HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	襟裳沖陸棚斜面域から日高舟状海盆へ侵入する親潮順圧流の数値モデル実験と海洋観測
Author(s)	三宅, 誠音; 磯田, 豊; 今井, 圭理 他
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 70(1), 1-11
Issue Date	2020-08-24
DOI	https://doi.org/10.14943/bull.fish.70.1.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/79112
Type	departmental bulletin paper
File Information	bull.fish.70.1.1.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北 大 水 産 彙 報
70(1), 1–11, 2020.
DOI 10.14943/bull.fish.70.1.1

襟裳沖陸棚斜面域から日高舟状海盆へ侵入する親潮順圧流の数値モデル実験と海洋観測

三宅　誠音[1)]・磯田　　豊[2)]・今井　圭理[3)]・小熊　健治[3)]・澤田　光希[3)]

(2019 年 10 月 8 日受付，2019 年 10 月 21 日受理)

Model experiments and observations of Oyashio barotropic flow intruding to Hidaka Trough via steep shelf slope area off Cape Erimo

Masato Miyake[1)], Yutaka Isoda[2)], Keiri Imai[3)], Kenji Oguma[3)] and Kouki Sawada[3)]

Abstract

The shelf slope off Cape Erimo is very steep, and its slope width (L～30 km) is smaller than the internal radius deformation (λ_i～50 km). A simple model is used to investigate the dynamic response of Oyashio barotropic flow passing through this local steep slope area. Model results suggest that near-bottom Oyashio water cannot intrude from shelf area off Cape Erimo to Hidaka Trough, because inverse flow accompanied by the bottom trapped shelf wave is generated over the steep slope under the physical condition of $L < \lambda_i$. To confirm the existence of such inverse flow, hydrographic data at upstream and downstream both sides of shelf area off Cape Erimo were examined.

Key words : Oyashio, Cape Erimo, Steep shelf slope, Hydrographic data

緒　　言

北太平洋亜寒帯の西岸沖海域では Fig. 1(a) の海底地形図に示すように，最大水深が 6,000 m を超えるクリル・カムチャッツカ海溝 (Kuril-Kamchatka Trench) と日本海溝 (Japan Trench) がほぼ南北方向に連なり，沖合幅 100～200 km の長大な陸棚斜面地形を形成している。2,000 m 以深の陸棚斜面形状の変化は比較的小さいのに対し，北海道南岸沖の 2,000 m 以浅の陸棚斜面に限って特徴的な地形変化がみられる。北海道南岸沖の海底地形を拡大表示したもの (後述する観測点も併記) が Fig. 1 の (b) である。その特徴とは，襟裳沖陸棚斜面域で約 30 km の非常に狭い範囲で水深が 200 m から 2,000 m まで変化する急斜面となる一方，襟裳南西沖に位置する日高舟状海盆 (Hidaka Trough) における 2,000 m 以浅の沖合幅は約 200 km まで大きく拡がり，緩斜面へと変化していることである。これらの地形変化を代表する 1,000 m 等深線をみると，襟裳沖では急斜面の陸棚斜面域内にあり，日高舟状海盆では緩斜面の中央付近で半円形状を描いている。北太平洋亜寒帯域の西岸境界流である親潮はこのような陸棚斜面域を南下しており，本研究では親潮が特徴的な地形変化を有する襟裳沖陸棚斜面域から日高舟状海盆へ侵入する際の局所的な力学応答に注目した。

陸棚斜面上に捕捉される親潮は，内部境界面変位を伴わず，海面水位変位のみを圧力勾配力とした順圧流成分である。北太平洋を想定した風成循環流理論によれば，偏西風の季節変化に同期した親潮は，位相速度の速い順圧惑星ロスビー波の西方伝播によって説明される (Wagawa et al., 2010 ; 藤原ほか，2014 ; 館野ほか，2016)。すなわち，明瞭な季節変化を示す親潮南下流は順圧流成分が支配的と考えられる。例えば，Uehara et al. (2004) は襟裳東側に設定された OICE (Oyashio Intensive observation line off Cape Erimo) 線上の係留流速観測と断続的に実施された海洋観測から，偏西風が強化される冬季 (1 月ころ) には陸棚斜面の海底直上にも有意な南下流が捉えられ，親潮順圧流の存在を指摘している。さらに, OICE 線上で水深 0～1,000 m 範囲の絶対南下流量を見積もり，冬季に極大の 12.8 Sv (2001 年 1 月：1 Sv = 10^6 m^3s^{-1})，秋季に極小の 0.5 Sv (2001 年 9 月) となることも示した。Isoguchi and Kawamura (2006) は親潮域に点在する暖水リングの南北挙動及び東北沖水

[1)] 北海道大学大学院環境科学院
(*Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University*)
[2)] 北海道大学大学院水産科学研究院海洋環境学分野
(*Laboratory of Marine Environmental Science, Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University*)
[3)] 北海道大学水産学部附属練習船おしょろ丸
(*T/V Osyoro-Maru, School of Fisheries Sciences, Hokkaido University*)

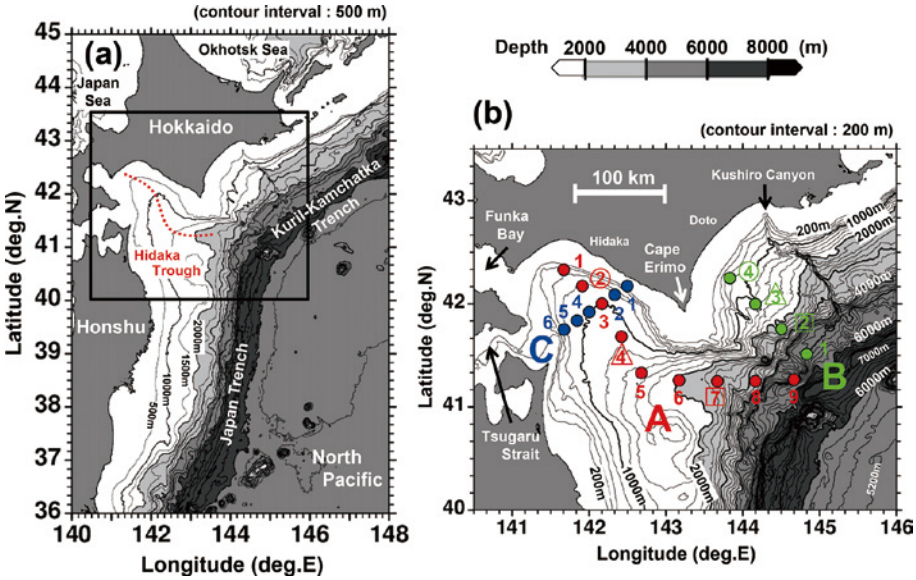

Fig. 1. (a) Bottom topography of "Kuril-Kamchatka Trench" and "Japan Trench" in the western North Pacific. Rectangular region indicates our study area. (b) An enlarged map of the study area with CTD observation stations along A-line (red), B-line (green) and C-line (blue) on the bathymetric chart. Numerals on the solid lines show depth in meters.

温場のボックスモデル計算から，冬季に強化される南下流の存在を間接的に示唆している。このように，観測結果をもとにした親潮の傾圧流成分と順圧流成分の分離や正味の流量の見積もりは不明瞭ながらも，冬季に強化される親潮順圧流が水深 1,000 m 前後の陸棚斜面域に捕捉され，襟裳沖陸棚斜面域から日高舟状海盆へ侵入しているという状況証拠は整っている，と思われる。

一方，日高舟状海盆内の表層では津軽海峡から流出する津軽暖流の季節変化 (Gyre モードと沿岸モード) が卓越している。Rosa et al. (2007) の水塊解析によれば，親潮が強化される冬季は，海面冷却によって津軽 Gyre が衰退し，襟裳沖から日高舟状海盆内へ流入する親潮水が支配的となる。このとき，親潮の日高舟状海盆内への流入構造は，傾圧的な密度流と海底斜面地形に捕捉された順圧流の 2 つが考えられる。本研究では後者の順圧流入に焦点を絞り，永年的な成層場 (内部変形半径 λ_i～50 km) と襟裳沖の局所的な地形変化 (陸棚幅 L～30 km) の条件のもとに作成した数値モデルを用いて，順圧南下流の応答問題を調べた。この数値実験のモデル結果は，$L < \lambda_i$ となる襟裳沖を南下する親潮順圧流が順圧流のままでは日高舟状海盆内へ流入できないことを予測する。この予測の確からしさを調べるために，襟裳沖陸棚斜面域を挟む観測線で得られた海洋観測資料を解析し，両観測線断面に現れる中層以深の水塊構造 (水深 500 m 付近の中暖水と水深 1,000 m 付近の溶存酸素極小水) の比較を行った。

襟裳沖陸棚斜面域を通過する順圧南下流の数値実験

モデルの概要

本研究で用いた数値モデルは襟裳沖陸棚斜面付近の北緯 41°50′ のコリオリパラメータ $f = 9.732 \times 10^{-5}\,s^{-1}$ を用いた f 平面近似の POM (Princeton Ocean Model : Blumberg and Mellor, 1987) であり，鉛直方向には σ 座標系等間隔の 30 層とした。北海道南岸沖における陸棚斜面地形の特徴を模した単純なモデル地形を平面図として Fig. 2 の (a) に示した。f 平面ではあるが，モデル地形の上側を北側とした東西南北で説明する。モデルの水平格子間隔は $\Delta x = \Delta y = 1$ km とし，最も浅い水深は 200 m として西側閉境界に沿って一様に与え，それゆえ，200 m 以浅の襟裳沖陸棚上は北西角に矩形陸地 (東西 100 km×南北 50 km) として表現される。モデル陸棚斜面は西側閉境界の水深 200 m から東側の水深 4,000 m に至る一定勾配値として与えるが，北側では 100 km 範囲，南側では 200 km 範囲の水深変化とした。両陸棚斜面領域は南北幅 L = 30 km の急斜面領域で線形に接続させ，これにより特徴的な襟裳沖陸棚斜面域を表現した。4,000 m 等深線よりも東側には東西幅 200 km の一定水深 (H = 4,050 m) の緩衝領域を設け，東側開境界 (放射条件) で生じる微小擾乱の影響を避けた。

本数値実験では冬季に卓越すると推測されている親潮の順圧成分を南下流として北側開境界から流入強制させ，南側開境界では POM に設定されている放射条件を用いて流出させる。ところが，「緒言」で紹介したように，親潮の傾圧成分と順圧成分の分離や正味の流量の見積もりは未だ不明瞭であり，北海道南岸沖の陸棚斜面上における岸沖流速分布も確定していない。ここでは示さないが，POM の単層モデルを用いて，親潮の順圧南下流を想定した種々の流量及び岸沖流速分布を仮定した予備実験を行った。その結果，岸沖方向に一様な流入流速で現実的な範囲の順圧流量 (0～40 Sv) を与えても，基本的には渦位保存を満たす等深線に沿った定常場が形成されること

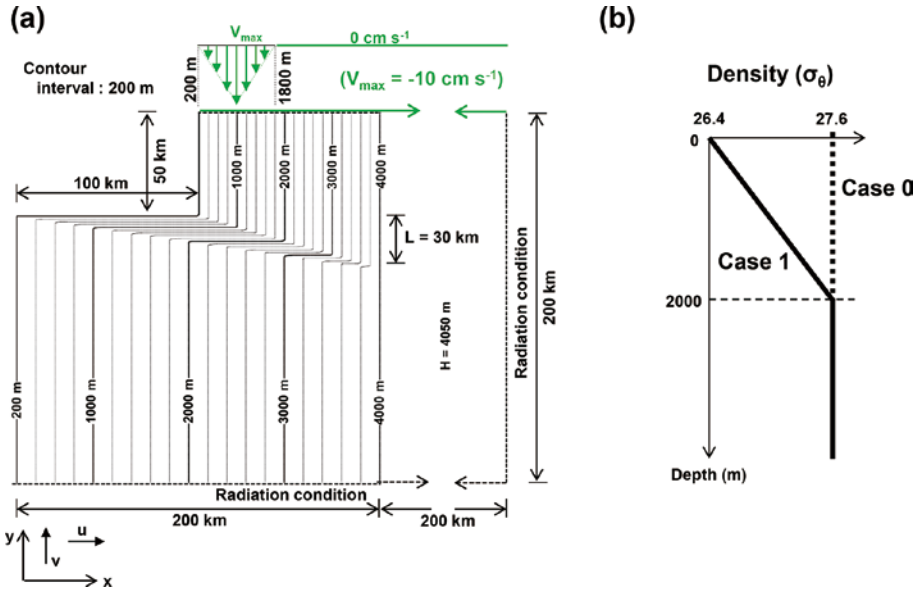

Fig. 2. (a) Plane view of model basin configuration and bottom topography, which simply represents the steep shelf slope off Cape Erimo. (b) Initial condition of vertical density profiles for no stratification (dotted line of Case 0) and typical stratification (solid line of Case 1).

がわかった。すなわち，2,000 m 以浅の日高舟状海盆に流入できる順圧南下流は，2,000 m 以浅の陸棚斜面上の南下流に限られる。そこで，本数値実験では襟裳沖陸棚斜面の中間水深にあたり，日高舟状海盆内に繋がる代表的な水深である 1,000 m 深の水柱挙動にのみ注目した。Fig. 2(a) の上端に緑色表示したように，北側斜面上の水深 1,000 m に極大流速 V_{max} を設定し，相対渦度をできるだけ小さくするために，水深 200 m と水深 1,800 m で流速 0 cm s^{-1} となるように線形に流速を減少させた。なお，ここでは V_{max} = − 10 cm s^{-1} としたが，この値を現実的な流速範囲で変化させても定性的な結果は同じであった。

上述したように単層モデルの順圧南下流は等深線に沿った定常流となる。これと基本的には同じ結果になるものの，密度成層なし (密度 27.6 σ_θ 一様) の多層モデル計算を以下 Case 0 と呼ぶ。これとの比較実験として，初期値に現実的な密度成層 (水深 0〜2,000 m の間で密度 26.4〜27.6 σ_θ まで線形変化；Fig. 2(b) を参照) を設定した多層モデル計算を以下 Case 1 と呼ぶ。Case 1 の成層強度をロスビーの内部変形半径 λ_i で表現すると，λ_i = NH/f ～ 50 km (ここで，H = 2,000 m は水深，N = 2.4 × 10^{-3} s^{-1} は浮力振動数) となり，これは襟裳沖陸棚斜面幅 (L = 30 km) よりも大きい。両ケースとも，水平の渦動粘性係数と拡散係数は同じとして 10^2 m^2 s^{-1}，鉛直の渦動粘性係数と拡散係数も同じとして 10^{-4} m^2 s^{-1} の一定値を設定し，海底摩擦は零，西側閉境界は Half-slip 条件とした。計算時間ステップは CFL 条件を満たす 2 秒，数値積分は 20 日程度でほぼ定常状態が確認されたため 30 日とした。以下のモデル結果は 30 日目の定常場であり，その水平分布は東西 200 km × 南北 200 km の陸棚斜面領域のみを描いた。

モデル結果

Fig. 3 の上段は水深 100 m (σ 座標系から内挿)，下段は海底面 (Bottom : 30 層目) における水平流速ベクトルの水平分布図であり，(a) が成層なしの Case 0，(b) が成層ありの Case 1 である。なお，上段の図には表層流の指標として水位の等値線 (0.2 cm 間隔) を赤線で表示した。Case 0 は成層がないので，順圧陸棚波の伝播が定常場を形成するため，ほぼ等深線に沿った南下流が形成され，水深 100 m と海底面の流速場は全く同じになる。ただし，南側の流出流を北側の流入強制流と比べると，水位が少し低下し，極大流速を示す水深が深い側 (1,200 m 付近) へ少しずれている。これは陸棚地形が直角に曲がる付近の地形効果による形状抵抗が原因と思われる。

Case 0 と Case 1 の相違から，成層効果による傾圧応答が理解される。Case 1 を Case 0 との相違に着目して記述すると，(1) 襟裳沖斜面域以南の表層流は幅広い南下流となり，(2) 襟裳沖斜面域底層では反流が形成されて，底層南下流は一旦途切れるが，(3) 南側斜面上では順圧的な南下流が再出現していると同時に，(4) その沿岸近くには傾圧的な南下流が形成されている。このような傾圧構造を下段に示した 2 本の南北緑線，A 線 (北側斜面の水深 1,000 m 上) と B 線 (南側斜面の水深 1,000 m 上) で代表させて，断面直交流速成分 u (赤青濃淡表示) と等密度線 (0.1 σ_θ 間隔) の鉛直断面図として Fig. 4 の (a) に Case 0，(b) に Case 1 を示した。成層なしの Case 0 では順圧流が海底斜面上に捕捉されている様子が容易に確認される。この断面図では鉛直方向を 1,000 m スケールで描いているため，Case 1 で生じた数 10 m オーダの内部境界面変位は認知し難いものの，襟裳沖斜面域付近で励起された傾圧流の存在は明瞭

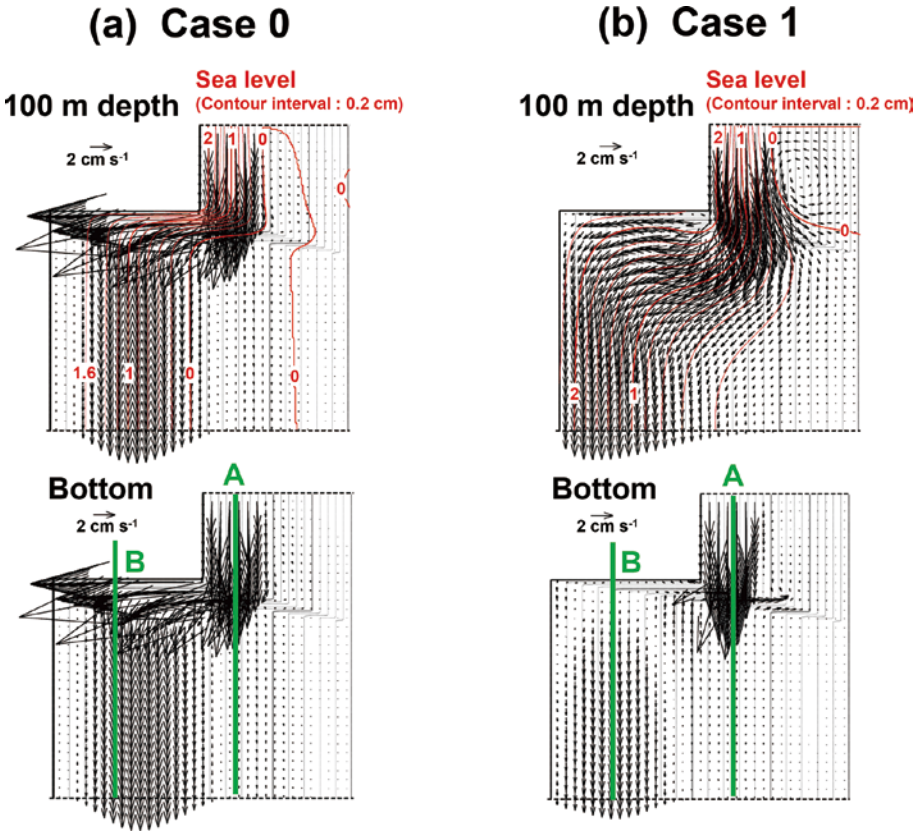

Fig. 3. Model results on steady state (after 30 days) for (a) Case 0 and (b) Case 1. Upper and lower panels show the horizontal distributions of current vectors at 100 m depth with contours of sea level and on the bottom, respectively.

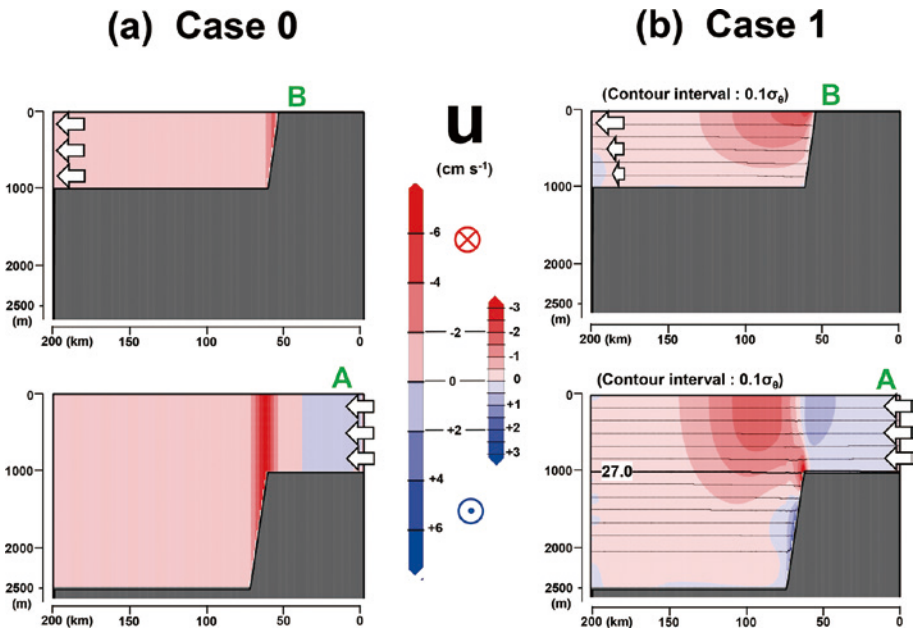

Fig. 4. Vertical distributions of velocity component u along two lines named by A and B, their locations are shown in the lower panels of Fig. 3. Result in (a) Case 0 shows the idealized barotropic response. Result in (b) Case 1 shows the dynamic response of Oyashio barotropic flow passing through a local steep slope area under the typical stratification. Density contour interval in (b) is 0.1 σ_θ.

である。特に，A 線断面において，27.1 σ_θ 以浅では内部変形半径スケール (約 50 km) の傾圧的な西向き流 (赤色濃淡)，27.1 σ_θ 以深の陸棚斜面上には海底に捕捉された東向き流 (青色濃淡) の形成が特徴的である。1,000 m 以浅の B 線断面では，A 線断面に現れた傾圧的な西向き流 (赤色濃淡) の状態が連続している。

Case 1 の結果が示した襟裳沖斜面域付近の傾圧応答は，Kajiura (1974) により提示された 2 層の階段地形モデルに存在し得る超長周期波 (準定常流) 理論 (以下，Kajiura 理論と呼ぶ) を用いて定性的に理解することができる。Kajiura 理論は陸棚幅 L と内部変形半径 λ_i の大小関係により，存在し得る波動が変化することを示した理論である。基本的には地衡流調節問題であり，擾乱の空間スケールと変形半径との関係から，流速場が地衡流平衡する場合 (渦モードの波) と水位 (または内部境界面) が地衡流平衡する場合 (重力モードの波) に区別される。本モデル結果を Kajiura 理論に従って理解してみよう。まず，強制流入域である北側斜面上は $L>\lambda_i$ なので，順圧流はそのまま順圧陸棚波として南方伝播できる。ところが，この順圧陸棚波が幅狭い襟裳沖斜面域に達したとき，L (～30 km) $<\lambda_i$ (～50 km) の条件に突然変化するため，この領域に存在し得る波動は内部ケルビン波と海底捕捉陸棚波に限られてしまう。両波動は分離できないものの，27.1 σ_θ 以深の海底捕捉された東向き流が海底捕捉陸棚波，27.1 σ_θ 以浅の傾圧的な西向き流が (沖合の深い海底地形に捕捉された) 内部ケルビン波に対応すると考える。それゆえ，この変化により水平流速ベクトル場で提示した (1) と (2) の特徴が説明される。流出側の南側斜面上では再び $L>\lambda_i$ の条件へ変化するため，Kajiura 理論からは海底捕捉陸棚波が (沿岸の浅い海底地形に捕捉された) 内部ケルビン波へ，(沖合の深い海底地形に捕捉された) 内部ケルビン波が再び順圧陸棚波へ変化することが予測される。実際に，この変化は水平流速ベクトル場で提示した (3) と (4) の特徴とも矛盾しないものと考える。

襟裳沖陸棚斜面域を東西に挟む 3 断面の海洋観測

前節の数値実験の結果，1,000 m 等深線付近を強制的に南下させた親潮順圧流 (順圧陸棚波) は幅狭い襟裳沖陸棚斜面域で傾圧流 (内部ケルビン波と海底捕捉陸棚波) を励起し，上層流は密度流として日高舟状海盆へ流入できる一方，下層流は日高舟状海盆に流入できないことが予想された。すなわち，冬季に卓越すると言われる親潮順圧流は海底斜面を感じて南下するものの，海底斜面近傍の水塊は日高舟状海盆へ流入できないことを示唆している。

この実験結果の確からしさを調べることを目的に，本研究では北海道大学水産学部附属練習船おしょろ丸を用いた学部洋上実習 (海洋資源学科) で得られた海洋観測資料を解析した。この実習時期は親潮のスベルドラップ輸送量 (順圧南下流) が極大後となる春季の 2016 年 3 月 3～8 日，逆に極小後となる秋季の 2017 年 9 月 25～28 日の 2 回実施された。両実習の観測点は全く同じであり，Fig. 1 の (b) に示すように，3 本の観測線で構成される。赤丸印で表示した A 線は，日高舟状海盆の谷 (Hidaka Trough) に沿った 9 観測点 (A1～A9) であり，襟裳沖陸棚斜面域の影響を受けた後の親潮構造と表層の津軽 Gyre が捉えられる。緑丸印で表示した B 線は，襟裳沖陸棚斜面域の上流側に位置する 4 観測点 (B1～B4) であり，陸棚斜面 (Kuril-Kamchatka 海溝) に沿って南下する親潮本来の岸沖構造が捉えられる。青丸印で表示した C 線は，A 線上の A3 を共有した海盆奥の 6 観測点 (C1～A3～C6) であり，A 線で捉えられた海洋構造の理解を補うための観測線である。海底斜面に捕捉された親潮順圧流を想定した場合，上流側 B 線の B2(□印)・B3(△印)・B1(○印) の水深は，それぞれ，下流側 A 線の A7(□印)・A4(△印)・A2(○印) の水深にほぼ対応する。

観測に使用した CTD (Conductivity・Temperature・Depth) センサーは，Sea-Bird 社製 SBE 9-11puls であり，以下，ポテンシャル水温 (Potential Temperature) は PT，ポテンシャル密度は密度と略す。同 CTD には Sea-Bird 社製 SBE 43 の溶存酸素 (Dissolved Oxygen；以下 DO と略す) センサーと Seapoint Sensors 社製の蛍光光度センサーも搭載されている。各データの測定間隔は 1 db 毎であるが，内部波等の微細な構造を取り除くために，三角フィルター ($A_i = 0.25A_{i-1} + 0.5A_i + 0.25A_{i+1}$；$A_i$ は水圧 i db のデータ) を 10 回かけた平滑化を行い，これを本解析の基本データとした。また，適当な水深において採水を行い，ウインクラー法により測定した DO 測定値から DO センサー値を補正した。補正は回帰直線で行い，9 月観測の補正値は $DO = 1.0537 \times DO_{CTD} + 0.065$ (DO_{CTD} は DO センサー値)，3 月観測の補正値は $DO = 1.0370 \times DO_{CTD} + 0.069$ となった。

水温-塩分ダイヤグラムと表層塩分の断面分布

Fig. 5 の左側は縦軸を PT，横軸を塩分とした水温-塩分 (PT-S) ダイヤグラムであり，(a) が 9 月観測，(b) が 3 月観測の結果である。両図とも A 線データは赤色，B 線データは緑色，C 線データは青色で表示した。なお，図中には Hanawa and Mitsudera (1987) で定義された水系区分を黒色枠線で示している。各略記号の意味は，CO (PT≦2°C, S≦33.0) が沿岸親潮水 (Coastal Oyashio water)，OW (33.0 ≦ S ≦ 33.7, PT ≦ 7°C, $\sigma_\theta \leqq$ 26.7) が親潮系水 (Oyashio Water)，TW (33.7 ≦ S ≦ 34.2, PT ≧ 5°C, $\sigma_\theta \geqq$ 24.0) が津軽暖流水 (Tsugaru warm Water)，KW (S ≧ 34.2, 24.0 ≦ $\sigma_\theta \leqq$ 26.7) が黒潮水 (Kuroshio Water)，CL ($\sigma_\theta \geqq$ 26.7) が冷たい底層水 (Cold Lower-layer water) である。

9 月観測 (Fig. 5(a)) は海面加熱期の終わりころにあり，津軽海峡から日高舟状海盆に流入した高温高塩水が表層に津軽 Gyre を形成する時期である (Rosa et al., 2007)。それゆえ，A 線の沿岸側 (A1～A6) と C 線全点の低密度 (表層) 水が TW に分類される一方，A 線の沖合側 (A7～A9) と B

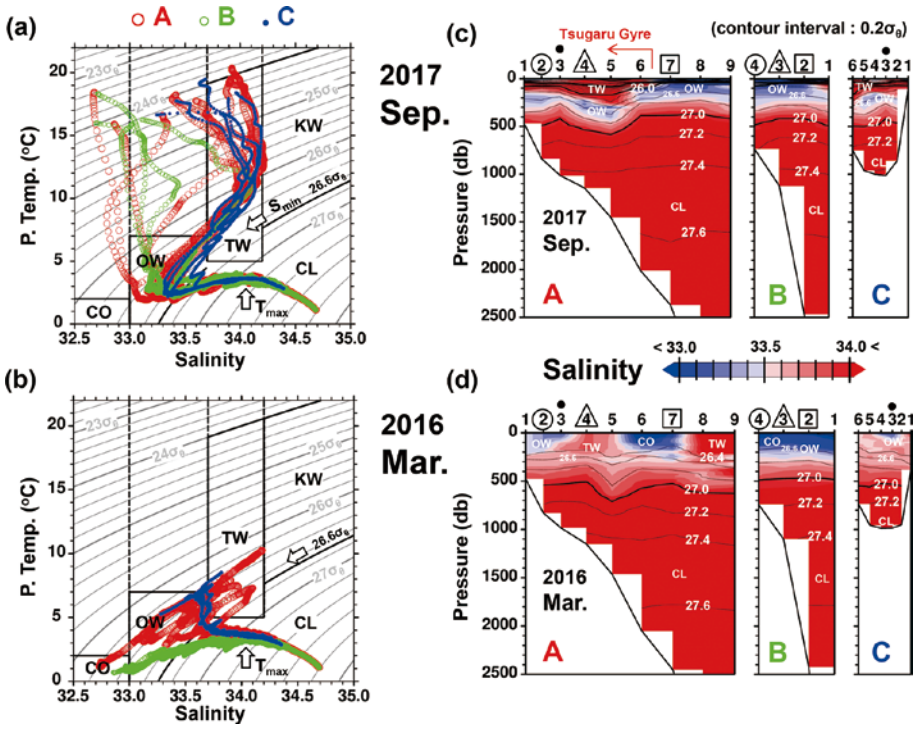

Fig. 5. Potential Temperature-Salinity (PT-S) diagrams based on all CTD data of A-line (red open circles), B-line (green open circles) and C-line (blue closed circles) in (a) September 2017 and (b) March 2016. Definition of water masses based on Hanawa and Mitsudera (1987) was used as following ; Tsugaru warm Water (TW), Kuroshio Water (KW), Oyashio Water (OW), Coastal Oyashio water (CO), and Cold Lower-layer water (CL). Vertical distributions of salinity with contours of potential density along A to C lines in (c) September 2017 and (d) March 2016.

線全点の低密度水は OW または CO が水温上昇した区分に分類されている。高密度水側をみると，A・B・C 線の区別がなくなり，全点でほぼ共通して，密度 26.6 σ_θ 付近の OW に塩分極小 (白抜き矢印の S_{min})，密度 27.0 σ_θ 付近の CL に PT 極大 (白抜き矢印の T_{max}) が形成されている。3 月観測 (Fig. 5(b)) はまだ海面冷却期にあり，高塩のまま冷却された TW と北部から日高舟状海盆へ流入した OW と CO の間に密度差がなくなる時期である (Rosa et al., 2007)。それゆえ，低密度 (表層) 水でも密度 26.2 σ_θ 以上であり，TW・OW・CO にある水塊の塩分差は大きいものの，密度差はほとんどないことが確認され，さらに 9 月観測にみられた塩分極小は消滅している。高密度水の CL に形成されていた PT 極大 (白抜き矢印の T_{max} で表示し，以下，「中暖水」と呼ぶ) は B 線のみ明瞭であり，日高舟状海盆内の A・C 線では不明瞭となっている。

PT-S ダイヤグラムに示されるように，塩分極小が形成されていた密度 26.6 σ_θ よりも重い密度帯では下方に向かって塩分が次第に増加する傾向にある。そこで，本節では塩分の表層分布から TW・OW・CO の水塊区分 (33.0 ≦ S ≦ 34.0 の範囲で色分け表示) が判断できる低密度帯に注目した。Fig. 5 右側の (c) に 9 月観測, (d) に 3 月観測の A・B・C 線毎の鉛直断面図を示し，同図に水系略記号を模式的に付している。図中の等値線は密度 (0.2 σ_θ 間隔) を示し，測点番号に付した○・△・□印は Fig. 1(b) で説明した等水深の観測点 (A-B 線間) を示し，A3 と C3 の●印は共有点であることを表す。これらの測点表示の仕方は後述される断面図の Figs. 6, 7, 9 でも同じである。

9 月の塩分断面 (Fig. 5(c)) では A 線沿岸側や C 線に出現する TW (津軽 Gyre) 下部にある OW (塩分極小) が明瞭であり，A 線沖合側や B 線の OW (低塩水) は表層付近にある。このような分布から，観測された塩分極小の形成は，密度 26.6 σ_θ 付近にある低塩水の上部に低密度の津軽 Gyre が水平移流された可能性が示唆される。3 月の塩分断面 (Fig. 5(d)) では塩分極小はほとんど観測されず，表層付近にある密度 26.2～26.4 σ_θ のほぼ同じ密度帯に OW と CO と TW が混在している。特に，親潮起源である OW と CO の水平分布に注目すると，親潮上流側の B 線から日高舟状海盆内の A・C 線へ，少なくとも表層水は流入していることがわかる。

水深 500 db 付近に PT 極大を示す中暖水の断面分布

本節では水塊 CL 内に存在している中暖水の断面分布に注目する。Fig. 6 の表示の仕方は Fig. 5 と同じであり，中暖水付近の PT-S ダイヤグラムを拡大表示 (33.5 ≦ S ≦ 34.8, 1°C≦ PT ≦ 5°C の範囲) したものを (a) と (b) に，2°C ≦ PT ≦ 4°C の PT レンジで中暖水構造を強調した PT 断面図を (c) と (d) に示した。上段が 9 月観測，下段が 3 月観測である。なお，PT-S ダイヤグラムに表示した DO_{min}

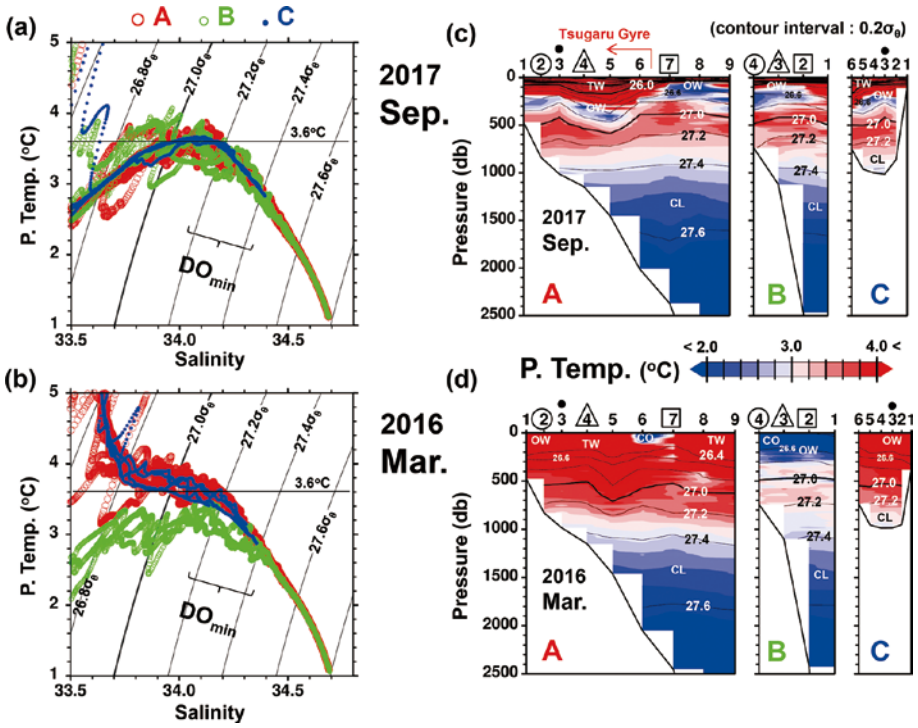

Fig. 6. PT-S diagrams in (a) and (b) are the same as Fig. 5 (a) and (b), but for an enlarged range around the mesothermal waters. Vertical distributions of PT with contours of potential density along A to C lines in (c) September 2017 and (d) March 2016.

印の密度範囲 (27.2～27.4 σ_θ) は，中暖水よりも高密度側に存在している DO 極小水 (後述) を示す。

9 月の中暖水はほぼ全点で観測され，密度が 27.0～27.2 σ_θ の範囲，PT が約 3.6°C となる同一な水塊特性をもち，存在水深は 500 db 付近にある (Fig. 6(a)(c))。ただし，中暖水付近には等密度面方向に沿った微細な PT 塩分変化 (密度逆転は生じていない) を伴っている。また，この中暖水の上部には PT 極小が存在し，これは塩分極小を伴う強い塩分躍層により維持されていると推測される。3 月観測の PT-S ダイヤグラムをみると (Fig. 6(b))，明瞭な PT 極大は B 線で観測され，その極大 PT 値は 9 月の 3.6°C よりも低く，微細な PT 塩分変化の振幅も幾分大きい傾向がみられる。A 線や C 線では明瞭な PT 極大を示さないものの，9 月の中暖水と同じ密度帯と PT 値をもつ水塊は存在している。3 月の PT 断面 (Fig. 6(d)) をみると，A 線沖合側 (A7～A9) と B 線に中暖水が認められるが，その強さは 9 月に比べて明らかに弱い。

水深 500 db 付近にある中暖水を親潮上流側 (B 線) から日高舟状海盆 (A･C 線) への水平移流の指標としたならば，海盆流入は 9 月が可，3 月が不可となる。しかし，PT-S ダイヤグラムに示された微細な PT 塩分変化は，等密度面を横切る鉛直的な水塊混合の存在を示唆している。前節で述べたように，中暖水が認められなかった日高舟状海盆の表層には，B 線には存在しない津軽 Gyre (TW) が形成されている。この津軽 Gyre が海面冷却期の鉛直混合により消滅する際の水塊変質を含め，鉛直的な水塊混合の考察が必要と考える。

渦位と二重拡散混合の断面分布

前節で記述したように，本海域では塩分極小水や中暖水が観測され，これらの水塊は微細な PT 塩分変化を伴っており，等密度面を横切る鉛直的な水塊混合の可能性の一つとして二重拡散混合が期待される。加えて，Yasuda (1997) はオホーツク海を起源とする親潮水は，密度 26.6～27.0 σ_θ の低渦位 (low potential vorticity) で特徴付けられることを示した。この密度範囲は二重拡散混合が期待される塩分極小水 (26.6 σ_θ) と中暖水 (27.0～27.2 σ_θ) のほぼ中間の密度帯に相当する。そこで，観測された微細構造の空間分布について議論するため，低渦位に注目した渦位 Q 断面分布を Fig. 7 の左側，二重拡散混合の指標であるターナーアングル Tu 断面分布を Fig. 7 の右側に示し，上段を 9 月観測，下段を 3 月観測とした。これらの図には重ねて，等密度線をコンター (0.2 σ_θ 間隔) で表示している。

渦位 Q の定義は Yasuda (1997) に従い，相対渦度を無視した次式を用いて計算した。

$$Q = -\frac{f}{\rho}\frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z} \qquad (1)$$

ここで，f はコリオリパラメータ (観測地点の緯度を使用)，ρ は海水の密度 (1,000 kg m^{-3})，z は鉛直軸である。低渦位ほど濃い青色で表示し，赤色領域は Q が負となる密度逆転を示す。ターナーアングル Tu は Ruddick (1983) に従い，次式を用いて計算した。

$$\mathrm{Tu} = tan^{-1}(-R_\rho) - 45° \qquad (2)$$

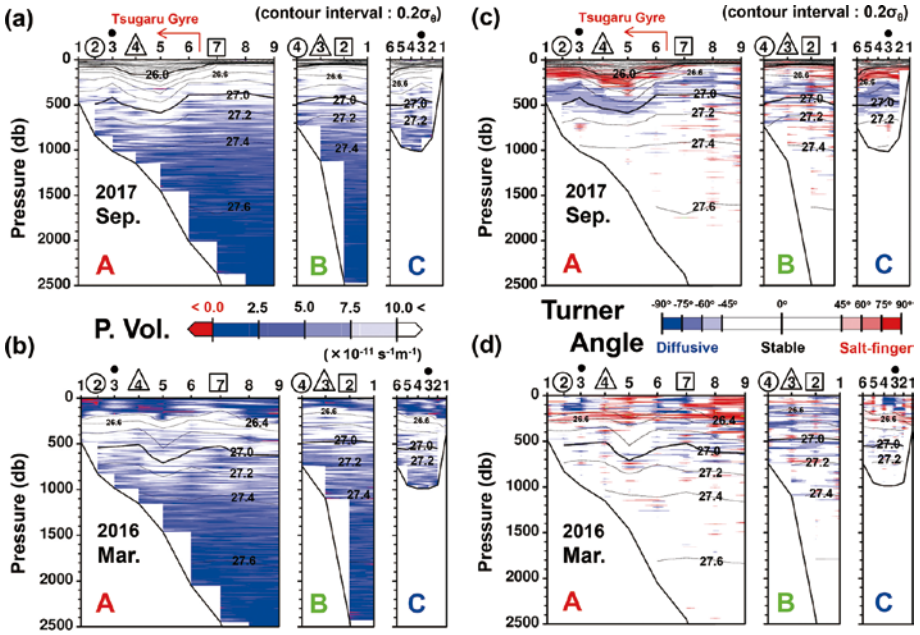

Fig. 7. Vertical distributions of potential vorticity Q (left panels) and Turner angle Tu (right panels) with contours of potential density along A to C lines in (a, c) September 2017 and (b, d) March 2016.

$$R_\rho = \frac{\alpha\theta_z}{\beta S_z} \qquad (3)$$

ここで，θ_z と S_z はそれぞれ PT と塩分の鉛直勾配を示し，α は熱膨張係数，β は塩分収縮係数，R_ρ は鉛直的な密度変化に対する PT 寄与と塩分寄与の比を示した無次元数である。Tu は R_ρ を角度で表現したものであり，密度成層に対して水温が不安定となる Diffusive 型 ($-90° \leqq$ Tu $\leqq -45°$) は青色濃淡，塩分が不安定となる Salt-finger 型 ($45° \leqq$ Tu $\leqq 90°$) は赤色濃淡で表示した。なお，渦位 Q とターナーアングル Tu の各値は，平滑化された 1 db 間隔毎に計算した。

まず，オホーツク海起源の親潮水指標である密度 26.6～27.0 σ_θ の低渦位水は，9 月と 3 月のどちらの観測でも明瞭には認めることができない (Fig. 7(a)(b))。3 月観測に限り，冬季海面冷却による表層混合と思われる，26.4 σ_θ よりも軽い密度帯の低渦位のみが顕著である (一部には赤色表示の密度逆転も存在)。ターナーアングル断面分布 (Fig. 7(c)(d)) に示されるように，本海域における 26.6～27.0 σ_θ の密度帯では二重拡散混合が支配的であり，それゆえ，親潮の特徴とされる低渦位が不明瞭になっていると考える。一般に，塩分極小水の上部は塩分不安定となるために Salt-finger 型 (赤色濃淡)，中暖水の上部は水温不安定となるために Diffusive 型 (青色濃淡) の二重拡散混合が支配的となる。そのような典型的な分布パターンは，9 月観測 (Fig. 7(c)) の津軽 Gyre 付近 (A 線と C 線) の 27.0 σ_θ よりも軽い密度帯にみられる。3 月観測 (Fig. 7(d)) を含め他の断面では，微細な PT 塩分変化から計算された Salt-finger 型と Diffusive 型が離散的に混在しており，弱い二重拡散であるが，その影響は海面から 27.2 σ_θ 前後の密度帯まで拡がっている。

以上の解析結果から，親潮上流側 (B 線) の中暖水 (27.0～27.2 σ_θ) 付近では年間通して継続的な二重拡散混合があり，9 月の津軽 Gyre 付近で観測された塩分極小水や中暖水が 3 月に消滅もしくは不明瞭となるのは，冬季海面冷却と二重拡散混合の組み合わせによるものと推測される。それゆえ，前節で議論した中暖水を水平移流の指標とすることは危険と判断される。そこで，水平移流の新たな指標として，本研究で注目したのが次節で議論する DO 極小水である。この水塊は二重拡散混合の影響が比較的小さい 27.2～27.4 σ_θ の高密度帯にあり，日高舟状海盆を特徴付ける水深である 1,000 db 付近に存在している。

密度-DO ダイヤグラムと DO 断面分布

海面近傍の DO 値は接触した大気との相互作用によって酸素が供給されるために高く，ほぼ飽和状態にあると考えられている。この飽和した DO の値 (以下，$O_{飽和}$ と略す) は水温と塩分の関数式から容易に見積もることができる (関係式は気象庁発行の海洋観測指針 (第 1 部，1999) を参照)。また，太陽光が届く表層付近では植物プランクトンによる光合成によって酸素が供給されるため，DO 値が過飽和となる場合も多い。しかし，海面から沈み込んだ海水のその後の DO は，バクテリアの有機物分解や生物の呼吸によって消費される一方となり，経時的に減少する。すなわち，DO 値が小さいほど，または見かけの酸素消費量 AOU (Apparent Oxygen Utilization) が大きいほど，古い海水 (海面を離脱した時間が長期) と判断される。なお，AOU は次式から計算され，AOU < 0 となれば，過飽和した海水と判断される。

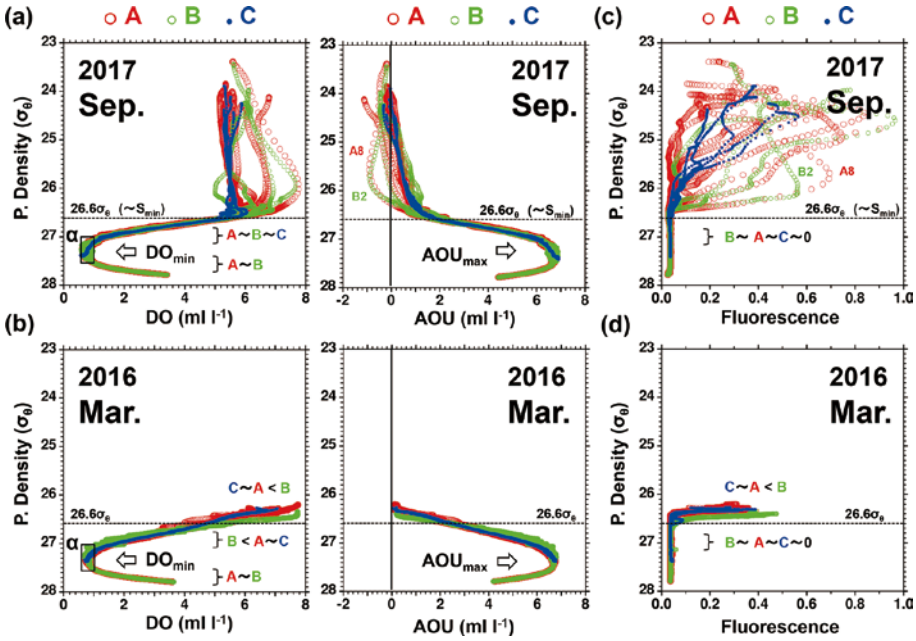

Fig. 8. Potential Density-Dissolved Oxygen (PD-DO) diagrams (left panels), PD-Apparent Oxygen Utilization (PD-AOU) diagrams (middle panels) and PD-Fluorescence diagrams (right panels) in (a, c) September 2017 and (b, d) March 2016. Values of A, B and C lines are plotted by red, green and blue colors, respectively. Lateral line of 26.6 σ_θ in each diagram corresponds to the range of salinity minimum (S_{min}) water.

$$AOU = O_{飽和} - DO \qquad (4)$$

太平洋側の北海道沖では，深層に南極起源の比較的高 DO な海水が通年存在しているため，水深 1,000 db 付近に DO 極小層が形成されることが知られている (例えば，Yasuda, 2001)。そこで，先の図と同様に，観測線毎に 3 色の色分けで，密度-DO ダイヤグラムを Fig. 8 の左側，密度-AOU ダイヤグラムを Fig. 8 の真ん中に表示し，上段の (a) が 9 月観測，下段の (b) が 3 月観測とした。両月とも，ほぼ全観測点の密度 27.2～27.4 σ_θ 付近に DO 極小 (DO_{min}) と AOU 極大 (AOU_{max}) が存在していることが確認される。特に，9 月における表層 (低密度) 付近の AOU は負の値 (過飽和) を示しており，光合成による DO 供給を示している。ここでは光合成の指標として，蛍光光度 (Fluorescence) の密度分布図を Fig. 8 の右側に (c) 9 月と (d) 3 月を示した。両月とも塩分極小が存在した 26.6 σ_θ よりも軽い密度帯で相対的に高い値を示しており，9 月の表層 DO が過飽和状態であっても矛盾はないと考える。逆に言えば，26.6 σ_θ よりも重い密度帯の DO には，光合成の影響はないと判断される。この図では微妙な差にみえるものの，その重い密度帯の 3 月観測に限り，観測線毎の相違がみられる。観測線 A・B・C の記号で DO の大小を表現すると，DO 極小よりも低密度帯では B ＜ A～C となり，高密度帯は南極起源の同一水塊と思われ B～A となっている。

このような観測線毎の相違や同一性を強調するため，Fig. 8 の DO 極小付近に α で表示した矩形範囲を拡大した密度-DO ダイヤグラムを Fig. 9 の左側 (a) 9 月観測と (b) 3 月観測に示した。まず，青色表示の C 線は海盆奥にあり，水深も浅いため，DO 極小は認められず，測点 C5 や C4 の最下層の DO 値は他地点に比べて低い傾向がある。推測の範囲であるが，これは浅い湾奥の底泥水における DO 消費の影響かもしれない。ここでは赤色表示の A 線と緑色表示の B 線の DO に注目する。先にも述べたように，9 月観測の DO 極小の A 線と B 線の相違はみられない一方，3 月観測では DO 極小よりも軽い密度帯において，B 線では低 DO，A 線では高 DO となる相違がある。

本論では密度-DO ダイヤグラムを用いた水塊分類を提案する。分類の定義は 9 月の海盆奥 C 線で観測された密度-DO 関係 (Fig. 9(a)) を基準とした。海盆奥 C 線 (青色表示) の密度-DO 関係を取り囲む領域 (水塊) を数式で表現すると $-0.6\times DO + 27.7 < \sigma_\theta \leqq -0.6\times DO + 27.8$ となり，その高密度側に 0.1 σ_θ だけ平行移動した範囲も加えて，図中では 3 本の黒実線で水塊境界を表示した。Fig. 9 の右側は (c) 9 月と (d) 3 月における DO ≦1.0 ml l^{-1} の DO 極小水を青色濃淡で強調した DO 断面図 (等値線は密度) であり，この図に黒実線を境界とした 3 つの水塊を低密度側から赤色，緑色，橙色の各水塊を棒表示 (bar chart) で重ねて示した。海盆奥の C 線断面では上述した水塊定義により，当然，両月とも緑色水塊が支配的である。注目すべきは DO 極小層の上側に位置する赤色水塊である。9 月の親潮上流側 (B 線) に出現した赤色水塊は，日高舟状海盆 (A 線) 内まで侵入しているが，その侵入範囲は沖合から水深 1,000 m の A4 付近までである。3 月の親潮上流側 (B 線) にも赤色水塊は出現しているが，日高舟状海盆 (A 線) 内には全く

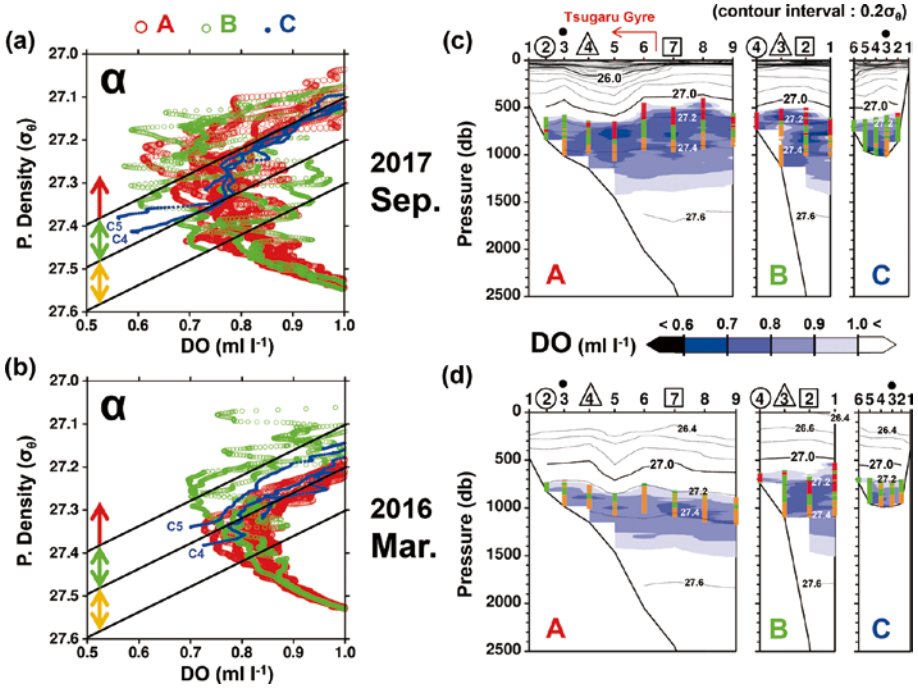

Fig. 9. PD–DO diagrams enlarged around the minimum DO water (rectangular region of α in Fig. 8) in (a) September 2017 and (b) March 2016. Based on this PD–DO relation, three water masses are divided by the boundaries shown in solid linear lines. Vertical distributions of minimum DO (less than 1 ml l^{-1}) with contours of potential density along A to C lines in (c) September 2017 and (d) March 2016. Bar charts with red, green and orange colors indicate three water masses defined by PD–DO relation in (a, b).

認められない。すなわち，水深 1,000 db 付近にある DO 極小水が B 線付近で停滞し，少なくとも海盆内へは侵入していないことを示唆する。これは南下親潮が A 線と B 線の間にある襟裳沖陸棚斜面域で順圧流 (順圧陸棚波) から傾圧流 (内部ケルビン波と海底捕捉陸棚波) へと変化する，という数値実験結果を支持する間接的な観測証拠と考える。

ただし，両月とも海盆内には DO 極小層が形成されており，どこかの季節，少なくとも 9 月の観測時には水深 1,000 db でも海盆内への水平移流が存在しているはずである。推測の範囲であるが，3 月にはなくて 9 月にはある津軽 Gyre (時計回り流) による傾圧的な水平移流の可能性，冬季以外の親潮では順圧流よりも傾圧流が卓越している可能性 (襟裳沖陸棚斜面域で順圧流から傾圧流への応答変化がない可能性) などが考えられる。

ま と め

風成循環理論による順圧応答 (順圧惑星ロスビー波) は，西岸境界域である北海道南東岸沖の陸棚斜面上に偏西風の季節変化にほぼ同期した南下順圧流の存在を予測する。本研究では内部変形半径 (約 50 km) よりも狭い局所的な陸棚斜面変化が襟裳沖にあることに注目し，冬季に強化される南下順圧流がこの局所的な海域でどのような応答を示すのかを簡単な数値実験を用いて調べた。その結果，南下順圧流を形成する順圧陸棚波は狭い陸棚斜面域で内部ケルビン波と海底捕捉陸棚波の 2 つの波動へと散乱され，上層は密度流として南下できるものの，下層は斜面に捕捉された反流 (北上流) となることが示された。これは冬季において，襟裳沖陸棚斜面域の南側に位置する日高舟状海盆内へ，上層の親潮水は侵入できるが，下層の親潮水は侵入できないことを示唆する。

数値実験から示唆された親潮順圧流の構造変化を調べるために，襟裳沖陸棚斜面域を挟む観測線で得られた海洋観測資料 (9 月と 3 月) を解析し，両観測線断面の水塊構造を比較した。スベルドラップ輸送から親潮の順圧南下流が相対的に小さい時期が 9 月観測，大きい時期が 3 月観測と推測される。9 月観測の日高舟状海盆上層では高温高塩分の津軽 Gyre 水が支配的であったが，襟裳沖陸棚斜面域を挟む両観測線の中層，水深 500 db 付近には同質の中暖水，水深 1,000 db 付近には同質の DO 極小水が存在していた。海面冷却期でもある 3 月観測において，襟裳沖陸棚斜面域の上流側から日高舟状海盆内へ流入したと思われる低温低塩分の親潮水 (沿岸親潮水を含む) が両観測線の上層では共通して支配的であった。一方，3 月観測の水深 1,000 db 付近の DO 極小水には両観測線で明らかな差異があり，親潮上流側の観測線が低 DO であった。なお，水深 500 db 付近の中暖水に対する海面冷却混合や二重拡散混合の影響が否定できないため，水塊構造の比較は危険と判断した。もし，3 月観測において中層以深に

海底斜面捕捉の強い親潮南下流が存在し，襟裳沖陸棚斜面域から日高舟状海盆方向への水塊移流があれば，両観測線に DO 極小水の差異は認められないはずである。よって，観測された DO 極小水の差異は，少なくとも，水深 1,000 db 付近の底層水は日高舟状海盆へは侵入していないことを間接的に示している。このように，3 月観測の水塊比較の結果は，数値実験から示唆された親潮順圧流の構造変化とも矛盾しない。

ただし，スナップショット的な海洋観測で得られた水塊構造は，過去のさまざまな水塊履歴にも大きく依存するであろう。それゆえ，空間的に近い観測線同士の水塊比較であっても，それから流速場を間接的に推測することの不確かさは排除できない。最も，直接的で確実な方法は，襟裳沖陸棚斜面上における係留系を用いた多層流速観測である。本研究結果はそのような係留観測を実施するための動機付けの段階に留まっている。

謝　　辞

本研究を行うにあたり，学部洋上実習 (海洋資源学科) の海洋観測を実施して頂いたおしょろ丸船長をはじめ，士官と乗組員の皆様，2016 年 3 月航海の乗船担当教員であった上野洋路准教授，2017 年 9 月航海の乗船担当教員であった平譯享准教授に心より感謝致します。

参 考 文 献

Blumberg, A.F. and Mellor, G.L. (1987)　A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model.　pp. 1-16, Heaps, N. (ed.), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, Vol. 4, ed. N. Heaps, American Geophysical Union, Washington, D.C.

藤原将平・磯田　豊・舘野愛美 (2014)　西部北太平洋における海面高度偏差の季節変化．海の研究，**23**, 197-216.

Hanawa, K. and Mitsudera, H. (1987)　Water system distribution in the Sanriku coastal area.　*J. Oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 435-446.

Isoguchi, O. and Kawamura, H. (2006)　Oyashio seasonal intensification and its effect on subsurface temperature variation off the Sanriku coast.　*J. Geophys. Res.*, **111**, C10006, doi : 10.1029/2006JC003628.

Kajiura, K. (1974)　Effect of stratification on long period trapped wave on the shelf.　*J. Oceanogr. Soc. Japan*, **30**, 271-281.

気象庁 (1999)　海洋観測指針 (第 1 部)．48-49 頁.

Rosa, A.L., Isoda, Y., Uehara, K. and Aiki, T. (2007)　Seasonal Variations of Water System Distribution and Flow Patterns in the Southern Sea Area of Hokkaido, Japan.　*J. Oceanogr.*, **63**, 573-588.

Ruddick, B.R. (1983)　A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity.　*Deep Sea Res.*, **30**, 1105-1107.

舘野愛美・藤原将平・磯田　豊・朝日啓二郎 (2016)　北太平洋風成循環流の季節変化に関する数値モデル実験．北海道大学水産科学研究彙報，**66**(3), 87-97.

Uehara, K., Ito, S., Miyake, H., Yasuda, I., Shimizu, Y. and Watanabe, T. (2004)　Absolute Volume Transports of the Oyashio Referred to Moored Current Meter Data Crossing the OICE.　*J. Oceanogr.*, **60**, 397-409.

Wagawa, T., Yoshikawa, Y. and Masuda, A. (2010)　Bathymetric influences of the Emperor Seamounts upon the subarctic gyre of the North Pacific : Examining Boundary Current dynamics along the eastern side of the mountain ridge with an idealized numerical model.　*J. Oceanogr.*, **66**, 259-271.

Yasuda, I. (1997)　The origin of the North Pacific Intermediate Water.　*J. Geophys. Res.*, **102**(C1), 893-909.

Yasuda, I., Hiroe, Y., Komatsu, K., Kawasaki, K., Joyce, T.M., Bahr, F. and Kawasaki, Y. (2001)　Hydrographic structure and transport of the the Oyashio south of Hokkaido and the formation of North Pacific Intermediate Water.　*J. Geophys. Res.*, **106**(C4), 6931-6942.