

短 報

日本海における海面水温の冬季十年規模変動とその変動要因

山田 広大*・佐藤 克成**

Decadal Variability of Sea Surface Temperature in the Sea of Japan

YAMADA Kodai and SATO Katsunari

要 旨

日本海における海面水温 (SST) の冬季十年規模変動と混合層深度及び日本海極前線の南北位置といった海洋内部の冬季十年規模変動との関係について、COBE-SST2 (歴史的海面水温解析) と JRA-55 (気象庁 55 年長期再解析)、水温・塩分客観解析値の 1958 年から 2020 年までの冬季のデータ及び FORA-WNP30 (北西太平洋海洋長期再解析データセット) の 1982 年から 2014 年のデータを用いた解析を行った。その結果、日本海 SST の冬季十年規模変動は、大気循環場の変動に伴う大気・海洋間の熱交換の変動によって直接的に生じるというよりも日本海極前線の南北移動との強い関係性が示された。アリューシャン低気圧の南北移動に伴う日本海極前線付近の風応力カールの変動が、1 年 -3 年のラグをもって日本海極前線の南北移動や日本海における SST の冬季十年規模変動に影響を与えている可能性が示唆される。

1. はじめに

日本近海の海面水温 (SST) には、長期的な上昇傾向とともに、数年から数十年規模の周期変動が見られる。日本近海を対象に SST の十年規模変動と大気循環場の関係を調べた吉田ほか (2020) によると、上昇トレンドを除去した年々変動の内、十年規模の変動の寄与が 60 %程度あることを示しており、将来予測を正確に行う上で、十年規模変動といった長い時間スケールの変動の要因を理解することが重要であることを表している。また、冬季の日本海の海面水温が日本海側の降水量

や降雪量に影響を及ぼすという報告 (Takahashi and Idenaga, 2013) や、冬季日本海北部での高水温偏差が北海道岩見沢に大雪をもたらすという報告もあり (Sato et al., 2022)、日本海の SST の変動要因を明らかにすることが日本海側での気温や降水・降雪量の正確な長期予報にもつながる。さらに、海面水温の長期変化・長期変動を理解することは、海面水温の変化による海洋生物の生息域の変化といった、生態系や水産業等社会活動への影響を理解することにも役立つ。

Minobe et al. (2004) は、最適内挿による日本海

* 大気海洋部環境・海洋気象課

** 大気海洋部環境・海洋気象課 (現 情報基盤部情報利用推進課)

(令和 6 年 1 月 22 日受領, 令和 6 年 11 月 1 日受理)

の上層 400 m (0, 50, 100, 200, 300, 400 m) のグリッドデータを作成し、1957 年から 1996 年の水温データを用いた、日本海を対象とする複素経験的直交関数 (complex empirical orthogonal function : CEOF) 解析を行うことで、日本海における SST 及び表層水温の経年変動及び十年規模変動の特徴や大気循環場の変動との関係性について調査した。その結果、日本海における SST 及び表層水温の十年規模変動の要因についてシベリア高気圧やアリューシャン低気圧との関連を指摘しているが、メカニズムの詳細については明らかになっていない。吉田ほか (2020) は COBE-SST (Centennial in-situ Observation Based Estimates of variability of sea surface temperature and marine meteorological variables-SST) (Ishii et al., 2005) の 1958 から 2016 年のデータを用いて、日本近海を対象とした SST の年平均及び季節平均での十年規模変動の経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function : EOF) 解析の結果と大気循環場との関係について調べた。その結果、年平均の第 1 モードとして抽出された変動の空間パターンは冬季の第 1 モード (以下、「日本近海 SST 冬季第 1 モード」と呼ぶ) として抽出された変動の空間パターンとの対応が良く、時係数に関しても相関係数が大きいことが明らかとなった。日本近海 SST 冬季第 1 モードの空間パターンの特徴としては東シナ海や日本海南部で振幅が大きいことが挙げられ、これら海域についてその変動要因を明らかにすることが、日本近海の SST の十年規模変動のメカニズムを理解することにつながる。日本近海 SST 冬季第 1 モードの時係数はモンスーンインデックス (MOI) やアリューシャン低気圧の南北移動との相関係数が大きく (Hanawa et al., 1988), 特に東アジア冬季モンスーンによる影響が大きいことが既に示されているが、日本近海 SST 冬季第 1 モードの時係数と大気・海洋間の正味の熱フラックス (Net Heat Flux : NHF) の変動との相関を調べると有意な相関を示す海域は限られ、特に、日本海においてはほとんど有意ではなかった。これは、東アジア冬季モンスーンと日本海 SST が海面フラックスによる直接的な加熱・冷

却効果によってのみ結びついているわけではないことを示唆している。

日本海 SST の冬季十年規模変動と大気循環場の変動を結びつけるメカニズムとしては加熱・冷却といった直接的な影響のほかに、大気循環場の変動が日本海の海洋構造を変化させ、結果として日本海 SST の冬季十年規模変動を駆動するという考えられる。太平洋の解析では大気循環場の変動に伴う海洋内部の変動による影響の評価 (Park et al., 2012 ; Sugimoto and Kako, 2016) が盛んにおこなわれてきた。同様に、日本海においても海洋内部の変動との関係性に着目する必要がある。日本海における大気循環場と海洋の内部構造に関する調査として、例えば、朝日ほか (2016) では大気循環場の変動に伴い励起される暖水渦について議論しているが、SST との関係性には言及していない。また、Song et al. (2023) は北極振動 (Arctic Oscillation : AO) と SST の変動についてエクマン収束に着目して議論しているが、先述した吉田ほか (2020) では日本近海 SST 冬季第 1 モードの時係数と AO との間に有意な関係性は見いだせていない。このように日本海における海洋内部の変動と大気循環場の変動との関係については更なる調査が必要である。

本研究では、COBE-SST2 (Hirahara et al., 2014) を用いて、吉田ほか (2020) と同様、日本近海の北緯 20 度-50 度、東経 120 度-150 度の海域を対象とした SST の冬季十年規模変動の EOF 解析を行い、空間パターンや時係数の相違を調べた。なお、COBE-SST2 による日本近海 SST の通年の第 1 モードと冬季第 1 モードは吉田ほか (2020) と同様、対応が良いことを示していたため、冬季の解析にのみ着目している。また、大気との直接的な熱交換だけでは説明できなかった日本海の北緯 35 度-45 度、東経 128 度-140 度の海域を対象とした SST の冬季十年規模変動についても EOF 解析を行い (第 1 モードとして抽出された変動を以下、「日本海 SST 冬季第 1 モード」と呼ぶ)、吉田ほか (2020) では考慮されていない海洋内部構造の変動の観点から日本海 SST の変動を説明することを試みることで、日本海特有の海洋循環もしくは内部構

造と日本海 SST の変動についての関係を探ることとした。

海洋内部の変動の指標として長期の水溫解析データを用いて2つの値を計算し、大気再解析データや日本海 SST 冬季第1モードの時係数との関係を調査した。1つ目は混合層深度(Mixed Layer Depth : MLD)で、日本海 SST の変動に対して直接的な熱交換や強制対流といった大気循環場の変動に起因する直接的な作用による寄与と海流の流路やフロント構造の変化といった海洋内部の変動による寄与、どちらの寄与が大きいかを比較するために用いた。2つ目としては、日本海の海洋内部の構造の南北移動と日本海 SST の変動の関係を調べるため、日本海極前線(以下、「極前線」と呼ぶ)の南北位置の値を使用した。

以下、第2章では解析で用いたデータと手法について述べ、第3章では日本近海及び日本海を対象とした EOF 解析の結果と海洋内部の変動との関係及びアリューシャン低気圧の変動との関係について示し、日本海における冬季 SST の主要な変動と極前線の南北移動及びアリューシャン低気圧の南北移動を結びつけるメカニズムの仮説について示した。第4章では、議論し、結果をまとめる。

2. データと手法

本研究では、SST のデータとして気象庁で現業的に作成している COBE-SST2 の月平均値を用いた。COBE-SST2 は COBE-SST の改良版であり、船舶やブイの現場データだけを用いた客観解析値で、長期にわたって均質な解析を行った1×1度のデータセットである。この月平均値のデータから地球温暖化による全球的な昇温トレンドの影響を除去するため、月ごとに各格子点の SST 偏差から全球平均の SST 偏差を除いた(Zhang et al., 1996)。この全球的な昇温トレンドを除去した値の冬季平均を求め、その5年移動平均値をとることで冬季の十年規模変動成分を抽出した。

大気循環場のデータは 1.25×1.25 度格子の気象庁 55 年長期再解析(JRA-55, Kobayashi et al., 2015) の 925 hPa 風速 (uv925), NHF 及び風応力カール

を用いた。大気循環場についても、冬季平均を求め、その5年移動平均値を用いた。なお、uv925, NHF 及び風応力カールには有意なトレンドが見られなかったため、長期トレンドの除去は行っていない。季節風の強さの指標の一つにイルクーツクと根室の気圧差で表される MOI があり、本研究では気象庁 HP (<https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/obs/knowledge/stmw/moi.html>) で公開されているものを使用した。テレコネクションパターンの指数は JRA-55 のデータから計算した値を用いた。一般に、SST の季節変化が気温の季節変化に対して約1ヶ月遅れることを考慮して、大気データは前年12月-2月での平均を冬季平均とし、海洋データは1月-3月での平均を冬季平均とした。

海洋内部の変動の指標として用いる MLD と極前線の南北位置の計算には、1度格子の水溫・塩分客観解析値(Ishii et al., 2017)を使用した。MLD は10 db 面からポテンシャル密度が0.125(kg/m³) 大きくなる深さとして定義し、極前線の南北位置は東経135度における月ごとの100 m 深指標水溫(重岡, 2010)により、1月6°C, 2月5°C, 3月4°Cとなる緯度を線形内挿で求め、平均することによって算出した。また、より詳細な海洋内部構造の変化を知るため FORA-WNP30 (Usui et al., 2017) を使用した。FORA-WNP30 は日本周辺の約30年にわたる海洋環境を水平解像度0.1度(10 km)という高分解能で再現した同化システムを用いたデータセットであり、4次元変分法を用いている。4次元変分法では従来の3次元変分法による解析に加えて時間変化を考慮しているため、力学的にバランスのとれた解析値が得られ、解析値の精度向上が期待される。

これらの指標やデータセットに関しても月平均値を使用し、1月-3月平均値を冬季平均値として、その5年移動平均をとることで冬季十年規模変動成分を抽出した。MLD には有意なトレンドが無かったため、トレンドの除去は行わず、客観解析値を使用した冬季平均の極前線の南北位置には有意な北上トレンドがあったため、トレンドを除去してから5年移動平均を施した(FORA-

WNP30 データを使用して計算した極前線の南北位置のトレンドについては 3.2 節を参照). JRA-55 のデータが 1958 年以降であることから, 解析対象期間は 1958 年-2020 年 (FORA-WNP30 を用いた解析は 1982 年-2014 年) とし, 平年値は 1991 年-2020 年の平均値を用いた.

5 年移動平均値を用いた場合の有意性の評価では, 各年を中心とする 5 年移動平均値が互いに独立しているとは言えないことを考慮するために, 実効的に有効な標本間の時間を 5 年とし, データ数を 5 で割った値を有効標本数とした (Trenberth, 1984). 以下, 特に記述が無い場合は, 各データの冬季平均を求め, (有意なトレンドがある場合はトレンドを除去してから) 5 年移動平均を施した後に関係数を計算することとする.

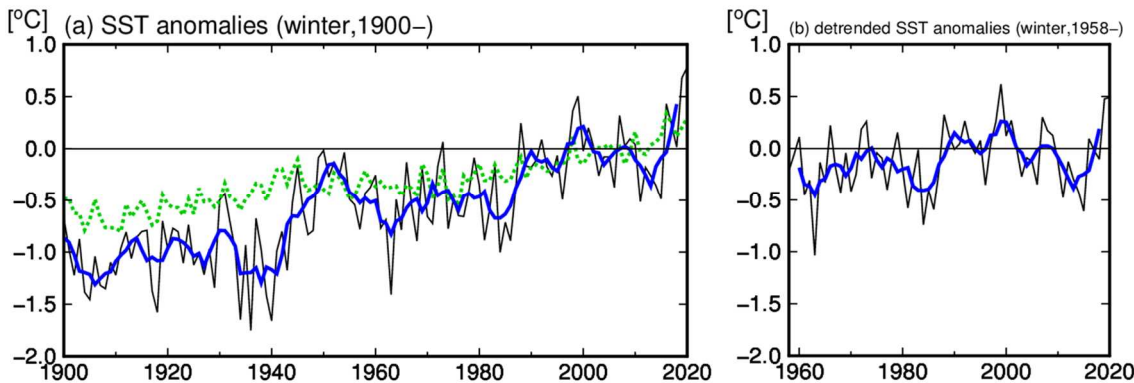
3. 結果

3.1 日本近海及び日本海における EOF 解析の結果

第 1 図 a に日本近海における冬季の SST の長期変化傾向を示す. 日本近海の SST は全球平均の SST と同様, 20 世紀初め以降, 長期的な昇温トレンドと共に十年規模の変動が見られている. 第 2 章で述べた方法により, 1958 年以降について長期的な昇温トレンドを除去することで, 十年規模の変動を抽出した (第 1 図 b). 日本近海の SST で冬季に卓越する十年規模変動を調べるため, 全球

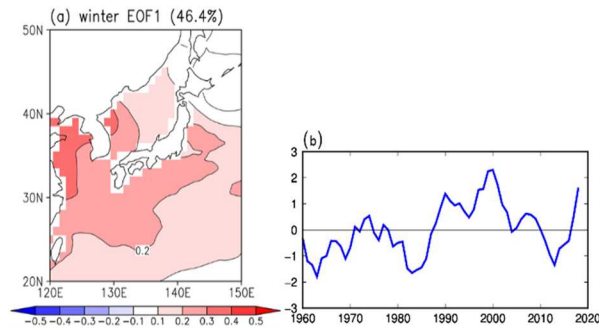
的な長期トレンド除去後の 5 年移動平均値に対して第 2 図 a の描画領域の範囲 (北緯 20 度-50 度, 東経 120 度-150 度) で EOF 解析を行った. COBE-SST2 を用いた日本近海 SST 冬季第 1 モードの空間パターンは COBE-SST を使用した EOF 解析 (吉田ほか, 2020) とおおむね一致しているが, 十年規模変動の振幅が大きい海域が日本海や東シナ海の西側に限定されているという特徴を持っていた (第 2 図 a). 時係数は吉田ほか (2020) と同様の傾向を示した (第 2 図 b). 日本近海 SST 冬季第 1 モードの時係数に対する NHF (下向きを正) 及び uv925 の相関係数と回帰係数の分布 (第 3 図) から, 東シナ海では NHF との相関が有意ではない一方, uv925 とは有意な相関を示し, SST の変動に対して強制対流による混合層発達が及ぼす影響が大きい可能性がある. 一方で, 日本海では有意な相関を示す海域が対馬海峡付近に限られ, 日本海 SST の冬季十年規模変動は大気との直接的な熱交換や強制対流による寄与が小さいことが示唆された.

次に, 領域を日本海に絞って日本近海と同様に冬季 SST の EOF 解析を行った (第 4 図). その結果, 空間パターンは日本近海の結果 (第 2 図 a) と同様に北緯 40 度付近の西側で十年規模変動の振幅が大きく, 時係数は 2000 年ごろを除き, 日本近海の結果 (第 2 図 b) と同様の傾向を示した.



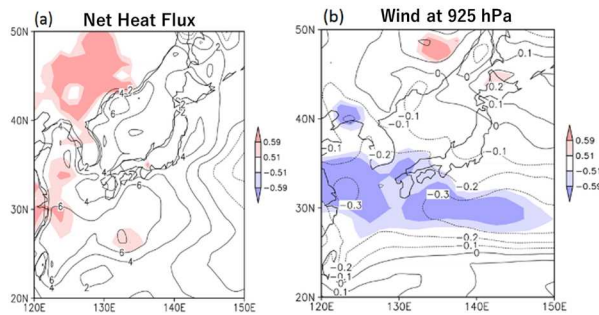
第 1 図 (a) 日本近海 (北緯 20 度-50 度, 東経 120 度-150 度) における冬季平均の SST 偏差 (黒細線) 及びその 5 年移動平均値 (青太線) と全球における冬季平均の SST 偏差 (緑点線) (b) トレンド除去した日本近海における冬季平均の SST 偏差 (黒細線) 及びその 5 年移動平均値 (青太線)

(a) 平年値は 1991 年-2020 年の平均値を使用.



第 2 図 日本近海における SST の EOF 冬季第 1 モードの (a) 空間パターン及び (b) 時係数

(a) 陰影は十年規模変動の振幅. 括弧内の数字は寄与率を表す.

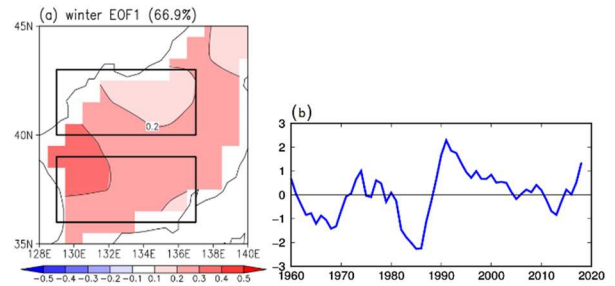


第 3 図 日本近海における SST の冬季第 1 モードの時係数に対する大気要素, (a) 正味の熱フラックス (NHF) 及び (b) 925 hPa における風速 (uv925) との有意な相関係数及び回帰係数

陰影は有意な相関係数の領域を表しており, 薄い色が信頼度水準 90 % 以上で統計的に有意, 濃い色が 95 % 以上で統計的に有意であることを表す. 等値線は回帰係数を表しており, それぞれ (a) NHF (Wm^{-2}), (b) uv925 (m/s) の値を表している.

3.2 日本海 SST の冬季十年規模変動と海洋内部構造変動との関係

ここでは日本海 SST の冬季十年規模変動に対する海洋内部構造の変動による影響について調査する. 磯田 (2011) によると, 日本海の海洋内部構造は, 北部では冬季季節風によって冷やされた水が広がっている一方で, 南の対馬海峡から暖水である対馬暖流が供給されることにより, 北緯 40 度あたりに極前線を形成するといった特徴を有する. このような形成過程によって, 極前線の



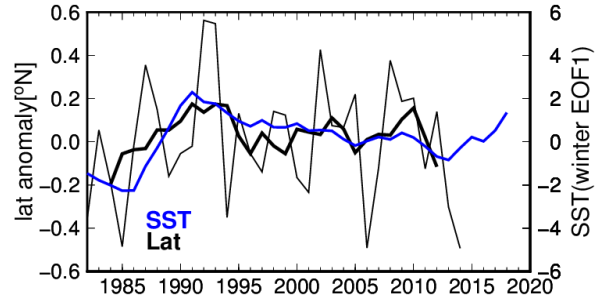
第 4 図 日本海 (北緯 35 度-45 度, 東経 128 度-140 度) における SST の EOF 冬季第 1 モードの (a) 空間パターン及び (b) 時係数

(a) 陰影は十年規模変動の振幅. 括弧内の数字は寄与率を表す. 黒枠で囲った 2 つの領域は本研究で解析を行った極前線の南と北の領域をそれぞれ表す.

北側では成層が弱く, 南側では成層が強いという場になっている. そこで, 極前線の南北 2 つの領域に分け (第 4 図 a の黒枠で図示, データの解像度を踏まえ, 北側を北緯 36 度-39 度, 東経 129 度-137 度, 南側を北緯 40 度-43 度, 東経 129 度-137 度の領域に設定している), MLD 及び大気データの領域平均と日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数を比較した. その結果 (第 5 図 a, b), NHF や uv925 と MLD の相関係数は小さく変動は対応していなかった一方で, 特に, 深い MLD によって特徴づけられる極前線北側では日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数と MLD が良く対応していた (北側の相関係数は-0.56 で 90 % 有意, 南側は-0.18). これは, MLD が深い海域では MLD 及び SST の変動が大気の変動よりも海洋内部変動の影響を受けやすいという可能性が考えられる. 100 m 深指標水温 (重岡, 2010) から求めた極前線の南北位置は日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数と高い相関関係を示し (第 6 図, 相関係数は 0.70 で 95 % 有意), 極前線付近で最も十年規模変動の振幅が大きいことも矛盾しなかった (第 4 図). 以上から, 極前線の南北移動と日本海 SST の冬季十年規模変動との関連が示唆される.

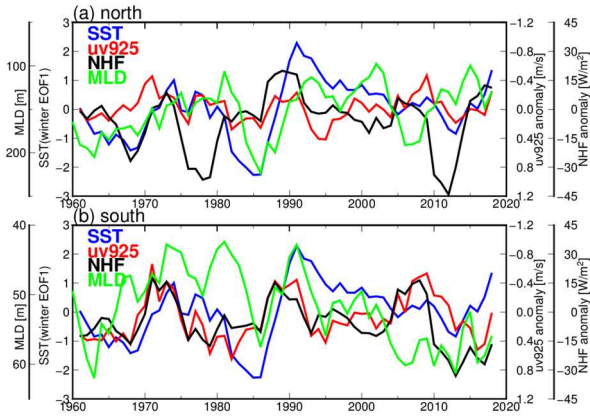
次に, 極前線の南北移動による海洋内部構造のより詳細な変化を知るため, 0.1 度格子の FORA-WNP30 を用いた解析を行った. FORA-WNP30 のデータがある 1982 年-2014 年の期間について, 先

程と同様の定義（重岡，2010）による極前線の南北位置の冬季平均値を計算したところ，北上トレンドが見られたため，トレンド除去後に5年移動平均値を求めた（第7図）．このトレンド除去後の値と日本海 SST 冬季第1モードの時係数の位相や振幅がおおむね一致しており，有意ではないが大きい相関係数（0.73）を示した．以上の結果から，以降の解析では FORA-WNP30 により計算した極前線の南北位置の解析結果を用いたコンポジット解析を用いて，日本海における SST の冬季十年規模変動の詳細な構造の変化をとらえることにした．

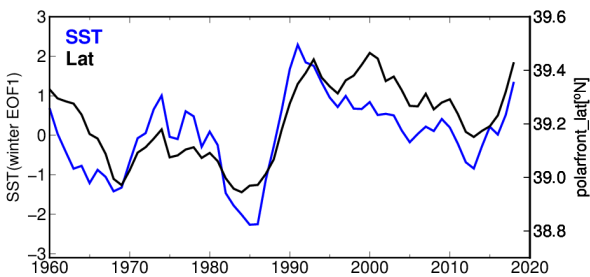


第7図 日本海 SST 冬季第1モードの時係数（青線）と FORA-WNP30 を用いて計算した極前線の南北位置の偏差（緯度）

黒細線は極前線の南北位置の冬季平均，黒太線はその5年移動平均値を表している．



第5図 日本海 SST 冬季第1モードの時係数（青線）と (a) 極前線北側 (b) 極前線南側（第4図 a の黒枠内）のそれぞれで領域平均した uv925 偏差（赤線），NHF 偏差（黒線）及び MLD（緑線）の時系列



第6図 日本海 SST 冬季第1モードの時係数（青線）と水温・塩分客観解析値を使用して計算した極前線の南北位置（緯度）の時系列（黒線）

第1表 極前線の南北位置によるコンポジット解析に使用した年

5年移動平均値（第7図 b の青線）を使用してコンポジット解析に使用する年を選定した．

極前線が北に位置する年	1991, 2003, 2010
極前線が南に位置する年	1984, 1999, 2005, 2012

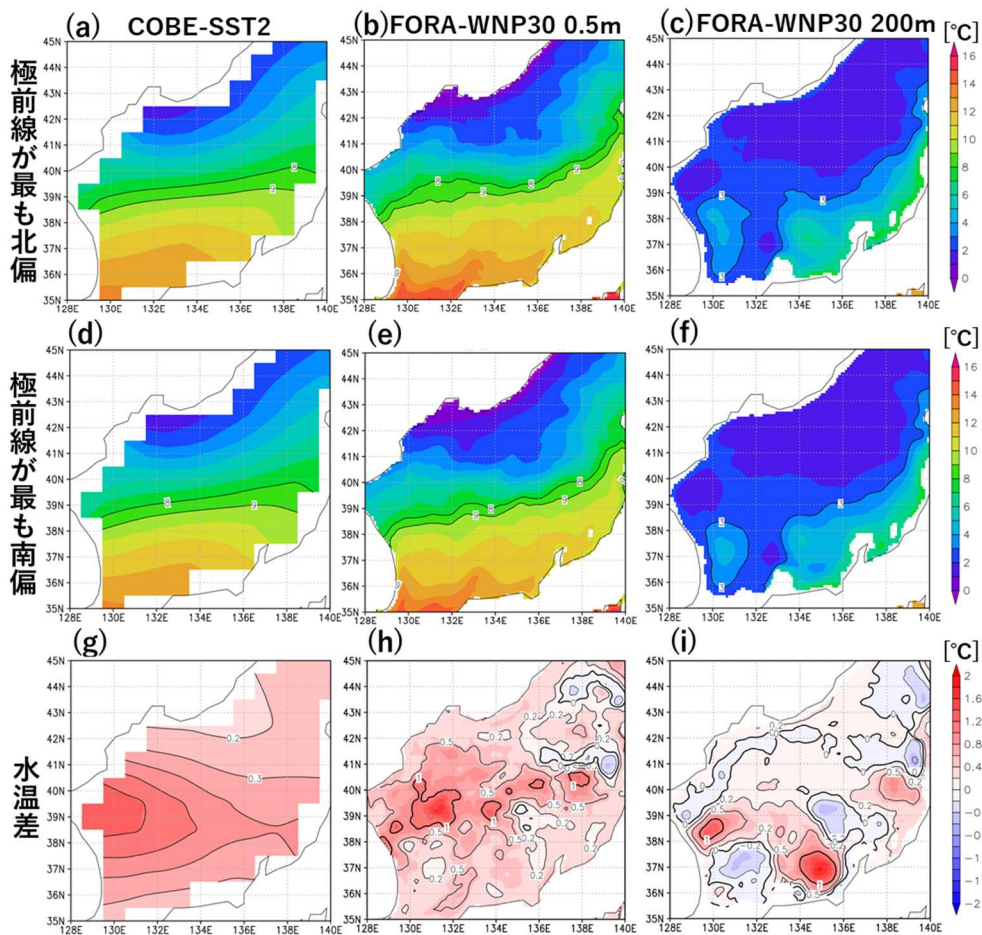
それぞれ極前線が最も北（南）に位置する上位3（4）年（第1表）のコンポジット解析を行い，極前線が最も北（南）にあるときの水温場の特徴を調べた（第8図）．なお，5年移動平均値を使用しているため，5年以上離れた年を用いて上位の年を決定している．また，第8図 g-i では極前線が最も北にあるときの水温の値から極前線が最も南にあるときの水温の値を引いた各深度での水温差の分布を示している．COBE-SST2 では同じ水温の領域が東西一様に北上（南下）しているように見える一方で（第8図 a, d, g），FORA-WNP30 の深度 0.5 m では同じ水温の領域の北上（南下）の度合いが経度によって異なっている様子が見られた（第8図 b, e, h）．また，FORA-WNP30 の深度 200 m では，極前線の西部部分において 3℃の等温線の北端が約1度南北方向に移動している様子が見られる（第8図 c, f）．海面での水温差は，極前線付近，特にその西部部分で大きくなっているという特徴があり（第8図 h），この特徴は EOF 解析の空間パターンと同様の傾向を示した（第4図 a）．混合層よりも深い深度 200 m の水温差でも

極前線の西部分で最も大きかった (第 8 図 i). 鉛直断面図で見ると, 東経 130, 131, 137 度では海面で水温 8 °C-10 °C あたりの水温の領域において深度 150 m ないし 250 m 程度まで水温の南北勾配が大きくなっており, その南北勾配の大きな領域が北に寄ることで大きな正の水温差が現れている (第 9 図). 特に, 極前線の西部分 (東経 130, 131 度) では MLD よりもかなり深い深度 (最大で深度 350 m あたり) まで正の水温差が見られた (第 9 図 c, f).

極前線の西部分での変化が顕著な例として 1984 年と 2010 年を比較すると, 極前線の南北位置を算出する東経 135 度では 9 °C の等値線が北緯 38 度から 39 度に 1 度方向北上するなどそこまで

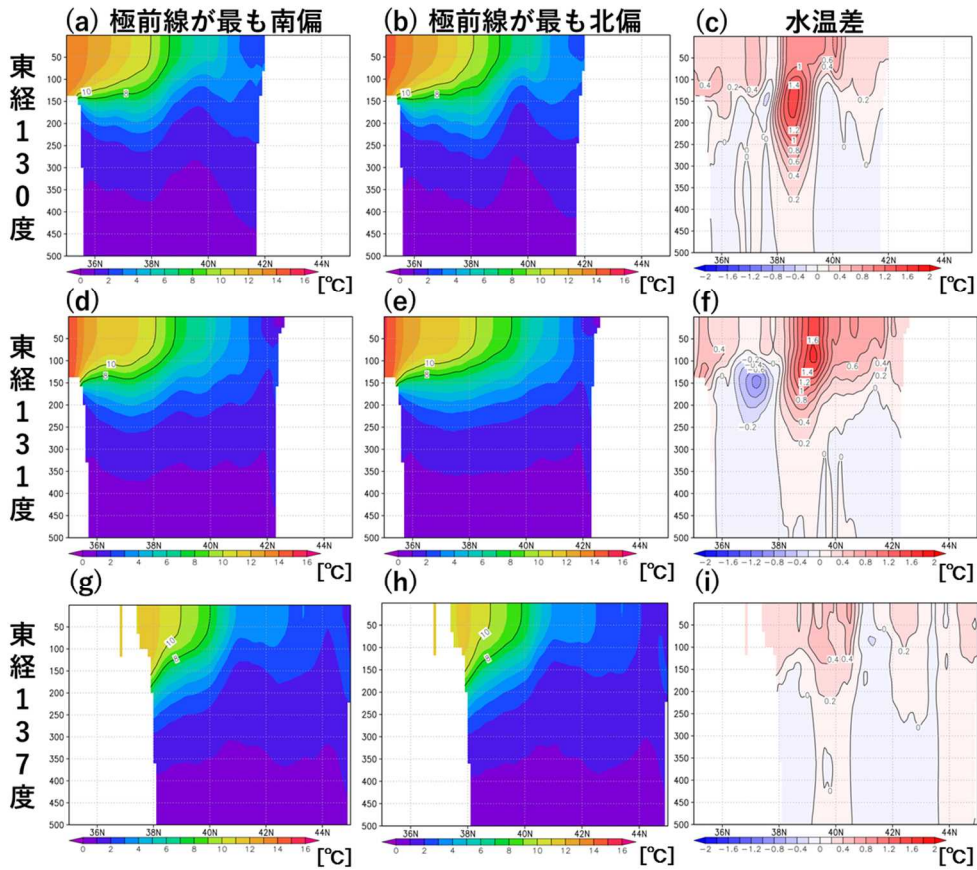
大きな水温差があるようには見えない一方で, 極前線の西部分の例えば東経 130 度では 8 °C の等温線が北緯 40 度付近まで 2 度以上北上しており, 多くの緯度帯で 3 °C 以上の顕著な水温差を示していた (第 10 図). これは極前線付近の中央部にあたる東経 135 度での水温構造の変化がわずかであっても, その西側の東経 130 度では対馬暖流の流路が大きく変化している可能性があることを暗示している.

以上から, 極前線の南北位置の変動と極前線付近, 特に極前線の西部分の海洋内部構造の大きな変化, 及び極前線の西部分の SST の大きな変動との関係が示唆される.

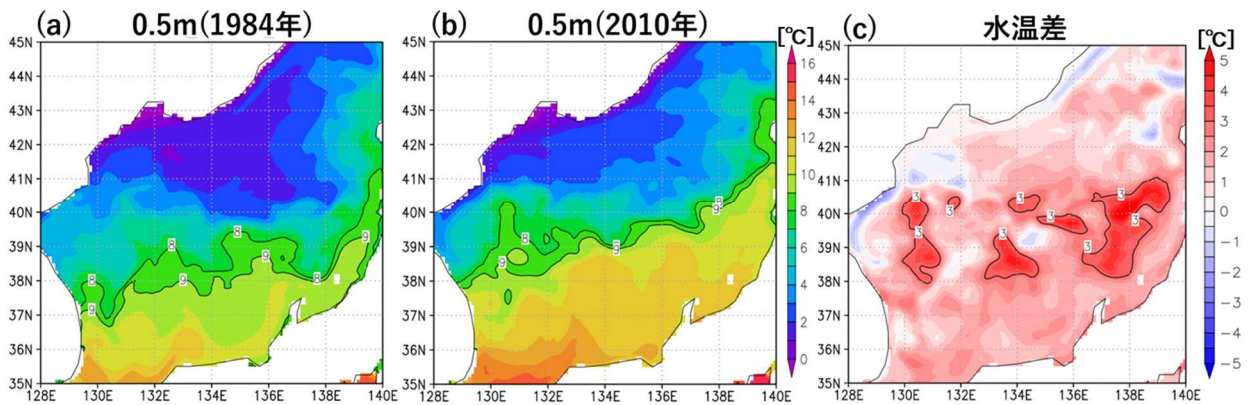


第 8 図 極前線が最も北に位置するときの (a) COBE-SST2 による海面水温, (b) FORA-WNP30 による深さ 0.5m の水温及び (c) FORA-WNP30 による深さ 200 m の水温の分布の合成図. (d, e, f) は, (a, b, c) と同じデータ及び深度における極前線が最も南に位置するときの水温分布の合成図. (g, h, i) は極前線が最も北に位置するときと南に位置するときの合成図の差

陰影は水温 (g は水温差) で単位は°C. 黒線は 8 °C と 9 °C の等値線 (g は 0.1 °C ごとの等値線, h と i は細線が ±2 °C, ±0.5 °C, ±0.2 °C, 太線が ±1 °C, 0 °C の等値線) を表している.



第 9 図 東経 130 度における (a) 極前線が最も南に位置するときの水温, (b) 極前線が最も北に位置するときの水温及び (c) 極前線が最も北に位置するときと南に位置するときの水温差の緯度鉛直断面の合成図. (d, e, f) は東経 131 度及び (g, h, i) 東経 137 度における緯度鉛直断面図 (図の構成は (a, b, c) と同様) 陰影は水温 (c, f, i は水温差) で単位は $^{\circ}\text{C}$. 黒線は 8°C と 10°C の等値線 (c, f, i は 0.2°C ごとの等値線) を表している.

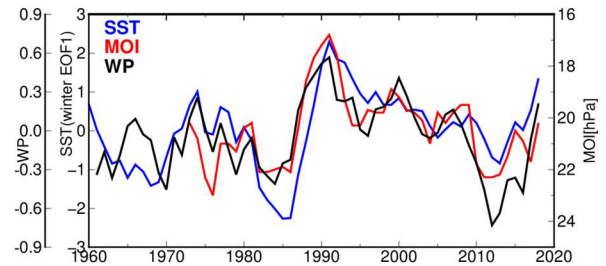


第 10 図 極前線西側において特に変化が顕著な (a) 1984 年の深さ 0.5 m における水温及び (b) 2010 年の深さ 0.5 m における水温の空間分布図. (c) 1984 年と 2010 年の深さ 0.5 m における水温差の空間分布図 陰影は水温 (c は水温差) で単位は $^{\circ}\text{C}$. 黒線は 8°C と 9°C の等値線 (c は 3°C の等値線) を表している.

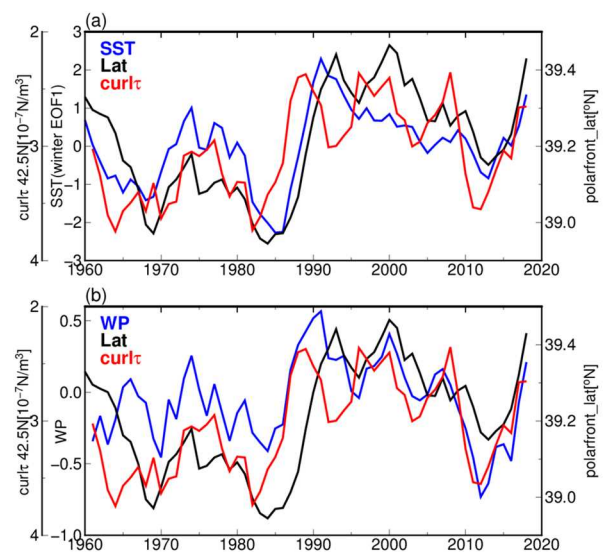
3.3 日本海 SST の冬季十年規模変動とアリューシャン低気圧の南北移動との関係

太平洋においては、アリューシャン低気圧の南北移動によって太平洋中央部の風の変動が生じることで、海洋フロントの構造が南北移動していることが報告されている (Sugimoto and Hanawa, 2009). 同様に、日本海においても大気循環場の変動によって海洋フロントの南北位置が変動している可能性がある. Wallace and Gutzler (1981) が指摘したテレコネクションパターンのうち「Western Pacific (WP) パターン」の指数が、アリューシャン低気圧の南北移動との相関関係が高いことを Sugimoto and Hanawa (2009) では指摘している. また、WP 指数は MOI とも相関関係が高く、東アジア冬季モンスーンの変動がシベリア高気圧の強弱だけでなく、アリューシャン低気圧の南北移動による影響も大きく受けていることが報告されている (Park et al., 2012).

本研究では WP 指数を用いることで、日本海における SST の冬季十年規模変動及び日本海周辺での大気循環場の変動とアリューシャン低気圧の南北移動との関係について調査する. まず始めに、日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数と大気循環場の長期変動との関係性を時系列で示した (第 11 図). 吉田ほか (2020) によると、日本近海 SST 冬季第 1 モードの時係数と MOI の相関係数及び WP 指数との相関係数は -0.69 (90 % 有意), 0.71 (95 % 有意) と有意な関係であることが示されている. 2020 年まで時系列を延長した本研究でも日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数と MOI の相関係数及び WP 指数との相関係数は -0.69 (95 % 有意), 0.63 (95 % 有意) と大きく、WP 指数と MOI の相関係数も -0.81 (99 % 有意) となるので、東アジア冬季モンスーンとアリューシャン低気圧の南北移動が関係している可能性が高く、それらは日本海 SST の冬季十年規模変動に大きく影響していると考えられる.



第 11 図 日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数 (青線), モンスーンインデックス (MOI) (赤線) 及び WP 指数 (黒線) の時系列



第 12 図 (a) 日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数 (青線), 極前線の南北位置 (黒線) 及び北緯 42.5 度, 東経 130 度-140 度で領域平均した $\text{curl}\tau$ (赤線) の時系列. (b) WP 指数 (青線), 極前線の南北位置 (黒線) 及び北緯 42.5 度, 東経 130 度-140 度で領域平均した $\text{curl}\tau$ (赤線) の時系列

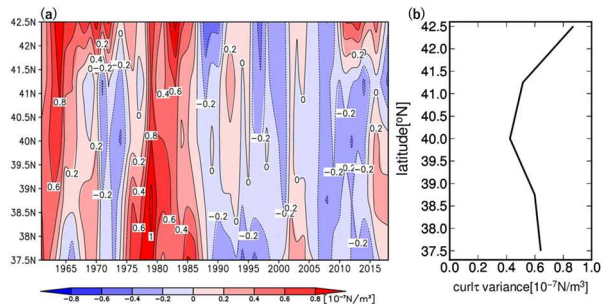
極前線付近の大気循環場変動の海洋内部構造変動への影響を考えるため、極前線付近の風応力カール ($\text{curl}\tau$) の変動と海洋内部構造の変動との関係について着目した. 本研究では極前線付近の $\text{curl}\tau$ として北緯 42.5 度, 東経 130 度-140 度平均の値を使用した (第 12 図 a). これは東経 130 度-140 度平均の中で最も変動の振幅が大きかった緯度帯を選択した結果であり (第 13 図 b), 極前線付近の他の緯度帯でもおおむね同様の時間変動を表していた (第 13 図 a). 極前線付近の $\text{curl}\tau$ は日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数との同時相

関が-0.61 (95%有意)と大きく、極前線の南北位置との同時相関は有意ではないがおおむね傾向が合っていた(相関係数-0.40). WP 指数と極前線付近の curl τ との同時相関もまた-0.70 と (99%) 有意であり(第 12 図 b), アリューシャン低気圧の南北移動と極前線付近の大気場の変動が関係している可能性が認められる.

第 12 図によれば, 1988/89 年頃に日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数が大きく変わっているが, Yasunaka and Hanawa (2002) では 1988/89 年を北半球の SST にレジームシフトがあった年と評価しており, これが大気場の変動に影響している可能性がある. さらに Yasunaka and Hanawa (2002) はこのほかに 1970/71 年, 1976/77 年にもレジームシフトがあったとしている. アリューシャン低気圧の南北移動による極前線付近の大気循環場の差異が, それぞれのレジームシフトで区切られた期間(1970 年以前, 1971 年-1976 年, 1977 年-1988 年, 1989 年以降の 4 期間)ごとに共通した特徴を持っているかを確認したところ, 以降に述べる大気場の特徴はそれぞれの期間でも同様であった(図略). これによりレジームシフトによる影響は小さいと考えることから, 以降は, 全期間の中から WP 指数+と WP 指数-の代表年として第 2 表の通り選択した複数のコンポジット解析から得られた uv925 と curl τ の分布図(第 14 図)を用いて, 結果を述べることにする. その際, 大気場の変動の大きい 1988/89 年の前後で代表年が偏らないよう, 1988/89 年の前後 3 年を除き, 残った全期間の中から WP 指数が 1988 年以前の上位 3 年, 1989 年以降の上位 4 年の値の計 7 年のデータを選択した. その結果, アリューシャン低気圧が南北どちらに移動していても日本海付近は正の curl τ 場となっているにもかかわらず(第 14 図 a, b, d, e), それらの差を取ると負の curl τ アノマリーの場合, すなわち, 時計回り偏差の循環場となっている(第 14 図 c, f). 以上のことから, アリューシャン低気圧の南北移動に伴い極前線付近が時計回りの偏差の大気循環場になることにより日本海の海洋構造が変化し, 極前線の南北移動や日本海 SST の冬季十年規模変動をもたらしてい

る可能性があることが分かった.

上記の結果により, 極前線付近の curl τ と極前線の南北位置, 日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数には同時の相関性があることがわかった. もし相互のラグ相関が同時相関よりも高ければ, 直接あるいは間接での因果関係が示唆されることになる. そこで, これらのラグ相関をとることによって, 時間的な関係性について調査した(第 15 図). なお, 比較のしやすさのため, 極前線付近の curl τ に関する 2 つの相関係数(第 15 図の赤線, 黒線)は符号を反転している. その結果, 極前線付近の curl τ が最も先行しており, 日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数, 極前線の南北位置の順となっていて, そのラグはそれぞれ 1 年-2 年であることがわかった. 時系列(第 12 図 a)で確認すると, 1980 年代半ばや 2010 年前後など特に解析期間の半ばあたりから後半において 1 年-3 年程度の位相のずれが明瞭であった.

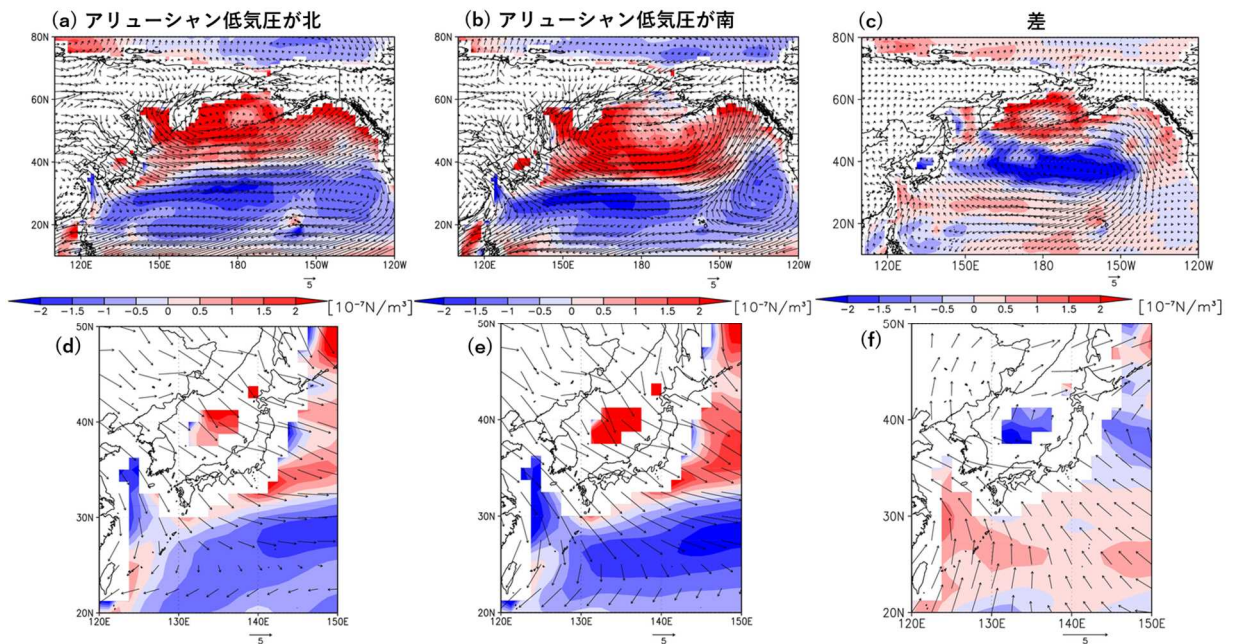


第 13 図 (a) 東経 130 度-140 度で平均した日本海における curl τ の緯度時間断面図. (b) 東経 130 度-140 度で平均した各緯度における curl τ の分散

陰影は curl τ の偏差の冬季平均を計算し, その 5 年移動平均値をとったものを使用している. 分散の値は冬季平均値を使用している (5 年移動平均値は使用していない).

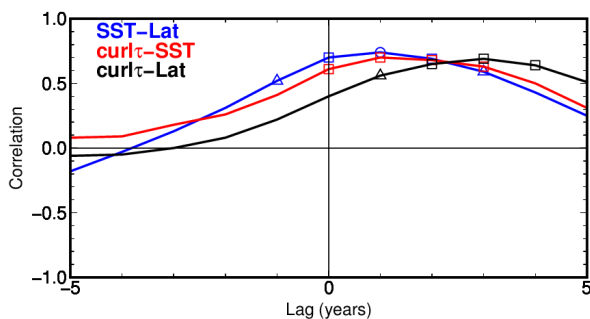
第 2 表 WP 指数によるコンポジット解析に使用した年

WP 指数が+の年	1964, 1966, 1973, 1999, 2007, 2019, 2020
WP 指数が-の年	1963, 1968, 1977, 2010, 2011, 2014, 2018



第 14 図 (a, d) アリューシャン低気圧が北に位置するときの $\text{curl}\tau$ 及び $\text{uv}925$ の分布の合成図 (b, e) アリューシャン低気圧が南に位置するときの $\text{curl}\tau$ 及び $\text{uv}925$ の分布の合成図 (c, f) アリューシャン低気圧が北に位置するときと南に位置するときの $\text{curl}\tau$ 及び $\text{uv}925$ の合成図の差の分布

陰影は $\text{curl}\tau$, 矢羽根は $\text{uv}925$ (単位は m/s) を表す.



第 15 図 日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数, 極前線の南北位置, 極前線付近の $\text{curl}\tau$ それぞれのラグ相関

統計期間は 1958 年-2020 年. 5 年移動平均を施した上で計算. 極前線付近の $\text{curl}\tau$ に関する 2 つの相関係数 (赤線, 黒線) は符号を反転. 正 (負) のラグは 1 (2) つ目の指標が先行. $\circ, \square, \triangle$ は有意水準 1, 5, 10% で有意であることを示す.

以上の結果から大気循環場の変動と極前線の南北位置や日本海 SST の変動にはラグが存在することが分かった. しかし, どのようにしてこれ

らの変動が関係づけられるのか, そのメカニズムについて考える必要があり, そのためには, 日本海特有の海洋循環場や時間変動について理解しておくことが重要である.

日本海を流れる対馬暖流は分岐した流れであり, その流路が季節変動することが報告されている (Yabe et al., 2021). また, 対馬暖流は 5 個-7 個程度の暖水渦を常に抱え込んでおり, 複雑に蛇行しながら平均的には東向きに流れているという特徴も報告されているが (磯田, 2011), どのようにして対馬暖流の分岐流又は暖水渦が時間的 (特に長期的) に変動するかといったメカニズムは明らかになっていない. そのため, 第 8 図 c 等に見られた極前線の西部分の正の水温差は暖水渦の盛衰の様子を表している可能性があり, 興味深いものではあるが, この正偏差が大気循環場の変動により励起された暖水渦によるものなのか, 大気循環場の変動により対馬暖流の流路が変化したことで見えた水温差であるのかは明らかになっていない.

極前線付近の curl τ アノマリーの分布が 1 つの循環であったことから、アリューシャン低気圧の北偏が日本海の極前線付近に時計回りアノマリーの循環を形成して西岸流である対馬暖流（もしくは再循環流）が強化され、その流路が北偏することで、日本海 SST の上昇や極前線の北偏が起こるというメカニズムが考えられる。つまり、WP+（-） \rightarrow AL 北（南）偏 \rightarrow 対馬暖流の強化（弱体化） \rightarrow 日本海 SST の上昇（下降）及び極前線の北（南）偏という仮説が考えられる。日本海 SST の上昇（下降）と極前線の北（南）偏に関しては、第 15 図からラグ相関と同時相関がほぼ同程度の相関係数であることが示されており、直接の因果関係でこれらの現象を結びつけることは難しいことに留意する必要がある。日本海固有水の境目は統一的な見解には至っていないが、ここでは朝日ほか（2016）に倣い上層の層厚を 500 m とし、日本海の北緯 39 度-40 度におけるロスビー波の傾圧第 1 モードの伝搬速度を見積もった。その結果、約 0.7 cm/s となり、1 年で約 2.7 度西進することに相当する。これは、日本海の中央部に励起された SSH 偏差がおよそ 2 年で西岸まで伝搬されることを意味しており、先程のラグ相関と整合的な結果を示している。したがって、日本海中央部の curl τ の変動に伴い、日本海の西岸流が強化されることで、SST や海洋内部構造の変動に影響する可能性は十分に考えられる。以上より、大気場の変動が即時的に日本海の海洋場に影響を与えているというよりは 1 年-3 年のラグをもって極前線の南北移動や SST の変動に大きな影響を及ぼしていることが示唆され、それはアリューシャン低気圧の変動により極前線付近の大気循環場が変動し、対馬暖流が強化されるというメカニズムによる可能性を示した。

4. まとめと議論

本研究では、COBE-SST2 を用いて日本近海における SST の冬季十年規模変動について、大気循環場との関係に着目して、その要因を調査した。日本近海を対象とした EOF 解析から、東シナ海における SST の変動は強制対流による混合層の発達

の影響が大きいことを示した。一方、日本海の SST 冬季十年規模変動は吉田ほか（2020）の結果と同様、大気との直接的な熱交換や強制対流だけでは十分に説明できないことが示された。そこで、MLD や極前線の南北位置といった海洋内部の変動との関係に着目して、その要因を調べたところ、水温・塩分客観解析値や FORA-WNP30 のデータを使用した解析から、日本海の SST 冬季十年規模変動は極前線の南北移動といった海洋内部の変動と強い関係性を示すことが明らかとなった。このような海洋内部の変動は大気循環場の変動によって駆動されていると考えられるため、日本海 SST や海洋内部構造の冬季十年規模変動と大気循環場の変動の関係について調査した。その結果、アリューシャン低気圧の南北移動によって太平洋中央部だけでなく低気圧の縁の領域にあたる日本海でも大きな curl τ の偏差が生じ、その影響で 1 年-3 年のラグをもって日本海 SST や海洋内部構造の冬季十年規模変動をもたらしている可能性を示した。

ただし、本研究結果は、負の curl τ アノマリー場によって暖水渦が励起する（朝日ほか、2016）といった理論やエクマン流の収束によって SST が上昇するといった作用（Song et al., 2023）を否定するものではない。また、本研究では考慮しなかったが、太平洋側の大気循環場の影響がロスビー波で西方に伝搬することによって対馬暖流の流量が変動するという可能性も考えられる。

対馬暖流の流量と極前線の南北位置及び日本海冬季 SST との関係はかなり複雑である。Kida et al. (2021) によると、対馬海峡付近での対馬暖流の流量が 1990 年代後半以降増加していることを示している。もし、流量の増加が直接的に対馬暖流の流路に影響しているのであれば、極前線の南北位置の時系列及び日本海冬季 SST との有意な関係があるはずだがあまり対応していない。これは対馬暖流が対馬海峡を通過した後、いくつかの経路に分かれていることと関連しており（Yabe et al., 2021）、朝鮮半島に沿って極前線の西部分へ向かう輸送量やその流路が明らかになっていないからだと考えられる。

一方、対馬暖流が日本海の通過流であることから、日本海の極前線付近の $\text{curl}\tau$ の変動は対馬暖流の流量そのものというより日本海の中での再循環に影響しているという考え方もできる。第 8 図 $g\sim i$ の極前線西部分の正の水温差がその様子を表しているのかもしれないため、さらに高解像度なデータセットを使い詳細な構造を理解する必要がある。十年スケールにおける海峡付近での通過量とその後の経路の関係、もしくは、極前線付近の $\text{curl}\tau$ と再循環流の強さとの関係が明らかとなれば、対馬暖流の流量の変動と極前線の南北位置及び日本海冬季 SST の変動との関係についてさらに詳細なメカニズムが明らかとなることが期待される。

第 12 図から、極前線付近の $\text{curl}\tau$ 、極前線の南北位置及び日本海 SST 冬季第 1 モードの時係数は同時変動し位相が合っているように見える時期と、1 年-3 年のラグによって変動している時期が見られる。これは、暖水渦の励起やエクマン流の収束といった即時的な SST の応答による寄与と、傾圧ロスビー応答や太平洋側からの影響に起因する SST のラグ応答による寄与の比率が時期によって変わることを意味しているのかもしれない。これら海洋内部に関するメカニズムもしくは大気循環場の直接的な影響の内、日本海 SST の冬季十年規模変動に対して何が一番支配的なものなのか、また、それらの寄与は時期によって変化するものなのか、暖水渦の励起や SSH の西方伝搬等といった微細な構造を再現できるような高解像度の海洋モデルもしくは大気・海洋結合モデルを用いた研究をはじめとする今後の研究の進展によって、これらの詳細なメカニズムが解明されることが期待される。

謝辞

本研究を実施するにあたり、気象庁大気海洋部環境・海洋気象課海洋気象情報室の吉田久美氏から様々な解析ツールを提供していただいた。気象研究所全球大気海洋部第四・第五研究室の皆様には大変有益なコメントをいただいた。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 朝日啓二郎・磯田豊・方曉蓉 (2016) : 日本海における海面高度偏差と海面地衡流偏差の季節変化. *海の研究*, **25** (3), 43-61.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga, and Y. Toba (1988) : Surface Thermal Conditions in the Western North Pacific during the ENSO Events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**(3), 445-456.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda (2014) : Centennial-Scale Sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, **27**, 57-75.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto (2005) : Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Ishii, M., Y. Fukuda, S. Hirahara, S. Yasui, T. Suzuki, and K. Sato (2017) : Accuracy of Global Upper Ocean Heat Content Estimation Expected from Present Observational Data Sets. *SOLA*, **13**, 163-167.
- 磯田豊 (2011) : 気候変化と対馬暖流の物理過程. *北大水産紀要*, **53** (2), 2-12.
- Kida, S., K. Takayama, Y. N. Sasaki, H. Matsuura, and N. Hirose (2021) : Increasing trend in japan sea throughflow transport. *Journal of Oceanography*, **77**, 145-153.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi (2015) : The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**(1), 5-48.
- Minobe, S., A. Sako, and M. Nakamura (2004) : Interannual to interdecadal variability in the Japan Sea based on a new gridded upper water temperature dataset. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**,

- 2382-2397.
- Park, Y.-H., J.-H. Yoon, Y.-H. Youn, and F. Vivier (2012) : Recent warming in the western North Pacific in relation to rapid changes in the atmospheric circulation of the Siberian high and Aleutian low systems. *J. Climate*, **25**, 3476-3493.
- Sato, K., T. Kameda, and T. Shirakawa (2022) : Heavy snowfall at Iwamizawa influenced by the Tsushima Warm Current. *J. Meteor. Soc. Japan*, **100**(6), 873-891.
- 重岡裕海 (2010) : MOVE/MRI.COM-WNP データを用いた日本海の極前線の指標水温. 測候時報, **77**, 特別号, 109-118.
- Song, S.-Y., Y.-J. Kim, E.-J. Lee, S.-W. Yeh, J.-H. Park, and Y.-G. Park (2023) : Wintertime sea surface temperature variability modulated by Arctic Oscillation in the northwestern part of the East/Japan Sea and its relationship with marine heatwaves. *Front. Mar. Sci.* **10**, 1198418.
- Sugimoto, S. and K. Hanawa (2009) : Decadal and interdecadal variations of the Aleutian Low activity and their relation to upper oceanic variations over the North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**(4), 601-614.
- Sugimoto, S. and S.-I. Kako (2016) : Decadal variations in wintertime mixed layer depth south of the Kuroshio Extension and its influence on winter mixed layer temperature. *J. Climate*, **29**, 1237-1252.
- Takahashi, H. G. and T. Idenaga (2013) : Impact of SST on precipitation and snowfall on the Sea of Japan side in the winter monsoon season: timescale dependency. *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**(5), 639-653.
- Trenberth, K. E. (1984) : Some effects of finite sample size and persistence on meteorological statistics. Part I: Autocorrelations. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2359-2368.
- Usui, N., T. Wakamatsu, Y. Tanaka, N. Hirose, T. Toyoda, S. Nishikawa, Y. Fujii, Y. Takatsuki, H. Igarashi, H. Nishikawa, Y. Ishikawa, T. Kuragano, and M. Kamachi (2017) : Four-dimensional variational ocean reanalysis: A 30-year high-resolution dataset in the western North Pacific (FORA-WNP30). *Journal of Oceanography*, **73**, 205-233.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler (1981) : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Yabe, I., Y. Kawaguchi, T. Wagawa, and S. Fujio (2021) : Anatomical study of Tsushima Warm Current system: Determination of principal pathways and its variation. *Progress in Oceanography*, **194**, 102590.
- Yasunaka, S. and K. Hanawa (2002) : Regime shifts found in the Northern Hemisphere SST field. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**(1), 119-135.
- 吉田久美・北村佳照・中野俊也 (2020) : 日本近海における海面水温の十年規模変動. 海の研究, **29** (2), 19-36.
- Zhang, Y., J. M. Wallace, and N. Iwasaka (1996) : Is climate variability over the North Pacific a linear response to ENSO? *J. Climate*, **9**, 1468-1478.