



Title	津軽海峡西口の浅瀬地形上通過流による水塊再配置と鉛直混合
Author(s)	山根, 斗和; 磯田, 豊; 西岡, 優; 越後, 友利果; 藤居, 流; 脇田, 昌英; 山崎, 友資; 小林, 直人; 飯田, 高大; 金子, 仁
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 74(1), 35-58
Issue Date	2024-08-04
DOI	10.14943/bull.fish.74.1.35
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/92924">http://hdl.handle.net/2115/92924</a>
Type	bulletin (article)
File Information	bull.fish.74.1.35.pdf



[Instructions for use](#)

## 津軽海峡西口の浅瀬地形上通過流による水塊再配置と鉛直混合

山根 斗和<sup>1)</sup>・磯田 豊<sup>2)</sup>・西岡 優<sup>3)</sup>・越後友利果<sup>2)</sup>・藤居 流<sup>2)</sup>  
脇田 昌英<sup>4)</sup>・山崎 友資<sup>5)</sup>・小林 直人<sup>6)</sup>・飯田 高大<sup>6)</sup>・金子 仁<sup>4)</sup>

(2024年2月7日受付, 2024年4月9日受理)

### Water mass redistribution and consequent vertical mixing due to passage-flow over the sill-topography at the western entrance of the Tsugaru Strait

Towa YAMANE<sup>1)</sup>, Yutaka ISODA<sup>2)</sup>, Yu NISHIOKA<sup>3)</sup>, Yurika ECHIGO<sup>2)</sup>, Yu Fujii<sup>2)</sup>, Masahide WAKITA<sup>4)</sup>  
Tomoyasu YAMAZAKI<sup>5)</sup>, Naoto KOBAYASHI<sup>6)</sup>, Takahiro IIDA<sup>6)</sup> and Hitoshi KANEKO<sup>4)</sup>

#### Abstract

Extensive hydrographic observations traversing the Tsugaru Strait using a research vessel were carried out in spring 2021 and summer 2022. In both seasons, in addition to the inflow of Tsushima Warm Current Water from the western entrance of the strait, water mass originating in the middle layer of the Japan Sea, i.e., Japan Sea Intermediate Water (JSIW), intruded into the strait from the bottom layer on the Hokkaido (northern) side. In the downstream of the sill-topography located at the western entrance, density stratification rapidly weakened, concurrently with disappearance of JSIW properties. In order to investigate key physical drivers of the observed water mass distribution and its modification, the numerical experiments were conducted on stratified fluid passing over a trapezoidal-shaped sill feature in the channel model with a simple rectangular cross section. Even without the sill, vertical circulation, which is accompanied by upwelling along Hokkaido (northern) coast and density inversion near the sea bottom, is formed by the northward bottom Ekman flow caused by the eastward passage-flow. When the sill-topography is added to this, vertical circulation is further enhanced by driving of "pseudo-bottom Ekman flow" on both its upstream and downstream slopes. Near the Hokkaido (northern) coast in the downstream of the sill, offshore (southward) surface flow connected to coastal upwelling moves the velocity maximum of the passage-flow to the Aomori (southern) side. Density inversion reaching the sea surface from the sea bottom expanded off Hokkaido (northern) coast locally, and the gravitationally unstable vertical mixing occurred there. These results suggest that sill-topography promotes water mass redistribution and local vertical mixing associated with vertical circulation on the transverse section, resulting in active water mass modification even in short channels such as the Tsugaru Strait.

**Key words** : Tsugaru Strait, Japan Sea Intermediate Water (JSIW), sill-topography, stratified fluid, pseudo-bottom Ekman flow

#### 緒 言

津軽海峡は北海道と本州を隔て、日本海と北太平洋を接続する東西長約 100 km、南北方向の平均幅約 30 km の水路状の海峡である (Fig. 1(a))。海峡を挟んで日本海側の水位は北太平洋側よりも常に高く、それゆえ、津軽海峡

内の平均流は東向きとなり、本研究ではこの東向き流を以下、海峡通過流と呼ぶ。その流量は実測観測から約 1.5 Sv (四竈, 1994) で、日本海を北上してきた対馬暖流水 (Tsushima Warm Current Water; 赤矢印) の一部のみが津軽海峡へ流入したものとされていた。しかし、近年の夏季の海峡西部海域における詳細な海洋観測により、日本海中

<sup>1)</sup> 北海道大学大学院理学院  
(Graduate School of Science, Hokkaido University)  
<sup>2)</sup> 北海道大学大学院水産科学研究所  
(Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University)  
<sup>3)</sup> 北海道大学大学院環境科学院  
(Graduate School of Environmental Sciences, Hokkaido University)  
<sup>4)</sup> 国立研究開発法人 海洋研究開発機構  
(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology)  
<sup>5)</sup> 蘭越町貝の館  
(Shellfish Museum of Rankoshi)  
<sup>6)</sup> 北海道大学水産学部  
(Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University)

層水 (Japan Sea Intermediate Water) を起源とした冷水が北海道西岸沖の狭い陸棚域に偏って湧昇 (Upwelling; 黒矢印), その後, 反時計回りの流路で移流されて (黒から深緑の矢印) 対馬暖流水との間で混合し, 海峡内へ輸送されていることが明らかになった (伊田ほか, 2016)。一方, 海峡通過流の流出側の東口では, 海峡へ北側から入り込む親潮水 (Oyashio Water; 水色矢印) と通過流水との間で形成される海洋前線及び水塊配置の季節変化が報告されている (Kuroda et al., 2012; Rosa et al., 2007)。

津軽海峡内で卓越している潮流は日周潮流であり (小田巻, 1984), その約 13.67 日周期の大潮小潮変化に伴う流動場と海底地形との相互作用による形状抵抗が海峡通過流を制御している (飯野ほか, 2009; Matsuura and Isoda, 2020)。海峡西口にある浅瀬の下流域では, 日周潮流に同期した大振幅の内部潮汐波が観測され, 回転系の静水圧及び非静水圧の両面から, 内部波の励起・伝播に関する力学機構について議論されている (太田ほか, 2015; 山口ほか, 2020)。海峡東口の大間岬や汐首岬の下流域では, 内部波ではなく, 日周潮流に同期した剥離渦流が観測され, この渦流に伴う鉛直循環が水塊混合に寄与する可能性が示唆されている (石崎ほか, 2023)。

このように, 既往の研究では, 局所的な海域毎に海峡通過流や潮流による水塊変質過程が指摘されているものの, 大きな水塊変質や水塊混合が生じるキースポットが海峡内のどこで, どのように生じているのかは明らかにされていない。そこで, 本研究では 2~3 日以内で海峡全体を横断方向にも, 縦断方向にもカバーできる海洋観測を実施した。観測時期は, 日本海を起源とする亜表層以深の水塊の流下方向の水塊変質に注目するため, 海面冷却による鉛直混合が卓越する冬季を外し, 海面加熱の開始期で密度成層がまだ弱い 4 月と密度成層が最も発達する頃である 8 月の年二回とした。

本論文では, まず, 春と夏の海峡縦断観測から得られた水塊と成層強度の水平分布などから, 水塊混合の間接的な証拠を示す。その結果, 海峡西口の浅瀬地形のすぐ下流域において, 水塊変質に伴う密度成層の弱体化が最も顕著であることが示唆された。そこで, 次に, 多層の MITgcm (Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model) を用いて, 単純な矩形断面をもつ水路モデルに設定した台形型の浅瀬地形上を通過する成層流体の数値実験をもとに, 浅瀬地形の有無と潮汐の有無による水塊混合過程の力学的な考察を行った。さらに, 海洋観測結果と水路モデル実験の解釈を繋げるため, 現実地形の海峡通過流実験を追加した。最後に, 本研究のまとめを行う。

### 春と夏の海峡縦断観測

#### 調査の概要

Fig. 1(b) は津軽海峡周辺の海底地形と北海道大学水産学部附属練習船「うしお丸」で実施した海洋観測点 (黒丸印)

である。本観測では Sea-Bird Electronics 社製の CTD (Conductivity-Temperature-Depth) SBE19plus を用いて, 1dbar 間隔で水温・塩分を測定し, 津軽海峡内を日本海から北太平洋へ通過する水塊の変質過程を調べた。日本海 (Japan Sea) を代表する測点を JS 点, 北太平洋 (North Pacific) を代表する測点を NP 点とし, 白神鞍部 α 西側の松前海釜 ① を横切る A 線, 竜飛鞍部 β 東側の津軽海盆 ③ を横切る B 線, 大間岬-汐首岬の西側 C 線, その東側の北太平洋と接する D 線を設定した。A~C 線上の各 3 点と D 線上の 4 点は, 北海道側から海峡横断方向に 1~4 の番号を付した。測定深度は JS 点と NP 点は深度 500 dbar 付近まで, A~D 線では各観測点の海底近傍とした。ただし, 夏観測では荒天のために, JS 点は海峡近くの JS' 点へ移動し (白抜き矢印), 北太平洋側の D3, D4, NP の 3 点は欠測 (黒丸内の×印) となった。

春観測は, JS 点から A~C 線までを 2021 年 4 月 1 日 10 時~翌 2 日 8 時, 途中約 1 日の休憩を挟んで D 線と NP 点を 4 月 3 日 6 時半~14 時に実施した。夏観測は 2022 年 8 月 6 日 8 時~11 時半に C 線, 同日 13 時~17 時半に B 線と A1 点を実施した。その後, JS' 点を翌 7 日 5 時頃, A2・A3 点を同日 7 時半~9 時, D1・D2 点を 14 時半頃に実施し, 夏観測を終了した。CTD 測定と同時に, Sea-Bird Electronics 社製の溶存酸素センサー SBE43 による溶存酸素量を測定し, その値は海洋観測指針 (気象庁, 1999) に従い, 見かけの酸素消費量 (Apparent Oxygen Utilization; 以下, AOU と略す) に変換して本解析に使用した。なお, センサー値を補正する酸素滴定は行っていないので, SBE43 の出力値である  $\text{ml L}^{-1}$  単位 ( $\mu\text{Mkg}^{-1}$  に換算しない) の定性的な議論となる。

Fig. 2 は海峡を挟む圧力勾配で駆動される海峡通過流の指標として, 青森県深浦 (上流側の日本海南部) の水位から北海道函館 (下流側の海峡内北部) の水位を差し引いた水位差  $\Delta\eta$  の時系列である。深浦と函館の毎時水位データは, 気象庁のウェブサイト (<http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/tide/genbo/index.php>) で公開されており, 本解析では東京湾平均海面 (TP) を基準とした水位換算を行っている。ただし, TP の誤差に関する知見がないため, ここでは水位差の零値や変動振幅を基にした定性的な記述に留める。また, 両地点は 100 km 程度しか離れていないため, 気圧補正を行っていない。表示した春の期間 (a) は, 観測時 (灰色表示の 3 日間) を挟む前後 1 週間の 2021 年 3 月 25 日~4 月 12 日, 夏の期間 (b) も同様な表示の 2022 年 7 月 29 日~8 月 14 日である。春と夏の両期間の  $\Delta\eta$  は常に正值であり, これは日本海から北太平洋に抜ける海峡通過流の存在を示唆する。春観測の時期は, 日周潮の大潮 (S 印) 前, 半日周潮の小潮 (● 印) 前なので, この通過流に卓越した日周潮流が重なることが期待される。夏観測の時期は, 日周潮の小潮 (E 印) と大潮 (S 印) の間, 半日周潮流の小潮 (● 印) なので, 振幅は春よりも小さいが, やはり日周潮流の卓越が予測される。

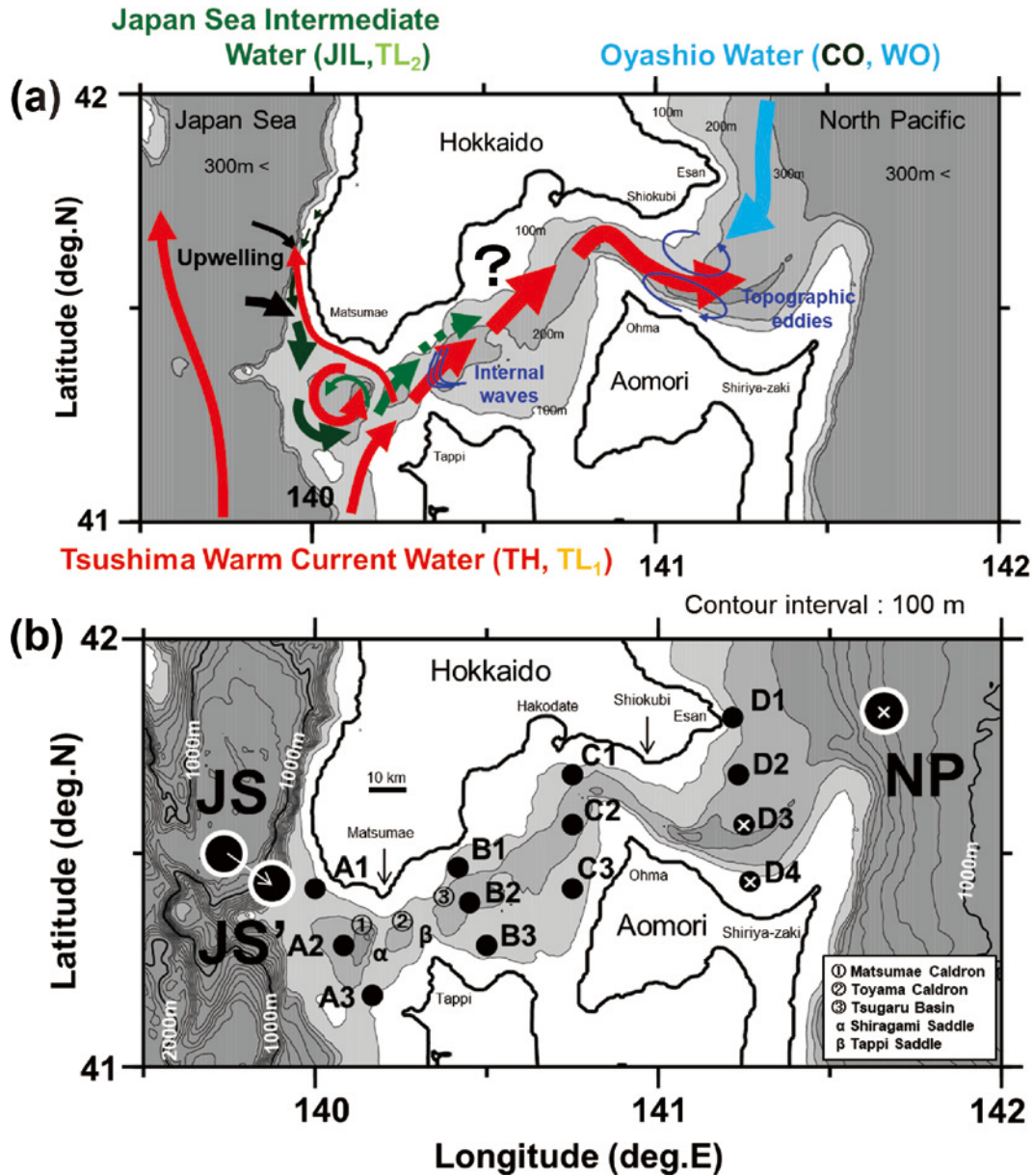


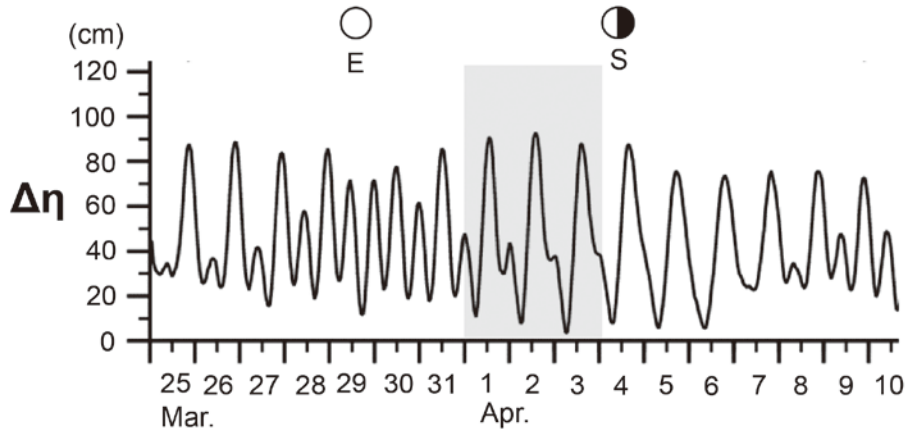
Fig. 1. (a) Schematic flow patterns of Tsushima Warm Current Water (red arrow), Japan Sea Intermediate Water (black to green arrow) and Oyashio Water (blue arrow) around the Tsugaru Strait. Schematic wavy lines and ellipses (dark blue) show the locations where internal tidal waves and tide-induced topographic eddies were observed. (b) Location of CTD stations in spring 2021, which are indicated by closed circles on bathymetry. In summer 2022, station JS was changed to station JS', and CTD data were missing at stations D3, D4, and NP. JS (JS') and NP are representative stations in the Japan Sea and the North Pacific, respectively.

### 水塊区分と海峡縦断方向の水塊変質

津軽海峡を挟んで北太平洋側の水塊区分は Hanawa and Mitsudera (1987), 日本海側の水塊区分は檜垣ほか (2008) に従い, それぞれの区分を水温塩分ダイヤグラム図 (以下, TS 図) で表示したものが Fig. 3 の (a) と (b) である。両水塊区分を合成し, 本研究で提案した区分が同図の (c) である。北太平洋側の水塊の呼び名は, 水温 2°C 以下で塩分 33.0 以下の水塊が沿岸親潮水 (Costal Oyashio water ; CO),

水温 7°C 以下で塩分 33.0 ~ 33.7 かつ密度 26.7  $\sigma_\theta$  以下の水塊が親潮水 (Oyashio Water ; OW), 密度 26.7  $\sigma_\theta$  以上の水塊が冷水層水 (Cold Layer water ; CL) である。日本海側の水塊の呼び名は, 塩分 33.7 以上で, 25.4 ~ 26.6  $\sigma_\theta$  の密度帯が対馬暖流水 (Tsushima warm current water ; T を頭文字), 26.6 ~ 27.2  $\sigma_\theta$  の密度帯を日本海中層水 (Japan sea Intermediate water ; JI を頭文字) として, 塩分 34.2 を境界とした高塩側 (High ; H) の対馬暖流水を TH, 低塩側 (Low ; L) の対馬暖流水を TL, そして低塩側の中層水 JIL の略記号で

(a) Apr. 2021 (Spring)



(b) Aug. 2022 (Summer)

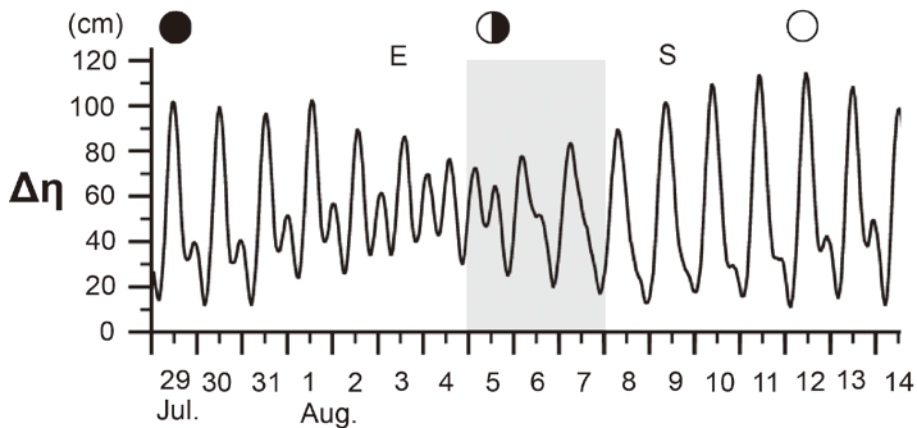


Fig. 2. Time series of the hourly sea level difference  $\Delta \eta$  between Fukaura and Hakodate in (a) March to April 2021 and (b) July to August 2022. The three-day period emphasized by gray shade corresponds to our ship survey period.

表示する。夏観測の海峡内ではJILが存在しなかったため、TLとJILとの混合が示唆される $26.3 \sigma_0$ 以上の高密度側を $TL_2$ 、 $26.3 \sigma_0$ 未満の低密度側を $TL_1$ として区分した。なお、密度 $27.2 \sigma_0$ 以上の重い密度帯の水塊は日本海固有水(Japan sea Proper water; JP)である。本研究ではこれらCO・OW・TH・ $TL_1$ ・ $TL_2$ ・JIL・CL・JPの8区分を用いて、津軽海峡に出現する水塊分類を行った。なお、本観測で出現した水塊を鉛直・水平分布で表現する際には、THを赤色、 $TL_1$ を黄色、 $TL_2$ を黄緑色、JILを深緑色、OWを水色、COを黒色で表現した。

Fig. 4の上段(a)は春観測におけるTS図の海峡縦断方向(4観測線毎)の変化を示し、これら4つの図に共通した赤色がJS点、青色がNP点の水温塩分値、各図の緑色がA~Dの各観測線の水温塩分値である。また、縦断方向の水塊変化がわかるように、灰色は上流側の観測線の水温塩分値を再表示している。Fig. 4の下段(b)は夏観測における同様なTS図であるが、赤色はJS'点の水温塩分値、NP点は欠測なので表示されない。春観測の(Fig. 4(a))か

らみると、日本海のJS点では深度100 dbar前後が $TL_1$ と $TL_2$ 、深度200~300 dbarがJIL、300 dbar以深がJPであり、密度はほぼ水温に依存していることがわかる。北太平洋のNP点は100 dbar以浅がCOもしくはOW、深度100~300 dbarがOW、300 dbar以深がCLである。NP点はJS点とは異なり、密度は主に塩分に依存し、OW付近では水温逆転や塩分逆転が多々みられ、これはOW-TL間の二重拡散混合の存在を示唆している。まず、海峡西口のA線の水温塩分関係(緑色)はJS点のそれ(赤色)とほぼ重なっており、日本海に分布する $27.0 \sigma_0$ 以下の水塊が変質せずに海峡内へ侵入していることがわかる。西口の浅瀬域を挟んで海峡内B線の水温塩分関係(緑色)はA線(灰色)と比べて、全体的に低塩側へずれており、表層低塩水との混合が示唆される。海峡内の東側にあるC線のTS関係(緑色)は西側のB線(灰色)とほぼ重なっている。D線ではOWやCOが出現するため、JS点とNP点の水温塩分特性の間で大きくばらつく(緑色)。夏観測(Fig. 4(b))の日本海側のJS'点では、深度100 dbarがTH、150 dbar付

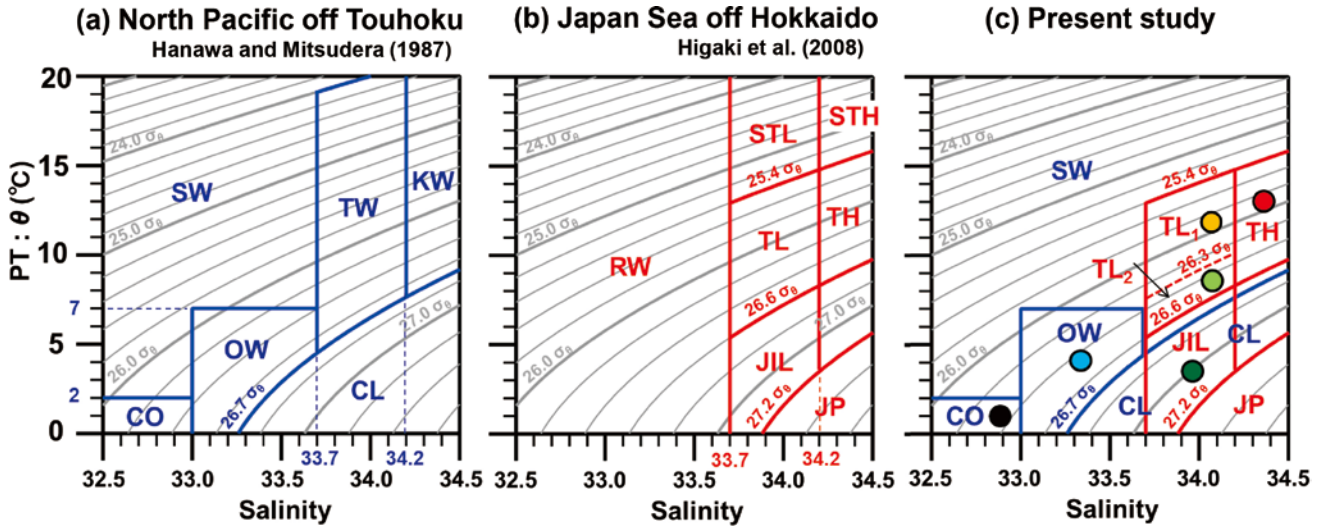
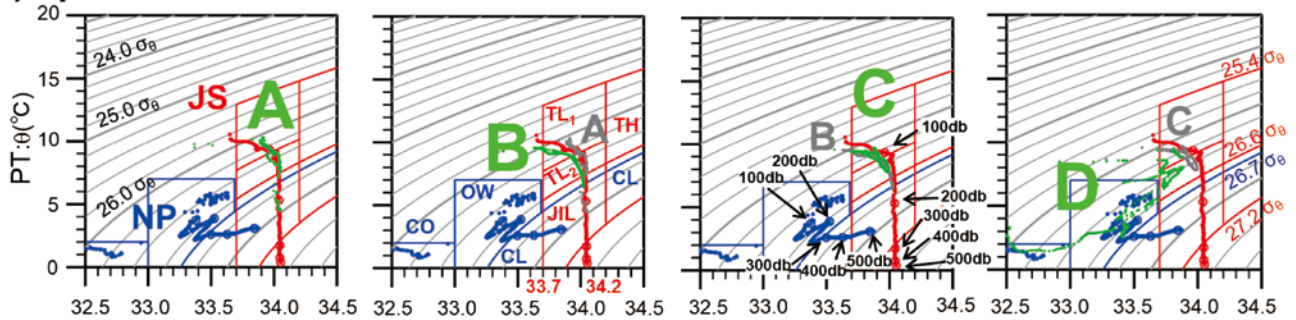


Fig. 3. Potential temperature–salinity (TS) diagrams with the classification of water masses, defined by (a) Hanawa and Mitsudera (1987) for the North Pacific side of the strait, (b) Higaki et al. (2008) for the Japan Sea side, and (c) the present study. Panel (c) defines 9 water masses as follows: Surface Water (SW), Tsushima Warm Current Water (TL<sub>1</sub>, TH), Japan Sea Intermediate Water (JIL, TL<sub>2</sub>), Japan Sea Proper Water (JP), Oyashio Water (CO, OW), and Cold Lower-layer Water (CL).

(a) Apr. 2021



(b) Aug. 2022

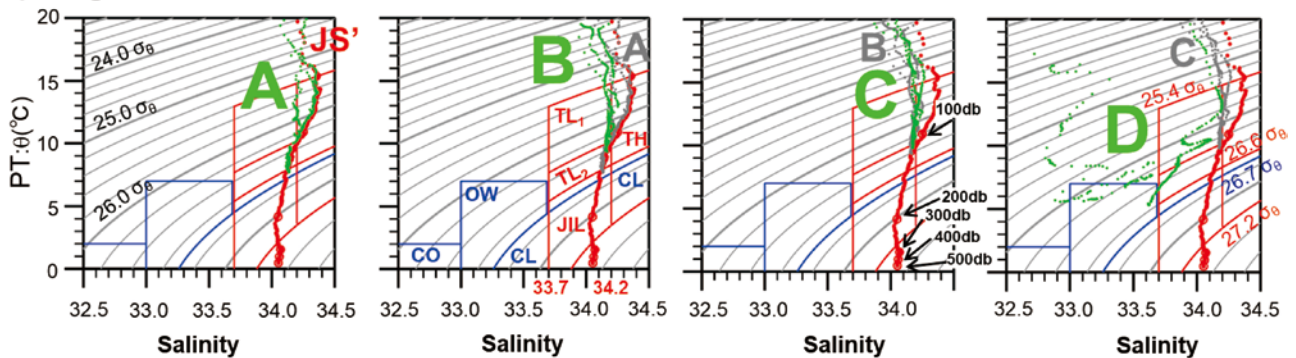


Fig. 4. TS diagrams for each observational line from A to D in (a) April 2021 and (b) August 2022. The red and blue thick lines in each panel indicate TS relation at stations JS (JS') and NP, which represent the vertical water mass characteristics of the Japan Sea and the North Pacific, respectively.

近が TL<sub>2</sub>, 200 dbar が JIL, 300 dbar 以深では JP であり、春観測と比べると、低塩の TL<sub>1</sub> が高塩の TH へ変化している点が異なる。海峡縦断方向の水塊変質の様子は春観測と似ており、海峡内へ侵入した JS' 点の 26.4 σ<sub>θ</sub> 以下の水塊は、浅瀬域を挟んだ A ~ B 線間で変質 (低塩化) が大

きく、B ~ C 線間で小さく、D 線では水温塩分値のパラッキ具合から OW との混合が推察される。

上述した水温塩分関係を水塊の空間分布図として Fig. 5 に示した。(a) が春観測、(b) が夏観測の分布であり、観測点毎、鉛直方向にいくつかの水塊が同時に出現する様子

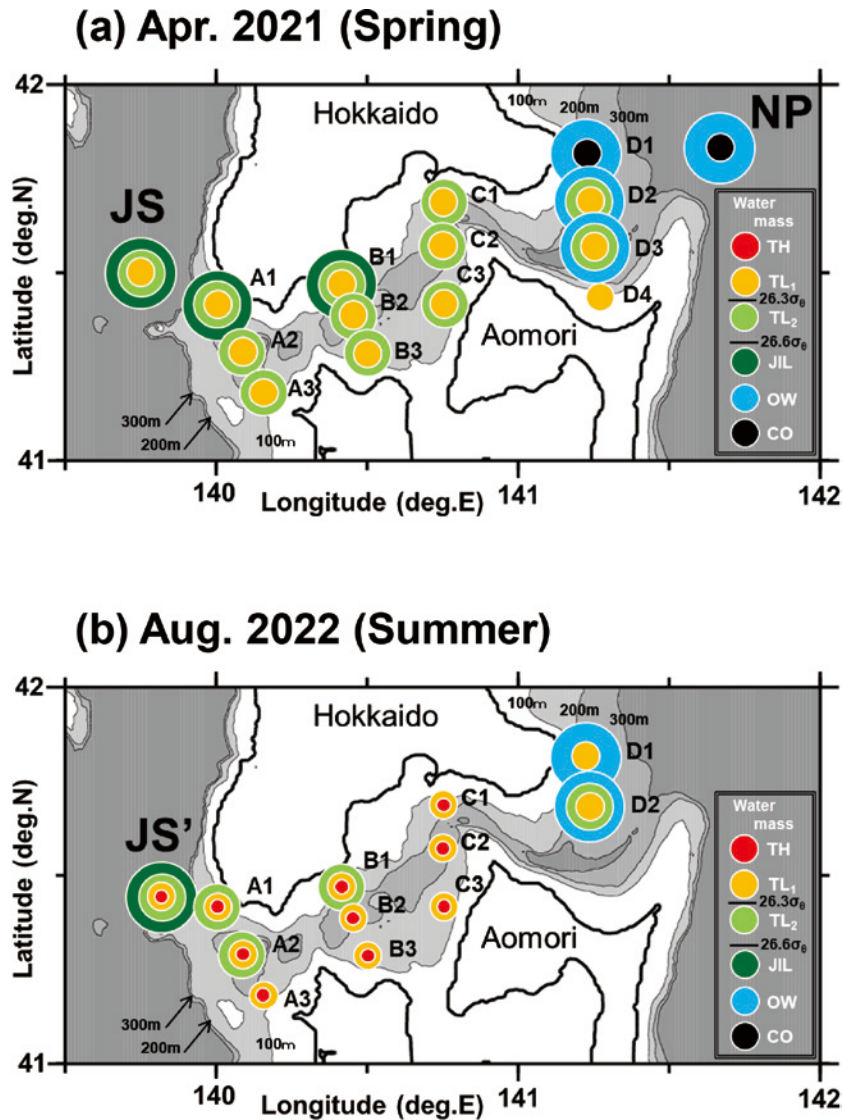


Fig. 5. Horizontal distributions of 6 water masses (TH, TL<sub>1</sub>, TL<sub>2</sub>, JIL, OW, and CO) represented by closed circles with different colors in (a) April 2021 and (b) August 2022.

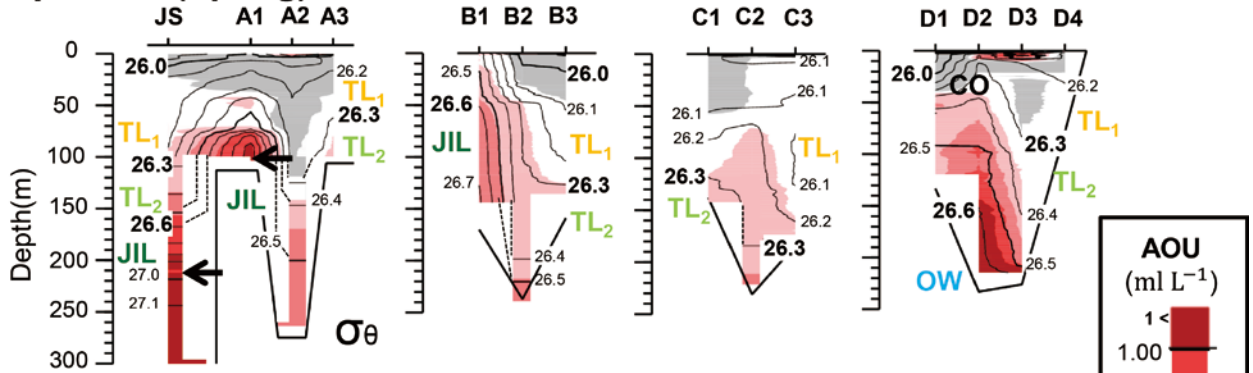
を、水塊毎に色付けた円形丸印の大きさを適当に変え(丸印の大小に意味はない)、重ね合わせで表示した。春と夏では鉛直方向の成層強度の違いや TH(赤丸)の出現の有無があるものの、定性的にはよく似た水塊変質の空間分布であることがわかる。まず、両季節とも親潮系水(OW・CO; 青丸・黒丸)はC線以西へは侵入しておらず、C線以西では対馬暖流水(TH・TL<sub>1</sub>; 赤丸・橙丸)と日本海中層水(JIL・TL<sub>2</sub>; 深緑丸・黄緑丸)の混合が生じている。そして、春はJIL(深緑丸)が、夏はTL<sub>2</sub>(黄緑丸)が北海道側に偏りながら流入し、B～C線間で消滅している。

#### 観測線毎の密度と AOU の鉛直断面分布

Fig. 6 の上段 (a) は春観測、下段 (b) は夏観測における流下方向(JS(JS')点を加えたA線とB～D線毎)にみた密度(等値線)と AOU(正の値は赤色濃淡、負の値は灰色表示)

の鉛直断面分布である。ここでは水温と塩分の断面図は示さないが、断面図には Fig. 5 に基づく水塊の鉛直的な配置を各水塊記号で示している。両季節のどの断面においても、海面から深度 50～100 m 以浅には、負の AOU 値(灰色)が分布する傾向があり、これらは植物プランクトンによる光合成もしくは大気と接した海面水との活発な鉛直混合に起因する酸素が過飽和な水塊と判断される。この過飽和な表層水の下部付近では、春観測が TL<sub>1</sub>、夏観測が強い季節躍層付近に位置する TH が支配的である。一方、それらより下方では正の AOU 値(茶色から赤色濃淡)を示し、これらは細菌等による有機物分解で消費された酸素量を示す。定性的には、ある分解速度のもと、正の高い AOU 値(濃い赤色)をもつ水塊ほど、海面から切離された経過時間が長い「古い水」と判断される。海峡内で観測された AOU 値が最も高い水塊は、春観測が密度

(a) Apr. 2021 (Spring)



(b) Aug. 2022 (Summer)

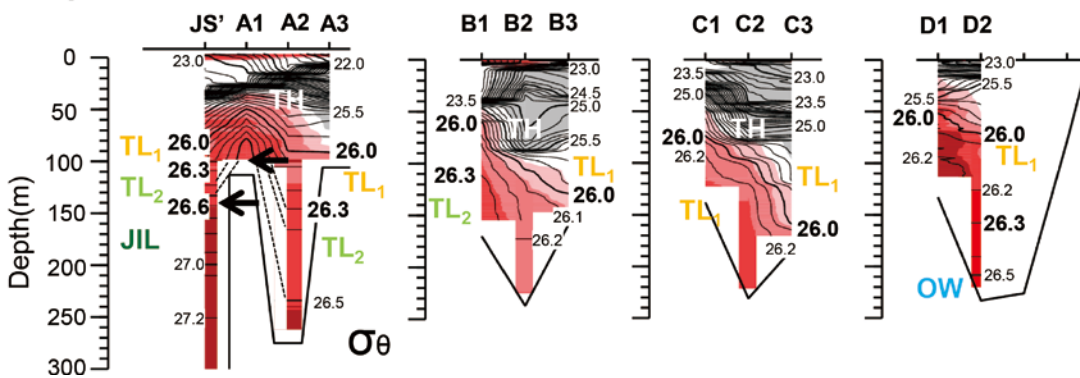


Fig. 6. Vertical distributions of potential density and AOU along the four observation lines from A to D in (a) April 2021 and (b) August 2022. Counter interval is  $0.1 \sigma_\theta$ . Symbols to indicate a kind of water masses (TH, TL<sub>1</sub>, TL<sub>2</sub>, JIL, OW, and CO) are marked in the vicinity of the location where each water mass was observed.

26.6  $\sigma_\theta$  よりも重い JIL, 夏観測が密度 26.3  $\sigma_\theta$  よりも重い TL<sub>2</sub> であり, 北海道側に大きく偏った分布を示している。なお, D 線の底層にみられる AOU の高い水は OW に相当し, これは JIL 起源ではなく, 北太平洋側の中層水 (CL) との混合水と考えられる。日本海中層水の流入側 JS-A 断面をみると, 北海道側 A1 点の底層 (深度 100 m 付近) で観測された水塊 (横向き黒矢印) は, 春観測が JS 点の深度 230 m にある JIL (横向き黒矢印), 夏観測が JS' 点の深度 140 m にある TL<sub>2</sub> (横向き黒矢印) と同じ密度で, ほぼ同じ AOU 値をもつ。これは日本海の JIL もしくは TL<sub>2</sub> が海峡西口近傍で鉛直方向に 40 ~ 130 m も湧昇し, 海峡内へ侵入していることを示している。

密度成層強度の空間分布

本研究では海峡内における密度成層の強さの指標として, 海面から海底までの水柱の高さを  $H$ , 任意の水深を  $h$  としたとき, 下層側  $H-h$  の水柱における「単位水柱当たりの成層強度 (Stratification Strength per unit water column: 以下,  $SSu$  と略す)」を

$$SSu = \frac{1}{H-h} \int_{-h}^{-H} g |\rho(z) - \bar{\rho}| dz$$

と定義した。ここで,  $\rho(z)$  は密度の鉛直分布,  $g$  は重力加速度,  $\bar{\rho}$  は鉛直平均した密度

$$\bar{\rho} = \frac{1}{H-h} \int_{-h}^{-H} \rho(z) dz$$

である。この指標は, 鉛直方向に完全混合を仮定した密度  $\bar{\rho}$  の水柱からの密度偏差を絶対値として鉛直積算し, さらに, 水柱の高さ ( $H-h$ ) で割ることで平均的な成層強度を表している。 $SSu$  を用いる利点は, その値が水柱の高さに依存なくなり, 水深の異なる観測点間 (例えば, 海盆域と浅瀬域の間) でも成層強度の相違を比較できる点にある。

春観測では, 明瞭な季節躍層が形成されていなかったため (Fig. 6(a) を参照), 海面 ( $h=0$  m) から海底までの水柱全体で  $SSu$  を計算した。一方, 夏観測では TH 水を伴う季節躍層が顕著であり (Fig. 6(b) を参照),  $h=0$  m とした  $SSu$  の計算では躍層強度が強く反映され, 全点において春観測より 1 オーダも高い値となった (ここでは示さない)。そこで, 夏観測では流下方向の AOU 変化が観察された下層水柱の成層強度を見積もることとし, 躍層下部を代表する密度 26.0  $\sigma_\theta$  を選び, その深度  $h$  を各観測点で求めて,  $SSu$  を計算した。



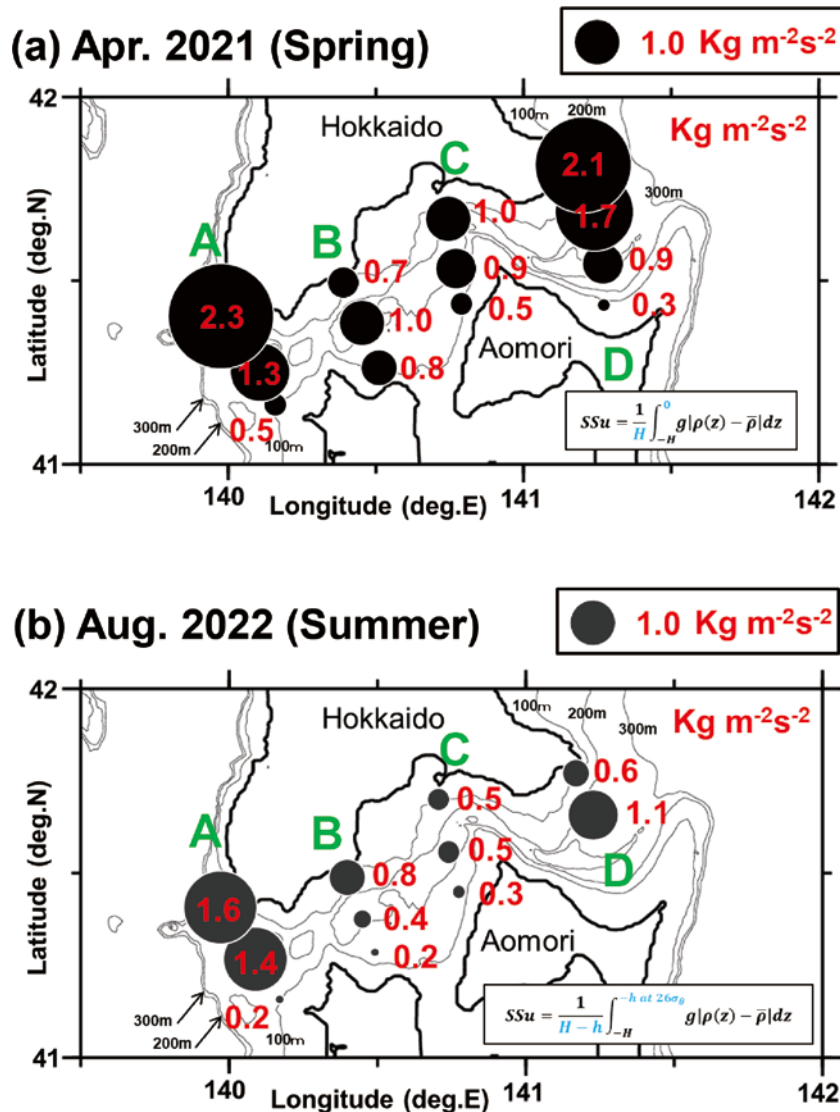


Fig. 7. Horizontal distributions of Stratification Strength per unit water column ( $SSu$ ; unit is  $\text{Kg m}^{-2}\text{s}^{-2}$ ) represented by circle radius (black) and numeral (red) in (a) April 2021 and (b) August 2022.

Fig. 7では丸印の相対的な大きさで  $SSu$  (値は赤字表示) の空間分布を示し、(a) が春観測、(b) が夏観測の結果である。両季節の空間分布は定性的によく似ている。まず、海峡通過流の流入側 A 線において、重い(冷たい)水塊の JIL (春) もしくは  $TL_2$  (夏) が底層に侵入する北海道側の  $SSu$  値が特に大きく、強い成層状態を示す。ところが、通過流が西口の浅瀬域を超えた後の B 線では、北海道側を含め  $SSu$  値が突然小さくなり、同程度の小さな値は下流側の C 線まで保たれている。OW (春は CO) 水が出現する D 線の北側では、再び  $SSu$  値が大きくなる。これは亜寒帯系水の流入が主な原因である。

#### 数値実験による浅瀬地形の役割の検討

##### モデルの概略

観測から得られた水塊変質と浅瀬地形との関係や鉛直

循環流ならびに力学過程を調べるために、多層モデルを用いた数値実験と感度実験を実施した。次節で議論する現実地形を用いた実験結果の前に、本節では理想的な浅瀬地形上を通過する成層流体の基本的な力学過程を調べた。そのために作成した水路モデルが Fig. 8(b) であり、最深の深さを 200 m (z 軸方向)、水路幅を 20 km (y 軸方向) として、津軽海峡中央の典型的な断面形状を模した。津軽海峡の軸長は 100 km 程度であるが、流出側の開境界の影響を避けるため、水路長を 300 km (x 軸方向) まで延長している。水路壁境界の  $y = 0$  km は青森側、 $y = 20$  km は北海道側に対応する。また、現実の海峡西口付近では浅瀬と深みが 2~3 回繰り返されているが (Fig. 1(b) を参照)、本節では力学的な理解を優先し、両側に幅 5 km の海底斜面 (slope) をもち、幅 10 km で一定深度 100 m の浅部を有する台形型の理想的な浅瀬地形 (sill) を 1 つだけ、 $x = 40 \sim 60$  km の範囲に設定した。

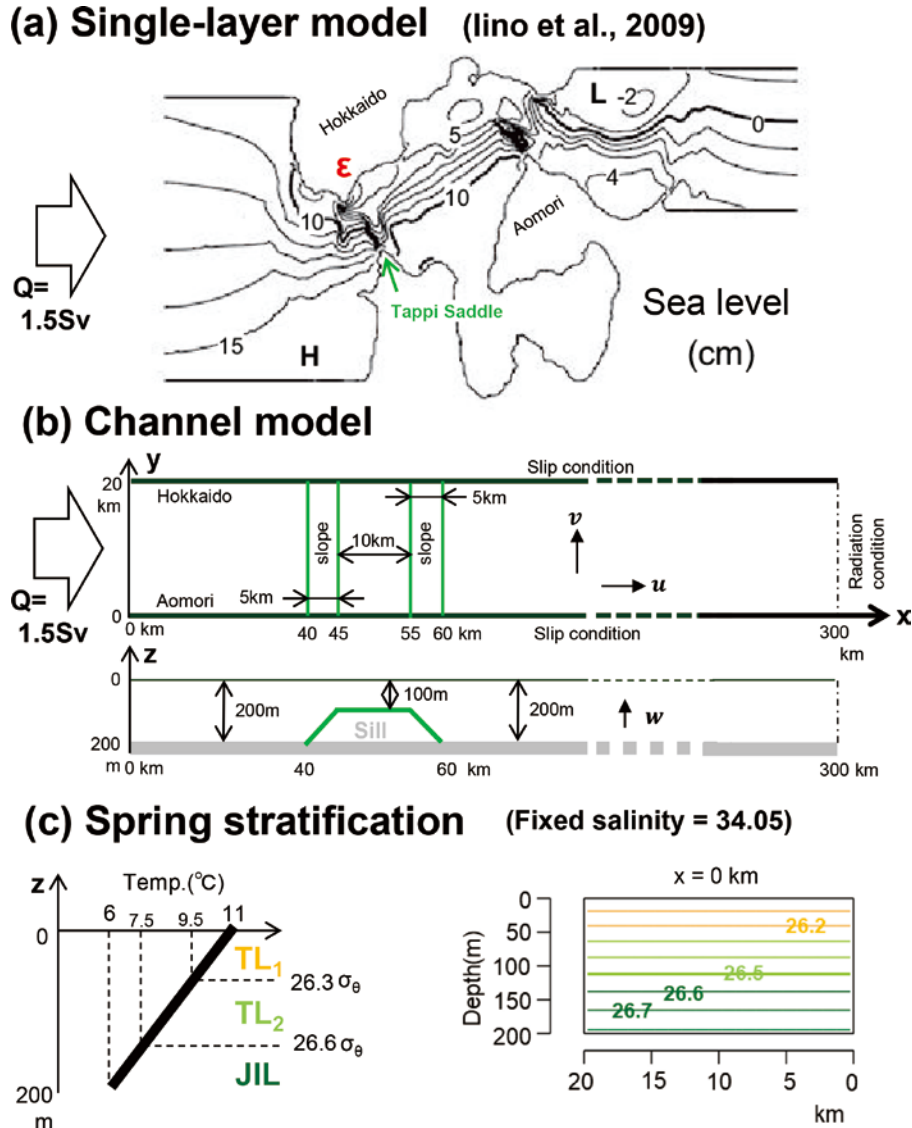


Fig. 8. (a) Horizontal distribution of sea level at steady state, simulated by a single-layer model that was forced by the inflow-outflow through the strait (Iino et al., 2009). (b) Plane and vertical views of the channel model with a shallow sill topography in the present study. (c) Vertical profile of temperature (left) and cross-sectional distribution of density (right), which was determined based on a typical stratification in spring, assumed as the initial condition throughout the model domain, and imposed on the western open boundary.

使用した MITgcm は  $f$  平面 (海峡中央の北緯 41 度 30 分のコリオリパラメータ  $f = 9.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) の静水圧近似モデルであり、海底エクマン境界層及び密度成層を表現するために鉛直方向には 10 m 等間隔の 20 層、水平格子間隔は  $\Delta x = \Delta y = 500 \text{ m}$  とした。水路壁では水平粘性境界層を表現しないこととし slip 条件を課し、 $x = 0 \text{ km}$  の流入口では流量  $Q = 1.5 \text{ Sv}$  の流入強制、 $x = 300 \text{ km}$  の流出口では Orlandi の放射条件とした。夏観測と春観測の垂表層下における水塊変質の類似性から、春観測をモデル化した。簡単化のため、塩分値は 34.05 の一定値、密度成層は線形に変化する水温の鉛直プロファイル (深度 200 m を 6°C、海面を 11°C) で表現した (Fig. 8(c) の左側)。さらに、同図の右側に示すように、流入口 ( $x = 0 \text{ km}$ ) では密度成層の水

平勾配を全く与えず、底層に JIL (緑線)、中層に TL<sub>2</sub> (黄緑線)、表層に TL<sub>1</sub> (橙線) の密度帯に対応した水塊を流入させ続けた。

流入条件として、 $x = 0 \text{ km}$  において  $U_0 = 0.375 \text{ m s}^{-1}$  (流入流量  $Q = 1.5 \text{ Sv}$  に対応) を与えた。これは長さ 300 km の水路を約 9.3 日で通過する速度である。なお、初期擾乱を抑えるために、計算初期から 3 日間で流入量を 0~1.5 Sv へゆっくりと線形増加させ、その後は 1.5 Sv の一定値とした。津軽海峡では日周潮流が卓越しており (Fig. 2 を参照)、通過流に日周潮流を加えた計算も実施した。日周潮流が卓越する大潮時、海峡内では潮止まりが生じることが知られており、日周潮流の振幅は通過流の流速  $U_0$  と同程度と推測される。それゆえ、日周潮流の角周波数を

$\omega = 2\pi / 24$  rad/時間としたときの流入流速は、 $u(t) = U_0 + U_0 \sin(\omega t)$  を仮定した。

計算時間ステップは CFL 条件を満たす 5 秒、海底摩擦を考慮する場合は 2 次の海底摩擦係数 0.0025 を与えた。水平渦粘性係数  $A_h$  は数値的発散が起こらない、できるだけ小さな値の  $10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、鉛直渦粘性係数  $A_v$  は海底エクマン境界層の厚さ  $\sqrt{2A_v / f}$  が 3 格子 ( $\sim 32 \text{ m}$ ) 程度で表現される  $5.0 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の一定値を設定した。また、水温場の拡散を支配する水平及び鉛直の拡散係数は、それぞれの渦粘性係数よりも 1 オーダ小さな値に設定した。鉛直の渦粘性係数や拡散係数を定数に設定することで、本実験では弱いながらも底層付近で密度逆転が生じる。そのような場合には、人工的に大きな鉛直拡散係数を仮定して、密度逆転を解消させる対流調節 (混合層モデル) が導入されることが多い。本観測の密度断面 (Fig. 6) には大規模な密度逆転は観測されないが、鉛直混合を示唆する鉛直方向に立った等密度線には微細な密度逆転 (B1-B2 間や C2-C3 間の等値線の揺らぎ) が認められる。本研究では現実の密度場再現よりも力学的理解を優先し、人工的で不確かな鉛直拡散係数の導入は行わず、密度逆転という重力不安定な状態をそのまま表現することにした。数値積分は流入口に近い  $x = 0 \sim 100 \text{ km}$  の範囲が十分に定常状態と判断された 15 日まで行い、定常通過流の結果は 15 日目、潮汐計算の結果は 14 ~ 15 日目の 24 時間の平均値を使用した。

#### 水路内の海底エクマン流で駆動される鉛直循環流

はじめに、海底エクマン流を表現するために海底摩擦は考慮し、浅瀬地形が存在しない平坦水路 (水深 200 m) の通過流実験 (潮汐なし) を行った。Fig. 9 の上段は、水路長 300 km の成層強度  $SSu$  ( $h = 0 \text{ m}$ ) の時空間変化であり、3 日毎 15 日目まで表示した。なお、水路全体が春成層している初期状態 ( $SSu$  が最大) から通過流を強制させた結果である。時間の経過とともに、海底エクマン流で駆動される鉛直循環流 (後述) によって鉛直混合が進行し、下流域の成層が次第に弱まっている。3 日目の成層は全体的にまだ強いものの、6 日目の下流域の混合はいっしょに進み、成層域は上流域と  $x = 100 \sim 150 \text{ km}$  辺りに局所的なパッチ構造 (上向き黒矢印で表示) として残っている。このパッチ構造は破壊されながらも下流へ移流され、12 ~ 15 日目には流出口 ( $x = 300 \text{ km}$ ) から消えている。なお、流入口から  $x = 100 \text{ km}$  までの上流域では、9 日目を降の  $SSu$  分布に変化がみられないことから、この領域の 15 日目は十分に定常状態と判断される。

Fig. 9 の下段は 15 日目の実験結果を用いて作成した、 $x = 0 \sim 200 \text{ km}$  間 50 km 毎の 3 種類の鉛直断面分布である。(a) は水路軸方向の流速  $u$  (断面直交成分) 分布、(b) は水路横断方向の流速ベクトル  $v-w$  分布である。(c) は等値線で表示した密度分布であり、灰色部分は密度逆転の領域 (重

力的に不安定) を示す。流入口 ( $x = 0 \text{ km}$ ) では、断面全体一様に流速  $u = 0.375 \text{ ms}^{-1}$ 、 $v = w = 0 \text{ ms}^{-1}$  で、水平勾配が全くない春成層水が流入強制されている。ところが、そこから下流側の全ての断面では、海底摩擦により海底近傍の流速  $u$  が小さくなり、海底エクマン境界層 (厚さは理論値に近い 30 m 程度) が形成されている。それゆえ、海峡を横断する方向の水位勾配により (ここでは示さない)、北海道向きの海底エクマン流 (bottom Ekman flow; 緑矢印) が発生している。その結果、 $x = 50 \text{ km}$  断面の北海道側の水路壁で湧昇流 (赤矢印)、青森側の水路壁で沈降流 (青矢印) となり、それに伴う鉛直循環流が高密度水を北海道側の底層へ、低密度水を青森側表層へ移流し、等密度線が大きく傾いている。この水平方向の密度勾配は温度風の関係によって、流速  $u$  が鉛直シア一流となり、さらに表層の最強流域が青森側へ偏り始めている。 $x = 100 \text{ km}$  より下流側の断面になると、青森側に偏った鉛直シア一流はさらに顕著となり、海峡中央から北海道側にある等密度線を局所的に大きく歪ませる不安定な鉛直流の発生 (混在した赤青矢印) も認められる。

この平坦水路実験のように、浅瀬地形がなくとも、水路長 (海峡) が 300 km もあれば、海底摩擦の影響だけで、春成層を弱体化させることは可能である。しかし、水路長が 100 km 程度の短い津軽海峡では、弱い春成層であっても、海底摩擦 (海底エクマン流) だけで成層の破壊は勿論、弱体化させることも困難と考えられる。

#### 成層強度 $SSu$ の空間分布に基づく浅瀬地形の影響

密度成層に対する浅瀬地形の影響に関する実験結果を前節の実験と同様に、成層強度  $SSu$  ( $h = 0 \text{ m}$ ) の空間分布 (ただし、浅瀬を含む  $x = 20 \sim 80 \text{ km}$  の範囲の表示) を用いて Fig. 10 に示した。浅瀬地形の影響は、以下の 4 つの実験ケースを順に比較しながら議論する。4 ケースとも流入させる密度成層や流量等の条件は前節で記述したものと同じである。異なる点は、ケース (1) が浅瀬なし・海底摩擦なし・潮汐なし、ケース (2) が浅瀬なし・海底摩擦あり・潮汐なしの前節と同じ実験ケース、ケース (3) が浅瀬あり・海底摩擦あり・潮汐なし、ケース (4) が浅瀬あり・海底摩擦あり・潮汐ありの条件である。右列の上段はケース (2)-(1) の差をとり海底摩擦の影響 (Friction effect) を、中段はケース (3)-(2) の差をとり浅瀬地形の影響 (Sill effect) を、下段はケース (4)-(3) の差をとり潮汐の影響 (Tide effect) を示す。

ケース (1) の  $SSu$  が示す密度成層は 15 日間経過しても流下方向にほとんど変化しない。これは初期水温及び流入水温の鉛直プロファイルが線形変化 (空間の 2 階微分が零) であるため、唯一の混合である鉛直拡散項も働かないことを原因とする。海底摩擦の有無 (2)-(1) の  $SSu$  差が示す負の値 (青色) は、海底摩擦の影響によって密度成層が流下方向へ次第に弱体化されることを示す。この成層弱体化は、海底摩擦で生じる海底エクマン流によって水路断面

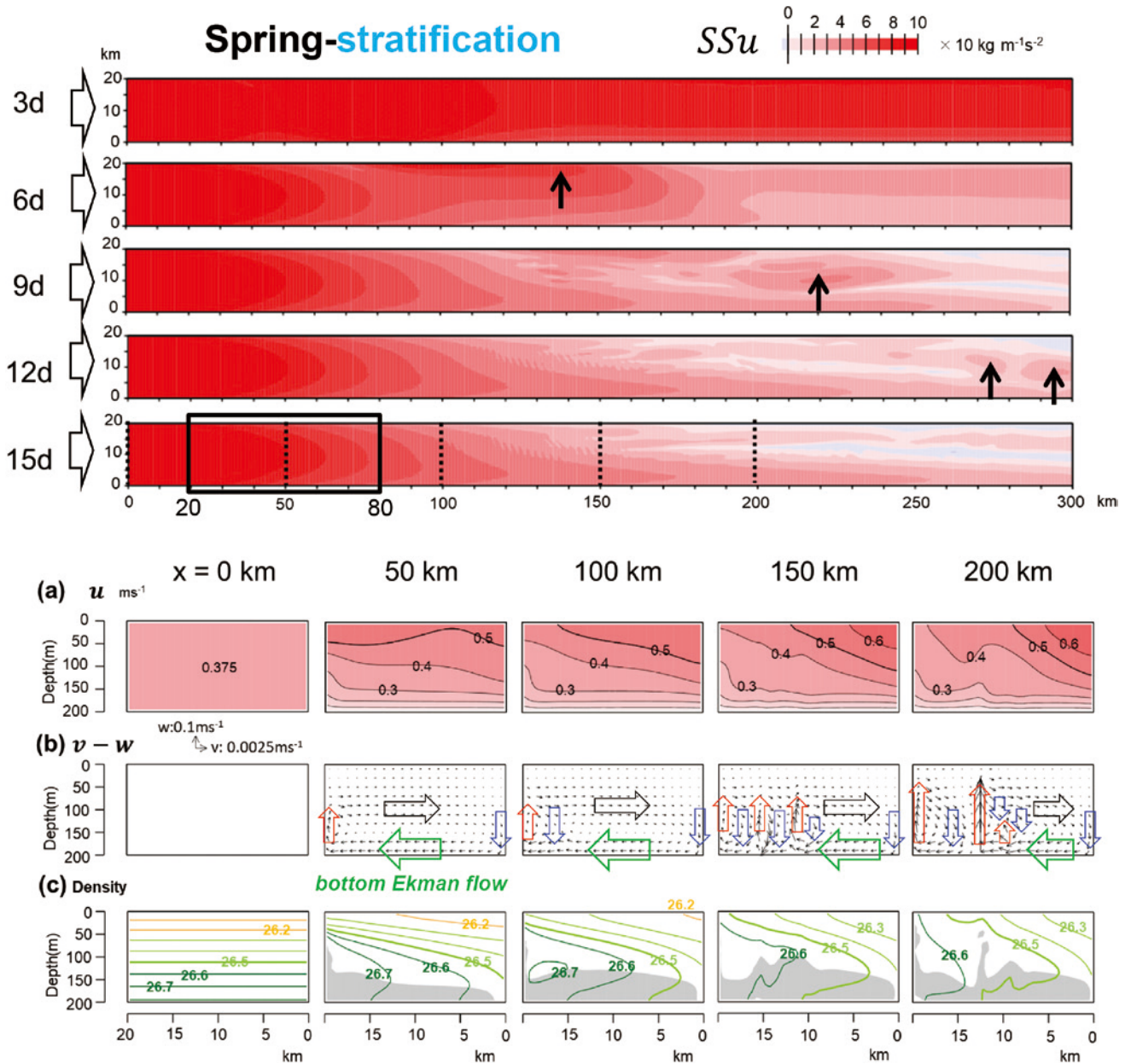


Fig. 9. Upper panels show the temporal variations of horizontal distributions of  $SSu$  across the channel for the case with bottom friction, no-Sill, and no-Tide. Black arrow indicates the local stratified patchiness.  $SSu$  in the bold line ( $x = 20-80 \text{ km}$ ) on day 15 is the same as Case (2) in Fig. 10. Lower panels show the vertical sections of (a) velocity component perpendicular to the section  $u$ , (b) velocity vectors parallel to the section  $v-w$ , and (c) potential density from  $x = 0$  to  $200 \text{ km}$  with  $50 \text{ km}$  interval. The specific characteristics are that bottom-Ekman flow forms a gravitationally unstable density inversion (gray area near the sea bottom), resulting in the development of a vertical mixing layer.

全体に鉛直循環流が励起され、それに伴う密度成層の傾斜もしくは鉛直混合で説明される(前節を参照)。特に、壁境界に近いほど大きな負の値を示し、これは壁境界に沿った湧昇流(北海道側)と沈降流(青森側)の移流による鉛直混合の影響である。

浅瀬の有無(3)-(2)の  $SSu$  差の空間分布は、浅瀬上及びその上流側では顕著な差がみられないのに対し、浅瀬を超えた北海道寄りの負の値(濃い青色)が特に大きい。浅瀬の流下側にみられる成層弱化というケース(3)の結果

は、観測結果とも矛盾しない。よって、我々の観測結果を理解するためにも、この成層弱化に関する物理過程の解明が重要と考えられ、後の節で改めて議論する。潮汐の有無(4)-(3)の  $SSu$  差が示す負の値(青色)も浅瀬を超えた部分にあるが、それは水路の中央付近に制限されている。ここでは経時変化を示さないが、浅瀬地形の下流側の水深  $50 \text{ m}$  付近から通過流強化時に内部潮汐波が励起され、通過流弱化した時に浅瀬地形のすぐ東の底層付近で密度逆転が生じて碎波し、水路の南北の境界付近の水深  $50$

# Spring-stratification

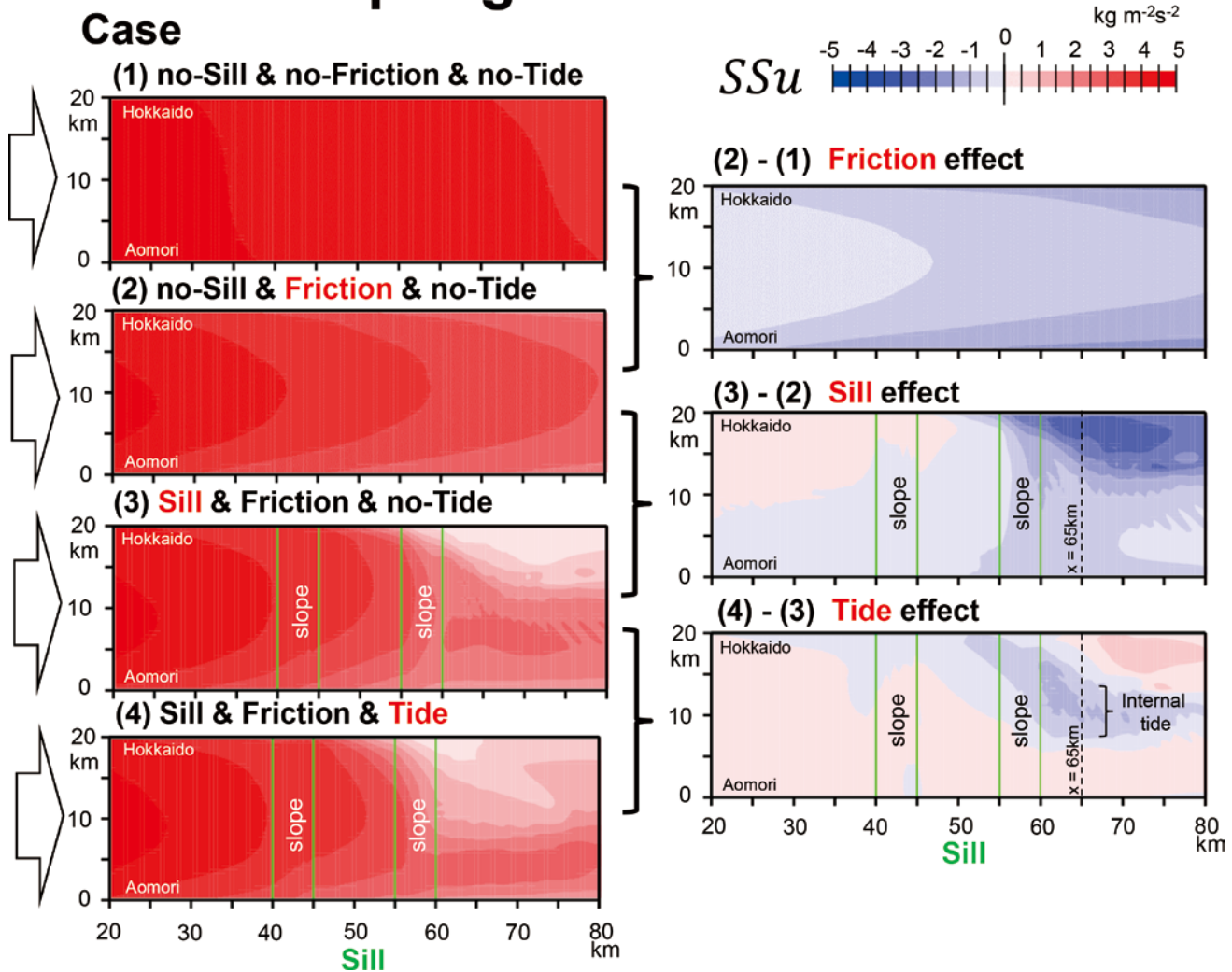


Fig. 10. Horizontal distributions of  $SSu$  at steady state around a sill topography for the following four cases ; Case (1) is no-Sill, no-bottom Friction and no-Tide, Case (2) is no-Sill, Friction and no-Tide, Case (3) is Sill, Friction and no-Tide, Case (4) is Sill, Friction and Tide. Differences between Case (2) and (1), Case (3) and (2), and Case (4) and (3) emphasize the effects of Friction, Sill and Tide.

m 以深で局所的な成層破壊が生じている。しかし、その  $SSu$  差の値は必ずしも大きくなく、両側には再成層化を意味する正の値の領域もある。潮汐の影響による密度成層及び流速構造の変化については、水路地形と現実地形の両モデル結果を比較しながら、最後の節で議論を行う。

## 浅瀬地形の影響による成層弱化的物理過程

### i) 浅瀬下流域の北海道側に形成される沖向き表層流

ケース (3) の定常計算結果から、(a) 水位、(b) 表層流速ベクトル ( $u_s, v_s$ )、(c) 深度 50 m の鉛直流速  $w_{50}$ 、(d) 底層流速ベクトル ( $u_b, v_b$ ) の計 4 組の水平分布図 ( $x = 20 \sim 80$  km の範囲) を Fig. 11 の左列に示した。まず、通過流は地衡流平衡が支配的なので、水位は青森側が高く、北海道側で低い (Fig. 11 左列の (a))。ただし、浅瀬上の水位は局所的に低下し、浅瀬を挟んだ上流側と下流側の間には正味の

水位差が生じている (形状抵抗を示唆)。浅瀬下流の北海道寄りには、低水位の領域が広範囲に広がっており、この領域が弱成層を示した低  $SSu$  (Fig. 10 左列のケース (3)) にほぼ対応している。浅瀬の上流側の表層流は水平シアがなく、水深が半分になる浅瀬上で流速値が約 2 倍大きくなった後、浅瀬下流の北海道側壁境界 ( $\epsilon$  印) から沖向き表層流 (②  $v_s < 0$ ; 赤抜き矢印で強調) が出現し、その結果、水路通過流の強流域は青森側へ大きく偏っている (Fig. 11 左列の (b))。鉛直流は通過流の上流側登り斜面で正 (赤色)、下流側降り斜面で負 (青色) となる (Fig. 11 左列の (c))。それに加えて、浅瀬上の北海道側壁境界で湧昇流 (①  $w > 0$ ; 赤色)、青森側壁境界で沈降流 (青色)、そして浅瀬下流の北海道寄りの低水位・低  $SSu$  の領域には、活発な鉛直混合を示唆するパッチ状の湧昇沈降 (赤青混在) が点在している。底層流は海底エクマン境界層内にあるため、その

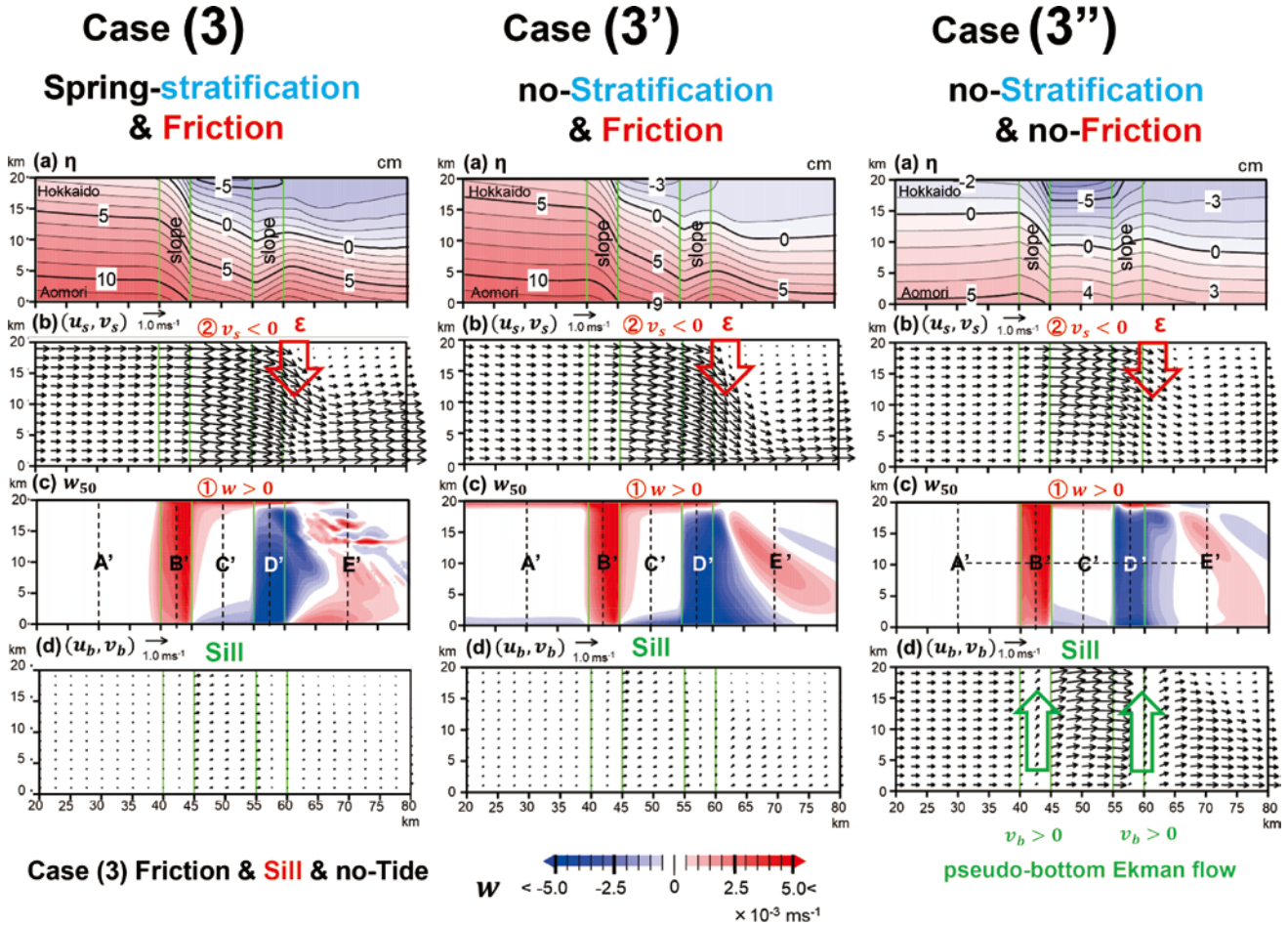


Fig. 11. Left panels are model results in Case (3). Horizontal distributions of (a) sea level  $\eta$ , (b) surface current vectors  $(u_s, v_s)$ , (c) vertical velocity  $w_{50}$  at a depth of 50 m, and (d) bottom current vectors  $(u_b, v_b)$  at steady state. Middle panels are the same as left panels, but the model results in Case (3'), which removed density stratification from Case (3). Right panels are the same as middle panels, but the model results in Case (3''), which removed bottom friction from Case (3'). Pseudo bottom-Ekman flows (schematic green arrows in (d)) are excited on the slopes on both sides of the sill. In common with these cases, upwelling along the coast on a shallower sill (①  $w > 0$ ) is connected to the offshore surface flow on the downstream side of the sill (schematic red arrow; ②  $v_s < 0$  around point  $\epsilon$ ).

流速値は全領域で小さい (Fig. 11 左列の (d))。

上述したケース (3) の物理過程を理解するために、ケース (3) から順次、計算条件を外していく 2 段階のノックアウト実験を追加した。ケース (3') は春の密度成層を削除 (no-Stratification)、ケース (3'') はさらに海底摩擦も削除 (no-Friction; 摩擦係数を零に設定) した実験である。これら追加した 2 ケースも 15 日目の同様な水平分布図 (Fig. 11 の中央列と右列) として表示した。密度成層を削除したケース (3') の結果 (Fig. 11 中央列) は、ケース (3) の結果 (Fig. 11 左列) とほとんど変わらない。よって、浅瀬の下流側の北海道寄り ( $\epsilon$  印) にみられる冲向き表層流 (②  $v_s < 0$ ; 赤抜き矢印) を含めて、基本的な水平流速場の分布パターンに対する密度成層の影響は小さいと考えられる。ただし、ケース (3') では浅瀬下流の北海道寄りにみられたパッチ状の湧昇沈降が消滅していることから、この領域の鉛直混合に対する密度成層の影響は無視できない (Fig. 11 の左

列と中央列の (c) を比較)。

次に、海底摩擦も削除したケース (3'') の結果をみると、海底エクマン境界層が形成されないため、平坦地形部分における底層流は小さくならず、表層流とほぼ同じ大きさの通過流を示す (Fig. 11 右列の (b) と (d) を比較)。ところが、浅瀬に接続した 2 つの斜面域に限り、底層流の通過方向の流速成分はほぼ零となり、そこでは北海道向きの流速成分 (緑矢印で強調) が出現している (Fig. 11 右列の (d))。すなわち、ケース (3'') では海底エクマン境界層が形成されないにもかかわらず、斜面上の海底近傍には、水位勾配の方向に向く海底エクマン流に似た流れが駆動されている。そこで、本来 (真) の海底エクマン流とは区別して、本論ではこの底層流を「疑似の海底エクマン流 (pseudo-bottom Ekman flow)」と呼ぶことにする。そして浅瀬上の北海道側では湧昇流 (①  $w > 0$ ; 赤色)、青森側では沈降流 (青色) が励起され (Fig. 11 右列 (c))、ケース (3)

や(3')と同様、浅瀬下流の北海道壁境界(ε印)からの沖向き表層流(②  $v_s < 0$ ; 赤抜き矢印)を認めることができる(Fig. 11 右列(b)).

### ii) 「疑似の海底エクマン流」の空間構造

本節では、海底摩擦による海底境界層が形成されないケース(3'')の斜面上海底近傍にみられた「疑似の海底エクマン流」の空間構造の詳細について記述する。そのために、まず、水路中央  $y = 10 \text{ km}$  において浅瀬地形を水路軸方向に縦断する断面(Fig. 11 右列(c)に示したA'-E'間の破線上)の(a)断面平行流速成分の  $u-w$  と(b)断面直交流速成分  $v$  を Fig. 12 に示した。 $u-w$  の流速ベクトル(Fig. 12(a))をみると、水深一定の平坦地形(A'やE'付近)の水平流速  $u$  は海面から海底まで一様で、鉛直流速  $w$  は零であるが、両斜面域(B'とD'付近)では海底直上の水平流速  $u$  から斜面勾配を介して鉛直流速  $w$  が生じている。流速ベクトルの傾きから判断して、この鉛直流速  $w$  の大きさは海底直上で最大、海面に向かって次第に小さくなり、海面付近で零になっている。その結果、表層付近の水平流速  $u$  は浅瀬上に向かって極大流速をもち、両斜面域の水平流速  $u$  には強い鉛直シアが生じることになる。図中にはその鉛直シアを  $du/dz$  の赤色濃淡で表示した。斜面域の海底近傍ほど  $du/dz$  が大きいことから、底層の水平流速  $u$  が相対的に弱まっていることがわかる。このような水平流速の鉛直シア流  $du/dz$  は、「渦なし」条件のもと、海底斜面域の通過流であれば生じる(付録A)。この水平流速  $u$  の弱まり領域にほぼ対応して、底層付近に極大流速をもつ北海道向きの「疑似の海底エクマン流」が形成されている(Fig. 12(b))。なお、浅瀬下流側の上層にみられる負の断面直交流速成分  $v$  は、北海道側壁境界(ε印)からの沖向き表層流(②  $v_s < 0$ )である。

次に、水路横断方向の「疑似の海底エクマン流」の拡がりとそのによる北海道側壁境界の湧昇流及び沖向き表層流との繋がりを示すため、Fig. 11(c)に示したA'~E'の5線における(a)断面直交流速成分  $u$ (以下、通過流と呼ぶ)と(b)断面平行流速成分の  $u-w$ (以下、断面流と呼ぶ)の水路横断断面図を Fig. 13 の上段に示した。Fig. 12 でもみたように、平坦地形にあるA'・C'・E'線の断面では当然、海底境界層は形成されていない。ところが、浅瀬に接続した斜面域(slope)のB'線とD'線に限り、通過流  $u$  は底層で流速が明らかに弱まり、断面流  $v-w$  の底層付近には、海面の水位勾配に対応して青森側から北海道側への「疑似の海底エクマン流」(緑矢印)が形成されている。また、この「疑似の海底エクマン流」に加え、登り斜面のB'線の断面全体では湧昇流  $w > 0$  (赤矢印)が、降り斜面のD'線の断面全体では沈降流  $w < 0$  (青矢印)が支配的となり、鉛直流速が海底付近で最大、海面付近で零となることが確認される。浅瀬上(C'線)では海底境界層は形成されないが、その上流側登り斜面域(B'線)で駆動された「疑似の海底エクマン流」に繋がる北海道側の湧昇流(赤矢印)と

青森側の沈降流(青矢印)、そして両鉛直流速を繋げる沖向き表層流(黒矢印)が断面流  $v-w$  に認められる。同様の湧昇流(①  $w > 0$ )から沖向き表層流(②  $v_s < 0$ )への接続は、「疑似の海底エクマン流」が再び発生する降り斜面域(D'線の断面流ε印付近)でさらに顕著となる。そして、この沖向き表層流は、北海道側にあった通過流  $u$  の極大域を青森側へ移動させている(E'線)。

### iii) 「疑似の海底エクマン流」の励起メカニズム

上述した「疑似の海底エクマン流」の特徴を強調して、Fig. 14 の模式図にまとめた。(a)は浅瀬中央を水路軸方向に横切る流速場の鉛直断面分布(Fig. 12 に対応)、(b)は浅瀬周辺の表層流と底層流の水平分布(Fig. 11 右列に対応)である。黒矢印が表層ほど強い水路通過流、緑矢印が「疑似の海底エクマン流」、赤矢印が沿岸湧昇流とそれに接続した沖向き表層流である。定常状態の水路通過流は地衡流平衡が支配的なので、水位は青森側が相対的に高く、本モデルの座標系では、水路横断方向( $y$ 軸)の水位(圧力)勾配項は  $-g\partial\eta/\partial y > 0$  ( $\eta$ は水位、 $g$ は重力加速度)の正值になる。そして定常・非粘性を仮定した水路横断方向の運動方程式は次式で表わされる。

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

この式を用いると、海面付近は  $v \rightarrow 0$  で近似されるので、表層流  $u_s$  は

$$fu_s = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} > 0$$

となり、水位勾配項は主にコリオリ項とバランスした地衡流( $u_s > 0$ )となる。一方、斜面域の海底近傍は  $u \rightarrow 0$  で近似されるので、底層流  $v_b$  は

$$v_b \frac{\partial v_b}{\partial y} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} > 0$$

となり、水位勾配項は主に非線形項との力学バランスになる。この非線形項の  $v_b$  が「疑似の海底エクマン流」であり、ケース(3'')の実験結果から  $v_b > 0$  (北海道向き)なので、 $\partial v_b / \partial y > 0$ 、 $v_b$  は北海道側に向かって増加する(Fig. 14(b)の緑矢印)。すなわち、「疑似の海底エクマン流」の場合、閉じた鉛直循環流を伴う「真の海底エクマン流」とは異なり、北海道側の湧昇流のみが顕著となる流速構造をもつ。実際に、Fig. 13 上段のB'線  $v-w$  断面(上流側の斜面域)をみると、北海道側の湧昇流はみられるものの、青森側の沈降流はみられない。このように、「疑似の海底エクマン流」は水路横断方向の水位(圧力)勾配力によって励起され、北海道側の沿岸湧昇流(Coastal upwelling; ①  $w > 0$ )を効果的に駆動し、それに接続した沖向き表層流(②  $v_s < 0$ )の形成に寄与していることが理解される。

### Case (3'') no-Stratification & no-Friction

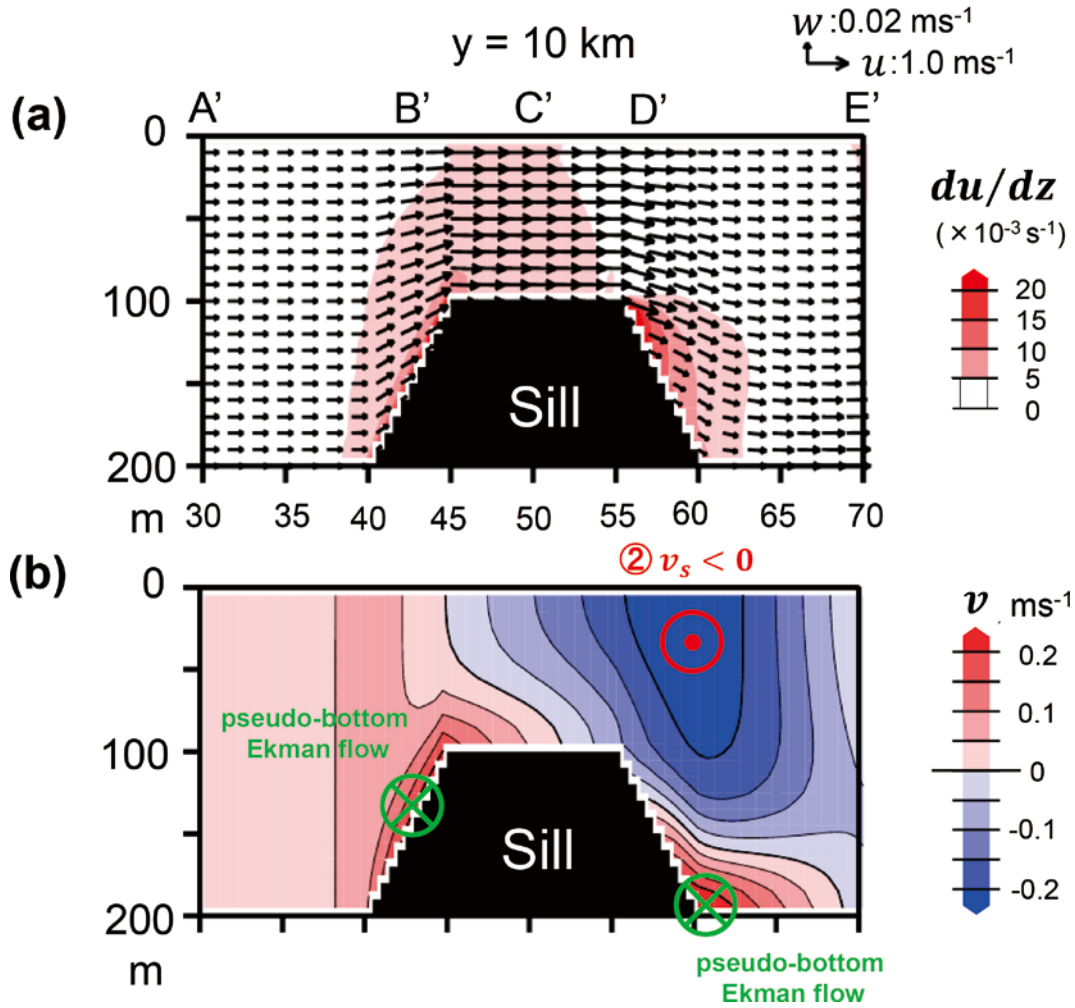


Fig. 12. Vertical section of (a) velocity vectors parallel to the section  $u-w$ , and (b) velocity component perpendicular to the section  $v$  from A' to E' lines of Case (3'') shown in Fig. 11(c). Pseudo-bottom Ekman flows (schematic green arrows in (b)) are trapped on the slopes on both sides of the sill.

iv) ノックアウト実験の知見を基にしたケース (3) の解釈

ケース (3) から密度成層と海底摩擦を順にノックアウトした実験がケース (3'') であり、それにより「疑似の海底エクマン流」の存在が指摘された。本節では、ケース (3'') から海底摩擦を考慮したケース (3'), さらに密度成層を考慮したケース (3) を逆順でみていき、「疑似の海底エクマン流」の変化の有無に注目する。そのために、Fig. 13 上段のケース (3'') と同じ形式で、A' ~ E' の 5 線における水路横断面図をケース (3') は Fig. 13 の下段に、ケース (3) は (c) の密度分布を加えて Fig. 15 に示した。

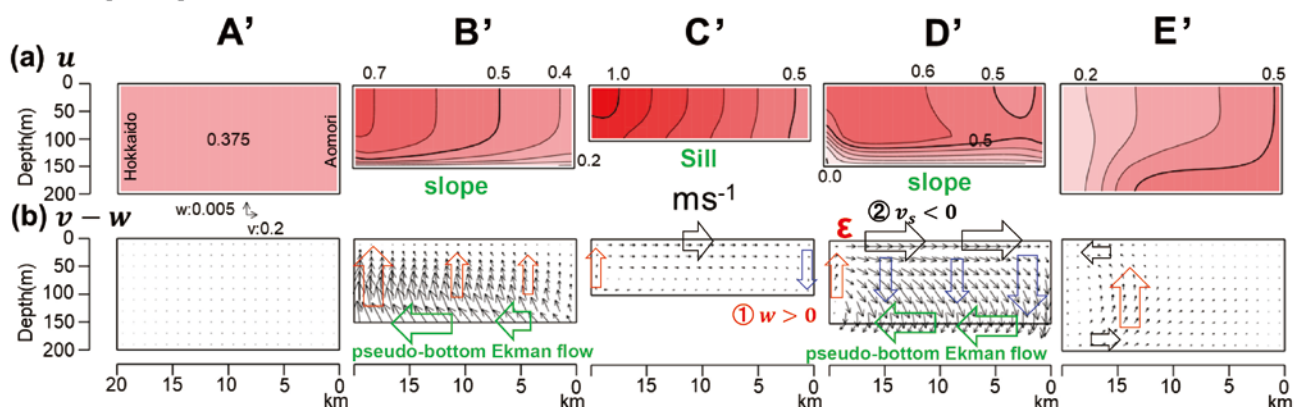
はじめに、ケース (3') とケース (3) の斜面域 (B'・D' 線) の通過流  $u$  及び断面流  $v-w$  をみると、「疑似の海底エクマン流」のみが陽に表現されるケース (3'') の結果とほぼ同じであることがわかる。ケース (3') がケース (3'') と異なる点は、海底摩擦があるため、平坦地形 (A'・C'・E' 線の断面) の海底近傍において、 $v_s \rightarrow 0$  及び  $u \rightarrow 0$  とな

る「真の海底エクマン流」が形成され、鉛直循環流が強化されている点にある (Fig. 13 の上段と下段を比較)。それゆえ、北海道側の湧昇流に接続した沖向き表層流は、ケース (3'') よりもケース (3') の方が強いことが理解される (Fig. 11 の中央列と右列の (b) ②  $v_s < 0$  を比較)。

上述した 2 段階のノックアウト実験から得られた知見を加えると、ケース (3) の断面図 (Fig. 15) にみられる物理過程は、次のように理解される。まず、浅瀬よりも上流側の A' 線を見ると、北海道向きの「真の海底エクマン流 (Fig. 15(b))」によって密度成層が傾き (Fig. 15(c)), それによる温度風の関係から通過流は鉛直シア一流となる (Fig. 15(a))。同時に、この密度成層は水路を切る方向の水平圧力勾配を底層ほど弱め ( $\partial\rho/\partial y$  と  $\partial\eta/\partial y$  が逆符号), これは海底エクマン流を弱めるセンスに働き、その結果、ケース (3') と比べて鉛直循環流が弱まる。このように、ケース (3) では温度風による鉛直シア一流の影響が加わるもの



### Case (3'') no-Stratification & no-Friction



### Case (3') no-Stratification & Friction

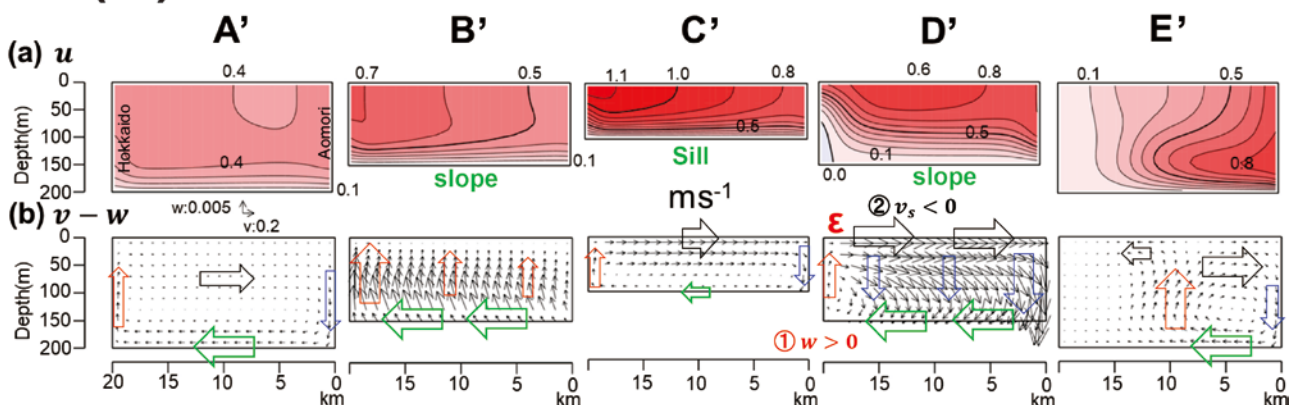


Fig. 13. Upper panels are model results in Case (3''). Vertical section of (a) velocity component perpendicular to the section  $u$ , and (b) velocity vectors parallel to the section  $v-w$  from A' to E' lines in Fig. 11(c). It is clearly shown that pseudo-bottom Ekman flows (schematic green arrows in (b)) occurs along lines B' and D' (the slopes on both sides of the sill). Lower panels are the same as upper panels, but the model results in Case (3').

の、浅瀬全体の通過流  $u$  や断面流  $v-w$  の変化には、前節で記述した斜面域の「疑似の海底エクマン流」による応答 (B'・D' 線) が支配的である。ノックアウト実験にはない、成層流体のケース (3) で唯一特徴的な現象は、「真または疑似の海底エクマン流」で生じる底層近傍の密度逆転層の存在 (Fig. 15(c) の灰色領域) である。この密度逆転層は北海道側の湧昇域において、流下方向になるほど次第に厚くなり、強い沖向き表層流が生じる D' 線 ( $\epsilon$  印) では海面付近にまで達している。そして北海道側の湧昇流に接続した沖向き表層流 ( $\textcircled{2} v_s < 0$ ) は、通過流の極大域を青森側へ移動させ、北海道側では弱成層域及び密度逆転の領域が拡大している (Fig. 15(c) の E' 線)。そこでは重力的な不安定による鉛直混合を示唆するパッチ状の湧昇沈降が形成され (Fig. 11 左列の (c)), その結果、成層弱化的指標である低い  $SSu$  値 (Fig. 10 のケース (3)) が計算されたと考えられる。

#### 潮汐の影響による密度成層及び流速構造の変化

内部潮汐波による密度成層の破壊は、Fig. 10 のケース (4)

– (3) の  $SSu$  差でみたように、水路中央の浅瀬地形下流側の局所的な領域に限られる。そこで、この負の  $SSu$  差の領域を水路横断方向に横切る  $x = 65$  km (Fig. 10 右列中下段の縦破線) の断面において、ケース (3) の潮汐なし (no-Tide) とケース (4) の潮汐あり (Tide) を比較し、両者の差 (Difference) で「潮汐効果」を表現した。Fig. 16 は Fig. 15 と同じ形式で表示した、no-Tide, Tide, Difference の (a) が通過流  $u$ , (b) が断面流  $v-w$ , (c) が密度分布である。

定性的な断面分布パターンは Tide と no-Tide でほぼ同じであるが、Difference をみると Tide は no-Tide に比べて、内部潮汐波 (Internal tide) が再現された中央部付近において、通過流が弱化的 (その両側は逆に強化 (Fig. 16(a))) する一方、海底エクマン流 (緑矢印) は強化されて、局所的な鉛直循環流による鉛直混合も強化され (Fig. 16(b)), その上層側と底層で高密度化 (北海道側と中央部中層は逆に低密度化 (Fig. 16(c))) していることがわかる。具体的には、強化された鉛直循環流が北海道側の重力不安定を強めて、ここでは混合水が重い水塊 (密度  $26.7 \sigma_0$  以上) を消滅させ、中央部付近では内部潮汐波の碎波による直接的な鉛直混

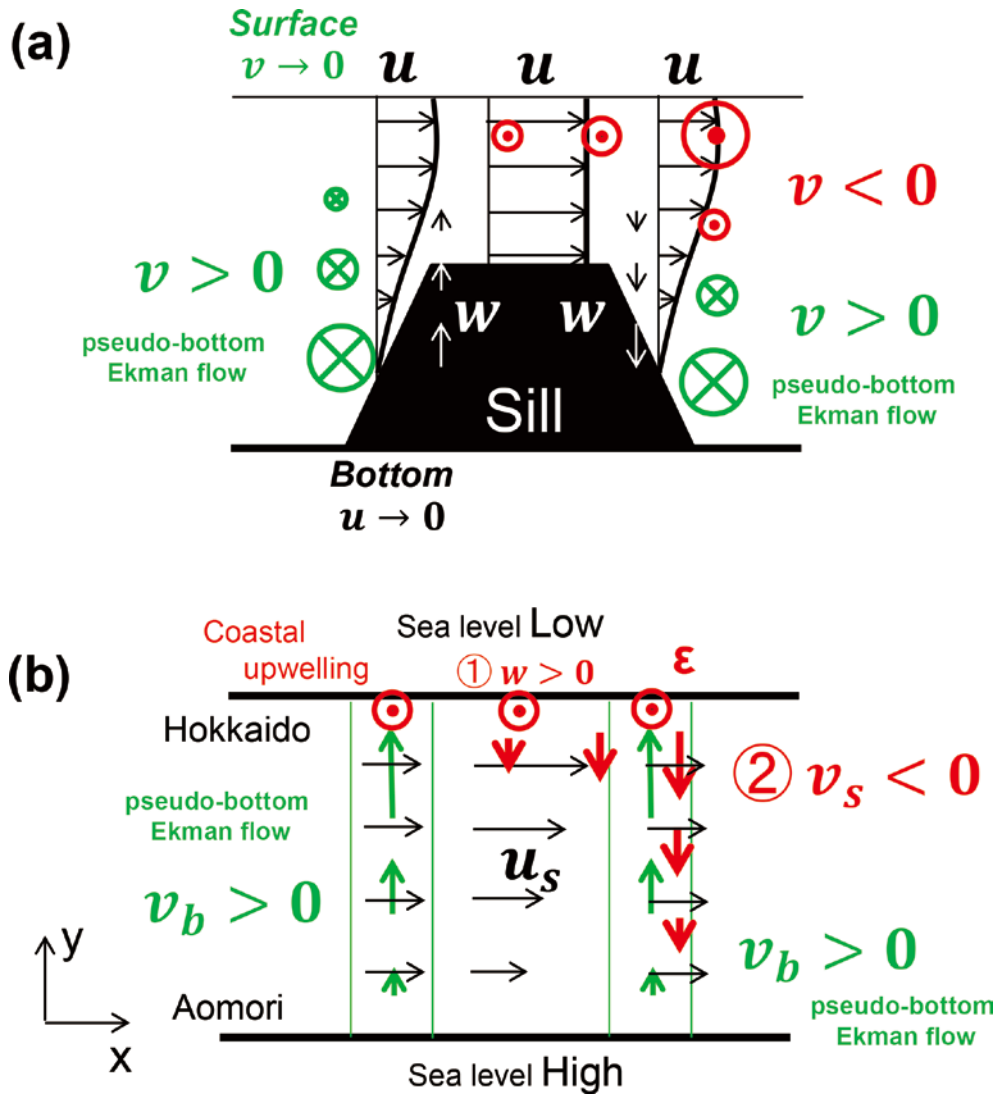


Fig. 14. The features of the “pseudo-bottom Ekman flow” are highlighted and summarized in the schematic diagram. See text for symbols and detailed descriptions.

合が表層の高密度化と中層の低密度化を引き起こしている。その結果、大まかには、海峡中央付近を挟んで、北海道側が低密度化、青森側が高密度化されている。なお、水路中央の通過流が弱まる一方、その両側の通過流が逆に強まる理由は、断面通過流量を 1.5 Sv 一定と設定したことによる。すなわち、一部の通過流弱化は他の場所の通過流を必ず強化させ、それが水路の両壁表層付近に現れ、 $SSu$  差 (Fig. 10 左列) でみられた水路中央が負の値 (成層の破壊)、その両側が正の値 (南北方向の移流による再成層化) となる。

#### 潮汐の有無を考慮した現実地形の海峡通過流実験

海洋観測結果と水路地形のモデル実験の解釈を繋げるために、春観測の密度成層 (日本海側は  $TL_1$ ,  $TL_2$ ,  $JIL$ , 北太平洋側は  $CO$ ,  $OW$ ,  $CL$  の観測された水塊を水温塩分値として導入) を考慮した現実地形の海峡通過流実験 (平

均通過流量は 1.5 Sv) を行った。この実験では現実地形 (Fig. 17(a)) を用いた以外、モデルの基本的な計算条件は水路地形の実験と同じである。それゆえ、説明の重複を省くため、モデルの概要は付録 C にまとめた。数値積分時間は  $JIL$  の水平分布 (Fig. 18 で後述) がほぼ定常状態と確認された 15 日間、以下、通過流の実験ケースを no-Tide (15 日目)、通過流と日周期強制のある実験ケースを Tide (14 日目の 24 時間平均) と呼ぶ。これらは、水路地形の通過流実験のケース (3) の no-Tide とケース (4) の Tide にそれぞれ対応する。

Fig. 17(b) に現実地形の no-Tide と Tide を比較して、まず、水位  $\eta$  の水平分布を示した。回転系流体を想定して、日本海側は青森沿岸の水位、北太平洋側は北海道沿岸の水位を用いて水位差  $\Delta\eta$  を計算すると、no-Tide は約 26 cm、Tide は 24 時間平均で約 34 cm となり、潮汐「あり」では形状抵抗が約 1.3 倍大きくなっている。両ケースとも海峡通過流を横断する水位差が大きくなる場所は 2 カ所あ

### Case (3) Spring-stratification & Friction

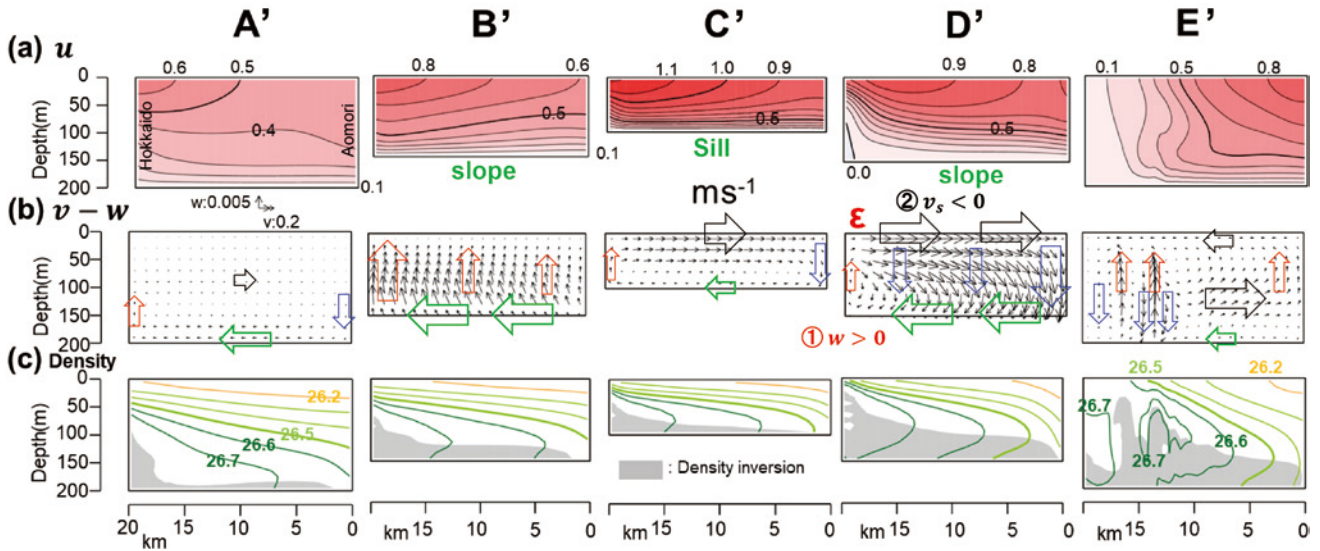


Fig. 15. Same as Fig. 13, but for Case (3). In addition to panel (a) and (b), panel (c) is illustrated to represent vertical section of potential density. The characteristics specific to Case (3) are that the bottom-Ekman flow forms a gravitationally unstable density inversion (gray area near the sea bottom), resulting in the development of a vertical mixing layer.

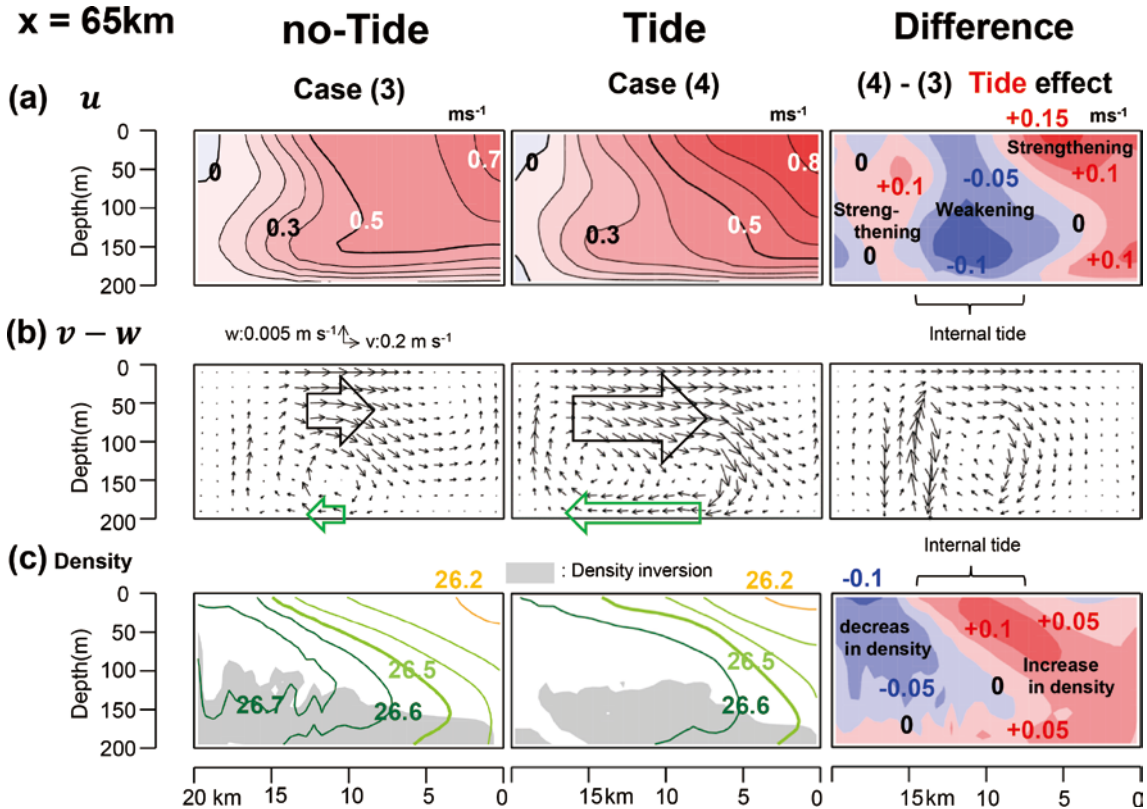


Fig. 16. Vertical section of (a) across-sectional velocity  $u$ , (b) velocity vectors parallel to the section  $v-w$ , and (c) potential density along  $x = 65$  km in Fig. 10. Three kinds of sections are displayed; Case no-Tide (left panel; Case (3)), Case Tide (middle panel; Case (4)), and their Difference (right panel).

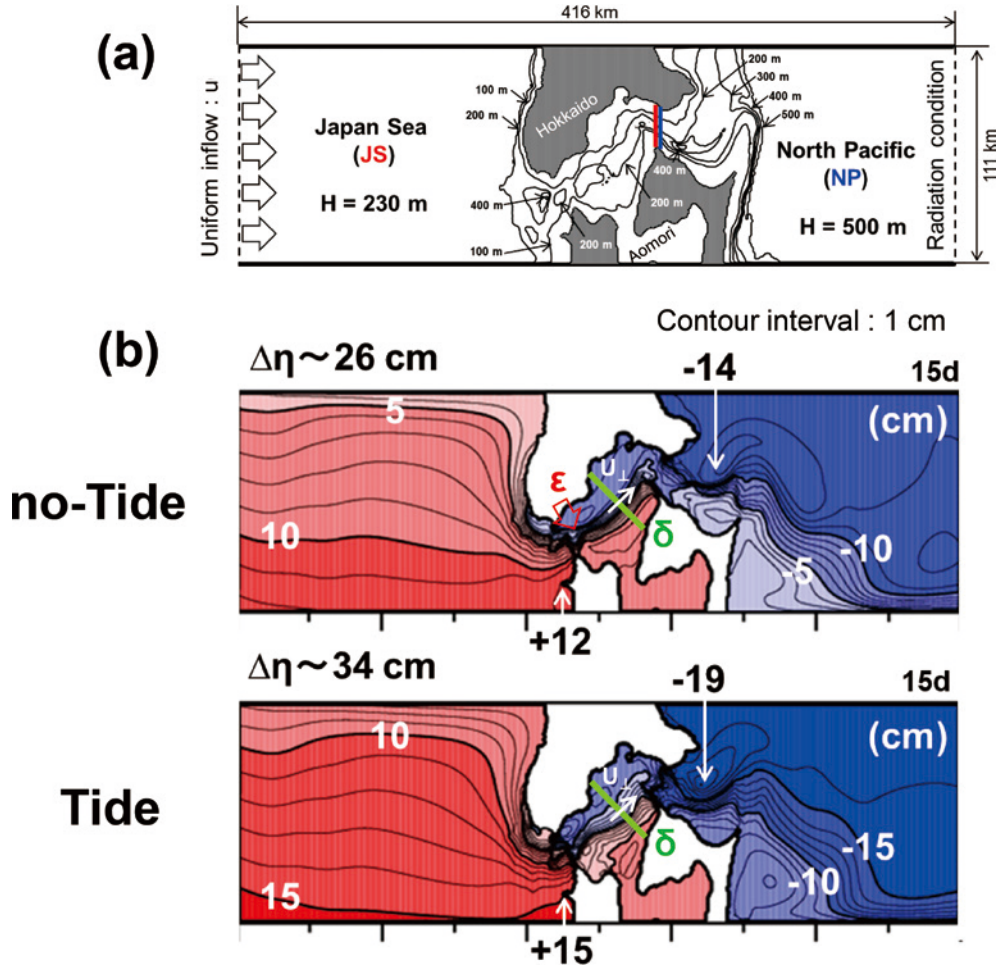


Fig. 17. (a) Model topography with real bathymetry around the Tsugaru Strait. The northern and southern boundaries were closed by artificial wall (solid line). An uniform inflow with a constant volume transport of  $Q$  is imposed on the western open boundary. (b) Horizontal distributions of sea level in Cases no-Tide (upper panel) and Tide (lower panel) at steady state.

り、一つは本研究で注目した西口浅瀬付近、もう一つは東側海峡のS字屈曲部付近(汐首-大間を結ぶ線付近)にある。それらの間の海峡中央付近の表層通過流は、南北水位勾配にはほぼ比例した地衡流バランス状態にある。特に、no-Tideで顕著にみられるが、西口浅瀬を超えた北海道側( $\epsilon$ 印)からの冲向き表層流(赤抜き矢印)により、北部海域一帯は低水位域が広く拡がっている。ただし、大きな形状抵抗を示したTideの通過流南北幅は、no-Tideに比べて幾分拡がった弱い流れとなり(後述するFig. 19(a)を参照)、それゆえ、冲向き表層流も不明瞭になっている。

海洋観測では海峡内で消滅していたJIL(日本海中層水を起源)の水平分布を現実地形のno-TideとTideを比較してFig. 18に示した。no-Tide実験では、JILは他の水塊と混合しながらも、海峡内で完全に消滅することなく、パッチ状の大きな塊が北太平洋側へ抜けている。対照的に、Tide実験では、西口浅瀬(竜飛鞍部)を超えたところで、JILのほとんどが消滅している。ただし、これらの結果は観測の結果(Fig. 4(a)のB線およびC線)を必ずしも再現していない。その理由として、Tide実験は大潮時にお

る日周潮流の振幅が15日間継続することが仮定されており、潮流振幅が過大評価されていると考えられる。よって、現実的な潮流振幅を与えた場合、日本海中層から北海道側で湧昇したJILは、北海道沿岸に沿って海峡内へ侵入し、西口浅瀬(観測のB線)と東側S字屈曲部(観測のC線)の間で消滅することが期待される。

次に、観測のB線とC線のほぼ中間に位置する $\delta$ 線(Fig. 17(b)やFig. 18に表示)に沿ったno-Tide実験とTide実験の海峡横断面、そして両者の差DifferenceをFig. 19に示した。 $\delta$ 線における通過流と密度についてno-TideとTide実験の差(Fig. 19右列)を水路モデルによるno-TideとTide実験の差(Fig. 16右列の上段と下段)と比較すると両者は定性的によく似た分布を示す。すなわち、Tide実験はno-Tide実験に比べて、中央部付近の通過流が弱化され、その両側ではわずかに強化(Fig. 19(a))、中央部を挟んで北海道側が低密度化、青森側が高密度化している(Fig. 19(b))。また、現実地形のモデル密度断面(Fig. 19(b))を春観測の密度断面(Fig. 6(a))と比べると、no-Tide実験の結果は浅瀬のすぐ下流側のB線断面(JILが北海道側の底層に存在し、

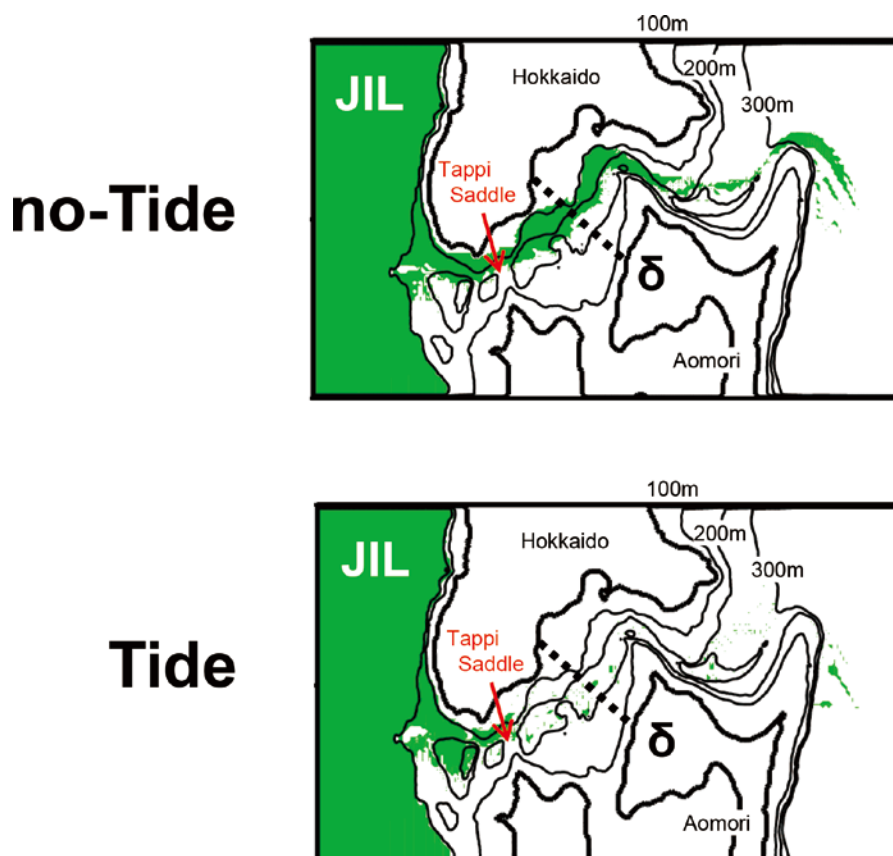


Fig. 18. Horizontal distributions of Japan Sea Intermediate Water (JIL ; green shade) intruding into the bottom layer of the Tsugaru Strait from the Japan Sea. Upper and lower panels correspond to Cases no-Tide and Tide, respectively.

等密度線の傾きが大きい強い成層)に似ており、一方、Tide実験の結果は潮汐の影響を受け、ある程度の混合が進んでいるC線断面(JILは消滅し、等密度線の傾きが小さい表層付近の弱い成層)に似ている。なお、Fig. 19にはFig. 16の(b)に対応する断面流を示していないが、これは現実地形では通過流成分が $\delta$ 線の断面流成分にも強く現れ、弱い海底エクマン流や沖向き表層流を表現することができなかったためである。

#### おわりに

本研究で実施した海洋観測では、日本海から北太平洋へ抜ける津軽海峡通過流に伴う水塊変質及び水塊混合の実態を水温塩分関係とAOUを用いて明らかにし、その混合メカニズムに関しては、数値モデルを用いて成層、浅瀬地形、潮汐と海底摩擦の有無による比較実験を行うことで考察した。春と夏の成層期における海洋観測から、両季節で共通して、海峡西方で鉛直方向に40~130mも湧昇した日本海中層水(春はJIL、夏はTL<sub>2</sub>)が表層の対馬暖流水(TL<sub>1</sub>やTH)と共に海峡内へ流入し、西口にある浅瀬地形のすぐ下流域では密度成層が大きく弱化し、それと同時に、中層起源の水塊が消滅していた。この観測結果は、津軽海峡内での中層起源の水塊の変質には海峡西

側の浅瀬地形(竜飛鞍部)が重要な役割を果たしていることを示唆する。そこで本数値実験では、単純な矩形断面をもつ水路モデルに設定した台形型の浅瀬地形上を通過する成層流体を強制した。

浅瀬地形を削除した数値実験でも、東向き通過流で駆動される北向き海底エクマン流によって、北海道側沿岸域で湧昇流、底層近傍で密度逆転層を伴う鉛直循環流が再現される。すなわち、もしも津軽海峡が十分に長い水路長をもつならば、海底エクマン流のみでも成層流体は鉛直混合されるであろう。本実験では、現実的な短い水路長であっても、途中に浅瀬地形があれば、その下流側の狭い範囲において、効率的な鉛直混合が生じることを示した。その浅瀬地形効果の物理的要因をまとめると、次の(1)~(4)となる。(1)通過流が浅瀬に接続した海底斜面を登る、または降る際、海底近傍の水路軸方向の水平流速成分が弱まる鉛直シアが形成される。(2)それゆえ、海底斜面上では海底摩擦がなくとも、海峡横断方向の水位勾配によって北海道向きの「疑似の海底エクマン流」が励起される。(3)現実には「疑似の海底エクマン流」に「真の海底エクマン流」が加わり、浅瀬地形上の北海道側沿岸境界では湧昇流(青森側は沈降流)が駆動され、これが沿岸境界から沖向き表層流の存在を許す。(4)この沖向き表層流は、通過流の強流域を水路中央もしくは青森側へ

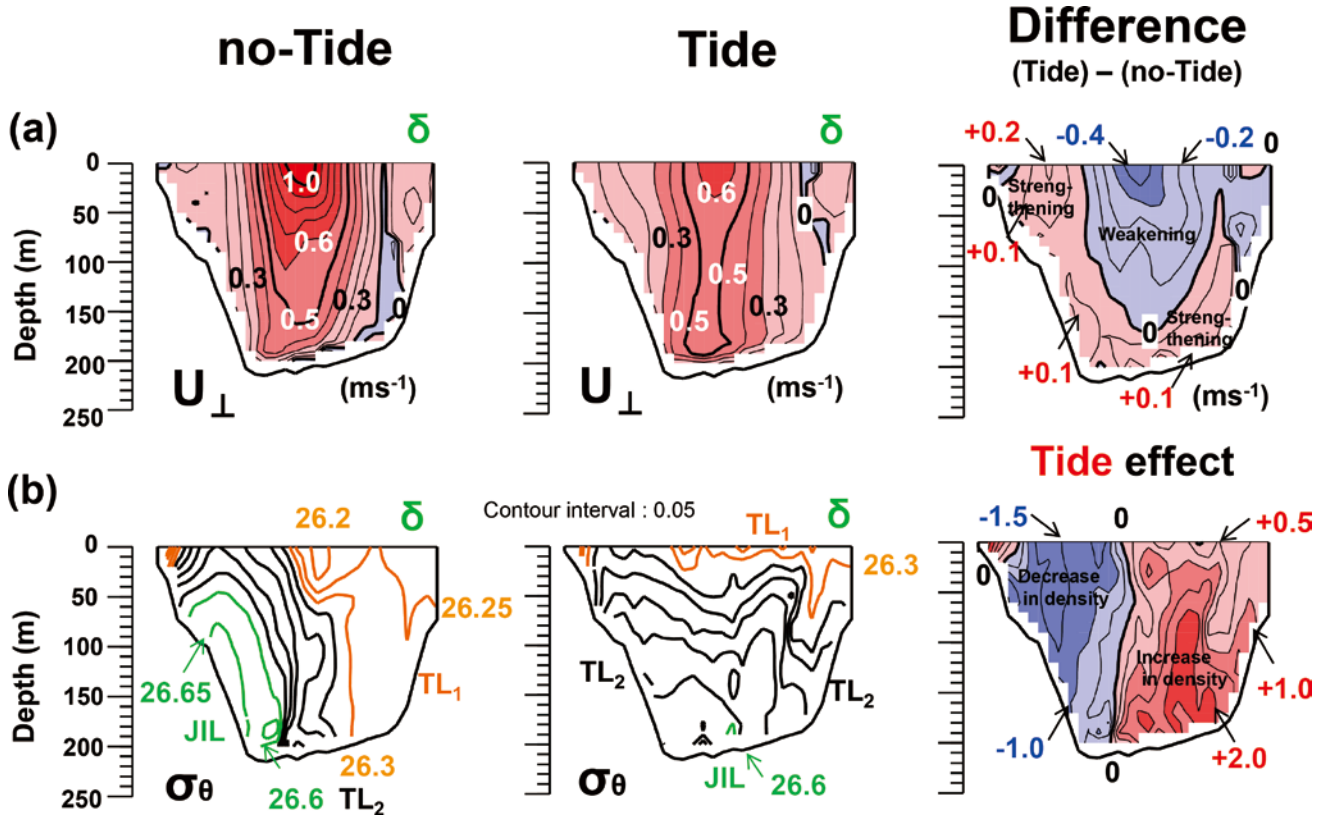


Fig. 19. Vertical section of (a) cross-sectional velocity  $U_{\perp}$ , and (b) potential density along  $\delta$  line. Three kinds of sections are displayed; Case no-Tide (left panel), Case Tide (middle panel), and their Difference (right panel).

移動させる。これらの浅瀬地形効果は成層の有無には関係しないものの、この状態に密度成層が加わると、北海道側の沖合では、湧昇流によって海面付近にまで達した密度逆転層が大きく拡大し、それによる重力不安定な鉛直混合が生じる。本実験では鉛直拡散係数を定数のままで、密度逆転をそのまま表現したが、現実にはその逆転層を解消するような強い水塊混合が期待される。

さらに、上述した通過流のみの数値モデルに、海峡内で卓越する日周潮流を加えると、浅瀬地形の下流側で発生した内部潮汐波の碎波による鉛直混合が再現される。その結果、海峡中央部の通過流は少し弱化され、その両側では逆に強化、そして密度成層は中央部を挟んで北海道側が低密度化、青森側が高密度化することが示唆された。しかし、このような潮汐混合に伴う水塊変質の真偽は、潮汐の大潮小潮期を区別した現場の海洋観測による再検討が必要である。

### 謝 辞

本研究の海洋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、乗組員の皆様に感謝致します。本論は「沿岸海洋研究」で掲載不可となったが、その際、2名の査読者様から、数値実験ケースの追加と削除、モデル結果の説明及び物理的解釈の不明瞭さ、

英文表現の不適切さを含めた文章の書き方など、数多くの指摘と丁寧な指導を何度も頂き、心よりお礼申し上げます。また、本誌の査読者様から、物理的な説明不足と数式の間違い等を指摘して頂き、とても感謝しています。

### 付録 A 水平流速の鉛直シアが海底斜面上で生じる理由

ここでは簡単化のため、Fig. A1(a)に示す座標系において、非回転非粘性 ( $f=0, A_v=0$ ) の鉛直一様な均一流体 ( $\partial u / \partial z = 0, w=0$ ) が水深  $H$  一定の領域から海底斜面域 ( $dH / dx \neq 0$ ) に侵入したときの定常場 ( $\partial / \partial t = 0$ ) を考える。海底斜面直上の流速成分を  $u_b$  と  $w_b$ 、一定の海底斜面勾配を  $dH / dx$  とすると、鉛直 2次元断面の連続式より、両流速成分には

$$w_b = u_b \frac{dH}{dx} \quad (A1)$$

の関係がある。斜面域に侵入前の流体は「渦なし(断面に直交方向の渦度  $\zeta_y$  が零)」なので、斜面域に侵入した後も

$$\zeta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} = 0 \quad (A2)$$

が成立する。そこで、海底斜面直上における (A2) 式に (A1) 式を代入して整理すると

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_b}{\partial z} &= \frac{\partial w_b}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( u_b \frac{dH}{dx} \right) \\ &= \frac{\partial u_b}{\partial x} \frac{dH}{dx} + u_b \frac{d^2 H}{dx^2} \quad (A3) \\ &= \frac{\partial u_b}{\partial x} \frac{dH}{dx} \quad (\because d^2 H / dx^2 = 0) \end{aligned}$$

の関係式が得られる。流体が斜面を登るときは浅くなるので  $dH / dx > 0$ ，そして水平流速は次第に増加するので、海底流速も  $\partial u_b / \partial x > 0$ ，斜面を降るときはその逆で  $\partial u_b / \partial x < 0$ ， $dH / dx < 0$ ，よって、いずれの場合も  $\partial u_b / \partial z > 0$  となる。すなわち、「渦なし」条件を満たすためには、斜面域の海底近傍ほど水平流速  $u$  が弱まる必要がある。ここで鉛直粘性を考慮すれば ( $A_v \neq 0$ )，海底摩擦境界層に似た状態が形成され、これが水平流速の鉛直シアが海底斜面上で生じる理由である。なお、浅瀬

地形の水平スケールが鉛直スケールに比べて十分に大きい場合 (静水圧近似, または長波近似の極限において), (A3) 式の右辺は零値に漸近する ( $\because \partial / \partial x \rightarrow 0$ )。すなわち,  $\partial u_b / \partial z \rightarrow 0$  となるものの, 決して  $\partial u_b / \partial z = 0$  ではない。

次に, 上記と同様, 静水圧近似しない状態において, 「海底斜面域へ侵入する流体問題」を数値モデルによる差分表示で考える。まず, モデル海底地形は有限の格子幅  $\Delta x$  と  $\Delta z$  で表現されるので, Fig. A1(b) に示すように, 海底斜面は必然的に階段地形になる。すなわち,  $dH / dx$  は  $n$  個の  $\Delta x$  と  $\Delta z$  の組み合わせ (図の例では  $n=2$ ) で近似され,

$$\frac{\Delta z}{n\Delta x} \approx \frac{dH}{dx} \quad (A4)$$

となる。階段地形の場合, 図中の海底格子  $[i+1, k]$  では, 鉛直壁を横切る水平流速が零 ( $u_{i+1, k} = 0$ ) なので, この格子の流量収支より

$$u_{i, k} \Delta z = w_{i, k} \Delta x \quad (A5)$$

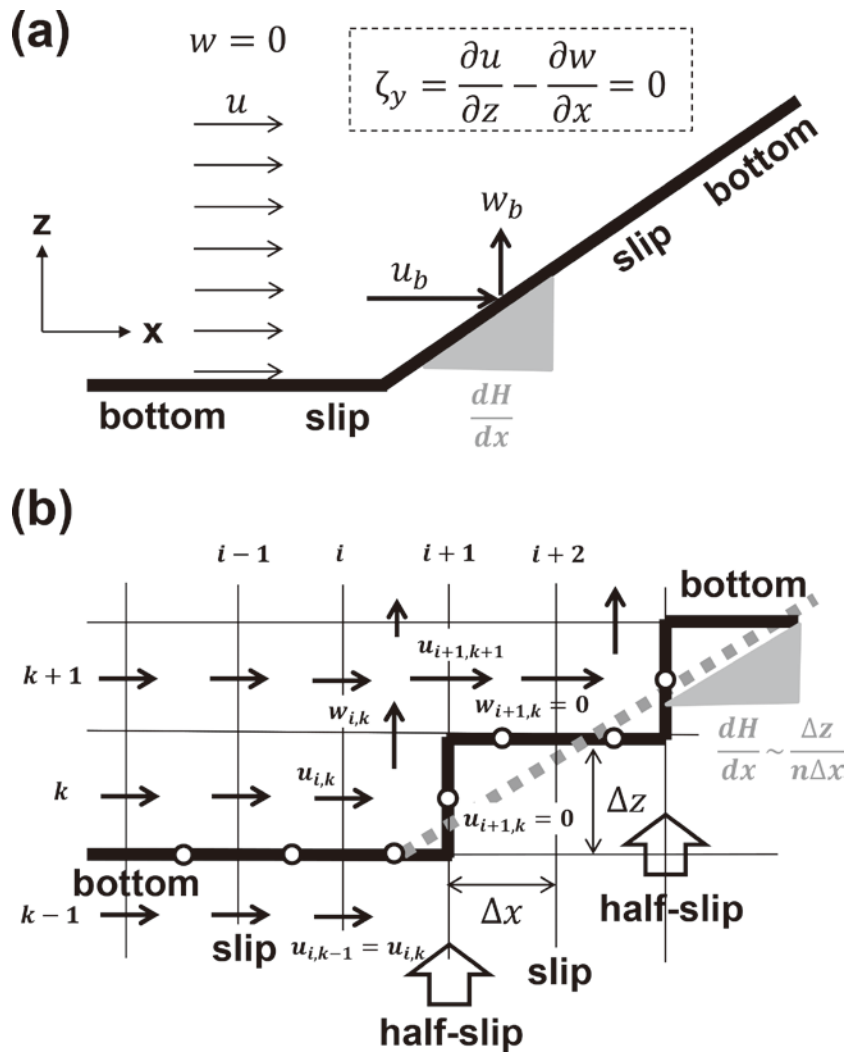


Fig. A1. (a) Schematic of vertical cross section of “vortex-free ( $\zeta_y = 0$ )” fluid passing through the bottom slope area, and (b) its differential representation using a numerical model.

の関係がある。「渦なし」条件のもと、階段地形を1段毎 ( $n\Delta x$ の水平幅毎に  $\Delta z$ の鉛直変化)に登り降りする流速場(差分表示)を用いて、水平流速の鉛直シア  $\partial u_b / \partial z$ を順に整理すると

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_b}{\partial z} &= \frac{\partial w_b}{\partial x} \approx \frac{w_{i+n,k} - w_{i,k}}{n\Delta x} = \frac{0 - w_{i,k}}{n\Delta x} \\ & (\because w_{i+n,k} = \dots = w_{i+1,k} = 0) \\ &= -\frac{1}{n\Delta x} \left( u_{i,k} \frac{\Delta z}{\Delta x} \right) \quad (\because (A5)) \\ &= \frac{0 - u_{i,k}}{n\Delta x} \frac{n\Delta z}{n\Delta x} \approx \frac{u_{i+1,k} - u_{i,k}}{n\Delta x} n \frac{dH}{dx} \quad (\because (A4)) \\ &= \frac{u_{i+1,k} - u_{i,k}}{\Delta x} \frac{dH}{dx} \approx \frac{\partial u_b}{\partial x} \frac{dH}{dx} \quad (A6) \end{aligned}$$

となり、(A3)式と同様な関係式が得られる。そして海底格子の鉛直シア  $\partial u_b / \partial z$ は、 $n\Delta x$ 毎に現れる段差格子においてのみ

$$\frac{\partial u_b}{\partial z} \approx \frac{u_{i+1,k+1} - u_{i+1,k}}{\Delta z} = \frac{u_{i+1,k+1} - 0}{\Delta z} \quad (A7)$$

の half-slip 条件、他の海底格子は  $u_{i+n,k+1} = u_{i+n,k}$  等の slip 条件となる。

本論の数値モデルは予め静水圧近似がなされているので、「渦なし」条件では水柱全体で  $\partial u / \partial z = 0$ を満たさな

ければならない ( $\because$  (A2) 式の  $\partial w / \partial x = 0$ なので)。ところが、非粘性条件で数値モデルを駆動すると、(A6)式や(A7)式に従って、海底斜面域の海底近傍では  $\partial u_b / \partial z \neq 0$ となり、静水圧近似 ( $\partial u / \partial z = 0$ )との矛盾からすぐに数値的発散が生じる(ここでは示さない)。そこで、数値モデル計算でも鉛直粘性を考慮すれば ( $A_v \neq 0$ )数値的発散は起こらず、階段地形上において海底摩擦境界層が形成される結果が得られる (Fig. 13 上段を参照)。このような数値実験の結果は、海底斜面を有する静水圧近似モデルの不備と考えるか、静水圧近似の「渦なし」条件が海底斜面上の海底摩擦境界層として表現される、の二つの考え方がある。本論では後者の考え方に立つが、今後、海底地形の階段状凹凸を滑らかにしたモデル地形(限りなく小さな  $\Delta z$ や  $\Delta x$ を使用)や非静水圧モデルなどを用いて再検討すべき問題かもしれない。なお、単層モデルではこのような海底近傍の鉛直シア流が表現されないので、静水圧近似とも矛盾せず、本文中のケース(3'')の多層モデルとは異なる解をもつことになる(付録B)。

#### 付録 B 鉛直シア流及び鉛直循環流が表現できない単層モデル

Fig. A2(a)はケース(3'')の海面水位と鉛直平均した流速ベクトル ( $\bar{u}, \bar{v}$ )の15日目の水平分布図である。なお、鉛

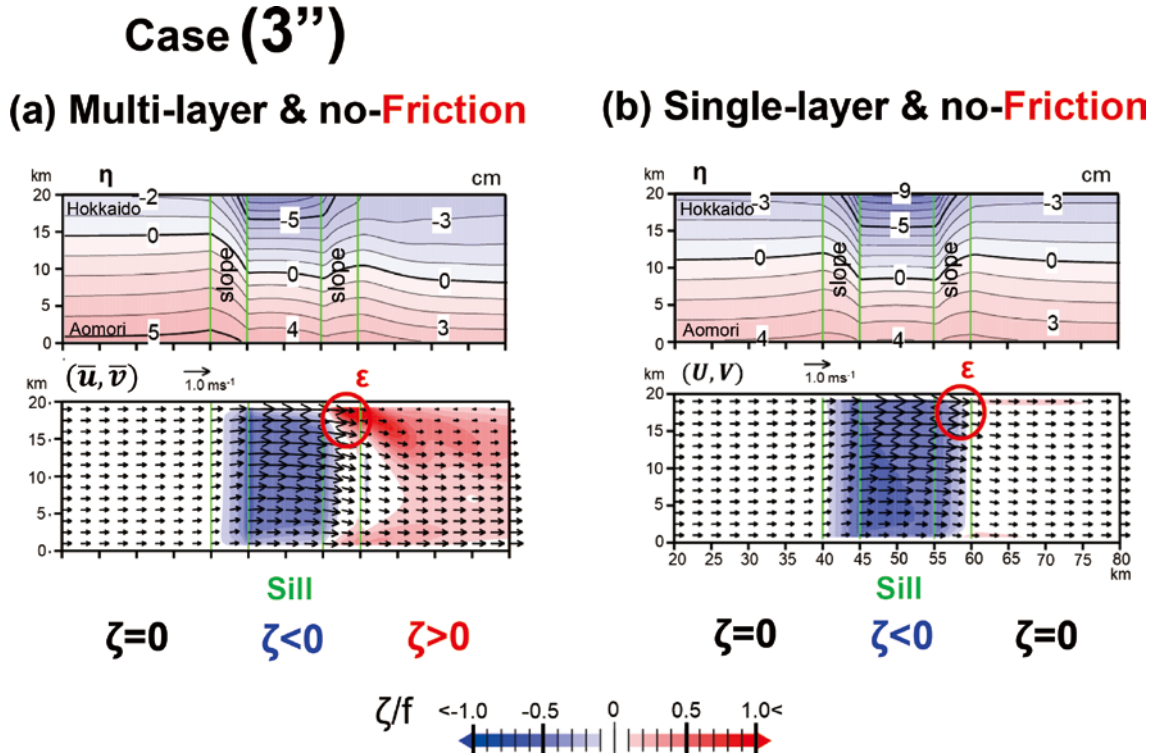


Fig. A2. (a) Same as Case (3'') in Fig. 11, but for sea level  $\eta$  (upper panel) and vertical averaged current vectors ( $\bar{u}, \bar{v}$ ) with superimposed relative vorticity  $\zeta$  (lower panel). (b) Same as (a), but for the result of a single-layer model without bottom friction.



直平均流  $\bar{u}, \bar{v}$  を用いて計算した相対渦度  $\zeta / f$  の水平分布を同図に重ねている。この実験ケースと同じ計算条件であるが、鉛直方向の流速変化が表現できない単層 (Single-layer;  $U, V$ ) モデルへ変更した結果を、同じ表示形式で Fig. A2(b) に示した。

まず、単層モデルも多層モデルに似て、浅瀬上で  $\zeta < 0$  (なお、 $\zeta/f \sim O(1)$ ) の水平シア流速 (渦位保存) 及び極小水位 (エネルギー保存) が再現されている。ただし、単層モデルでは海底斜面上の海底摩擦境界層は形成されないため、「疑似の海底エクマン流」が駆動されない。それゆえ、浅瀬の前後で概ね対称な  $\zeta = 0$  の水平一様流及び水位分布となり、渦位保存とエネルギー保存がより顕著な状態にある。多層モデルの場合、海底斜面域の海底摩擦境界層を除けば、回転系流体による鉛直面内の流れは一様性が強いので、鉛直平均流速 ( $\bar{u}, \bar{v}$ ) は海底摩擦が及ぶ層より上のほぼ一様な流れを表している。よって、多層モデルの鉛直平均流速場 ( $\bar{u}, \bar{v}$ ) は、第一次近似として、単層モデルの流速場 ( $U, V$ ) で説明することができる。しかし、単層モデルの場合、壁に直交する水平流速は常に零 ( $V=0$ ) となるため、鉛直循環流は駆動されず、多層モデルで再現された北海道壁境界 ( $\varepsilon$  印) からの沖向き表層流 (赤抜き丸印) は表現されない。

このように、単層モデルで表現されない鉛直構造の有無が両モデルの相違となっている。同様な単層と多層の相違点については、風強制による表層エクマン流が陽に表現できない単層モデルの解釈 (磯田・佐藤, 2007) や多層モデルでのみ表現される海底エクマン流が水平渦流の減衰過程に及ぼす影響 (石崎ほか, 2023) でも指摘されている。

### 付録 C 現実地形を用いたモデル実験の概要

現実的な春の密度成層を表現するために、200 m 以浅は 10 m 間隔で 20 層、200 m 以深は 30 m 間隔で 10 層の計 30 層の多層モデルとした。モデル地形は Fig. 17(a) に示すように、南北境界は人工壁を設定した閉境界、津軽海峡周辺のみを現実地形 (東西  $\Delta x = 1,040$  m, 南北  $\Delta y = 925$  m 格子の JTOPO データ) とした東西 416 km  $\times$  南北 111 km の水路モデルである。北太平洋側の 500 m 以深の領域は  $H = 500$  m, 日本海側の 230 m 以深の領域は  $H = 230$  m の一定水深とした。日本海側の水深を浅くした理由は下記の通りである。A1 点の海底で JIL が観測された最大密度が  $26.93 \sigma_\theta$  であり、モデルでもこの密度の水塊を海峡内へ侵入させることを目的に、JS 点で密度がちょうど  $26.93 \sigma_\theta$  となる深度 230 m を水深として設定した。

初期条件は Fig. 17(a) の津軽海峡内に付した南北方向の赤青境界を境に、日本海側は JS 点、太平洋側は NP 点で観測された水温と塩分の鉛直プロファイルを一様に設定し、初期流速場は静止とした。ただし、この設定では海峡内の 150 m 以深に JIL が存在することになり、それを避

けるため、海峡内の 150 m 以深の水温・塩分値は深度 150 m の一定値に変更した。日本海側の西側開境界からは、海峡通過流の平均通過流量が 1.5 Sv となる流速値 ( $U_0 = 6 \text{ cm s}^{-1}$ ) を境界断面から一様流入させ、通過流と日周潮流 ( $\omega = 2\pi/24 \text{ rad/時間}$ ) を強制する場合は大潮期を想定して  $u(t) = U_0 + U_0 \sin(\omega t)$  とし、JS 点の水温・塩分の鉛直プロファイル (水平勾配はなし) を固定したまま流入させ続けた。一方、太平洋側の東側開境界では Orlandi の放射条件を課して流出させた。計算時間ステップは CFL 条件を満たす 10 秒、水平閉境界は non-slip 条件、2 次の海底摩擦係数は 0.0025、水平渦粘性係数と水平拡散係数は  $10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  と  $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の一定値、鉛直渦粘性係数と鉛直拡散係数は同じ値の  $5.0 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  の一定値とした。

### 参 考 文 献

- Hanawa, K. and Mitsudera H. (1987) Variation of Water System Distribution in Sanriku Coastal Area. *Journal of Oceanographical Society of Japan*, **42**, 435-446.
- 檜垣直幸・磯田 豊・磯貝安洋・矢幅 寛 (2008) 北海道西方沖における水系分布と流れパターンの季節変化. *海の研究*, **17(4)**, 223-240.
- 伊田智喜・山下慎司・磯田 豊・小林直人 (2016) 日本海中層水を起源とした低渦位水の津軽海峡への流入過程. *海の研究*, **25(4)**, 101-122.
- 飯野恵理子・磯田 豊・矢幅 寛 (2009) 津軽海峡通過流を駆動する水位差. *海と空*, **85**, 1-19.
- 石崎裕也・磯田 豊・田谷浩志郎・小林直人 (2023) 津軽海峡東口において強い鉛直循環流を伴う長寿命の時計回りの地形性剥離渦. *沿岸海洋研究*, **61**, 1-19.
- 磯田 豊・佐藤千鶴 (2007) 非成層期における沿岸海域の吹送流—海底摩擦を考慮しない水路モデル—. *沿岸海洋研究*, **44**, 211-220.
- 気象庁 (1999): 海洋観測指針 (第 1 部). 48-49.
- Kuroda, H., Isoda Y., Takeoka H., Kuma K., Honda S., Matsuura H., Saitoh Y., Takata H., and Iwade S. (2012) Intrusion of the Oyashio water into the eastern mouth of Tsugaru Strait in early summer, 2003. *Continental Shelf Research*, **32**, 36-46.
- Matsuura, H. and Y. Isoda (2020) Pseudo-fortnightly Variation Produced by Interaction between Passage-flow and Diurnal Tidal Currents in the Tsugaru Strait. *北大水産彙報*, **70(1)**, 13-23. DOI 10.14943/bull.fish.70.1.13
- 太田紗生・磯田 豊・吉村志穂・荘司堅也・有田 駿・河野航平・方 曉蓉・小林直人 (2015) 津軽海峡内の浅瀬地形上で励起される内部潮汐波. *海と空*, **3**, 63-84.
- 小田巻実 (1984) 津軽海峡の潮汐・潮流について (シンポジウム: 海峡—海洋学的構造とその及ぼす影響—). *沿岸海洋研究ノート*, **22(1)**, 12-22.
- Rosa L.A., 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. *Journal of Oceanography*, **63**, 573-588.
- 四電信行 (1994) 海底設置側 ADCP により実測された津軽海峡内の流量変動. *月刊海洋*, **26**, 815-188.
- 山口卓也・磯田 豊・伊藤海彦・向井 徹・小林直人 (2020) 津軽海峡シル地形上の海面にストリーク帯を形成する内部波の観測とモデル実験. *海の研究*, **29(3)**, 71-90.