



Title	日本海東部海域における高塩分中層水
Author(s)	松岡, 翔太; 方, 曉蓉; 磯田, 豊
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 69(2), 71-82
Issue Date	2019-12-09
DOI	https://doi.org/10.14943/bull.fish.69.2.71
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/76382
Type	departmental bulletin paper
File Information	bull.fish.69.2.71.pdf



日本海東部海域における高塩分中層水

松岡 翔太¹⁾・方 曉蓉²⁾・磯田 豊²⁾

(2019 年 7 月 30 日受付, 2019 年 9 月 3 日受理)

High-Salinity Intermediate Water in the eastern Japan Sea

Shouta MATSUOKA¹⁾, Xiaorong FANG²⁾ and Yutaka ISODA²⁾

Abstract

To understand the formation area of High-Salinity Intermediate Water ($S_{\max}$ -IW) with a density of more than $27.3 \sigma_\theta$ in the Japan Sea and its transport path, historical hydrographic data from winter to spring and Conductivity-Temperature-Depth (CTD) data by the Japan Meteorological Agency in 2009 are examined. Spatial distributions of salinity and acceleration potential on the $27.33 \sigma_\theta$ surface suggest that $S_{\max}$ -IW flows southwestward from the subarctic area north of the polar front, where $S_{\max}$ -IW outcrops and has an opportunity to become denser by direct winter cooling.

Key words : Japan Sea, High-Salinity Intermediate Water ($S_{\max}$ -IW), hydrographic data, acceleration potential

緒 言

夏季の日本海全域の海洋観測結果をもとに、対馬暖流域で鉛直方向に観察される塩分の極大極小分布の様子から、Talley et al. (2006) は水塊分類とその起源についてレビューしている。対馬暖流水 (Tsushima Warm Current Water: 以下, TWCW と略す) は対馬海峡から流入し、水深 150 m 付近に塩分極大 (主に成層期) を示す水塊である。その下部には日本海中層水 (Japan Sea Intermediate Water: 以下, JSIW と略す) が塩分極小として現れ、その起源は亜寒帯域 (極前線以北) の表層低塩分水である。JSIW の下方、水深 700 m 付近には塩分極大があり、これが本研究で注目する「高塩分中層水 (High-Salinity Intermediate Water: 以下, $S_{\max}$ -IW と略す)」であり、「上部日本海固有水 (Upper Japan Sea Proper Water)」とも呼ばれる (Senjyu and Sudo, 1993)。 $S_{\max}$ -IW の起源は対馬暖流によって極前線の北側へ輸送された TWCW が冬季に冷却混合された水塊である可能性が推測されている。この $S_{\max}$ -IW のさらに下方、水深 1,500 m 付近には弱いながらも塩分極小があり、「深層塩分極小 (Deep Salinity Minimum: 以下, Deep- $S_{\min}$ と略す)」または「下部日本海固有水 (Lower Japan Sea Proper Water)」と呼ばれ、その起源は西部亜寒帯域の冷却混合または海水形成時の Brine 水と推測されている。このように、過去の研究では日本海の中深層水が水温 1°C 以下のほぼ均一な冷水にみえていたが、近年の高精度 CTD 観測によっ

て、起源の異なる水塊が幾層にも重なった中深層像が浮かび上がってきた。

Talley et al. (2006) が $S_{\max}$ -IW を冬季に形成されると推測したのは、Watanabe et al. (2001) の観測結果と Yoshikawa et al. (1999) の数値モデル計算 (平均的な季節変化を考慮した水温塩分を同化) の結果をその根拠としている。Watanabe et al. (2001) は冬季の観測をもとに、北海道南部沖合域に密度 $27.3 \sigma_\theta$ の高密度水が海面近くまでドーム状に出現し、その水塊が高塩分で、しかも高い溶存酸素をもつ若い水塊であったことを指摘した。Yoshikawa et al. (1999) は主に JSIW の起源となる水塊、すなわち、対馬暖流域の中層に移流される水塊がロシア沿岸沖 (主に、ウラジオストク沖) にあることに加え、極前線以北の日本海中央域にもあることを指摘した。彼は両起源海域 (以下、サブダクション海域と呼ぶ) からモデル粒子を投入し、いずれも北部海域の反時計回り水平循環流によって移流される様子を再現している。

ただし、Yoshikawa et al. (1999) が指摘した北部日本海中央のサブダクション海域は、Watanabe et al. (2001) が観測した北海道南部沖合域 (Yoshikawa et al. (1999) でも夏季の同海域亜表層に高溶存酸素が残留していることを指摘) よりも大きく西側へずれている。よって、北部日本海中央のサブダクション海域については、Yoshikawa et al. (1999) のモデル結果と Watanabe et al. (2001) の観測結果とは必ずしも一致しておらず、冬季海面冷却による $S_{\max}$ -IW の起源

¹⁾ 北海道大学大学院環境科学院
(Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University)

²⁾ 北海道大学大学院水産科学研究院海洋環境学分野
(Laboratory of Marine Environmental Science, Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University)

海域はまだ確定されていない。

そこで、本研究では第1の目的として、過去に蓄積された海面水温塩分資料を精査し、密度 $27.3 \sigma_\theta$ を含む高密度水の空間分布からサブダクションする水塊の起源海域を特定する。第2の目的として、気象庁により2009年に3回実施された日本海東部海域のCTD (Conductivity Temperature Depth) 水温塩分データを解析し、北海道南部沖合域で形成された高密度水の時空間変化から、 $S_{\max}$ -IW ($27.3 \sigma_\theta$ 以上の水塊) のサブダクション過程の詳細について記述する。

東部海域の海面に形成される高密度海水

解析資料

海面水温と海面塩分の解析資料はJODC (Japan Oceanographic Data Center: 日本海洋データセンター) のウェブサイト (http://www.jodc.go.jp/jodcweb/index_j.html) から入手した。解析範囲は東経 $133^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$ 、北緯 $36^\circ 30'\text{N} \sim 41^\circ\text{N}$ の日本海東部の矩形領域とし、解析期間は1960年～1998年の39年間で、高密度水が形成される冬季～春季(12～5月)の半年間とした。塩分値には記入ミス(または登録ミス)と疑われる極端に大きな値の地点があり、ここでは 34.5 以上の値は危険と判断して削除した。

39年間の資料ではあるものの、海面塩分が海面水温と同時に登録されている数は極端に少なくなる。ここでは我々が注目している高密度海水を密度 $27.0 \sigma_\theta$ から $0.1 \sigma_\theta$ 刻みの数で示すと、 $27.0 \sim 27.1 \sigma_\theta$ の範囲で167個、 $27.1 \sim 27.2 \sigma_\theta$ の範囲で163個、 $27.2 \sim 27.3 \sigma_\theta$ の範囲で185個、 $27.3 \sigma_\theta$ 以上が83個にしかすぎない。

海面密度と海面塩分の水平分布の経月変化

39年間で得られた全データを用いて、Fig. 1 は海面密度、Fig. 2 は海面塩分の水平分布を月別(12～5月)に示し、値は観測された緯度経度の位置に丸印の色分けで表示した。海面密度のFig. 1 では上段に示した凡例に従って、高密度水である $27.0 \sigma_\theta$ 以上を強調して $0.1 \sigma_\theta$ 刻みの大きな丸印で、 $27.0 \sigma_\theta$ 未満は $1.0 \sigma_\theta$ 刻みの小さな丸印で表示した。海面塩分のFig. 2 では丸印の大きさには区別なく、上段の凡例に従って 34.0 を境界に、高塩分ほど濃い赤色、低塩分ほど濃い青色で表示した。

北部海域のデータは極端に少なく、月別でみると空間的な偏りも大きいことがわかる。それゆえ、月別に記述する意味は低いものの、 $27.0 \sigma_\theta$ 以上の高密度水は対馬暖流域よりも北側に点在して出現し、 $S_{\max}$ -IW に対応する黒丸印の $27.3 \sigma_\theta$ 以上の海水は2月～4月に多いようにみえる。海面塩分をみると、ロシア沿岸域と日本列島に沿っ

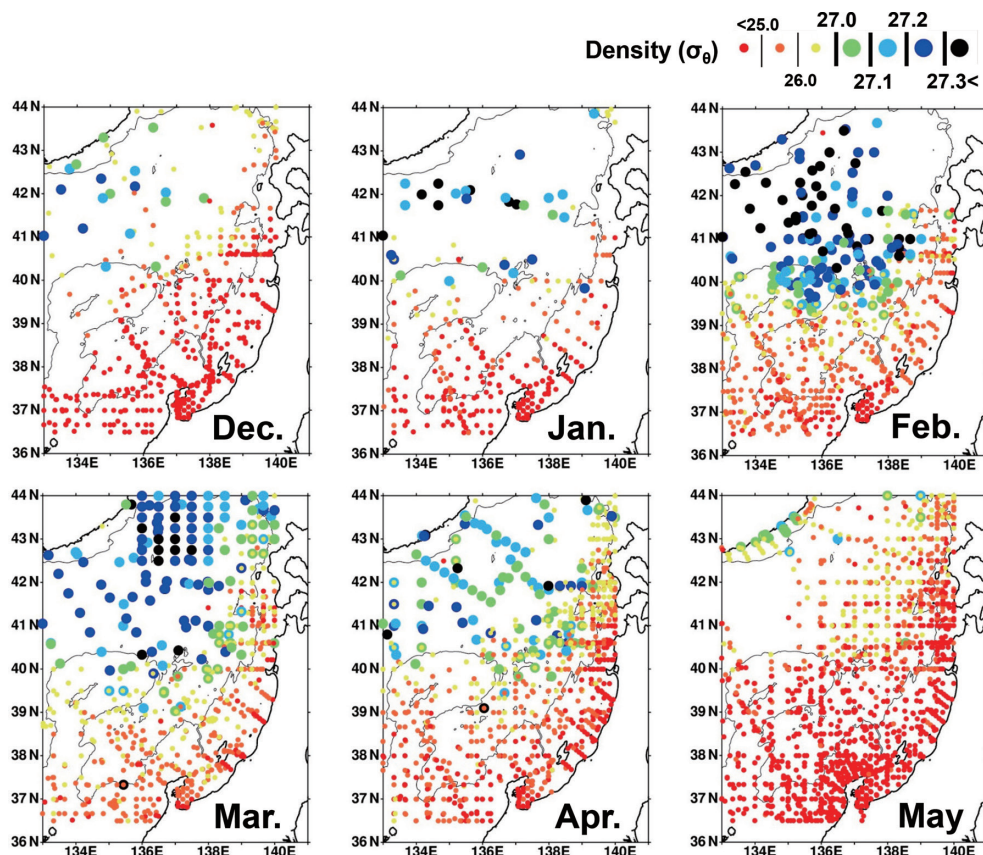


Fig. 1. Horizontal distributions of colored solid circles classified by surface density range using the monthly JODC data from 1960 to 1998.

た沿岸域は12月～5月の間継続して低塩分水が多くみられる。対馬暖流域は12月のみ低塩分水が支配的であるのに対し、他の月は高塩分水が支配的である。

27.0 σ_θ 以上の高密度水の水平分布と頻度分布

本節では月別に記述することは止め、さらに、27.0 σ_θ 以上の高密度水のみを解析対象とし、12月～5月の半年間で出現した高密度水の空間分布に注目する。ただし、高密度水は0.1 σ_θ 刻みで $27.0 \leq \sigma_\theta < 27.1$, $27.1 \leq \sigma_\theta < 27.2$ (JSIW のレンジ), $27.2 \leq \sigma_\theta < 27.3$, $27.3 \leq \sigma_\theta$ ($S_{\max}$ -IW のレンジ) の4つに区分し、Fig. 3の上段に塩分、下段に水温の水平分布を凡例の色分けに従って、Fig. 2と同様な丸印で表示した。いずれの密度レンジも対馬暖流域よりも北側に分布しており、27.0 σ_θ 以上の高密度水は極前線より北側の亜寒帯海面で形成されている。その亜寒帯域の海面塩分をみると、ロシア沿岸域に低塩分水が多くみられるが、それ以外は全ての密度レンジで34.0以上の高塩分水である。高塩分水の空間分布は、密度 $27.0 \leq \sigma_\theta < 27.1$ で極前線付近に多く分布しているものの、27.1 σ_θ 以上の3つの密度レンジでは亜寒帯域全体に拡がり、分布域が重なっている。一方、海面水温には4つの密度レンジで明らかに異なり、ロシア沿岸域を除いて、高い密度レンジほど低温の傾向がみられる。

上述した4つの密度レンジ毎の塩分(0.5刻み)、水温

(0.5°C刻み)の頻度分布をFig. 4の(a)と(b)に示した。Fig. 3の空間分布でもみられたように、4つの密度レンジで塩分には大きな差はみられないが、水温は密度レンジが高くなると低温になる傾向がみられる。Fig. 4の(c)は各密度レンジ毎の月別観測頻度分布を示しており、27.0 σ_θ 以上の高密度水は共通して、2月～4月の時期に集中して形成されていることがわかる。この時期は海面冷却量が極大となる12月よりも後半側にあり(Hirose et al., 1996), 積算される海面冷却量によって海面水温が最も低下することに矛盾しない。

高密度水形成時で1°×1°格子平均した密度・水温・塩分の空間分布

Yoshikawa et al. (1999)が行った数値モデル計算を含め、水温塩分の同化モデルでは何らかの平滑化を行い、計算格子の欠測を補っている。そのため、空間的な平滑化は微細な空間構造を潰し、時間的な平滑化は顕著な極大極小値を削除してしまう。本論の研究対象である高密度水の場合、27.0 σ_θ 以上の高密度水は同じ亜寒帯域に重なって分布していることから、平滑化したデータを用いて高密度水の起源に関する議論は危険と判断される。

その危険性を示すため、ここでは一例として、海面で高密度水が形成される2～4月のデータを用いて、1°×1°格子で空間平均した密度、塩分、水温の水平分布をFig. 5

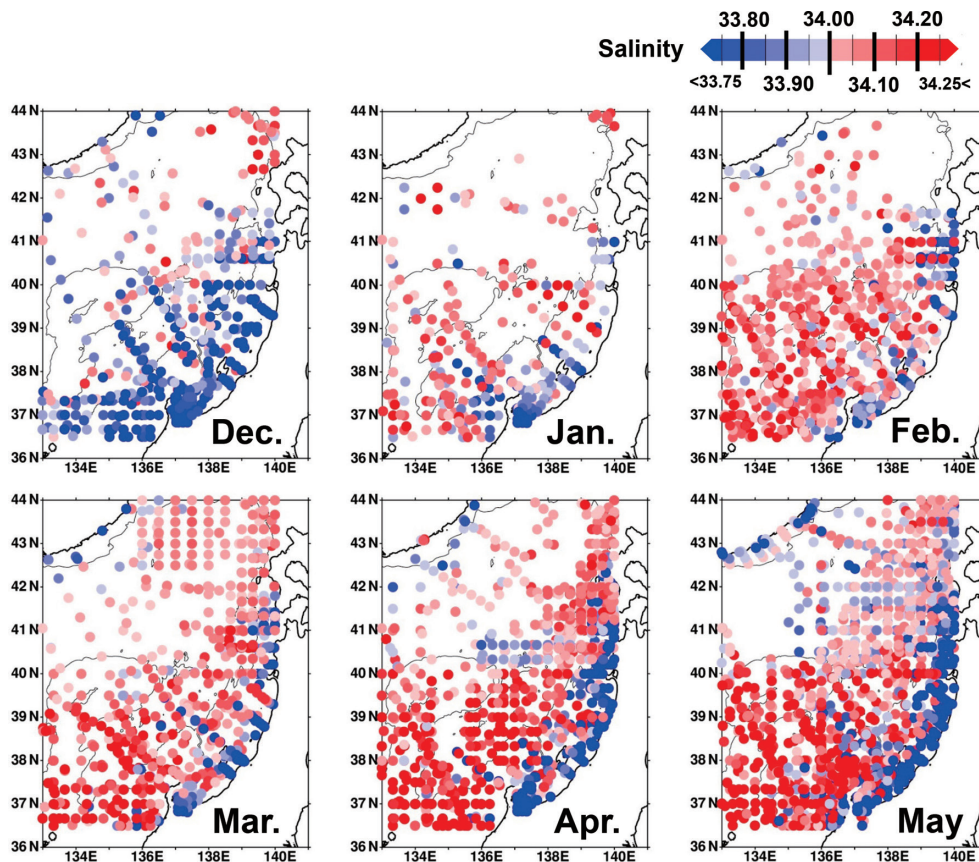


Fig. 2. Same as Fig. 1 except for surface salinity range.

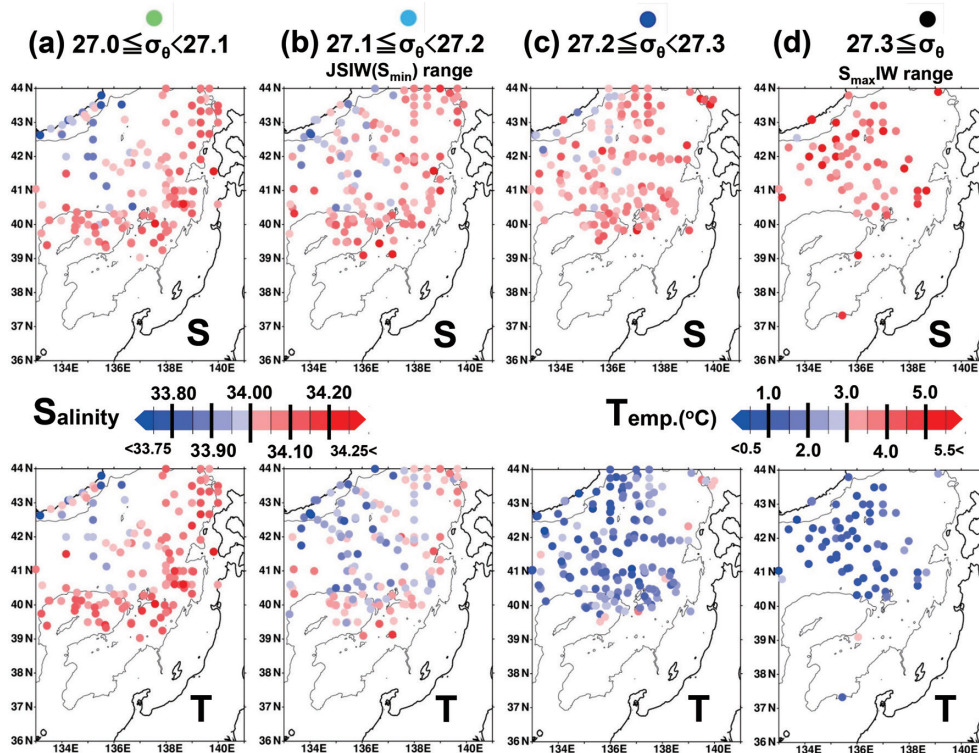


Fig. 3. Horizontal distributions of colored solid circles classified by surface salinity range (upper) and surface temperature range (lower) at four density ranges more than $27.0 \sigma_\theta$.

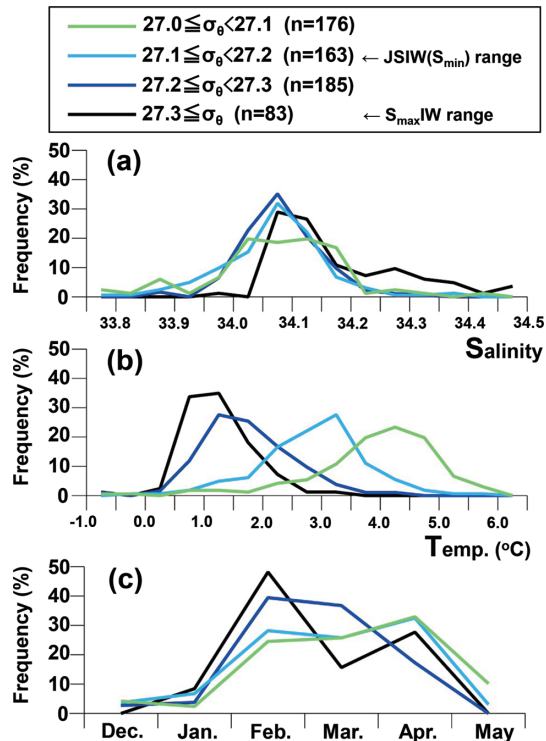


Fig. 4. Frequency distributions of (a) surface salinity, (b) surface temperature, (c) observed month at four density ranges more than $27.0 \sigma_\theta$.

の(b)~(c)に示す。比較として、平均化前の密度分布(丸印表示)をFig. 5の(a)に示しておく。図中のB印はYoshikawa et al. (1999)がB-Areaとして提示した日本海中央のサブダクション領域、D印はWatanabe et al. (2001)とYoshikawa et al. (1999)が指摘した上凸ドーム状構造をもつ高溶存酸素領域である。空間平均しない密度分布(Fig. 5(a))では $S_{\max}$ -IWの起源である $27.3 \leq \sigma_\theta$ の高密度水が認められるが、空間平均したFig. 5の(b)ではその海水は存在しないことになる。それゆえ、Yoshikawa et al. (1999)のB-Areaは低温高塩分で高密度水であるが、密度の値は $S_{\max}$ -IWの $27.3 \sigma_\theta$ には至らず、高溶存酸素領域であるD海域は空間平均による高温化のため、彼らのモデルでもサブダクション海域として選ばれなかったことが推測される。

以上の解析結果より、中深層水(JSIW・ $S_{\max}$ -IW・Deep- $S_{\min}$)の起源となる水塊は冬季海面冷却により極前線以北の亜寒帯域で広範囲に形成されるため、個々の水塊起源海域の特定は困難であることがわかった。推測の範囲ではあるが、種々の高密度レンジの海水が微細な空間パッチ状構造をもち同一海域で形成されている可能性、時間スケールの短い気象擾乱毎に異なる密度レンジの海水を形成されている可能性などが考えられる。

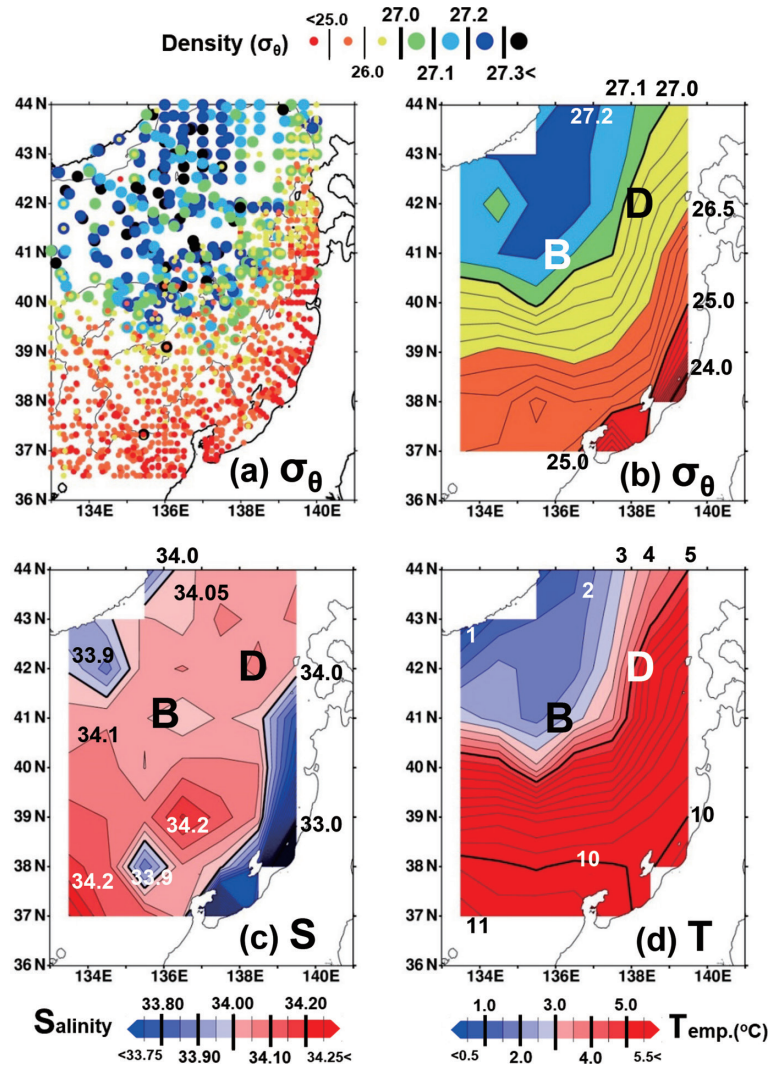


Fig. 5. Horizontal distributions of (a) colored solid circles classified by surface density range, and the spatial averaging ($1^\circ \times 1^\circ$ grid) for (b) surface density, (c) surface salinity and (d) surface temperature. Symbols of B and D indicate the subduction areas suggested by Yoshikawa et al. (1999) and Watanabe et al. (2001), respectively.

東部海域の中層における塩分極小水と 塩分極大水の経月変化

解析資料

気象庁は日本近海及び北西太平洋を対象とした海洋・海上気象観測を定期的実施し、全データをホームページ (<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>) で公開している。日本海東部海域を対象とした観測の中で、2009年の観測点 (Fig. 6を参照) は他の年に比べて非常に細かく配置され、さらに、ほぼ同じ観測配置を年3回 (1回目：4月24日～6月8日で74点、2回目：6月26日～8月11日で77点、3回目：9月15日～10月29日で69点) 連続して行っていた。本研究では、この年3回の水温塩分データを解析し、時空間分解能が非常に高い塩分極小水 (JSIW) と塩分極大水 ($S_{\max}$ -IW) の水平・鉛直分布から、東部海域における $S_{\max}$ -IW のサブダクション過程を調べることにした。

3回の観測は気象庁所属の「清風丸」で実施され、水温塩分の測定はSea-Brid社のCTD (SBE 9-11plus)、塩分検定はGuildline Autosol 8400Bによる。Fig. 6の観測点図に示した等深線は水深2,000mであり、観測海域は2,000m以深に設定され、海底近傍までのCTDデータが得られている。Fig. 6に示した観測点は3海域で色分けをしており、前節の解析結果から $27.3 \leq \sigma_\theta$ の高密水が海面に出現する可能性がある北海道沖 (北緯 $41^\circ 12'N$ 以北) の観測点を赤色丸印、明らかに対馬暖流域にある北緯 $40^\circ 12'N$ 以南の観測点を黒色丸印、両海域の中間 (北緯 $41^\circ 12'N \sim 40^\circ 12'N$) の観測点を青色丸印とした。これらの色分けは次節の密度-塩分ダイヤグラムの色分けに対応する。

本研究で注目する $S_{\max}$ -IW の水平的及び鉛直的な塩分変化量は、後述するように $0.001 \sim 0.004$ のオーダーであり、塩分検定の測定精度 0.002 と同程度である。すなわち、 $S_{\max}$ -IW に伴う塩分変化量は塩分検定で補正できる精度で

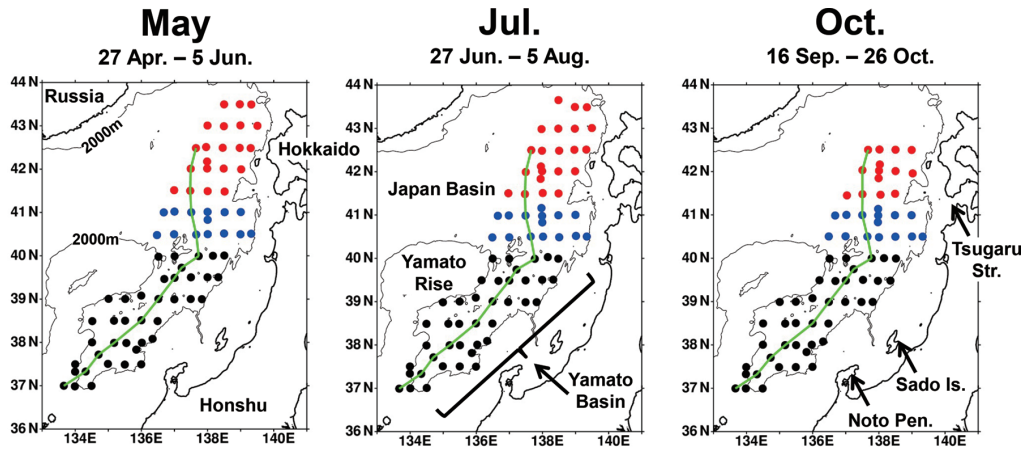


Fig. 6. CTD stations in May, July and October, 2009 by the Japan Meteorological Agency. Red, blue and black stations are spatially classified by north of $41^{\circ}12'N$ area, $40^{\circ}12'N$ – $41^{\circ}12'N$ area and south of $40^{\circ}12'N$ area, respectively. A contour of 2,000 m indicates the Japan Basin, the Yamato Basin and the Yamato Rise in the eastern part of the Japan Sea.

はなく、CTDの測定精度により保障されなければならない小さな変化量である。ところが、Sea-Brid社SBE9-11 plusの公証測定精度は電気伝導度が ± 0.00004 S/m、水温が $\pm 0.0002^{\circ}C$ 、水圧がfull scaleの $\pm 0.001\%$ と高いものの、測定安定度は一か月間で電気伝導度が0.0003 S/m、水温が $0.001^{\circ}C$ 、水圧が0.015%の精度低下があるとされている。よって、3回の塩分値及びその分布を定量的に比較しようとした場合、何らかの補正が必要となる。ここでは日本海盆の底層に存在する水温がほぼ均一となる底層水が1年以内の3回の観測では変化しないと仮定した補正を行った。補正法の詳細は付録で議論しており、その結果、2回目の測定塩分値のみ0.0007643を加える補正を行った。

密度-塩分ダイヤグラム

Fig. 7は縦軸を密度(σ_{θ})、横軸を塩分(S)とし、北部・中部・南部の3領域で色分けした密度-塩分(σ_{θ} -S)ダイヤグラムであり、3回の季節毎(以下、5月・7月・10月観測と呼ぶ)に分けて表示した。ちなみに、図の横軸で表される塩分変化量の表示範囲は0.3である。はじめに $27\sigma_{\theta}$

よりも軽い低密度水に注目すると、黒色表示の南部海域(対馬暖流域)の季節変化は比較的小さく、低密度側で高塩化(密度 $27.0\sigma_{\theta}$ 付近の塩分約34.1から密度 $26\sigma_{\theta}$ 付近の塩分約34.2まで変化)している。すなわち、密度 $26\sim 27\sigma_{\theta}$ の範囲は常に高温高塩水である対馬暖流の下部付近にあることがわかる。一方、赤・青色表示の北部・中部海域の σ_{θ} -S関係は南部海域のそれとは大きく異なる。5月観測では低密度ほど低塩化の傾向がみられるものの、塩分34前後の値をほぼ維持したまま、主に水温による密度変化を示している。7月から10月の観測にかけて、低密度側の低塩化が次第に顕著となるが、図中に緑横線で示した $26.70\sigma_{\theta}$ 付近に限り、対馬暖流下部水とほぼ同じ σ_{θ} -S関係にある観測点が多く、そこでは局所的な塩分極大を示す傾向がみられる。それゆえ本研究では、密度 $27.0\sigma_{\theta}$ より高密度帯にある塩分極小水(JSIW)と塩分極大水($S_{\max}$ -IW)に対する対馬暖流下部水(以下、Lower-TWCWと略す)の影響を議論する密度面として $26.70\sigma_{\theta}$ を選択した。

Fig. 7の塩分レンジ表示では高密度水の塩分極小極大を詳細に判断するには、塩分変化量が非常に小さい。そこで、

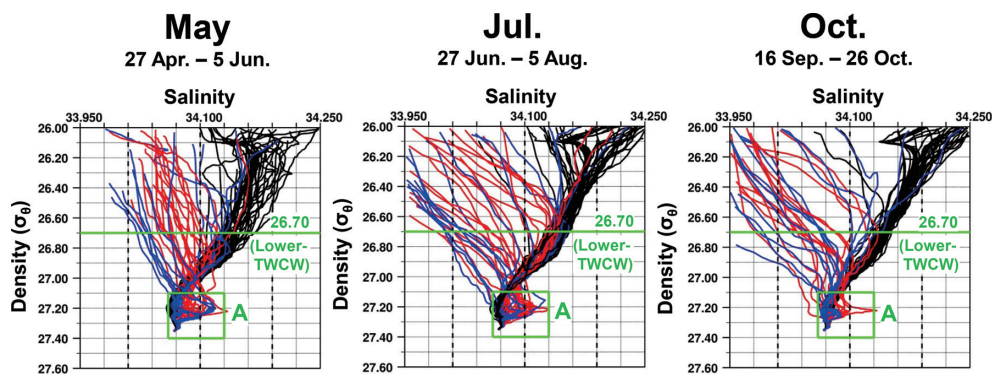


Fig. 7. Potential density-salinity (σ_{θ} -S) diagram in May, July and October, 2009. Red, blue and black lines are classified by three observation areas as shown in Fig. 6. Isopycnal of $26.70\sigma_{\theta}$ corresponds to Lower-TWCW in this study.

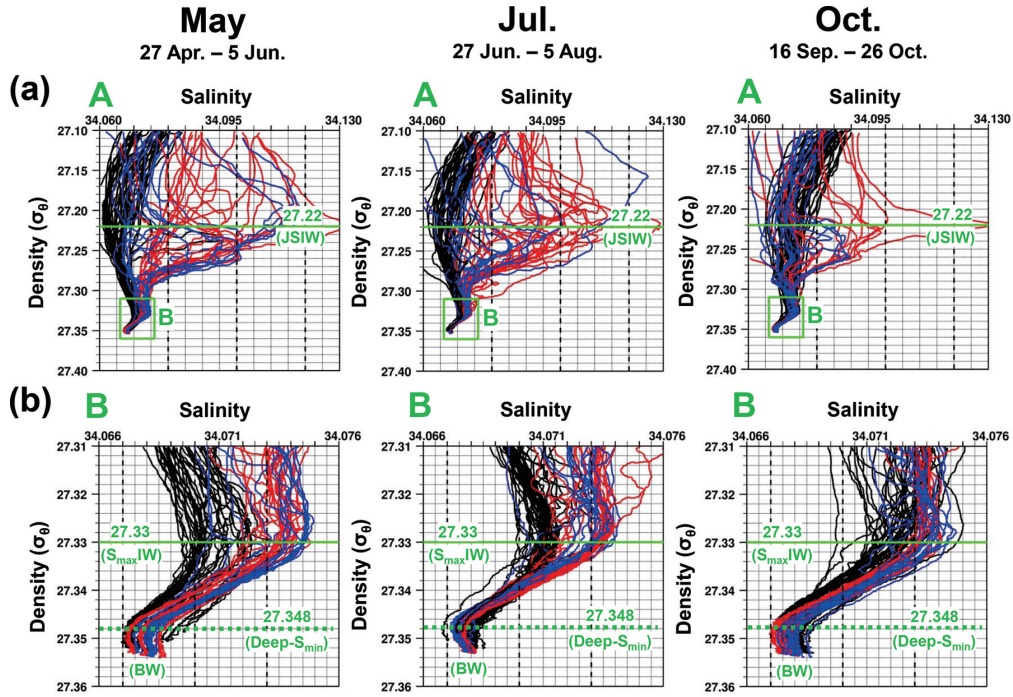


Fig. 8. Same as Fig. 7 except for (a) σ_θ -S range of rectangle A in Fig. 7 and (b) σ_θ -S range of rectangle B in (a). Isopycnal of 27.22 σ_θ corresponds to JSIW, 27.33 σ_θ to $S_{\max}$ -IW, 27.348 σ_θ to Deep- $S_{\min}$ in this study.

図中に A で示した緑矩形枠内を拡大した σ_θ -S ダイアグラムが Fig. 8 の (a) であり、表示の仕方は Fig. 7 と同じである。この図の横軸で表される塩分変化量の表示範囲は 0.07 である。この塩分レンジでみると、黒色表示の南部海域の塩分極小は比較的明瞭であるものの、赤・青色表示の北部・中部海域では観測点によるバラツキが大きく、むしろ塩分極大を示す観測点が多い。また、南部海域で塩分極小を示す密度は、Talley et al. (2006) がレビューした JSIW (塩分極小層水) の存在密度範囲 ($27.1 \leq \sigma_\theta < 27.2$) よりもわずかに重く、図中の緑横線で示した 27.22 σ_θ 付近にある。その理由は不明であるが、Talley et al. (2006) でレビューされている JSIW に関する論文の多くが日本海西部海域 (韓国側海域) を研究対象としていることが原因かもしれない。本研究では日本海東部の JSIW を代表する密度として 27.22 σ_θ を選択した。

この A の拡大塩分レンジでも、本論で注目している $S_{\max}$ -IW 付近の塩分変化量はさらに小さく、その詳細を判断することは難しい。そこで、図中に B で示した緑矩形枠内をさらに拡大した σ_θ -S ダイアグラムを Fig. 8 の (b) に示す。なお、この図の横軸である塩分変化量の表示範囲は、わずか 0.01 にしかすぎない。にもかかわらず、黒色表示の南部海域の塩分極大は明瞭であり、赤・青色表示の北部・中部海域の塩分極大は不明瞭ながらも、南部海域に比べて高塩側にあることがわかる。また、南部海域の塩分極大値は 5 月から 10 月の間で、わずかながら高塩化する経月変化もみられる。このように、わずかな塩分変化量にもかかわらず、 $S_{\max}$ -IW が特定できるのは図中の破線緑横

線で示した 27.348 σ_θ 付近に Deep- $S_{\min}$ と呼ばれる塩分極小水が安定して存在しているためである。本研究では Deep- $S_{\min}$ へ向かって塩分が低下し始める屈曲部の密度面 27.33 σ_θ を $S_{\max}$ -IW の代表密度として選択した。

等密度面の加速度ポテンシャルと塩分の水平分布

本節では Lower-TWCW・JSIW・ $S_{\max}$ -IW の各代表密度面にみられた σ_θ -S ダイアグラム上の塩分バラツキを等密度面上の水平分布図として表現する。そして各水塊の空間分布の経月変化 (5 月、7 月、10 月の連続した 3 回) と水塊毎の相違から、 $S_{\max}$ -IW のサブダクション過程について記述する。水塊の水平分布は主に水平移流により経月変化すると考えられるため、ここでは等密度面上の加速度ポテンシャルの水平分布図を塩分分布と同時に示す。加速度ポテンシャルの水平分布は地衡流を仮定すれば、その定性的な分布から水平流動場を推測することができる。いま注目している等密度面の水圧値を p 、無流面を仮定した水圧値を p_0 としたとき、加速度ポテンシャルは次式で表現される。

$$\Phi_a + \delta_p p$$

ここで、 Φ_a は無流面 p_0 から等密度面 p まで積分したジオポテンシャル偏差

$$\Phi_a = \int_{p_0}^p \delta p$$

であり、 δ は比容偏差、 δ_p は注目した等密度面の比容

偏差である。なお、本観測は全て 2,000 m 以深を観測領域としていたため、共通した 2,000 dbar を便宜上の無流面に設定した。以下に示す Figs. 9, 10, 11 は密度面が異なるだ

けで、上段に加速度ポテンシャル、下段に塩分の水平分布を示し、左側から 5 月、7 月、10 月の順に並べた。

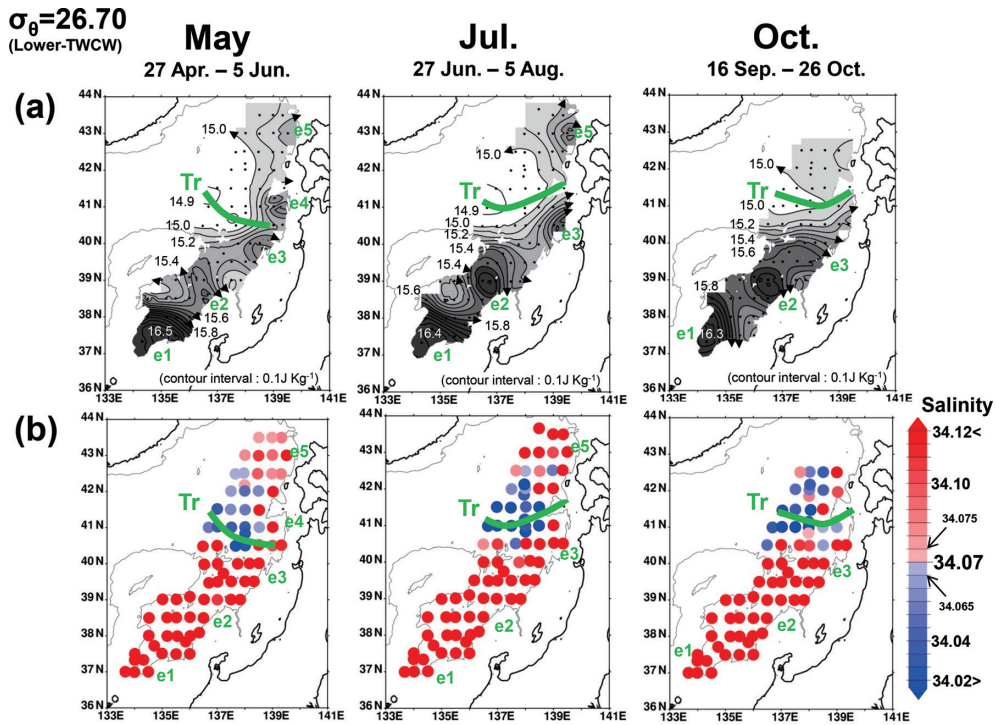


Fig. 9. Horizontal distributions of (a) acceleration potential and (b) salinity on the density surface of $26.70 \sigma_\theta$ (Lower-TWCW) in May, July and October, 2009.

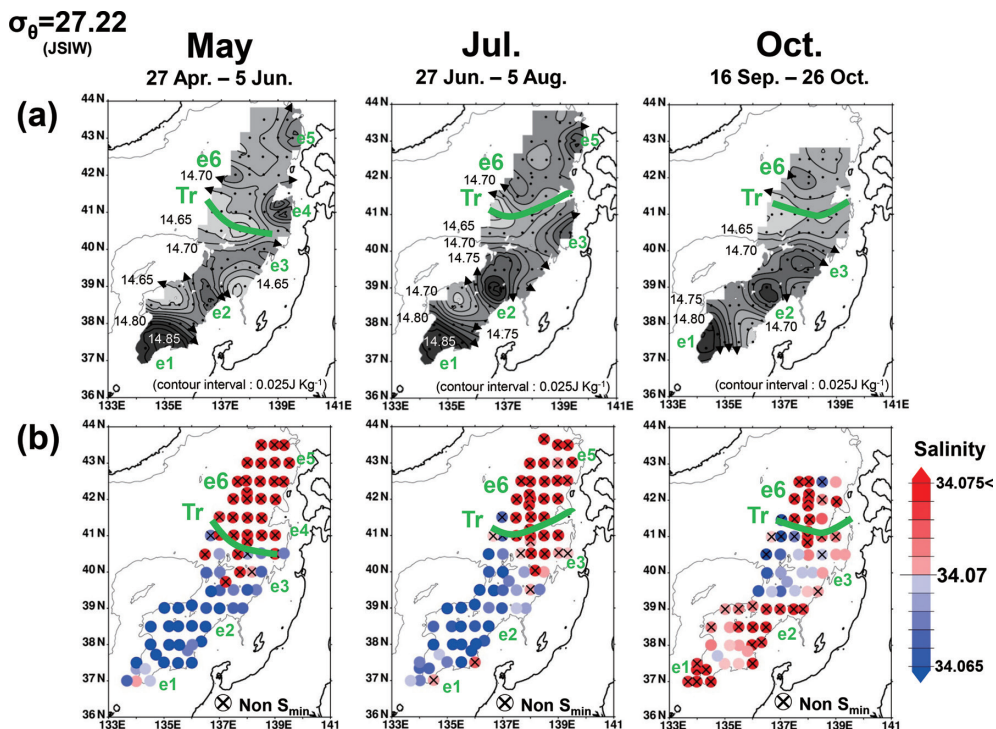


Fig. 10. Same as Fig. 9 except for the density surface of $27.22 \sigma_\theta$ (JSIW). Station with cross mark implies that the middle salinity minimum cannot be identified.

26.70 σ_θ 面の対馬暖流下部水 (Lower-TWCW)

Fig. 9 上段の加速度ポテンシャルの水平分布から、2009 年における対馬暖流の流動場を推測することができる。図中には極小値の部分に繋いだ溝 (トラフ: Trough) を Tr 印の太緑線で強調し、局所的な極大値は時計回りの蛇行流 (暖水渦) に対応しており、南側から順に e1~e5 と名付けた。3 季節はほぼ同様の分布を示し、Tr 線よりも南側海域は e1~e3 の蛇行流を伴いながらも平均的には東向きの対馬暖流、北側海域は e4 または e5 の蛇行流を伴いながらも北海道西岸沖を北上する対馬暖流が推測される。下段の塩分水平分布をみると、このような流動場に対応するように、対馬暖流域では 34.07 以上の高塩分水 (赤色表示) が支配的であり、高塩分水が対馬暖流により移流されていることがわかる。一方、Tr 線の沖合域は対馬暖流の北側に位置しているために強い移流場から外れ、相対的に低塩分の海水が残留していることがわかる。

27.22 σ_θ 面の塩分極小水 (JSIW)

Fig. 10 上段の加速度ポテンシャルの水平分布には、Lower-TWCW で特定された Tr 線と蛇行流 e1~e5 を再表示した。加えて、この JSIW (27.22 σ_θ) の密度面には Lower-TWCW には存在しなかった新たな時計回り渦流が Tr 線北側に 3 季節通して出現し、それを e6 と名付けた。後述するように、Tr 線よりも南側海域の対馬暖流では Lower-TWCW と JSIW の密度面は接近しているため、平均的な東流傾向はほぼ同じである。ところが、Tr 線以北では e6

の出現により、e6 のすぐ南側の西向き流が顕著となり、極小値で定義したトラフがより明瞭となっている。

下段の塩分水平分布は Lower-TWCW の塩分レンジとは異なり、34.065 から 34.075 の狭い塩分レンジで色分けしていることに注意が必要である。JSIW 面には塩分極小が形成されていない観測点があり、その観測点には×印を付している。3 季節で共通して、塩分極小が存在しない JSIW は Tr 線周辺以北の高塩分水領域に多いことがわかる。この海域は前節で記述したように、海面冷却期の海面において、密度 27 σ_θ 以上の高密度高塩水が形成される海域に対応している。また、e6 の渦流位置は、Fig. 5 に D 印で示した上凸ドーム状構造をもつ高溶存酸素領域にもほぼ一致している。それゆえ、この北部海域は冬季の海面鉛直混合が大きく、密度 27.22 σ_θ 面上の塩分極小の形成が許されない海域と推測される。5 月と 7 月の低塩分水は Tr 線以南の対馬暖流域に存在し、それらは塩分極小を形成している。ところが 10 月に入ると、対馬暖流域の e1 と e2 の蛇行流付近では高塩化がみられ、塩分極小構造が消滅している観測点もある。この高塩化の原因については、次節の鉛直断面図を用いて考察する。

27.33 σ_θ 面の塩分極大水 ($S_{\max}$ -IW)

Fig. 11 上段の加速度ポテンシャルの水平分布にも、Tr 線と蛇行流 e1~e5、そして $S_{\max}$ -IW 面ではさらに明瞭となる e6 を再表示した。先に記述した 2 つの密度面とは異なり、 $S_{\max}$ -IW 面の加速度ポテンシャルは北部海域にある e6 周辺が最も高い値となっている。それゆえ、JSIW 以浅で

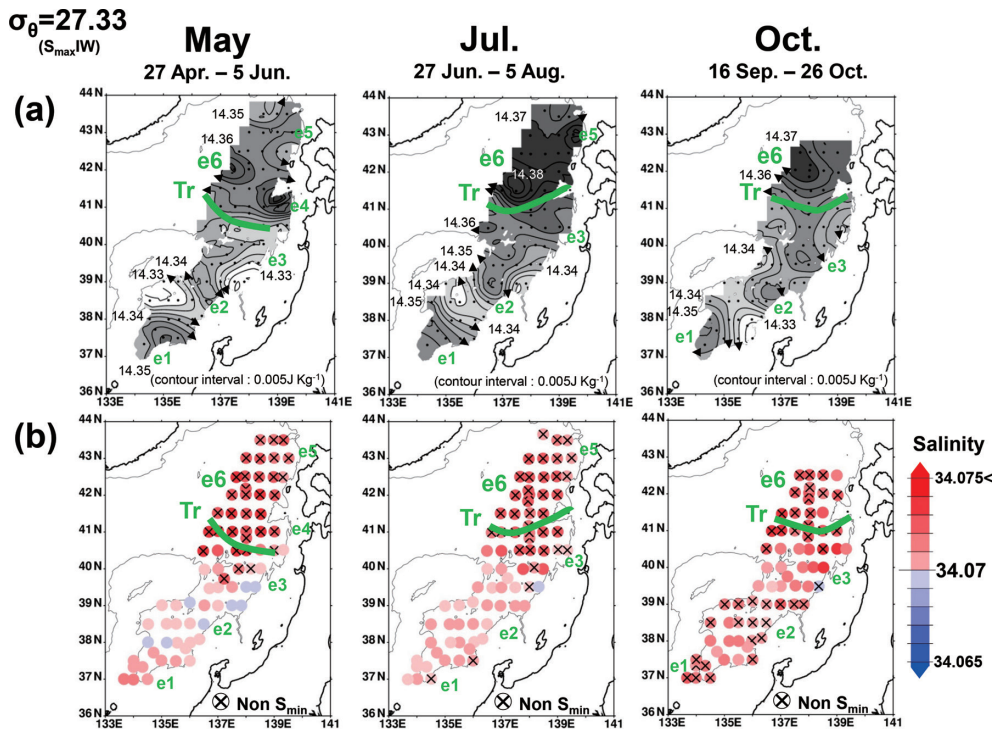


Fig. 11. Same as Fig. 10 except for the density surface of 27.33 σ_θ ($S_{\max}$ -IW).

は平均的な東向き流であったが、渦流 e2 と e3 の影響を受けつつも、e6 以南の海域全体は3季節を通して西向き流に変化している。

下段の塩分水平分布の塩分レンジは JSIW 面の場合と同じにしたので、 $S_{\max}$ -IW 面の塩分は JSIW 面よりも明らかに高塩となっている。観測点に付した×印は JSIW 面に塩分極小が存在しないことを示し、塩分極小が存在しない Tr 線周辺以北の $S_{\max}$ -IW 面では南部の対馬暖流域よりも明らかに高塩である。すなわち、密度 $27\sigma_\theta$ 以上の高密度高塩水が形成される北部海域を $S_{\max}$ -IW の起源海域と考えれば、そこでの $S_{\max}$ -IW 面が高い塩分と塩分極小が形成されないことは容易に説明される。一方、南部の対馬暖流域の $S_{\max}$ -IW 面は塩分極大を形成しているの、この海域には $S_{\max}$ -IW が JSIW 下部へ確かにサブダクションされている。そこで、対馬暖流域における5月から10月の塩分値の経月変化をみると、このサブダクションされた $S_{\max}$ -IW は高塩化の傾向を示している。この高塩化が先にみた西向きの水平移流を原因とするならば、 $S_{\max}$ -IW は日本列島側から輸送されているはずである。

塩分及びターナーアングルの南北断面分布

Fig. 12 は観測海域の中央付近をほぼ南北に横切る14観測点 (Fig. 6 の緑線) を用いて作成した塩分の鉛直断面図であり、3回の観測で変化する様子がよくわかる。塩分は Fig. 10 ($27.22\sigma_\theta$ 面) と Fig. 11 ($27.33\sigma_\theta$ 面) の水平分布図と同じ塩分レンジを用いて、高塩を赤色濃淡、低塩を青色濃淡で示した。コンターは密度を示し、 $27.0\sigma_\theta$ 以下の低密度は $1.0\sigma_\theta$ 刻みの太黒線、 $27.0\sigma_\theta$ から $27.3\sigma_\theta$ までは $0.1\sigma_\theta$ 刻みの黒線、 $27.30\sigma_\theta$ 以上の高密度は $0.01\sigma_\theta$ 刻みの細黒線で表示した。なお、本研究で選択した3つの密度面、

Lower-TWCW の $26.70\sigma_\theta$ 、JSIW の $27.22\sigma_\theta$ 、 $S_{\max}$ -IW の $27.33\sigma_\theta$ に加えて、Deep- $S_{\min}$ の $27.348\sigma_\theta$ はそれぞれ緑太線で強調し、上段には水平分布から判断されたトラフ (Tr) と時計回り渦流 (e1・e2・e3・e6) の位置を示している。Tr より南側では、対馬暖流下部の塩分極小層 (JSIW) が明瞭であるが、Fig. 10 の水平分布でもみたように、5月から10月の間で次第に高塩化している。一方、Tr より北側では、3回の観測を通して塩分極小層はみられず、Lower-TWCW から $S_{\max}$ -IW の幅広い密度帯に継続して高塩水が支配的である。この北部高塩水は塩分極小層 (JSIW) の下部にある $S_{\max}$ -IW の高塩水に繋がっているように見え、さらに、5月から10月の間に高塩化している。

上下2つの極大低塩層に挟まれた $S_{\max}$ -IW の高塩化は、少なくとも、上下層に存在する低塩水の鉛直混合では説明できないため、その原因はサブダクションによる水平移流によるものと考えられる。一方で、極小低塩で特徴付けられる JSIW の高塩化は、上下層に存在する高塩水の鉛直混合で容易に説明される。そのような鉛直混合を、ここでは Fig. 12 と同じ断面において、二重拡散の指標であるターナーアングル T_u を計算し、同様な断面図として Fig. 13 に示した。 $T_u > 45^\circ$ の Salt-Finger 型 (塩分逆転が密度不安定に寄与) の鉛直混合が可能な領域は赤色の濃淡、 $T_u \leq -45^\circ$ の Diffusive 型 (水温逆転が密度不安定に寄与) の鉛直混合が可能な領域は青色の濃淡、 $-45^\circ \leq T_u \leq 45^\circ$ の安定領域は白抜きの表示とした。3回の観測で共通した全体的な分布傾向は、本海域では水温逆転層がほとんど存在しないため、赤色表示の Salt-Finger 型が支配的である。その Salt-Finger 型は Lower-TWCW と JSIW の間、 $S_{\max}$ -IW と Deep- $S_{\min}$ の間にあり、安定領域は JSIW と $S_{\max}$ -IW の間にある。ただし、Salt-Finger 型の赤色領域が5月から10月かけて、Lower-TWCW からは下方へ、 $S_{\max}$ -IW から

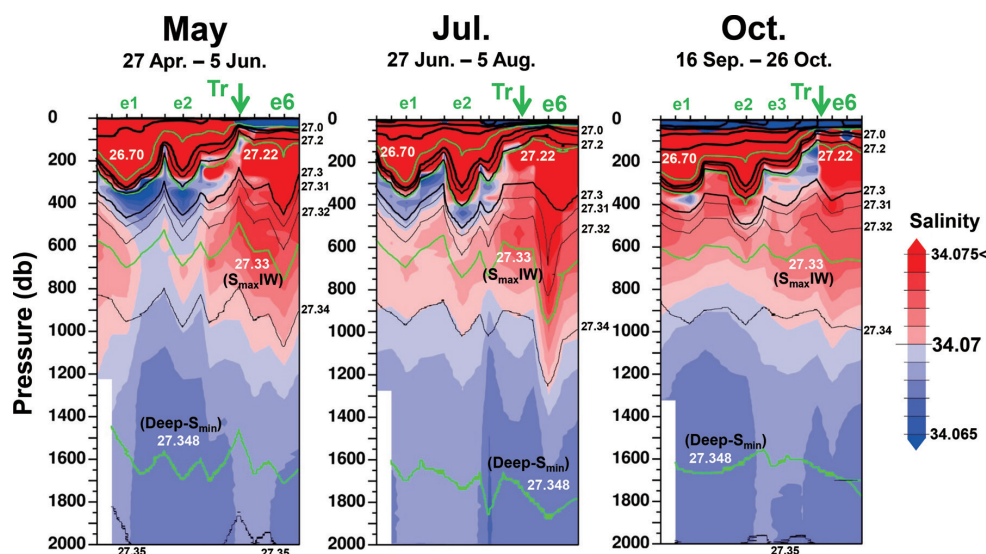


Fig. 12. Vertical sections of salinity in May, July and October, 2009, along the meridional green line shown in Fig. 6. Contours indicate the isopycnal lines, and the densities of $26.70\sigma_\theta$ (Lower-TWCW), $27.22\sigma_\theta$ (JSIW), $27.33\sigma_\theta$ ($S_{\max}$ -IW) and $27.348\sigma_\theta$ (Deep- $S_{\min}$) are enhanced by the thick green lines.

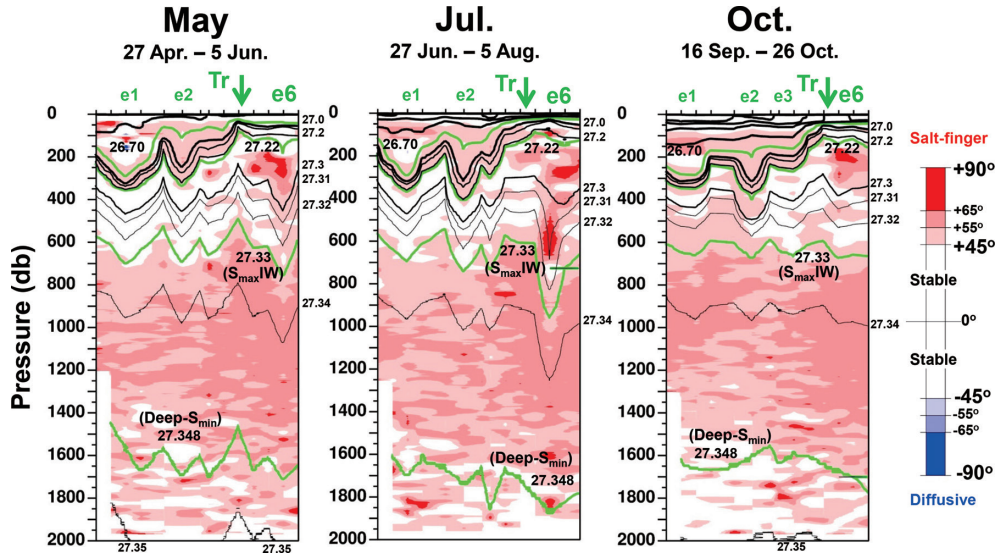


Fig. 13. Same as Fig. 12 except for the Turner angle.

は上方へ次第に拡大しており、白抜きの安定領域は次第に縮小していることがわかる。また、 $T_u > 65^\circ$ の強い Salt-Finger 型は Tr 北側の e6 付近にあり、この時計回り渦流内では継続的な Salt-Finger 型の鉛直混合の存在が期待される。

ま と め

以上の解析結果を模式図としてまとめたものが Fig. 14 である。3つの等密度面 (Lower-TWCW の $26.70 \sigma_\theta$ 、JSIW の $27.22 \sigma_\theta$ 、 $S_{\max}$ -IW の $27.33 \sigma_\theta$) の加速度ポテンシャルの

水平分布から、東向きの対馬暖流 (赤線矢印の TWC 水) 下部の水深 500 m~1,000 m にある $S_{\max}$ -IW 付近では、その反流となる西向き流 (青線矢印) であることが示唆された。 $S_{\max}$ -IW の起源 (サブダクション) 海域は極前線以北の亜寒帯域全体 (冬季の海面密度が $27.3 \sigma_\theta$ 以上となる青丸領域) と考えられ、2009 年の北海道沖では高塩で根の深い時計回り渦流 (本論では e6 渦流と名付けた) として観測された。この時計回り渦流に繋がった日本列島側陸棚斜面上の中層南下流 (破線の青矢印) が存在すれば、対馬暖流域中層の西向き反流に繋げることができる。このような時計回りの中層循環流が真に存在するのならば、冬季の亜寒帯域からサブダクションした $S_{\max}$ -IW の新しい輸送経路を提案することができる。なお、この経路の存在は Yoshikawa et al. (1999) のモデル計算で作成された $32.00 \sigma_1$ 面 ($27.3 \sigma_\theta$ 面に相当) のラグランジュ流速の水平分布図からも読み取ることができる。

謝 辞

本研究で使用させて頂いた過去の海洋観測資料及び 2009 年の CTD データを提供されている日本海洋データセンターと日本の気象庁の皆様に、心よりお礼申し上げます。

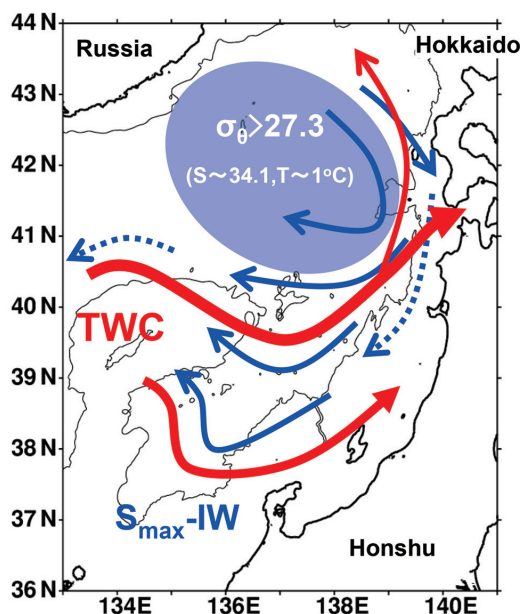


Fig. 14. Schematic flow patterns of $S_{\max}$ -IW (blue arrows) below the Tsushima Warm Current (TWC: red arrows) and its formation area (blue ellipse).

付録：水深 3,000 m における塩分水温の t 値検定と補正

日本海底層水(約 2,500 m 以深にある均一水塊)は 1 年間に 3 回行った観測期間では変化しないと仮定し、水深 3,000 m の水温・塩分を 3 グループ毎の t 値検定を行った。もし各グループ間に有意差があれば、CTD の観測精度による有意差と判断し、その差を補正する。塩分の両側 t 値検定の結果は下記の通りである。1 回目と 2 回目、2 回目と 3 回目の観測間では等分散性が仮定できず、統計的に有意な差が認められた。1 回目と 3 回目の観測間では等分散性を仮定することができ、統計的に有意な差が認められた。水温の両側 t 値検定の結果は下記の通りである。1 回目と 2 回目の観測間では等分散性を仮定することができ、統計的に有意な差が認められなかった。1 回目と 3 回目、2 回目と 3 回目の観測間では等分散性を仮定できず、統計的に有意な差が認められなかった。

このように、水温ではどの組み合わせの t 値検定も有意差が認められず、塩分では全ての組み合わせで有意差が認められた。そこで、t 値のずれが最も大きかった 2 回目

の全観測塩分値に対して、水深 3,000 m における 1 回目と 3 回目の塩分平均値と同水深 2 回目の塩分平均値との差 0.0007463 を加える補正を行った。

参 考 文 献

- Hirose, N., Kim, C.H. and Yoon, J.H. (1996) Heat Budget in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **52**, 553-574.
- Senjyu, T. and Sudo, H. (1993) Water characteristics and circulation of the upper portion of the Japan sea proper water. *J. Mar. Sys.*, **4**, 349-362.
- Talley, L.D., Min, D.H., Lobanov, V.B., Luchin, V.A., Ponomarev, V.I., Salyuk, A.N., Shcherbina, A.Y., Tishchenko, P.Y. and Zhabin, I. (2006) Japan/East Sea water masses and their relation to the sea's circulation. *Oceanography*, **19**(3), 32-49.
- Watanabe, T., Hirai M. and Yamada, H. (2001) High-Salinity intermediate water of the Japan Sea in the eastern Japan Basin. *J. Geophy. Res.*, **106**, 11, 437-11, 450.
- Yoshikawa, Y., Awaji T. and Akimoto, K. (1999) Formation and circulation processes of intermediate water in the Japan sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1, 701-1, 722.