

定期海洋観測30年取りまとめ論文（2）

With special papers for the Periodical marine research 30 years
report article Part 2

日本海北部海域における表層水平循環の流動特性

西田芳則^{*1}, 伊藤 雅², 森本昭彦³, 広瀬直毅⁴

¹北海道立総合研究機構中央水産試験場, ²航空自衛隊府中基地,

³愛媛大学沿岸環境科学研究センター,

⁴九州大学応用力学研究所附属大気海洋環境研究センター

Flow characteristics of surface horizontal circulation in the northern Japan Sea

YOSHINORI NISHIDA^{*1}, MASASHI ITO², AKIHIKO MORIMOTO³ and NAOKI HIROSE⁴

¹ Central Fisheries Research Institute, Hokkaido Research Organization, *Yoichi, Hokkaido, 046-8555*,

² Japan Air Self Defense Force Fuchu Base, *Fuchu, Tokyo, 183-0001*,

³ Ehime University Center for Marine Environmental Studies, *Matsuyama, Ehime, 790-0826*,

⁴ Kyushu University Research Institute for Applied Mechanics Center for Oceanic and Atmospheric Research, *Kasuga, Fukuoka, 816-0811, Japan*

Using satellite sea-level altimeter data and research vessel observational data, we investigated the flow characteristics of surface horizontal circulation in the northern part of the Japan Sea. The main flow that makes up the circulation was the baroclinic geostrophic flow, which has been reflected seasonal variations in the volume transport passing through the Tsushima Strait. Furthermore, from spring to autumn (winter), when the volume transport through the strait increased (decreased), northward (southward) barotropic flow occurred, making the circulation stronger (weaker). Therefore, the strength of the surface horizontal circulation was maximum in summer and minimum in winter. However, in winter, the baroclinic geostrophic current increased owing to wind stress; therefore, the circulation did not weaken as much as the decrease in volume transport through the strait. Therefore, the volume transport estimated from the inflow and outflow through the strait was not consistent with the baroclinic geostrophic transport estimated in the northern Japan Sea.

キーワード：亜寒帯循環, 海峡通過流量, 対馬暖流, 冬季季節風, 日本海

対馬海峡を通過して日本海に流入した対馬暖流は、日本海を2~3の分枝にわかれ北上する。対馬暖流の第1分枝は日本列島の深度200 m以浅を岸沿いに沿岸境界流（花輪, 1984）として流れ、第2分枝は第1分枝の沖合を流れるが、渦の発達具合によっては常に確認できるわけではない（Hase *et al.*, 1999）。第3分枝は朝鮮半島沿いを流れ、北緯38度付近で離岸し東流する（Kawabe, 1982 a, 1982 b）。これらの分枝は本州沿岸の北緯40度付近で1本に収束し、その一部は津軽海峡から津軽暖流として太平洋へ流出し、残りは北海道西岸沿いを北上し、宗谷海峡から宗谷暖流としてオホーツク海へ流出する。この対馬暖流は、大気海洋相互作用によって水温変動の大きい東

シナ海と冷たい亜寒帯循環の西端である津軽海峡東海域との間の水位差により駆動されると考えられている（Toba *et al.*, 1982）。また、日本海の北部には反時計回りに亜寒帯循環が流れており、その南方境界には亜寒帯フロント（磯田, 1999）が形成されている。

対馬海峡および津軽海峡を通過する流量は、超音波流速計ADCP（Acoustic Doppler Current Profiler）を用いた実測により評価されている。対馬海峡では、フェリーの船底に装備したADCPにより海峡を通過する対馬暖流の流量がモニタリングされている（Takikawa *et al.*, 2005；Fukudome *et al.*, 2010；Shin *et al.*, 2022）。内海（2018）は、フェリー搭載ADCPによる流速観測の測線を再定義し、

流速データの使用範囲を設定して品質管理することで、対馬海峡の通過流量を再推定し、1997年から2017年までの平均流量は2.25 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)とした。津軽海峡では、西田ら(2003)が調査船のADCPを用いた4往復観測を1993年から2000年まで季節毎に計22回実施し、その平均流量は約1.5 Svであり、流量の変動幅は小さいと報告している。また、Ito *et al.* (2003) は、1999年11月から2000年3月の期間、フェリーに搭載したADCPにより、平均流量は約1.5 Svと報告している。

宗谷海峡では、Fukamachi *et al.* (2008) が宗谷海峡近海に設置した海底設置型ADCPの鉛直プロフィールと宗谷岬、猿払沿岸の海洋レーダーから得られた海面流速の水平構造から通過流量を見積もり、2004~2005年の平均流量は約1.0 Svであった。また、Fukamachi *et al.* (2010) ではFukamachi *et al.* (2008) と同様の観測を2006~2008年に実施し、平均流量は約0.6 Svと報告している。したがって、海峡を通過する平均流量は、対馬海峡、津軽海峡、宗谷海峡の順に2.3 Sv, 1.5 Sv, 0.6~1.0 Svであり、流量収支は概ね整合する。

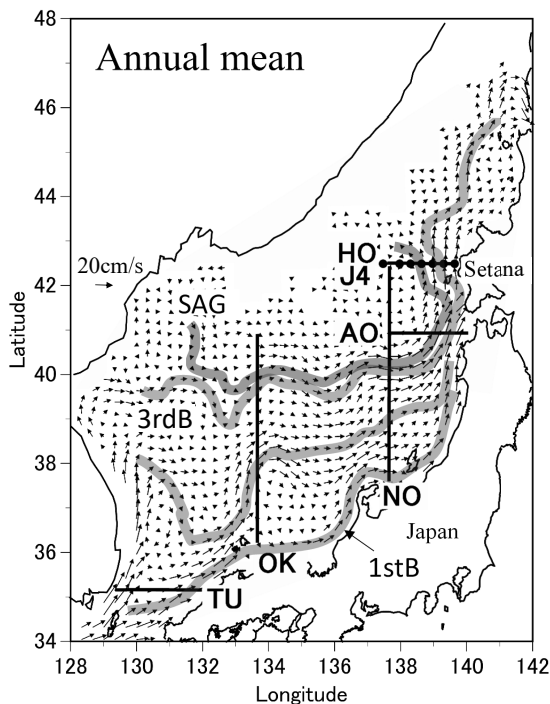


Fig. 1 Solid lines (HO, AO, NO, OK, and TU in figure) denote the observation lines indicating the horizontal circulation of the surface layer in the Japan sea. The black circle denotes the CTD (Conductivity Temperature Depth Profiler) observation points over the J4 line off Hokkaido. The arrows in figure denote annual mean field of the current velocity vector on the sea surface in the Japan Sea. Subarctic Gyre (SAG) and the first, and third branches (1stB, 3rdB) of the Tsushima Warm Current are shown as shaded areas.

ところが、青森県産業技術センターが青森県鱸作崎沖の定点で水温、塩分観測を実施した結果のうち、1964~2001年のデータ(青森県産業技術センター, 1964~2001)を用いて著者が品質管理した後に算出した傾圧地衡流量の平均値は2.8 Svで、これは前述の対馬海峡を通過する平均流量よりも0.5 Sv多い。また、1988~2001年における北海道西岸の対馬暖流の傾圧地衡流量をまとめた中多・田中(2002)によると(Fig. 1の黒丸)、全体の平均値は1.2 Svであり、この値は前述した宗谷暖流の平均流量(Fukamachi *et al.*, 2008; Fukamachi *et al.*, 2010)よりも0.2~0.6 Sv多い。したがって、対馬、宗谷海峡を通過する平均流量から想定される青森県、北海道沖の流量と、同沖の水温・塩分を基に計算された傾圧地衡流量とは一致せず、流量はいずれの地点でも後者の方が多い。このように、日本海では流量変動に関する数々の報告はあるが、日本海の表層水平循環を一つのシステムとして捉えた場合には、流量収支は整合していない。そこで本研究では、日本海における表層水平循環システムの理解に向け、その循環を構成する流動構造とその変動特性を明らかにすることを目的とする。

試料及び方法

海面絶対流速の推定 本研究では、日本海における深度200 m以浅の表層水平循環を構成する傾圧流・順圧流の季節変化などから同循環の変動特性を把握するため、衛星海面高度計から得られる海面高度偏差と日本海の平均流速を用いて日本海における海面絶対流速場を推定する。この流速場を推定するにあたり、海面の絶対流速(u, v)は海面平均流速(\bar{u}, \bar{v})と海面流速偏差(u', v')との和で表されると定義する。ここで、 u, v は順に流速の東西、南北成分を表す。

海面の絶対流速の算出にあたり、海面平均流速は、Ito (2014) が作成した日本海の月平均海表面流動場MMFSC (Monthly Mean Fields of Sea Surface Circulation) 引用した。このMMFSCは森本(2001)が開発した縁辺海にも適用可能な衛星海面高度計データの潮汐補正方法を用いて作成されている。MMFSCには、北緯30~50度、東経125~145度の海域における平均流速ベクトルの東西、南北成分が月別に収められており、解像度は緯度、経度ともに4分の1度(0.250度)である。

次に、海面流速偏差の算出にあたり、フランス国立宇宙研究センターCNES (Le Centre National d'Etudes Spatiales) が提供する海洋データアーカイブAVISO (Analysis, Validation and Investigation of Satellite Oceanography) の海面高度偏差(DT-MSLA "Upd", 以

下MSLA)を引用した。解析に使用した期間は1992~2009年で、MSLAの範囲は日本海をカバーする北緯34~48度、東経128~142度、解像度は緯度が4分の1度(0.250度)、経度が3分の1度(0.333度)、時間分解能は7日である。海面流速偏差の算出には、東西成分(u')については(1)式、南北成分(v')については(2)式により求めた。

$$u' = -\frac{g}{f} \frac{d\zeta'}{dy} \quad (1)$$

$$v' = \frac{g}{f} \frac{d\zeta'}{dx} \quad (2)$$

ここで、 g は重力加速度、 f はコリオリ係数、 $d\zeta'/dx$ 、 $d\zeta'/dy$ は順に海面高度偏差の東西、南北勾配である。なお(1)、(2)式により算出した海面流速偏差(u' 、 v')はグリッド値の差分であるためグリッド上の値にはならない。隣り合う南北方向、東西方向の流速偏差をそれぞれ平均し、グリッド上における流速偏差の東西成分(u')、南北成分(v')とした。また、MSLAとMMFSCのグリッド位置は一致しないため、以後の解析にはMSLAグリッドにMMFSCを線形内挿したMMFSCを使用した。

表層水平循環の時系列 日本海における表層水平循環の経年変化を推定するため、Fig. 1に示す日本海にMSLAグリッド上を東西・南北方向にHO、AO、NO、OK、TUラインを設定した。ここで、TUを除く各ラインでは対馬暖流第1~3分枝と亜寒帯循環を捉えられるようにするため、まず、それらの平均的な流路を推定した。各月のMMFSCを平均し(Fig. 1に示す流速ベクトル)、その流速ベクトルの東西、南北成分をそれぞれ(1)、(2)式に代入して海面高度偏差を算出し、その偏差データを基に海面高度の水平分布を作成した。その海面高度の水平分布から特定の等高線を抽出し、対馬暖流第1~3分枝と亜寒帯循環の流路とした。なお、等高線の抽出にあたっては、Yabe *et al.* (2021)が開発した対馬暖流の海流システムを体系化するためのアルゴリズムに倣い、対馬海峡起源の東韓暖流は朝鮮半島沿いを流れるため、ここでは簡単に等高線の端が朝鮮半島付近から発しているものを対馬暖流の分枝流とした。かつ、その中で、宗谷海峡まで達する特定の等高線を対馬暖流第3分枝とした。また、TUラインは対馬海峡から日本海への流入を捉えられるように海峡を東西に横断する設定とした。加えて、HOライン(緯度：北緯42.561度)は、後述する道総研中央水産試験場が定期的に海洋観測を実施している観測ライン(J4線)とほぼ同じ緯度(北緯42.5度)に設定した。なお、各ライン上のグリッド数は、HO、AO、NO、OK、TUラインの順に、6、8、21、19、8点である。このラインに配置されたグリッド上の絶対流速を単純平均して各ラインにおける絶対海面流速とした。なお、各ラインにおいて循環

流の再現に用いた流速成分は、傾圧地衡流速との比較のため、ラインに垂直な成分とした。

海面の傾圧地衡流速と傾圧地衡流量 道総研では北海道せたな沖に設定した観測ライン(J4線)の7点の観測定点(J4線、Fig. 1の黒丸)において、偶数月に1回を基本に調査船を用いた海洋観測を実施している。J4線の緯度は北緯42度30分で、定点名は最も沿岸よりの観測点がJ41で、順次沖に向かって数字が1ずつ増加し、西端がJ47である。本研究では、北海道西岸における海面の流動構造、その季節変化の推定のため、海洋観測でCTD(Conductivity Temperature Depth Profiler)によって得られた水温・塩分の鉛直データから力学計算により求めた傾圧地衡流速、海面の傾圧地衡流速を使用する。ここでの力学計算の無流面はそれぞれ500 mとした。なお、解析に使用した期間は1990~2009年である。

風応力による運動量フラックス 一般に海洋の循環は風応力により変動することが知られている。日本海の表層水平循環に与える風応力の影響を調べるため、J-OFURO(Japanese Ocean Flux datasets with Use of Remote sensing Observations)から北緯36~47度、東経130~141度の海域における風応力による運動量フラックスの東西、南北成分(τ_x 、 τ_y)を引用した。運動量フラックスの格子間隔は、緯度、経度共に1度である。また、両フラックスを(3)式に代入し、運動量フラックスの回転成分($\text{curl } \tau$)を見積もった。

$$\text{curl } \tau = \frac{d\tau_y}{dx} - \frac{d\tau_x}{dy} \quad (3)$$

なお、解析した期間は1999年から2008年である。

結果

亜寒帯循環と対馬暖流分枝流の位置関係 各月のMMFSCの年平均流速ベクトルと(1)、(2)式を基に推定した対馬暖流第1~3分枝と亜寒帯循環の流路を陰影でFig. 1に示す。南から3本が対馬暖流分枝流で、北の1本が亜寒帯循環である。この循環は東経132度からよくみられる。対馬暖流第3分枝と亜寒帯循環の境界が亜寒帯フロントであり、従来の知見通り、この前線は北緯40度付近に形成されている。ここで、北海道沖に着目すると、亜寒帯フロントの東端はおおよそ東経139度付近にあり、亜寒帯循環が北海道に接近しており、北海道沖のJ4線を亜寒帯循環と対馬暖流が通過している。

J4線の海洋構造と海面の流動構造 このような亜寒帯循環と対馬暖流の配置の空間的な変動を把握するため、J4線における1990年から2009年の期間で平均した水温、 σ_t の鉛直断面を10月と2月を例にFig. 2に示す。10月の水

温断面では、全地点の深度20~50 mにかけて強い水温成層がみられる。水温の鉛直構造はJ45（位置：北緯42度30分，東経138度20分）を境に変化し，J47からJ45では等温線はほぼ水平であるが，J45からJ41にかけては等温線が岸に近づくほど深くなっている。このような特徴は，塩分がほぼ一定なため， σ_t の鉛直断面にも共通して認められる。すなわち，J45から沿岸にかけては等密度線が傾いた傾圧構造となっている。一方，2月では，海面水温は沿岸側で高く，沖へ向かうほど等温線が海面に露出するようになり，J47からJ45にかけては，海面から深度100 mまで3~4℃の水温の水塊で覆われている。 σ_t の鉛直断面では，10月と同様に，J45から沿岸側では傾圧構造が認められる。以上のことから，Fig.2に示す各鉛直断面は，J45から西側が亜寒帯循環，東側が対馬暖流を捉えたものと判断出来る。このような，J45を境に等密度線の傾きが変化する現象は4，6，8，12月にも共通して認められた（図省略）。したがって，北海道西岸のJ4線では周年にわたりJ45から沿岸域に対馬暖流，その沖合に亜寒帯循環が分布していると考えられる。

次に，亜寒帯循環域，対馬暖流域における海面流速の季節変化を比較する。HOラインにおいてMMFSCとMSLAを用いて算出した絶対流速，J4線の水温，塩分デ

ータを基に計算した傾圧地衡流速，順圧流速（海面における絶対流速と傾圧地衡流速との差）を月別にFig.3に示す。まず，亜寒帯循環が分布するJ47~J45間では，海面の絶対流速，傾圧地衡流速はともに何れの月においても10 cm/s以下と弱い。したがって，基本的に亜寒帯循環内部の流れは弱いことがわかる。J45より東では，海面の絶対流速，傾圧地衡流速は，何れの月においても，ともに沿岸に近づくほど増加する傾向にあり，両者の流速は，6，8，10月のJ42~J41間の流速を除き，ほぼ一致している。したがって，対馬暖流域のほとんどの流動構造は500 m以浅の傾圧構造によって説明できる一方，順圧流速は全般的に傾圧地衡流速に比べ小さく，冬季の12月と2月には，J45~J42間では南下流になっている。

順圧流速の算出は，単に絶対流速と傾圧地衡流速との差とした。このため，どちらかの流速に誤差が多く含まれれば，南下流の発生も見かけ上生じてしまう。そこで，南下流の発生を評価するため，スナップショット的ではあるが，2021年12月のJ4線でのADCPによる絶対流速，CTDの測定値から求めた傾圧地衡流速，両者の差分である順圧流速の鉛直プロファイルを図4に示す。傾圧地衡流速に対して絶対流速は全ての観測点間の全層でマイナス側にあり，このことは順圧南下流の発生を意味する。し

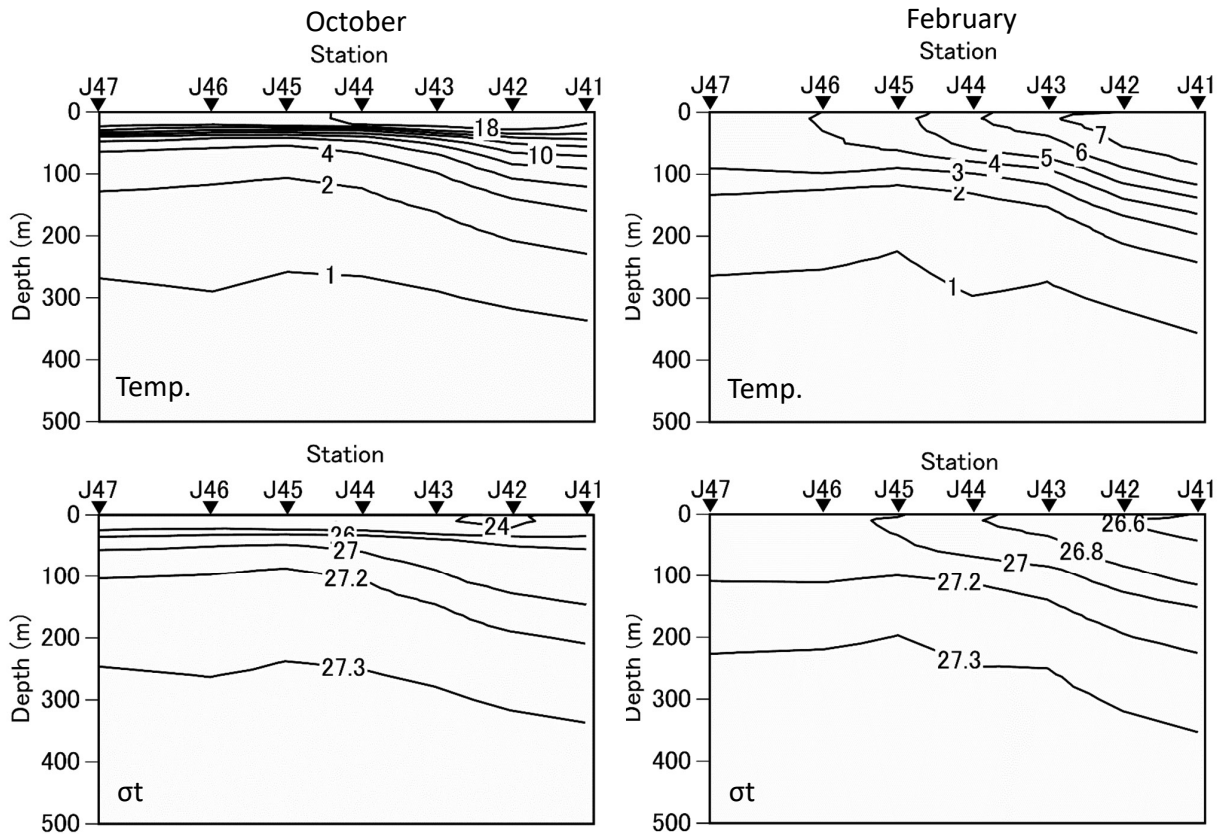


Fig.2 Vertical sections at the J4 line occupied in (left) October and (right) February. Sections depict (top to bottom) temperature and σ_t . Values are averages for 1990–2009.

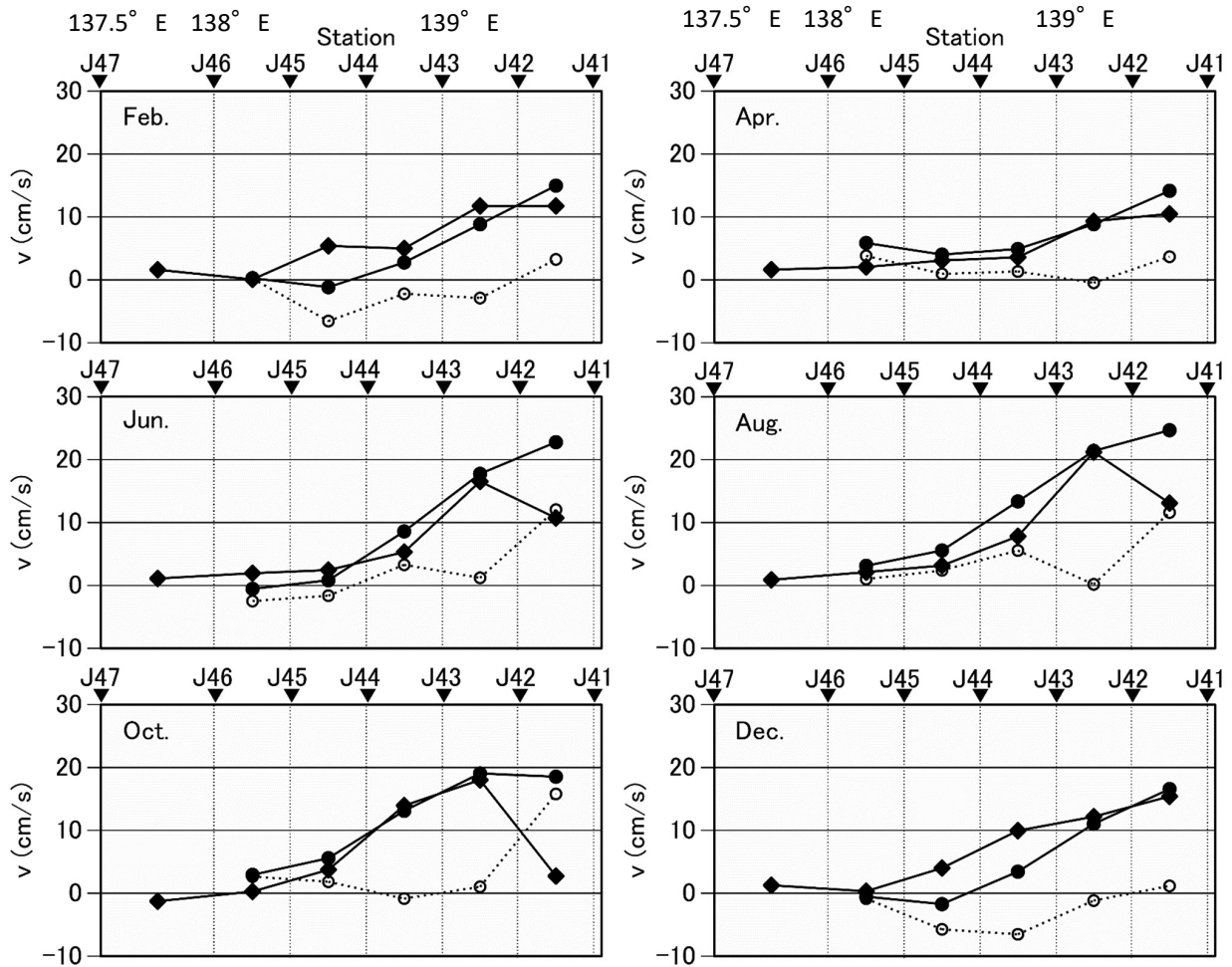


Fig. 3 Diagram of the monthly mean sea surface (●) absolute velocity, (◆) baroclinic geostrophic velocity, and (○) barotropic velocity at the west coast of Hokkaido in the Japan sea. The averaged period for velocity is 1990–2009. HO and J4 are the observation lines representing the calculated absolute velocity and baroclinic geostrophic velocity, respectively.

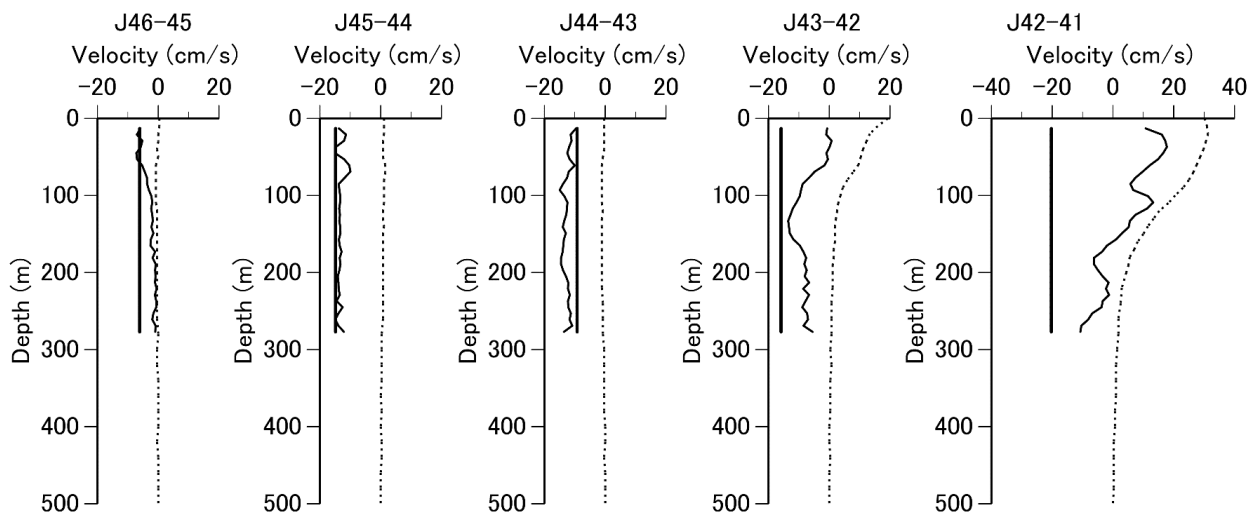


Fig. 4 Vertical distribution of (solid) absolute velocity, (dotted) baroclinic geostrophic velocity, and (thick solid) barotropic velocity at the J4 line in December 2021. Absolute velocity was measured by the ship mounted-ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) with a frequency of 150 kHz.

たがって, Fig.3に示す冬季の12月, 2月にみられたJ45~J42間の南下流は実際に生じていると判断できる。

J4線における海面流動構造の季節変化 ここでは, Fig.3

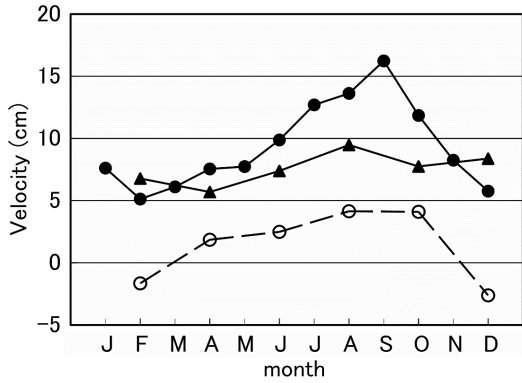


Fig.5 Seasonal variations in the sea surface (●) absolute velocity, (▲) baroclinic geostrophic velocity, and (○) barotropic velocity at the west coast of Hokkaido in the Japan sea. The averaged period of each velocity is 1990–2009. HO and J4 are the observation lines representing the calculated absolute velocity and baroclinic geostrophic velocity, respectively.

に示した北海道西岸における各海面流速の季節変化を概観するため, 絶対流速, 傾圧地衡流速, 順圧流速をライン間で平均した結果をFig.5に示す。絶対流速は夏季の9月に最大の約16 cm/s, 冬季の12, 2月に最小の約5 cm/sとなった。順圧流速は全体的に絶対流速よりも小さいが, その季節変化は絶対流速のそれとほぼ同じになった。ただし, 前述したとおり, 冬季の12月と2月では2~3 cm/sの南下流になっている。一方, 傾圧地衡流速の季節変化は絶対流速のそれとは若干異なり, 夏季に最大になるのは同じだが, 冬季に最小にはなっていない。また, 傾圧地衡流速は4~10月は絶対流速よりも小さく, 逆に冬季の12, 2月では絶対流速よりも大きくなっている。したがって, 力学計算により求めた海面の傾圧地衡流速は, 実際の流速よりも4~10月では過小, 12, 2月では過大評価していたことになる。

日本海表層水平循環の推定 MMFSCとMSLA を基に求めたHO, AO, NO, OK, TUライン (Fig.1参照) における海面流速の経年変化をFig.6に示す。なお, 比較のため, 各図にはHOラインの流速を破線で示した。また, 各ラインの海面流速は (4) 式により標準化し9ポイント (63日

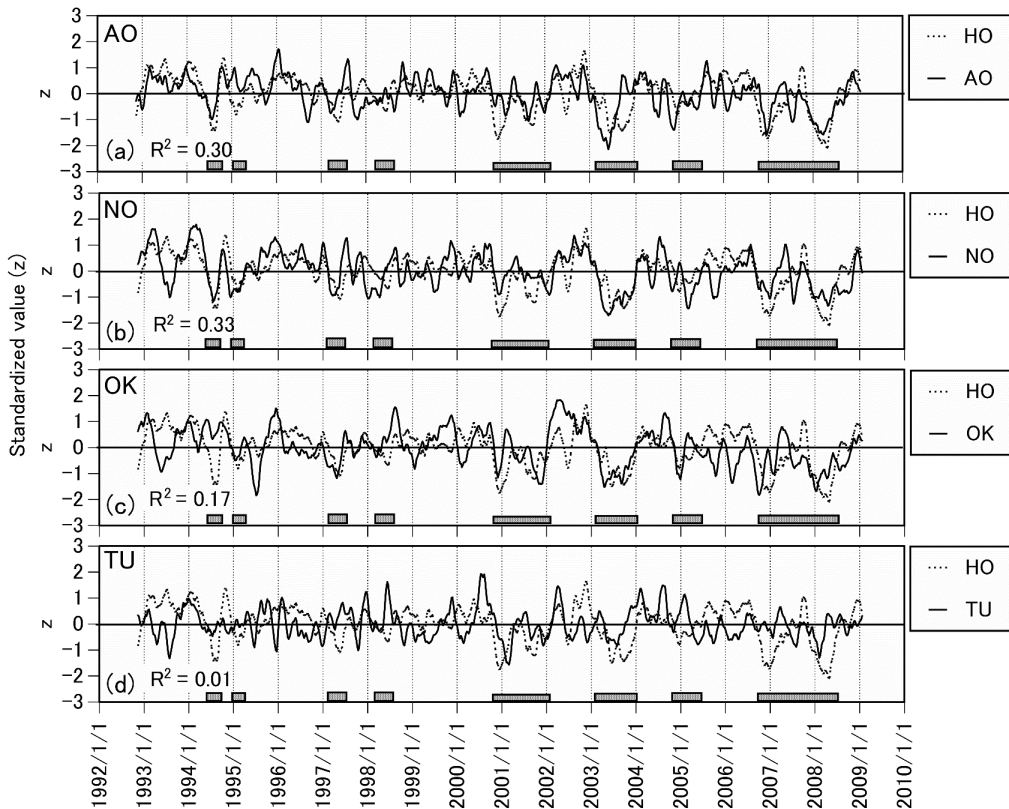


Fig.6 Time-series of the line mean sea surface absolute velocity (solid) calculated using MMFSC (Monthly Mean Fields of sea Surface Circulation) and MSLA (Mean Sea Level Anomaly) at (a) AO, (b) NO, (c) OK, and (d) TU. For comparison, time progression of HO (dotted) was calculated in a manner same as described above and has been drawn in each figure. The velocity shown in each figure was standardized using Eq. (4). The horizontal bars in the figure denote the periods when the anomaly of current velocity in HO was negative.

間)の移動平均を施している。

$$v_z = \frac{v_i - \bar{v}_m}{s_m} \quad (4)$$

(4)式の添え字のmは月を表し \bar{v}_m はm月の平均値、 s_m はm月の標準偏差、 v_i はm月におけるi番目のデータを示す。HOラインの海面流速はおおよそ1995年後半~1996年、1997年後半、1998年後半~2000年、2002年、2004年、2005年後半~2006年が正偏差、1994年後半~1995年前半、1997年前半、1998年前半、2001年、2003年、2005年前半、2006年後半~2008年前半が負偏差で推移し、正偏差と負偏差の卓越する期間が数年で交互に入れ替わっている。このような正偏差と負偏差が数年規模で交互に入れ替わる周期的な変動はAO、NO、OKラインの海面流速にも同様に認められる。HOラインの経年変動と各ラインのそれとの決定係数は、AO、NO、OK、TUラインの順に0.30、0.33、0.17、0.01であり、日本海東部の海域で決定係数が高く、対馬海峡に至っては相関関係が認められない。したがって、HOラインで見られる海面流速の数年規模の変動は日本海、特に東部海域における、表層水平循環の強弱を表していると考えられる。

風応力と表層水平循環の強弱 日本海におけるcurl τ の水平分布を、1月を例にFig.7に示す。curl τ はウラジオストクと能登半島を結ぶラインを境に西側が負、東側が正

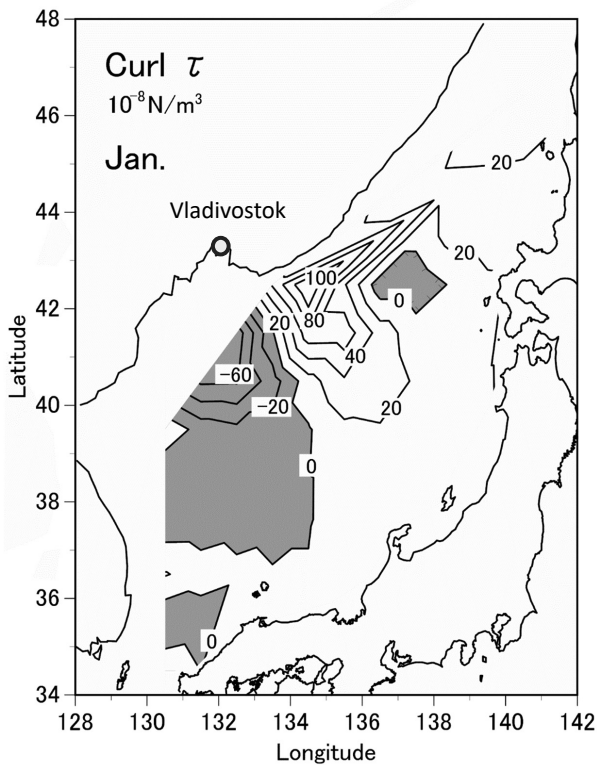


Fig.7 Horizontal distribution of curl τ averaged for 1999–2008 in the Japan Sea (January).

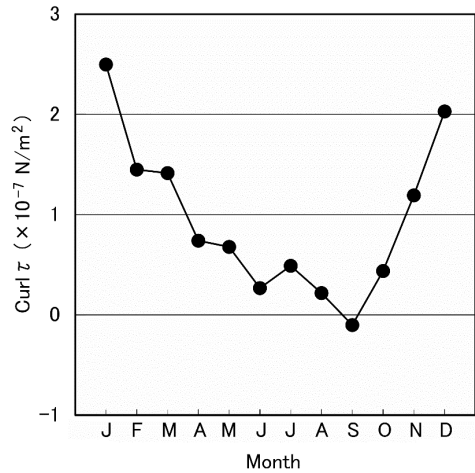


Fig.8 Seasonal variation in curl τ at the northern part of the Japan Sea (40° – 46° N, 134° – 141° E). Curl τ was averaged monthly over 1999–2008.

になっている。curl τ が正の海域はFig.1に示す亜寒帯循環域とおおよそ一致している。そこで、北緯40~46度、東経134~141度の海域における curl τ を月毎に経年平均し、その結果をFig.8に示す。curl τ は1月に約 2.5×10^{-7} N/m²の最大になり、その後は低下し、9月に最小の約 -0.1×10^{-7} N/m²となった。その後curl τ は増加傾向にあり、12月では約 2.0×10^{-7} N/m²であった。したがって、日本海北部海域においては、11月~翌年3月の期間は風応力によるエネルギー供給量の多いことがわかる。

そこで、風応力と日本海の表層水平循環との関係について調べる。前述した北緯40~46度、東経134~141度の海域の2002~2006年における curl τ の月変化をFig.9に示す。10月のcurl τ の平均値は約 0.5×10^{-7} N/m²であるが(Fig.8参照)、2002年10~11月にかけては、curl τ は平年の約6倍の 3.0×10^{-7} N/m²であった。一方、2006年10月では、curl τ は -1.6×10^{-7} N/m²と負になっていた。Fig.6か

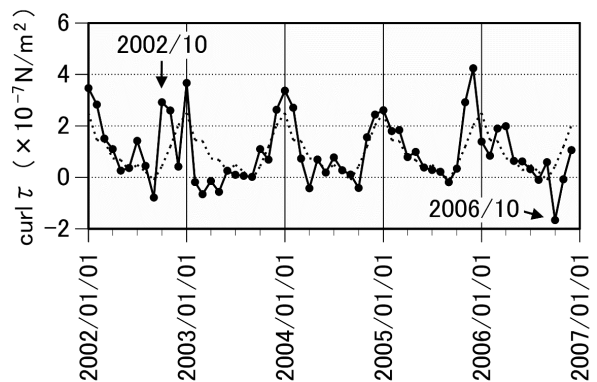


Fig.9 Time-series of curl τ at the northern part of the Japan Sea (solid). The dotted line denotes seasonal variations in curl τ averaged over 1999–2008.

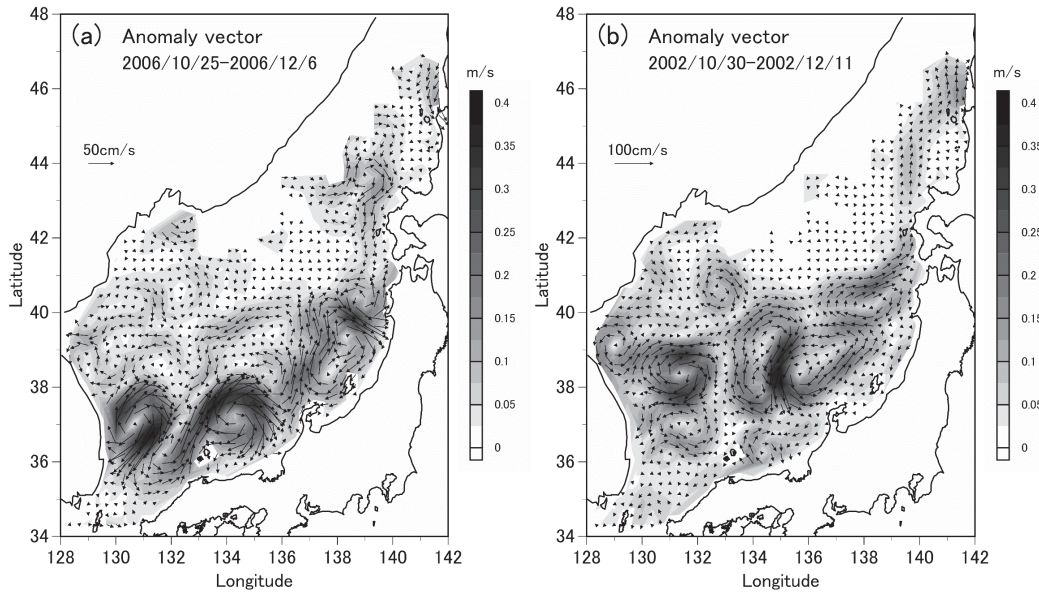


Fig.10 Horizontal distributions of the sea surface current vector anomaly calculated using MSLA from AVISO (Analysis, Validation and Investigation of Satellite Oceanography). Curl τ was weak in (a) and strong in (b).

ら, HO, AO, NO, OKラインの海面流速はcurl τ が強かった2002年10~11月では増大し, curl τ が弱かった2006年10~12月の期間では平均を下回る月が多かった。これらの関係は日本海表層水平循環の強弱に風応力の関与を示唆している。

日本海北部海域の風応力と流れの応答 風応力, 表層水平循環が弱かった例として2006年秋季, 逆に風応力, 表層水平循環が強かった例として2002年秋季の海面流速偏差ベクトルの水平分布をFig.10に示す。なお, Fig.6に示すTUラインの時系列から, HOラインの海面流速が増大した2002年10~11月ではTUラインの海面流速は負であり, また, 2006年においてはTUラインの流速に大きな低下は認められないことから, 2002年, 2006年の表層循環の強弱に対馬海峡を通過する流量の影響は小さい。

2006年秋季では (Fig.10 a), 流速偏差ベクトルは北海道西岸から青森県に至る沖合の東経139度の海域が南下流となっている。この強い南下流は北緯40度30分の海域で西流に転じ, この西流は, 北緯39度, 東経138度の海域に中心を持つ時計回りの渦により一時的に消失するが, 隠岐沖合の東経132度の海域まで達しているように見受けられる。この南下流, 西流が見られる海域はそれぞれ, 亜寒帯フロント域, 対馬暖流第3分枝に相当する (Fig.1参照)。加えて, 通常亜寒帯循環に起因した東流が認められる北緯40~41度, 東経134~138度の海域では, 流れは非常に弱くなっているが西流にはなっていない。

一方, HOラインの流速が増大した2002年では (Fig.10 b), 2006年とは対照的に, 北海道西岸では北上流となっており, その北上流は対馬暖流域で強くなって

いる。青森県沖は東流となっており, この東流は通常極前線がみられる北緯40度よりも北の海域で強くなっており, 東経134度までみられる。以上のことから, 日本海における表層水平循環の強弱は風応力の影響を受けており, その影響は対馬暖流沖合分枝, 亜寒帯フロント域で顕著であることがわかった。

考察

本研究では, 日本海北部海域における表層水平循環の時空間変動を明らかにするため, MSLAとMMFSCを用いて同循環の推定を試みた。亜寒帯循環, 対馬暖流分枝流を捉えるように日本海内に配置したHO, AO, NO, OKライン (Fig.1) から得られた海面流速の時系列では, 4者の変化傾向は概ね一致し (Fig.6), 表層水平循環を捉えることができたと考えられる。よって, 本手法は日本海における表層水平循環の推定に有効である。

Fig.1, Fig.2から, 平均的にみた場合には, 北海道西岸の東経138度20分以西では, 周年, 亜寒帯循環に覆われていることが明らかになった。しかし, Fig.3から, J45以西の亜寒帯循環内の流れは非常に弱い。また, J45~J44あたりの海域は亜寒帯循環と対馬暖流の混合域と推察されるが, 流れは沿岸部ほどには速くなっていない。したがって, 日本海北部海域の表層水平循環を構成する主な流れは, 第一に対馬暖流域における傾圧地衡流, 次いで順圧流である。なお, Fig.11に示すとおり, J4線における海面の傾圧地衡流速と深度500 m基準の傾圧地衡流量との間には決定係数0.8の高い相関関係にあることが

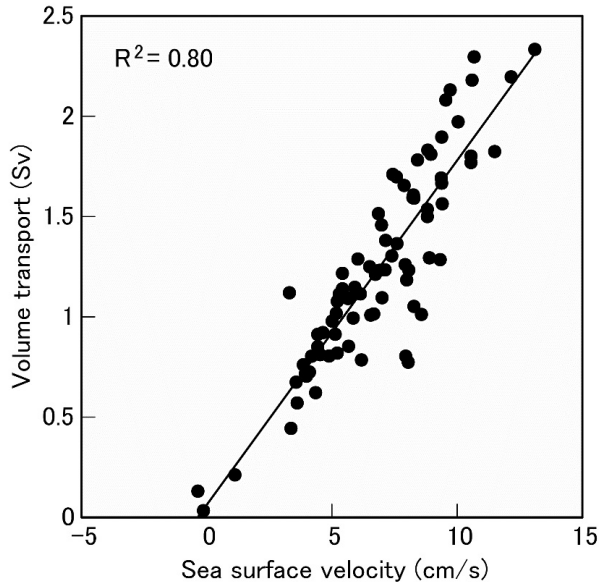


Fig.11 Relationship between the geostrophic current velocity at the sea surface and the baroclinic volume transport, at the J4 line off Hokkaido (see fig.1 for the observation points.)

ら、海面の傾圧地衡流速を以て傾圧地衡流量の議論も可能と考えられる。

この順圧流により、日本海北部の表層水平循環は傾圧地衡流のみでは正確には表しきれないことが明確になり、Fig.5に示すとおり、傾圧地衡流のみだと実際の流量を冬季には過大評価、それ以外の季節では過小評価することになる。

この順圧流は傾圧地衡流速が増大する沿岸部で速くなっていた (Fig.3)。また、Fig.5から順圧流の月変化は絶対流速のそれと同調しているように見受けられる。絶対流速は夏季に最大となり、1月を除く冬季に最小となる季節変化を示したが、この季節変化は対馬海峡を通過する流量のそれと酷似している (内海, 2018)。したがって、順圧流は対馬海峡を通過する体積輸送に伴い発生している可能性が示唆される。順圧流の発生メカニズムについては、暖流の流量増加により渦柱が伸び、それに伴い正の渦度を獲得するため、北海道西岸では北向きの順圧流が発生する。暖流の流量が減少する場合には上記の逆になり、北海道西岸では南向きの順圧流が生じる。このメカニズムはFig.5に示す順圧流の季節変化、ロシア側の亜寒帯循環は夏季に強化される (Morimoto and Yanagi, 2001) とした知見と整合するが、詳細は今後の課題としたい。いずれにしても、北海道西岸における表層水平循環の強弱は、基本的には対馬海峡を通過する流量変動によりもたらされ、その流量変動に伴い順圧流が発生するため、対馬海峡を通過する流量の増加 (減少) 期には循

環がさらに強 (弱) 化されると考えられる。

一般に、亜寒帯循環、亜熱帯循環などは貿易風、偏西風などの風応力が駆動力になっている。そこで、本研究では、日本海における風応力 ($\text{curl } \tau$) と亜寒帯循環の強弱との関連について調べた。Fig.10 bに示すように、 $\text{curl } \tau$ が強いときには、北緯40~41度、東経134~139度にかけての亜寒帯循環域、対馬暖流沖合分枝の流速アノマリーは正になっている。一方、Fig.10 aに示す $\text{curl } \tau$ が小さいときでは、北海道沖は南下流、北緯39~40度、東経132~139度にかけては西向きの流れとなっている。 $\text{curl } \tau$ の低下に伴い対馬暖流の北上流量が低下し、流下方向とは逆向きの順圧流が顕在化されたと考えれば上記の西向流は理解できる。したがって、日本海においても、風応力により亜寒帯循環、対馬暖流沖合分枝が強化されることが示唆される。

Fig.5に示す順圧流速は暖流流量の増減に伴う渦柱の伸縮により生じる流れと考えられ、深い構造を持つことが予想されることから、海峡からの流出入には影響しない。したがって、対馬海峡から日本海への正味の流入量は、北海道西岸においては、傾圧構造に反映されると考えられる。すなわち、北海道西岸の傾圧地衡流量は対馬海峡の通過流量を表している。対馬海峡の通過流量は夏季の8~10月に最大となり、冬季の1~2月に最小となる (内海, 2018)。しかし、Fig.5に示すとおり、北海道西岸では、冬季の12月から2月にかけては傾圧地衡流速が増加しており、また、1月には絶対流速の一時的な増加がみられる。したがって、北海道西岸では冬季の強い $\text{curl } \tau$ により恒常的に流量が増加していることが考えられる。

ところで、Fig.10 bに示す流速ベクトルのアノマリーでは、強い北上流は亜寒帯循環と対馬暖流の境界域ではなく北海道沿岸域に形成されている。これは、 $\text{curl } \tau$ は北緯40度以北の海域において広く正となっていることから、風応力による正の渦度の供給により海面エクマン層内では水平発散となり、沿岸方向に輸送された海水が岸で沈降するため、傾圧構造が強化されて流速が速くなったものとする。

最後に、冒頭で述べた、北海道西岸の水温、塩分から計算した傾圧地衡流量の年平均値が、海峡を通過する流量収支から見積もられる同海域の年平均流量よりも多くなる要因について検討する。北海道西岸における表層水平循環の強弱はFig.5に示した絶対流速のとおりで、基本的には、対馬海峡を通過する流量変動によりもたらされる。このうち、順圧流は海峡を通過せず、かつ津軽海峡からの流出流量は一定と考えられているので、北海道西岸の傾圧地衡流量が対馬海峡を通過する流量を反映することになる。冬季2月の対馬海峡を通過する平均流量は約

1.9 Sv (内海, 2018) で, 津軽海峡からの流出流量を1.5 Svとすると, 北海道西岸を北上する流量は0.4 Svとなる。しかし, 北海道西岸J4線における2月の傾圧地衡流量の平均は約1.0 Svなので, 実際は0.6 Sv多く流れていることになる。前述したとおり, 冬季には風応力により北海道沖の傾圧地衡流量は恒常的に増加していることが考えられた。したがって, 傾圧地衡流量と海峡を通過する流量収支から見積もられた流量とが一致しなかったのは, 日本海北部海域においては冬季の強いcurl τ により傾圧地衡流量が増加するためと考えられる。

Watanabe *et al.* (2006) は, 2000年9~10月に日本海北東部で実施したADCPの4往復観測および水塊解析から, 男鹿半島の南では対馬暖流第1分枝が本州沿いに流れているが, 男鹿半島の北ではこの第1分枝に対馬暖流の第2分枝と亜寒帯循環に起因した東流が合流し, 流量が増加することを報告している。Kawamura *et al.* (2009) は, 亜寒帯フロント沿いの東流により, 北海道西岸の対馬暖流が強化される現象を数値モデルで再現している。また, Lee *et al.* (2006) では亜寒帯フロントで形成されるフロントルジェットを観測している。しかし, 風応力がどのような物理機構を介して循環流を強化するのかについてはわかっていない。今後はこの点について明らかにする必要があると考えられる。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり, 道総研の定期海洋観測資料を引用しました。試験調査船の船長をはじめ乗組員, 調査員の皆様に深く感謝申し上げます。また, 有益なコメントを頂いた2名の査読者に深謝いたします。

引用文献

- 青森県産業技術センター. 定線海洋観測結果表. 青森. 1964~2001.
- AVISO : Analysis, Validation and Investigation of Satellite Oceanography. Internet web. Download from: ([\(http://www.aviso.oceanobs.com/\(2009\)\)](http://www.aviso.oceanobs.com/(2009))) (2009.10.15)
- Fukamachi Y, Tanaka I, Ohshima KI, Ebuchi N, Mizuta G, Yoshida H, Takayanagi S, Wakatsuchi M. Volume Transport of the Soya Warm Current Revealed by Bottom-Mounted ADCP and Ocean-Radar Measurement. *J. Oceanogr.* 2008; 64: 385-392.
- Fukamachi Y, Ohshima KI, Ebuchi N, Bando T, Ono K, Sano M. Volume Transport in the Soya Strait during 2006-2008. *J. Oceanogr.* 2010;66: 685-696.
- Fukudome K, Yoon JH, Ostrovskii A, Takikawa T, Han IS. Seasonal Volume Transport Variation in the Tsushima Warm Current through the Tsushima Straits from 10 Years of ADCP Observations. *J. Oceanogr.* 2010; 66: 539-551.
- 花輪公雄. 沿岸境界流. 沿岸海洋研究ノート 1984; 22: 67-82.
- Hase H, Yoon JH, Koterayama W. The current structure of the Tsushima Warm Current along the Japanese coast. *J. Oceanogr.* 1999; 55: 217-235.
- 磯田豊. 日本海における冬季海面水温の6~8年スケール変動. 海と空 1999; 74: 156-164.
- Ito M. Seasonal and interannual variations of the Tsushima Warm Current paths in the southwestern part of the Japan Sea. Ph. D. Thesis, Nagoya Univ, Nagoya.2014.
- Ito T, Togawa O, Ohnishi M, Isoda Y, Nakayama T, Shima S, Kuroda H, Iwahashi M, Sato C. Variation of velocity and volume transport of the Tsugaru Warm Current in the winter of 1999-2000. *Geophys. Res. Lett.* 2003; 30: 1678.
- J-OFURO: Japanese Ocean Flux datasets with Use of remote sensing Observations. Internet web. Download from: ([\(http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp\(2010\)\)](http://dtsv.scc.u-tokai.ac.jp(2010)))(2010.10.29)
- Kawabe M. Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea, Part I. Data analysis. *J. Oceanogr.* 1982 a; 38: 95-107.
- Kawabe M. Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea, Part II. Numerical experiment. *J. Oceanogr.* 1982 b; 38: 95-107.
- Kawamura H, Ito T, Hirose T, Takikawa T, Yoon JH. Modeling of the branches of the Tsushima Qarm Current in the eastern Japan Sea. *J. Oceanogr.* 2009; 65: 439-454.
- Lee MC, Thomas LN, Yoshikawa Y. Intermediate Water Formation at the Japan/East Sea Subpolar Front. *Oceanography* 2006; 19: 110-121.
- 森本昭彦. 海面高度計による海表面流動場の推定. 沿岸海洋研究 2001; 39: 27-37.
- Morimoto A, Yanagi T. Variability of Sea Surface Circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr.* 2001; 57: 1-13.
- 中多章文, 田中伊織. 北海道西岸における対馬暖流傾圧流量の季節および経年変化. 北海道立水産試験場研究報告 2002; 63: 1-8.
- 西田芳則, 鹿又一良, 田中伊織, 佐藤晋一, 高橋進吾, 松原久. 津軽海峡を通過する流量の季節・経年変化. 海の研究 2003; 12: 487-499.
- Shin HR, Lee JH, Kim CH, Yoon JH, Hirose N, Takikawa T, Cho K. Long-term variation in volume transport of the

- Tsushima warm current estimated from ADCP current measurement and Sea level differences in the Korea/Tsushima Strait. *J. Marine. Systems* 2022; 232: 1154-1168.
- Takikawa T, Yoon JH and Cho KD. The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits estimated from ferry-boat ADCP data. *J. Phys. Oceanogr.* 2005; 35: 1154-1168.
- Toba Y, Tomizawa K, Kurasawa K, Hanawa K. Seasonal and Year-to-Year Variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current system with its Possible Cause. *La mer* 1982; 20: 41-51.
- 内海勇哉. フェリー-ADCPデータに基づく対馬海峡流動構造の再解析. 修士論文, 九州大学, 福岡. 2018.
- Watanabe T, Katoh O, Yamada H. Structure of the Tsushima warm current in the northeastern Japan Sea. *J. Oceanogr.* 2006; 62: 527-551.
- Yabe I, Kawaguchi K, Wagawa T, Fujio S. Anatomical study of the Tsushima Warm Current system: Determination of Principal Pathways and its Variation. *Prog. Oceanogr.* 2021; 194: 1-13.