harada, C. Kobayashi, H. Naoe, K. Yoshimoto, M. Harada, N. Goto, J. Chiba, K. Miyaoka, R. Sekiguchi, M. Deushi, H. Kamahori, T. Nakaegawa, T. Y. Tanaka, T. Tokuhiro, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 102, doi:10.2151/jmsj.2024-004.
- Kurihara, Y., T. Sakurai, and T. Kuragano, 2006: Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in-situ observations. *Weather Service Bulletin*, 73, Special issue, s1-s18 (in Japanese).
- Nishihira, G. and Sugimoto, S., 2024: Record breaking marine heatwave over the central north pacific in 2021 summer: its formation associated with loss of central mode water. *Journal of Physical Oceanography*.
- Sato, H., K. Takemura, A. Ito, T. Umeda, S. Maeda, Y. Tanimoto, M. Nonaka, and H. Nakamura, 2024: Impact of an unprecedented marine heatwave on extremely hot summer over northern Japan in 2023. *Sci. Rep.*, 14, 16100.
- 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。気象庁報道発表資料。