

論 文

本州南方の冬季海面水温と北太平洋の大気・海洋変動との関係

大野浩史*, 北村佳照*, 中野俊也**

Relationship between the sea surface temperatures to the south of Japan in winter and the variabilities of the atmosphere and the ocean over the North Pacific

Hiroshi OHNO, Yoshiteru KITAMURA and Toshiya NAKANO

要 旨

本州南方海域の冬季海面水温 (SST) の変動の特徴とその要因を調査した。SST は年々変動に加え, 1980 年代末以降, 黒潮続流 (KE) の変動に対応した十年規模変動が明瞭だった。KE の安定期は, 渦活動が弱く亜表層の成層が弱まることで混合層が発達し, SST が低くなる傾向があったほか, KE の変動の影響が, サブダクションや黒潮再循環を介して沖縄の東にも及んでいることが示唆された。さらに, 2000 年頃以降は SST の低下傾向が顕著だった。これには, アリューシャン低気圧 (AL) の弱化傾向に伴う風応力変動が関係している可能性があり, 特に 2000 年代半ば以降の AL の弱化には熱帯からのテレコネクションが影響していた。

1. はしがき

日本の平均気温や周辺海域の海面水温 (SST) の経年変動には, 地球温暖化による長期的な上昇傾向に加え, 数年から数十年規模の自然変動が重なって現れている (気象庁, 2018)。海洋は大気に比べ熱容量がはるかに大きく, 気温の変化を緩和することに加え, 力学的な応答が異なる大気と海洋の間で複雑な相互作用が生じることから, 地球温暖化の監視や予測を正確に行う上で, 海洋の長い周期の自然変動の実態を理解することは重要である。なかでも, 北太平洋, ユーラシア大陸, 熱帯海洋からの影響が交錯する日本周辺海域の SST は, 様々な時間スケ

ールで変動しており, その要因を理解するためには大気と海洋の幅広い時空間の変動を総合的に解析する必要がある。

ユーラシア大陸から吹き出す北西寄りの季節風は大量の潜熱放出 (Kwon et al., 2010 など) を通じて海面を強く冷却する。このシベリア高気圧を中心とする東アジアの冬季モンスーンには十年規模の変動が存在し, 1980 年代末を境に弱まったことが指摘されている (Nakamura et al., 2002)。その影響で, 強モンスーン期である 1970 年代から 1980 年中頃にかけては本州南方海域の冬季 SST と冬季モンスーンが強い相関関係を有したのに対し, 弱モンスー

* 気象庁地球環境・海洋部, ** 気象庁地球環境・海洋部 (現 長崎地方気象台)

(2019 年 10 月 16 日受領, 2020 年 3 月 30 日受理)

ン期である 1980 年代末から 2000 年代初め頃にかけてはその関係性が不明瞭となったことが報告されている (Pak et al., 2014). 吉田ら (2020) は、日本近海の年平均の SST 長期変動に関する EOF 解析を行い、その卓越モードは冬の第一モードに対応し、東アジア冬季モンスーンによって消長することを示している。このモードの振幅は東シナ海や日本海南部で大きく、1990 年代以降、モンスーンの影響が弱まっていることから、本州南方海域の SST 変動には、海洋内部の変動など、大気場の直接の影響以外の要因が相対的に大きくなる可能性を指摘している。

また、北太平洋の海盆規模の気候変動としてアリューシャン低気圧 (AL) の影響も興味深い。AL には 2 種類の主要な変動パターンが卓越し (Sugimoto and Hanawa, 2009), 一つはその強弱 (テレコネクションパターンの一つである太平洋 - 北米 (PNA) パターンと関連), もう一方は中心位置の南北変動 (西太平洋 (WP) パターンと関連) として現れる。これらの変動は、太平洋十年規模振動 (PDO; Mantua et al., 1997) や北太平洋ジャイヤ振動 (NPGO; Di Lorenzo et al., 2008; Chhak et al., 2009) といった太平洋の十年規模の海洋変動とも密接に関連している (Ishi and Hanawa, 2005; Di Lorenzo et al., 2008; Sugimoto and Hanawa, 2009 など)。AL の十年規模変動に伴う海面風応力の変動は、傾圧ロスビー波を強制して太平洋西部での海洋の変動をもたらすため (Qiu and Chen, 2005; Ceballos et al., 2009; Sugimoto and Hanawa, 2009 など)、日本周辺海域の SST にも間接的に影響が及んでいる可能性が考えられる。

例えば、Sugimoto and Kako (2016) は、黒潮続流 (KE) 南側の海域における混合層水温 (MLT) の十年規模変動は、太平洋中部での風応力変動によって励起された傾圧ロスビーが寄与したことを示した。傾圧ロスビー波によって水温躍層が深まると、亜表層の成層が弱まるため、エントレインメント効果が強まり、MLT が低下する (逆に水温躍層が浅くなると MLT は上昇)。また、傾圧ロスビー波によって KE 流路の安定性も十年規模で変動すること

が知られている (Qiu and Chen, 2005)。Sugimoto and Kako (2016) は、KE 流路が不安定になると渦活動が活発となるため、亜寒帯起源の高渦位 (ポテンシャル渦度; PV) の水が流入しやすくなり、亜表層の成層が強まることで、MLT が上昇する効果も指摘している (逆に KE 流路の安定期には MLT は低下)。

一方、黒潮再循環系の内部に位置する本州南方海域の SST が太平洋中部の風応力の十年規模変動に対応して、どのように変動するかは十分理解されていない。この領域は KE 南側の海域に比べると相対的に渦活動が弱く、亜表層内には低 PV で特徴づけられる亜熱帯モード水 (STMW) が分布するなど、KE 南側とは物理的な環境が異なるため、SST 変動のメカニズムも異なると考えられる。STMW の形成量は KE 流路の変動に対応して十年規模で変動しており (Qiu and Chen, 2006), これが本州南方海域の SST に何らかの影響を及ぼしている可能性がある。

さらに熱帯域の海洋変動もテレコネクションを通じて中緯度帯の SST に影響を及ぼしうる。特に、エルニーニョ・ラニーニャ現象は PNA テレコネクションパターンの励起を通じて (Horel and Wallace, 1981), AL の経年変動に影響を及ぼす。2000 年頃以降のいわゆる「温暖化の停滞期」(Trenberth, 2015) には、熱帯域では太平洋東部で SST が低下し、ラニーニャ的な分布が卓越したため (Kosaka and Xie, 2013), それに対する応答が中緯度にも現れている可能性がある。実際、Urabe and Maeda (2014) はこの時期の日本の寒候期の気温の低下傾向、暖候期の上昇傾向により年較差が拡大をしたことを示し、ラニーニャ的な SST 分布との関連を指摘している。

本研究では、北太平洋の海盆規模の気候変動の影響を様々な時間スケールで受けることが予想される本州南方海域の冬季の SST 変動を対象として、冬季モンスーンによる潜熱放出及び AL の変動に対する太平洋西部での海洋力学的な応答との関係を調べることを目的とした。特に、時間スケールや時期によって、どのプロセスが卓越するかを注目する。

ALの変動については「温暖化の停滞期」における熱帯海洋の影響も考慮する。まず、次章で解析に用いた海面水温データ、長期再解析データ等の内容を記述する。第3章で本州南方海域の冬季のSSTの変動の特徴を概観し、冬季モンスーンと1980年代末までのSSTの経年変動について述べた後、第4章ではALの変動と1980年代末以降のSSTの十年規模変動との関係、第5章ではALの二十年程度の時間スケールの変動と2000年頃以降のSSTの低下傾向の関係について、ALに対する熱帯海洋の影響にも着目して述べる。最後にまとめを行う。

2. 使用データ

日本周辺のSSTの長期時系列として、高槻ほか(2007)による海域別の月平均データを用いる。日本近海の細かい空間スケールの変動を抽出するため、COBE-SST (Ishii et al., 2005)に加え、ICOADS (Woodruff et al., 2011) や神戸コレクション (Manabe, 1999) 等の歴史的データ及びWMO/GTSで収集した海上気象通報を利用している。変動特性に応じてクラスター解析により海域が区分されており、本研究では、本州南方として海域M (関東の南), N (四国・東海沖), O (沖縄の東)に加え、比較のため、本州東方として海域J (釧路沖), K (三陸沖) と両者の境界にあたる海域L (関東の東) のデータを利用する (第1図地図)。

北太平洋規模の大気・海洋の長期変動との関係を把握するため、海面水温としてCOBE-SST (水平解像度1度; Ishii et al., 2005), 大気循環場や海面熱フラックス, 風応力データとしてJRA-55 (水平解像度1.25度; Kobayashi et al., 2015), そのほか、Ishii and Kimoto (2009) による水深700mまでの水温・塩分の客観解析データ (水平解像度1.25度), AVISO ウェブサイトから提供されている海面高度偏差 (SSHA) データ (水平解像度0.25度), NOAA/CPC ウェブサイトから提供されている外向き長波放射量データ (OLR; 水平解像度2.5度; Liebmann and Smith, 1996) を利用した。いずれも月平均値を解析したが、SSHAは日別データも一部利用した。なお、海面熱フラックスデータはJRA-

55のほかNCEP再解析 (Kalnay et al., 1996) も用いたが、結果に大きな違いはなかったため、本文中ではJRA-55の結果のみを示す。

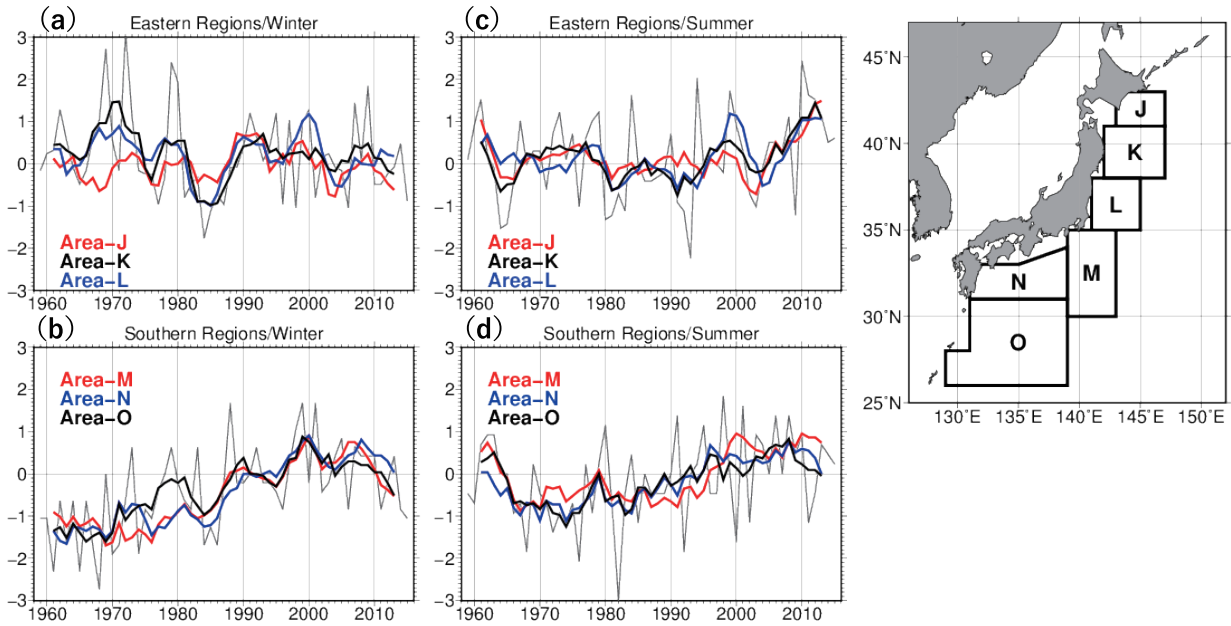
海洋の十年規模変動の指標として、PDO, NPGO指数を用いる。これらは、北太平洋北緯20度以北のSSTに経験的直交関数 (EOF) 解析を行って得られた第1, 2主成分の空間パターンに投影した値である。また、北太平洋の大気変動の指標として、Wallace and Gutzler (1981) に基づくPNA及びWPパターン指数を用いる。冬季モンスーンの強さの指標として、イルクーツクと根室の冬の海面気圧の差で表されるモンスーン指数 (MOI; Hanawa et al., 1988) を用いる。

解析の対象とした期間は1959~2015年 (SSHAは1994年から) の57年間である。一部のデータは、平年値 (1981~2010年の30年平均) からの偏差で表示する。

3. SST変動の特徴と冬季モンスーンとの関係

本章では、はじめに本州南方海域の冬のSST変動の特徴を概観する。比較のため、本州東方海域や夏の変動との違いにも言及する。また、変動の要因として、冬季モンスーンとの関係性について述べる。

第1図は現場観測データを元に作成した本州東方・南方海域におけるSST (高槻ほか, 2007) の冬季と夏季の時系列である。本州東方海域 (第1図a, c; 両者の境界にあたる海域L (関東の東) の時系列も表示) では長期的な上昇トレンドは不明瞭である一方、南方海域 (第1図b, d) では1970年代以降、上昇傾向が明瞭となっている。ただし、南方海域の冬季は2000年頃のピークを境に横ばいか低下傾向となっており、数十年規模の変動の存在が示唆される。これとは逆に、東方海域では同時期の夏季に大きく上昇している。Urabe and Maeda (2014) は2000年頃以降の日本の気温の年較差が拡大したことを指摘したが、SSTについては夏の上昇傾向が本州東方、冬の低下傾向が本州南方でみられることは興味深い。南方海域の冬季には1980年代末からは十年規模の変動も明瞭に現れており、1990年頃、2000年頃、2000年代後半に高く、1990年代半ば、



第1図 (a, c) 本州東方 (地図上の海域 J (釧路沖; 赤), K (三陸沖; 黒), L (関東の東; 青)) および (b, d) 本州南方 (海域 M (関東の南; 赤), N (四国・東海沖; 青), O (沖縄の東; 黒)) の (a, b) 冬季 (1~3月), (c, d) 夏季 (7~9月) SST の 5 年移動平均

黒細線は (a, c) 海域 K (三陸沖) および (b, d) 海域 O (沖縄の東) における経年変化 (移動平均なし). 1981~2010 年平均からの偏差を同期間の標準偏差で規格化して表示.

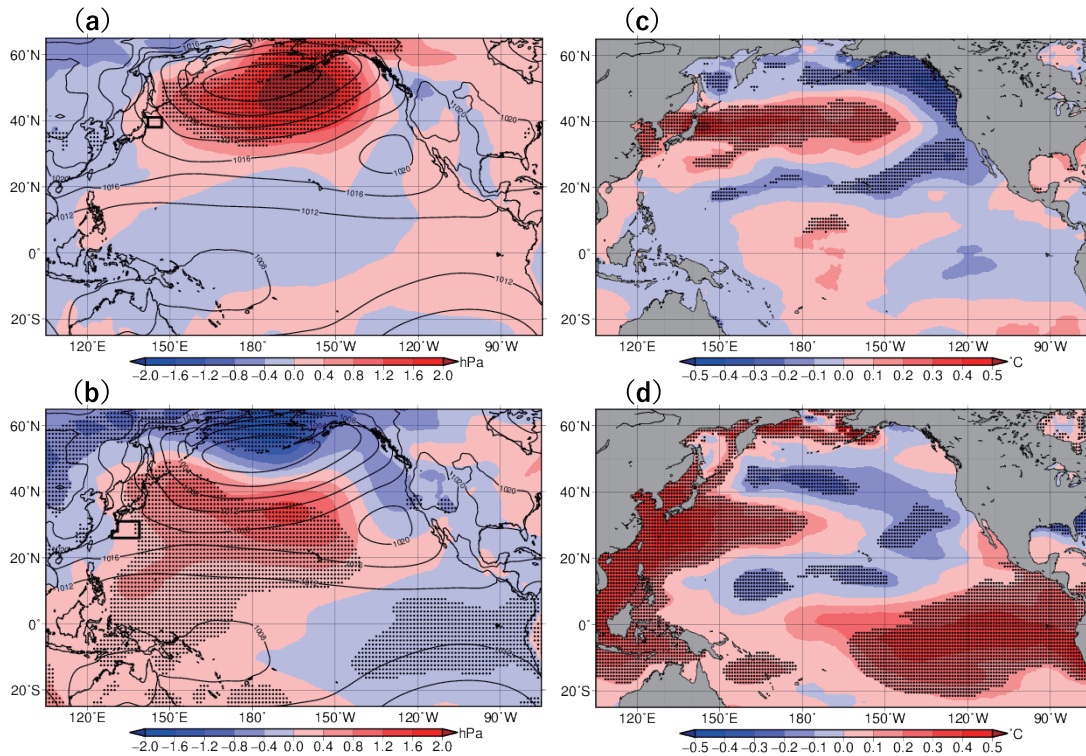
2000 年代半ば, 2010 年代半ばに低い位相となっている (第1図 b). この 1980 年代末以降の南方海域の十年規模変動は, Sugimoto and Kako (2016) による KE 南側の冬季 MLT (SST と等価) の変動とよく一致している (彼らの Fig. 10). このように本州南方海域は東方海域と変動の様相が大きく異なることがわかった. 本研究では, 本州南方海域の SST の①年々の変動に加え (本章), ② 1980 年代末以降明瞭となる十年規模の変動 (第4章), ③ 2000 年頃以降の低下トレンド (第5章) に着目し, その要因を考察していく.

はじめに, SST の経年変動をもたらす要因を明らかにするため, SST と大気循環場との関係を調べた. 本州南方として海域 O (沖縄の東; 第1図地図参照), 比較のため, 本州東方として海域 K (三陸沖) の SST (1~3月) に対する北太平洋の海面気圧 (SLP; 前年 12~2月) や SST (1~3月) の回帰係数を第2図に示す.

本州南方 SST に対する SLP の回帰係数分布 (第2図 b) は AL の平年 (等値線) の位置の北に負, 南に正の双極的な変動パターンが現れてお

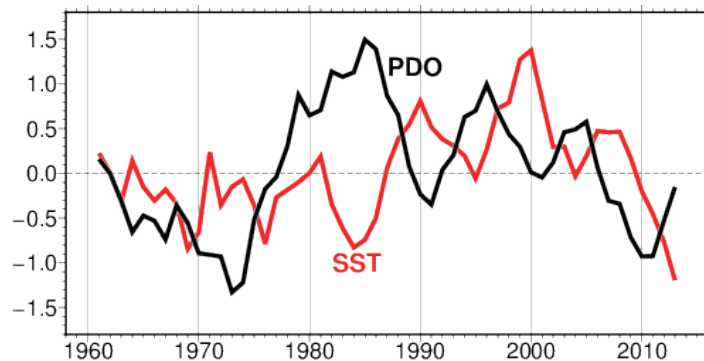
り, AL の南北変動を表している (Sugimoto and Hanawa, 2009). また, SST (第2図 d) はユーラシア大陸沿岸から太平洋中部にかけての 30° N 帯で正偏差, その周囲が負偏差となっており, NPGO に近いパターンとなった. 実際, 本州南方海域 (海域 M, N, O) の SST は WP 指数 (AL の南北変動と関係. 北側の極が正, 南側の極が負となるときを正とする) や NPGO 指数と有意な相関を示す (Davis (1976) による有効自由度で評価, 第1表).

一方, 本州東方海域について, SLP (第2図 a) は AL の中心付近で大きな振幅となっており, AL の強弱あるいは PNA パターン (第1表の海域 J, K) を表している. SST (第2図 c) は三陸沖から太平洋中部にかけての 40° N 帯で正偏差, その周囲が負偏差となっており, 負の PDO に対応する (第1表). なお, PDO 指数は 1970 年代末に負から正に転じ, その後 2000 年代前半まではおおむね正で推移しており (第3図), 2000 年頃まで本州東方海域の冬季の SST の上昇トレンドが不明瞭だったこと (第1図 a) とは整合的である. このように, 本州南方では WP や NPGO, 東方では PNA や PDO と,



第2図 (a, c) 海域K (三陸沖) および (b, d) 海域O (沖縄の東) の冬季 (1~3月) SST に対する (a, b) SLP (前年12~2月), (c, d) SST (1~3月) の回帰係数分布

統計期間は1959~2015年。点は有意水準5%で有意な領域, (a, b)の等値線はSLP 平年値。海域K, Oの位置を, (a, b)に示す。



第3図 PDO指数 (1~3月; 黒線) および本州南方 SST 平年偏差 (1~3月; 赤線) の5年移動平均時系列
SSTは海域M, N, Oの平均で長期トレンドを除去し, 1981~2010年の標準偏差で規格化して表示。

第1表 各海域の冬季 (1~3月) SST と各種指数との相関係数

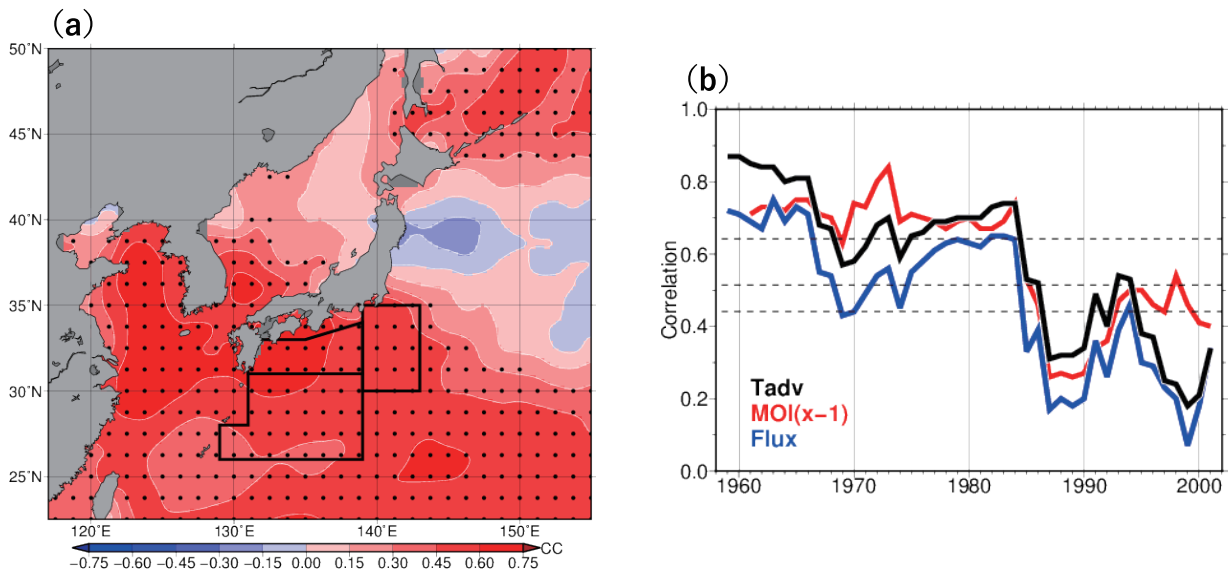
統計期間は1959~2015年。各海域の位置は第1図の地図を参照。PDO, NPGO 指数は1~3月平均, WP, PNA 指数は前年12~2月平均した値。***, **, * は有意水準1, 5, 10% で有意であることを示す (Davis (1976) による有効自由度で評価)。

海域	PDO	NPGO	WP	PNA
J 釧路沖	-0.31 *	0.05	0.07	-0.27 *
K 三陸沖	-0.51 ***	-0.16	-0.18	-0.40 ***
L 関東の東	-0.47 ***	-0.56 **	-0.48 ***	-0.31 **
M 関東の南	0.03	-0.55 ***	-0.58 ***	-0.04
N 四国・東海沖	-0.07	-0.52 ***	-0.50 ***	-0.08
O 沖縄の東	0.04	-0.47 ***	-0.48 ***	0.02

それぞれ異なる大気・海洋変動との統計関係が示された。なお、両海域の境界となる海域 L (関東の東) は両方の指数と有意な相関が見られる (第 1 表)。

改めて第 2 図 b を見ると、南側の回帰 SLP の正の極の等値線は本州上を北西 - 南東方向に走っており、本州南方の冬季 SST の変動に対する北西季節風の影響が示唆される。そこで、大陸から流れ込む寒気の強さの指標として対流圏下層 (925hPa; 850hPa や 1000hPa でも傾向は同様) の水平温度移流 (前年 12 ~ 2 月) と SST (1 ~ 3 月) の格子点ごとの相関係数を算出すると (第 4 図 a), 本州南方では正相関、つまり寒気が強い年に SST が低くなる傾向を示している。また、水平温度移流の代わりに冬季モンスーン自体の強さの指標である MOI や寒気による海面冷却の強さの指標として海面熱フラックスを用いても本州南方では有意な相関関係を確認できる (図略)。一方、本州東方は弱い負相関で、この海域では逆に SST が海面熱フラックス変動の駆動要因であることを示唆している (Park et al., 2012)。

ただし、モンスーンや寒気移流の強弱と SST の関係性は長期的に変動しており、ウィンドウ 15 年の移動相関係数を算出すると (第 4 図 b), 1980 年代までは有意な相関があったが、それ以降は急落している。これは Nakamura et al. (2002) で指摘された 1980 年代末以降の冬季モンスーンの弱化に対応しているとみられる。Pak et al. (2014) は北西太平洋の SST と冬季モンスーンの相関関係が 1988 年のレジームシフトまでは広く見られていたのに対し、それ以降は東シナ海の一部の領域に狭まったことを指摘しており、本研究でも同様の結果が得られた。強モンスーン期は、季節風の経年変動が本州南方を含む北西太平洋の広い範囲に影響を及ぼし、SST 変動の主たる要因であったのに対し、弱モンスーン期になると、その影響が本州南方まで及びにくくなり、SST 変動との関係が弱まったと考えられる。1980 年代末以降は、第 1 図 b でみたように SST の十年規模変動が卓越する時期にあたる。そこで次章で、この時期の SST の十年規模変動の要因について述べる。



第 4 図 (a) SST (1 ~ 3 月) と 925hPa 水平温度移流 (前年 12 ~ 2 月) の格子点ごとの相関係数 (統計期間 : 1959 ~ 2015 年), (b) 本州南方海域の SST と 925hPa 水平温度移流 (黒線), モンスーン指数 (赤線) および海面熱フラックス (前年 12 月 ~ 2 月平均; 青線; 下向きを正とする) との 15 年移動相関係数

(a) の点は有意水準 5% で有意な領域。(b) の SST は海域 M, N, O の平均 ((a) の黒枠), 水平温度移流と海面熱フラックスは 131-143° E, 26-34° N の領域平均, モンスーン指数は前年 12 月 ~ 2 月平均のイルクーツクと根室の気圧差。(b) の細点線は上から有意水準 1, 5, 10% で有意となる相関係数を示す。(b) のそれぞれの値は 15 年間の最初の年にプロットしている。SST とモンスーン指数の相関係数は -1 倍して表示。

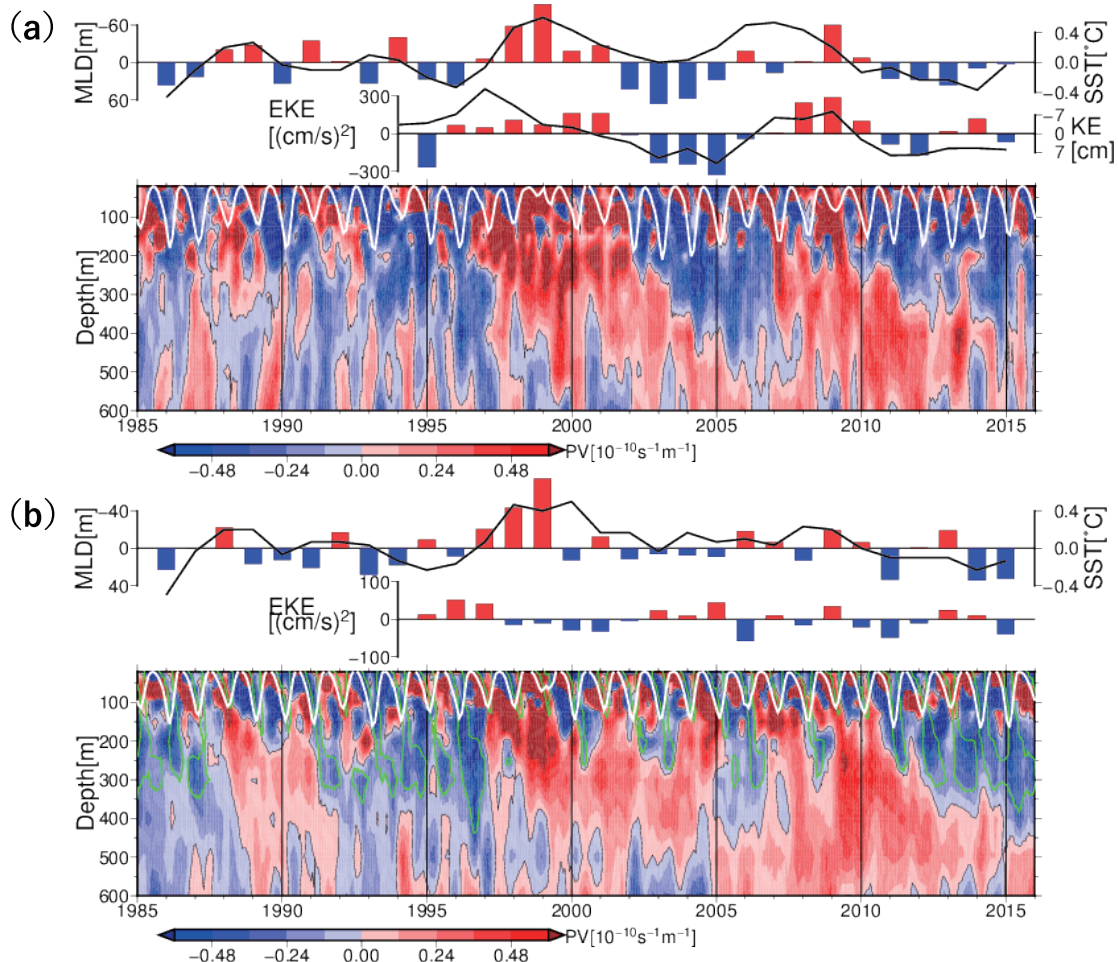
4. 1980年代末以降の十年規模変動とAL変動の関係

4.1 海洋表層とSST

本章では、1980年代末以降に明瞭となった本州南方海域の冬季SSTの十年規模変動の要因を考察する。前章で述べたように、1980年末以降は冬季モンスーンとSSTの関係性が弱まった時期にあたり、海洋内部の変動が寄与した可能性がある。そこで本章では、海洋表層とSSTの関係を調べる。

まずはSST変動と密接に関係していると考えられる混合層の変動の様子をみてる。第5図a, bの上段は、本州南方の海域M(関東の南)とO(沖縄の東)の冬季のSST(折れ線)と混合層深度(MLD; 棒グラフ)の経年変動(SSTは3年移動平均)である。

MLDは10db面からポテンシャル密度が $0.125 \sigma_\theta$ 大きくなる深さとして定義し、Ishii and Kimoto (2009)の客観解析値から算出した。この海域の冬季MLDは平年でおおよそ100~200mである。これをみると、MLDにも1990年代の半ばから十年規模変動がみられ、MLDが深いときSSTが低い傾向がある。海域M(第5図a)では十年規模変動が非常に明瞭であるのに対し、海域O(第5図b)では2000年代は変動がやや不明瞭である。なお、1980年代末から1990年代はじめ頃はSSTとMLDの対応は両海域ともあまりよくない。この点については、今後Ishii and Kimoto (2009)の客観解析値とは別に現場観測データセット等もあわせて評価する必要がある。



第5図 (a) 海域M(関東の南), (b) 海域O(沖縄の東)における(上段)MLD(1~3月平均;棒グラフ;左軸)とSST(1~3月平均;3年移動平均;折れ線グラフ;右軸),(中段)EKE(前年4月~3月平均;棒グラフ;左軸)とKE指数(前年4月~3月平均;折れ線グラフ;右軸;(a)のみ),(下段)PVの鉛直分布(3か月移動平均)の時間変動

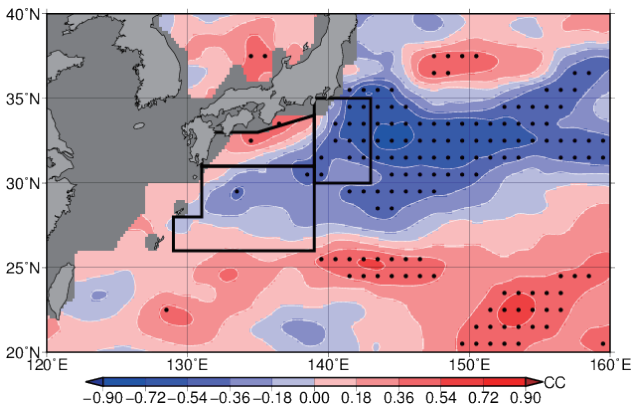
すべて平年からの偏差で表示。下段の白線はMLD, 緑線((b)のみ)はPV=2.0 × 10⁻¹⁰s⁻¹m⁻¹の等値線。

MLD の十年規模変動の要因を考察するため、第 5 図 a, b の各下段に混合層の発達に影響を及ぼす成層の強さの指標として、ポテンシャル渦度 (PV) の深度 - 時間断面を示している。PV は以下で定義し (Talley, 1988),

$$Q \equiv \rho^{-1} f \partial \sigma_{\theta} / \partial z \quad (1)$$

Ishii and Kimoto (2009) の客観解析値から算出している。ここで、 ρ は密度、 f はコリオリパラメータ、 σ_{θ} はポテンシャル密度、 z は深度である。PV は安定度と惑星渦度の積のため、値が大きいほど、成層が強いことを示す。海域 M (関東の東; 第 5 図 a) では、およそ 100 ~ 400m 深で 1990 年代半ばから十年規模の変動が非常に明瞭で、概ねおおむね PV が小さい (大きい)、つまり成層が弱い (強い) 時期に MLD が深い (浅い) 傾向がみられる。水深 100 ~ 300m で平均した PV と MLD の相関係数の分布でみても、海域 M は広く負相関である (第 6 図)。

海域 O (沖縄の東; 第 5 図 b) でも、海域 M ほど明瞭でないものの、100 ~ 400m 付近で十年規模の変動がみられる。具体的には、1990 年代半ば頃や 2010 年代半ばの負の PV 偏差、1990 年代末頃の正の PV 偏差の位相と MLD の正偏差、負偏差傾向がそれぞれ対応している。2000 年代は不明瞭であるものの、2002 ~ 2005 年頃は負偏差、2007 ~ 2011 年頃は正偏差の位相もみられ、前者は弱い正の MLD 偏差、後者は弱い負の MLD 偏差と対応



第 6 図 MLD と表層 100 ~ 300m 平均 PV との格子点ごとの相関係数

統計期間は 1990 ~ 2015 年。MLD は 1 ~ 3 月平均、PV は前年 7 ~ 12 月平均。点は有意水準 5% で有意な領域。海域 M, N, O の位置を黒枠で示す。

する。前述したとおり、2000 年代の海域 O では、SST や MLD の十年規模変動が明瞭ではなかったが、これは PV の十年規模変動が不明瞭だったことが関係していると考えられる。100 ~ 300m 平均 PV と MLD の相関係数の分布でみると (第 6 図)、海域 O は有意ではないが負相関域となっている。

海域 N (四国・東海沖) については、海域 M と同様、1980 年代末以降、SST の十年規模変動が明瞭だった一方 (第 1 図 b)、MLD や海洋内部の PV の十年規模変動は不明瞭であった (図略)。第 6 図でも海域 N では PV と MLD の相関関係はみられず、海域 M や O の SST 変動とは原因が異なるのかもしれない。次節では海域 M と O の PV の十年規模変動の要因について考察する。

4.2 黒潮続流との関係

第 3 章でも述べたように、本州南方海域で 1980 年代末以降にみられる SST の十年規模変動は、KE 南側海域における冬季 MLT の変動とよく対応している (Sugimoto and Kako, 2016)。彼らは、太平洋中部から伝播してきた傾圧ロスビー波や KE 流路の安定度の変動に伴うメソスケール渦活動の十年規模変動が、亜表層の成層強度の変動を通じて、KE 南側の MLD の十年規模変動をもたらし、MLD 変動に伴うエントレインメント効果が MLT の変動に寄与していることを示した。

彼らの結果を踏まえ、KE 変動が本州南方海域の表層の成層構造や SST の変動にも影響を及ぼしているか考察する。第 5 図 a の中段に、KE 流路の安定度の簡易的な指標として、Qiu et al. (2014) で定義される KE 指数 (折れ線グラフ; KE 域の領域平均 SSHA, ただし領域は原著論文より上流側の 140-155° E, 31-36° N とした) を示す。これをみると、値が小さい、つまり KE 流路が不安定な時期に、PV が大きく、MLD は浅く、SST が高くなる傾向がある。なお、1990 年代後半の不安定期について、KE 指数のピークの時期が他の要素に比べ数年早い、Seo et al. (2014) が見積った KE の流路長の経年変動と比べると (彼らの Fig. 4)、1990 年後半の SST が高い時期と流路の長い時期 (KE 不

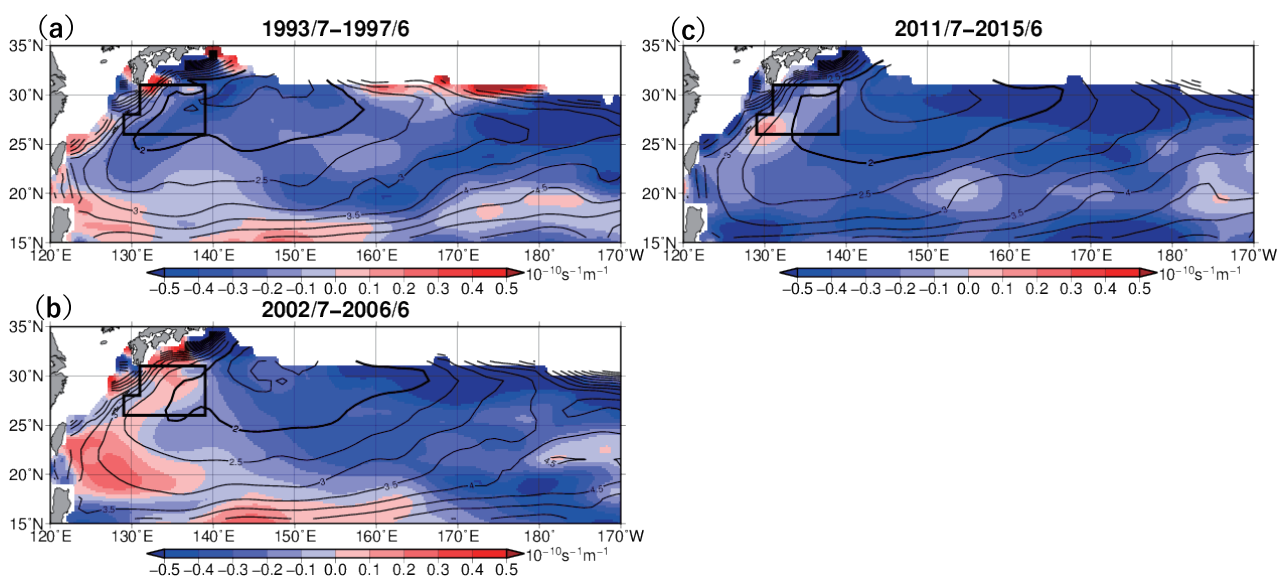
安定期) との対応はむしろよい. また, 第 5 図 a, b の各中段には, 海域 M と O における渦運動エネルギー (EKE) の経年変化も示している (棒グラフ). ここで EKE は 5 日平均 SSHA (h') にカットオフ周期 300 日のハイパスフィルターを施した上で, 下式から算出する.

$$EKE = \frac{1}{2} \left[\left(\frac{g}{f} \frac{\partial h'}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{g}{f} \frac{\partial h'}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (2)$$

g は重力加速度, f はコリオリパラメータである. これをみると, 海域 M (関東の南) では, 渦活動の強い時期に PV が大きく, SST が高くなっている. Qiu and Chen (2006) および及び Sugimoto and Kako (2016) が示したように, KE が不安定なとき, 渦活動が強まることで, 高 PV の亜寒帯系の冷水渦が流入し, 成層の安定度が強まって混合層の発達を弱めたことが, SST の十年規模変動の原因と考えられる.

一方, 海域 O (沖縄の東) では EKE の十年規模変動は明瞭でなく, KE の十年規模変動に伴って変動した渦活動が海域 O に直接影響する可能性は少ないとみられる. 第 6 図をみると, 亜表層の PV と MLD の負相関域が KE 南側から海域 O にかけて広

がっており, KE の変動に伴う PV の変動がサブダクション (混合層の海水が等密度面に沿って海洋内部へ沈み込む動き) および及び黒潮再循環によって南西へ移流したことが, 海域 O での PV の十年規模変動をもたらした可能性が考えられる. 本州南方海域の亜表層には低 PV の水塊である STMW が分布する. STMW は KE 南側で生成されるが, その生成量は KE の変動に対応して十年規模変動しており, KE の不安定期 (安定期) は生成量が少なく (多く) なることが指摘されている (Qiu and Chen, 2006). 実際, PV の負偏差の位相が明瞭だった 1993 ~ 1996 年や 2011 ~ 2015 年における $25.2 \sim 25.3 \sigma_\theta$ 面 (本州南方海域の亜表層に対応) の平均の PV 分布 (第 7 図 a, c) をみると, PV の等値線 (STMW の目安として $PV = 2.0 \times 10^{-10} s^{-1} m^{-1}$ を太線で示す) が KE 南側から本州南方海域に伸びるように分布し, 海域 O (黒枠) は広く負偏差となっている. なお, 海域 O で PV 負偏差が不明瞭だった 2002 ~ 2005 年 (第 7 図 b) は, KE 南側の海域から南にかけて PV 負偏差域が広がり, 西への広がりが明瞭でなかったようである. この時期の海面熱フラックスや風応力には大きな違いはなく, 本研究ではその理由を特定するには至らなかつ



第 7 図 (a) 1993 年 7 月 ~ 1997 年 6 月, (b) 2002 年 7 月 ~ 2006 年 6 月, (c) 2011 年 7 月 ~ 2015 年 6 月で平均した $25.2 \sim 25.3 \sigma_\theta$ 面で平均した PV 分布

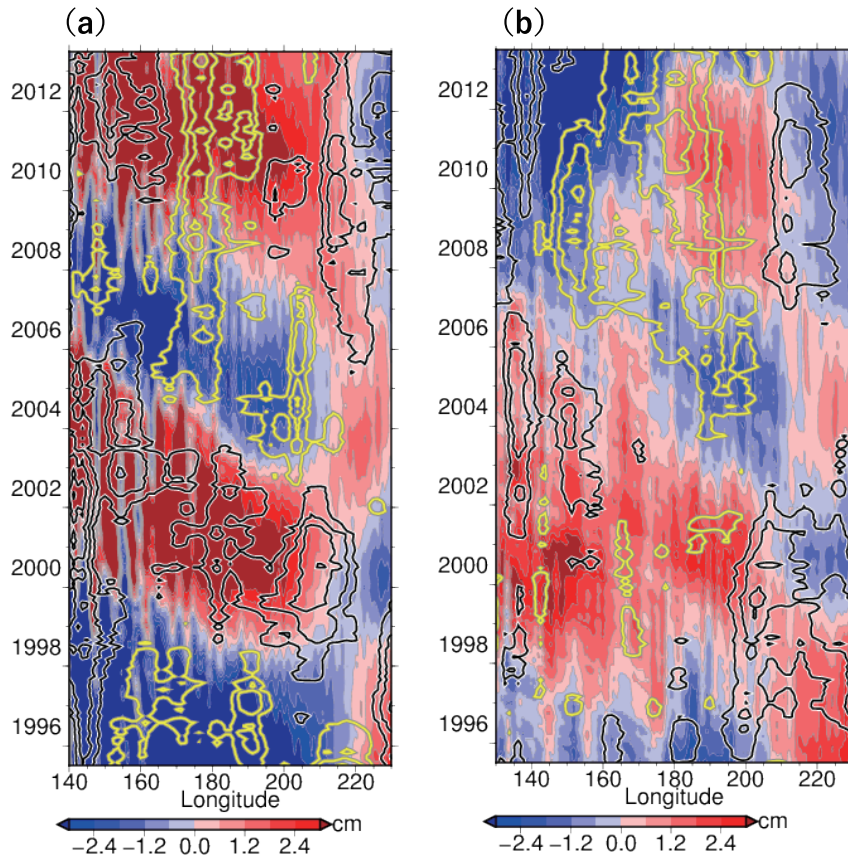
単位は $10^{-10} s^{-1} m^{-1}$. 等値線は PV (太線は $2.0 \times 10^{-10} s^{-1} m^{-1}$ の等値線), 陰影は平年からの PV 偏差. 海域 O の位置を黒枠で示す.

た. 第 5 図 b 下段からも, STMW (緑線) が十年規模で変動していることがわかる. PV が負偏差の時期は, STMW が厚く分布しており, その上端と冬の混合層の下端 (MLD を白線で示す) の位置は近い. つまり, 海域 O に移流してきた STMW が, 混合層付近の成層の強さの変動を通じて, 混合層の発達をコントロールしている可能性がある.

なお, サブダクションの強弱には, 季節風の吹き出しに伴う海面での冷却も大きく影響するが (Suga and Hanawa, 1995 など), 第 3 章で述べたように, 1980 年代後半以降, 日本付近では, 海面熱フラックスを通じた大気側の影響は弱かった. Qiu and Chen (2006) も, 1993 年以降, STMW の十年規模変動には, 大気の影響より KE の変動に伴う海洋内部の変動の影響が大きかったことを指摘している.

さて, KE の十年規模変動は, 太平洋中部での風応力の変動に対する傾圧ロスビー波を介した応答と

して理解されており, その風応力変動は PDO との関連が指摘されている (Qiu, 2003 など). 実際 KE 流路付近の $32 \sim 36^\circ \text{N}$ で平均した SSHA の時間-経度断面図をみると (第 8 図 a), 太平洋中部から西部にかけて十年程度の時間スケールで傾圧ロスビー波とみられる正偏差と負偏差の位相が交互に西進していることがわかる. 等値線で表される風応力カーレル (WSC) 偏差も太平洋中部では十年規模での変動が明瞭で, 正 (負) の WSC 偏差 (黄色線 (黒線)) のときは, 負 (正) の SSHA を励起し, それが傾圧ロスビー波の波源となっているとみられる. これらの特徴は既に多くの研究で指摘されてきたとおりである (例えば Sugimoto and Kako, 2016 の Fig. 8). また, Qiu et al. (2007) によると, 風応力変動と PDO は密接に関係しており, 傾圧ロスビー波が数年かけて太平洋西部に伝播することに対応して, PDO の変動は KE 変動に 4 年先行した場合に相関関係が最も大きかった. そこで PDO 指数と本州南



第 8 図 (a) $32 \sim 36^\circ \text{N}$, (b) $27 \sim 30^\circ \text{N}$ 平均 SSHA (60 か月移動平均) の緯度 - 時間断面
黄色線 (黒線) で正 (負) の WSC 偏差を $0.8 \times 10^8 \text{N/m}^2$ ごとに表示. SSHA は長期間の上昇傾向を除去するため, 全球平均からの偏差で表示.

方 SST を比較してみると (第 3 図), 1980 年代末以降, PDO 指数の変動に数年遅れて SST が変動している様子が明瞭である. 具体的には, PDO の極大値が 1980 年代半ば, 1990 年代半ば, 2000 年代半ば, 極小値が 1990 年代初め, 2000 年頃, 2010 年頃に現れているが, 対応して SST の極大が 1990 年頃, 2000 年頃, 2000 年代後半, 極小が 1990 年代半ば, 2000 年代半ば, 2010 年代半ばに見られる. 1988 年以降のデータで PDO 指数と SST (海域 M, N, O の平均) のラグ相関係数を算出すると (第 2 表; いずれも 5 年移動平均値から算出), PDO 指数が SST に数年先行すると大きな値となり, ラグ 4 年のときに最も大きい値となった.

第 2 表 本州南方海域 SST と PDO 指数のラグ相関
統計期間は 1988 ~ 2015 年. 5 年移動平均を施した上で計算. 正のラグ (単位: 年) は PDO 指数が先行. SST は海域 M, N, O の平均.

ラグ (年)	相関係数
5	0.70
4	0.92
3	0.85
2	0.60
1	0.28
0	-0.08
-1	-0.42
-2	-0.53
-3	-0.48

5. 2000 年頃以降の低下傾向

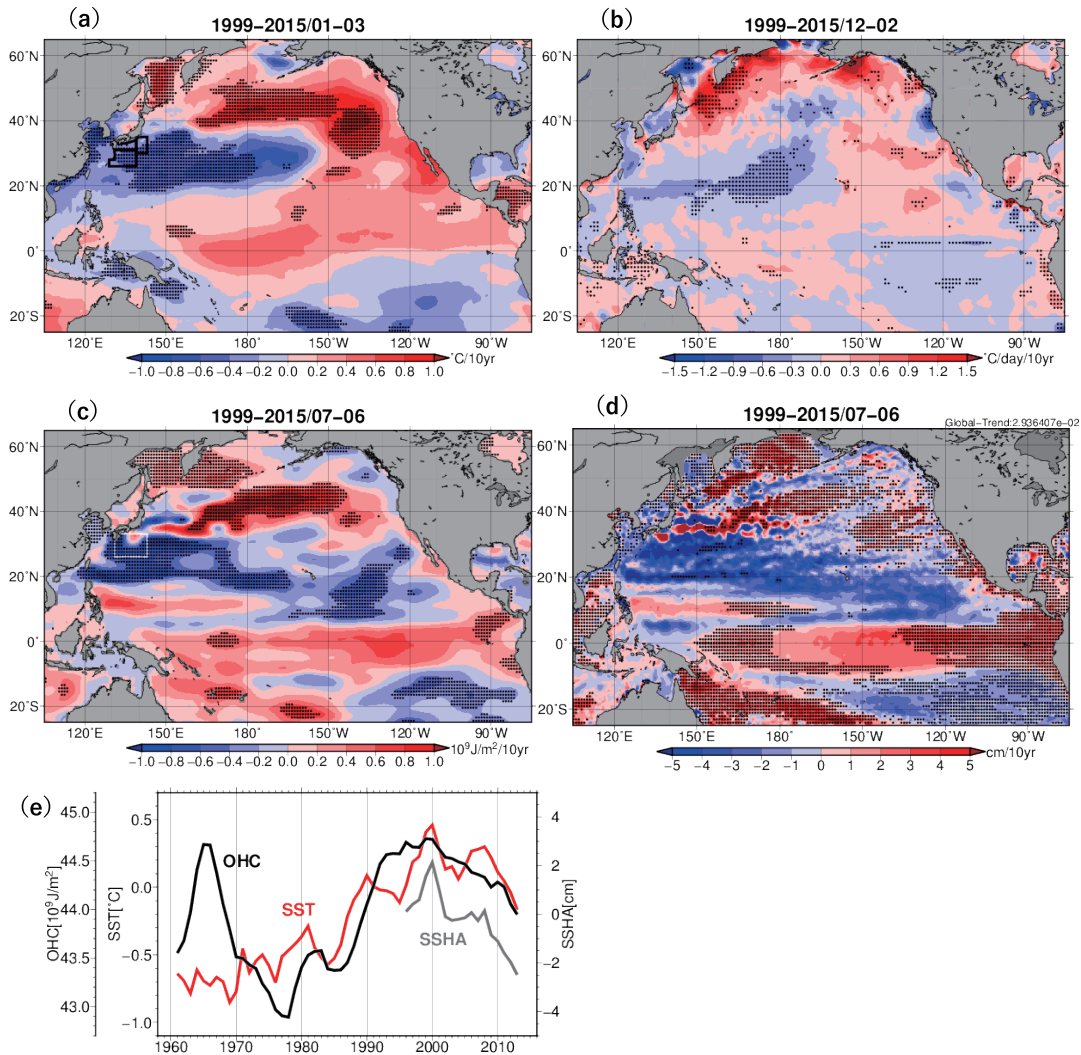
第 1 図 b でみたように, 本州南方海域の冬の SST には, 1980 年代末以降の十年規模の変動に加え, 2000 年頃以降の低下トレンドも確認することができる. 本章では, この SST の低下トレンドの要因を考察する.

まず第 9 図 a に 1999 年以降の冬の SST のトレンドの分布を示す. これを見ると, 東西には東シナ海から日付変更線付近にかけて, 南北には 20 ~ 35° N 帯で SST の低下トレンドが現れており, 第 1 図

b でみられた SST の低下傾向が広い範囲で現れていることが確認できる. Liao (2015) もほぼ同じ年代で沿岸域の SST トレンドを算出し, 中国東岸や本州南岸では低下トレンドがあったことを報告している. Urabe and Maeda (2014) も日本の寒候期の気温が 1990 年代末以降に低下トレンドにあることを指摘している. 彼らは, 「温暖化の停滞期」における太平洋熱帯域のラニーニャ的な SST 分布に対する応答として, 日本の上空に寒気が流れ込みやすいテレコネクションパターンが現れたことを原因として挙げている. そこで第 3 章で用いた対流圏下層の水平温度移流のトレンドを同期間で計算したが (第 9 図 b), 本州南方海域で寒気の流れ込みが有意に強まる傾向はみられなかった. 海面熱フラックスにも傾向はみられず (図略), 本州南方海域の SST の低下傾向には海洋内部の変動が寄与している可能性がある.

次に, 表層 700m の貯熱量 (OHC) と SSHA の同期間のトレンドを算出すると (第 9 図 c, d), いずれも本州南方海域から日付変更線付近にかけて低下傾向が現れている. 第 9 図 e は本州南方海域の SST (海域 M, N, O の平均) と OHC, SSHA の時系列である. SST には前章でみた十年規模変動として 2000 年代半ばの低下, 2000 年代後半の上昇がみられるが, 長期的には 2000 年頃のピークを境に低下傾向がみられる. OHC, SSHA は十年規模の変動は明瞭ではなく, 2000 年頃から低下傾向が明瞭である. すなわち SST や OHC, SSHA には, 領域や時期をほぼ同じくして低下トレンドが現れていることがわかる. そこで SST の低下トレンドを考察する前に, OHC や SSHA の低下傾向をもたらず要因を調べる.

第 8 図 b は 27 ~ 30° N で平均した SSHA の経度-時間断面図である (OHC にも SSHA ほど明瞭ではないものの同様の傾向がみられる (図略)). この緯度帯は東西に広く OHC や SSHA の低下トレンドがみられ (第 9 図 c, d), 第 8 図 a (KE 流路にあたる 32 ~ 36° N) よりも南側にあたる. これをみると, 同図 a と同様に太平洋西部に向けて東から傾圧ロスビー波とみられる位相の伝播がみられるが,

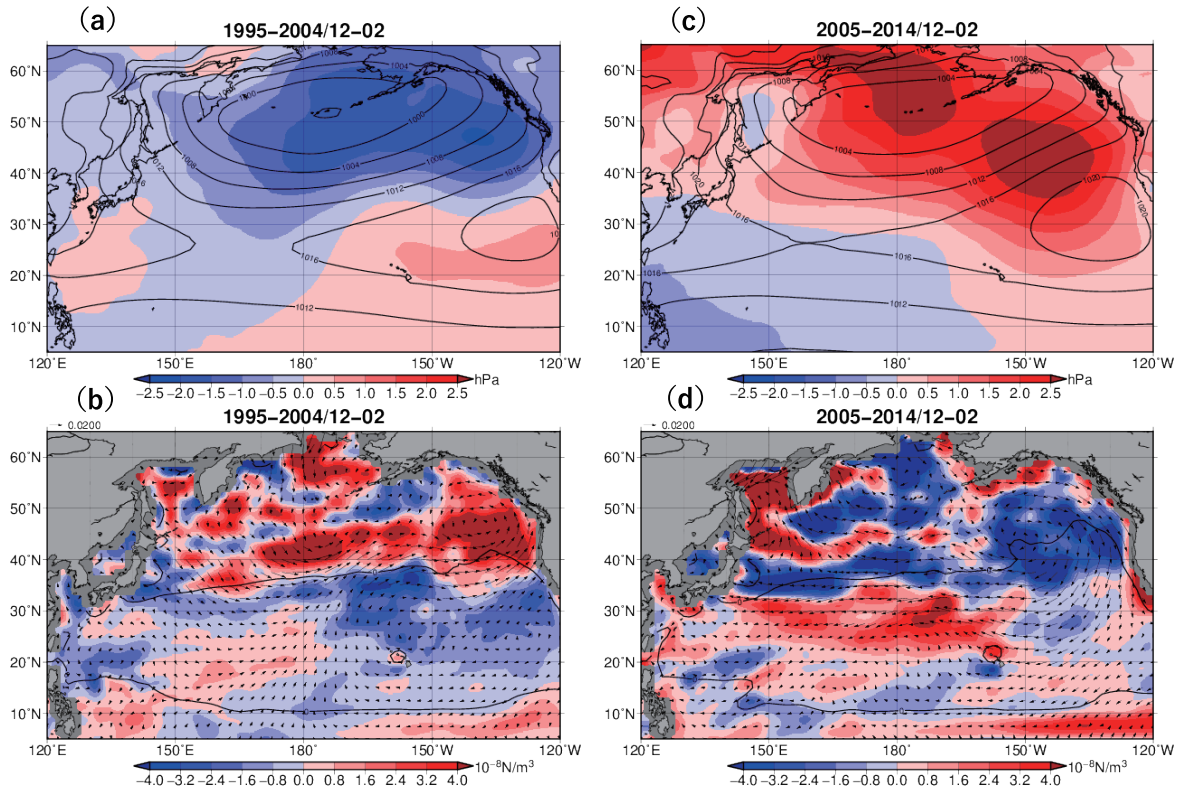


第9図 (a) 1～3月平均 SST, (b) 前年12～2月平均925hPa水平温度移流, (c) 前年7～6月平均OHC (0～700m) および (d) 前年7～6月平均SSHAの1999～2015年のトレンド(単位:(a) $^{\circ}\text{C}/10\text{年}$, (b) $^{\circ}\text{C}/\text{日}/10\text{年}$, (c) $10^9\text{J}/\text{m}^2/10\text{年}$, (d) $\text{cm}/10\text{年}$), (e) 本州南方のOHC, SSHA および SST 偏差の5年移動平均時系列

(a, d)の点は有意水準5%で有意な領域を示す。(e)のOHCとSSHAは $131\text{--}143^{\circ}\text{E}$, $26\text{--}33^{\circ}\text{N}$ の領域平均(cの白枠), SSTは海域M(赤), N(青), O(緑)の平均. SSHAは全球的な上昇トレンドを除去してから表示している. 海域M, N, Oの位置を(a)に黒枠で示す.

同図aに比べて, 日付変更線の西側ではより長い時間スケールの変動が卓越し, 全般に1990年代末から2006年ごろにかけては正位相, それ以降は負位相の伝播している. 正位相については, 本州南方海域に2000年頃に到達するシグナルが明瞭で, 高温のピーク時期に対応する. また, 負位相については, 2012年頃以降に到達する位相の振幅が大きく, このようなSSHAの長期変化が2000年頃からのSSHAやOHCの低下トレンドに対応していると考えられる.

風応力については, 1990年代半ばから2000年代初めにかけて太平洋中・東部で負のWSC偏差(黒線)がみられ, これによって励起された正のSSHAを伴う傾圧ロスビー波が1990年末から2000年代前半にかけて太平洋西部に到達した. さらに, 2000年代中頃は太平洋西部で負のWSCがみられ, 正のSSHAを強めたとみられる. 一方, 太平洋中部では, 2000年代後半以降, 正のWSC偏差(黄色線)が卓越し, 負のSSHAを伴う傾圧ロスビー波を励起し, 2008年頃以降に太平洋西部に到達した. 太平洋中

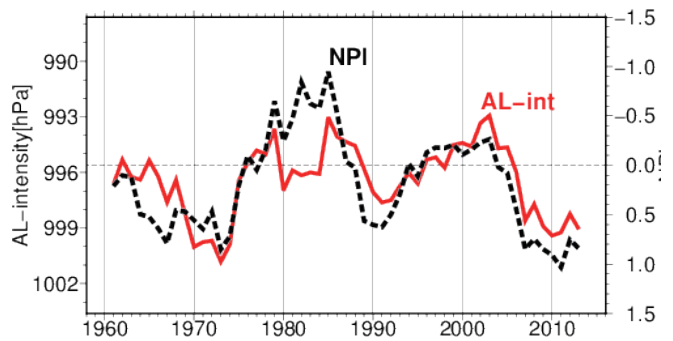


第 10 図 (a, b) 1995 ~ 2004 年, (c, d) 2005 ~ 2014 年平均の冬季 (前年 12 ~ 2 月) (a, c) SLP, (b, d) WSC (単位: 10^{-8}N/m^3) 平年偏差の分布
等値線は実況値 ((b, d) は 0 線のみ表示). (b, d) の矢印は風応力平年偏差ベクトル (単位: N/m^2).

部の正の WSC 偏差は 2010 年頃から強まっており、振幅の大きな負の SSHA 偏差が 2012 年頃以降、本州南方海域に到達した。

なお、太平洋中部 ($180 \sim 150^\circ \text{W}$ 付近) の SSHA には、 $32 \sim 36^\circ \text{N}$ (同図 a) と同じ位相の十年規模の変動も明瞭で、2000 年代前半と 2010 年頃に正偏差、1990 年代半ばと 2000 年代半ばで負偏差となっており、太平洋中・東部の WSC の変動と対応している (2010 年頃は太平洋東部での負の WSC 偏差と対応)。

さて、太平洋中部を中心に負と正の WSC 偏差が卓越した 1995 ~ 2004 年と 2005 ~ 2014 年の 10 年平均の SLP と風応力を比較すると (第 10 図)、前者の期間では AL の勢力が強い一方 (第 10 図 a)、後者では弱い (第 10 図 c)。北太平洋指数 (NPI; Trenberth and Hurrell, 1994) や Sugimoto and Hanawa (2009) の AL 強度指数 (北太平洋における 12 ~ 2 月平均 SLP の最小格子点値で定義) でみても (第 11 図)、1990 年代後半から 2000 年代前



第 11 図 アリューシャン低気圧の強度指数 (赤; 単位: hPa; 左軸), NPI 指数 (黒点線; 右軸) の 5 年移動平均時系列

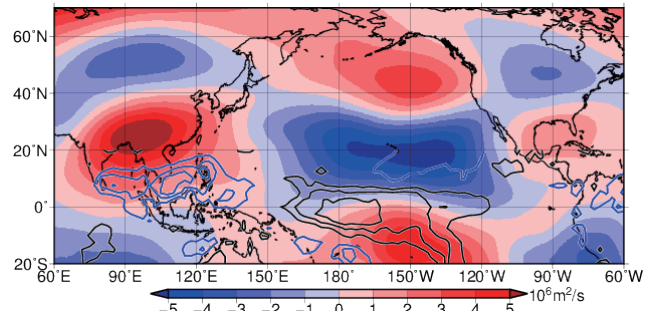
強度指数は北太平洋における前年 12 ~ 2 月平均 SLP の最小格子点値で定義され、小さいほどアリューシャン低気圧の勢力が強いことを表す (Sugimoto and Hanawa, 2009)。破線は各指数の平年値を示す。

半は AL が強く、2000 年代後半以降は弱い傾向がみとれる。これに対応して、AL の南側を流れる偏西風 (第 10 図 b, d の矢印) は、前者の期間で平年より強く、後者は弱いため、偏西風の軸の南では前者の期間で負の WSC 偏差、後者で正偏差が卓越した。Yasuda and Sakurai (2006) は、北太平洋の

冬季WSCの主成分分析を行っているが、第10図b, dの分布は、彼らの第1モードにおおむね対応している。このモードは20年程度の時間スケールが卓越し、本州南方海域のおよそ30°N以南の海面水位の変動と関連しており、今回の結果とよく一致している。また、同様に北太平洋の冬季WSCの卓越モードを抽出したIshi and Hanawa (2005)の結果と比べると、今回の結果(第10図b, d)は彼らの第1モードと対応する。このモードもNPI指数と相関がみられるなど、ALの強弱と関連していた。

2000年代半ば以降のALの弱化は、熱帯からのテレコネクションの影響が及んでいた可能性が高い。対流活動の指標として、OLRの分布をみると(第12図の等値線)、熱帯域では海洋大陸周辺で対流活発(負偏差)である一方、日付変更線周辺では不活発(正偏差)とラニーニャ的な傾向を示している。対流圏上層の循環(第12図に陰影で200hPa流線関数を示す)には太平洋熱帯域から北米にかけてPNAパターンのような波列が明瞭で、熱帯域と米国東部で低気圧性、アラスカの南とメキシコ湾で高気圧性の循環偏差となっている。この波列は熱帯太平洋中部の対流不活発に対する応答とみられ(Trenberth et al., 2014)、アラスカの南の上層の高気圧性循環偏差に対応して、この時期のALは弱かったと考えられる。なお、このAL弱化フェイズは、2000年代後半以降のPDO負位相にも対応しているとみられる(第3図)。また、上述の熱帯のラニーニャ傾向については、1998年頃以降の「温暖化の停滞期」の特徴とも対応するが(Kosaka and Xie, 2013)、「停滞期」とされる期間でも、ラニーニャ傾向やPNAパターンは2000年代半ば以降に特に卓越したようである(図略)。

それでは、OHCの変動をもたらす水温躍層の変動とSSTの低下トレンドに関係があるのだろうか。本州南方海域での躍層の深さは500m付近(水温12°C深度を目安とした場合)で、その変動が表層に直接影響を与えるとは考えにくい。水温躍層が浅くなるトレンドは躍層より上部では成層が強まるセンスとなり(第5図bの下段で400~500m付近のPVが上昇トレンドにあることと対応)、水温躍



第12図 2005~2014年平均の冬季(前年12~2月)200hPa流線関数年偏差(単位: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)

黒線(青点線)は正(負)のOLR偏差を $3\text{W}/\text{m}^2$ ごとに表示(20°S-20°Nのみ)。

層付近での鉛直混合はむしろ弱まるはずである。ただし、第5図bをみると、PV負偏差の時期は、水深およそ400mまでSTMWが厚く分布している。2011年以降のように、STMWが厚く分布し、かつ躍層が浅くなれば、躍層下の冷水が亜表層に取り込まれやすくなることはあるかもしれない。このほか、OHCの低下に伴う亜熱帯循環の弱さが間接的にSST変動に影響を及ぼしている可能性もある(Yasuda and Kitamura, 2003)。Wang et al. (2016)は本研究でも指摘した近年の太平洋中部の正の風応力偏差傾向と1993~2013年の黒潮の弱化の関連性を指摘している。SSTの低下トレンドの要因については熱収支解析などを通してさらに解析を深める必要がある。

6. まとめ

本研究では、本州南方の冬季SSTの経年から数十年規模の変動について、冬季モンスーンに伴う潜熱放出やALの変動に対する海洋力学的な応答など、北太平洋の大気・海洋変動との関係を調査した。

本州南方海域の冬季SSTは、①年々の変動に加え、②1980年代末以降は十年規模の変動が明瞭となったほか、③2000年頃以降は低下トレンドも重なって変動していた。年々の変動(①)について、本州東方のSSTと比較したところ、本州東方のSSTはPDOやPNA、南方はNPGOやWPの各指数と相関が高かった。本州南方SSTとWPパターンの関係は、冬季モンスーンに伴う北西季節風の強弱がSSTに影響していることを示しており、実

際に MOI や寒気移流、海面熱フラックスと SST の間には有意な相関がみられた。ただし、冬季モンスーンと SST の関係性は、弱モンスーン期にあたる 1980 年末以降は不明瞭となった。これは Pak et al. (2014) の結果とも整合的である。

1980 年代末以降の SST の十年規模変動 (②) については、海洋表層の変動が寄与していたとみられる。この時期は、SST に加え、MLD や亜表層の PV にも十年規模変動が明瞭で、PV が大きい時期に MLD が浅く、SST が高い傾向があることがわかった。すなわち、PV で表される亜表層における成層の強さが、エンTRAINメントによる混合層の発達を通じて SST 変動と密接に関連していることが示唆された。

亜表層の PV の変動は、KE 流路の十年規模変動 (Qiu and Chen, 2005) とよく対応していた。KE 上流側に近い海域 M (関東の南) では、KE の安定・不安定期に対応して、渦活動が不活発・活発になっており、亜寒帯起源の高 PV を含む冷水渦が流れ込んで、成層を強化し、MLD の発達の抑制することで、SST が高くなる傾向が示唆された。これは、KE 南側での冬季 MLT の十年規模変動の要因を調べた Sugimoto and Kako (2016) と整合的である。一方、海域 M の南西側に位置する海域 O (沖縄の東) では渦活動の十年規模変動は明瞭ではなかった。一方、PV が低い時期は KE 南側から本州南方にかけて低 PV 水が亜表層に広く分布する傾向がみられ、STMW の生成量の十年規模変動 (Qiu and Chen, 2006) と、その後の黒潮再循環による移流によって、海域 O での PV の十年規模変動がもたらされたことが示唆された。

KE 流路の十年規模変動は、太平洋中部の十年規模の風応力変動によって強制された傾圧ロスビー波が関与している (Qiu and Chen, 2005)。また、太平洋中部の風応力の十年規模変動は PDO と密接に関連している (Ishi and Hanawa, 2005 など)。そこで本州南方海域の SST と PDO 指数の位相関係を調べたところ、PDO 指数が SST に数年先行して変動しており、ラグ 4 年で相関係数が最も大きくなった。

2000 年頃以降の SST の低下傾向 (③) について

は、寒気移流や海面熱フラックスとの関係性はみられなかった。これは日本の冬の気温の低下トレンドを調査した Urabe and Maeda (2014) の指摘とは異なる。一方、水深 700m までの OHC や SSHA は、SST と同じ時期にほぼ同じ海域で低下トレンドがみられた。OHC や SSHA の低下トレンドについては、AL の強さの 20 年程度の周期変動に対応しているとみられる。AL の長期的な変動として、2000 年頃以降 AL が弱まったため、AL の南側を流れる偏西風も弱まり、偏西風の軸の南側では正の WSC 偏差が強まった。この WSC 変動によって励起された傾圧ロスビー波の西進により、本州南方海域では水温躍層は浅くなり、OHC や SSHA の低下トレンドとして現れたと考えられる。特に 2000 年代半ばから 2010 年代の弱い AL には、「温暖化の停滞期」にみられた熱帯のラニーニャ的な SST 分布を起源としたテレコネクションが寄与している可能性が高い。

OHC や SSHA と SST の低下トレンドの関係性については明らかにできなかった。本州南方海域では水温躍層が深く、その変動が SST 変動に直接影響を与えるとは考えにくい。同海域は上述の十年規模変動により、SST が最も低下した 2010 年代の亜表層は成層が弱い時期にあたり、躍層付近でも鉛直混合が強く、亜表層内に冷水が取り込まれやすい場であった可能性がある。また、WSC の正偏差傾向 (つまり時計回りの回転成分が平年より弱い) に対応した亜熱帯循環の弱体化が熱流量の変動を通じて、SST に影響を及ぼした可能性もある。これらについて、さらに調査していく必要がある。

本研究では、本州南方海域の冬季 SST に注目し、ユーラシア大陸の冬季モンスーン、北太平洋の AL、熱帯海洋といった様々な要素が、時期や周期帯によって異なる影響を及ぼしていることが示された。亜熱帯循環の内部に位置する同海域は、Sugimoto and Kako (2016) が調査した KE 南側の海域に比べて渦活動が相対的に弱く、亜表層には低 PV で特徴づけられる STMW が厚く分布するなど、物理的な環境が異なるため、SST の十年規模変動の要因も KE 南側とはプロセスが異なることが示唆

された。また、本州南方海域が位置する緯度帯は偏西風の軸の南側に位置し、20年程度の時間スケールのALの変動に伴ってWSCが明瞭に変動するため(Sakurai and Yasuda, ; Ishi and Hanawa, 2005), それに対する力学的な応答が現れやすい海域であるとみられる。今後、これらのプロセスをより詳細に把握し、SST変動に対するそれぞれの寄与を、対応する時間スケールに応じて定量的に評価することが重要である。本研究により、日本付近の気候変動の特徴を把握する上で、北太平洋の海盆規模の気候・海洋変動の影響を理解することが重要だということが改めて示唆された。また、大西洋など他の海盆の亜熱帯循環系でも同様のプロセスが働いているかも興味深く、今後のさらなる調査課題である。

謝辞

有益な査読コメントをいただいた二名の指導官に感謝申し上げます。解析を行うにあたっては、SSALTO/DUACS, AVISO+ 及び CNES によって提供されたSSHAデータ (<https://www.avis.altimetry.fr>), NOAA/OAR/ESRL によって提供されたOLRデータ及び再解析データ (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/>) を利用させていただきました。

参 考 文 献

Ceballos, L. I., E. Di Lorenzo, C. D. Hoyos, N. Schneider and B. Taguchi (2009) : North Pacific Gyre Oscillation synchronizes climate fluctuations in the eastern and western boundary systems. *J. Climate*, 22, 5163-5174.

Chhak, K. C., E. Di Lorenzo, N. Schneider and P. F. Cummins (2009) : Forcing of low-frequency ocean variability in the northeast Pacific. *J. Climate*, 22, 1255-1276.

Davis, R. S. (1976) : Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 249-266.

Di Lorenzo, E., N. Schneider, K. M. Cobb, P. J. S. Franks, K. Chhak, A. J. Miller, J. C.

McWilliams, S. J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T. M. Powell and P. Riviere, 2008: North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08607.

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, 445-456.

Horel, J. D. and J. M. Wallace (1981) : Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813-829.

Ishi, Y. and K. Hanawa (2005) : Large-scale variabilities of wintertime wind stress curl field in the North Pacific and their relation to atmospheric teleconnection patterns. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L10607.

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. and M. Kimoto (2009) : Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *J. Oceanogr.*, 65, 287-299.

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph, (1996) : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470.

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.
- Kwon, Y.-O., M. A. Alexander, N. A. Bond, C. Frankignoul, H. Nakamura, B. Qiu and L. Thompson (2010) : Role of the Gulf Stream and Kuroshio/Oyashio systems in large-scale atmosphere-ocean interaction: A review. *J. Climate*, 23, 3249-3281.
- Liebmann, B. and C.A. Smith (1996) : Description of a complete (interpolated) Outgoing Longwave Radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1275-1277.
- Manabe, T. (1999) : The digitized Kobe Collection, phase I: Historical surface marine meteorological observations in the archive of the Japan Meteorological Agency. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2703-2715.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace and R. C. Francis (1996) : A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1069-1079.
- 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.
- Pak, G., Y.-H. Park, F. Vivier, Y.-O. Kwon and K.-I. Chang (2014) : Regime-dependent nonstationary relationship between the East Asian winter monsoon and North Pacific Oscillation. *J. Climate*, 27, 8185-8204.
- 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.
- Qiu, B. (2003) : Kuroshio Extension variability and forcing of the Pacific Decadal Oscillations: Responses and potential feedback. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 2465-2482.
- Qiu, B. and S. Chen (2005) : Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales. *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 2090-2103.
- Qiu, B. and S. Chen (2006) : Decadal variability in the formation of the North Pacific Subtropical Mode Water: Oceanic versus atmospheric control. *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 1365-1380.
- Qiu, B., S. Chen and P. Hacker (2007) : Effect of mesoscale eddies on Subtropical Mode Water variability from the Kuroshio Extension System Study (KESS) . *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 982-1000.
- Qiu, B., S. Chen, N. Schneider and B. Taguchi (2014) : A coupled decadal prediction of the dynamic state of the Kuroshio Extension system. *J. Climate*, 27, 1751-1764.
- Seo, Y., S. Sugimoto and K. Hanawa (2014) : Long-term variations of the Kuroshio Extension path in winter: Meridional movement and path state change. *J. Climate*, 27, 5929-5940.
- Suga, T. and K. Hanawa (1995) : Interannual variations of North Pacific Subtropical Mode Water in the 137° E section. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1012-1017.
- 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. Kako (2016) : Decadal variation in winter mixed layer depth south of the Kuroshio Extension and its influence on winter mixed layer temperature. *J. Climate*,

- 29, 1237-1252.
- Talley, L. D. (1988) : Potential vorticity distribution in the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 89-106.
- Trenberth, K. E. (2015) : Has there been a hiatus? *Science*, 349, 691-692.
- Trenberth, K. E. and J. W. Hurrell (1994) : Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, 9, 303-319.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, G. Branstator and A. S. Phillips (2014) : Seasonal aspects of the recent pause in surface warming. *Nat. Climate Change*, 4, 911-916.
- Urabe, Y. and S. Maeda (2014) : The relationship between Japan's recent temperature and decadal variability. *SOLA*, 10, 176-179.
- Wang, Y.-L., C.-R. Wu and S.-Y. Chao (2016) : Warming and weakening trends of the Kuroshio during 1993-2013. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 9200-9207.
- 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.
- Woodruff, S. D., S. J. Worley, S. J. Lubker, Z. Ji, J. E. Freeman, D. I. Berry, P. Brohan, E. C. Kent, R. W. Reynolds, S. R. Smith and C. Wilkinson (2011) : ICOADS Release 2.5: Extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *Int. J. Climatol.*, 31, 951-967.
- Yasuda, T. and Y. Kitamura (2003) : Long-term variability of North Pacific Subtropical Mode Water in response to spin-up of the subtropical gyre. *J. Oceanogr.*, 59, 279-290.
- Yasuda, T. and K. Sakurai (2006) : Interdecadal variability of the sea surface height around Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01605.
- 気象庁 (2018) : 気候変動監視レポート 2017. 87pp.
高槻靖・倉賀野連・志賀達・分木恭朗・井上博敬・藤原弘行・有吉正幸 (2007) : 日本周辺海域における海面水温の長期変化傾向. *測候時報*, 74, S33-S87.
- 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.