

— 原著論文 —

# 日本海東部海域の中層を經由する オーバーターニング循環の観測的証拠\*

大野 舞子<sup>1†</sup>・磯田 豊<sup>2</sup>・高槻 丈嘉<sup>2</sup>

## 要 旨

本研究では日本海東部海域における 25 年間 (1997~2022 年) の海洋観測資料を解析し、北部の極前線付近から中層 (密度  $27.30 \sigma_\theta$  付近) を經由して南部へと繋がるオーバーターニング循環 (沈み込んだ海水の移流) の観測的証拠を提示した。塩分極小で特徴付けられる LSIW (低塩分中層水) は、表層の東向き対馬暖流の影響下にあり、数年の間隔で新しい LSIW が西方海域から出現していた。塩分極大で特徴付けられる HSIW (高塩分中層水) は、塩分値の校正に用いた AUTOSAL の分析精度の問題があるものの、低塩低温化 (高密度化) という長期トレンドの傾向を示していた。本解析では、HSIW の密度面に加えて、LSIW と HSIW の中間の密度  $27.30 \sigma_\theta$  前後における AOU (見かけの酸素消費量) の水平分布を調べた。AOU を用いた理由は、Preformed  $\text{PO}_4$  と AOU の対応関係から、重い密度帯にある HSIW 付近や密度  $27.30 \sigma_\theta$  付近の AOU は他の水塊との混合が小さく、AOU 値の時間経過情報から、水塊の移流方向の検討が可能と判断したためである。その結果、解析期間の始め頃 (1997~2001 年) は HSIW の密度帯付近、それ以降 (2002~2022 年) は HSIW よりも軽い密度帯において、北部が低 AOU (新しい水)、南部が高 AOU (古い水) となる水平分布が得られ、これにより極前線を横切って南下する継続的な中層流の存在が推測された。

キーワード：日本海東部, オーバーターニング循環, 中層水, AOU

## 1. はじめに

日本海は、日本列島と極東ユーラシアに囲まれた縁辺海であり、近接した深い大洋 (北太平洋及びオホーツク海) とは水深 150 m 以下の浅い海峡 (東シナ海を含む) で接続しているため、大洋との海水交換は表層付近に限られる。そのため、日本海の中深層水は大洋から隔離され、水温と塩分の変動幅が非常に小さいことから、日本海固有水 (Japan Sea Proper Water : JSPW) と呼ばれてい

\* 2024 年 8 月 29 日受領 2025 年 4 月 17 日受理  
著作権：日本海洋学会, 2025 年  
1 北海道大学大学院環境科学院  
〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 5 条  
2 北海道大学大学院水産科学院  
〒041-8611 函館市港町 3-1-1  
† 連絡著者：大野 舞子  
e-mail : ohno.maiko.a4@elms.hokudai.ac.jp

る(宇田, 1934; Yasui *et al.*, 1967; Sudo, 1986)。過去の研究では, JSPW が水温 1°C 以下のほぼ均一な冷水にみえていたが, 近年の高精度な 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) は, 夏季の日本海で観測された塩分の極大極小の鉛直分布の特徴から, 水塊分類とその起源についてレビューしている。日本海南部の表層に広く分布する対馬暖流水 (Tsushima Warm Current Water: TWCW) は対馬海峡から流入, 津軽海峡と宗谷海峡から流出し, 深度 150 m 付近に塩分極大 (主に成層期) を示す水塊である。Senju and Sudo (1993) は, TWCW 下部にある日本海中層水 (Japan Sea Intermediate water: JSIW) を上部の JSPW (Upper portion of JSPW: UJSPW) と呼び, その起源は冬季の海面冷却によって, 日本海北部の表層で重くなった沈降水であることを示した。CTD の測定精度と塩分検定の分析精度に依存するものの, この UJSPW はさらに 2 種類の中層水で構成されている。Talley *et al.* (2006) によれば, TWCW の直下には低塩分中層水 (Low Salinity Intermediate Water: LSIW) が塩分極小として現れ, その起源は亜寒帯域 (極前線以北) の表層低塩分水と推測している。LSIW の下方には塩分極大を示すもう一つの中層水, 高塩分中層水 (High Salinity Intermediate Water: HSIW) がある。Yoshikawa *et al.* (1999) の数値モデル実験 (平均的な季節変化を考慮した水温塩分同化モデル) と Watanabe *et al.* (2001) の海洋観測を根拠に, Talley らは HSIW の起源は対馬暖流によって亜寒帯域へ輸送された高塩の TWCW が冬季に冷却された水塊であろう, と推測している。そして HSIW のさらに下方の深度 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) または下部の JSPW (Lower portion of JSPW: LJSPW) 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 水と推測している。

高塩の中層 HSIW が同じく高塩の表層 TWCW を起源とし, TWCW 直下の LSIW のさらに下方に分布していることから, 表層水と中層水がどこかで入れ替わる鉛直循環流, すなわち, 日本海のオーバーターニング循環の存在が示唆される。しかし, オーバーターニング循環に関する研究は, 現場観測の難しさから, 数値モデルを用い

た研究が先行している。例えば, Fang and Isoda (2020) は海面冷却駆動流 (Cooling-induced Current; Isoda, 1999) として対馬暖流をモデルで再現し, 南北水温勾配を伴う北東向き表層流 (傾圧地衡流) と南西向き中層流が繋がったオーバーターニング循環が発達していくことを示した。日本海を想定した数値実験ではないものの, Yoshikawa *et al.* (2021) は海面の南側加熱・北側冷却 (differential heating/cooling) の強制実験から, 大洋・海盆スケールの鉛直循環には地衡流成分が顕著であることを明らかにした。現場観測の研究として, 日本海の NEAR-GOOS 資料を解析した植田・磯田 (2022) があるものの, 観測は 1~2 本の南北断面, 解析期間は 8 年間 (2011~2018 年) に限られ, さらに, HSIW の塩分変位量が非常に小さいことから, HSIW の分析精度には塩分検定による不自然なバラツキのあることがわかった。そこで彼らは, 塩分に代わる疑似的な保存量 (生物化学トレーサー) として, 溶存酸素濃度 (Dissolved Oxygen: DO) とリン酸塩 (以下,  $\text{PO}_4$ ) から計算される Preformed  $\text{PO}_4$  ( $\text{PO}_4^0$  と略記) を提案した。その結果, LSIW 内の  $\text{PO}_4^0$  は枯渇状態の表層  $\text{PO}_4^0$  との間で活発な混合 (LSIW の毎冬更新) が示唆された一方, HSIW の  $\text{PO}_4^0$  極大は維持されていたが, その値は LSIW からの鉛直拡散の影響を受けて次第に減少していることがわかった。それゆえ, 彼らは HSIW を更新するような大規模なオーバーターニング循環は間欠的にしか起こらず, 少なくとも, 解析期間 (8 年間) 中の循環は停止していたと推測している。

HSIW の形成及び水平分布から, オーバーターニング循環の存在を示唆した Watanabe *et al.* (2001) と Talley *et al.* (2006) の海洋観測は, 2000 年前後 (1997 年と 1999~2001 年) に実施された。一方, HSIW が更新されていないことから循環停止を推測した植田・磯田 (2022) の解析期間は, それらから 10~20 年後の 2011~2018 年であった。日本海のオーバーターニング循環を理解するためには, このような HSIW の経年変化を考慮し, 両研究結果の矛盾を解決することが重要と考えた。そこで, 本研究では中層を経由するオーバーターニング循環の時空間分布, 特に, 日本海の極前線を南向きに横断する中層流 (沈み込んだ海水の移流) の有無を調べることを目的に, 解析範囲を日本海東部海域に広げ,

解析期間を25年間に延長して、気象庁の海洋観測資料（水温・塩分・DO・PO<sub>4</sub>）の解析を行った。本論文の2節と3節では、中層水の2つの極値、LSIWとHSIWの経年的な空間出現パターンの特徴を整理し、HSIWが低塩低温化（高密度化）という長期トレンドをもっていたことが示される。そして4節と5節のPreformed PO<sub>4</sub>を用いた解析及び考察において、日本海のオーバーターニング循環は必ずしもHSIWを伴っておらず、LSIWとHSIWの中間の密度帯（27.30  $\sigma_\theta$ 付近）を経由していることが初めて明らかになった。

## 2. 解析資料

気象庁は日本海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 ([https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/vessel\\_obs/data-report/html/ship/ship.php](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/vessel_obs/data-report/html/ship/ship.php)) で公開している。本研究では、2023年12月の時点で公開されていた日本海東部海域を対象とした1997~2022年の観測のうち、2021年（コロナ禍により2022年冬に遅延）を除く25年間の水温・塩分・DO・PO<sub>4</sub>の解析を行った。1997~2009年は春夏秋冬の4季節、2010年以降は秋のみの観測（2022年は冬観測）であった。

海洋観測は気象庁所属の海洋気象観測船で実施され、1997~2009年は「清風丸」、2010~2015年と2017~2020年は「啓風丸」、2016年と2022年は「凌風丸」であった。1dbar毎の水温塩分の測定はSea-Bird社のCTD（センサー名：SBE 9-11plus）で行われ、塩分検定にはGuildline Autosal8400Bが用いられた。DOとPO<sub>4</sub>の測定は、基準層における採水で行われ、DOの校正はKimoto社のDOR-01X、PO<sub>4</sub>の分析はBL-TEC社のAuto-analyzer IIIによる。検定による分析精度は、水温が0.001°C、塩分が0.002、DOが1  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 、PO<sub>4</sub>が0.004  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ である（Kosugi *et al.*, 2021）。なお、2009年以前はDOとPO<sub>4</sub>の測定単位は $\mu\text{mol L}^{-1}$ 、2010年以降は $\mu\text{mol kg}^{-1}$ であった。そのため、本解析では各基準層の水温と塩分から密度を計算し、単位が $\mu\text{mol L}^{-1}$ の場合は、その値を密度の値（単位は $\text{kg L}^{-1}$ ）で徐算して、全て $\mu\text{mol kg}^{-1}$ で統一した。

本研究で注目する中層水のうち、本論文で解析した

CTD測定が示すHSIWの塩分変化量は、0.001~0.004のオーダーである。これはAUTOSALによる塩分の分析精度（約0.002）と同程度であり、植田・磯田（2022）は塩分検定の補正により、HSIW付近の塩分値には、むしろ不自然なグループ化が生じてしまうことを指摘している。さらに、CTDの塩分プロファイルには、微細ではあるが、ランダムに変化する電気伝導度のノイズが現れ、塩分変化の極値を1dbar間隔で特定することが困難であった。そこで、スパイク上のノイズを削除し、LSIWやHSIWの極値を特定することを目的に、水温と塩分の両鉛直プロファイルにはメジアンフィルターを施した。その際、一つの極値が特定できるか否かを指標にして、LSIWは31dbar幅、HSIWは101dbar幅のメジアンフィルターを採用した。その後、現場水温からポテンシャル水温（以下、水温と呼ぶ）へ変換した。

## 3. LSIWとS<sub>max</sub>水及びHSIWの極値の特定

### 3.1. 水温-塩分ダイアグラムに認められるLSIWとHSIWの例

Fig. 1 (a)は解析結果の一例として、松岡ほか（2019）のFig. 5 (a)から引用した、2009年の秋観測における密度26.70  $\sigma_\theta$ 面の加速度ポテンシャルの水平分布であり、等値線の空間分布から対馬暖流下部の流れ場が推測できる。これをみると北緯40度付近に東向き極前線、それより南側の対馬暖流域には蛇行流が推測される。本研究では南北方向のオーバーターニング循環の有無を判断するため、観測データを図示する際には、各観測点の緯度に基づいて色分けした。極前線を含む北緯39°以北を赤色（以下、北部）、能登半島付近の北緯37.5°以南を青色（以下、南部）、両緯度で挟まれた中間域を緑色（以下、中部）とした。

同じ2009年秋観測時の水温-塩分（TS）ダイアグラムを、LSIWが最も良く表現される水温0~6°C、塩分34.0~34.15の範囲（以下、「LSIWのTSレンジ」と呼ぶ）でFig. 1 (b)に、HSIWが表現される水温0~1°C、塩分34.065~34.075の範囲（以下、「HSIWのTSレンジ」と呼ぶ）でFig. 1 (c)に示した。Fig. 1 (b)をみると、塩分極小を示すLSIWは中部や南部で認められる一方、

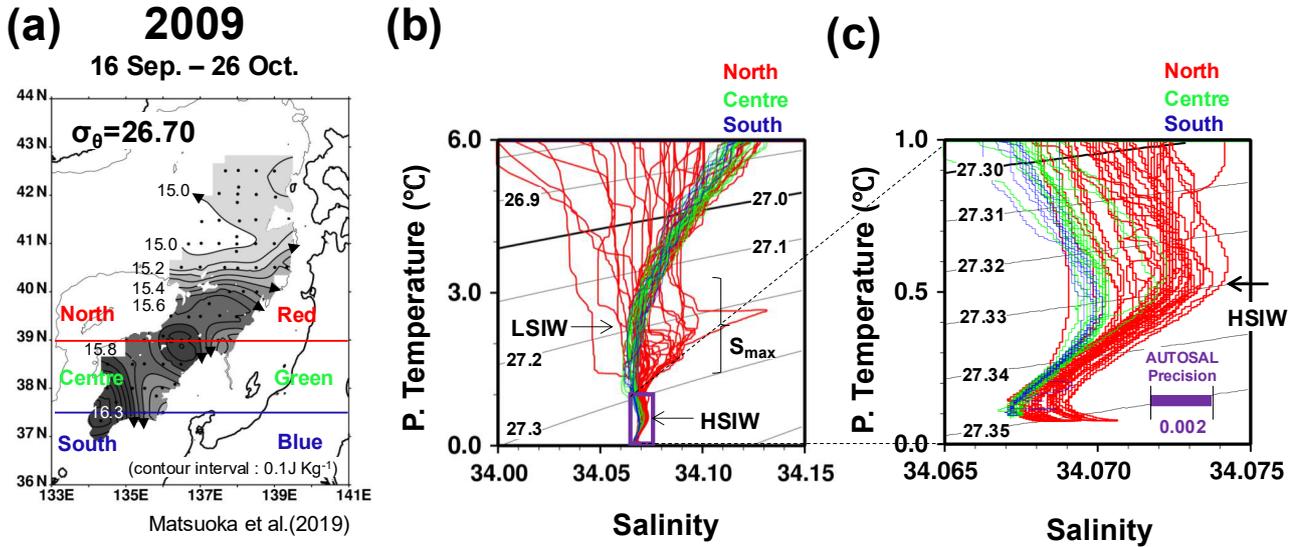


Fig. 1. (a) Horizontal distribution of acceleration potential on the  $26.70\sigma_\theta$  isopycnal in October 2009. This figure is adapted from Fig. 5 in Matsuoka *et al.* (2019, in Japanese). (b) Potential temperature-salinity (T-S) diagram for the LSIW range ( $T = 0\text{--}6^\circ\text{C}$ ,  $S = 34.0\text{--}34.15$ ) in October 2009. The red, green, and blue lines correspond to the three observation areas shown in (a). (c) Same as (b), but for the HSIW range ( $T = 0\text{--}1^\circ\text{C}$ ,  $S = 34.065\text{--}34.075$ ).

北部（赤線）では逆に、塩分極大を示す観測点が幾つかみられる。本論文では、この LSIW の TS レンジにおける塩分極大を HSIW の塩分極大とは区別して、以下、 $S_{\max}$  水と呼ぶ。北部海域で  $S_{\max}$  水が出現した年は他にもあり、解析期間の 25 年間では 2002~2003 年、2005~2009 年、2015 年、2018~2020 年の計 11 年であった。よって、LSIW の TS レンジにおける  $S_{\max}$  水の出現頻度は 50% 弱である。Fig. 1 (c) にみられる HSIW の極大塩分値のパラッキ幅は 0.005 前後であり、これも AUTOSAL の分析精度（約 0.002）と同程度もしくは 2 倍程度である。例として示した 2009 年に似た HSIW のパラッキを示す年は、他に 1998 年、2002~2004 年、2006 年、2020 年の計 6 年であった。また、AUTOSAL の分析精度に依存し、HSIW の TS プロファイルが明らかに 2 グループ化（約 0.002 の分析精度で分離）する年が 2005 年、2007~2008 年、2010 年、2013~2014 年の計 6 年であった。ここでは 2 グループ化した 6 年分の TS プロファイル（秋観測のみ）を HSIW の TS レンジで Fig. 2 に示した。このような 2 グループ化する例のように、HSIW の極大塩分値の信頼性は低いと考えられ、定

量的な記述や議論には注意が必要である。一方で、HSIW の時空間変化には AUTOSAL の分析精度以上の空間的相違と時系列変化があり、相対的な塩分値の大小関係に関する記述は可能と考えた。

### 3.2. LSIW と $S_{\max}$ 水及び HSIW を代表する塩分及び DO・ $\text{PO}_4$ の特定方法

メジアンフィルターを施した各観測点の CTD データ（1dbar 間隔）を用いて、LSIW を代表する塩分値を求める際には、LSIW が存在する  $26.85\text{--}27.29\sigma_\theta$  の密度レンジ（Fig. 1 (b) の等密度線の範囲を参照）において塩分極小の極値を一つだけ特定し、その深度と水温・塩分値を抽出した。前節で記述したように、年や季節そして観測点の違いにより、この密度レンジにおいて塩分極小が特定できない場合がある。この場合は  $S_{\max}$  水が存在している可能性があり、LSIW と同じ密度レンジで再度、塩分極大の極値を特定し、その深度と水温・塩分値を  $S_{\max}$  水の代表値として抽出した。HSIW を代表する塩分を求めるためには、同じ CTD データのより重い密度レンジ  $27.31\text{--}27.35\sigma_\theta$ （Fig. 1 (c) の等密度線の

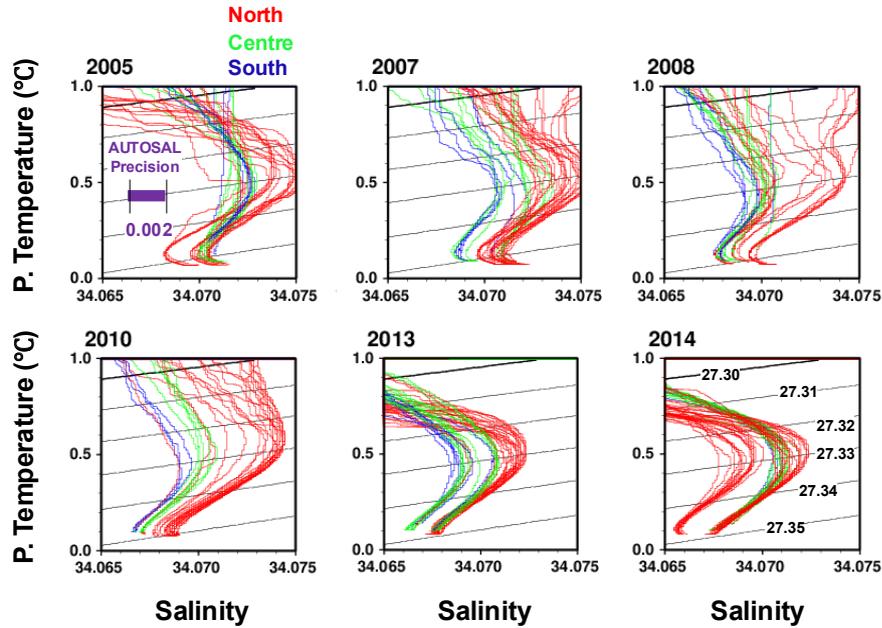


Fig. 2. Same as the T-S diagram for the HSIW range in Fig. 1(c) but showing autumn data from 6 years: 2005, 2007, 2008, 2010, 2013, and 2014. Two salinity groups are separated by approximately 0.002, corresponding to the precision of AUTOSAL.

範囲を参照)において塩分極大の極値を一つだけ特定し、その深度と水温・塩分値を抽出した。

LSIW と  $S_{\max}$  水及び HSIW を代表する DO と  $PO_4$  を求める際には、上述した方法で特定された深度の情報を用いる。ところが、DO と  $PO_4$  は基準層の値であるため、深度 1 dbar 間隔の値として抽出することはできない。一つの方法は、特定された深度の上下にある基準層の DO や  $PO_4$  の値を深度距離の加重平均操作によって、その深度の値へ線形内挿する。しかし、この方法では分析精度が保証されている DO や  $PO_4$  の正しい測定値が歪んでしまう。本解析では植田・磯田 (2022) に従い、塩分に代わる保存量として DO と  $PO_4$  から計算される Preformed  $PO_4$  を考慮する。それゆえ、DO や  $PO_4$  の測定値をそのまま残すことを優先し、ある任意の基準層が代表できる DO や  $PO_4$  の値は、その上下方向に存在する基準層との中間深度までの範囲と考えた。例えば、基準層 250・300・400 dbar の測定 DO 値がある場合、300 dbar の DO 値が代表できる深度範囲は 275～350 dbar となる。そして、塩分の極値が特定された深度が 280 dbar であれば基準層 300 dbar の DO 値を、

270 dbar であれば基準層 250 dbar の DO 値を LSIW や HSIW の代表値として、そのまま抽出した。

## 4. 解析結果

### 4.1. LSIW と $S_{\max}$ 水及び HSIW の塩分の経年変化とそれによる 4 期区分

Fig. 3 左側の上下の図は縦軸を塩分値 (上方ほど小さい値)、横軸を観測年 (1997 年冬～2022 年冬) とし、上段に LSIW と  $S_{\max}$  水、下段に HSIW の経年変化を示している。色付けは北部を赤色、中部を緑色、南部を青色、上段に示した○印は LSIW の塩分極小値、×印は  $S_{\max}$  水の塩分極大値を示す。下段の HSIW の塩分極大値も色分けした○印で示している。ただし、HSIW の塩分変化量は非常に小さいため、上段の LSIW 図の左端に示した黒矢印の範囲を極端に拡大表示している。

上段の LSIW と  $S_{\max}$  水の塩分値の経年変化をみると、塩分 34.07 付近を境界に、低塩側に○印の LSIW、高塩側に×印の  $S_{\max}$  水が分かれて点在している。そして下

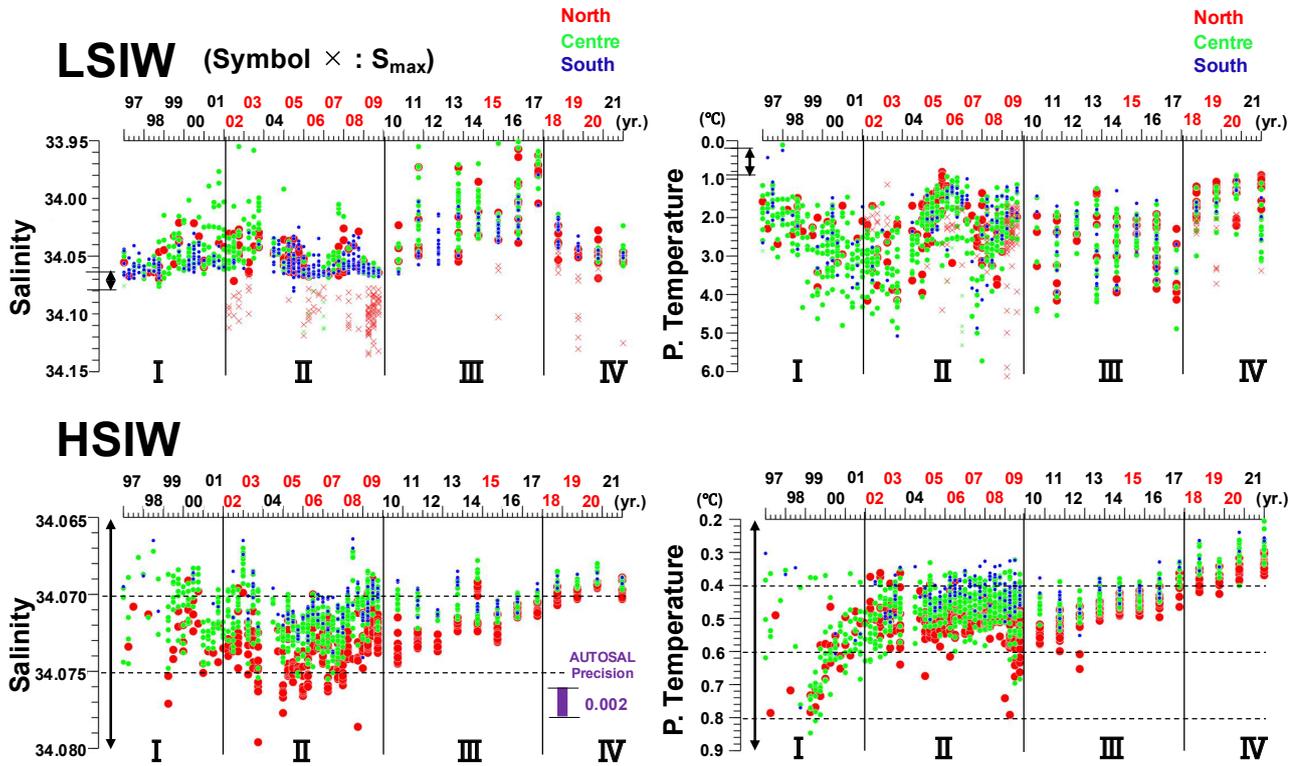


Fig. 3. Temporal variations in water properties for the LSIW (upper panel) and HSIW (lower panel) ranges from 1997 to 2022. The years highlighted in red at the top of the diagram indicate when  $S_{\max}$  water appeared in the LSIW range. The left panels show salinity variations, while the right panels display potential temperature variations. Red, green, and blue circles represent observations from the northern, middle, and southern study areas, respectively, as shown in Fig. 1(a). Water with the maximum salinity in the LSIW range, referred to as  $S_{\max}$  water, is marked with an “x”. Based on interannual salinity changes, the analysis period is divided into four phases, labeled I, II, III, and IV in all diagrams.

段の HSIW の経年変化は、その境界付近にある非常に狭い範囲の変動（塩分 34.065～34.080）である。 $S_{\max}$  水の出現は北部（赤色×）海域に限られ、その出現時期には偏りがみられる。解析期間内において、 $S_{\max}$  水の出現が頻繁にみられた時期は、2002～2009 年と 2015 年と 2018 年以降にある。図の上段に赤色表示した 11 年が、その  $S_{\max}$  水の出現年である。 $S_{\max}$  水の出現が少ない 2010～2017 年（2010 年代）の LSIW をみると、長期的な低塩化トレンドがみられ、このトレンドは Kosugi *et al.* (2021) や植田・磯田 (2022) でも指摘されている。2002～2009 年の  $S_{\max}$  水の出現期間の HSIW をみると、他の年と比べて明らかに高塩化している。しかし、2018 年以降の HSIW は高塩化しておらず、 $S_{\max}$  水の影響は受けていないように見え、HSIW の低塩化トレ

ンドが 2010 年頃から、そのまま継続している。

以上の塩分極値の経年変化から、我々は解析期間を図中に I, II, III, IV の記号で示した 4 期に分けることを提案する。これらは、主に  $S_{\max}$  水の出現頻度による区分であり、 $S_{\max}$  水が高頻度で出現した 2002～2009 年と 2018 年以降を、それぞれ II 期と IV 期とし、II 期の方の HSIW は高塩化、IV 期の方の HSIW は継続した低塩化が特徴である。逆に、 $S_{\max}$  水の出現頻度が少ない時期である 1997～2001 年を I 期、LSIW と HSIW の低塩化が特徴である 2010～2017 年を III 期とした。

#### 4.2. LSIW と $S_{\max}$ 水及び HSIW の水温・密度・深度の経年変化

3 種類の塩分極値 (LSIW,  $S_{\max}$  水, HSIW) として 8

定された深度における水温の経年変化を Fig. 3 の右側に示した。LSIW の水温のパラッキの幅は大きいものの (1~6°C の範囲),  $S_{max}$  水が出現した II・IV 期が I・III 期に比べて低温化する傾向がみられる。 $S_{max}$  水は 2009 年のみ高温高塩水であったが, 他の年は LSIW と同程度の水温であることから, 水温値では LSIW と  $S_{max}$  水の区別ができない。HSIW の水温では I 期に 0.8°C から 0.5°C へ顕著に低温化し,  $S_{max}$  水の出現で最も高塩化した II 期の HSIW では, その低温化が一時的に止まり 0.5°C 前後で停滞している。HSIW の低塩化が継続していた III・IV 期の水温は, 再び低温化のトレンド (0.5°C から 0.2°C へ) が顕著となっている。

Fig. 3 の水温と塩分から計算されるポテンシャル密度 (以下, 密度と呼ぶ) 及び深度の経年変化を同様な表示で Fig. 4 に示した。密度の概略的な経年変化パターンは, 値の大小関係は逆になるものの, 上述した水温の変化パターン (Fig. 3 右側) によく似ている。これは日本海中深層の密度場が主に水温場に依存するためであり, 低

(高) 密度化は高 (低) 温化にほぼ対応している。本解析期間の経年変化を考慮すると, LSIW は  $26.9 \leq \sigma_\theta < 27.3$ , HSIW は  $27.31 \leq \sigma_\theta < 27.35$  の幅広い密度レンジに存在し, 両中層水をある特定の密度値では定義できないことがわかる。LSIW や  $S_{max}$  水の深度変化は, 北部 (赤丸) が 200 m 以浅, 南部 (青丸) が 200~400 m という南北方向の相違があるものの, それらの深度には顕著な経年変化はみられない。それと比べて, HSIW の深度変化は非常に大きく, I・II 期の間で 400 m 前後から 600 m 付近へ深化, II 期の終り頃に一時的な停滞がみられるものの, III・IV 期の間には 1,200 m 付近にまで急激に深化している。なお, HSIW の赤・緑・青色の○印は混在しており, 深度の南北方向の大きな相違はみられない。

4.3. 塩分極値の空間出現パターン

LSIW と  $S_{max}$  水の経年変化の空間的な出現パターンを調べるために, 各年秋季観測の塩分極値の水平分布を Fig. 5 に示した。小さな△印で表示した高塩の  $S_{max}$  水は,

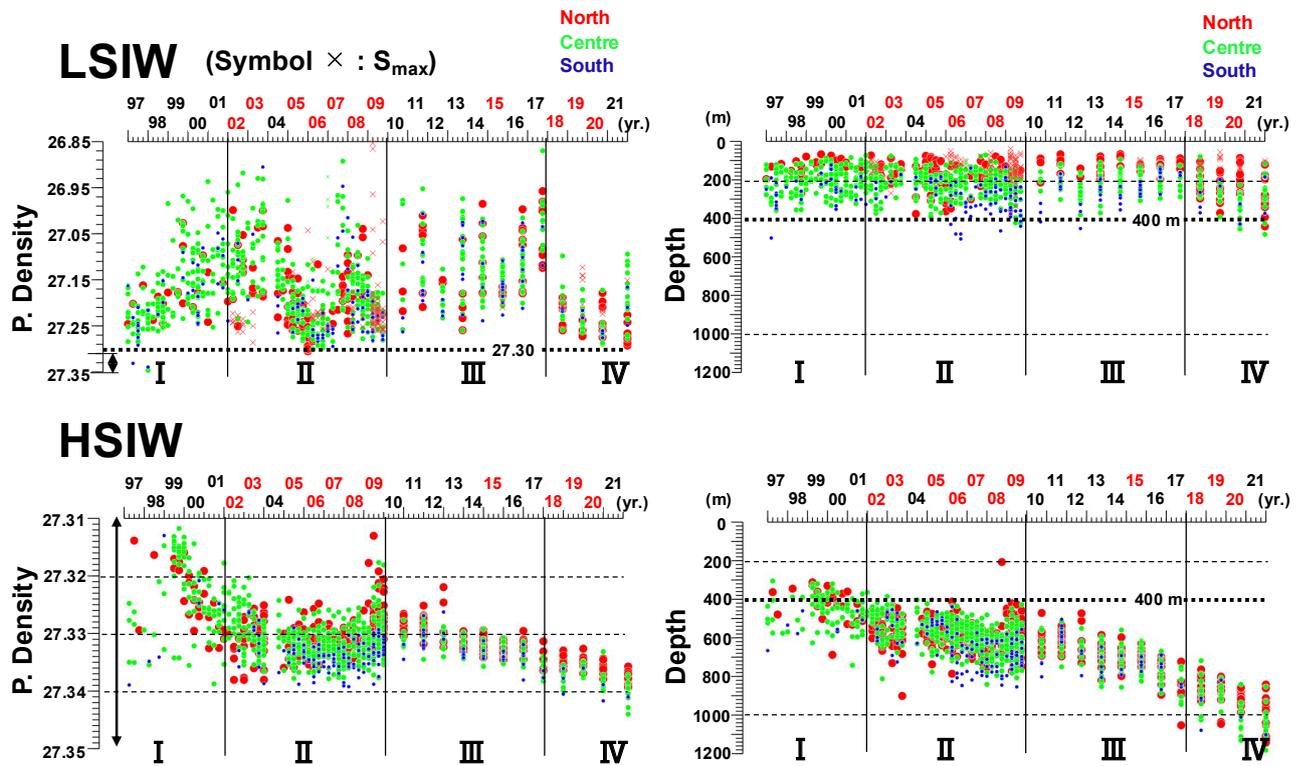


Fig. 4. Same as Fig. 3 but showing temporal variations in potential density (left panel) and the depths (right panel) at which LSIW and HSIW extreme values are observed.

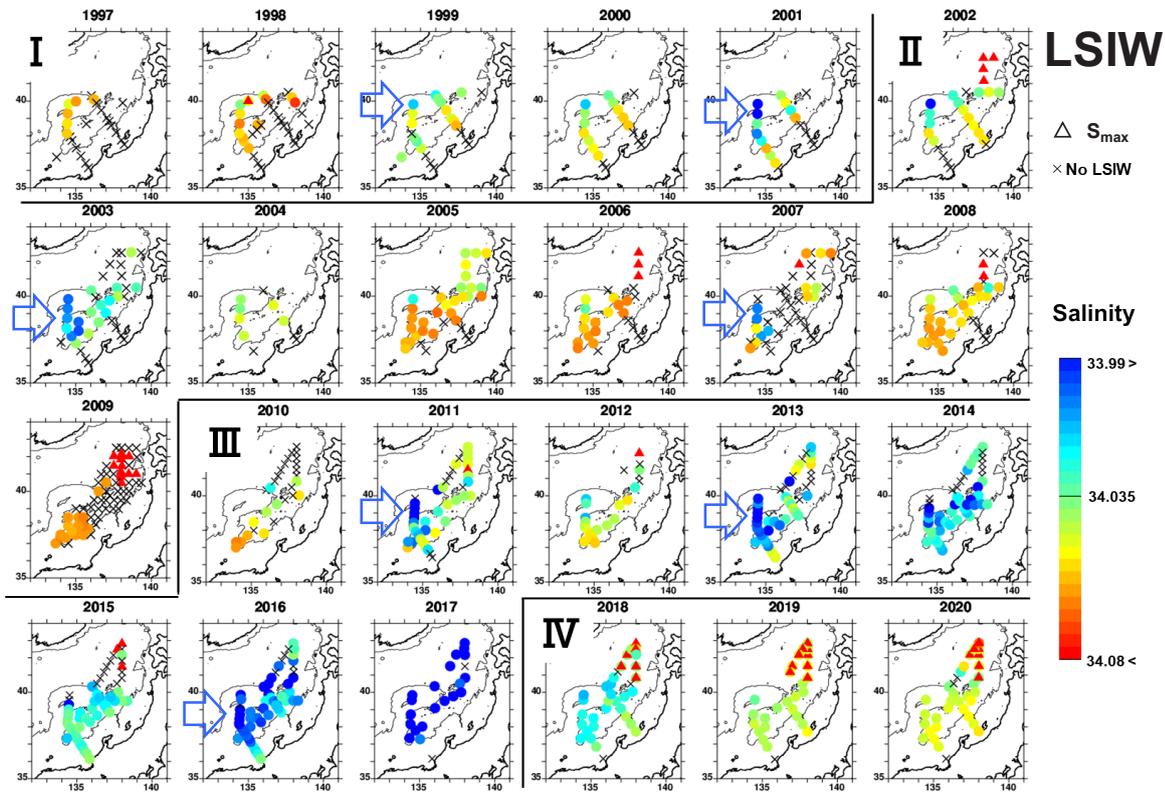


Fig. 5. Interannual changes in the horizontal distribution of salinity in the LSIW range from 1997 to 2020. The four analysis periods (I-IV) are delineated by solid lines. LSIW is marked with a “○”, while  $S_{\max}$  water is indicated by a “△”. Small “×” marks denote locations where neither LSIW nor  $S_{\max}$  water is present. Blue arrows pointing eastward indicate years (1999, 2001, 2003, 2007, 2011, 2013, and 2016) when new low-salinity water was observed in the LSIW range. The solid contour line represents the 2000 m isobath.

II期とIV期に数多くみられ、その出現場所は極前線以北の北海道西方沖に限られている。同図においてのLSIWの低塩水出現（東向きの青色矢印で強調）の様子をみると、I期は他の時期と比べてLSIWが存在しない測点（×印）が多いものの、1999年頃から極前線周辺もしくは西側に低塩水がみえ始め、×印の数が次第に減っている。I期の2001年、続くII期の2003年において、顕著な低塩水が解析エリアの西端に出現し、高塩化しながらも東方へ広がっている。その後、II期のLSIWは解析エリア全体が高塩化していた時期であるが、2007年に低塩水が西端に出現し、翌2008年には消えている。低塩化が顕著にみられたIII期では、2011年、2013年、2016年の3回に分けて、低塩水が西側から出現し、東方へ広がっている。そしてIII期最後の年の2017年は、解析エリア全体のLSIWが最も低塩化している。ところ

が、IV期に入った翌2018年のLSIWはすぐに高塩化に転じており、これ以降2020年まで毎年、北海道西方沖には $S_{\max}$ 水の出現が継続している。

HSIWの高塩水出現の様子をFig. 5の水平分布と同様な表示でFig. 6に示した。なお、TSプロファイルに2グループ化がみられた年（大きな△印を付した計6年）は、定量的な記述には注意は必要である。しかし、それらの前後の年にもみられる北部が高塩、南部が低塩となる空間分布は表現されており、定性的な空間パターンの記述は可能である。I期はLSIWと同様、HSIWも存在しない測点（×印）が多く、極前線周辺のみでHSIWが特定される。II期に入ると、HSIWの高塩水は、 $S_{\max}$ 水が出現した北海道西岸沖を含む北側海域から南方へに広がっている。III期以降は、北部が高塩、南部が低塩という塩分勾配は維持されているものの、解析エリア全体

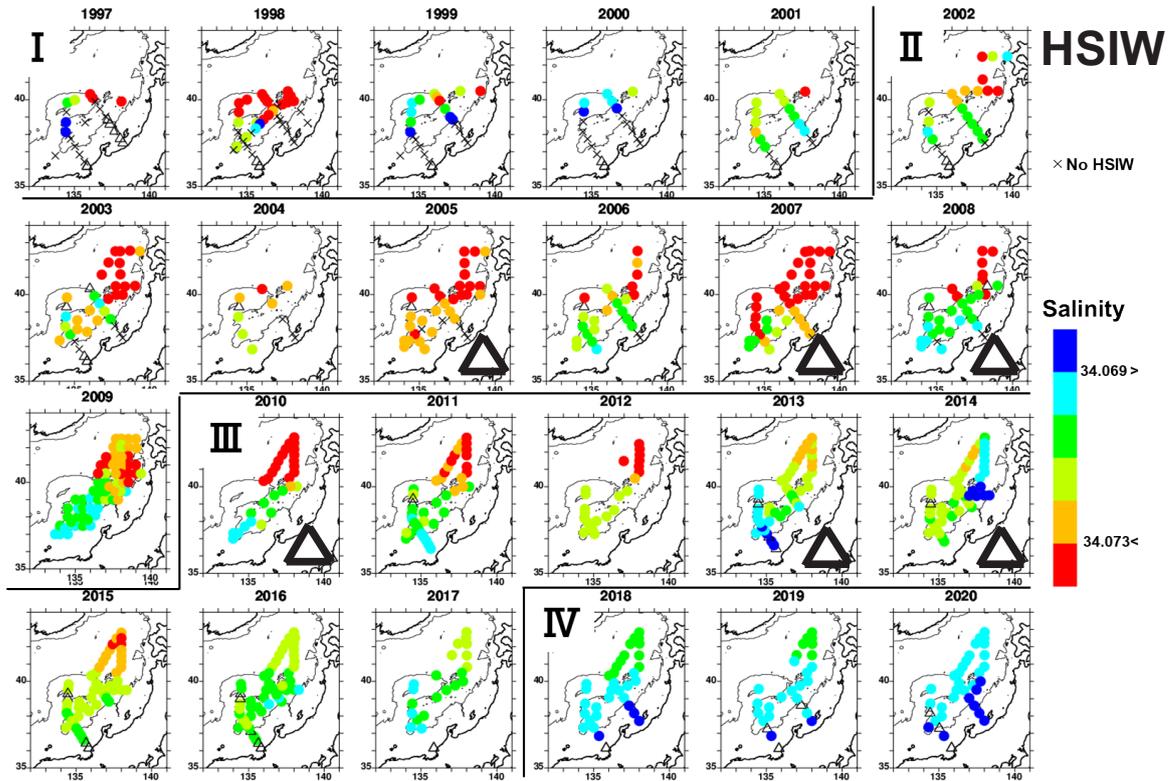


Fig. 6. Same as Fig. 5 but for the HSIW range. In the 6 years marked with a large “△”, two salinity groups are separated by approximately 0.002, as shown in Fig. 2.

で低塩化がみられる。

#### 4.4. 疑似的な保存量 Preformed $PO_4$ からみた LSIW と HSIW

水塊の移流拡散を追跡する保存物質として塩分は最適ではあるが、上述したように、特に HSIW の塩分値の定量性には問題があった。本節では植田・磯田 (2022) に従い、DO と  $PO_4$  を利用した疑似的な保存量 Preformed  $PO_4$  ( $PO_4^0$ ) を計算し、5 節のオーバーターニング循環についての考察へ繋げる。

海水中の有機物が分解されるとき、消費される酸素と生成される  $PO_4$  のモル比の代表値は 138 : 1 とされている (Redfield *et al.*, 1963)。そして消費される酸素は「見かけの酸素消費量 (Apparent Oxygen Utilization; AOU)」として、飽和酸素量  $O_2^*$  から観測された DO 値を差し引いて求められる。なお、 $O_2^*$  の値は下記の (1) 式 ( $A_1 \sim A_4$ ,  $B_1 \sim B_3$  は係数であり、値は省略)

を用いて、水温  $T$  (K 単位) と塩分  $S$  の観測値から計算した (Weiss, 1981)。

$$\ln O_2^* = A_1 + A_2 (100/T) + A_3 \ln (T/100) + A_4 \ln (T/100) + S \cdot (B_1 + B_2 (T/100) + B_3 (T/100)^2) \quad (1)$$

見積もられた AOU 値とモル比の代表値を用いれば、下記の (2) 式より、海面から沈み込む前 (分解される前) の  $PO_4$  (Preformed  $PO_4$ ) を推定することができる。

$$\text{Preformed } PO_4 = PO_4 - AOU/138 \quad (2)$$

##### 4.4.1. Preformed $PO_4$ の推定に用いた AOU・ $PO_4$ の経年変化

3 種類の塩分極値 (LSIW,  $S_{\max}$  水, HSIW) における AOU と  $PO_4$  の経年変化を Fig. 7 に示す。このように AOU と  $PO_4$  を左右に並べると、両者の定性的な変化パターンはよく似ていることがわかる。両者とも LSIW では、北部 (赤丸) の値が小さく、南部 (青丸) の値は大

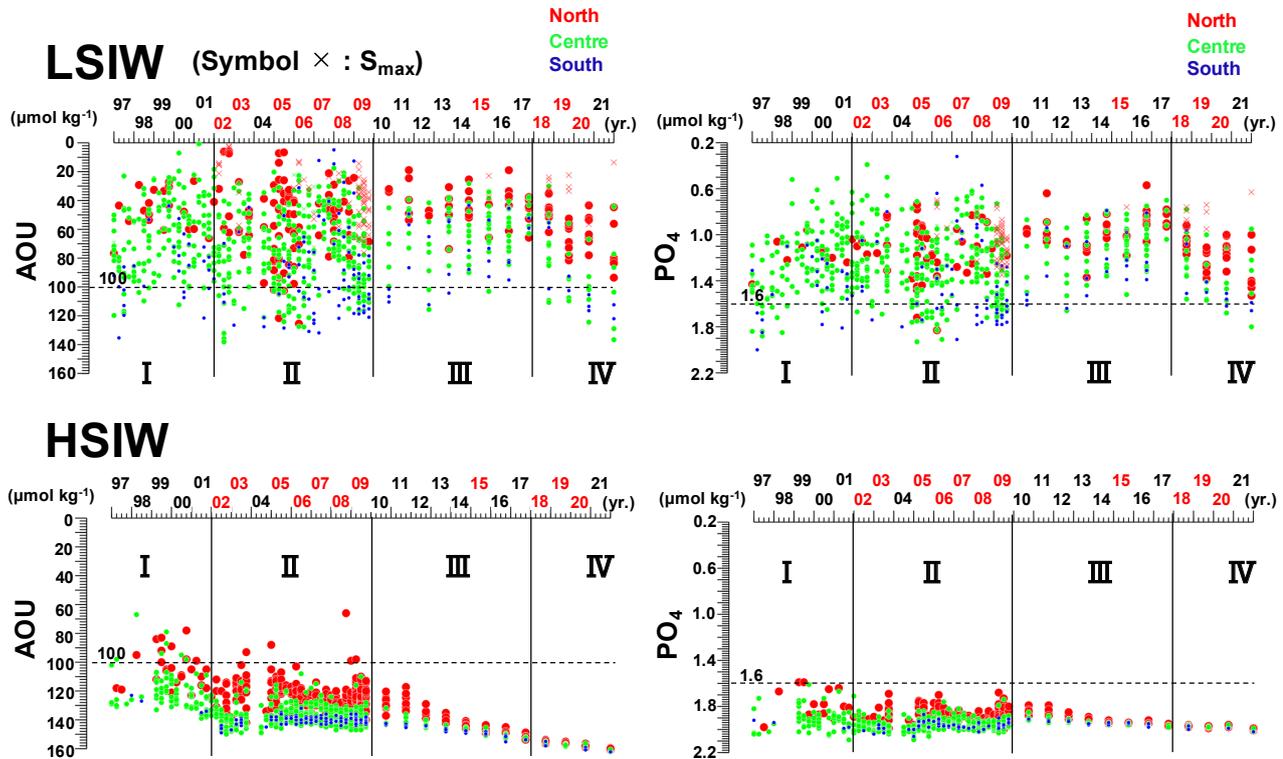


Fig. 7. Same as Fig. 3 but showing temporal variations in AOU and PO<sub>4</sub>. As a reference, horizontal dashed lines indicate approximate separation values for LSIW and HSIW (100 μmol kg<sup>-1</sup> for AOU and 1.6 μmol kg<sup>-1</sup> for PO<sub>4</sub>).

きい傾向がみられるものの、解析期間を通して、AOUの値は0~140 μmol kg<sup>-1</sup>の範囲、PO<sub>4</sub>の値は0.2~2.0 μmol kg<sup>-1</sup>の範囲で非常に大きなバラツキを示す。それと比べて、HSIWのAOUとPO<sub>4</sub>のバラツキは小さく、両者の値は北部(赤色)で小さく、南部(青色)で大きくなる南北差が明瞭である。この南北差をAOUから判断すると、HSIWの若い水塊が常に北方側にあることを示し、これはHSIWの起源である高塩水が北方にあること(Fig. 6)にも矛盾しない。また、HSIWのAOUの定性的な経年変化パターン(Fig. 7左側下段)は、4.2節でみたHSIWの水温の変化パターン(Fig. 3右側下段)に類似している。すなわち、HSIWが低温化したI期ではAOUは増加、S<sub>max</sub>水の出現で低温化が一時的に停止したII期ではAOUの増加も停止、再び低温化が始まったIII・IV期ではAOUも再び増加している。水温との相違は、IV期に入ると、AOUの南北差が非常に小さくなり、解析エリア全体でほぼ同じ値に収束している点である。

#### 4.4.2. 日本海中層水のAOUとPreformed PO<sub>4</sub>の対応関係

Preformed PO<sub>4</sub>が保存物質として扱えるのならば、Preformed PO<sub>4</sub>はAOUに依存しない一定値になる。そこで、全期間のデータを用いて、横軸にAOU、縦軸に観測PO<sub>4</sub>(黒色)及びPreformed PO<sub>4</sub>(4期区分の色分け表示)とした散布図をFig. 8に示した。Fig. 8(a)はLSIWの値のみ、Fig. 8(b)はHSIWの値のみを抽出している。両中層水ともAOUと観測PO<sub>4</sub>(黒色)の間には明瞭な正の相関があり、これは海面から沈降して時間が経過した(酸素が消費された)古い水ほど、有機物の分解が進んでいることを示す。

Preformed PO<sub>4</sub>がAOU値に依存しない定数値になるのはHSIWにみられ、AOU=0におけるPO<sub>4</sub>の切片とPreformed PO<sub>4</sub>の定数値は概ね一致し、その値は1 μmol kg<sup>-1</sup>前後にある。この結果はHSIWを形成する水塊のPO<sub>4</sub>は1 μmol kg<sup>-1</sup>程度の値をもち、AOU値の時

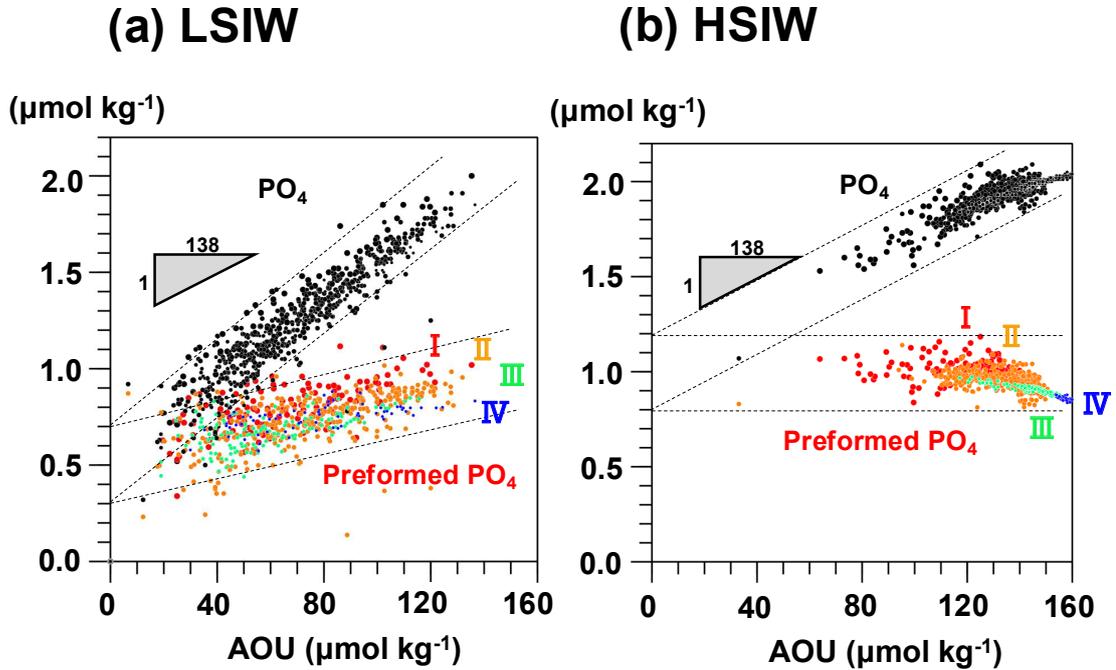


Fig. 8. (a) Scatter plots of measured PO<sub>4</sub> (black dots) and preformed PO<sub>4</sub> (color-coded dots for the four periods I–IV) against AOU, using all data from the LSIW range. (b) Same as (a) but for the HSIW range. The right-angled triangle in the diagram represents the molar ratio of AOU to PO<sub>4</sub> (138:1). The dotted auxiliary lines indicate the slope of the scattered data, with intercepts of approximately 0.5 μmol kg<sup>-1</sup> PO<sub>4</sub> (AOU = 0) for LSIW and approximately 1 μmol kg<sup>-1</sup> PO<sub>4</sub> (AOU = 0) for HSIW.

間経過情報（古い水ほど高 AOU）から、HSIW の経時的な移流方向の検討が可能であることを示す。HSIW の AOU 値には経年変化がみられ、バラツキが大きな I 期（赤色）の低 AOU から、バラツキが小さな IV 期（青色）の高 AOU へ次第に変化している。一方で、LSIW の方の Preformed PO<sub>4</sub> は定数値にはならず、正の傾きが残っており、これは低い PO<sub>4</sub> 値が期待される表層付近の水塊との間で常に混合が起こっていることを推測させる。また、LSIW の Preformed PO<sub>4</sub> の値は 4 期とも、混合を示唆する大きなバラツキを示しており、その大きさは経年変化によらないことがわかる。この結果は、LSIW に出現した低塩水が 1 年～数年以内ですぐに高塩化してしまうこと (Fig. 5)、LSIW の AOU や PO<sub>4</sub> の経年的なバラツキが非常に大きかったこと (Fig. 7 上段) とも矛盾せず、少なくとも、LSIW の移流方向の指標として AOU は使えないことを意味している。

なお、Kosugi *et al.* (2021) は我々と同じ AOU と PO<sub>4</sub>

の観測値を用いて、海面から沈み込む前（分解される前）の DO（彼らは PO と表示しているが、本研究では Preformed DO と呼ぶ）を推定し、これを生物化学トレーサーとして、日本海中層水の起源について議論を行っている。このような水塊起源の特定は Preformed DO のみならず、Preformed PO<sub>4</sub> でも可能であることを付録に示す。

## 5. AOU 水平分布によるオーバーターニング循環の考察

### 5.1. HSIW の塩分極大付近における AOU 水平分布

前節で提示した AOU と Preformed PO<sub>4</sub> の対応関係 (Fig. 8) から、HSIW の AOU 値の時間経過情報を用いると、HSIW の移流方向が検討できることがわかった。Fig. 9 は HSIW の塩分極大付近における AOU 水平分布の経年変化であり、表示の仕方及び順序は Fig. 6 の

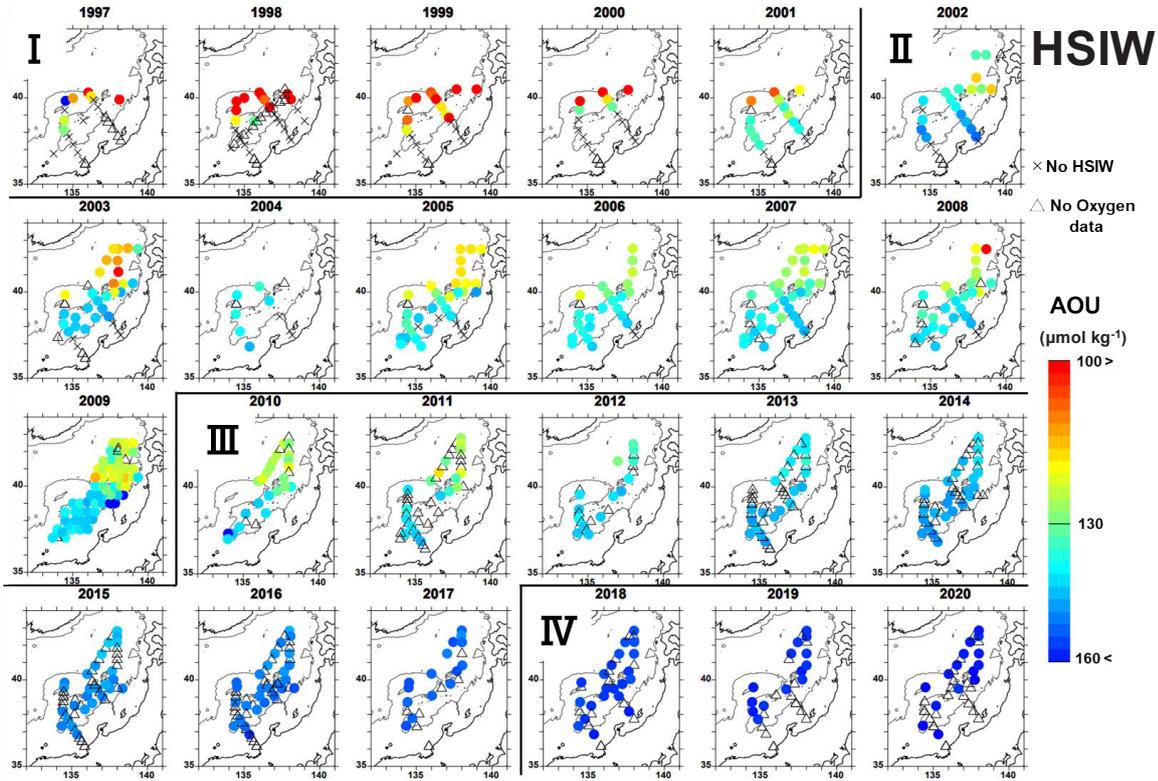


Fig. 9. Same as the horizontal distributions in Fig. 6 but showing AOU in the HSIW range.

HSIWの塩分分布図と同じである。AOU分布は塩分分布と比べて、高塩水と低塩水が近接するような局所的な値のバラツキはほとんどみられず、I～III期前半までは北部が低AOU、南部が高AOUとなる滑らかな南北勾配が保たれている。すなわち、北部から南方へのHSIWの移流を示唆する。しかしながら、III期以降、低AOU水の新たな出現はみられず、IV期に入ると、空間的にほぼ一様な高AOU水の状態へ次第に変化している。そのIII期以降のHSIWの存在深度は500mを超え(Fig. 4右側下段)、AOU値も増加し続けていた(Fig. 7左側下段)。これは植田・磯田(2022)でも指摘されているように、2010年以降のオーバーターニング循環がHSIWを經由していないことを示す。少なくともIII期以降のオーバーターニング循環は、HSIWよりも上方、LSIWよりも下方のどこかの密度面もしくは深度面を經由していると考えられる。

## 5.2. LSIWとHSIWの中間付近を經由するオーバーターニング循環

Fig. 4の密度及び深度の経年変化をみると、LSIWとHSIWの中間となる密度面は $27.30 \sigma_\theta$ 付近(Fig. 4左側の太破線)、深度面は400m付近(Fig. 4右側の太破線)にある。そこで、深度は400m、密度帯は $27.30 \pm 0.01 \sigma_\theta$ の範囲のAOUと $PO_4$ の値を抽出し、Fig. 8と同様な表示形式で、AOU—観測 $PO_4$ ・Preformed $PO_4$ の散布図をFig. 10の(a)と(b)に示した。先にみたHSIWの散布図(Fig. 8(b))とは異なり、両図ともPreformed $PO_4$ の値が低AOUから高AOUへ幅広く拡がり、それらが4期区分毎に、非常に安定した定数値になることを示している。Preformed $PO_4$ の値は、HSIWと同様に $1 \mu mol kg^{-1}$ 前後の値にあるが、その値はI期からIV期へ次第に低下する経年変化がみられる。また、 $27.30 \pm 0.01 \sigma_\theta$ 密度帯(Fig. 10(b))が深度400m(Fig. 10(a))に比べて、Preformed $PO_4$ 値のバラツキが小さく、AOU値の

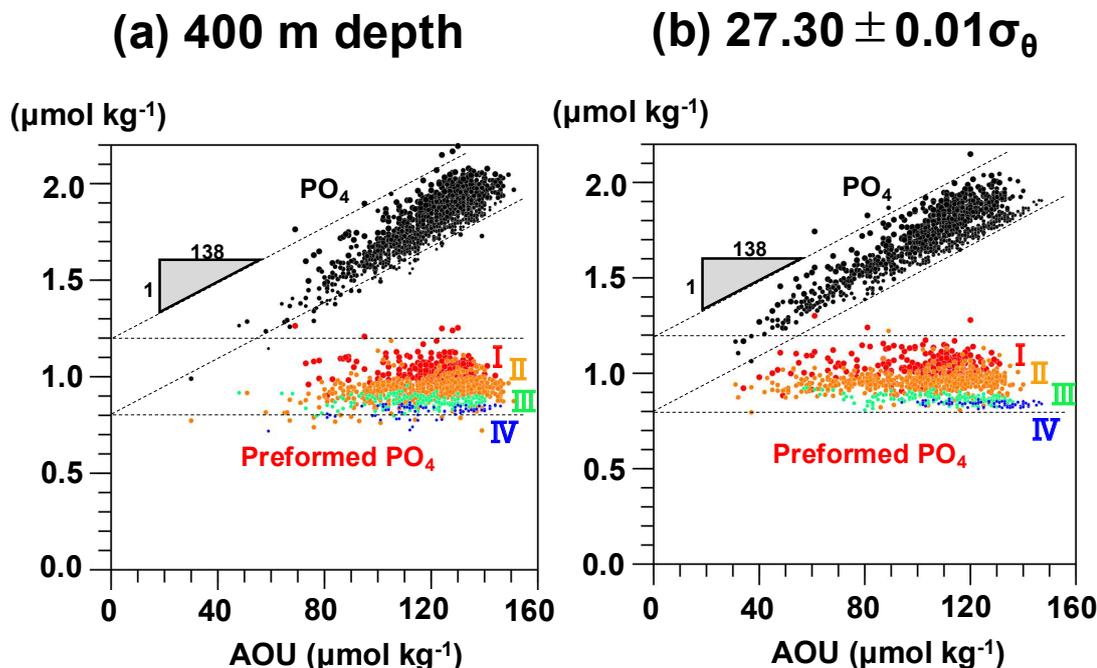


Fig. 10. Same as Fig. 8 but for waters at (a) 400 m depth and (b) a density range of  $27.30 \pm 0.01 \sigma_\theta$ . The dotted auxiliary lines indicate the slope of the scattered data, with an intercept of approximately  $1 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{PO}_4$  (AOU = 0) in both cases.

拡がりの方がより広範囲であることがわかる。これはオーバーターニング循環が深度面よりも、主に密度面を選んで経由していることを示唆する。そこで、 $27.30 \pm 0.01 \sigma_\theta$  密度帯における AOU 値を代表として、その水平分布を Fig. 9 と同じ AOU レンジで Fig. 11 に作成した。選んだ  $27.30 \sigma_\theta$  前後の密度帯は I 期の HSIW の密度に近く、LSIW の密度よりは常に重い (Fig. 4 左側)。それゆえ、この密度帯の水塊は、時間経過とともに HSIW からは次第に分離し、LSIW との鉛直的な混合も比較的小さいと考えられる。なお、AOU は基準層の値なので、 $27.30 \pm 0.01 \sigma_\theta$  の狭い密度範囲には AOU 値がない観測点もあり、その場合は空白とした。

密度  $27.30 \sigma_\theta$  付近の AOU 水平分布 (Fig. 11) は、全体的な高 AOU 化がみられるものの、HSIW の AOU 分布 (Fig. 9) とは異なり、III 期以降も北部海域に  $100 \mu\text{mol kg}^{-1}$  以下の低 AOU 水 (新規の高 DO 水供給) が毎年出現し続け、南側が高 AOU となる南北勾配が保たれている。この AOU の南北勾配は、北側で出現した若い水塊が継続的に南方へ移流され、次第に古い水へ変化してい

る様子を示す。このことから、日本海におけるオーバーターニング循環は停止することなく、沈み込んだ海水は  $27.30 \sigma_\theta$  付近の密度面を経由して南下し、そして必ずしも HSIW の高塩水を伴っていないことが推測される。そうであれば、密度  $27.30 \sigma_\theta$  よりも上方にある LSIW は、オーバーターニング循環の沈み込む前の表層海水側に位置している。それゆえ、LSIW は東向き対馬暖流の影響下にあり、新規の低塩水は常に西側から出現していたこと (Fig. 5)、AOU—Preformed  $\text{PO}_4$  関係から、LSIW は表層付近の水塊との間で継続的な混合を示唆していたこと (Fig. 8 (a))、2018 年以降の  $S_{\text{max}}$  水の出現は HSIW に影響を与えず、LSIW のみを高塩化していたこと (Fig. 3 左側上段) が理解される。

### 5.3. 密度 $27.30 \sigma_\theta$ 付近の AOU 水平分布から概算される南下流速

極前線付近から能登半島付近までの南北距離は  $L \sim 500 \text{ km}$  程度、Fig. 11 から判断される AOU 値の南北差は概ね  $\Delta \text{AOU} = 20 \sim 30 \mu\text{mol kg}^{-1}$  が保たれているので、

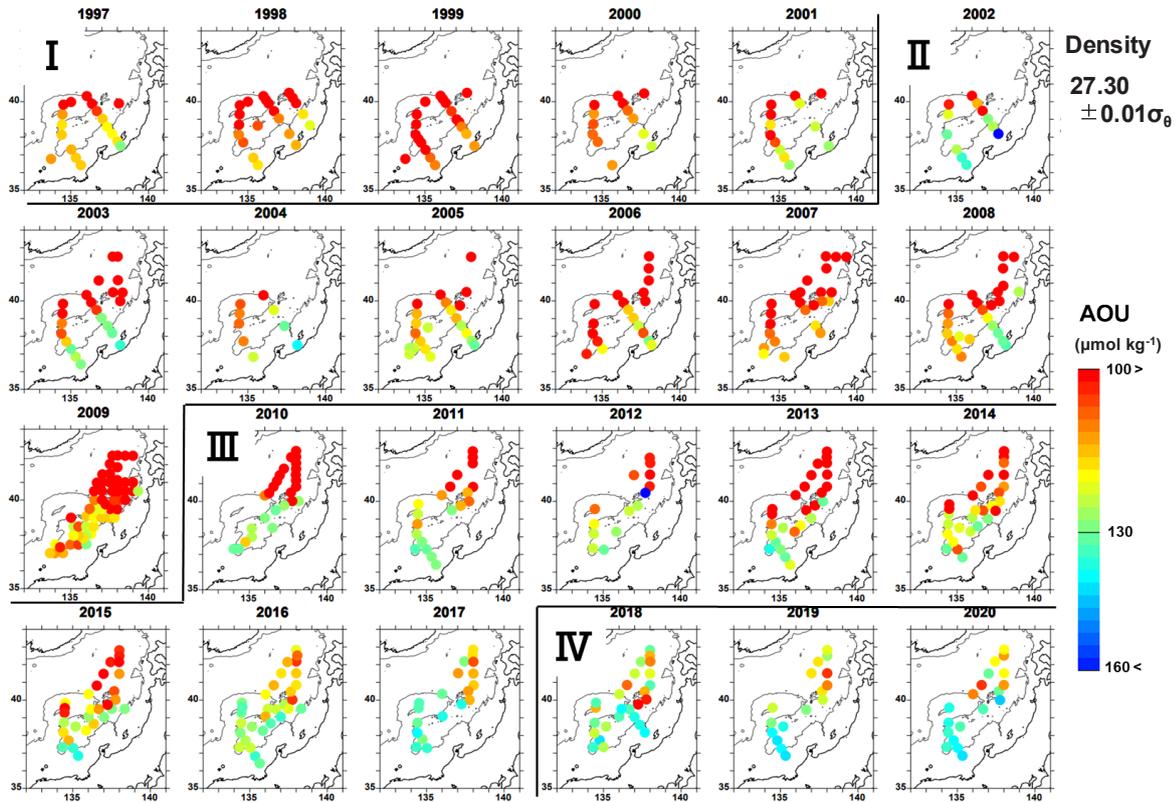


Fig. 11. Same as the horizontal distributions of AOU in Fig. 9 but focused on the narrow density range of  $27.30 \pm 0.01\sigma_\theta$ .

AOUの南北勾配は  $G = \Delta AOU / L = 0.04 \sim 0.06 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{ km}^{-1}$  となる。日本海中層における酸素消費速度  $U$  (単位は  $\mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$ ) がわかれば、 $U/G$  より南下する中層水の平均的な移流速度  $v$  が概算される。本研究のIII期以降におけるHSIWのAOU上昇から求めた  $U$  値と現在報告されている日本海中深層の  $U$  値を Table 1 にまとめた。これらの値は経年的なDO時系列の中で長期的な減少期間を任意に選択し、その低下量 (AOUは上昇量) から求められたものである。しかし、本研究のHSIWのAOU時系列 (Fig. 7 左側下段) でみたように、例えば、II期のAOU停滞は無視できない量のDO供給があったことを意味する。よって、DO供給を考慮せずに、観測されたDO減少量から見積もった  $U$  値は、真の  $U$  値を過小評価している可能性がある。さらに、研究者が選んだDO減少の時期や期間及び深度が異なるためか、提示された  $U$  値も大きくばらついている。このような不確かさがあるものの、Table 1の最小値と最大値を選んで  $U$

$= 0.24 \sim 14 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$  とすれば、移流速度は  $v = 0.01 \sim 1.1 \text{ cm s}^{-1}$  と概算される。これを極前線の北部から能登半島付近までの移流時間  $L/v (= 1.4 \sim 160 \text{ 年})$  で表すと、2オーダも異なる値が得られる。

本研究では、III期以降のHSIWには、新規の高DO (低AOU) 供給がなかったことを確認しており、中層 (約500 m から約1,000 m へ深化) における  $U$  値の信頼性は高いと考える。 $U$  値の求め方は、HSIWのAOU時系列 (Fig. 7 左側下段) において、2010年から2021年の12年間のAOU上昇量が北部 (赤丸) で約  $40 \mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $= 160 - 120$ )、南部 (青丸) で約  $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$  ( $= 160 - 140$ )、これらを12年で除算して、Table 1の  $U = 1.7 \sim 3.3 \mu\text{mol} = \text{kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$  が得られる。この値を採用すると、移流速度は  $v = G/U = 0.09 \sim 0.26 \text{ cm s}^{-1}$ 、移流時間は  $L/v = 6.1 \sim 17.6 \text{ 年}$  の10年前後のオーダとなる。

**Table 1** Estimated oxygen consumption rates (U) for the middle and deep waters of the Japan Sea.

Source	Depth/Water mass/Density	Oxygen consumption rate: U ( $\mu\text{mol kg}^{-1}\text{yr}^{-1}$ )	Analysis period (yr)
Present study	HSIW	1.7~3.3	2010~2021 (12yrs)
Home page of JMA*	800 m	0.44~0.56	1965~1989 (25yrs)
Home page of JMA*	2,000 m	0.60~0.64	1965~1990 (26yrs)
Home page of JMA*	2,000 m	0.7~0.8	1990~2024 (35yrs)
Senjyu and Sudo (1994)	32.03 kg m <sup>-3**</sup>	0.24~0.41	1964~1985 (22yrs)
Gamo et al. (2014)	Bottom Water (BW)***	1.2~14.0	1977~2010 (34yrs)

\*JMA is Japan Meteorological Agency. [https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/mar\\_env/knowledge/koyusui/koyusui.html](https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/mar_env/knowledge/koyusui/koyusui.html)

\*\*This value is the potential density ( $\sigma_t$ ) with reference to 1,000 dbar.

\*\*\*BW is a water mass that exists at depths below 2,500 m and is characterised by very weak stratification.

## 6. まとめ

日本海のオーバーターニング循環の存在は数値実験 (Yoshikawa *et al.*, 1999 ; Fang and Isoda, 2020) から示唆されていたものの、これまでそれを裏付ける観測的証拠は不十分であった。本研究では中層を経由するオーバーターニング循環 (沈み込んだ海水の移流) の時空間分布、特に、日本海の極前線を南向きに横断する中層流の有無を調べることを目的に、日本海東部海域における 25 年間の気象庁の海洋観測資料 (水温・塩分・DO・PO<sub>4</sub>) の解析を行った。

塩分極小で特徴付けられる LSIW は、表層の東向き対馬暖流の影響下にあり、新規の低塩水は西方海域から数年おきの間隔で出現することがわかった (Fig. 5)。一方で、LSIW (塩分 34.07 以下) が存在する密度帯には、本研究では S<sub>max</sub> 水と呼んだ塩分極大 (塩分 34.07 以上) がまとまって出現する年が解析期間の 25 年間のうち計 11 年あった。その出現海域は低塩の LSIW が存在する対馬暖流域ではなく、極前線よりも北側の北海道西方沖に限られていた。

植田・磯田 (2022) が指摘したように、本解析期間の塩分値においても、HSIW の分析精度には塩分検定による 2 グループ化やバラツキのあることが確認された。このように塩分値には定量的な問題があるものの、解析期間の前半では、S<sub>max</sub> 水が出現した北海道西方沖に最も高塩な HSIW が分布し、南方へ向かって次第に低塩化する塩分分布が得られた (Fig. 6)。この塩分分布の不確かさ

を補うことを目的に、HSIW の密度面に加えて、LSIW と HSIW の中間の密度面 (27.30  $\sigma_\theta$  付近) における AOU の水平分布を調べた。AOU を用いた理由は、Preformed PO<sub>4</sub> と AOU の対応関係 (Fig. 8 (b)) から、HSIW 付近及び密度 27.30  $\sigma_\theta$  付近では他の水塊との混合が少なく、AOU 値の時間経過情報から、水塊の移流方向の検討が可能と判断されたためである。密度 27.30  $\sigma_\theta$  付近の AOU の水平分布 (Fig. 11) は、それよりも重い密度帯にある HSIW の AOU 分布 (Fig. 9) とは異なり、低 AOU 水 (新規の DO 水供給) が極前線以北に毎年出現し続け、南側が高 AOU となる南北勾配が保たれていた。これは、日本海におけるオーバーターニング循環が停止することなく、沈み込んだ海水は密度 27.30  $\sigma_\theta$  付近の中層を経由して南下していることを示す。AOU の空間的な南北勾配と本研究で提示した酸素消費速度を用いて移流速度を概算すると、南向きの流速成分は 0.1 cm s<sup>-1</sup> のオーダーと見積もられた。なお、日本海のオーバーターニング循環がなぜ密度 27.30  $\sigma_\theta$  付近を選んで経過しているのか、その物理的理由はわからない。

「はじめに」で紹介した Watanabe *et al.* (2001) の海洋観測は 1997 年、Talley *et al.* (2006) の海洋観測は 1999~2001 年であり、本解析の I 期にあたる。この I 期に限れば、Talley *et al.* (2006) が推測したように、極前線付近で形成された HSIW を指標としたオーバーターニング循環の推測が可能である。しかし、解析期間を延長すると、オーバーターニング循環は必ずしも高塩の HSIW を伴っておらず、HSIW よりも軽くて浅い 27.30  $\sigma_\theta$

付近の密度面を經由し、さらに、その上方にある LSIW と下方にある HSIW は共に顕著な経年変化を示すことがわかった。その周期性は LSIW が数年おきの間隔、HSIW では低塩低温化（高密度化）という 10 年以上の長期トレンドをもち、日本海の中層水は明らかに非定常な状態と言える。

## 謝 辞

本研究で解析させて頂いた水温・塩分・ $\text{PO}_4$ ・DO 資料の取得から管理まで、それらの観測資料を Web site 上にて迅速に提供されている海洋気象観測船と気象庁の皆さまに、心よりお礼申し上げます。また、本論文を改訂するにあたり、2 名の査読者様と編集委員の田中潔博士から、論文構成や文章表現、そして不適切な図面の指摘など数多くの有益なコメントを頂き、心より感謝致します。

## 付録 日本海中層水の Preformed DO と Preformed $\text{PO}_4$ の関係

Preformed DO も有機物分解の同じ化学反応式を用いて、下記の関係式から計算されるが、その値は Preformed  $\text{PO}_4$  を 138 倍した値に飽和酸素量  $\text{O}_2^*$ （観測深度の水温・塩分から計算）を加えたものとなる。

$$\begin{aligned} \text{Preformed DO} &= \text{DO} + 138 \times \text{PO}_4 \\ &= (\text{O}_2^* - \text{AOU}) + 138 \times \text{PO}_4 \\ &= \text{O}_2^* + 138 \times (\text{PO}_4 - \text{AOU}/138) \\ &= \text{O}_2^* + 138 \times \text{Preformed PO}_4 \quad (3) \end{aligned}$$

すなわち、(3) 式が示す Preformed DO は、本文中で記述した Preformed  $\text{PO}_4$  の情報に加えて、中層水の起源となる沈み込み海域の水温・塩分の環境情報も含まれている。

I 期と IV 期のデータを例に、縦軸を Preformed DO、横軸を塩分とした散布図を Fig. A1 の上段 (a) に示した。同様な図は Kosugi *et al.* (2021) で提案されており、彼らの Table 1 の定義を用いて、エンドメンバーとなる 3 つの水塊を矩形領域で表示した。その 3 つとは、低塩では共通するが高 Preformed DO の LSnPF（ロシア沿岸起源の冷たい低塩水）と低 Preformed DO の LSsPF

（東シナ海起源の暖かい低塩水）、そして LSsPF とほぼ同じ Preformed DO 値をもち高塩の TWC（対馬暖流）水（本文中の TWCW に対応）である。Preformed DO 一塩分関係の定性的な散布パターンは、I 期と IV 期でほぼ同じに見える。ただし、図の塩分レンジでは両期の HSIW（赤色ドット）の塩分差はほとんどないが、IV 期の Preformed DO は I 期と比べて低い値の一定値へ変化している。LSIW（青色ドット）の塩分は HSIW よりも低塩側にあり、両期とも LSnPF の方に偏って分布している。これは塩分極小である LSIW の起源が東シナ海ではなく、ロシア沿岸の低塩分水であることを示す。LSIW よりも表層側にある Preformed DO の値（灰色ドット）は次第に低くなり、同時に TWC までは高塩化、それよりもさらに表層では再び低塩化を示している。この表層低塩水は LSsPF の方に偏っており、東シナ海がその起源であることを示す。本文中の Fig. 5 でみたように、LSIW の低塩水（濃い青丸）が西側から出現し、東方へ広がっている年が多くあった。この出現パターン（Fig. 5）と Preformed DO 一塩分関係（Fig. A1 (a)）の知見は、西方から東方への低塩水（LSIW）の拡がり、ロシア沿岸起源の低塩分水が朝鮮半島沖で対馬暖流の下部へ沈み込んだ後、暖流下部を東方へ移流された結果である、という Yoshikawa *et al.* (1999) のモデル実験結果を支持するものである。

上述した Preformed DO による水塊起源の特定は、本文中で議論した Preformed  $\text{PO}_4$  でも可能である。それを説明するために、I 期のデータを用いて、Fig. A1 下段の (b) は (a) の縦軸を (3) 式の右辺第 1 項である  $\text{O}_2^*$  へ変更、同じ下段の (c) は右辺第 2 項である  $138 \times \text{Preformed PO}_4$  に変更した散布図を作成した。(a)~(c) 3 者の定性的な変化パターンは類似しており、 $\text{O}_2^*$  と  $138 \times \text{Preformed PO}_4$  の変化量 ( $150 \sim 200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ ) は同程度である。塩分変化量が小さな日本海中深層水の場合、 $\text{O}_2^*$  は主に水温値に依存して決まっている（本文中の (1) 式を参照）。縦軸の  $\text{O}_2^*$  を水温 T に変更すれば、(b) の  $\text{O}_2^*$  一塩分 S の散布図は TS ダイアグラム（ここでは示さない）とほぼ同じ情報を示す。例えば、ほぼ均一な低水温域にある HSIW は、(b) の  $\text{O}_2^*$  では区別できない一塊になるが、(a) にみられる HSIW の Preformed DO は明らかな変化（時空間分布）を示している。この変化

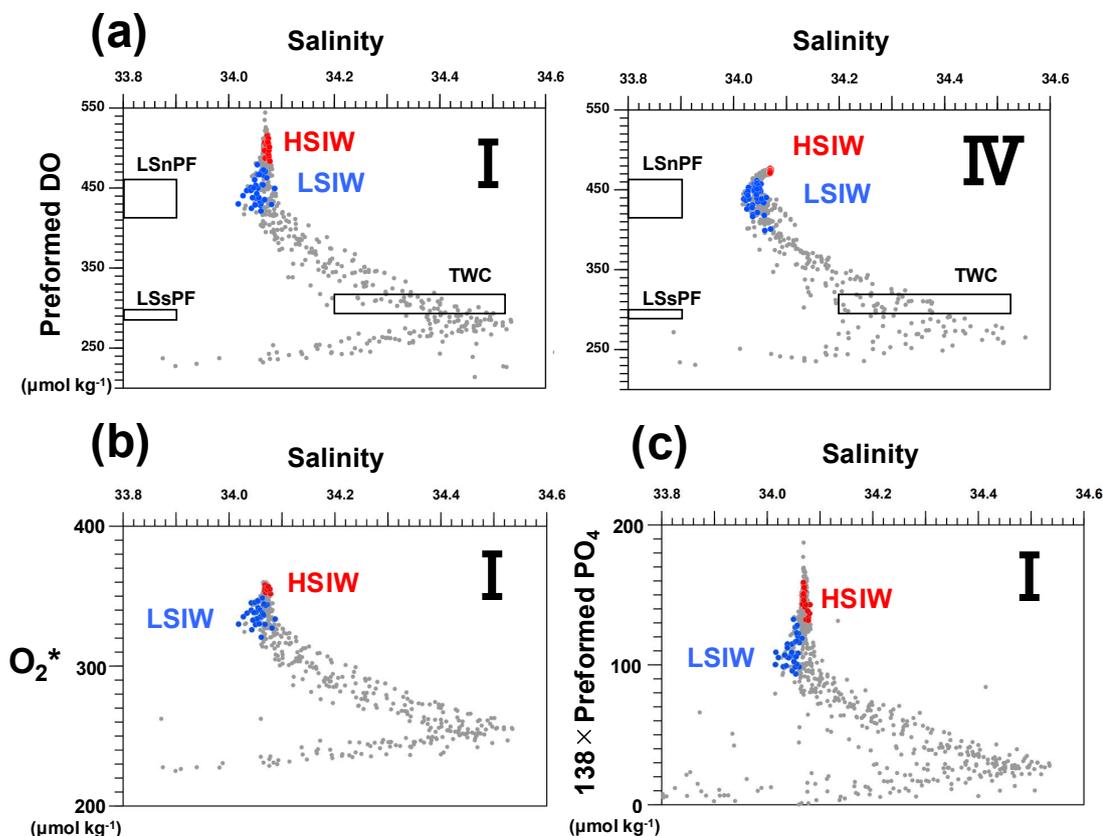


Fig. A1 (a) Scatter plots of salinity versus preformed DO for periods I and IV. Red, blue, and gray dots represent HSIW, LSIW, and other waters, respectively. TWC, LSnPF, and LSsPF denote the salinity and preformed DO ranges for the Tsushima Warm Current, less saline water north of the polar front, and less saline water south of the polar front, respectively, as defined by Kosugi et al. (2021). (b) Same as the scatter plot for period I in (a) but with the vertical axis changed from preformed DO to O<sub>2</sub>\*. (c) Same as (b) but with the vertical axis changed to preformed PO<sub>4</sub>.

のほとんどは (c) の  $138 \times \text{Preformed PO}_4$  で説明され、この例からも、日本海中深層の水塊区分における Preformed PO<sub>4</sub> の有用性が理解される。(a) に表示したような3つの水塊エンドメンバーが、(c) の Preformed PO<sub>4</sub>–塩分関係でも提示できれば (今後の研究課題)、上述と同様な起源水の議論が可能と考える。

## References

- Fang, X., and Y. Isoda (2020): Dynamic equilibrium state of a Cooling Induced Current in the Japan Sea. 北大水産彙報, 70(1), 25–40.
- Gamo, T., N. Nakayama, N. Takahata, Y. Sano, J. Zhang, E. Yamazaki, S. Taniyasu, and N. Yamashita, (2014): The Sea of Japan and Its Unique Chemistry Revealed by Time-Series Observations over the Last 30 Years. *Monographs on Environment Earth and Planets*, 2, 1–22. <https://doi.org/10.5047/meep.2014.00201.0001>
- Isoda, Y. (1999): Cooling-induced current in the upper ocean of the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, 55, 585–596.
- Kosugi, N., N. Hirose, T. Toyoda, and M. Ishii (2021): Rapid freshening of Japan Sea Intermediate Water in the 2010 s. *J. Oceanogr.*, 77, 269–281.
- 松岡翔太・方曉蓉・磯田豊 (2019) : 日本海東部海域における高塩分中層水. 北大水産彙報, 69(2), 71–82.
- Redfield, A.C., B.H. Ketchum, and F.A. Richards (1963): The influence of organisms on the composition of seawater. In *The Sea: Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas*, Hill, M.N., Ed.; Interscience Publishers: New York, NY, USA, 2, 26–77.
- Senjyu, T., and H. Sudo, (1993): Water characteristics and circulation of the upper portion of the Japan sea proper water. *J.Mar.Sys.*, 4, 349–362.
- Senjyu, T., and H. Sudo, (1994): The upper portion of the Japan Sea Proper Water; Its source and circulation as deduced from isopyc-

- nal analysis. *J. Oceanogr.*, **50**, 663–690.
- Sudo, H. (1986) A note on the Japan Sea Proper Water. *Prog. Oceanogr.*, **17**, 313–336.
- Talley, L.D., D.H. Min, V.B. Lobanov, V.A. Luchin, V.I. Ponomarev, A.N. Salyuk, A.Y. Shcherbina, P.Y. Tishchenko, and I. Zhabin (2006): Japan/East Sea water masses and their relation to the sea's circulation. *Oceanography*, **19**(3), 32–49.
- 植田純生・磯田豊 (2022) : 日本海の高塩分中層域を経由するオーバーターニング循環の2010年代の経年変化. *海の研究*, **31**(3), 47–69. doi: 10.5928/kaiyou.31.3\_47
- 宇田道隆 (1934) : 日本海及び其の隣接海区の海況. *水産試験場報告*, **5**, 57–190.
- Watanabe, T., M. Hirai, and H. Yamada (2001): High-Salinity intermediate water of the Japan Sea in the eastern Japan Basin. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **106**, 11437–11450.
- Weiss, R.F. (1981): Oxygen Solubility in Sea water. in *UNESCO Technical Papers in Marine Science* 36, pp. 22.
- Yasui, M., T. Yasuoka, K. Tanioka, and O. Shiota, (1967): Oceanographic studies of the Japan Sea (1) Water characteristics. *Oceanogr. Mag.*, **19**, 177–192.
- Yoshikawa, Y., T. Awaji, and K. Akimoto (1999): Formation and circulation processes of intermediate water in the Japan Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1701–1722.
- Yoshikawa, Y., T. Kawasaki, and H. Hiroyasu, (2021) Diagnostic evaluation of effects of vertical mixing on meridional overturning circulation in an idealized ocean. *J. Oceanogr.*, **77**, 393–412. <https://doi.org/10.1007/s10872-021-00596-4>

## Observational evidence of overturning circulation through the middle layer in the eastern Japan Sea

Maiko Ohno<sup>1†</sup>, Yutaka Isoda<sup>2</sup> and Takehiro Takatsuki<sup>2</sup>

### Abstract

We analyzed long-term oceanographic data (1997–2022) from the eastern Japan Sea and present observational evidence of overturning circulation—specifically, the advection of subducted waters—that connects the northern and southern regions across the polar front through the middle layer (density range around  $27.30\sigma_\theta$ ). Low-salinity intermediate water (LSIW), characterized by a salinity minimum, flows under the influence of the eastward Tsushima Warm Current, with new LSIW appearing on the western side of the study area at intervals of several years. High-salinity intermediate water (HSIW), characterized by a salinity maximum, exhibits a long-term decreasing trend in salinity and potential temperature (corresponding to an increasing trend in potential density), though the precision of AUTOSAL measurements was insufficient for a detailed assessment of salinity accuracy. In this study, we examined not only the isopycnal structure of HSIW but also the horizontal distribution of apparent oxygen utilization (AOU) within the isopycnal layer between LSIW and HSIW (approximately  $27.30\sigma_\theta$ ). AOU was used for two key reasons: (1) the relationship between preformed phosphate (preformed  $\text{PO}_4$ ) and AOU suggests that mixing between HSIW (or waters in the density range around  $27.30\sigma_\theta$ ) and other water masses is relatively weak, and (2) spatial variations in AOU allow for the identification of advection direction. Our results reveal a horizontal AOU gradient, with low AOU (indicative of newly ventilated water) in the north and high AOU (older water) in the south. This pattern was observed near the density range of HSIW during the early analysis period (1997–2001) and at a slightly lower density range in the later period (2002–2022). These findings provide evidence of a southward middle layer flow across the polar front.

**Key words:** eastern Japan Sea, overturning circulation, intermediate water, AOU

(Corresponding author's e-mail address: ohno.maiko.a4@elms.hokudai.ac.jp)

(Received 29 August 2024; accepted 17 April 2025)

(doi: 10.5928/kaiyou.34.4\_129)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2025)

---

1 Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, N10W5 Kitaku, Sapporo, Hokkaido 060-0810, Japan

2 Graduate School of Fisheries Science, Hokkaido University, 3-1-1, Minato-cho, Hakodate, Hokkaido, 041-8611, Japan

† Corresponding author: Maiko Ohno

e-mail: ohno.maiko.a4@elms.hokudai.ac.jp