HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	網走沖の陸棚-海盆境界域における dense Soya Current Water の力学的役割
Author(s)	千葉, 彩; Chiba, Aya; 磯田, 豊 他
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 72(1), 1-8
Issue Date	2022-08-22
DOI	https://doi.org/10.14943/bull.fish.72.1.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/86615
Type	departmental bulletin paper
File Information	bull.fish.72.1.1.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北 大 水 産 彙 報
72(1), 1–8, 2022.
DOI 10.14943/bull.fish.72.1.1

網走沖の陸棚–海盆境界域における dense Soya Current Water の力学的役割

千葉　　彩[1)]・磯田　　豊[1)]

(2022 年 1 月 6 日受付，2022 年 2 月 28 日受理)

Mechanical role of dense Soya Current Water in the boundary region between shelf and basin areas off Abashiri

Aya CHIBA[1)] and Yutaka ISODA[1)]

Abstract

The mechanical role of dense Soya Current Water (DSCW) responsible for a flow pattern in the boundary region between shelf and basin areas off Abashiri is investigated using a multi-layer model. Observations in summer show significant downwelling of modified DSCW inside the steep slope of basin area. This study finds a water column of DSCW trapped on the slope like as the barotropic adjustment. According to conservation of potential vorticity, a strong positive vorticity is produced by vortex stretching when DSCW is pushed out from shallower shelf to deeper basin. This causes the generation and propagation of shelf waves to occur a coastal jet along the shelf slope.

Key words : Okhotsk Sea, dense Soya Current Water (DSCW), model experiments, shelf waves, coastal jet

緒　　言

千葉ほか (2021) は，日本海の冬季海面冷却により形成された重い混合層水を起源とし，夏季に支配的となる宗谷暖流水 (Soya warm Current Water : SCW) の沖側底層に出現する水塊を「重い宗谷暖流水 (dense SCW : DSCW)」と呼んだ。また，この研究では陸棚が突然途切れる網走沖の DSCW に着目し，その空間分布を海洋観測によって調べ，さらに，数値モデル実験による水塊配置の再現を試みた。本海域の水塊区分は DSCW (水温 $\theta \geqq 2.5$°C，塩分 $S \geqq 33.6$，密度 $\sigma_\theta \geqq 26.75$)，それよりも高温高塩の SCW ($\theta \geqq 2.5$°C, $S \geqq 33.6$, $\sigma_\theta \leqq 26.75$)，逆に低温低塩の中冷水 (Intermediate Cold Water : ICW) ($\theta \leqq 0$°C, $32.0 \leqq S \leqq 33.6$) の 3 種類である。

千葉ほか (2021) から引用した水塊配置の水平分布 (ICW を青，DSCW を桃，SCW を橙，その他を黒) を Fig. 1 の (a) に観測結果，(b) にモデル再現結果を示した。陸棚-海盆境界域にある C 線では，海底地形が複雑なために海底近傍までの CTD 観測が不十分となり，DSCW を捉えることができなかった。断面分布 (ここでは示さない) からは，C3 点の底層付近にのみ DSCW に近い高温高塩水があり，この C3 点の深み地形に沿って DSCW が沈降していることが推測され，桃色破線丸印で示した。同じく引用した鉛直分布は陸棚域 (B 線と Shelf 線) と海盆域 (E 線と Basin 線) に分けて，Fig. 2 の (a) に観測された水塊配置，(b) に観測密度と二重拡散のタイプ，(c) にモデル再現密度，(d) にモデル再現の断面に直交する水平流速の各結果を示した。陸棚域の DSCW は沖側の ICW 下方の 200 m 以浅にあるが，海盆域の DSCW は沿岸側の SCW 下方の 150 m 以深へ移動し，顕著に沈降している (Figs. 1a と 2a)。その沈降場所では，26.75 σ_θ の等密度線 (桃色表示) が特徴的な上凸構造を示している (Fig. 2b の E 線断面)。このような観測結果によく似た水塊配置や密度分布はモデル実験でも再現され (Figs. 1b と 2c)，海盆域の DSCW 沈降に伴い，深い陸棚斜面上に捕捉される沿岸ジェットの形成 (Fig. 2d の Basin 線断面) が示唆された。しかし，千葉ほか (2021) ではこのような流動構造の変化に対する DSCW の関与の指摘に留まり，その力学的役割の議論がなされていない。本短報では，DSCW を強制的に削除したモデル実験との比較から，その議論を補うことを目的とした。

モデル実験の概要

本実験で使用した数値モデルは，千葉ほか (2021) と同じ鉛直 31 層の f (= 1.04×10^{-4} s^{-1}) 平面・静水圧近似の MIT-gcm (Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model) であり，その層厚 (200 m 以浅は 10 m 間隔 20 層，深度 200～500 m は 50 m 間隔 6 層，それ以深は 100 m 間

1) 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, Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University*)

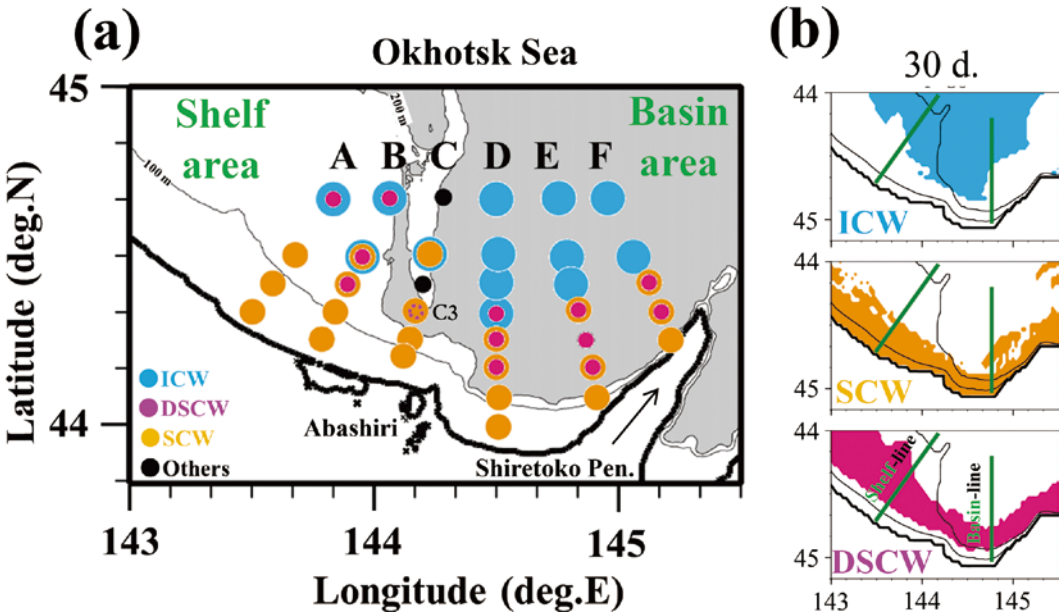

Fig. 1. (a) Horizontal distributions of three water types (ICW, DSCW and SCW), which were observed in the summer of 2019, in the boundary region between shelf and basin areas off Abashiri. Isobaths of 100 m and 200 m depth are shown by black solid lines. (b) Similar horizontal distributions of the model reproduced water types on day 30 after the initial state. These figures are quoted from Figs. 11 and 19 by Chiba et al. (2021, in Japanese).

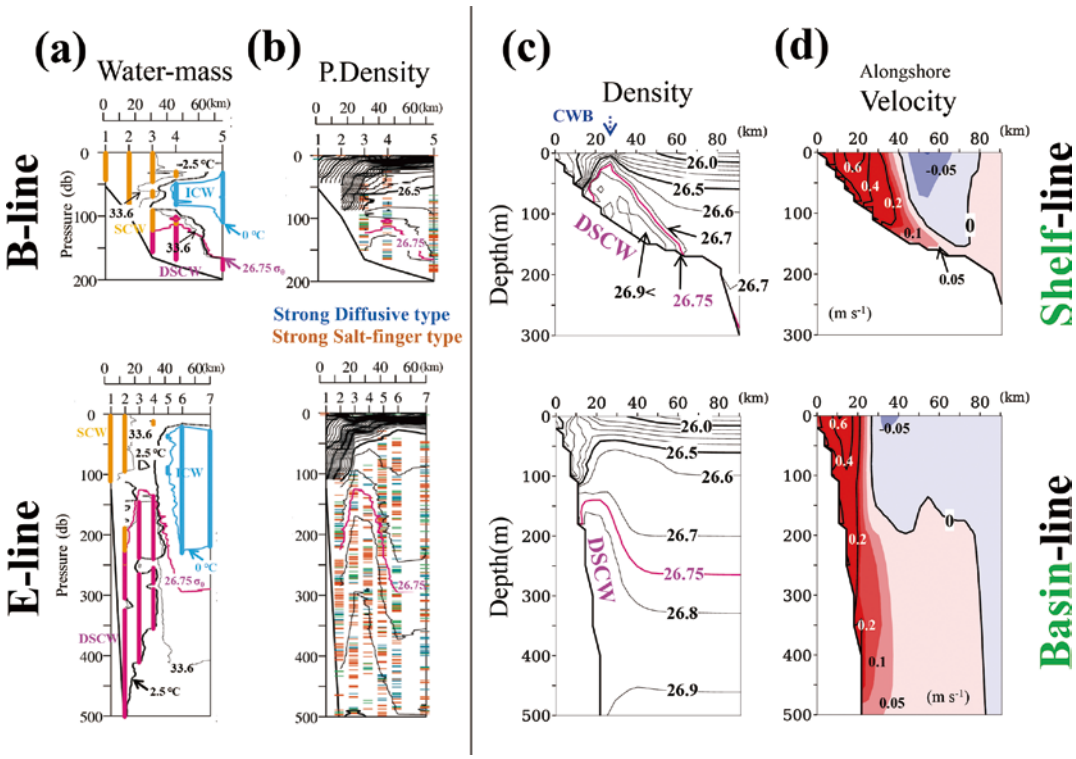

Fig. 2. Vertical distributions of (a) three water types (ICW, DSCW and SCW) and (b) potential density along the observation lines of B (shelf area) and E (basin area) shown in Fig. 1(a). Colored bars in (b) indicate two types of double diffusive convention (Blue : Diffusive type, Orange : Salt-finger type) and density inversion (Green), which are the evidence of modification of warm DSCW via mixing with offshore ICW. Vertical distributions of (c) density and (d) alongshore velocity on day 30 along the model lines of "Shelf" and "Basin" shown by green lines in Fig. 1(b). The 26.75 σ_0 isopycnal in (b) and (c) is indicated by thick pink line to emphasize the boundary between SCW and DSCW. These figures are quoted from Figs. 12, 15 and 22 by Chiba et al. (2021, in Japanese).

隔 5 層) と 2 次の海底摩擦係数 (0.0025) も同じとした。水平格子間隔は千葉ほか (2021) の $\Delta x = 2.6$ km，$\Delta y = 3.6$ km から全格子 $\Delta x = \Delta y = 1$ km としたので，粘性係数及び拡散係数の値を少し変更して，鉛直・水平渦粘性係数を 5.0×10^{-3} m^2 s^{-1} と 1.0×10^{2} m^2 s^{-1} から，それぞれ 5.0×10^{-4} m^2 s^{-1} と 2.0×10 m^2 s^{-1} とした。モデル地形は Fig. 3(a) に示すように，陸棚が突然途切れる網走沖の地形変化を強調し，緩勾配の陸棚域 (Shelf) と急勾配の海盆域 (Basin) をモデル中央で接続させた沖合幅 60 km，長さ 200 km の単純な水路モデルである。

水路入口 (x = 0 km) の沿岸から 20 km 幅の開境界 ($0 < y < 20$ km) において，夏季の宗谷暖流を模した順圧流入流をモデル強制した (Fig. 3a の流速ベクトル)。金成ほか (1984) や飯田ほか (2018) の観測報告をもとに，沖合の y = 10 km に極大流速 V_{max} をもつ三角形状の流入強制を設定した。本実験では初期擾乱を抑えることを目的に，初期静止状態から 25 日間かけて V_{max} を 0 ～ 80 cm s^{-1} まで線形的に増加させ (流量は 0 ～ 0.6 Sv)，25 日目以降は $V_{max} = 80$ cm s^{-1} を維持し，60 日まで一定強制を保持した。水路出口 (x = 200 km) の開境界では Orlanski の放射境界条件 (Orlanski, 1976)，他の水平閉境界では non-slip 条件を課した。

千葉ほか (2021) の海盆域観測結果を参考にして，夏季のオホーツク海を模した密度の鉛直プロファイル (変曲点を深度 100 m に設定) が Fig. 3(b) の黒実線であり，これを初期条件として水路モデル全体に設定した。深さ (H)100 m 以浅の密度勾配における浮力振動数 N ～ 0.017 s^{-1} から，ロスビーの内部変形半径 λ_i を概算すると，$\lambda_i = NH/f \sim 17$ km となる。モデル地形において陸棚縁を水深 200 m とすると，陸棚域 (Shelf) では陸棚幅 $L = 60$ km $> \lambda_i$，海盆域 (Basin) では陸棚幅 $L = 10$ km $< \lambda_i$ となる。DSCW (密度 $\sigma_\theta \geqq 26.75$) は宗谷暖流の沖合底層に出現するので (千葉ほか，2021)，日本海の冬季混合水を想定した密度 27.20 の高密度水を流入口の沖合側半分 (10 km < y < 20 km) の表層から底層まで設定した (Fig. 3a・c のピンク領域)。なお，海面まで露出させた高密度水は，海面付近で観測される冷水ベルト (起源は DSCW) の水塊構造に対応している。このモデル条件による流入口における密度断面分布が Fig. 3(c) であり，この現実に近い状態を模した本実験ケースを CTRL と呼ぶ。CTRL の DSCW の力学的役割を理解するために，DSCW を削除した密度断面分布が Fig. 3(d) であり，この実験ケースを No-DSCW と呼ぶ。さらに，モデル全体から密度成層を全て削除した，順圧流入強制のみの実験ケースを No-STRA と呼び，これは CTRL の力学的解釈に使用される。これらの実験結果は，陸棚-海盆境界域を挟む陸棚上 S 線 (x

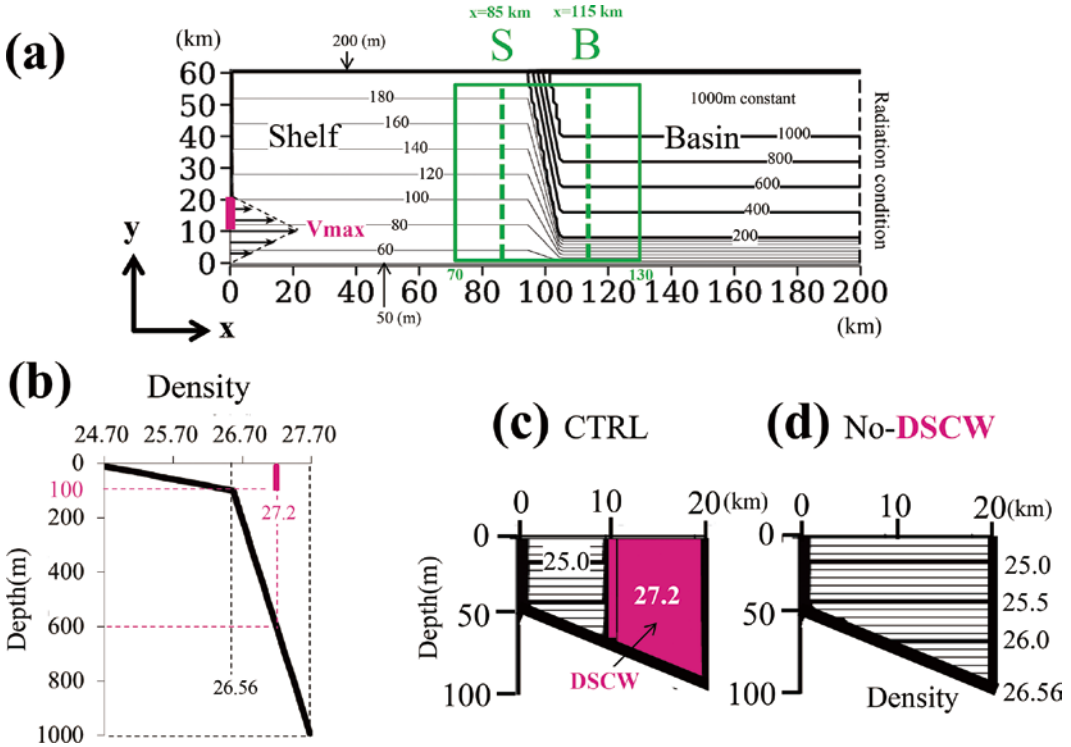

Fig. 3. (a) Plane view of the channel model emphasizing the geometrical change in the boundary region between Shelf and Basin areas off Abashiri. Inflow entrance with 20 km width ($0 < y < 20$ km) is set at x = 0 km. A triangular jet with a maximum value (V_{max}) at y = 10 km is forced assuming the typical Soya Warm Current. The broken line at x = 200 km indicates the open boundary with the radiation condition. The following model results only show the distributions within green frame rectangular area. (b) Black thick solid line indicates the vertical profile of density for a typical stratification in the Okhotsk Sea in summer. DSCW originated from mid-depth water in the Japan Sea has a density of 27.2 denoted by pink solid line. Side views showing vertical distribution of density at the inflow entrance for (c) CTRL case and (d) No-DSCW case.

= 85 km) と海盆内の B 線 (x = 115 km) の鉛直断面分布 (Fig. 3a の緑破線) をモデル結果の「S 線と B 線における鉛直断面分布の経時変化」，同境界域の水平分布 (Fig. 3a の緑枠線内を抽出) をモデル結果の「陸棚-海盆境界域における 25 日目の水平・鉛直分布」に表示した。

モ デ ル 結 果

S 線と B 線における鉛直断面分布の経時変化

Fig. 4 (CTRL)，Fig. 5 (No-DSCW)，Fig. 6 (No-STRA) の鉛直断面分布図は，陸棚 S 線と海盆 B 線の 2 断面における密度 (No-STRA は無し) と断面直交流速の経時変化 (25 日目までの 5 日毎と 60 日目) である。No-DSCW は他のケースと異なり，B 線断面の陸棚斜面上に過渡的な逆向き流 (宗谷暖流の流向とは逆方向) が再現された。この逆流域を強調するため，各ケースの断面直交流速の ±5 cm s^{-1} の弱流範囲に限り，0.5 cm s^{-1} 間隔の緑等値線を追加している。

はじめに，CTRL (Fig. 4) の 25 日目をみると，DSCW (桃色線の密度 26.75 よりも重い水) の陸棚域 (S 線) 出現と海盆域 (B 線) 沈降による上凸ドーム構造，それに伴う深い陸棚斜面上に捕捉された沿岸ジェットの形成など，観測に類似した海洋構造 (Fig. 2) の再現が確認される。なお，60 日目でも流速場に大きな変化はないが，鉛直拡散等の影響により，上凸ドーム構造を示す等値線が低密度側 (密度 26.75 から 26.70 へ) に移行している。このような定常状態に至るまでの経時変化をみると，陸棚域 (S 線) に DSCW が出現する以前の 15 日目までは，海盆域 (B 線) の陸棚斜面上に捕捉された逆流 (黒矢印で指示) の発達がみられ，それが DSCW の出現に伴って消滅していることがわかる。

その逆流域が消滅しないケースが No-DSCW (Fig. 5) である。同様な黒矢印で指示した逆流域は 20 日目以降も発達を続け，流速 +20 cm s^{-1} を超える表層流に比べると弱いものの，25 日目の逆流流速は − 4.5 cm s^{-1} にもなる。ただし，定常強制時期に入った後の 60 日目の逆流はかなり弱まっている。これは非定常な強制時期に限って逆流域が形成されることを示唆している。そのような非定常状態を表現するために，密度断面における渦柱の鉛直伸縮量の時間変化 $d/dt(d\rho/dz)$ (ρ は密度，t は時間，z は鉛直軸) を計算し，等密度線に重ねて伸長部分 (Stretching) を赤色濃淡，収縮部分 (Shrinking) を青色濃淡で表示した。陸棚域 (S 線) では順圧的な宗谷暖流に伴う沖向き海底エクマン流に

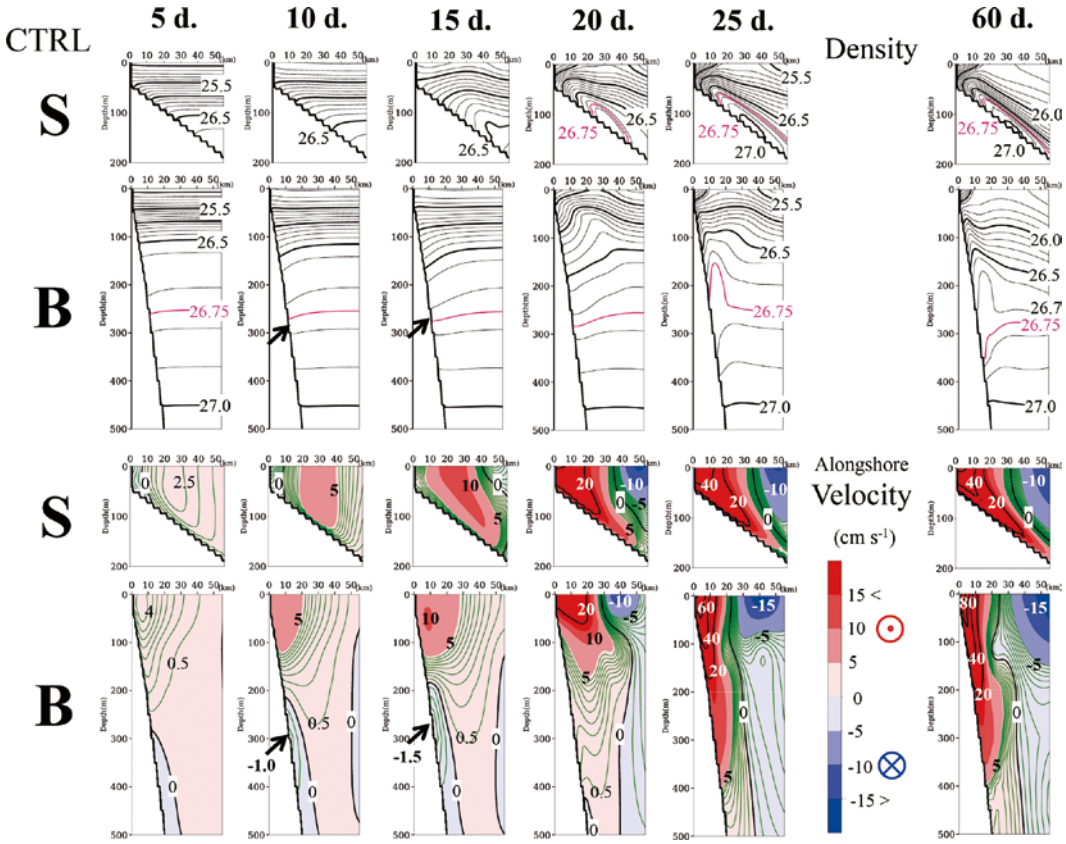

Fig. 4. Model results of CTRL case. Temporal change in the vertical distributions of density (upper two panels) and alongshore velocity (lower two panels) from day 5 to day 25 every 5 days and a final day 60 along the model lines of S and B denoted by green dashed lines in Fig. 3(a). The 26.75 σ_θ isopycnal, which is an index of DSCW, is enhanced by thick pink line. Weak flow below 5 cm s^{-1} is also enhanced by green solid counters with 0.5 cm s^{-1} interval. Black arrow shows the bottom trapped inverse flow below the Soya Warm Current.

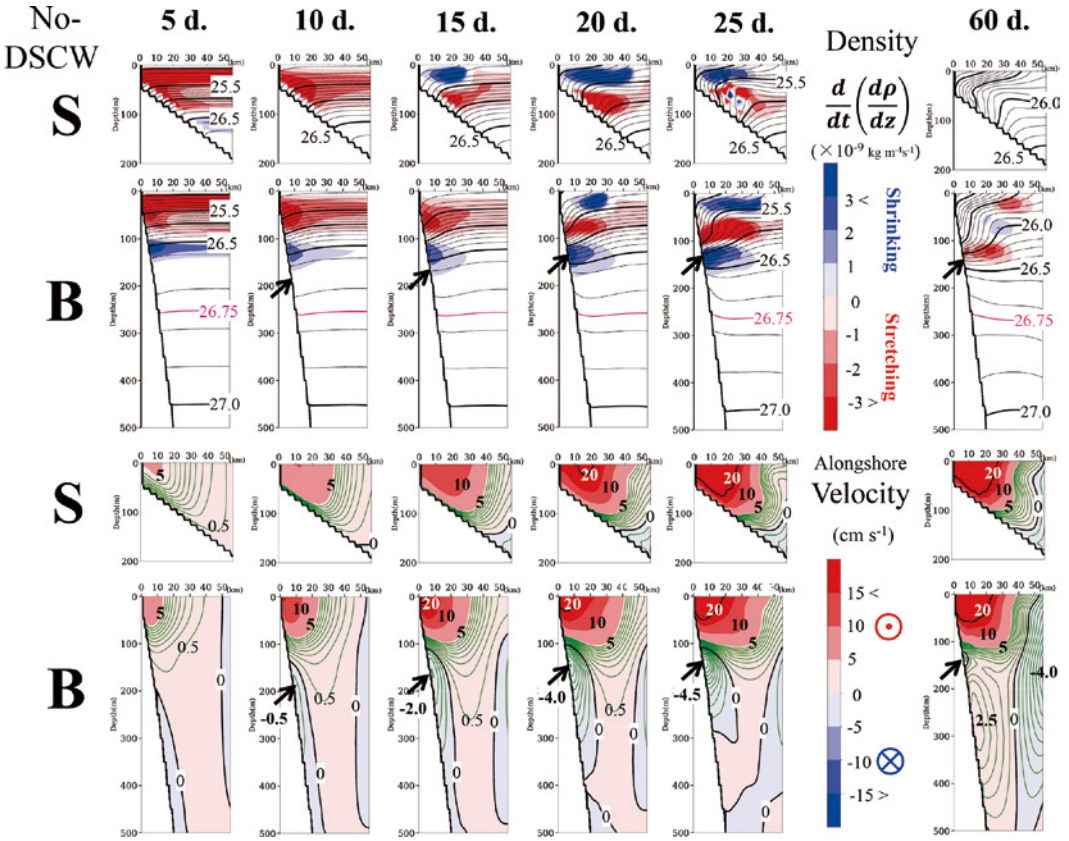

Fig. 5. Same as Fig. 4, but for No-DSCW case. Compared to CNTL case, the bottom trapped inverse flow appeared across the B section is a characteristic difference. To physically understand this inverse flow, the calculated value of $d/dt(d\rho/dz)$, i.e., stretching and shrinking of water column, overlaid on the vertical distribution of density (ρ).

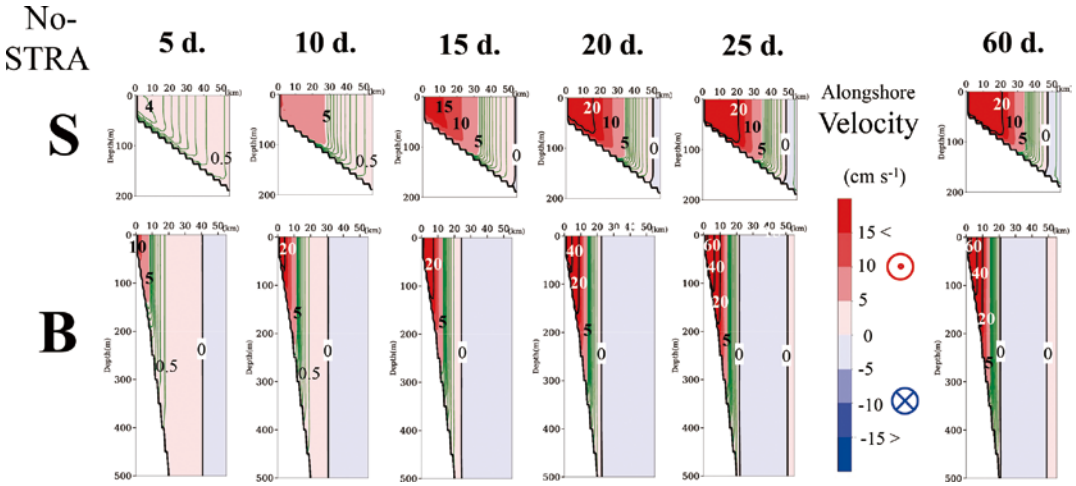

Fig. 6. Same as Figs. 4 and 5, but for only alongshore velocity in No-STRA case.

よって，海底境界層内の等密度線が鉛直方向にたち，そこでは渦柱伸長 (赤色) が継続してみられる。なお，この海底エクマン流による上向きパンピングは内部領域に上昇流を駆動し，15 日目以降の表層付近では渦柱が収縮 (青色) に転じている。このような渦柱伸縮パターンは下流側へ水平移流され，海盆域 (B 線) の 100 m 以浅にも同様なパターンが少し遅れて確認される。ただし，急斜面を有する海盆域では，100 m 以浅の渦柱伸長 (赤色) が内部境界面を大きく押し下げ，その下方の渦柱を逆に収縮 (青色) させていることがわかる。この収縮の下方側に逆流域が形成されており，25 日目の逆流極大は収縮極大とほぼ一致するようになる。回転系傾圧場における Ertel の渦位保

存則 (Ertel, 1942) は，渦柱伸長は正の渦度，渦柱収縮は負の渦度の供給を意味する。すなわち，岸境界に捕捉された沿岸流を想定すれば，負の渦度を生成する渦柱収縮部が逆流域を形成することが理解される。定常強制の 60 日目では渦柱伸縮の時間変化量が小さくなり，それゆえ，逆流域も衰退していると理解される。

密度成層なしの No-STRA (Fig. 6) で再現された海盆域の沿岸ジェットは，CTRL (Fig. 4) のそれに類似している。No-STRA は順圧応答のみなので，順圧流入強制に対する応答が他のケースに比べて速い。それのため，陸棚斜面上に捕捉された沿岸ジェットの定性的な構造は，強制初期から最後の 60 日目までほぼ同じである。

陸棚-海盆境界域における 25 日目の水平・鉛直分布

Fig. 7 では陸棚-海盆境界域における 25 日目の水平分布を 3 ケースで比較した。(a) は表層の水平流速ベクトル $\overrightarrow{U_s}$ と一定の f で規格化した相対渦度 ζ/f，(b) は深度 50 m の鉛直流速 w，(c) は No-DSCW で逆流流速が極大となった深度 140 m (Fig. 5 を参照) の水平流速ベクトル $\vec{U}$ と規格化した相対渦度 ζ/f，(d) は海底の水平流速ベクトル $\overrightarrow{U_b}$ と $\overrightarrow{U_b}\cdot\nabla$H (H は水深) である。ただし，順圧流が支配的な No-STRA の $\overrightarrow{U_s}$ と $\vec{U}$ の流速ベクトルには水深 H を乗じ，流量ベクトルとして表示した。Fig. 8 では陸棚-海盆境界域を横切る 2 断面 (Fig. 7b に破線で表示した y = 10 km と 16 km) において 25 日目の流速ベクトル (u-w 成分) と密度 (緑とピンクの実線) の鉛直分布を 3 ケースで比較した。

まず，Fig. 7 の 3 ケースを比較すると，CTRL の定性的な水平分布は No-STRA に類似し，No-DSCW がそれらとは大きく異なっていることがわかる。この No-DSCW の特徴的な流動構造変化は，Kajiura (1974) による超長周期波の線形理論 (付録を参照) をもとに理解することができる。陸棚幅 L = 60 km が内部変形半径 λ_i = 17 km よりも大きな陸棚域 ($L > \lambda_i$) では，沖合側に $\zeta > 0$，沿岸側に $\zeta < 0$ を有した宗谷暖流が順圧陸棚波 (SW1) として存在できる (Fig. 7a の白抜き赤矢印)。ところが，$L < \lambda_i$ となる海盆域へ侵入した SW1 は，内部ケルビン波 (dKW2) と海底捕捉陸棚波 (SW2) へ散乱される。このような散乱の様子が，沿岸捕捉の dKW2 は $\zeta > 0$ をもった表層流速ベクトル $\overrightarrow{U_s}$ (Fig. 7a の白抜き青矢印) に，海底捕捉の SW2 は $\zeta < 0$ をもった深度 140 m の流速ベクトル $\vec{U}$ (Fig. 7c の白抜き青矢印) に認められる。なお，SW2 が $\zeta < 0$ となる原因は Fig. 5 で指摘した渦柱の収縮にあり，海底捕捉の逆流は陸棚-海盆境界域で沖合側を時計回りに迂回している (Fig. 7c)。そして SW2 による逆流は，陸棚-海盆境界域において

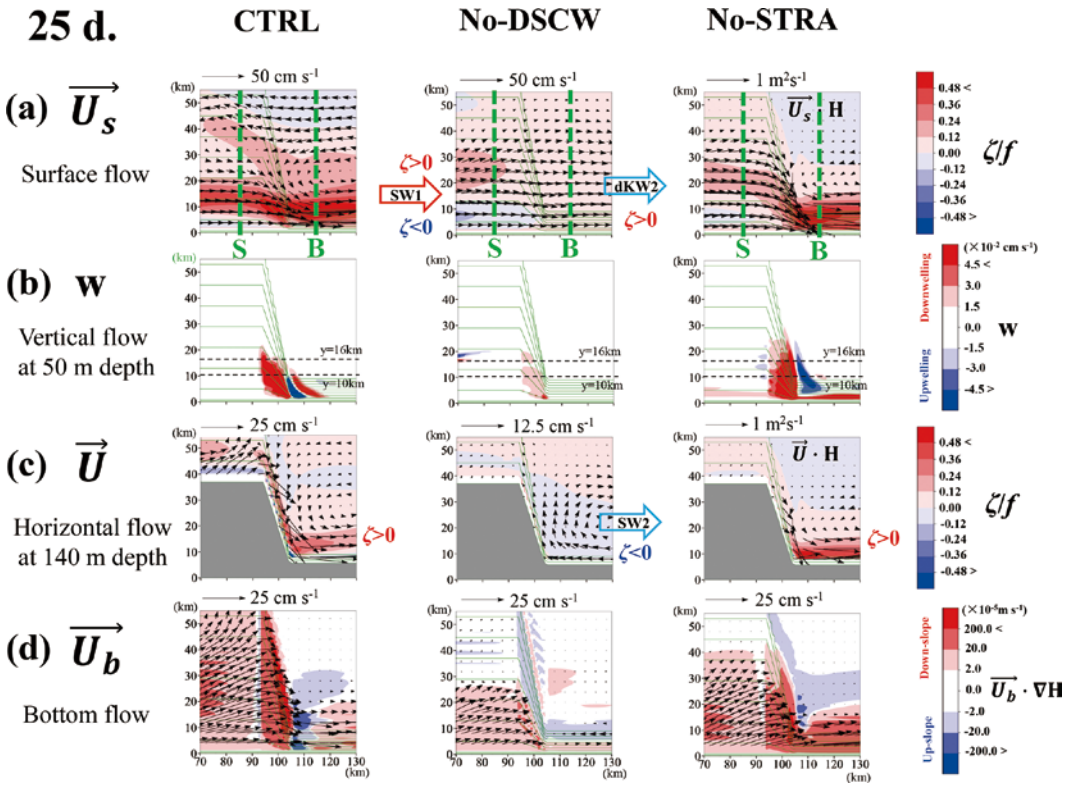

Fig. 7. Model results on day 25 for 3 cases of CTRL, No-DSCW and No-STRA. Horizontal distributions of (a) surface current vectors $\overrightarrow{U_s}$ with a relative vorticity ratio ζ/f, (b) vertical velocity w at 50 m depth, (c) horizontal current vectors $\vec{U}$ at 140 m depth with a relative vorticity ratio ζ/f, and (d) bottom current vectors $\overrightarrow{U_b}$ with an inner product of $\overrightarrow{U_b}\cdot\nabla H$ (H is the depth). We consider that the wave scattering from SW1 on the shelf area to dKW2 and SW2 on the basin area occurs at the boundary area in No-DSCW case (see Fig. A1 for each index).

SW1 の陸棚捕捉を弱めるセンスに働いている。それゆえ，No-DSCW の流速断面分布 (Fig. 8) をみると，順圧流が支配的な SW1 に伴う渦柱は，陸棚-海盆境界域で陸棚斜面を離れ，斜面を降ることなく，そのまま dKW2 の傾圧的な表層流に繋がっていることがわかる。

CTRL と No-STRA で類似した流動構造は沿岸側の宗谷暖流にみられ，その沖合側では CTRL のみ反流域が形成されている (Fig. 7a)。この沖合反流は CTRL で考慮された DSCW の侵入が内部境界面を上凸方向に歪めることで説明される (Fig. 4)。CTRL と No-STRA の宗谷暖流は海底捕捉されており (Fig. 7d)，どちらの渦柱も陸棚-海盆境界域の急斜面を降っている (Fig. 7b と Fig. 8)。千葉ほか (2021) では DSCW が重いために海盆内では沈降すると解釈したが，No-STRA の順圧モデルでも CTRL と同様な沈降流が再現される。宗谷暖流域の DSCW は重いが故に海底捕捉され，その DSCW に伴う渦柱 (または密度流) は順圧流と同様に陸棚斜面域を離れることができない。これが No-DSCW とは異なり，斜面域に強く捕捉された DSCW が順圧応答に近い挙動を示す理由と考える。すなわち，渦位保存則に従って，DSCW が浅い陸棚域から深い海盆域へ押し出されるとき，渦柱が伸長することで大きな $\zeta > 0$ の渦度が供給されている (Fig. 7a と c)。そこでは陸棚波が励起され，陸棚斜面に沿って伝播し，沿岸ジェットが形成される。千葉ほか (2021) の海洋観測結果 (千葉ほか，2021 の Fig. 15) をみると，海盆域では上凸のドーム密度構造が沿岸ジェットに沿って維持されている。これは DSCW が陸棚-海盆境界域で全て沈降するのではなく，DSCW の渦柱が伸長したまま水平移流されていることの観測的証拠と考える。

ま　と　め

本研究では，夏季の宗谷暖流沖合底層に存在する DSCW (重い水塊) を強制的に削除したモデル実験 (No-DSCW) を行い，逆に DSCW が存在することの力学的役割を明らかにした。その No-DSCW ケースにおいて，幅広い陸棚斜面に捕捉された順圧的な沿岸流は，陸棚が突然途切れると，そこで海底を離脱して傾圧的な沿岸流へと変化する。これは陸棚-海盆境界において，順圧陸棚波が内部ケルビン波と海底捕捉陸棚波へ散乱されるという既往の研究 (Kajiura, 1974) で説明される。このような物理機構をもつ他の海流には，浅い能登半島北側から深い富山湾沖を東流する対馬暖流 (中田ほか，2002；Igeta et al., 2017) や浅い津軽海峡から流出して深い日高湾に Gyre を形成する津軽暖流 (小林ほか, 2015) などがある。ところが，沿岸流の底層に重い DSCW が伴うと，No-DSCW ケースとは異なり，その水塊は陸棚-海盆境界域でも海底に捕捉されたままとなる (CNTL ケース)。それゆえ，浅い陸棚域から深い海盆域へ押し出される DSCW の渦柱には，順圧流 (No-STRA ケース) と同様に大きな伸長が生じる。その渦柱伸長による正の渦度が陸棚波を励起し，狭い陸棚斜面上に強い沿岸ジェットが形成されることが明らかになった。

付録：陸棚幅変化による超長周期波の遷移

Kajiura (1974) は非分散の近似が許される超長周期波が階段状の陸棚地形に捕捉される状態を 2 層でモデル化し (Fig. A1a)，陸棚幅 L の変化による波動構造の遷移過程を

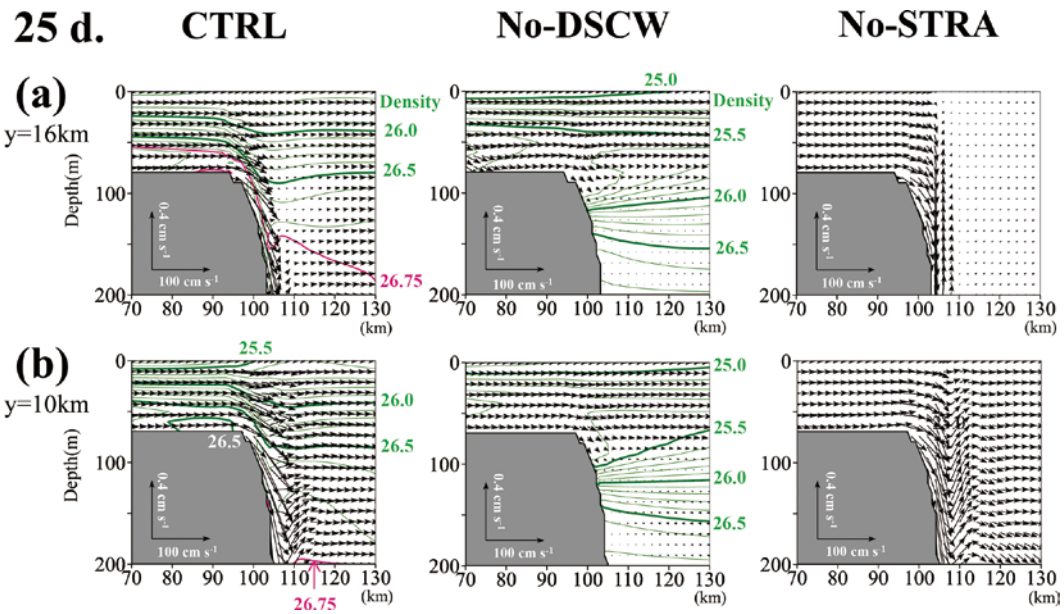

Fig. 8.　Model results on day 25 for 3 cases of CTRL, No-DSCW and No-STRA.　Vertical distributions of current vectors (arrows) and density (green lines) across the sections of (a) y = 16 km and (b) y = 10 km, denoted by two dashed lines in Fig. 7(b).　The 26.75 σ_θ isopycnal, which is an index of DSCW, is enhanced by thick pink line.

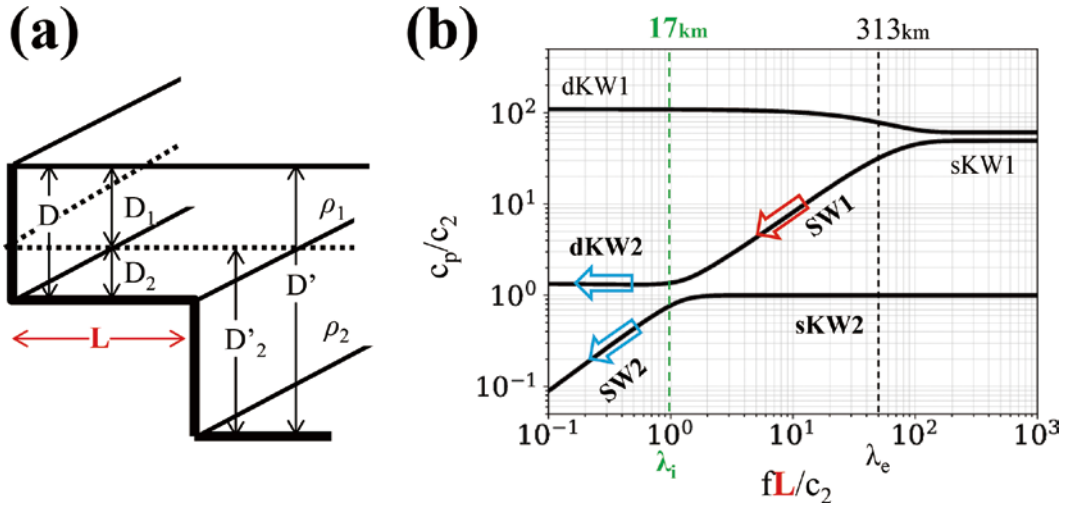

Fig. A1. (a) Schematic view of step-like shelf topography and the parameters used in Kajiura (1974). To represent the typical stratification in the Okhotsk Sea as the two-layer model, we used D = 200 m, D' = 1,000 m, D_1 = 100 m and the relative density difference of $\mu = (\rho_2 - \rho_1)/\rho_2 = 3.0 \times 10^{-3}$. (b) Phase velocity c_p, which is normalized by the phase velocity of internal gravity wave $c_2 = \sqrt{\mu g D_1 D_2 / D}$, as a function of the shelf width L, which is normalized by the internal radius deformation c_2/f. The indexes indicate ; SW1 : barotropic shelf wave, SW2 : bottom-trapped shelf wave, sKW2 : internal Kevin wave trapped shallow-water, dKW2 : internal Kelvin wave trapped deep-water, sKW1 : barotropic Kelvin wave trapped shallow-water, dKW1 : barotropic Kelvin wave trapped deep-water. Two vertical dashed lines in (b) show the external and internal radius deformations (λ_e = 313 km, λ_i = 17 km), respectively.

解析的に調べた。我々は網走沖の陸棚地形変化と成層を想定して，内部変形半径が $\lambda_i = c_2/f$ = 17 km (c_2 は内部長波の位相速度，f はコリオリパタメータ) となるパラメータを選択した。彼の解析解を用いて周期 100 日の長周期波を仮定し，陸棚幅 L (c_2/f で規格化) に対する波の位相速度 c_p (c_2 で規格化) の変化図 (Fig. A1b) を作成した。L が変化しても c_p がほとんど変化しない解は 2 つある。これらは重力モードの長波であり，一つは速い c_p で外部変形半径 λ_e 程度の空間構造をもった順圧ケルビン波 (dKW1 と sKW1)，もう一つは遅い c_p で内部変形半径 λ_i 程度の空間構造をもった内部ケルビン波 (dKW2 と sKW2) である。一方, L が大きいほど c_p が速くなる解は陸棚波 (または渦モードの波) を示し，$L = \lambda_i$ を境界として波動構造が変化する。$\lambda_e > L > \lambda_i$ では上下層流が同振幅同位相の順圧陸棚波 (SW1)，$L < \lambda_i$ では下層流の振幅が卓越した海底捕捉陸棚波 (SW2) の存在形態のみが許される。本文中の No-DSCW ケースにおいて，陸棚域 (S 線) は $L > \lambda_i$ なので，強制した順圧の宗谷暖流は赤矢印で表示した SW1 として存在できる。その下流側の海盆域 (B 線) は $L < \lambda_i$ なので，この SW1 は陸棚-海盆境界域において，青矢印で表示した 2 つの波，重力モードの dKW2 と渦モードの SW2 へ散乱される。

参 考 文 献

千葉　彩・堀尾一樹・磯田　豊・小林直人 (2021)　網走沖陸棚海盆境界域における dense Soya Current Water の輸送と変質過程．海の研究，**30**, 15-46.

Ertel, H. (1942)　Ein Neuer hydrodynamisher Wirbelsatz.　*Met. Z.*, **59**, 271-281.

Igeta, Y., A. Yankovsky, K. Fukudome, S. Ikeda, N. Okei, K. Ayukawa, A. Kaneda, and T. Watanabe (2017)　Transition of the Tsushima Warm Current Path Observed over Toyama Trough, Japan.　*J. Phys. Oceanogr.*, **47**, 2721-2739.

飯田博之・磯田　豊・小林直人・堀尾一樹 (2018)　宗谷暖流沖合域の冷水帯を伴った日周期渦流　海の研究，**27**, 155-174.

Kajiura, K. (1974)　Effect of Stratification on Long Period Trapped Waves on the Shelf.　*J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **30**, 271-281.

金成誠一・小賀百樹・青田昌秋 (1984)　フリーフォール型電磁式流速プロファイラーによる宗谷暖流の流速分布とフロント周辺の渦度構造について．北海道大学地球物理学研究報告，**44**, 67-76.

小林直人・磯田　豊・朝日啓二郎 (2015)　日高湾陸棚斜面に沿って西方へ引き延ばされる津軽 Gyre の数値実験．海の研究，**24**, 171-187.

中田聡史・磯田　豊・草原和弥 (2002)　富山湾陸棚地形変化による沿岸分枝流の応答．海の研究，**11**, 243-258.

Orlanski, I. (1976)　A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows.　*J. Comput. Phy.*, **21**, 251-269.