

— 論 文 —

## 日本近海における海面水温の十年規模変動\*

吉田 久美<sup>1,2\*\*</sup>・北村 佳照<sup>1</sup>・中野 俊也<sup>1,2,3</sup>

### 要 旨

日本近海の海面水温 (SST) に見られる十年規模変動の特性を、大気循環場との関係や季節による相違に着目して調べた。日本近海を対象とした経験的直交関数 (EOF) 解析の結果から、通年の第1モードは冬季の第1モードに、通年の第2モードは夏季の第1モードに対応し、日本近海 SST の十年規模の主な変動が冬季と夏季における卓越モードの足し合わせで表現できることが分かった。冬季の第1モードの空間パターンは九州西方の東シナ海で振幅が大きく、この海域で SST が低い時期には日本周辺で寒気を伴った気圧の谷の存在が示され、日本近海の冬季の SST の変動には東アジアモンスーンの変動の影響が大きいとする過去の研究と一致した。一方、夏季の第1モードは、北海道周辺海域で振幅が大きく、冬季の西太平洋熱帯域の SST 及びその周辺の外向き長波放射量と相関が高いことが分かった。これは、夏季の SST の十年規模変動が熱帯の対流活動の影響を受けた中高緯度の対流圏温度の上昇と関連する可能性を示唆する。

キーワード：海面水温，十年規模変動，日本近海，大気循環場

### 1. はじめに

全球平均の海面水温 (SST) は、20 世紀に入ってから現在にかけて昇温しており、1891 年から 2017 年までの上昇率は 100 年あたり 0.54°C となっている (気象庁, 2018)。

\* 2019 年 3 月 7 日受領 2020 年 2 月 7 日受理  
著作権：日本海洋学会, 2020 年

1 気象庁地球環境・海洋部

〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

2 気象研究所全球大気海洋研究部

〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1

3 (現) 長崎地方気象台

〒850-0931 長崎県長崎市南山手町 11-51

\*\* 連絡著者：吉田久美

e-mail: kyoshita@met.kishou.go.jp

一方、SST の長期変動には、長期的な昇温傾向だけでなく、十年から数十年スケールの周期変動が見られる。SST の十年から数十年スケールの変動としては、太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation: PDO, Mantua *et al.*, 1997)、太平洋数十年規模振動 (Inter Decadal Pacific Oscillation: IPO, Power *et al.*, 1999 など)、大西洋数十年規模振動 (Atlantic Multidecadal Oscillation: AMO, Kerr, 2000) がよく知られており、これまでに様々な研究が行われている。特に、PDO や IPO は、2000 年前後から 2010 年代前半の世界の平均気温上昇の「停滞」(hiatus) との関連が注目されている (Kosaka and Xie, 2013; England *et al.*, 2014 など)。地球温暖化の進行を正確に把握するためには、これらの自然変動を的確に分離することが重要である。

日本近海における SST の十年規模変動については、北

太平洋を対象にした研究 (Mantua *et al.*, 1997 など) や北西太平洋を対象にした研究 (Nakamura and Yamagata, 1999; Park *et al.*, 2012 など) はあるが, 日本近海域に絞った研究は少なく, 変動の特徴やメカニズムは十分に調べられていない。Nakamura and Yamagata (1999) が行った北西太平洋を対象海域とした SST の十年規模変動の経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function: EOF) 解析では, 冬夏ともに第 1 モードは亜寒帯前線帯における SST の変動に対応している一方で, 冬季の第 3 モードとして日本海から東シナ海にかけての海域で大きな変動が見られる。これは, 北西太平洋で最も卓越する変動とは異なる変動が日本近海に存在することを示唆している。日本海及び東シナ海の冬季 SST は東アジアモンスーン指数と高い相関があることから (Park *et al.*, 2012), 冬季の第 3 モードは東アジアモンスーンの影響を表している可能性がある。しかしながら, EOF の第 3 モードとして抽出される成分は, 第 1, 第 2 モードと比べて誤差が大きいと考えられるため, 日本近海の変動の特徴を正確に見るためには対象海域を日本近海に絞った EOF 解析を行い, 第 1 モードとして抽出することが重要である。

本研究では, 日本近海における十年規模変動を理解することを目的として, 日本近海の 20~50°N, 120~150°E の海域を対象とした EOF 解析を行った。このような領域を選択することで, 過去の北西太平洋を対象とした研究で報告されている亜寒帯前線帯で卓越する変動の影響を小さくすることができると考えられる。また, 本研究では日本近海に広く分布する変動の抽出を試みたため, 局所的なモードを検出しやすい回転 EOF 解析ではなく, 通常の EOF 解析を用いた。

日本近海の SST の十年規模変動についての過去の研究は冬季が中心であり, 年平均として見た場合の日本近海 SST の十年規模変動については調べられていない。また, 冬季の日本近海の十年規模変動についても, 日本海だけでなく太平洋側も含めた日本近海の変動を EOF 解析の第 1 モードとして抽出した研究はない。さらに, 十年規模変動の研究は, できるだけ長期間のデータを用いることが望ましい。これらの問題を考慮して, 本研究では, 1958~2016 年の 59 年間のデータを用いて日本近海を対象とした SST の EOF 解析を行った。そして, 年平

均及び季節別で抽出された第 1 モードを中心に解析を行うことによって, 日本近海における SST の十年規模変動とその要因について, 大気循環場との関係や季節による相違を調べた。

以下, 第 2 節では解析で使ったデータと方法について述べ, 第 3 節で EOF 解析の結果及び大気循環場との関係を示す。第 4 節で SST の十年規模変動の要因を議論し, 第 5 節で結果をまとめる。

## 2. データと解析手法

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-SST (Centennial in-situ Observation Based Estimates of variability of sea surface temperature and marine meteorological variables-SST, Ishii *et al.*, 2005) の月平均値を用いた。COBE-SST は, 船舶やブイの現場データだけを用いた客観解析値であり, 衛星データを使用しないことにより長期にわたって均質な解析を行った 1 度格子のデータセットである。十年規模変動を対象とした今回の解析では, 地球温暖化による全球的な長期トレンドを除去するため, 月ごとに各格子点の SST 偏差から全球平均 SST 偏差を除いた (Zhang *et al.*, 1997)。この全球的な長期トレンドを除去した値の年平均及び季節平均を求め, その 5 年移動平均をとることで十年規模変動を抽出した。以下, 年平均値の 5 年移動平均値を「通年」と呼ぶ。

大気循環場のデータは, 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55, Kobayashi *et al.*, 2015) の 200 hPa 及び 500 hPa ジオポテンシャル高度 (Z200, Z500), 850 hPa 気温 (T850), 海面気圧 (SLP), 925 hPa 風速, 地表面における正味の熱フラックスを用いた。大気循環場についても, 年平均及び季節平均を求め, その 5 年移動平均値を用いた。このうち, Z200, Z500, T850 は, 全球平均偏差の長期変化に SST と同様の傾向が見られたため, SST と同様の手法で全球的な長期トレンドを除去した。

PDO 指数, モンスーンインデックス, 北太平洋指数 (North Pacific Index: NPI) は, 気象庁ホームページで公開しているものを使用した (Table 1)。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。また, 熱帯における対流活動との関係を調

Table 1. Climate indices used in this study.

Index	Website
PDO	<a href="https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html">https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html</a>
Monsoon Index	<a href="https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/obs/knowledge/stmw/moi.html">https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/obs/knowledge/stmw/moi.html</a>
NPI	<a href="https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/db/climate/pdo/npi_index.html">https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/db/climate/pdo/npi_index.html</a>

べるために、米国海洋大気庁 (National Oceanic and Atmospheric Administration) の外向き長波放射量 (Outgoing Longwave Radiation: OLR) のデータを用いた。

季節ごとの解析では、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12～2月の3か月平均を冬季、3～5月を春季、6～8月を夏季、9～11月を秋季とし、SSTは1～3月を冬季、以下同様に4～6月を春季、7～9月を夏季、10～12月を秋季とした。

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1958～2016年とし、平年値は1981～2010年の平均値を用いた。なお、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年移動平均値が独立とは言えないことを考慮するために、実効的に独立な標本間の時間を5年とし、データ数を5で除した値を有効標本数とした (Trenberth, 1984)。以下、特に記述しない場合は、有意水準5%で有意な場合を有意で

あるとする。

### 3. 解析結果

#### 3.1. EOF 解析

Fig. 1aに日本近海のSSTの長期変化を示す。全球平均SSTと同様、長期的な昇温とともに十年規模の変動が見られるが、1958年以降については第2節で述べた方法により長期的な昇温が除去されている (Fig. 1b)。これは、日本近海で平均したSSTの長期的な昇温において、全球的な長期トレンドの寄与が大きいことを意味する。全球的な長期トレンド除去後の5年移動平均値の標準偏差として求めた十年規模変動の大きさは $0.13^{\circ}\text{C}$ で、全球的な長期トレンド除去後の年々変動の標準偏差 $0.21^{\circ}\text{C}$ の約60%である。また、日本近海SSTの年平均値の線形回帰直線 (Fig. 1aの赤線) から得られる10年あたりの昇

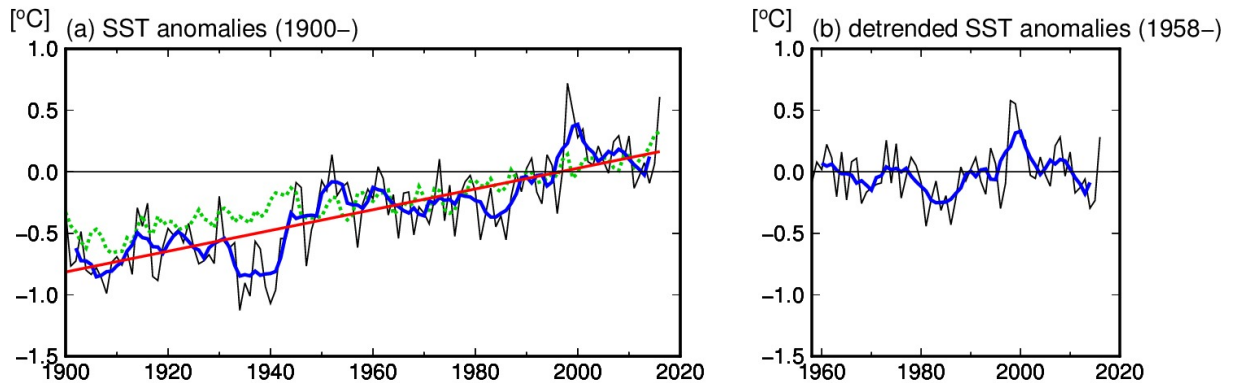


Fig. 1. Time series plots of (a) annual mean SST anomalies around Japan (black;  $^{\circ}\text{C}$ ) and (b) detrended SST anomalies since 1958. The blue line shows the five-year running mean and the red line indicates the linear trend for the period from 1900 to 2016. The green dotted line shows the annual mean global SST anomalies. In (b), the global mean SST anomalies were subtracted from those around Japan.

温率  $0.08^{\circ}\text{C}$  よりも大きく、日本近海の平均で見た場合に SST の変動における十年規模変動の寄与は大きい。

日本近海における十年規模変動の標準偏差を Fig. 2 に示す。十年規模変動の大きさは、通年では日本近海の広い範囲で  $0.1^{\circ}\text{C}$  を超えている。季節ごとに見ると、季節によって標準偏差の大きい海域が異なっており、冬季は日本海から東シナ海にかけての海域で、夏季は北海道周辺で変動が大きい。なお、通年の標準偏差が大きい沿海州沿岸や冬季を中心に標準偏差が大きい黄海は、観測データが少ないことによる解析誤差が標準偏差の値に影響している可能性に留意しておく必要がある。

日本近海の SST で卓越する十年規模の変動を調べるため、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 EOF 解析を行った。通年の第 1～第 3 モードの空間パターンと時係数を Fig. 3 に示す。第 1 モード (Fig. 3a, d) は、日本海中部と東シナ海で振幅が大きく、北海道東岸から本州東方にかけては振幅が小さかった。時係数は、1970 年頃、1985 年頃、2013 年頃に正のピークがあり、2000 年頃に負のピークがあった。第 1 モードの寄与率は 45.8% で、変動の約半分を説明することができる。空間パターンで振幅の大きい海域が Fig. 2a に示す通年の標準偏差が大きい海域とほぼ一致していることも、第 1 モードで主な変動を再現できていることを示している。第 2 モード (Fig. 3b, e) の寄与率は 20.5% で、日本の北

の海域で振幅が大きく、時係数は 2000 年代の上昇が顕著である。第 1 モードと第 2 モードによって、変動量の約 66% が説明できる。第 3 モード (Fig. 3c, f) の寄与率は 14.4% で、本州東方で振幅が大きい。

Fig. 4 に冬季及び夏季の第 1 モードの空間パターンと時係数を示す。寄与率は冬季が 48.7%、夏季が 43.6% とどちらも第 1 モードで各季節の変動の約半分を説明することができる。冬季と夏季のどちらも、Fig. 2b, c に示す標準偏差の大きい海域で空間パターンの振幅が大きく、EOF 解析の第 1 モードによって変動が大きい海域の変動を捉えることができていると考えられる。

冬季の空間パターン (Fig. 4a) は、九州西方の東シナ海や日本海南部で振幅が大きいのに対し、北海道東岸から本州東方にかけて振幅が小さい。これらの特徴は、通年の第 1 モードの空間パターン (Fig. 3a) と概ね共通している。時係数 (Fig. 4c) も、1970 年頃、1985 年頃、2013 年頃の正のピーク、2000 年頃の負のピークが通年の第 1 モードの時係数 (Fig. 3d) の各ピークと一致している (相関係数は 0.84 で有意)。一方、夏の第 1 モードの空間パターン (Fig. 4b) は、北海道の南側の振幅に違いは見られるが、北海道周辺海域で振幅が大きく、通年の第 2 モードの空間パターン (Fig. 3b) とよく対応していた。時係数 (Fig. 4d) を通年の第 2 モード (Fig. 3e) と比べると、夏の第 1 モードに見られる 1975 年頃や 2000 年頃

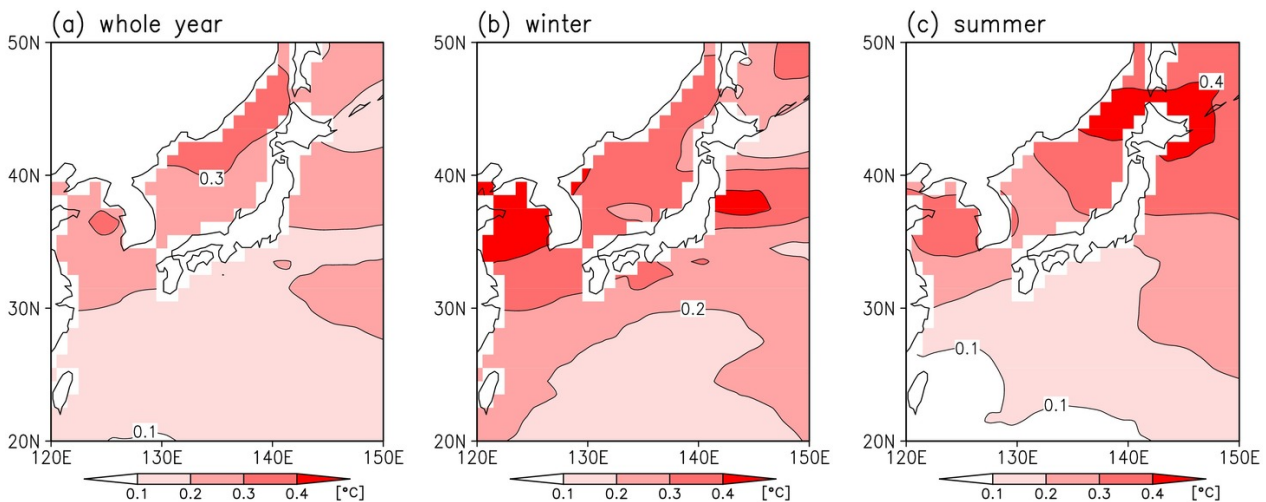


Fig. 2. Distributions of standard deviations of decadal SST variations around Japan for (a) the whole year, (b) the winter (January–March), and (c) the summer (July–September).



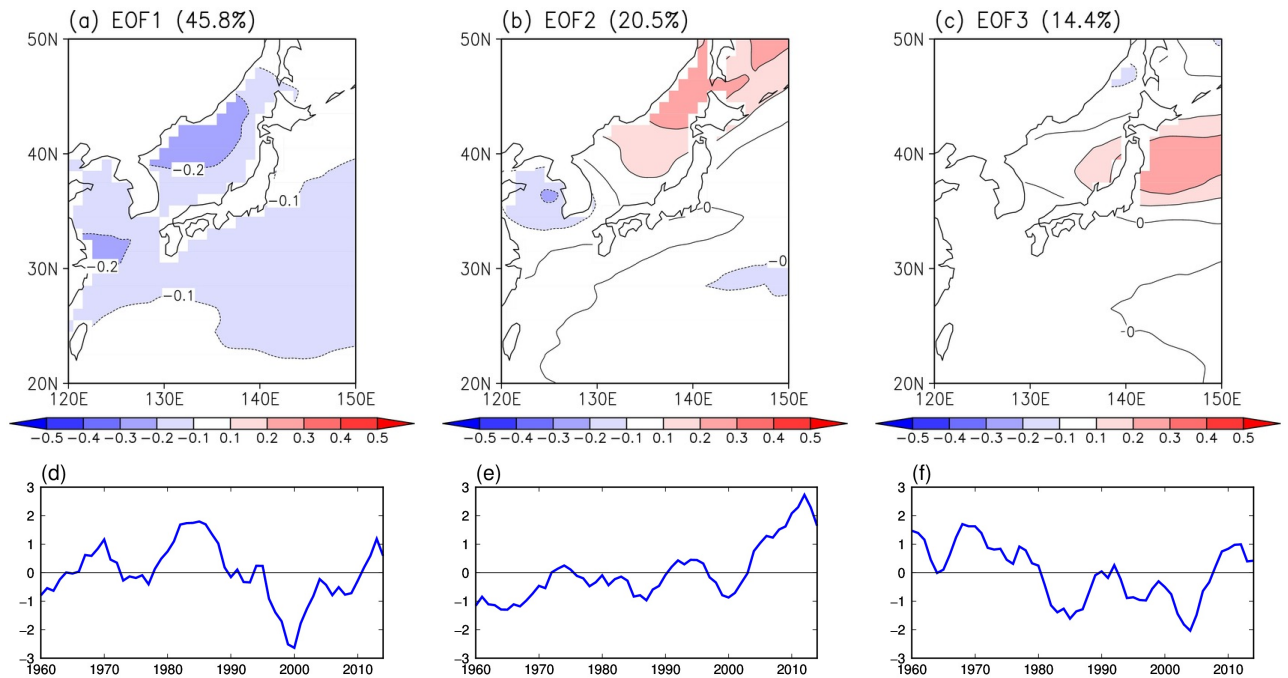


Fig. 3. Spatial patterns and corresponding principal components of the first (a, d), the second (b, e), and the third (c, f) EOF modes. The percentage of the total variance explained by each mode is shown in the parentheses.

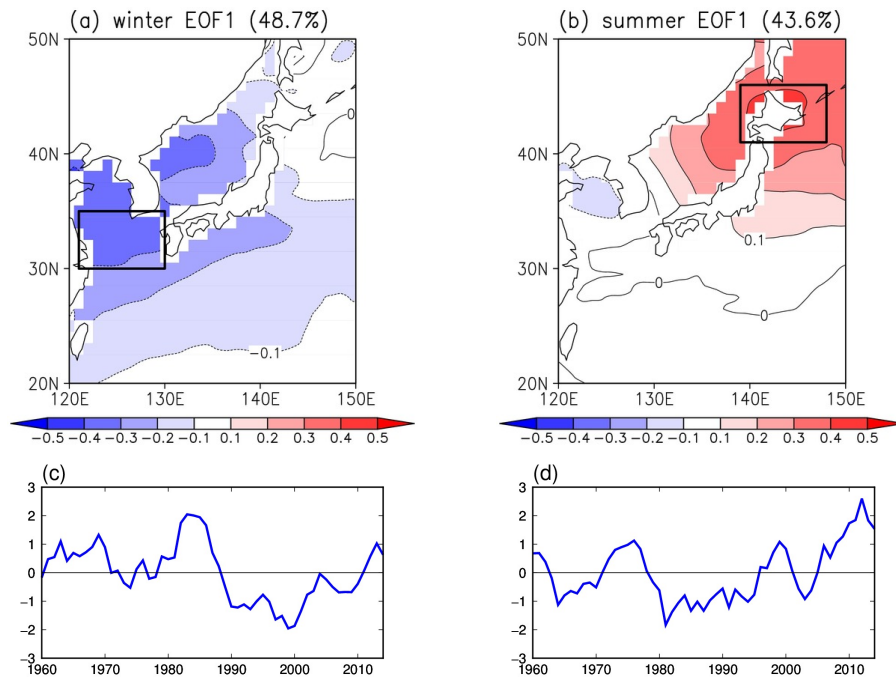


Fig. 4. Spatial patterns and corresponding principal components of the first EOF modes for winter (a, c) and summer (b, d) SST around Japan. The black boxes indicate the regions where averaged SST changes were used in our composite analysis.

のピークが通年の第2モードでは数年ずれているが、2000年代半ば以降の上昇傾向は一致している（相関係数は0.61で有意）。以上の結果から、日本近海のSSTの十年規模の主たる変動は、冬季と夏季における十年規模変動の足し合わせと考えることができる。以下では冬季と夏季それぞれの主モードに着目し、要因について解析を行った。なお、第3モードについては4.3で議論する。

## 3.2. 大気循環場との関係

### 3.2.1. 冬季

冬季のEOF第1モードの時係数に対する冬季のZ200, Z500, T850及び海面気圧の回帰係数の分布をFig. 5に示す。Z200, Z500ともにユーラシア大陸東岸から日本にかけて有意な負偏差を示し、対応する領域でT850も負偏差となっている。これらは、寒気を伴った気圧の谷の存在を示唆する。また、北太平洋では、北側で正偏差、

南側で負偏差のパターンがZ200, Z500, 海面気圧で見られ、アリューシャン低気圧が通常より南で強い傾向を示す。

これらの大気循環場の特徴と実際の冬季SSTの変動との関係を確認するため、第1モードの振幅が大きい東シナ海北部のSSTの変動と大気循環場の関係を調べた。Fig. 6aに第1モードの振幅が大きい東シナ海北部の海域（Fig. 4aに黒枠で示す海域）の海域平均SST偏差の時系列を示す。この5年移動平均値が $-1\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差)を下回る低温年（Table 2）を平均したZ200偏差（5年平均値）の合成図（Fig. 6b）では、回帰係数の分布と同様にユーラシア大陸東部から日本にかけて気圧の谷が見られる。

低温年の1969年と1983年を中心としたZ200偏差の5年平均値の分布図（Fig. 6c, d）では、どちらもユーラシア大陸東部から日本にかけて気圧の谷が見られる。一方、

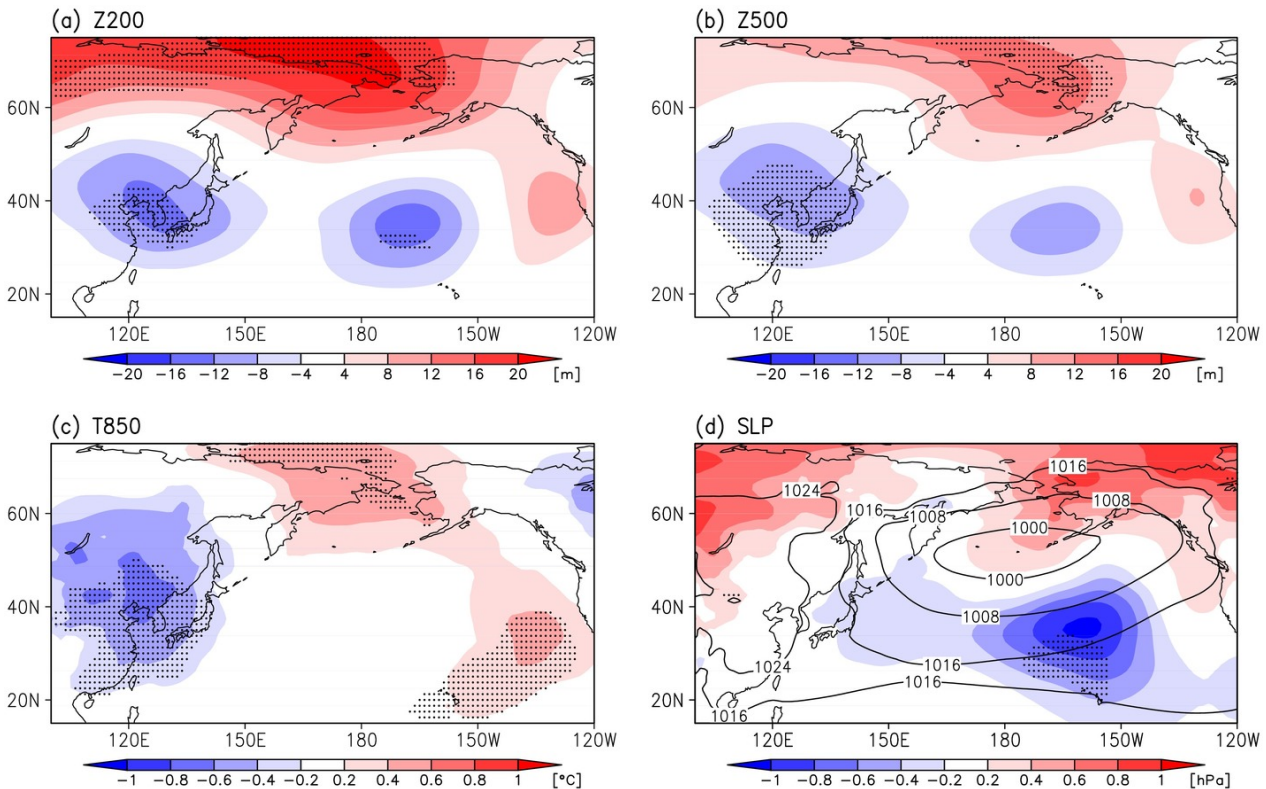
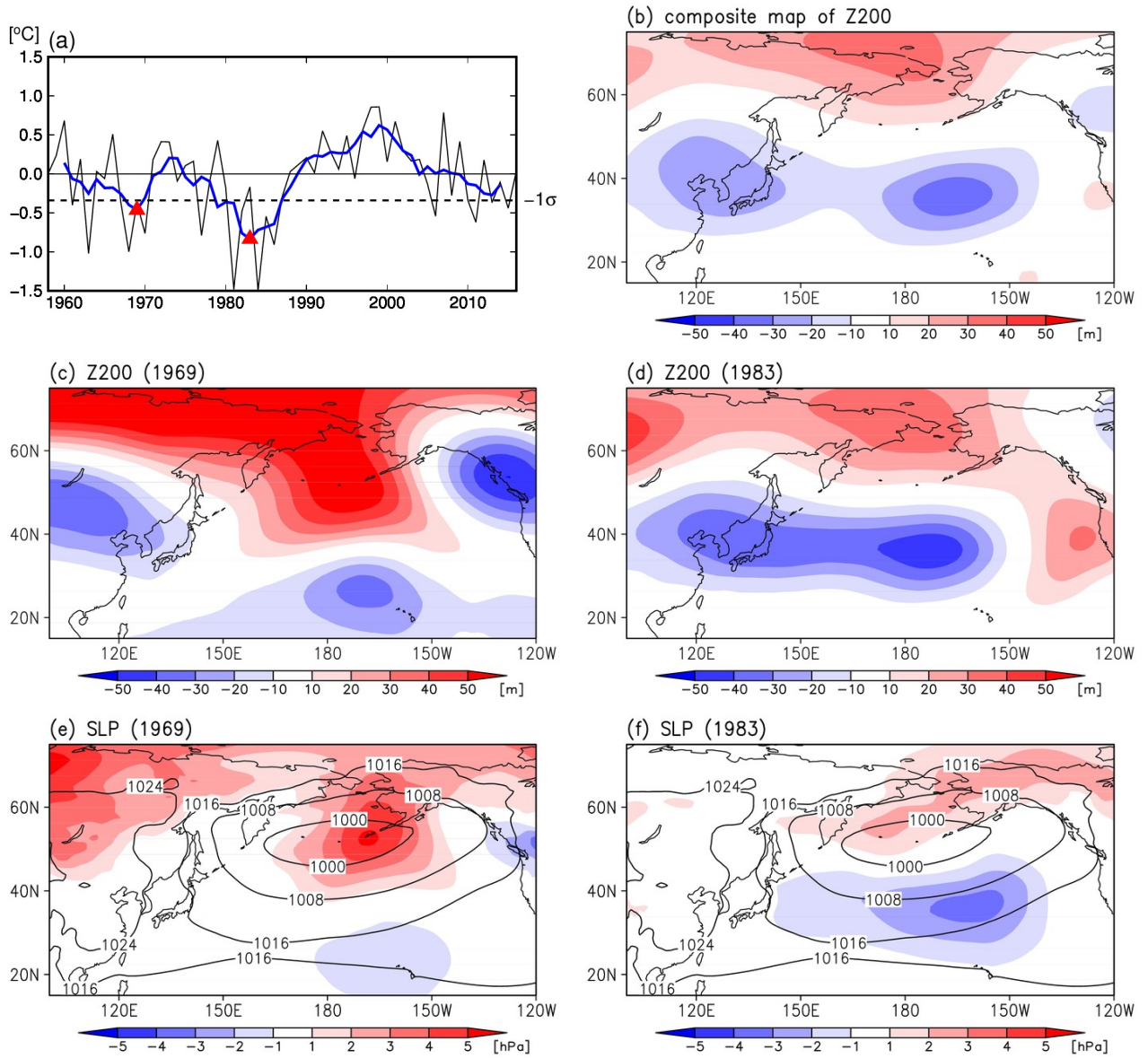


Fig. 5. Regression of the five-year running means of winter (a) Z200, (b) Z500, (c) T850, and (d) SLP values onto the first EOF mode of the winter SST. Stippling indicates areas where values were statistically significant at the 95% confidence level. The contours in (d) indicate the climatology of the winter SLP.



**Fig. 6.** (a) A time series plot of winter SST anomalies (black) and their five-year running means ( $T_{a5}$ ; blue) averaged over the northern part of the East China Sea (indicated in Fig. 4a). Red triangles mark the years 1969 and 1983 for which Z200 and SLP maps are shown in (c)-(f). (b) A composite map of winter Z200 anomalies for  $T_{a5} < -1\sigma$ . Maps of winter Z200 anomalies for (c) 1969 and (d) 1983. Maps of winter SLP anomalies for (e) 1969 and (f) 1983 with climatology (contours). Subplots (b)-(f) use five-year running means.

**Table 2.** Cold and warm years based on the means of winter SST anomalies in the northern part of the East China Sea ( $T_{a5}$ ).

Cold year ( $T_{a5} < -1\sigma$ )	1968-1969, 1979-1986
Warm year ( $T_{a5} > +1\sigma$ )	1996-2001



1969年には北太平洋のアリューシャン列島付近を中心に強い正偏差が見られるのに対して、1983年はアリューシャン低気圧の南側に対応する海域まで負偏差が東西に広がっており、違いが見られる。海面気圧 (Fig. 6e, f) では、1969年にはアリューシャン低気圧の中心付近で正偏差が見られるのに対して、1983年にはアリューシャン低気圧の北側で正偏差、南側で負偏差となっている。この年による違いについては、41で議論する。なお、5年移動平均値が $+1\sigma$ を上回る高温年 (Table 2) の Z200 偏差の合成図 (図略) では、日本付近の偏差は小さく、東シナ海を中心に弱い正偏差が広がっていた。以上から、冬季の回帰解析で得られた大気循環場の特徴は、東シナ海北部の低温年の特徴を示していると言える。

### 3.2.2. 夏季

夏季の EOF 第 1 モードの時係数に対する夏季の Z200,

Z500, T850 及び海面気圧の回帰係数を Fig. 7 に示す。Z200, Z500, T850 とともに、カムチャツカ半島付近や北太平洋東部を中心に北緯 40 ~ 60 度に帯状の正偏差が見られる。一方、北緯 20 度付近には有意な負偏差が見られる。海面気圧では、太平洋高気圧の北西にあたる領域で正偏差、オホーツク海で負偏差が見られるが、どちらも有意ではない。ユーラシア大陸北部には海面気圧の有意な負偏差が見られる。

これらの大気循環場の特徴と夏季 SST の実際の変動との関係を確認するため、冬季の解析と同様に、第 1 モードの振幅が大きい北海道周辺海域 (Fig. 4b に黒枠で示す海域) の SST の変動と大気循環場の関係を調べた。北海道周辺の海域平均 SST 偏差の 5 年移動平均値が $+1\sigma$ を上回る高温年 (Table 3) を平均した Z200 偏差 (5 年平均値) の合成図 (図略) は、回帰係数の分布と同様、カムチャツカ半島付近を中心に帯状の正偏差が広がり、北緯

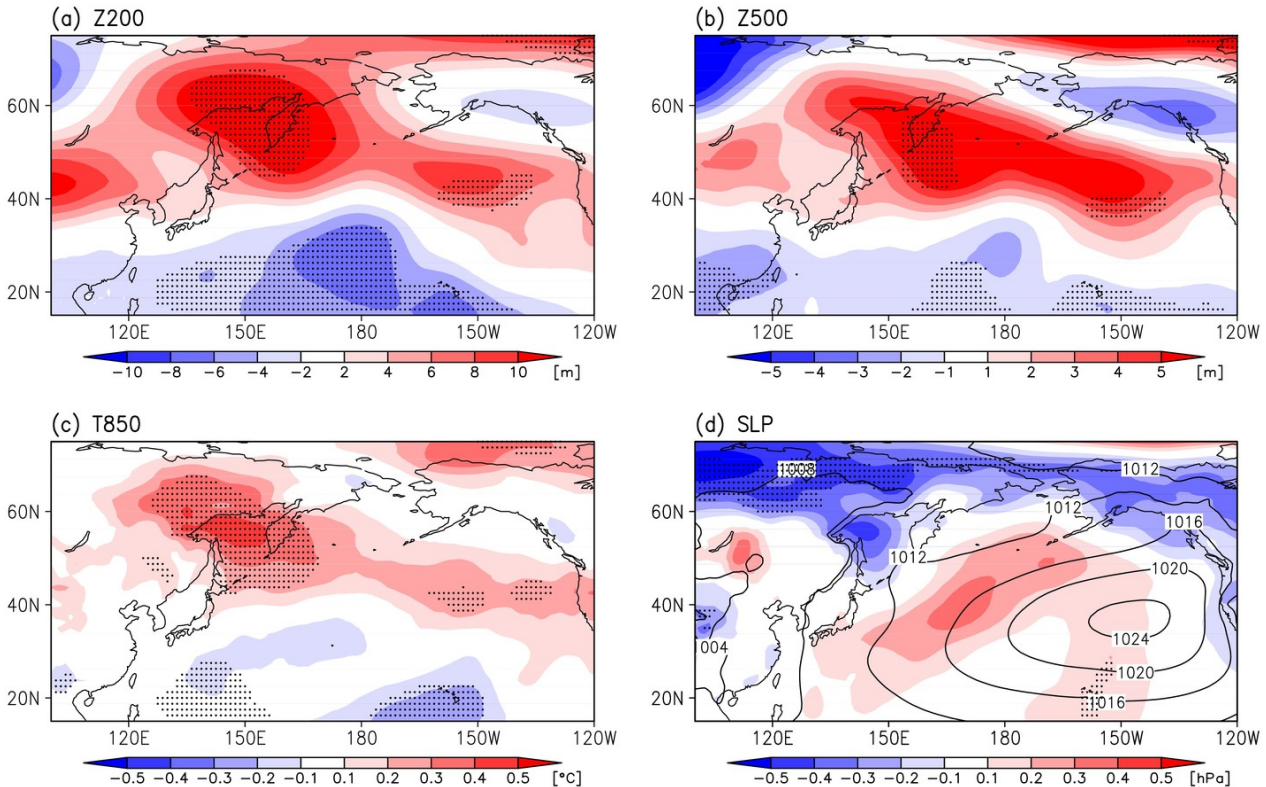


Fig. 7. Regression of the five-year running means of summer (a) Z200, (b) Z500, (c) T850, and (d) SLP values onto the first EOF mode of the summer SST. Stippling indicates areas where values were statistically significant at the 95% confidence level. The contours in (d) indicate the climatology of the summer SLP.



**Table 3.** Warm and cold years based on the means of summer SST anomalies in the area around Hokkaido ( $T_{a5}$ ).

Warm year ( $T_{a5} > +1\sigma$ )	1960-1961, 1974-1976, 1999, 2006, 2008-2014
Cold year ( $T_{a5} < -1\sigma$ )	1981-1982, 1985-1987

20度付近には弱いながら負偏差が見られた。高温年の1961年と2012年を中心とするZ200偏差の5年平均値の分布図にも中高緯度に正偏差があるという特徴が見られた。また、5年移動平均値が $-1\sigma$ を下回る低温年 (Table 3) のZ200偏差の合成図 (図略) は、中高緯度で負偏差となっていた。以上から、夏季の回帰解析で得られた大気循環場の特徴は、北海道周辺海域の高温年の特徴を示していると言える。

## 4. 議論

### 4.1. 冬季 SST の十年規模の変動の要因

3.2.1 では、冬季 SST の十年規模変動の第1モードが日本周辺の寒気を伴った気圧の谷と関係していることを示した。Takaya and Nakamura (2013) は、冬季東アジアモンスーンの年々変動の解析から、日本の寒冬年には東アジアモンスーンの強化に対応して日本付近に気圧の谷が見られることを報告している。今回の結果は、冬季の九州西方の東シナ海を中心とした十年規模の SST の変動も東アジアモンスーンの変動と関係があることを示唆している。日本近海の冬季 SST の十年規模変動と東アジアモンスーンの変動の関係は、北西太平洋や日本海を対象とした過去の研究でも指摘されている (Nakamura and Yamagata, 1999; Minobe *et al.*, 2004; Park *et al.*, 2012)。本研究では、日本近海を対象海域としたことで、東アジアモンスーンの変動に関係する変動を第1モードで抽出することができた。それによって、日本近海の平均で見た冬季 SST の変動に最も影響が大きいのは東アジアモンスーンの変動であることをより明確に示したと言える。東アジアモンスーンの変動を調べた Nakamura *et al.* (2002) は、十年規模の変動として1980年代後半以降にシベリア高気圧の弱화에伴って東アジアモンスーンが弱体化していたことを指摘している。冬季 EOF 第1モー

ドの時係数でも1980年代後半以降に SST が高くなっており、傾向が一致している。また、東アジアモンスーンの強さの指標の1つであり、イルクーツクと根室の気圧差で計算される冬季のモンスーンインデックス (Hanawa *et al.*, 1988) の1973~2014年の5年移動平均値と冬季 SST の EOF 第1モードの時係数の相関係数は0.69で有意水準10%では有意である。モンスーンインデックスは日本海の北におけるモンスーンの強さを表現しているのに対し、冬季 SST の EOF 第1モードの振幅が大きい海域は東シナ海まで広がっている。モンスーンインデックスでモンスーンの強さが表現されやすい領域と SST の変動の大きい海域が異なっているために、モンスーンインデックスとの相関が低くなっていると考えられる。

なお、海面気圧の回帰係数の分布 (Fig. 5d) では、日本付近で西高東低の偏差パターンは見られるが有意ではない。これは、冬季のユーラシア大陸東部ではシベリア高気圧が発達すると海面気圧は正偏差になるが、低 SST の場合に Z200 (Fig. 5a) や Z500 (Fig. 5b) で見られる気圧の谷に伴う負偏差が重なるため、海面気圧の偏差が不明瞭になっている結果と考えられる。ただし、925 hPa の風速と冬季 SST の EOF 第1モードの時係数との相関を見ると、上空の気圧の谷の南西側にあたる東シナ海で有意な正相関が見られ、北西風が強くなっていた (図略)。T850 (Fig. 5c) に見られる下層寒気に加えて、風が強まることによる冷却効果で SST が低くなると解釈される。

一般に、大気による加熱・冷却が SST の変動に大きな影響を与える場合は、SST の変動は正味の熱フラックスの変動と相関が強いことが期待される。そこで、JRA-55 の正味の熱フラックスには上向きのバイアスがあるものの (Kobayashi *et al.*, 2015)、冬季 SST の EOF 第1モードの時係数に対する正味の熱フラックス (下向きを正) の相関係数と回帰係数の分布 (Fig. 8) により両者の関係を見てみた。日本海から東シナ海、日本の南にかけて回帰係数が負となっており、大気との熱のやり取りが冬季の

SSTの変動に寄与していることと矛盾しない。ただし、相関が有意である領域は限られており、EOF第1モードの空間パターンの振幅が大きい海域 (Fig. 4a) との対応はあまりよくない。これは、大気による海面の冷却において潜熱・顕熱の放出の増加よりも強風に伴う海洋表層の混合層の発達の影響が大きい海域があるためという解釈もできる。ただし、JRA-55の正味の熱フラックスのデータの不確かさによるものである可能性も否定できない。

顕著な低温の時期の大気循環場では、1969年 (Fig. 6c) と1983年 (Fig. 6d) のZ200の分布はどちらも日本付近に気圧の谷が見られるが、アリューシャン列島近海から南の海域における正偏差と負偏差の分布は異なる。1983年は、第1モードの時係数に対するZ200の回帰係数の分布と同様に、アリューシャン列島の南で明瞭な負偏差が見られるのに対し、1969年はアリューシャン列島

付近で強い正偏差となっている。これらの違いは海面気圧 (Fig. 6e, f) でも見られ、アリューシャン低気圧の変動と関係することが示唆される。1969年にはアリューシャン低気圧の中心で正偏差が見られ、アリューシャン低気圧が弱かったのに対して、1983年にはアリューシャン低気圧の北側で正偏差、南側で負偏差となり、アリューシャン低気圧の中心が南寄りになっていたと言える。アリューシャン低気圧の強さの指標として用いられるNPIの時系列を Fig. 9に示す。冬季のアリューシャン低気圧の強さは、約20年周期の変動が卓越しており、アリューシャン低気圧は1970年頃には弱かったが、1980年代半ばには強かった (Minobe, 1999)。また、Sugimoto and Hanawa (2009) は、1980年代前半にアリューシャン低気圧の中心が南寄りであったことを示している。以上から、1969年と1983年の違いは、アリューシャン低気圧の強さと南北変動による違いであると解釈できる。九州西方の東シナ海で顕著にSSTが低い時期は、日本付近に気圧の谷が見られることは共通しているが、アリューシャン低気圧の変動には違いがあると言える。

Z200の回帰係数の分布 (Fig. 5a) や合成図 (Fig. 6b), 1983年のZ200の分布 (Fig. 6d) に共通して見られる「北太平洋の北で正偏差、南で負偏差」のパターンは、Wallace and Gutzler (1981) が指摘した「Western Pacific (WP) パターン」の指数の冬季平均に対するZ200の回帰係数の分布でも存在する (図略)。Sugimoto and Hanawa (2009) は、WP指数とアリューシャン低気圧の南北

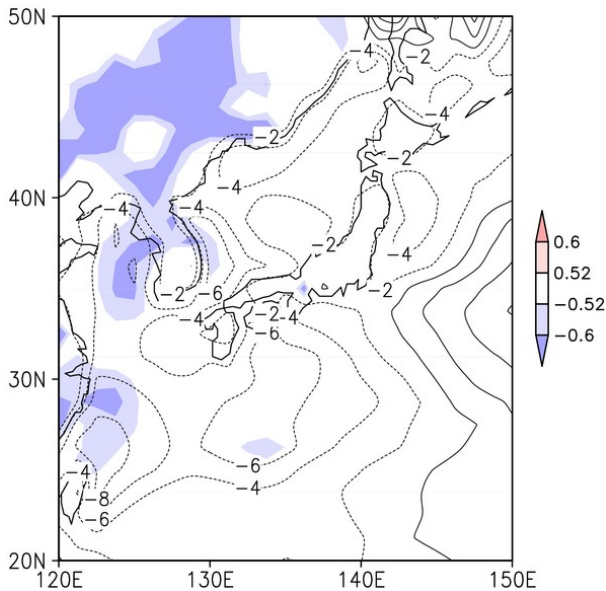


Fig. 8. A map showing both regression (contours;  $\text{Wm}^{-2}$ ) and correlation coefficients (shading) of the five-year running mean of winter net surface heat flux anomalies with the first EOF mode of the winter SST. The red and blue areas indicate the regions where the correlation coefficients were statistically significant at the 95% confidence level, while pale red and pale blue areas correspond to the 90% confidence level.

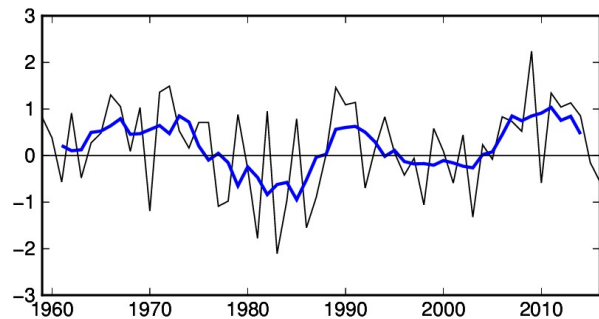


Fig. 9. A time series of the North Pacific Index in winter. The black and blue lines show the November–March means and the five-year running mean, respectively. Positive values correspond to weaker activity of the Aleutian Low.

変動の相関が高いことを指摘している。冬季 SST の EOF 第 1 モードの時係数と WP 指数の冬季平均の 5 年移動平均値との相関係数は 0.71 と有意である。一方で、十年以上のスケールの冬季東アジアモンスーンの変動が北極振動 (AO, Thompson and Wallace, 1998) と関連するという研究があるが (Jhun and Lee, 2004), 今回の解析では、冬季 SST の EOF 第 1 モードの時係数と AO 指数の冬季平均の 5 年移動平均値との相関係数は  $-0.57$  と有意ではなかった。

北太平洋の SST の十年規模変動としてよく知られる PDO との関係について調べたが、冬季 SST の EOF 第 1 モードの時係数と PDO 指数の冬季平均との相関係数は 0.19 で、有意な相関はなかった。中緯度における PDO の変動の中心が太平洋中央部にあり、第 1 モードの振幅が大きい九州西方の東シナ海では PDO の影響が小さいためと考えられる。一方、北半球の SST の変動には 1970/1971 年, 1976/1977 年, 1988/89 年にレジームシフトが起こったという報告がある (Yasunaka and Hanawa, 2002)。Fig. 4c に示す冬季 SST の EOF 第 1 モードの時係数では、急激な変化は見られないが、1970 年前後に正から負 (低 SST から高 SST), 1976 年前後に負から正, 1988 年前後に正から負と変化しており、傾向は一致している。これらから、冬季 SST の十年規模変動の主要因である東アジアモンスーンの変動は、レジームシフトを引き起こす大規模な大気循環場の変化の影響を受けていると考えられる。

#### 4.2. 夏季 SST の十年規模の変動の要因

夏季 SST の EOF 第 1 モードに対する回帰図では、北半球中高緯度に帯状にジオポテンシャル高度や気温の正偏差が広がっていた (Fig. 7)。夏季 SST の EOF 第 1 モードの時係数に対する Z200 偏差の回帰係数の全球分布 (Fig. 10) では、北半球では大西洋からヨーロッパにかけて、南半球では北半球に比べて弱いながらも南太平洋やアフリカ南部などで正偏差となっており、両半球の中高緯度において帯状に正偏差が広がっている。このことから、夏季の北海道周辺海域を中心とした SST の十年規模の正偏差は、南北両半球で同時に生じる中高緯度の対流圏温度の上昇と関係していると考えられ、熱帯に起因する変動である可能性が示唆される。

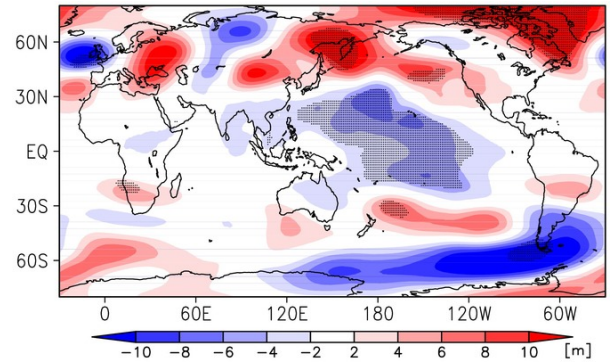


Fig. 10. Regression of the five-year running mean of global summer Z200 anomalies onto the first EOF mode of the summer SST. Stippling indicates areas where values were statistically significant at the 95% confidence level.

季節から年の時間スケールでは、エルニーニョ現象に伴い、太平洋赤道域東部の SST 偏差のピークに対して 2 季節遅れて中高緯度の対流圏に帯状の正偏差が現れることが知られている (Angell, 2000; Hoerling *et al.*, 2001)。Hoerling *et al.* (2001) は、1997 年から 1998 年にかけて発生したエルニーニョにおいて、エルニーニョ発生期間中に生じた熱帯の Z200 の正偏差が時間とともに中高緯度にまで広がり、1998 年夏季には Z200 の正偏差のピークが中高緯度に見られることを示している。そこで、十年スケールでの熱帯域との関連を見るために、夏季 SST の EOF 第 1 モードの時係数に対するラグ-6 ヶ月 (その年の 1 ~ 3 月) 及び同時 (7 ~ 9 月) の SST の回帰係数を求めた (Fig. 11)。ラグ-6 ヶ月及び同時のどちらも、太平洋熱帯域の中部から東部にかけて有意な負偏差が見られ、その周囲を取り囲むように K 字型に正偏差が分布している。このパターンは、Wang *et al.* (2013) が述べている mega-ENSO のパターンに似ている。彼らは、この K 字型のパターンから導出した mega-ENSO インデックスが、PDO 指数とよい相関があり、北半球の夏季モンスーンの強さとも関係していることを示している。また、Fig. 11a に示すラグ-6 ヶ月では、西太平洋熱帯域の SST 正偏差も有意である。ラグを +6 ヶ月にした場合もラグ-6 ヶ月と同様の分布が見られ (図略)、西太平洋熱帯域で有意な SST 正偏差が見られた。



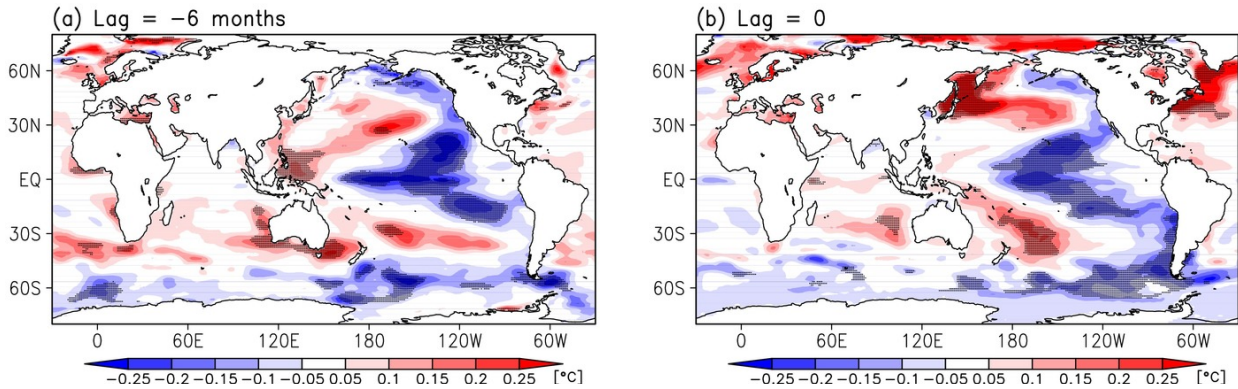
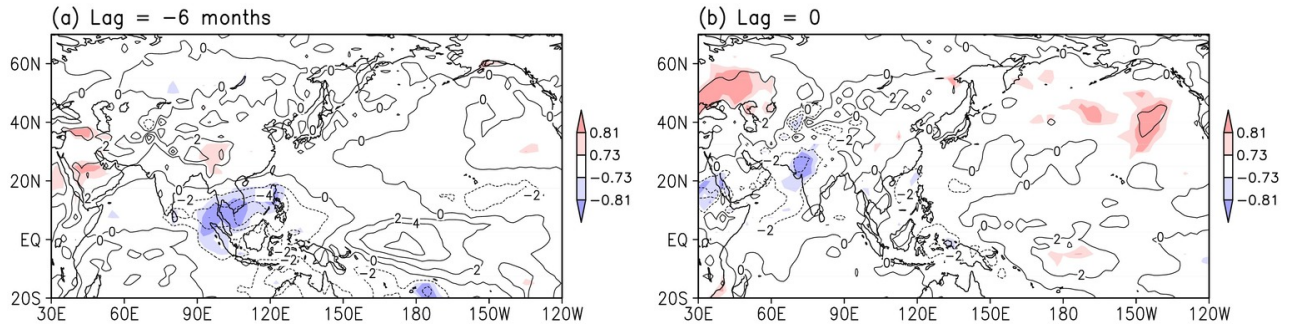


Fig. 11. Regression of the five-year running means of (a) the previous winter and (b) summer SST onto the first EOF mode of the summer SST. Stippling indicates areas where values were statistically significant at the 95% confidence level.

SSTと対流活動の関係を調べるため、夏季SSTのEOF第1モードの時係数に対するラグ-6ヶ月(前年12月~2月)及び同時のOLRの相関係数と回帰係数の分布をFig. 12に示す。統計期間は5年移動平均で1982~2014年である。ラグ-6ヶ月では、海洋大陸を中心とする負偏差が見られ、海洋大陸における対流活動の活発な傾向が顕著であり、SSTで見られた西太平洋熱帯域の有意な正偏差に対応する。SSTと同様に、ラグを+6ヶ月にした場合にも同じ特徴が見られた(図略)。今回の解析では5年移動平均値を用いたためにラグ-6ヶ月と+6ヶ月の違いを明らかにできないが、十年規模の夏季の中高緯度の変動と対応しているのが西太平洋熱帯域の冬季の変動であるために6ヶ月のずれで高い相関となると解釈できる。これは、冬季の西太平洋熱帯域の高SSTに伴って対流活動が活発になることが、夏季の中高緯度の対流圏温度の上昇に関係することを示唆する。一方、同時相関ではインド周辺に有意な負偏差が見られるが、海洋大陸では有意な偏差が見られなかった。Table 3で顕著な高温の時期として示した1961年については、西太平洋熱帯域の冬季のSSTに明瞭な正偏差が見られず、1961年頃の北海道周辺海域のSSTの高温は、夏季にインド周辺の対流活動が活発だったことと関係する可能性がある。1961年のOLRの分布はデータがないために確認できないが、JRA-55の1961年を中心とする夏季降水量の5年平均値はインド周辺で正偏差であり、対流活動が活発であったと推定される。

ただし、このOLRの変動は、十年より長い時間スケールの変動である可能性がある。今回の解析では1980年以降(5年移動平均では1982年以降)のOLRのデータを用いて関係を調べたが、1980~2016年のOLRの線形回帰からトレンドを計算すると、冬季は海洋大陸、夏季はインド周辺やアフリカの北緯15度付近を中心とした領域で負のトレンド(減少傾向)が見られる(図略)。夏季SSTのEOF第1モードの時係数は正のトレンド(増加傾向)が大きく(Fig. 4d)、冬季の海洋大陸や夏季のインド周辺で見られる夏季SSTのEOF第1モードの時係数とOLRとの強い負相関は、冬季の海洋大陸や夏季のインド周辺のOLRの大きな負のトレンド(減少傾向)によるものと考えられる。Wang *et al.* (2013)は、1970年代末以降、北半球の夏季モンスーンが強化していることを指摘しており、それがmega-ENSOとAMOによるものであるとしている。今後、長期間のOLRのデータが得られるようになれば、十年より長い時間スケールで対流活動が増加しているかどうかを確認することができ、増加している場合はその理由を調べることができる。

熱帯の対流活動と中高緯度の対流圏温度の上昇の関係については、年スケールでの関係がこれまでの研究で調べられている。Lau *et al.* (2005)は、エルニーニョ現象後の中緯度の対流圏温度の上昇にはENSOそのものよりもインド洋から西太平洋にかけての海域のSST偏差の影響が大きく、総観規模の擾乱の運動量フラックスが大きな役割を果たすとしている。今回の結果は、十年スケール



**Fig. 12.** Maps showing both regression (contours;  $\text{Wm}^{-2}$ ) and correlation coefficients (shading) of the five-year running means of (a) the previous winter and (b) the summer outgoing longwave radiation with the first EOF mode of the summer SST. The red and blue areas indicate the regions where the correlation coefficients were statistically significant at the 95% confidence level, while pale red and pale blue areas correspond to the 90% confidence level.

ルでも年スケールと同様に、西太平洋熱帯域の SST 及びその周辺の大気活動が関係している可能性を示唆している。ただし、年スケールではエルニーニョ現象に続く夏季に中緯度の対流圏温度が上昇するが、十年スケールの Fig. 11a では 6 ヶ月前の冬季は太平洋赤道域の中部から東部にかけて負偏差となっており、ラニーニャ傾向となっている。また、十年スケールでは、太平洋の低緯度域でジオポテンシャル高度の負偏差が見られる。これらの十年スケールと年スケールの違いを明らかにするためにも、詳細なメカニズムを確認する必要がある、そのためには大気・海洋結合モデルを用いた研究が有効であると考えられる。

なお、海面気圧の回帰係数の分布 (Fig. 7d) で見られるユーラシア北部の有意な負偏差は、北緯 70 度付近の東経 90 度～150 度付近で明瞭であった (図略)。この領域の中でも、西側 (東経 120 度以西) は上空の気圧の谷と対応が良く、順圧的であるのに対し、東側では傾圧的であり、違いが見られた。東側では、T850 の分布 (Fig. 7c) でも示されるように上空の気温が高いことが海面気圧の負偏差と関係する可能性がある。

これまで述べてきたことから、西太平洋熱帯域の SST の正偏差に伴って中高緯度の対流圏温度が上昇し、日本周辺では北部を中心に大気から海洋へと熱が輸送され、その海域の SST が正偏差となる関係が示唆される。SST の EOF 第 1 モードの時係数と夏季の正味の熱フラックス

の間には、本州東方で有意な正の相関が見られたが、オホーツク海や千島列島付近で相関が低かった (図略)。正味の熱フラックスを各要素に分けて確認すると、オホーツク海や千島列島付近では正味短波放射で負相関が見られた。千島列島沿いからオホーツク海にかけては夏に海霧が発生する海域である (Tokinaga and Xie, 2009)。JRA-55 で海霧または下層雲の再現が悪いために正味短波放射に誤差が生じている可能性も考えられるが、JRA-55 の下層雲の再現性やそれが正味の熱フラックスに与える影響については十分に分かっていない。

夏季 SST と PDO との関係調べると、夏季 SST の EOF 第 1 モードの時係数と PDO 指数の夏季平均との相関係数は  $-0.69$  で有意である。先に述べた Wang *et al.* (2013) の mega-ENSO インデックスも PDO とのよい相関が報告されている。Matsumura and Horinouchi (2016) は、PDO が偏西風の位置の変化を通じて西太平洋亜熱帯高気圧の長期変動の要因となっている可能性を指摘している。今回の解析でも、太平洋高気圧の北西縁で正偏差が見られたが (Fig. 7d)、有意ではなかった。PDO は、熱帯から中高緯度に至る広範囲の大気と海洋の相互作用によって生じる現象であり、ENSO と冬季のアリューシャン低気圧が重要な要素と考えられている (Newman *et al.*, 2016)。黒潮続流の変動が太平洋における大気循環場に影響を与えているという研究もあるが (O'Reilly and Czaja, 2015)、PDO のメカニズムは十分

に分かっていない。今回の結果は日本の北の海域を中心とした夏季の日本近海の SST の十年規模変動が熱帯の SST の変動に起因している可能性を示唆するが、PDO とどのように関係するのかは明らかにできていない。PDO との関係や、先に述べた熱帯の対流活動の減少傾向が夏季 SST に与える影響について明らかにすることが今後の課題である。

4.3. 通年の EOF 第 3 モードと冬季の EOF 第 2 モードの変動

通年の SST の EOF 第 3 モードは、本州東方で振幅が大きいパターンとなっていた (Fig. 3c)。Fig. 2b に示すように、本州東方においては冬季で十年規模変動が大きい。通年の第 3 モードの空間パターンは、冬季 SST の EOF 第 2 モードの空間パターン (Fig. 13a) に似ており、時係数 (Fig. 13b) も 1970 年頃の正のピーク、1980 年代半ばと 2000 年代半ばの負のピークが一致している (相関係数は 0.75 で有意)。これらは、冬季の第 2 モードで表現される変動が、通年の第 3 モードで表現される主な変動であることを示している。

通年の第 3 モードの時係数に対する冬季の Z200 及び海面気圧の回帰係数の分布 (Fig. 14) では、Z200 と海面気圧のどちらもアリューシャン低気圧付近に有意な正偏差が見られる。また、通年の EOF 第 3 モードの時係数と PDO 指数の冬季平均との相関係数は  $-0.71$  で、有意である。これらは、通年の第 3 モードが PDO と関係した

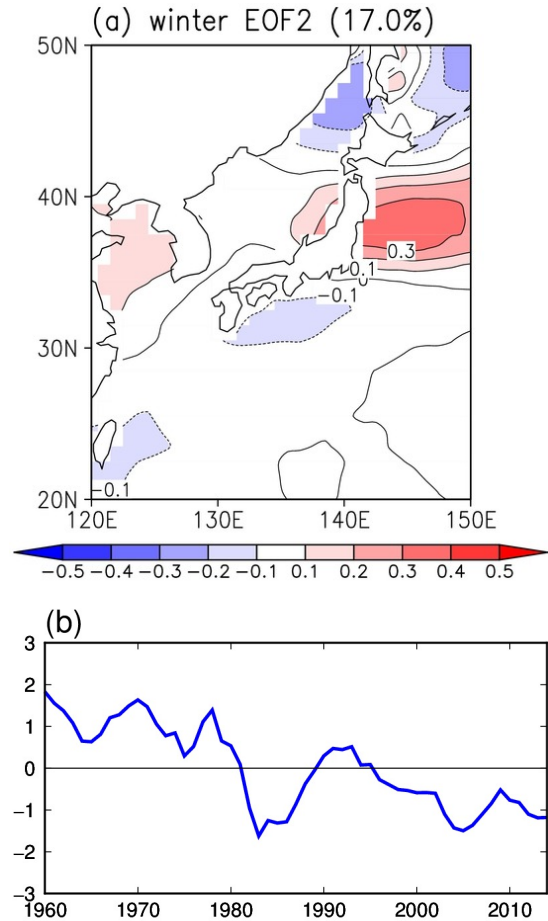


Fig. 13. The (a) spatial pattern and (b) corresponding principal component of the second EOF mode for winter SST around Japan.

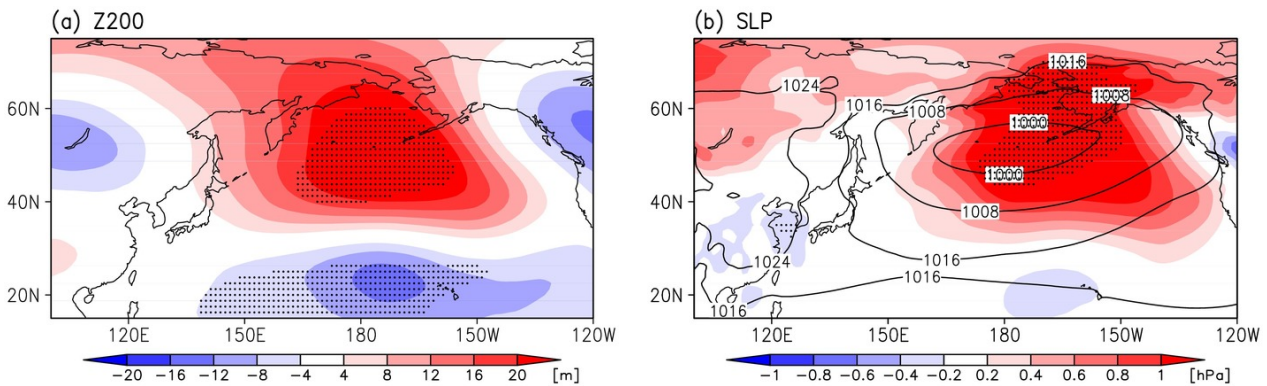


Fig. 14. Regression of the five-year running means of winter (a) Z200 and (b) SLP onto the third EOF mode of the whole-year SST. Stippling indicates areas where values were statistically significant at the 95% confidence level. Contours in (b) indicate the climatology of the winter SLP.



変動であり、冬季のアリューシャン低気圧の強さと関係することを示している。なお、通年の第4モードは、寄与率が6.3%と低くなり、冬季及び夏季の第1モード、第2モードとの対応は見られなかった。

#### 4.4. 地上気温の十年規模変動との関係

今回の解析から、日本近海の十年規模のSSTの主要な変動は、大気循環場の変動の影響が大きいことが分かった。大気循環場は当然ながら陸上にも影響を及ぼすことから、日本の地上気温もSSTと同じような変動特性をもつ可能性が考えられる。これを確認するために、冬季及び夏季についてSSTのEOF第1モードの時係数と日本の各地点の地上気温の十年規模変動の相関を求めた結果をFig. 15に示す。ここで、地上気温は気象庁が日本の平均気温の長期変化を監視するために選定した15地点の値を用いた。地点ごとに、1958～2016年の各年の季節平均値をデータとした線形回帰直線から求めた長期トレンドを除去した後に5年移動平均をとることによって十年規模変動を抽出した。また、冬季SSTのEOFの第1モードは空間分布が負の値であることから、時係数の符号を逆にして相関係数を計算した。両季節ともEOF

第1モードの振幅の大きい海域に近い地点で有意な相関を示し、冬季は北海道を除く日本の広い範囲で、夏季は北日本を中心に相関が高い。これらは、日本近海のSSTが高い(低い)時期に同じ地域の地上気温も高い(低い)傾向があることを示し、十年規模の日本の地上気温と日本近海のSSTの時間変化が同じ傾向をもつことを意味する。

Urabe and Maeda (2014) は、日本の地上気温とPDOとの関連を指摘し、PDO指数が負の状態が概ね継続していた1990年代後半から2010年代初めにかけて、夏から秋にかけての日本の地上気温は上昇傾向、冬から春にかけては横ばいまたは下降傾向となっていたことを報告している。日本近海のSSTにおいても、Fig. 4c, dに示す冬夏季SSTのEOF第1モードの時係数から分かるように、1990年代後半以降で冬は下降傾向、夏は上昇傾向を示し、日本の地上気温の傾向と一致する。冬季については、今回の解析で日本近海のSSTの変動には東アジアモンスーンの影響が大きいことが分かったが、Urabe and Maeda (2014) は、1990年代後半から2010年代初めにかけての冬春のZ200で日本付近に見られる負偏差と太平洋熱帯域の対流活動との関係を指摘している。そこで、

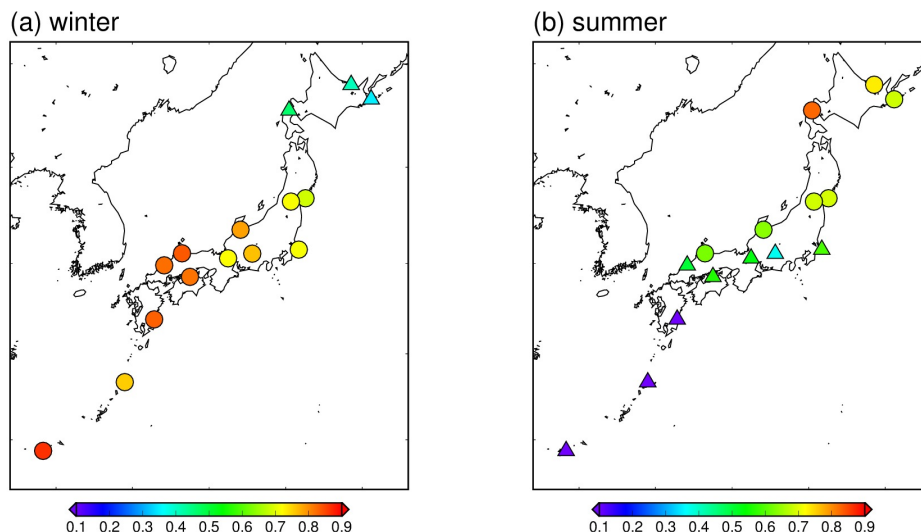


Fig. 15. Correlation coefficients between the surface air temperature in Japan and the seasonal SST first EOF mode in (a) winter and (b) summer. The sign of the winter principal component is reversed. Circles show the sites where the correlation coefficients were statistically significant at the 95% confidence level, while others are shown as triangles.

4.2の夏季と同様に今回の解析期間である1958～2016年について冬季SSTのEOF第1モードの時係数と太平洋熱帯域のSSTやOLRとの相関を調べたが、有意な関係は見られなかった。冬季については、太平洋熱帯域の対流活動の影響の強弱が時期によって異なっている可能性がある。

## 5. まとめ

日本近海におけるSSTの十年規模変動について、大気循環場との関係に着目して、その要因を調べた。日本近海を対象としたEOF解析から、日本近海SSTの十年規模の主な変動は冬季と夏季に卓越する変動の足し合わせで表現できることが分かった。通年のEOF解析の第1モードは、冬季の第1モードに対応し、EOF解析の時係数と大気循環場との関係などから、九州西方の東シナ海や日本海南部の変動は、主に冬季東アジアモンスーンの十年規模変動と関係していることが分かった。過去の研究で冬季の日本近海のSSTと東アジアモンスーンの関係が報告されているが、今回の解析から、通年の変動で見ても、九州西方の東シナ海や日本海南部では東アジアモンスーンの影響が最も大きいと言える。一方、北海道周辺海域のSSTの十年規模変動は、冬季の西太平洋熱帯域のSST及びその周辺の外向き長波放射量と相関が高いことが分かり、熱帯の対流活動の影響を受けた夏季の中高緯度の対流圏温度の上昇と関係していることが考えられる。これらの海域では、SSTの十年規模変動において大気循環場の変動の影響が卓越していると言える。さらに、本州東方の十年規模変動は、アリューシャン低気圧の強さと関係しており、PDOとの関係が示唆された。

本研究では議論しなかったが、SSTに対する海洋変動の直接の影響に着目した研究もある。例えば、北西太平洋の冬季SSTの十年規模変動について解析したPark *et al.* (2012) は、1990年代以降は東アジアモンスーンが弱体化し、北太平洋における風応力の変動によって励起された傾圧ロスビー波として伝播した海洋内部の変動の寄与が大きくなっていると指摘している。また、Sugimoto and Kako (2016) は、黒潮統流の南側となる関東の南東の海域では、1990年代以降の冬季の混合層の深さと水温の十年規模変動が亜表層の成層強度、さらに北太平洋中

央部の風応力の変動と大きく関係していることを示している。本研究では1958～2016年を対象とした解析から九州西方の東シナ海や日本海南部で東アジアモンスーンの影響が大きいことを示したが、Park *et al.* (2012) や Sugimoto and Kako (2016) らの研究から、1990年代以降の少なくとも2010年代前半までは東アジアモンスーンの影響が小さく、特に黒潮統流の南側から本州東方にかけて海洋内部の寄与が大きかったことになる。これは、日本近海SSTの十年規模変動の要因における大気循環場の直接的な影響が東アジアモンスーンの強さに依存し、そのために大気循環場の直接的な影響と海洋内部の寄与の割合が時期によって異なり、また海域によっても異なることと解釈できる。

本研究では、EOF解析を用いることにより、日本近海において主要な十年規模変動を抽出し、それらの変動においては、大気循環場の変動の直接的な影響が大きいことを明らかにした。ただし、大気循環場の変動の要因は十分に分かっておらず、大気循環場の長期変動そのものも海洋変動の影響を受けていると考えられる。大気と海洋がどのようなメカニズムで相互作用し十年規模の長周期で変動しているのか、大気・海洋結合モデル等を利用した今後の研究の進展が期待される。

## 謝辞

本研究を実施するにあたり、気象庁地球環境・海洋部気候情報課の大野浩史氏から様々な解析ツールを提供していただいた。同じく気候情報課の新保明彦氏から大気循環場の議論について有益なコメントをいただいた。また、本稿改訂にあたり、2名の査読者から様々な貴重なコメントをいただいた。ここに記して感謝いたします。

## References

- Angell, J. K., 2000: Tropospheric temperature variations adjusted for El Niño, 1958-1998. *J. Geophys. Res.*, **105**, 11,841-11,849.
- England, M. H., S. McGregor, P. Spence, G. A. Meehl, A. Timmermann, W. Cai, A. S. Gupta, M. J. McPhaden, A. Purich, and A. Santoso, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Climate Change*, **4**, 222-227.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, and T. Suga, 1988: Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO events. *J.*

- Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445-456.
- Hoerling, M. P., J. Whitaker, A. Kumar, and W. Wang, 2001: The midlatitude warming during 1998-2000. *Geophys. Res. Lett.*, **28**: 755-758.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge University Press, 1535 pp.
- 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.
- Jhun, J.-G., and E.-J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711-726.
- Kerr, R. A., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, **288**, 1984-1986.
- 気象庁, 2018: 海面水温の変動。気候変動監視レポート2017, p.44.
- 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**, 5-48.
- Kosaka, Y., and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, **501**, 403-407.
- Lau, N.-C., A. Leetmaa, M.-J. Nath, and H.-L. Wang, 2005: Influences of ENSO-induced Indo-Western Pacific SST anomalies on extratropical atmospheric variability during the boreal summer. *J. Climate*, **18**, 2922-2942.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.
- Matsumura, S., and T. Horinouchi, 2016: Pacific Ocean decadal forcing of long-term changes in the western Pacific subtropical high. *Scientific Reports*, **6**, 37765.
- Minobe, S., 1999: Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climate regime shift. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 855-858.
- 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.
- Nakamura, H., and T. Yamagata, 1999: Recent decadal SST variability in the Northwestern Pacific and associated atmospheric anomalies. P 49-72. In *Beyond El Niño: Decadal and Interdecadal Climate Variability*, edited by A. Navarra, Springer, Berlin.
- Nakamura, H., T. Izumi, and T. Sampe, 2002: Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm-track activity and East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **15**, 1855-1874.
- Newman, M., and Coauthors, 2016: The Pacific decadal oscillation, revisited. *J. Climate*, **29**, 4399-4427.
- O'Reilly, C. H., and A. Czaja, 2015: The response of the Pacific storm track and atmospheric circulation to Kuroshio Extension variability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 52-66.
- 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.
- Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, 1999: Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Clim. Dyn.*, **15**, 319-324.
- 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**, 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.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2013: Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. *J. Climate*, **26**, 9445-9461.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Tokinaga, H., and S.-P. Xie, 2009: Ocean tidal cooling effect on summer sea fog over the Okhotsk Sea. *J. Geophys. Res.*, **114**, D14102.
- Trenberth, K. E., 1984: Some effects of finite sample size and persistence on meteorological statistics. Part I: Autocorrelations. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2359-2368.
- Urabe, Y., and S. Maeda, 2014: The relationship between recent Japan climate and decadal variability. SOLA, 2014-037.
- Yasunaka, S., and K. Hanawa, 2002: Regime shifts found in the Northern Hemisphere SST field. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 119-135.
- 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.
- Wang, B., J. Liu, H.-J. Kim, P. J. Webster, S.-Y. Yim, and B. Xiang, 2013: Northern Hemisphere summer monsoon intensified by mega-El Niño/Southern Oscillation and Atlantic multidecadal oscillation. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**.
- Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, **10**, 1004-1020.



## Decadal variability of sea surface temperature around Japan

Kumi Yoshita<sup>1,2\*</sup>, Yoshiteru Kitamura<sup>1</sup>, Toshiya Nakano<sup>1,2,3</sup>

### Abstract

We investigated the decadal variability in sea surface temperature (SST) around Japan with a focus on its relationship with atmospheric circulation and its seasonality. Based on empirical orthogonal function (EOF) analysis, we found that the first mode and the second mode accounted for about 66% of the total variance of the detrended, low-pass filtered monthly anomalies. Seasonal EOF analyses using the winter and summer SST values revealed that the first and second modes for the whole-season analysis coincided well in time and space with the first modes for winter and the summer, respectively. These results indicate that the main variability in SST around Japan can be expressed by the superposition of the dominant variations in winter and summer. The first mode in winter showed large amplitudes in the west of Japan. The cold SST anomalies in this area are associated with the prominent troughs in the middle and upper troposphere that accompany cold air masses around Japan. We have concluded that the East Asian winter monsoon plays an important role in winter decadal variability, which is consistent with previous studies. On the other hand, the first mode in summer exhibited a large amplitude in the north of Japan. The corresponding atmospheric field is associated with mid-latitude tropospheric zonal warming. The temporal coefficient was highly correlated with the outgoing longwave radiation in the Maritime Continent. These tropical convective activities likely induce the mid-latitude tropospheric warming, thereby affecting summer decadal variability.

**Key words:** sea surface temperature, decadal variability, sea around Japan, atmospheric circulation

(Corresponding author's e-mail address: [kyoshita@met.kishou.go.jp](mailto:kyoshita@met.kishou.go.jp))

(Received 7 March 2019 ; accepted 7 February 2020)

(doi: [10.5928/kaiyou.29.2\\_19](https://doi.org/10.5928/kaiyou.29.2_19))

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2020)

---

1 Global Environment and Marine Department, Japan Meteorological Agency, 1-3-4 Otemachi Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan

2 Department of Atmosphere, Ocean and Earth System Modeling Research, Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan

3 Nagasaki Meteorological Office, 11-51 Minamiyamate, Nagasaki, 850-0931, Japan

\* Corresponding author: Kumi Yoshita  
email: [kyoshita@met.kishou.go.jp](mailto:kyoshita@met.kishou.go.jp)