

1. はじめに

日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) は、冬の北西季節風が長白山系の障壁効果により分流し、日本海上で合流することで生じる空間規模 1000 km のメソスケール収束帯である [1] [2]。この収束帯に日本海から蒸発した水蒸気が集積することで、JPCZ では強い雪雲が形成・維持され、冬季日本海側の地域に豪雪をもたらす [3]。そのため、JPCZ に対する近年の日本海の海面水温 (SST) 昇温の影響解明は、気象学および地域防災における重要な研究課題の一つに挙げられる。

最新の高分解像度 SST データセット (OSTIAv2、水平解像度 5 km) は、近年の冬の日本海において、朝鮮半島東海上と亜寒帯フロントの顕著な SST 昇温を捉えている (図 1a)。両海域の SST は 2013 年頃から急激に上昇している (図 1b)。このような急激な SST 昇温は JPCZ に大きな影響を与えることが予想されるが、その実態は未解明な点が多い。そこで、本研究では、朝鮮半島東海上と亜寒帯フロントの局所的な SST 昇温が JPCZ にそれぞれどのような影響を与えるのかを、高分解像度数値シミュレーションを用いて解明することを目的とする。

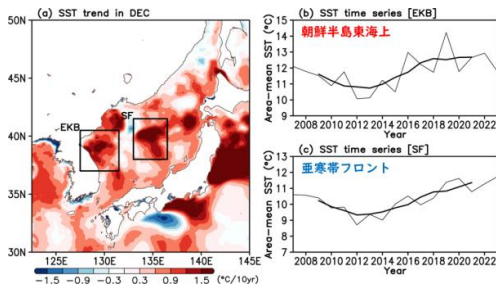


図 1. (a) 2007-2023 年の 12 月の SST トレンド。(b) 朝鮮半島東海上 (EKB) で領域平均した SST の時系列図。細線は各年の値、太線は 5 年移動平均値を表す。(c) 図 1b と同様であるが、亜寒帯フロント (SF) における領域平均値。

2. 解析事例 & 実験設定

2.1 解析事例

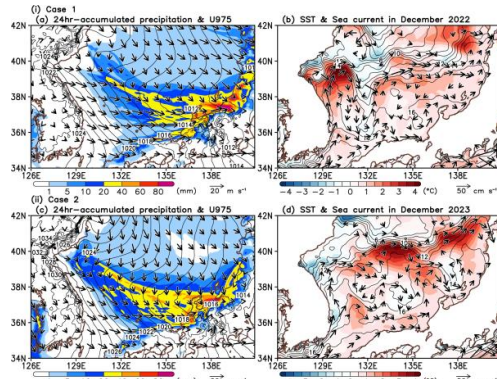


図 2. (a) Case 1 の豪雪期間における積算雨量(陰影)、975-hPa 水平風 (ベクトル)、SLP (等値線)。データは気象庁 MSM を使用している。(b) 2022 年 12 月の SST (等値線)、SST 偏差 (陰影)、水深 0.5m の海流 (ベクトル)。SST データは OSTIA v2、海流データは Global Ocean Physics Reanalysis を使用している。(c) 図 2a と同様であるが、Case 2 の豪雪期間に関する図。(d) 図 2b と同様であるが、2023 年 12 月のもの。

本研究では、JPCZ を伴う 2 つの北陸豪雪イベント (Case 1、Case 2) に注目する。Case 1 は 2022 年 12 月新潟豪雪 (豪雪期間: 12 月 18 日 12JST-19 日 12JST)、Case 2 は 2023 年 12 月新潟豪雪 (豪雪期間: 12 月 21 日 06JST-22 日 06JST) である。図 2a、2c は豪雪期間における積算雨量と下層風の分布を表す。

Case 1、Case 2 とともに同じような場所で JPCZ が形成されている。また、各事例の 12 月の SST 偏差に注目すると、Case 1 では朝鮮半島東海上に、Case 2 では亜寒帯フロントに SST の顕著な高温偏差が現れている (図 2b、2d)。SST 偏差の大きな海域は、日本海の近年の昇温トレンドが顕著な海域に対応している。そのため、Case 1、Case 2 は本研究の目的を達成する上で、適切な事例であると考えられる。

2.2 実験設定

Case 1、Case 2 の数値シミュレーションには雲解像領域気象モデル (CReSS) を使用した。計算期間は Case 1 が 2022 年 12 月 16 日 21JST から 19 日 21JST、Case 2 が 2023 年 12 月 18 日 21JST-22 日 21JST に設定した。水平解像度は 2km とし、初期値・境界値は JRA-3Q、海面水温は OSTIA v2 を与え、計算領域は東アジア域に設定している (図 3)。観測された SST を用いる再現実験 (CTL run) に加えて、日本海 (図 3 の黒枠内) の SST を 12 月の気候値 (2007-2023 年平均) に置き換える SST 変更実験 (CLM run) を実施した。

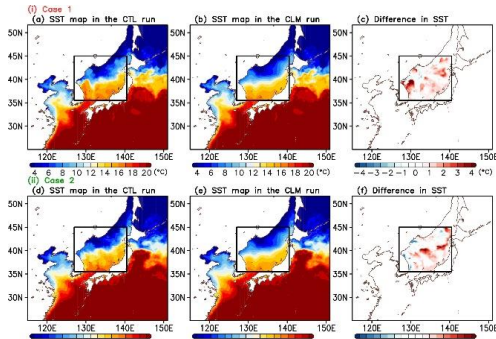


図 3. (i) Case 1 の (a) CTL run、(b) CLM run における計算領域内の SST 分布。黒枠は SST 変更領域を表す。(c) CTL run と CLM run の SST 差 (CTL run minus CLM run)。(ii) 図 3a-c と同様であるが、Case 2 の SST 分布。

3. 結果

図 4 は CTL run と CLM run の各豪雪期間における積算雨量を表す。Case 1 では、JPCZ は朝鮮半島東海上の SST 正偏差の風下側に生じている (図 4a)。CLM run では JPCZ に伴う降水量が減少している様子が確認できる (図 4b)。JPCZ 領域 (図 4 の矩形領域) で平均した降水量は CTL run が 18.6 mm、CLM run が 15.4 mm であり、朝鮮半島東海上の SST 正偏差は JPCZ の強化に寄与することが判明した。Case 2 の JPCZ は亜寒帯フロントの南

側に発生していた (図 4c)。CTL run と CLM run の JPCZ 領域における降水量を比較すると、Case 1 とは異なり、CLM run の方が CTL run よりも降水が強まっている (図 4d)。実際、JPCZ 領域における積算雨量の領域平均値は CTL run が 22.7 mm、CLM run が 23.9 mm であった。つまり、亜寒帯フロントの SST 正偏差は JPCZ を強化させることを示している。これらの結果は、日本海の SST 正偏差に対して JPCZ が全く異なる応答を示すことを示唆する。

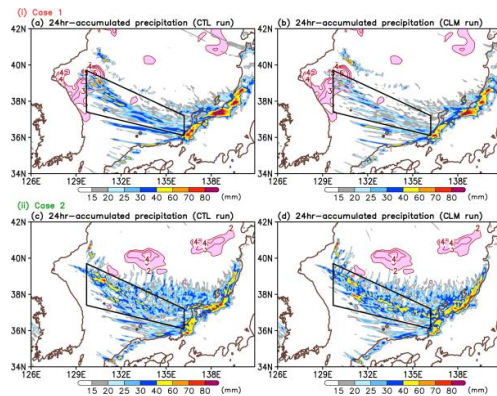


図 4. (i) Case 1 の豪雪期間の (a) CTL run と (b) CLM run における積算雨量。陰影と等値線は SST 正偏差が +2 °C 以上の領域を表す。黒の矩形領域は JPCZ 領域を表す。(ii) 図 4a、4b と同様であるが、Case 2 の結果。

日本海の SST 変更に対して Case 1、Case 2 の JPCZ が相反する応答を示した要因を、日本海上の対流圏下層の気温、気圧、風の観点から考察する。図 5a は Case 1 の豪雪期間における CTL run と CLM run との間の SST 差と海面乱流顕熱フラックス (SHF)、5b は気温差と SLP 差、5c は 975hPa の水平風のベクトル差と風速差を表す。なお、差は CTL run から CLM run を引いた値として計算している。Case 1 では、朝鮮半島東海上の SST 正偏差の存在により SHF が増大している (図 5a)。海洋から大気への熱供給が強化されたこと

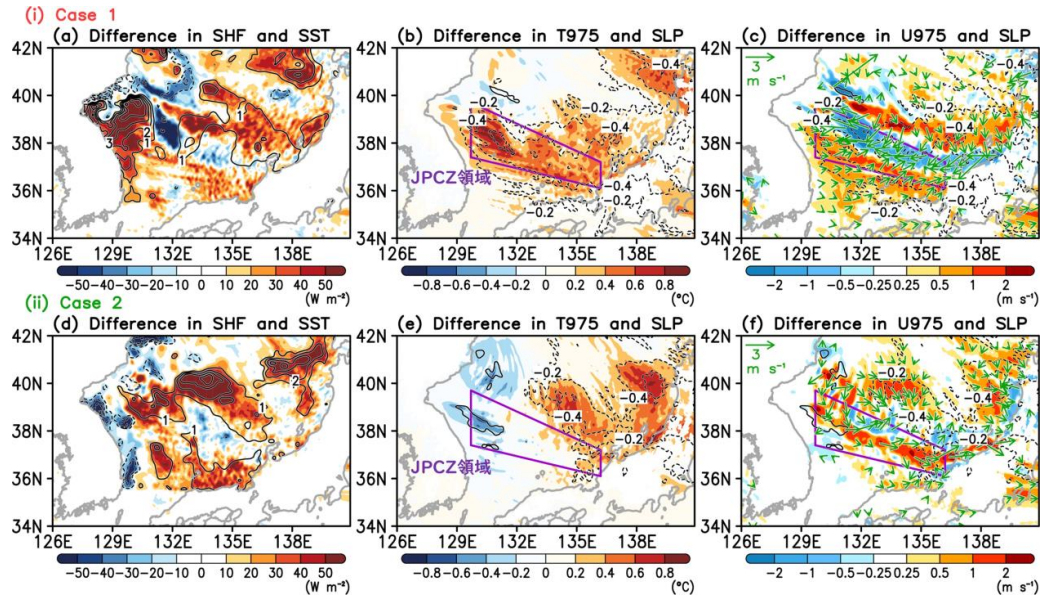


図 5. (i) Case 1 の豪雪期間における (a) 海面顕熱フラックス差 (SHF、陰影) と SST 差 (等値線)、(b) 975 hPa の気温差 (陰影) と SLP 差 (等値線)、(c) 975 hPa の水平風速差 (陰影) と水平風のベクトル差 (ベクトル)、SLP 差 (等値線)。差分は CTL run minus CLM run として計算している。(ii) 図 5a-c と同様であるが、Case 2 の結果。

で、北西季節風の風下側にあたる JPCZ 領域の大気が昇温している (図 5b)。気温の上昇は静水圧平衡を介して JPCZ 領域の SLP を低下させる。このときの気圧の低下量は、気温変化に伴う地上気圧変動の診断式 [4] [5] から得られる気圧降下量と同程度であった (図略)。JPCZ 領域の気圧が低下したことで、周辺海域から JPCZ 領域へ向かう下層風が強まり、JPCZ 領域における下層風収束を強化する (図 5c)。この下層風の収束強化に対応して水蒸気フラックス収束も強まったことで (図略)、CTL run の JPCZ の発達に CLM run よりも促進されたと考えられる。

図 5d-f は Case 2 の CTL run と CLM run との間の各種物理量の差を表す。亜寒帯フロントの SST 正偏差に起因する大気加熱は、日本海中部に局所的な低圧部を形成している (図 5d、5e)。この低圧部に向けて下層風が吹き込むことで、JPCZ 領域の北側では南風偏

差となっており、北西季節風が弱化していることを意味する。その結果、CTL run の JPCZ 領域における下層風の収束が抑制されている。このときの JPCZ 領域で平均した 975hPa 水平風収束の値は、CTL run が 0.53 s^{-1} 、CLM run が 0.59 s^{-1} であった。このとき、JPCZ 領域の水蒸気フラックス収束も CLM run の方が CTL run よりも顕著であった (図略)。

以上の結果から、日本海から大気への熱供給変化に対応した JPCZ 領域の下層風収束の強化・弱化が、水蒸気フラックス収束の増減をもたらすことで、JPCZ の発達に相反する影響を与えたと考えられる。

4. まとめ

本研究は、近年の日本海の海面水温 (SST) 昇温が顕著な海域 (朝鮮半島東海上・亜寒帯フロント) における SST 正偏差が日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) に与える影響を調査

した。JPCZを伴う2つの豪雪イベント (Case 1、Case 2) に注目したところ、Case 1では朝鮮半島東海上、Case 2では亜寒帯フロントに顕著な SST 偏差が観測され、各事例の JPCZ は日本海の SST 正偏差に対して異なる応答を示した。Case 1では、朝鮮半島東海上の SST 正偏差が JPCZ 領域の大気を加熱することで、JPCZ 領域の気圧低下を引き起こし、下層風収束を強化していた。その結果、水蒸気フラックス収束が強化され、JPCZ の発達が一層促進された。Case 2では、亜寒帯フロントの SST 正偏差が、北西季節風の風下側にあたる日本海中部の大気を暖め局所的な低圧部を形成していた。この低圧部に下層風が吹き込むことで、JPCZ 領域北側の北西季節風が弱化した結果、JPCZ 領域における下層風収束が抑制された結果、JPCZ の発達が阻害されたと考えられる。

本研究の一連の結果は、日本海 SST の昇温は必ずしも JPCZ の発達に寄与するとは限らず、SST 正偏差が日本海のどの海域に形成されるのかによって、JPCZ の発達に相反する影響を与えることを強く示唆するものである。日本海の局所的な SST 偏差と JPCZ の関係性の理解をさらに深めるために、Case 1 と Case 2 のような SST 正偏差が同時に出現した際に (例：2019 年 12 月の海洋状況)、JPCZ がどのような応答を示すのかについて調査する予定である。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP19H05696、JP20H00289、JP23K13170、JP24H00369 の助成を受けたものです。

参考文献

[1] Nagata 1986, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **64**, 841–

855.

[2] Nagata 1993, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **71**, 43–57.

[3] Tachibana et al. 2022, *Sci. Rep.*, **12**, 21674.

[4] Hirschberg and Fritsch 1993, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2646–2661.

[5] Holland 1997, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2519–2541.