

— 論 文 —

## 宗谷暖流沖合域の冷水帯を伴った 日周期渦流の観測とモデル実験\*

飯田 博之<sup>1\*\*</sup>・磯田 豊<sup>2</sup>・小林 直人<sup>3</sup>・堀尾 一樹<sup>3</sup>

### 要 旨

2016年夏季に宗谷暖流沖合域で実施したCTDならびにXBTとADCPを用いた25時間連続往復断面観測で得られた詳細な流れ場と水温場の時間変化データの解析によって、冷水帯を伴った日周期渦流が宗谷暖流沖合を横切る様子を初めて捉えた。観測された冷水帯下部は、ほぼ均一な高塩分水で占められており、その起源は日本海中層水であることが示された。数値モデル結果を使用したトレーサー実験によって、日本海中層水は、岸向きの移流と湧昇により宗谷海峡へ供給された後、卓越した日周潮流により励起された反時計回りの孤立渦流に取り込まれ、冷水帯下部の海水の大部分を構成するとともに、宗谷暖流沖合水となって移流されることが示唆された。

キーワード：宗谷暖流, 25時間連続の往復海洋観測, 日周期渦流, 冷水帯

### 1. はじめに

宗谷暖流 (Soya Warm Current:以下, SWC と略す) は、日本海から宗谷海峡を通過してオホーツク海へ流入し、北海道北東岸の陸棚上を南東方向へ流れる沿岸捕捉流である。SWCが運ぶ水塊 (SWC Water:以下, SWCW と

略す) の塩分は33.6以上であり、オホーツク海水 (Okhotsk Sea Water:以下, OSW と略す) に比べて高塩である (Takizawa, 1982)。長期の係留流速計観測やHFレーダー観測から、SWCの流速や流量は、日本海とオホーツク海の間で生じる水位差の季節変動に同期し、夏季に強化され、冬季に大きく弱化されることが報告されている (例えば、青田, 1975; 松山ほか, 1999; Ebuchi *et al.*, 2006; Fukamachi *et al.*, 2008)。このように、SWCは水位差を主な駆動力としているため、その流速構造では、陸棚斜面に捕捉された順圧流成分が支配的である。Matsuyama *et al.* (2006) は、SWC横断断面観測結果から、SWCの幅は30~35 km、強流部の離岸距離は20~25 kmであり、夏季の最大流速は1.0~1.3 m s<sup>-1</sup>にも達していたと報告している。また、強流部付近では、表層流強化の鉛直シアー流が観測されたことから、順圧流成分と同程度に傾圧流成分も無視できないことを示唆して

\* 2017年8月16日受理; 2018年4月17日受理

著作権: 日本海洋学会, 2018

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研究院

〒041-8611 函館市港町3-1-1

3 北海道大学水産学部

〒041-8611 函館市港町3-1-1

\*\* 連絡著者: 飯田 博之

TEL: 090-9203-7522

e-mail: soya-2016-0815@eis.hokudai.ac.jp

いる。SWC 域から沖合側に離れたオホーツク海域の夏季の水塊は、中層に中冷水 (Intermediate Cold Water; 以下, ICW と略す) を伴う低温低塩 (水温  $2^{\circ}\text{C}$  以下, 塩分 33.4 以下) な OSW である (Takizawa, 1982)。ICW は、冬季にサハリン島東岸陸棚上を南下する東サハリン海流によって運ばれた水塊が、夏季まで残留したものと考えられている (例えば, Itoh and Ohshima, 2000)。ただし, ICW 直上の表層水は、夏季の海面加熱により高温な低塩水 (塩分 32.5 以下) に変質する (Takizawa, 1982)。このため、「低塩な表層の OSW (Fresh Surface OSW; 以下, FSOSW と略す)」と呼ばれ, OSW と区別されている (青田, 1975)。

表層における SWCW と FSOSW の境界域, すなわち, SWC の沖合側に隣接する海域の海面には、「帯状の低温域 (冷水帯, Cold Water Belt; 以下, CWB と略す)」が形成されることが知られている (例えば, Danchenkov *et al.*, 1999; Ishizu *et al.*, 2006, Ishizu *et al.*, 2008)。

Fig. 1 は、北海道大学大学院水産科学院でデータ処理された北海道周辺海域における衛星熱赤外面像の一例である。本画像中に水色で表示されている CWB は、宗谷海峡北側にあるサハリン島の日本海側南西付近から始まり、SWC 沖合域を帯状に存在し、弱まりながらも知床半島付近まで到達している。CWB は海面付近で確認される特徴的な水温分布に対する呼び名であり、特定の水塊としての定義はない。Ishizu *et al.* (2008) は、CWB は離岸距離 30 km にほぼ位置し、厚さは海面下 14 m 程度、最低の海面水温は  $12^{\circ}\text{C}$  であり、3つの水塊 (SWCW と FSOSW と ICW) が観測毎に異なる比率で混合した水塊であることを示唆している。これまで提案された CWB の形成メカニズムには2つある。1つは、水平シアを伴う SWC 域の海底エクマン境界層からのエクマンパンピングによる冷水湧昇である (Ishizu *et al.*, 2006; Ishizu *et al.*, 2008)。もう1つは、宗谷海峡周辺の浅瀬地形と内部ケルビン波の共鳴である (Mitsudera *et al.*, 2011)。前

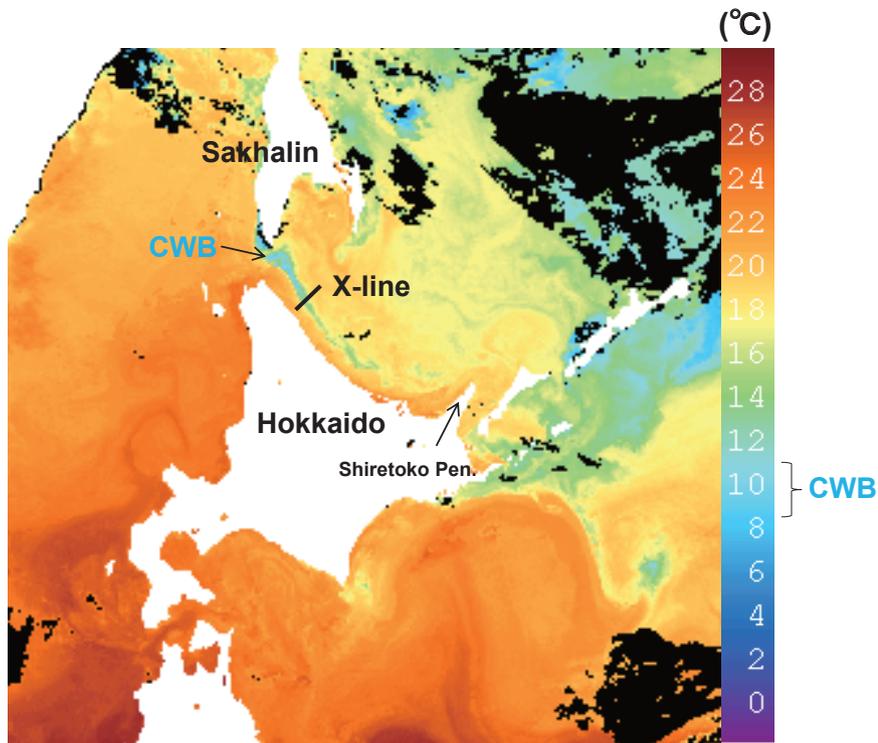


Fig. 1. Satellite infrared image around the Hokkaido on 6 August 2016 (<http://odyssey.fish.hokudai.ac.jp/AVHRR/>). The CWB appears, extending from the southwest coast of Sakhalin along the offshore side of the SWC. The X-line is the observational section line in the summer of 2016.

者は、SWC 域内にある下層冷水が常に表層に鉛直移流されるという解釈であり、後者は、宗谷海峡付近にある下層冷水が湧昇した後に水平移流されるという解釈である。最近、Kuma *et al.* (2016) は、CWB を挟む岸沖方向の水塊の起源に注目し、水温・塩分の他に栄養塩と溶存鉄の化学要素を加えて水塊分類を行った。その結果から、岸側の高温高塩水は SWCW、沖側の低温低塩水は FSOSW であり、CWB 域の亜表層 (20 m 以浅) の水塊は両者の水平混合である程度説明できるのに対し、それ以深にある水塊は日本海中層水 (Japan Sea Intermediate Water: 以下、JSIW と略す) が主な起源である可能性を示唆している。檜垣ら (2008) による北海道西方水塊の季節変化の解析結果を参考にすると、夏季の JSIW は対馬暖流の沿岸境界域では 100 m 以深に存在し、密度は  $26.6 \sigma_\theta$  以上、水温は約  $8^\circ\text{C}$  以下、塩分は 33.7~34.2 の範囲にある。

一方で、SWC 沖合域にある CWB と同じ帯状領域には、SWC の強い水平シアーによって渦流列 (順圧不安定波) が生じることが、不安定波理論 (Ohshima, 1987) や数値モデル計算 (Ohshima and Wakatsuchi, 1990) から推測されている。不安定現象による渦流の発生周期は 1~2 日程度と推定されており、SWC の上流側に位置する宗谷海峡で卓越する日周潮流の変動周期に近い。有田ら (2015) や伊田ら (2016) は、SWC と日周潮流の両現象を含むより現実的な数値モデル計算でも類似した渦流列が再現されることから、SWC が強化される夏季の回帰潮の頃に限り、日周期の強制振動流と不安定波の共鳴が生じ、SWC 流域内で観測された日周潮流の変調現象が説明される可能性を示唆している。しかし、数値モデル計算では容易に励起される渦流が、現実存在している物理現象なのか、さらに、同じ帯状領域にある CWB と共存しているのか、その真偽はまだ確認されていない。これは過去に実施されたスナップショット的な海洋観測では、周期 1~2 日程度で励起される渦流の時間変化が捉えられていないことが原因である。

本研究では、SWC 沖合域において、日周潮流に同期して発生すると推測されている渦流 (以下、日周期渦流と呼ぶ) と衛星画像で確認されるような CWB を同時に捉えることを目的に、同一観測線上の 25 時間連続の往復海洋観測を実施した。さらに、CWB の起源や渦流構造

に関する考察を補うために、本観測時の流況を再現した数値モデルにトレーサー実験を組み込み、その結果を検討した。

## 2. SWC 域を岸沖方向に横切る海洋観測

### 2.1. 観測方法とデータ処理

Fig. 2 の (a) に宗谷海峡周辺の海底地形を示す。また、この図中の黒太棒で示す北海道浜頓別沖の観測領域を拡大して、Fig. 2 の (b) に示す。本観測は北海道大学附属練習船うしお丸を用いて、2016 年 8 月 5 日 4 時 35 分 (JST) ~ 6 日 8 時 11 分 (JST) の 2 日間に実施した。有田ら (2015) の数値モデル結果を参考にして、日周期渦流の通過水深と予測される水深 50~100 m 範囲の岸沖方向 (距岸距離 15~44 km の範囲) に観測線 (X 線) を設定した。X 線は X1~X8 の計 8 点 (図中の黒丸印) の観測点で構成され、1 往復が 3 時間弱、9 往復で約 25 時間の ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) 連続観測を行い、9 回の往路 (X1 → X8) で XBT (eXpendable Bathy Thermography) 観測、最後の復路 (X8 → X1) でのみ CTD (Conductivity Temperature Depth profiler) 観測を実施した。CTD 観測では Sea-Bird Electronics 社製の SBE19plus を、XBT 観測では鶴見精機社製の T-10 (300 m 用) を、船底設置型 ADCP 観測では RD 社製 (150 kHz) を使用した。

XBT 及び CTD のデータは明らかな異常値がみられた深度 0 m のデータのみを除き、深度方向に 1 m 毎の生データを解析に用いた。なお、Diffusive 型の二重拡散混合が期待される水温逆転層 (深度 10~20 m にある ICW の上端) 付近では密度逆転が観測されたが、本解析では、この重力不安定な密度構造も現実的な混合過程と考え、密度逆転層を取り除く数値フィルター処理を行っていない。ADCP データの品質管理は小林ら (2004) に従い、X 線付近の海域を緯度 1 分、経度 1.5 分の正方格子に分割した後、格子内平均値  $\pm 2\sigma$  ( $\sigma$  は標準偏差値) の範囲外のデータをノイズとして除去し、ノイズとするデータがなくなるまで、このノイズ除去作業を繰り返して、格子内の平均流速ベクトルを求めた。

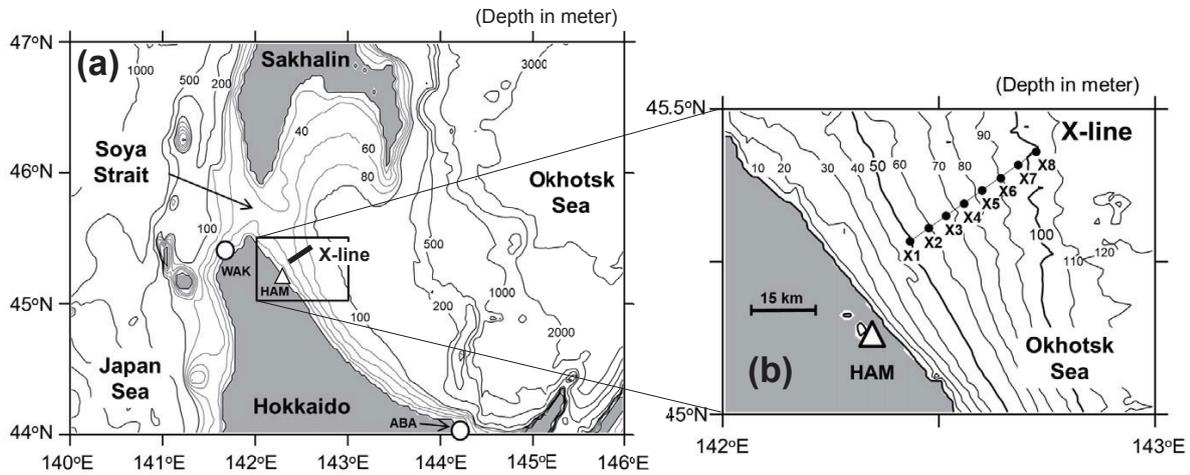


Fig. 2. (a) Bottom topography around the Soya Strait together with the locations of Wakkanai (WAK) and Abashiri (ABA) tide gauge stations (open circles). (b) Bottom topography off Hamatonbetsu (HAM) in the enclosed area by solid line in (a) together with the locations of XBT and CTD stations (closed circles) from X1 to X8 on the X-line during 5-6 August 2016.

2.2. 稚内-網走間の水位差を指標とした観測時期のSWCと潮汐

Fig. 3に、本観測時期(図中の灰色領域)を含む2016年7月25日から8月15日における、SWCの強さと月齢の定性的な指標となる宗谷海峡を挟んだ日本海側の稚内とオホーツク海側の網走(これら2点の位置をFig. 2の(a)に白丸印で示す)との水位差の時系列を示す。細線が毎時値、太線が25時移動平均値の時系列である。両地点の水位資料及び海面気圧資料は気象庁(2018)が公開している値を用いた。両データはともに東京湾平均海面(Tokyo Peil)を基準に水位換算を行い、気圧補正を行った後、上流側の稚内水位( $\eta_{WAK}$ )から下流側の網走水位( $\eta_{ABA}$ )を差し引いて水位差 $\Delta\eta (= \eta_{WAK} - \eta_{ABA})$ を算出している。宗谷海峡内では日周潮汐であるK1及びO1分潮流が卓越し、海峡内に無潮点が存在することが知られており(Odamaki, 1994), Fig. 3の水位差時系列でも、日周潮流が卓越している。本観測をおこなった時期は、日周潮の大潮(7月31日N印の回帰潮)から約5日経過した中潮期にあたり、SWCを駆動する平均水位差は+20 cm程度と比較的安定していた。

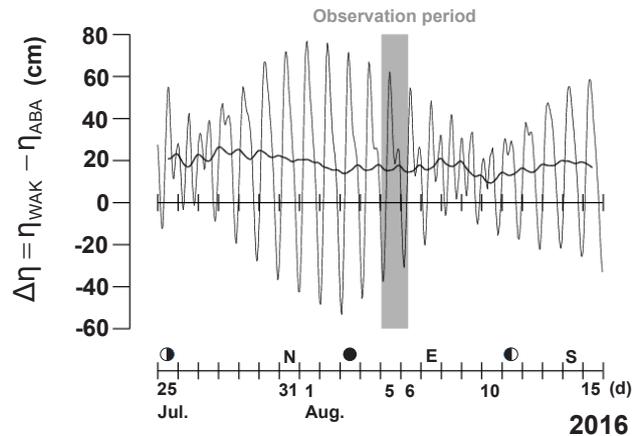


Fig. 3. Time series of hourly sea level difference (thin solid line) between Wakkanai (WAK) and Abashiri (ABA), and its 25 hour-running mean (thick solid line). Gray area indicates observation period.

3. 海洋観測結果

3.1. CTD 観測による断面水塊分布

Fig. 4に、CTD 観測(9回目の復路)で得られた水温(a)、塩分(b)、密度(c)と ADCP 流速ベクトル(d)

の鉛直断面分布を示す。Fig. 4の(a)と(b)に示す水温塩分データを用いて作成したTSダイアグラムを、Fig. 5に示す。CWBが観測されたX5測点を重複させ、CWBより沿岸側のX1~X5の5測点のTSダイアグラムをFig. 5の(a)に、沖側のX5~X8の4測点のTSダイアグラムをFig. 5の(b)に分けて示す。オホーツク海のSWCに関する研究では、相対的に高塩な海水をSWCWと呼んで議論されることが多いが、SWCWの起源は日本海側からの流入海水(Japan Sea Water; 以下、JSWと略す)である。それゆえ、本論では塩分33.6以上の水塊を基本的にJSW起源と考え、その中で相対的に軽い水をSWCW、重い水をJSIWとして区別する(Fig. 5)。塩

分33.6以下にあるFSOSWとICWは夏季オホーツク海の特徴的な水塊であるが、本論ではいずれもOSWという大まかな水塊区分にあると考えた。

離岸距離25 km以内(X1~X3)では水温10°C以上、塩分33.8前後、密度 $26.2\sigma_\theta$ 以下のSWCWが存在し(Fig. 4の(a)から(c))、沖側測点ほど底層密度が増加または低温化している(Fig. 5の(a))。SWCWの領域では水平密度勾配から推測される温度風の関係に対応するように(Fig. 4の(c))、鉛直シア構造を伴う強い南下流が捉えられている(Fig. 4の(d))。塩分33.6以下で特徴付けられるOSWは深度10~20 mにある水温極小層を伴いながら、離岸距離32 km(X5)と44 km(X8)

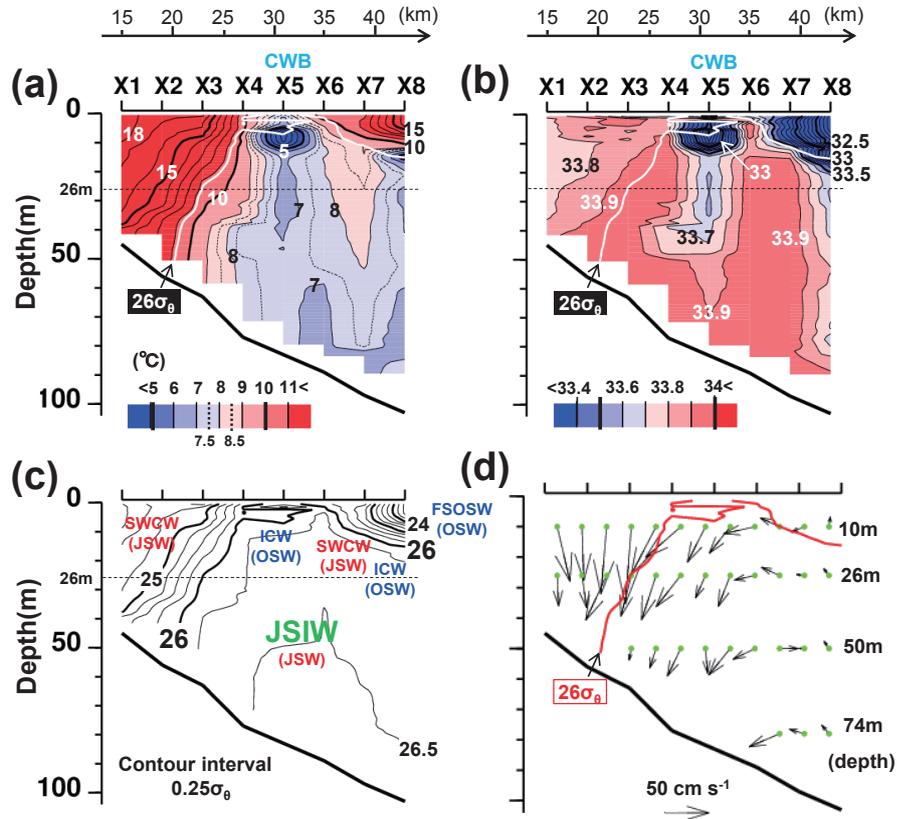


Fig. 4. Vertical sections of (a) water temperature, (b) salinity, (c) potential density and (d) ADCP current vectors along X-line. Water types are shown in (c). In (d), downward current vector indicates the alongshore current toward 140° North. White lines in (a) and (b), and red line in (d) indicate the density contour line of  $26\sigma_\theta$ . Symbol of CWB in (a) and (b) indicates the location of cold water in the sea surface layer. SWCW: Soya Warm Current Water ( $\sigma_\theta < 26.6$ ;  $S > 33.6$ ). FSOSW: Fresh Surface Okhotsk Sea Water ( $T > 2^\circ\text{C}$ ;  $S < 32.5$ ). ICW: Intermediate Cold Water ( $T < 2^\circ\text{C}$ ;  $S < 33.4$ ). JSIW: Japan Sea Intermediate Water ( $\sigma_\theta > 26.6$ ;  $S > 33.6$ ). JSW: Japan Sea Water ( $S > 33.6$ ). OSW: Okhotsk Sea Water ( $S < 33.6$ )

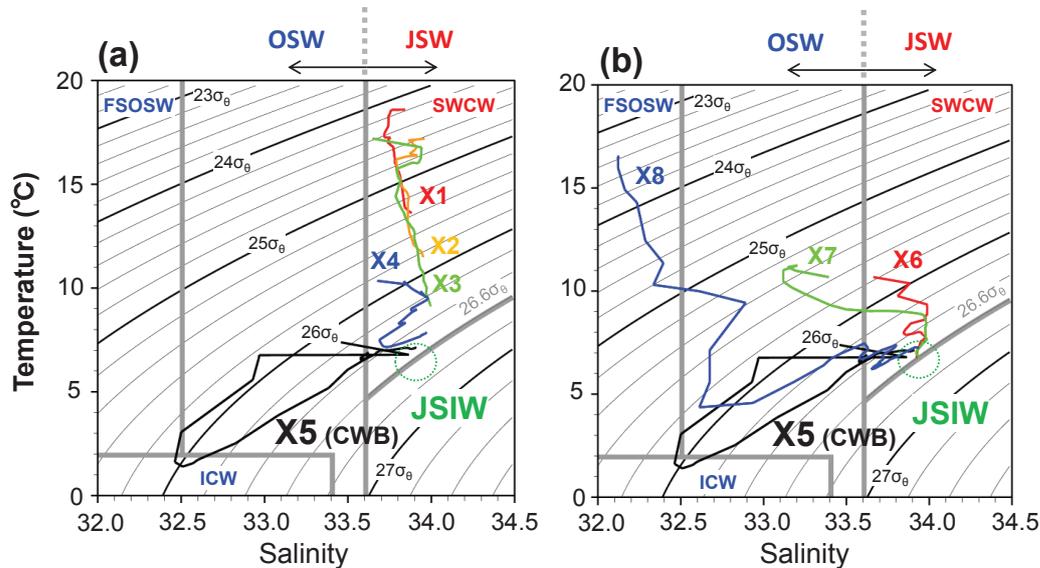


Fig. 5. Temperature-Salinity diagrams for four water types (SWCW, FSOSW, ICW and JSIW) on X-line at (a) Stns. X1 (red), X2 (orange), X3 (green), and X5 (black), and (b) Stns. X5 (black), X6 (red), X7 (green), and X8 (blue). CWB is defined as water mass observed at Stn. X5. Contour lines of density are shown also.

の50 m以浅の2カ所に分離している。Fig. 5の(a)と(b)をみると、CWBが観測された離岸距離32 km (X5)の底層密度はJSIWの上限と定義される $26.6\sigma_\theta$  (破線緑丸印)付近にあり、上層の水温極小層は低温低塩のICWで、密度はわずかに軽い $26\sigma_\theta$ 付近にある。そのICW直上の水塊は密度逆転を伴いながら、再びJSIWに近い水塊に戻っている。一方、離岸距離44 km (X8)における水温極小層はICWとは定義されず、その直上水は高温化した塩分32.5以下のFSOSWである。両OSWを分離している離岸距離35~40 km (X6とX7)付近の水塊はSWCWであるが(Fig. 5の(b))、塩分が33.9以上の高塩分水が占める領域は、CWB (X5)の中底層を介して、離岸距離25~44 km (X3~X8)の範囲に分布している(Fig. 4の(b))。この水塊は、本観測断面内では最も広い範囲に拡がり、密度は $26.5\sigma_\theta$ 前後と密度成層が非常に弱く、水温は6~9°Cであり(Fig. 4の(a)と(c))、下層の海水密度は全てJSIWの海水密度の上限とほぼ等しい(Fig. 5の(a)と(b))。本研究の結果は、水温・塩分情報に限られるものの、CWB付近の中底層水はJSIWの影響を受けた水塊で構成されている、というKuma *et al.* (2016)の指摘と矛盾しない。

上述した表層OSWの分離によって、SWC沖合域には水温及び塩分フロントが2カ所(以下、この状態を二重フロントと呼ぶ)に分かれて形成されている。ただし、二重フロント近傍の密度分布は、水温と塩分の密度への寄与が相殺し合うため、密度フロントにはなっていない。それゆえ、SWC沖合域では強い密度流(または傾圧流)は期待されず、Fig. 4の(d)をみると、離岸距離32 km (X5)のCWB領域ではほぼ順圧的な南下流、その沖側(X6~X8)では弱いながらも順圧的な北上流となっている。

上述した水塊配置の概略を密度断面分布図(Fig. 4の(c))に各水塊記号で示す。高塩のJSIW起源水がSWC沖合域の大部分を占め、その上層付近を、密度的には中立なSWCW起源とOSW起源の海水が占めている。

## 3.2. 25時間のXBT・ADCP往復観測の結果

### 3.2.1. 水温鉛直断面分布の時間変化

9回のXBT横断観測の各々に時間経過に従ってNo.1からNo.9の通し番号を付し、そのうちの奇数番目の全5回のXBT横断観測で得られたデータを用いて作成した水温鉛直断面分布をFig. 6の(a)~(e)に示す。9回目(6

日5~6時)の水温分布の特徴は、23~25時間前(約1日前)の1回目(5日4~6時)の水温分布とほぼ一致している。特に、SWC沖合域の約50m以浅において、8°C以上の暖水を岸沖方向に挟んで存在する冷水域(7°C以下)との間に形成された二重フロント構造はほぼ同じである。ところが、水温フロントの岸沖位置は、両観測間の約1日の間で大きく変化している。1回目から3回目(5日11~12時)の観測の間に、岸側の水温フロント位置が少し沖側へ移動し、沖側の水温フロントが消滅して、少なくともX線の観測範囲では単一の水温フロント構造へ変化していた。3回目から5回目(5日17~18時)の観測の間に、8~9°Cの水温領域が沖側へ大きく拡大し、水温フロントも沖合(離岸距離40km付近)まで移動して

いる。5回目から7回目(5日23時~6日0時)の観測の間に、水温フロントは1回目とほぼ同じ位置まで岸側へ後退し、沖側から8°C以上の暖水が現れている。この暖水が岸側へ移動して、再び、二重フロントとなったのが9回目の水温分布である。水温の鉛直断面分布は、約1日という短い期間中にもかかわらず、1周期の周期変動を示し、JSIWもしくはOSWの冷水内での暖水の出現・消滅に伴う水温の二重フロントと単一フロントの間の交代によって特徴付けられる。

同じSWC沖合域であっても下層(約50m以深)の水温分布の時間変化は、上述した上層側の水温分布の時間変化とは必ずしも連動していないように見える。1回目から3回目の間で上層の二重フロントは消滅しているが、

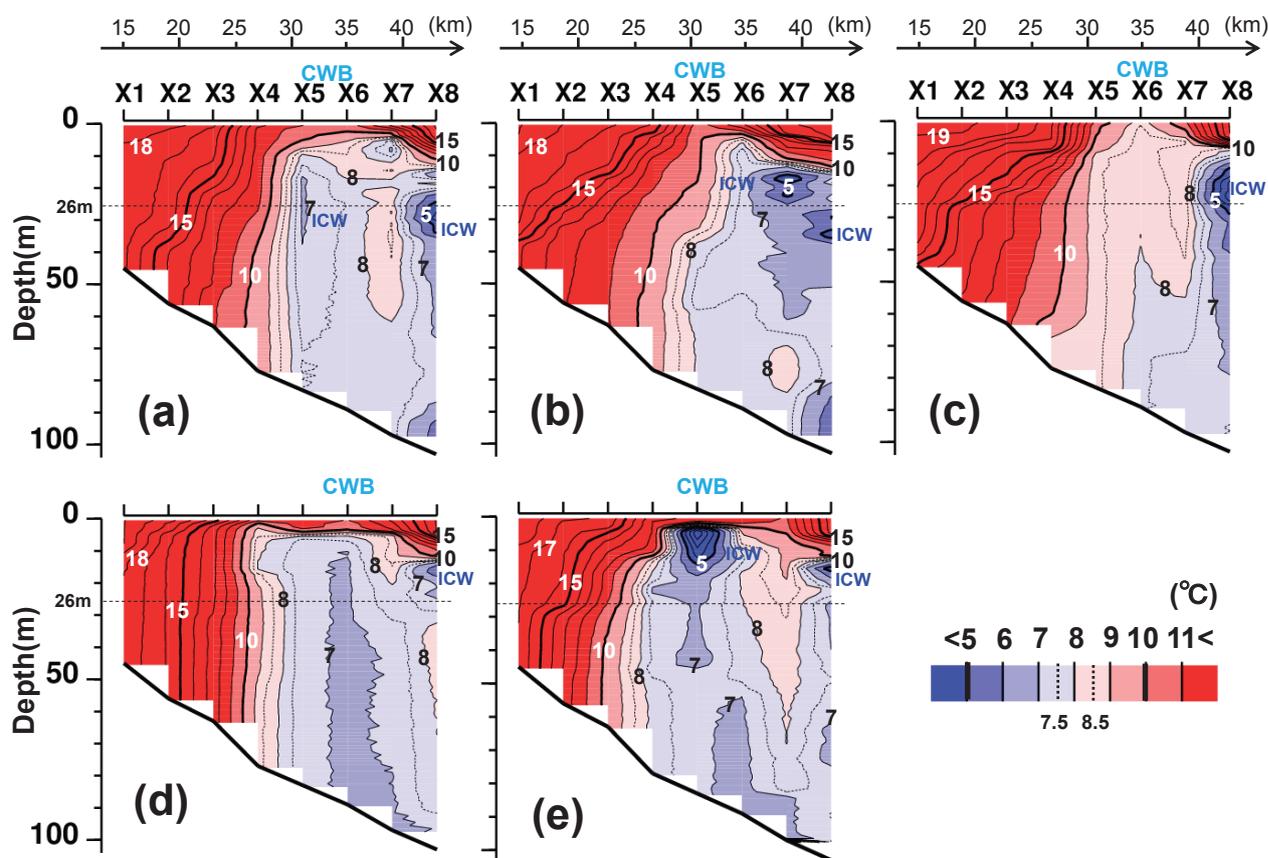


Fig. 6. Vertical sections of water temperature observed from 4:25 to 5:35 on 5 August, JST, (a), from 10:22 to 11:40 on 5 August, JST (b), from 16:15 to 17:38 on 5 August, JST, (c), from 22:10 to 23:29 on 5 August, JST, (d), and from 4:01 to 5:21 on 6 August, JST, (e). Symbols of CWB and ICW in (a) to (e) indicate the locations of cold water.

3回目の深度80 m付近には1回目でみられた8°C以上の暖水が残留している。3回目から5回目の間の8~9°Cの水温領域の沖側拡大は、上層に比べて下層では弱いものの、3回目でみられた残留暖水は5回目では消滅している。7回目は他の観測に比べて、全体的に等温線が鉛直方向に立つ傾向がみられ、この観測時に限って7°C以下の冷水が上層から下層まで繋がる構造をもっている。しかし、9回目の観測では、冷水は深度50 m付近を境界に分離し、上層の冷水は岸側へ移動しているのに対し、下層の冷水は7回目とほぼ同じ位置に残留している。

CWBの時間変化は、表層近傍の水温成層の強度変化によって判断することができる。離岸距離38 kmよりも沖側(X7~X8)の表層15 m以浅には、10~17°Cの強い成層が継続的に存在しているのに対し、離岸距離30 kmよりも岸側(X1~X4)では、鉛直水温勾配は弱いものの、高水温(11°C以上)のSWCWが安定して存在している。両者の中間域にある離岸距離35 km付近(X5~X6)の水温成層だけが極端に弱く、XBT観測期間を通してCWBが維持されている。CWBとICWの位置関係に注目すると、9回目(と最後に行われたCTD観測)ではICWとCWBがほぼ同じ位置にあるが、単一フロントとなる3回目と5回目や7回目のICWの位置はCWBよりも沖側へ移動している。すなわち、ICWとCWBはどちらも低温水で特徴付けられるものの、CWBはICWの直上には必ずしも形成されていない。

### 3.2.2. 深度1 mと26 mにおける水温の時空間変化

本節では、偶数回目のXBT横断観測で得られたデータも加え、正確な観測時刻を考慮した時間軸上において、深度1 mにおけるCWBと深度26 m(図中の横波線)における二重フロント構造の出現消滅を、さらに詳細に記述する。

CTDの水温データと全てのXBTデータを用いて作成した、横軸をX1~X8の位置、縦軸をX1~X8の観測時刻とする岸沖距離・時刻座標空間での1 m層と26 m層水温のイソプレット図をFig. 7の(a)と(b)に示す。1 m層水温のイソプレット図(Fig. 7の(a))には、図の上部に青矢印で示した離岸距離25~38 kmの範囲(X4~X7)に、X線上で捉えられたCWB(8~12°Cの低温領域)が認められる。CWBの水温はそれを挟む両側観

測点より、常に7~9°Cも低い。このため、CWBの岸側及び沖側には顕著な表層水温フロントが形成されている。CTDの解析結果(Fig. 4の(a)から(c))を参考にすると、岸側はCWBより高塩なSWCW(JSW)で、沖側はCWBより低塩なFSOSW(OSW)で占められていると言える。CWBの岸沖幅は、特徴的な時間変化を有し、深度26 mの水温フロントが大きく沖合へ移動した3~4回目のXBT横断観測時付近(後述)に、一時的に狭くなっている。なお、Fig. 1に例として示した衛星熱赤外面像は本観測2日目(2016年8月6日)のものであり、画像が示すCWB(水色表示)の水温レンジ(10°C前後)は、X線で観測されたCWBと矛盾しない。

上述のように、CWBは離岸距離25~38 kmの範囲で比較的安定していたのに対し、深度26 mにおけるSWCW沖合側の水温場(Fig. 7の(b))の時空間変化は大きい。離岸距離25 km以内(X1~X3)の岸側には、高温(11°C以上)なSWCWがほぼ定常的に存在している。一方、離岸距離25~44 km(X4~X8)の沖側には、25時間をほぼ1周期とする水温変化がみとれる。SWCWの沖合境界にある水温フロント(8~9°Cの等温線)は、XBT横断観測の1回目には離岸距離32 km(X5)付近にあり、CWBの岸沖幅が一時的に狭くなった3~4回目には沖合へ大きく移動している。同フロントは、5回目の観測時には離岸距離38 km(X7)付近にまで達し、その後、岸側へ移動して、9回目には離岸距離25 km(X4)付近まで戻っている。水温フロントの岸沖移動は8°C以下のOSW(またはICW)の岸向きの張り出しに対応するものである。ただし、フロントが岸側に近づいた観測開始時(1回目のXBT横断観測時)と観測終了前(7回目のXBT横断観測時から観測終了直前のCTD横断観測時)には、離岸距離35~40 km(X6~X7)付近に、暖水が孤立して出現している。このとき、沿岸側の水温フロントに加えて、孤立暖水の沖合側にも、水温フロントが形成され、Fig. 6の鉛直断面図で示したように二重フロントになっている。

### 3.2.3. 26 m層における流速ベクトルの時空間変化

上述した26 m層水温変化(Fig. 7の(b))に対応させて作成した、岸沖距離・時刻座標空間での26 m層ADCP流速ベクトルの分布をFig. 8の(a)に示す。上段

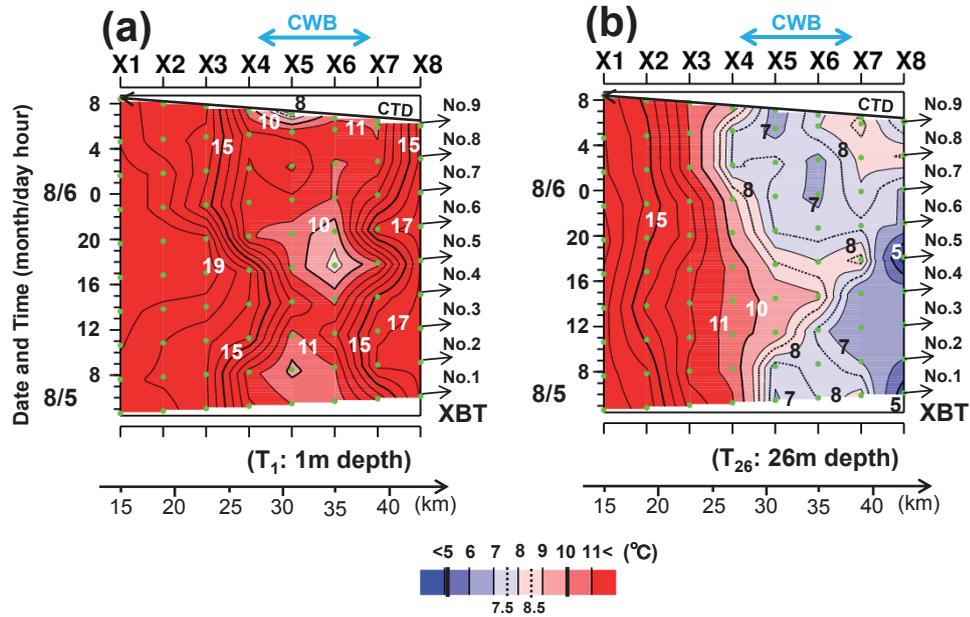


Fig. 7. Temporal change of water temperature along X-line at the depths of (a) 1 m and (b) 26 m. The green dots indicate the locations and time (JST) of each observation.

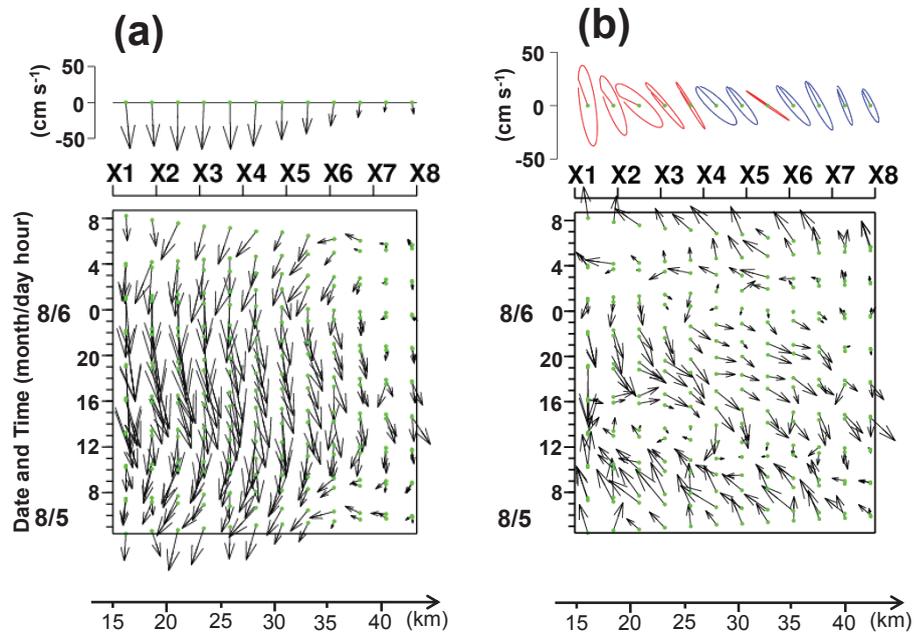


Fig. 8. Temporal changes of (a) ADCP current vectors and (b) the current vector anomalies from daily mean along X-line at the depth of 26 m. Downward current vector indicates the alongshore current toward  $140^\circ$  North. The green dots indicate location and time of ADCP. The upper panels of (a) and (b) show daily mean current vectors and diurnal current ellipses (red and blue ellipses denote clockwise and counter-clockwise rotation), respectively.

の図は、XBT 観測期間（ほぼ同じ約 24 時間）について時間平均した各地点の流速ベクトルである。流速場の時間変化は水温変化によく対応しており、水温フロントの岸沖移動に同期した南下流の変動がみられる。次に、南下流に重なった日周期の渦流成分を抽出するために作成した、時間平均南下流 (Fig. 8 の (a) の上段) を元データから差し引いた偏差流速ベクトルを Fig. 8 の (b) に示す。この偏差流速値を用いて周期 25 時間の調和解析（ここでは示さないが、周期 24 時間でもほぼ同じ結果）により得られた日周期の潮流楕円を 12 格子毎に図の上段に示す。赤色が時計回り、青色が反時計回りの楕円である。X 線上を通過する渦流が反時計回りでも時計回りでも、北から南へ横切る時には、渦流中心より沿岸側では必ず時計回り、沖合側では逆に反時計回りの潮流楕円となるはずである。確かに、岸側では時計回り、沖側では反時計回りの楕円を示すものの、肝心の渦流中心付近と思われる離岸距離 25~35 km (X4~X6) の回転方向変化は不明瞭である。この原因については、第 4 節で検討する。

本研究で実施した 25 時間連続観測によって、日周期の渦流通過に伴った二重フロント構造の短期的な出現・消滅過程が明らかになった。このような二重フロントがスナップショット的な観測でも検知される確率は比較的高く、既往の研究でもしばしば報告されている。例えば、二重フロント構造を冷水の貫入現象として最初に記述した青田 (1982) は、5 回の断面観測のうち 4 回の観測で二重フロント構造を捉えている。同様に、Matsuyama *et al.* (2006) は 3 回中 2 回、Ishizu *et al.* (2006) は 3 回中 1 回の割合で二重フロントを捉えていたと判別することができる。

#### 4. 数値モデルによる本観測時期の流況再現とトレーサー実験

前節では、X 線上の海洋観測結果を用いて、SWC に重なって水温場及び流速場がほぼ日周期で変化することを示した。これにより、冷水帯を伴った日周期渦流の存在を現場観測によって初めて確認できた。本節では、観測された渦流や水塊の解釈を深めるため、有田ら (2015) の順圧多層数値モデルで本観測時期を想定した流況を再現し、その結果を用いたトレーサー実験によって、渦流

及び水塊分布特性に関する検討を行った。

##### 4.1. 数値モデル

本論で用いた数値モデルは、有田ら (2015) と同じ、 $f$  平面近似 ( $45.5^\circ\text{N}$  における  $f = 1.04 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) した均一流体 30 層 POM (Princeton Ocean Model; Blumberg and Mellor, 1987) である。その地形を Fig. 9 に示す。水平格子を経度・緯度方向共に  $1/30^\circ$  ( $2.6 \text{ km} \times 3.7 \text{ km}$ )、南北境界は人工的な壁を設けて閉境界とし、破線で示した東西開境界の水位強制によって SWC と日周期の潮汐潮流を表現した。日本海側とオホーツク海側の 200 m 以深の領域の水深を 200 m の一定値とし、さらに、東西開境界付近の 10 格子 (26 km 幅) では大きな水平渦動粘性係数 ( $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) の緩衝領域 (sponge zone) を設定して開境界付近の地形変化による擾乱発生を抑えた。緩衝領域以外の計算領域の水平渦動粘性係数は、水平シア一流が大きなときに高粘性となって擾乱を抑える Smagorinsky の式 (Horcon 定数 = 0.2) を採用した。鉛直渦動粘性係数は Ishizu and Kitade (2009) が SWC 沖合域の係留観測をもとに、海底エクマン境界厚が表現される値として推定した  $6 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  を参考に、全層で  $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  (摩擦深度に換算して約 14 m) の一定値を与えた。以下に示す各種水平分布図は、Fig. 9 の灰色太線で囲んだ領域を表示し、表層流は海面下 5 m の値に内挿した値である。

東側開境界の時間平均水位を常に零とし、西側開境界の時間平均水位を上昇させることで、SWC を駆動した。両境界の平均水位差  $\Delta \eta$  は有田ら (2015) の種々の水位差実験を参考にして、SWC の平均流量 (約 1 Sv) を再現する 25 cm とした。本研究の観測時期は日周潮汐の中潮期であった。そこで、モデルでの日周潮汐として、K1 分潮のみを考慮し (O1 分潮は零と仮定)、Odamaki (1994) の Table 2 に示された調和定数を参考にして、両境界に 24 時間周期の正弦関数で表される水位変動を強制的に与えた。東側境界 (オホーツク海側) の振幅を 21 cm、位相を  $197^\circ$ 、西側境界 (日本海側) の振幅を 7 cm、位相を  $18^\circ$  とした。有田ら (2015) は、平均水位差に日周期水位差を加えた数値モデル計算において、2 種類の日周期変動が重なって再現されることを指摘している。1 つは日周期陸棚波 (Diurnal Shelf Wave) であり、これを以下では DSW と略す。もう 1 つは SWC によって移流される

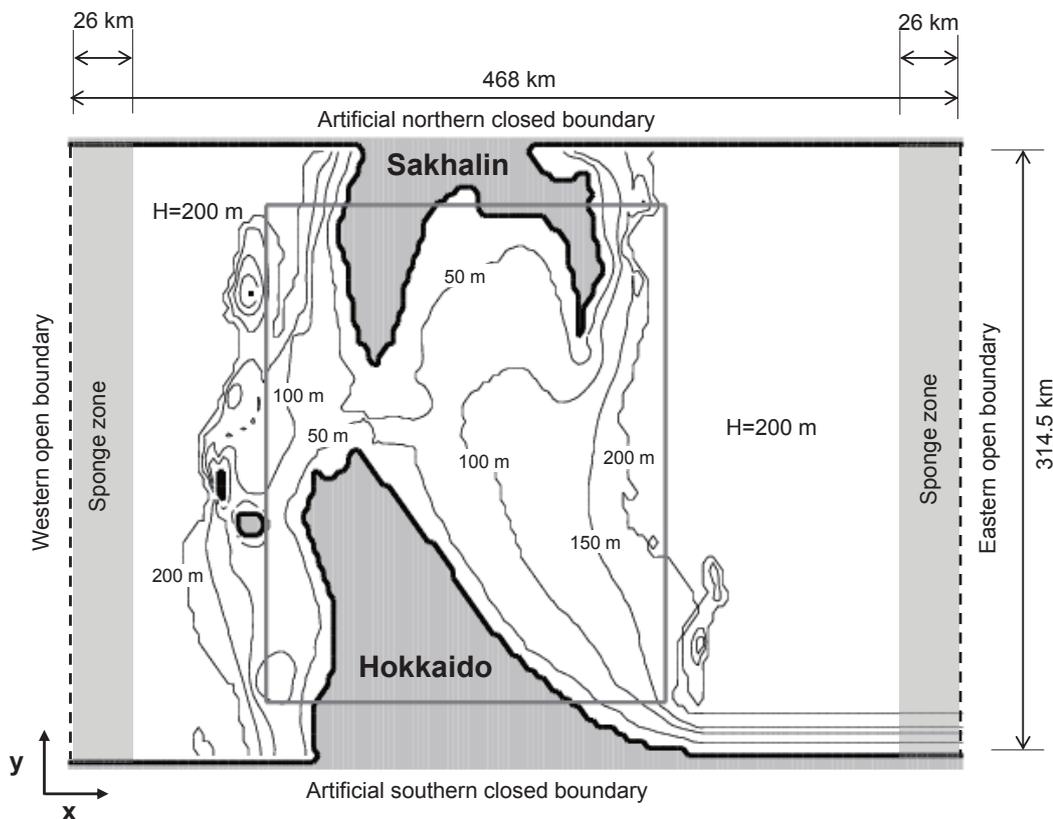


Fig. 9. Model geometry around the Soya Strait. The northern and southern boundaries are artificially closed, and the eastern and western boundaries with sponge areas are opened. Water depth of region deeper than 200 m depth is set to be constant of 200 m.

日周期渦流 (Advected Diurnal Eddy) であり、これを以下では ADE と略す。本モデル計算では、両者の変動を区別して観測結果を解釈するために、DSW と ADE の両方が励起される平均水位差に日周期水位差変動を加えた実験と DSW しか励起されない日周期水位差変動のみの実験を行った。

計算時間ステップを CFL 条件が満たされる 1 秒、数値積分期間を日周期変動が十分に定常的な変動になることが確認された 14 日間とした。24 時間周期の調和解析により調和定数 (振幅と位相) を求める際やトレーサー濃度分布を示す際には、最後日である 14 日目の計算結果を使用した。

#### 4.2. 日周期の調和解析結果

Fig. 10 の上段に日周期潮位の振幅と位相、下段に 24

時間平均の潮位と残差流ベクトルの水平分布を示す。Fig. 11 には、日周期潮流を潮流楕円の水平分布として示す。Fig. 11 の下段には、上段の黒枠矩形領域 (浜頓別沖付近) を拡大した潮流楕円分布に観測線 (以下、Model X 線と呼ぶ) を対応させて示す。Fig. 10 と Fig. 11 に共通して、(a) に、DSW と ADE を重ねた時間平均水位差と日周期水位差変動を与えた実験結果、(b) に、DSW の日周期水位差変動のみを与えた実験結果を示す。(c) には (a) の結果から (b) の結果を差し引いて求めた ADE による変動成分を示す。

Fig. 10 の上段に示した (a) と (b) の潮位分布の各々の大局的な特徴の間に大きな差異はない。宗谷海峡内には低振幅の無潮点が形成され、位相はその点を中心に反時計回りに回転している。これらの特徴は、観測された潮位と潮流のデータから推測された K1 分潮の等潮時・

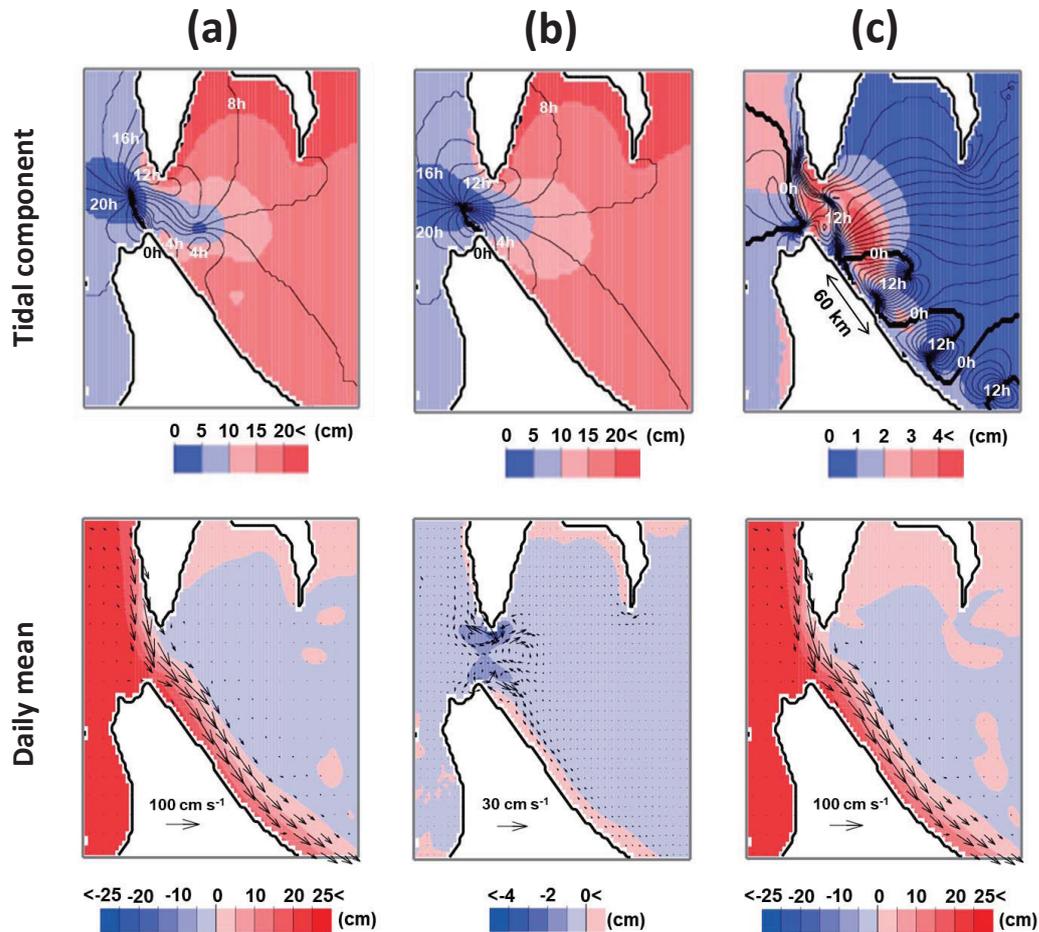


Fig. 10. Horizontal distributions of model-estimated amplitude in m and phase in hours of diurnal tidal (upper panels) and the daily means of estimated current vectors and elevations (lower panels) for (a)  $\Delta \eta = 25$  cm (Advection Diurnal Eddy : ADE) and tidal forcing (Diurnal Shelf Wave ; DSW), (b) only tidal forcing (DSW) and (c) the difference of case (a) from case (b), *i.e.*, only ADE.

等潮差図 (Odamaki, 1994) と矛盾しない。両者の差である (c) の振幅の大きさは (a) および (b) の約 10 分の 1 となるが、北海道東岸沖の陸棚上を南下する ADE に伴う位相変化が明瞭である。位相変化の出発海域は宗谷海峡付近にあり、そこから平均約 60 km 間隔で 1 周期分の位相変化がいくつも繋がっている。この結果は、ADE が潮位に現れ難い渦流モードの波列であることを示し、その位相速度は  $0.7 \text{ m s}^{-1}$  ( $= 60 \text{ km}/24 \text{ 時間}$ ) 程度と非常に小さい。

Fig. 10 の下段に示す残差潮位と残差流の分布は、(a) では時間平均水位差で駆動された SWC の南下流が支配

的であり、(b) では宗谷海峡付近の岬背後に形成された潮汐残差流が支配的である。この潮汐残差流の流速 ( $10 \text{ cm s}^{-1}$  弱) は SWC の流速 ( $0.5 \sim 1 \text{ m s}^{-1}$ ) に比べて非常に小さい。このため、(a) と (b) の差である (c) の残差流は (a) とほぼ同じである。先にみた ADE の潮位の位相速度が (c) に示された SWC の南下流速と同程度であることから、ADE の位相変化は波動伝播ではなく、先に ADE と名付けたように、SWC によって移流された孤立渦流 (非線形性の強い渦流) として解釈されている (有田ら, 2015; 伊田ら, 2016)。

観測結果 (X 線上の潮流楕円) である Fig. 8 の (b) と

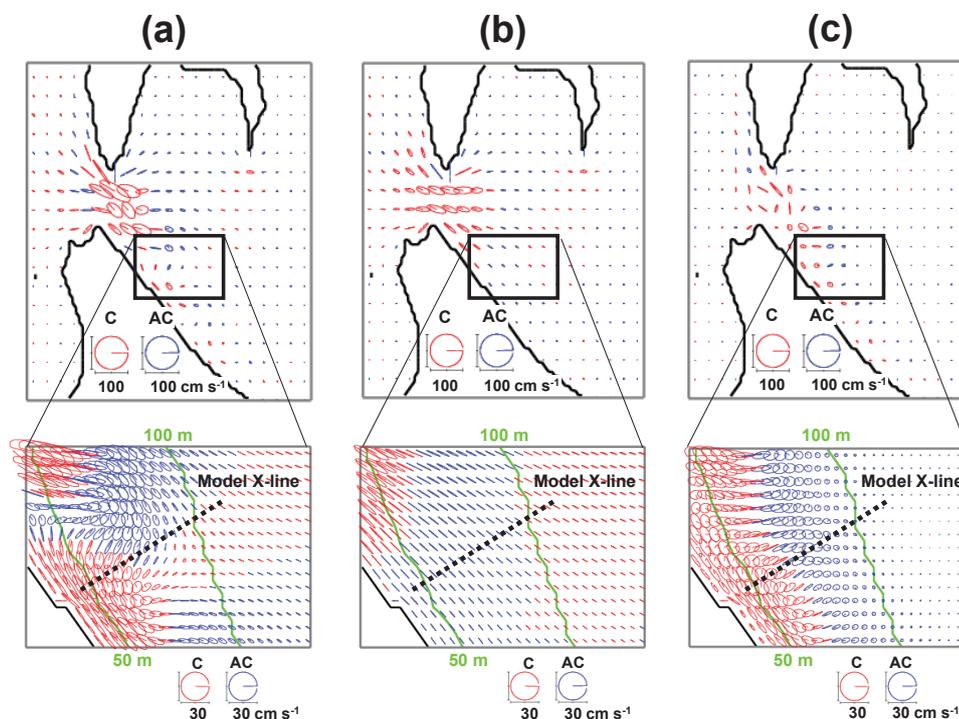


Fig. 11. Same as Fig. 10 except model-estimated tidal current ellipses for diurnal constituents. Red and blue ellipses denote clockwise and counter-clockwise rotations, respectively. Lower panel is enlarged image in the enclosed area by solid line in upper panel. Thick dotted line is the line corresponding to the observational X-line. Green solid lines denote isobaths of 50 m and 100 m depths.

同様に、Fig. 11の(a)に示す潮流楕円分布のModel X線付近でも、時計回りと反時計回りの楕円が複雑に混在している。このため、その分布の力学機構をモデル結果から解釈することは難しい。一方、DSWのみの効果を示すFig. 11の(b)の潮流楕円分布では、ほぼ全ての楕円の主軸が等深線に平行な方向に卓越している。これは、陸棚に捕捉された波動(陸棚波DSWもしくはケルビン波)として解釈される。ADEの効果を示すFig. 11の(c)の潮流楕円分布では、深度70 m付近を境界に、岸側で全て時計回り、沖側で全て反時計回りとなっているとともに、楕円の形状は円形に近い。これは、渦流が南下していることを明瞭に示す。すなわち、Fig. 8の(b)に示す観測結果やFig. 11の(a)に示すモデル結果に現れた複雑な流速楕円分布は、同じ日周期の周期性をもつDSWとADWが同一海域に混在しているためであることを示唆している。

以上の調和解析の結果から、観測された日周期渦流をDSWと混在しつつもADEとして再現している各図の(a)に示すモデル計算結果を用いたトレーサー実験によって、水塊の移流に伴う変質を日周期渦流の発生時から追跡することが可能であると推測される。

#### 4.3. トレーサーの設定

トレーサー実験をDSWとADEの両方の効果を含むモデル計算結果を用いておこなった。本実験では、一方の水塊濃度を1、他方の水塊濃度を0と定義し、それらの間の濃度変化から両者の混合状態を判断する。トレーサーは異なる水塊を表現するものの、密度場には全く寄与せず、順圧多層モデルから逐次与えられる移流場に従った受動的なトレーサーであるとした。ただし、トレーサー濃度計算における数値的発散を防ぐため、少し大きめの値ではあるが、一定の水平渦動拡散係数を

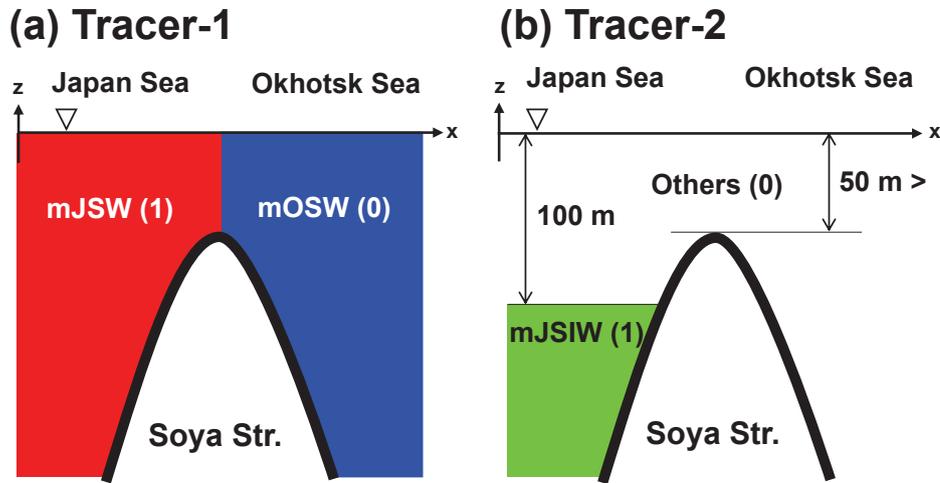


Fig. 12. Schematic vertical sections of initial distributions of tracer across the Soya Strait in experimental cases of Tracer-1 (modeled JSW and modeled OSW) and Tracer-2 (modeled JSIW).

$10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , 一定の鉛直渦動粘性係数を  $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  とし、拡散を考慮している。このため、0~1の値で変化する水塊濃度を正確な混合率とみなすことは危険であり、注目する場所の水塊がどの海域を主な起源とし、どのような形状で分布しているのかという程度の定性的な議論に留まる。トレーサー濃度の境界条件は、閉境界に沿って濃度勾配を零、開境界では初期値を固定値として設定した。Fig. 12に宗谷海峡を東西に横切る鉛直断面図に配置した水塊の初期分布を示す。本研究では初期値設定が異なる2つのトレーサー実験(Tracer-1実験とTracer-2実験)をおこなった。Fig. 12の(a)と(b)に、その各々の初期値設定を示す。

Tracer-1実験では、Fig. 12の(a)に示すように、宗谷海峡を挟んで、日本海側の海水を濃度1(この海水を以下、model Japan Sea Water (mJSW)と呼ぶ)、オホーツク海側の海水を濃度0(この海水を以下、model Okhotsk Sea Water (mOSW)と呼ぶ)に設定した。この設定は、SWC沖合域で観測されたOSWがSWCWを取り込み、単一及び二重水温フロントが日周期で交互に出現するという、主に水平混合の現象の解釈を検証するための設定である。モデル結果における水塊の区別と混合は、図に示した色の濃淡(赤が暖かいmJSW、青が冷たいmOSW)で表示する。

Tracer-2実験では、Fig. 12の(b)に示すように、日

本海側の100 m以深にある中層海水を濃度1(この海水をmodel Japan Sea Intermediate Water (mJSIW)と呼ぶ)、それ以外の海水(Others)を濃度0に設定した。深度の境界を100 mとした根拠は、檜垣ら(2008)やKuma *et al.* (2016)が報告しているように、日本海側の北海道沖で観測される鉛直的に均一で高塩分なJSIWが表層厚約100 mの対馬暖流下部に位置しているためである。モデル結果におけるmJSIWと他の水塊との混合は、図に示した緑色の濃淡で表示する。Tracer-2実験で設定したmJSIWは100 m以深の中層起源なので、高濃度のまま海面に露出すれば、その場所の密度成層は他に比べて弱く、JSIWが支配的な水塊とみなすことができる。その結果、mJSIWの移動を追跡することによって、表層の密度成層が非常に弱い状態で観測されるCWBの起源水がJSIWであるか否かを検証することが可能となる。

#### 4.4. トレーサーの水平分布

SWC域の流速場やトレーサー濃度の分布パターンは潮時によって変化し、その変化は、主にADEがどこまで移流されているかに依存する。ここでは典型的な分布パターンの一例として、反時計回りのADEの中心がModel X線を通して時刻(計算開始後、14日目15時、宗谷海峡からオホーツク海への流入が極大となった潮時から3時間後)のモデル計算結果をFig. 13に示す。

Fig. 13の(a)と(b)は、各々、数値モデル計算で得た水位と表層流速ベクトルの水平分布と Tracer-1 実験で得た表層濃度の水平分布である。表層流速分布は、ADEを伴うSWCが蛇行流となることを示している。また、表層濃度分布は、蛇行の沖向き流付近で、赤色表示のmJSWが沖側へ離れ、青色表示のmOSWを取り囲むように、反時計回りに移流されていることを示している。このことは、mJSWとmOSWの両水塊の岸沖方向の分布が、ADEの通過時には岸沖二重構造、それ以外の時には単一構造になることを示している。ADEの励起や移動は日周期で繰り返されている。このため、Fig. 13の(a)と(b)の黄色破線枠で取り囲んだ領域(2つのADEの中心間を切り取った領域)の沿岸方向の空間軸を時間軸に置き換えると、Fig. 13の(a)と(b)の各々は、観測結果のFig. 8の(a)とFig. 7の(b)に対応するとみなすことができる。その結果、Fig. 8の(a)に示す観測された蛇行流は反時計回りのADEがSWC南下流により移流されているためと理解される。また、mJSWとmOSWの濃度分布を高水温(SWCW)と低水温(OSW)に対応させて考えると、観測された水温フロント(Fig. 7の(b))の岸沖移動は、蛇行流に沿った濃度分布の形状

として説明できる。

Fig. 13と同じ時刻における、Tracer-2実験で得られた表層(a)と底層(b)の濃度分布をFig. 14に示す。底層の濃度分布(Fig. 14(b))をみると、日本海側の100 m等深線より沖側に初期設定したmJSIWは、初期濃度をほぼ保ったまま(0.9以上)、サハリン島西岸側の陸棚斜面域に偏って沿岸近傍まで移流されている。その結果、表層濃度分布(Fig. 14(a))には、サハリン島南西岸の海面まで湧昇した比較的高濃度(0.5以上)のmJSIWが出現している。湧昇後、オホーツク海側へ侵入した表層のmJSIWは、反時計回りのADE中心付近に捕捉され、パッチ状の高濃度を保ちながら、SWCの沖合側を帯状に移流されている。海面に露出したmJSIWは密度成層が弱い水塊とみなされる。このため、mJSIWの帯状分布は、Fig. 1の衛星画像にみられたCWB分布をよく再現しているといえる。また、mJSIWを主な起源水塊とするCWBが、日周期渦流に捕捉されたパッチ状構造をもつというモデル結果は、X線で観測されたCWBの岸沖幅が渦流通過時に拡大していたこと(Fig. 7の(a)と(b))と対応しているといえる。

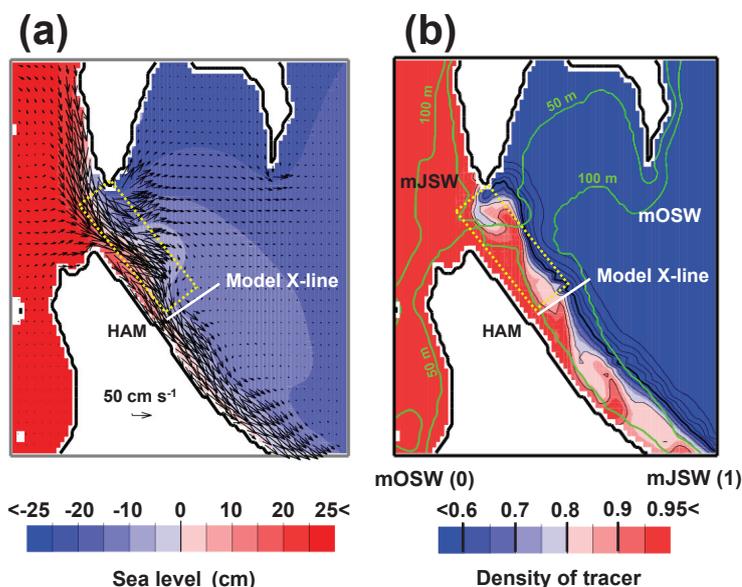


Fig. 13. Horizontal distributions of surface current vectors and sea level elevation (a), and density of tracer at sea surface for Tracer-1 case (b) on day 14 15:00. Thick solid line is corresponding to the observational X-line. Green solid lines in (b) denote isobaths of 50 m and 100 m depths.

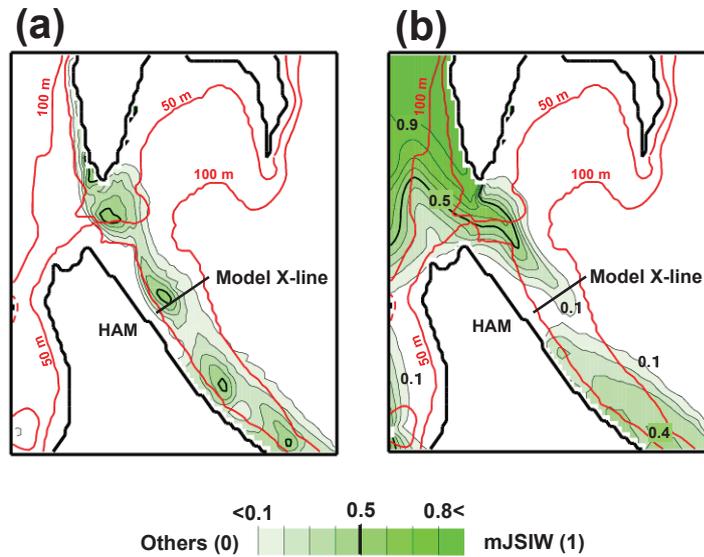


Fig. 14. Horizontal distributions of density of tracer at sea surface (a) and sea bottom (b) for Tracer-2 case on day 14 15:00. Thick solid line is corresponding to the observational X-line. Isobaths of 50 m and 100 m depth are shown by red solid lines.

#### 4.5. Model X 線上のトレーサー断面分布

Fig. 15 に Model X 線上における、断面に直交する流速成分および断面に平行な流速成分ベクトルの断面分布と、Tracer-1 実験および Tracer-2 実験で得たトレーサー濃度断面分布を示す。右側の (b), (d), (f) は ADE 通過時 (14 日目 15 時) の断面構造を、左側の (a), (c), (e) はそれよりも 12 時間前 (14 日目 3 時) の断面構造を示す。右側と左側の断面構造は、互いに日周期変動の逆位相時に対応している。

Fig. 15 の (a) と (b) の断面に直交する流速成分の断面分布をみると、両時刻とも、南下する SWC の流速の水平勾配から判断される沖合フロントは離岸距離 40 km 付近にある。ADE 通過時 (Fig. 15 の (b)) には離岸距離 50 km 付近に反流の弱い極大値があり、これが反時計回り渦流の沖側の流れと対応している。Fig. 15 の (a) と (b) に示す断面に平行な成分の流速ベクトルをみると、両時刻とも、SWC の内部領域には岸向きの流れが、底層の海底境界層付近には海底エクマン流の沖向きの流れが、岸境界近傍には内部領域と底層の流れを繋げる沈降流がみられる。ADE 通過時 (Fig. 15 の (b)) の渦流中心

付近には、弱い鉛直上向き流がみられるものの、海面までは達していない。ここでは示さないが、鉛直流の水平分布を調べた結果、ADE の中心付近にのみ湧昇流がみられた。この流れは局所的に強い反時計回りの渦流が海底摩擦の影響を受けて生じる二次循環流であると考えられる。

水塊分布に対応する Tracer-1 実験のトレーサー濃度分布を Fig. 15 の (c) と (d) に、Tracer-2 実験のトレーサー濃度分布を Fig. 15 の (e) と (f) に示す。水温の二重フロントが期待される ADE 通過時 (Fig. 15 の (d)) には、離岸距離 25~30 km の 40 m 以浅に ADE に取り込まれた mOSW (ただし、mJSW と混合して濃度は 0.75~0.80 に増加) が孤立して存在し、二重フロントを示唆する水塊分布が再現されている。12 時間前 (Fig. 15 の (c)) は ADE 通過時から外れた時刻であるため、mOSW と mJSW 間の境界が明瞭となり、単一の水温フロントを示し、その離岸距離は 25 km 付近であり、岸側に移動している。mJSIW (Fig. 15 の (e) と (f)) の極大濃度域は、両時刻で、ほぼ同じ分布となり、離岸距離 25 km の深度 30~40 m 付近にあり、その外縁の一部が海面に露出して CWB (青矢印の範囲) の形成に寄与している。mJSIW

は岸側の mJSW 上層水 (Upper-mJSW) と沖側の mOSW を常に分離しており、CWB の岸沖位置 (離岸距離 20~35 km) は比較的安定している。よって、観測された SWCW は Upper-mJSW に対応するといえる。断面の広い範囲に広がる mJSIW の高濃度領域は、SWC 沖合域で観測された高塩分水の拡がり (Fig. 4 の (b)) にもよく対応している。ただし、両時刻の mJSIW 濃度値は互いに異なり、ADE 通過時 (Fig. 15 の (f)) の極大値は 0.8 以上と、表層の値 (0.5 程度) よりも大きいのに対し、

12 時間前 (Fig. 15 の (e)) の極大値は 0.6 程度と小さく、高濃度の断面領域の面積も全体的に狭くなっている。これは表層 (水平方向) のみならず、鉛直方向でも mJSIW の高濃度部分が ADE 内部の中心付近に捕捉された結果であると考えられる。

Tracer-1 実験 (Fig. 15 の (c) と (d)) では、岸側の mJSW が SWC 域の底層に沿って mOSW 側の沖合へ薄く侵入している。一方、Tracer-2 実験 (Fig. 15 の (e) と (f)) では、海底近傍の mJSIW 濃度が極端に小さい。

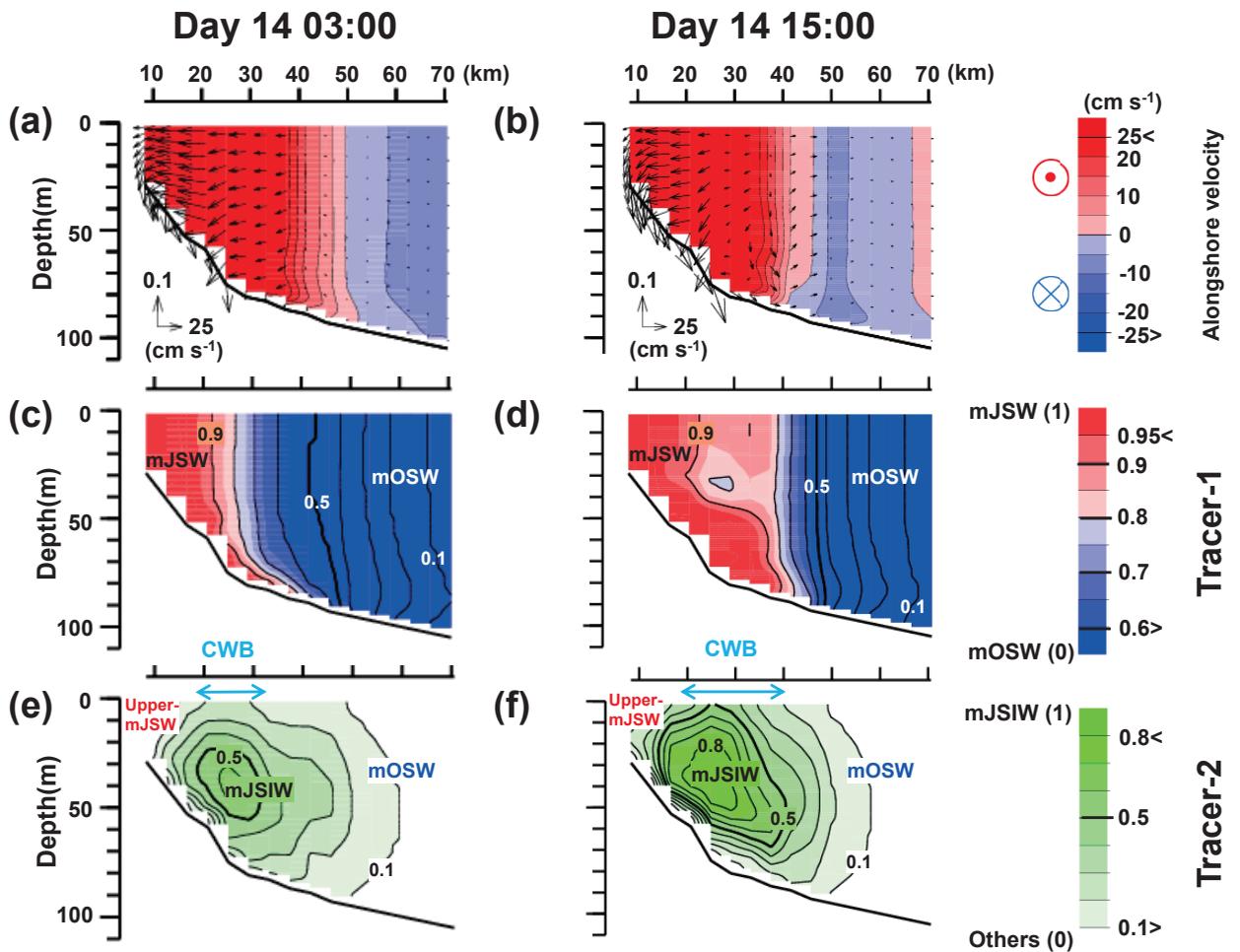


Fig. 15. Vertical sections of current velocity (a and b), and density of tracer for cases of Tracer-1 (c and d) and Tracer-2 (e and f) at 03:00 (a, c, and e) and 15:00 (b, d and f) on the day 14. In (a) and (b), color shade represents alongshore velocity components (downstream-ward (red) or upstream-ward (blue) of SWC) and vectors represents water circulation in the vertical sectional plane. (c) and (d) represent the mixing between mJSW and mOSW and (e) and (f) represent mJSIW occupation. Arrow range of CWB indicates the surface outcropped mJSIW area.

海底近傍に広がる低濃度の mJSIW は、Fig. 14 の (b) に示した Tracer-2 実験の底層水平分布にも低濃度領域として認められ、その下流側では再び高濃度領域が出現している。これは、SWC 内の海底境界層で生じた沖向き海底エクマン流と、それに繋がる内部領域の岸向きの流れによる鉛直循環流で説明される。ただし、mJSIW の底層水平分布 (Fig. 14 の (b)) には、表層水平分布 (Fig. 14 の (a)) にみられる日周期渦流に捕捉された高濃度パッチを認めることができない。このことは、この鉛直循環流は日周期渦流の有無には基本的に関係なく、比較的安定した定常流として観測された SWC が駆動力となっていることを示唆している。このため、観測された海底近傍の水温分布 (Fig. 6) が必ずしも渦流通過に連動した時間変化を示さなかったと考えられる。

## 5. まとめ

本研究では、北海道浜頓別沖の SWC 域を岸沖方向に横切る断面において、夏季の日周潮流が卓越する中潮期に実施した 25 時間連続往復海洋観測によって初めて捉えた、過去の数値モデル計算では推測の域にあった日周期渦流が SWC 沖合域で CWB と共存している様子を報告した。CWB 下部は、均一な高塩分水によって占められており、その起源地塊は JSIW であることが示された。JSIW は日本海の 100 m 以深に存在するため、季節躍層水に比べて密度成層が非常に弱い高塩水である。詳細な流れ場と水温場の時間変化からは、渦流の中心が観測線を通じた時に、一時的に水温の二重フロント構造が出現することが明らかになった。数値モデル結果を使用したトレーサー実験によって、日本海側の JSIW が岸向きの移流と湧昇によりオホーツク海側へ供給された後、宗谷海峡で卓越した日周潮流により励起される反時計回りの孤立渦流 (ADE) に取り込まれ、CWB 下部水の大部分を構成するほか、SWC 沖合水となり移流される様子が示された。数値モデル結果から、渦流の上層付近では、SWCW が沖向きに、OSW が岸向きに移流されることが確認された。このような渦によって、観測で捉えられた水温フロントの単一性と二重性の交互の出現を説明できることを示した。

## 謝辞

本観測を実施するにあたり、海洋観測を快く実施して頂いたうしお丸船長をはじめ、士官と乗組員の皆様、そして共に観測を行った 2016 年当時の研究室学生である伊藤海彦氏、高増厚司氏に感謝致します。また、宗谷海峡周辺海域の衛星熱赤外面像をホームページにて常時提供して頂いている北海道大学大学院水産科学院海洋計測学分野の斎藤・平澤研究室の皆様にご心よりお礼申し上げます。本論を改訂するにあたり、2 名の査読者と担当の編集委員そして編集委員長からは研究目的の明確化、論文構成や文章表現についての有益なコメントを数多く頂き、心より感謝致します。

## References

- 青田昌秋 (1975): 宗谷暖流の研究, 低温科学, 物理編, **33**, 151-172.
- 青田昌秋 (1982): 宗谷暖流潮境の水塊構造, 低温科学, 物理編, **41**, 207-215.
- 有田駿・磯田豊・工藤勲・宮園章・伊田智喜 (2015): 宗谷暖流域における日周潮流と順圧不安定波の相互作用, 沿岸海洋研究, **52**, 183-195.
- Blumberg, A. F., and G. L. Mellor (1987): A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. p. 1-16, In, *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Vol. 4, edited by N. Heaps, American Geophysical Union, Washington, D. C. pp. 208.
- Danchenkov, M. A., D. Aubrey, and S. C. Riser (1999): Oceanographic feature of LaPerouse Strait. *Proceedings of the Second PICES Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Area Science Report*, 159-171.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, K. Shirasawa, M. Ishikawa, T. Takatsuka, T. Daibou, and M. Wakatsuchi (2006): Observation of the Soya Warm Current using HF Ocean Radar. *J. Oceanogr.*, **62**, 47-61.
- Fukamachi, Y., I. Tanaka, K. I. Ohshima, N. Ebuchi, G. Mizuta, H. Yoshida, S. Takayanagi, and M. Wakatsuchi (2008): Volume Transport of the Soya Warm Current Revealed by Bottom-Mounted ADCP and Ocean-Radar Measurement. *J. Oceanogr.*, **64**, 385-392.
- 檜垣直幸・磯田豊・磯貝安洋・矢幅寛 (2008): 北海道西岸沖における水系分布と流パターンの季節変化, 海の研究, **17**, 223-240
- 伊田智喜・有田駿・磯田豊 (2016): 宗谷暖流域における反時計回り非線形渦流列の励起機構, 北大水産集報, **66**, 99-114.
- Ishizu, M., and Y. Kitade (2009): Observation of the Bottom Layer off the Soya Warm Current. *J. Oceanogr.*, **65**, 639-645.
- Ishizu, M., Y. Kitade, and M. Matsuyama (2006): Formation mechanism of the cold-water belt formed off the Soya Warm Current. *J. Oceanogr.*, **62**, 457-471.
- Ishizu, M., Y. Kitade, and M. Matsuyama (2008): Characteristics of the cold-water belt formed off Soya Warm Current. *J. Geophys. Res.*, DOI: 10.1029/2008JC004786.
- Itoh, M., and K. I. Ohshima (2000): Seasonal variations of water masses

- and sea level in the southern part of the Sea of Okhotsk. *J. Oceanogr.*, **56**, 643-654.
- 気象庁 (2018): 潮汐観測資料. <https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/genbo/index.php> (最終閲覧日: 2016年9月30日)
- 小林直人・磯田 豊・高津哲也・山口秀一・木村 修 (2004): 練習船 ADCP を用いた迅速な海流情報提供に向けて: ADCP の品質管理処理プログラム. 北大水産彙報, **55**, 97-103.
- Kuma, K., R. Sasayam, N. Hioki, Y. Morita, Y. Isoda, T. Hirawake, K. Imai, T. Aramaki, T. Nakamura, J. Nishioka, and N. Ebuchi (2014): Chemical evidence for the original of the cold water belt along the northeastern coast of Hokkaido. *J. Oceanogr.*, **70**, 377-387.
- 松山優治・青田昌秋・小笠原勇・松山佐和 (1999): 宗谷暖流の季節変動. 海の研究, **8**, 333-338.
- Matsuyama, M., M. Wadaka, T. Abe, M. Aota, and Y. Koike (2006): Current Structure and Volume Transport of the Soya Warm Current in Summer. *J. Oceanogr.*, **62**, 197-205.
- Mitsudera H, K. Uchimoto, and T. Nakamura (2011): Rotating stratified barotropic flow over topography: mechanisms of the cold belt formation off the Soya Warm Current along the northeastern coast of Hokkaido. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 2120-2136.
- Odamaki, M. (1994): Tides and tidal currents along the Okhotsk coast of Hokkaido. *J. Oceanogr.*, **50**, 265-279.
- Ohshima, K. I. (1987): On the stability of the Soya Warm Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 61-67.
- Ohshima, K. I., and M. Wakatsuchi (1990): A numerical study of barotropic instability associated with the Soya Warm Current in the Sea of Okhotsk. *J. Phy. Oceanogr.*, **20**, 570-584.
- Takizawa, T. (1982): Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **38**, 281-292.

## Observations and model experiments of the diurnal eddy of the Cold Water Belt along the offshore side of the Soya Warm Current

Hiroyuki Iida<sup>1\*</sup>, Yutaka Isoda<sup>2</sup>, Naoto Kobayashi<sup>3</sup>, and Kazuki Horio<sup>3</sup>

### Abstract

The detailed distributions of flow, temperature fields, and the temporal change of diurnal eddies accompanied with the Cold Water Belt (CWB) are observed by CTD and one-day repeated XBT/ADCP measurements across the Soya Warm Current (SWC) in the summer of 2016. Saline water originating from the Japan Sea Intermediate Water (JSIW) was found below the CWB. Tracer experiments using numerical models predict the offshore-side water of the SWC is supplied by onshore advection and upwelling of the deeper JSIW. The nearly homogeneous JSIW is taken into a counter-clockwise isolated eddy, which is periodically generated by the diurnal tidal current around the Soya Strait and is advected downstream along the offshore side of the SWC. Therefore, the majority of the water below the CWB, which is weakly stratified, is composed of this eddy street.

**Key words** : Soya Warm Current, one-day repeated observation, diurnal eddy, Cold Water Belt

(Corresponding author's e-mail address : soya-2016-0815@eis.hokudai.ac.jp)

(Received 16 August 2017 ; accepted 17 April 2018)

(doi:10.5928/kaiyou.27.4\_155)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2018)

---

1 Graduate School of Env. 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

3 Faculty of Fisheries, Hokkaido University, 3–1–1 Minato-cho, Hakodate, Hokkaido 041–8611, Japan

\* Corresponding author : Hiroyuki Iida

TEL: +8109092037522

e-mail: soya-2016-0815@eis.hokudai.ac.jp