

— 論文 —

春季の宗谷暖流沖合域に形成される亜表層反流*

阿部 祥子[†]・磯田 豊[‡]・矢幅 寛[†]

要 旨

宗谷暖流 (Soya Warm Current ; SWC) 域周辺における表層流の季節変動を調べるために、実測の表層流データ (ADCP・GEK)、沿岸水位データ、海洋観測資料の解析を行なった。この解析により我々は、春季の一時期において、南東流である SWC (沿岸捕捉流) の沖合側に北西向き亜表層反流が存在することをみつけた。この季節は東樺太海流 (East Sakhalin Current ; ESC) 水から SWC 水への水塊交換が生じる遷移的な時期に当たる。ESC と SWC の体積輸送量の冬季から春季の時間変化を強制した数値モデル計算では、次のような結果が得られた。冬季において、低温低塩水で特徴付けられる ESC 水は海底ほど流れが強い海底捕捉流として北海道沿岸まで達し、北海道沖の浅い陸棚上に次第に蓄積される。春季に入ると、卓越していた北西季節風が弱まるため、風強制により励起されていた ESC は急速に弱まる。その結果、わずかに高温高塩化した ESC 変質水は陸棚上に残留し、その流れ構造は表層ほど流れが強い密度流へと変化する。この水塊と流れの構造は資料解析結果と一致した。従って、SWC 沖合の北西向き亜表層反流は陸棚上に形成される傾圧循環流の一部であることが推測される。

キーワード：宗谷暖流, 東樺太海流, 沖合亜表層反流, 密度流

1. はじめに

北海道のオホーツク海側沿岸域の水塊は、春～秋季は対馬暖流起源の高温高塩な宗谷暖流水 (Soya Warm Current Water ; SWC 水)、冬季はアムール川起源の低温低塩な東樺太海流水 (East Sakhalin Current Water ; ESC 水) が支配的となる明瞭な季節変化を示す (Itoh and Ohshima, 2000)。Fig. 1 (a) は上述の水塊を移流する二つの海流、夏季に勢力を増す SWC の流路 (黒色矢印) と冬季に勢力を増す ESC の流路 (灰色矢印) の

模式図に加え、本研究を通して主張する春季 (ESC から SWC の遷移時期) の流れ場の模式図を示す。Fig. 1 (b) は北海道周辺の海底地形図と A～C の矩形領域で区分した解析範囲である。

SWC は日本海側から水深約 50 m の浅い宗谷海峡を通過してオホーツク海側へ流入し、北海道側沿岸域の等深線 (陸棚) に沿って南下する (Fig. 1 (a) Summer-Autumn の模式図)。SWC に伴う南下流速は夏季に大きく、冬季は極端に小さいという顕著な季節変化を示し (松山ら, 1999; Ebuchi *et al.*, 2006; Fukamachi *et al.*, 2008; Ebuchi *et al.*, 2009), SWC は傾圧成分よりも順圧成分が卓越していることが現場観測によって明らかになっている (例えば, 青田, 1984; Ishizu *et al.*, 2006)。また、SWC の駆動力は日本海とオホーツク海

* 2008 年 11 月 11 日 受領; 2009 年 5 月 18 日 受理
著作権: 日本海洋学会, 2009

[†] 北海道大学大学院環境科学院
〒 060-0810 札幌市北区北 10 条西 5 丁目
主著者 e-mail address :abe-s@ees.hokudai.ac.jp

[‡] 北海道大学大学院水産科学研究院
〒 041-8611 函館市港町 3 丁目 1-1

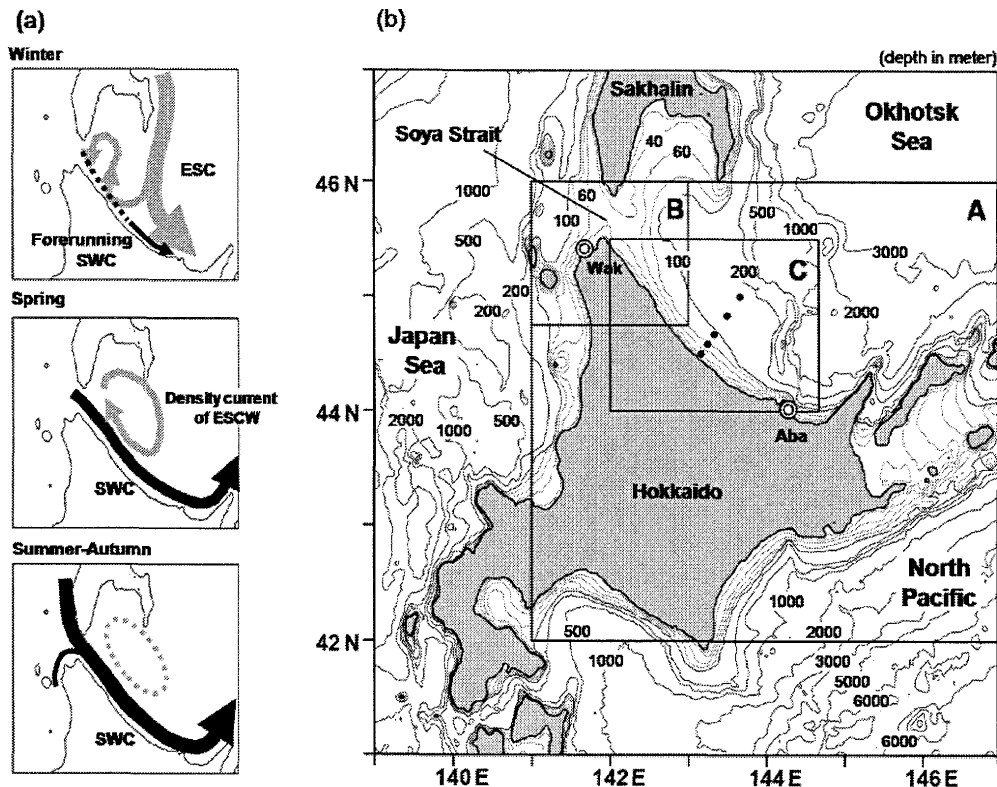


Fig. 1. (a) Schematic illustration of seasonal change in the flow pattern off northeast coast of Hokkaido, suggested in the present study. The Soya Warm Current (SWC) and the East Sakhalin Current (ESC) are schematically shown by the black and gray arrows, respectively. (b) Bottom topography around Hokkaido (contours in meters). The analysis for surface current data was carried out in the three regions named by A, B, and C. The five closed circles along the offshore line indicate the hydrographic observation stations off Monbetsu by Hokkaido Fisheries Experimental Station, and the double circles indicate the tidal observation stations at Wakkanai (Wak) and Abashiri (Aba).

間の水位差であることが青田 (1975, 1984) や松山ら (1999) によって示唆されており, 南下流速に比例した水位差も夏季に極大, 冬季に極小 (または, ほぼ零) となる。よって, 冬季に入ると SWC の流入は急速に弱まり, 樺太側から (北海道のオホーツク海側沿岸に対しては沖合から) ESC が出現する (Fig. 1 (a) Winter の模式図)。ESC の成因及び季節変化については, 樺太東方沖における北海道大学低温科学研究所の現場観測と数値モデル計算を用いた研究によって明らかにされている (Ohshima *et al.*, 2002; Mizuta *et al.*, 2003; Ohshima *et al.*, 2004; Mizuta *et al.*, 2005; Simizu and Ohshima, 2006)。これらの研究により ESC は, 冬

季に卓越する北西風に伴う表層エクマン輸送水が樺太東部沿岸に堆積して励起される陸棚波の伝播の結果生じる陸棚上の南下流と, 同風の水平シアーにより励起される順圧惑星ロスビー波の西方伝播の結果生じる陸棚斜面上の南下流の二つの分枝流に分離されることが明らかになっている。これら二つの分枝流のうち, 模式図に示した ESC は陸棚上の分枝流のみを灰色矢印で示している。

上述のように, 北海道のオホーツク海側沿岸域における SWC と ESC の季節変化の様子は, 主に水温・塩分変化が示す水塊交替や沿岸水位差の季節変化から推測されてきたが, 両海流が入れ替わる遷移的な時期を

研究対象とした実測流の解析はまだない。そこで、我々は過去に蓄積された北海道周辺の表層流データを収集・解析を行い、SWCからESCへ、またはその逆の遷移過程が実測流としてどのように表現されるのかを調べた。その結果、ESCからSWCへの遷移時期である春季のSWC沖合域において、反流(北西流)をみつけることができた。Fig. 1 (a)の模式図にはESCと同じ灰色矢印で、本研究により推測される反流の流れパターンを描いている。本論の構成は、まず、解析資料及び解析方法について説明した後、沿岸水位差の季節変化から推測されるSWCとESCの挙動から、表層流データを解析する際の季節区分を決定する。次に、我々がみつけたSWC沖合反流が変質したESC水の海域に存在し、表層ほど流れの強い密度流(傾圧流)であることを他の季節も含めた海洋観測資料の解析から提示する。最後に、ESCからSWCへの遷移過程を時間変化する体積輸送量で駆動した数値モデルで再現を行い、この反流が冬季に輸送されたESC水が陸棚上に残留することで生じる遷移的な密度流である可能性を示唆する。

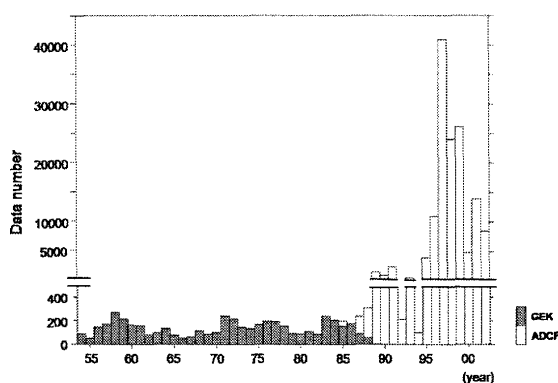


Fig. 2. Time series of data number of GEK and ADCP observations (in year) for the period from 1954 to 2002 in the A-region.

2. 解析資料と解析方法

本研究で使用した流速流向データは、2007年現在において日本海洋データセンター(JODC: Japan Oceanographic Data Center)のホームページ(http://www.jodc.go.jp/index_j.html)に登録されてい

る $42^{\circ}\text{N}\sim 46^{\circ}\text{N}$, $141^{\circ}\text{E}\sim 147^{\circ}\text{E}$ の海域(Fig. 1 (b)のA領域)に存在するGEK(Geomagnetic Electro-Kinetograph), ADCP(Acoustic Doppler Current Profiler)データである。Fig. 2に示す1954年~2002年における年ごとのデータ数頻度分布図から、流速流向データは1954年~1988年(35年間)のGEKデータと1985年~2002年(18年間)のADCPデータにほぼ二分されることがわかる。GEKとADCPのデータ総数は、それぞれ4,856個と139,915個であり、ADCP観測が現れた後、1995年以降のADCPデータが飛躍的に増加している。なお、GEKは表層付近、ADCPは30 m以浅の流速流向データであるため、本解析では表層流についての記述となる。GEK・ADCP、それぞれのデータ数空間頻度分布図(経度×緯度方向に $20^{\circ}\times 15'$ の約28 kmの正方格子で表示)をFig. 3に示す。GEK観測は北方四島付近を除き、解析範囲(A領域)全体に広がっているのに対し、ADCP観測は沿岸域もしくは陸棚域に集中している。このように、GEKとADCPのデータ取得期間やデータ集中海域は異なっているが、できるだけ多くのデータを用いて表層流の平均的な季節変化を求めることを目的としているため、以下の解析では両データを区別せず、同じ表層流速データとして取り扱った。

流速流向データの前処理については矢部・磯田(2005)に従った。本解析では、Fig. 1のA領域では粗い格子間隔(先に述べた約28 kmの正方格子)、B(宗谷海峡周辺海域)・C(北海道のオホーツク海沿岸域)領域では経度×緯度方向に $4^{\circ}\times 3'$ (約6 kmの正方格子)の細かい格子間隔に分割した。まず、各格子でベクトル平均を行う際、平均値から 3σ (σ は標準偏差値)離れたデータをエラー値として削除した。次に、残ったデータを用いて各格子でベクトル平均流を計算するが、サンプルデータ数が少なく、潮流や数日周期変動が卓越している場合には、平均流が全く存在しない場合でも「見かけの平均流」が計算されてしまう。本解析海域の場合、例えば、宗谷海峡周辺では振幅が 100 cm s^{-1} 近い日周潮流(Ebuchi *et al.*, 2006)、猿払沖(宗谷岬のオホーツク海側のすぐ南)では振幅が約 30 cm s^{-1} の日周潮流が卓越している(Aota and Matsuyama, 1987; Odamaki, 1994)。矢部・磯田(2005)は周期変動(振幅

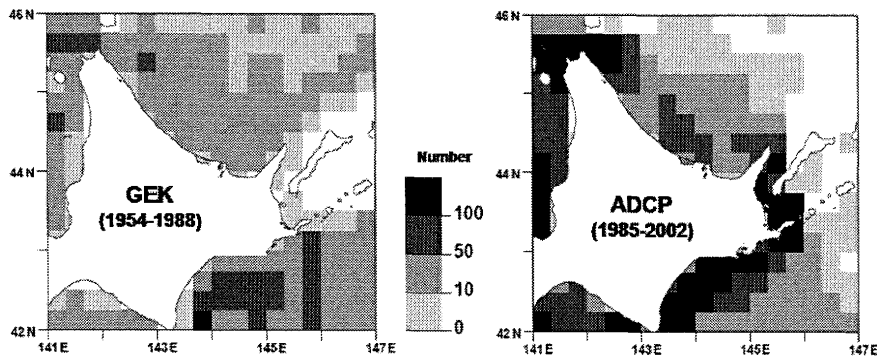


Fig. 3. Spatial distributions of total data number in $20' \times 15'$ squares for each GEK and ADCP in the A-region.

1の正弦波)のみの理想的なデータからランダムサンプルを行い、サンプル数による見かけの平均流の大きさについて議論している。サンプルデータ数が5個未満の場合には、周期変動の振幅の25~60%もの見かけの平均流が計算されてしまう。5~6個のデータ数を閾値に、見かけの平均流は急激に小さくなり、30個以上のデータ数では見かけの平均流がほとんど変化しなくなるものの、振幅の10%程度の見かけの平均流が残ってしまう。以上の知見をもとに、データ数が6個未満の格子は平均化の操作は危険であり、全て欠測格子とした。もし、宗谷海峡で日周潮流のみが卓越し、データ数が30個以上の場合でも、最大で約 10 cm s^{-1} の見かけの平均流が計算される可能性がある。しかし、その場合は格子ごとに流向が大きくばらつくことが推測される。それゆえ、この海域では 10 cm s^{-1} 以上の流速値で、周辺格子が共通して示す流れに注目すれば、見かけの平均流を議論してしまう危険性が減ると判断される。実際に、後述される宗谷海峡周辺の平均流を示した Fig. 5 では、 10 cm s^{-1} 以上の流速ベクトルを太矢印で表示しており、ほとんどが流向の安定した太矢印で表現される結果となっている。

ここでは示さないが、全体的な傾向として、どの格子サイズにおいても流速値の大きな格子では比較的安定度(ベクトル平均とスカラー平均の比で評価)が高いものの、設定した格子では表現できない空間スケールの小さな現象もしくはデータの偏り(上述の見かけの平均流を含む)によると思われる流向のばらつきがみら

れた。そこで、相木ら(2007)が提案した空間平滑化を行い、流向のばらつきを抑え、安定度の比較的高い流れ場を強調することを考えた。この空間平滑化は、注目する格子とその格子に隣接した東西南北の1格子ずつ、計5個の流速流向データを同じ重みでベクトル平均するという単純な方法である。本解析では、平滑化する格子数が3個以上ある場合には欠測格子であっても平均流を計算し、2個以下であれば新たに欠測格子とした。相木ら(2007)によれば、この平滑化により4~5格子(A領域では120~150 km, B・C領域では25~30 km)以下の現象の振幅を半分程度に減じることができる。

「はじめに」で述べたように、SWCは日本海側とオホーツク海側の水位差によって駆動されている。本研究では、宗谷海峡の日本海側に位置する稚内とオホーツク海側の網走(Fig. 1(b)に示した二重丸印)の水位差及び水位をSWCとESCの季節変化の指標とし、表層流データを解析する際の季節区分を決定した。使用した水位資料は海岸昇降検知センター(CMDC: Coastal Movements Data Center)のホームページ(<http://cais.gsi.go.jp/cmdc/centerindex.html>)に登録されている1985年~2002年の月平均潮位データである。ただし、網走の1985年6月、2000年6月、7月のデータは欠測であった。まず、両地点の潮位データは気象庁のホームページ(<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>)に登録されている同期間、同地点の月平均海面気圧を用いて

大気補正を行った。大気補正は 1013 hPa を基準とし、 -1 cm/hPa で行った。次に、両観測所の固定点標高と観測基準面定数 (2002 年の最新値) を用いて、東京湾中等潮位 (Tokyo Pile : TP) 基準からの水位に換算した。

オホーツク海側陸棚域における海洋構造及び水塊の季節変化を調べるために、北海道立水産試験場の紋別沖定線 (Fig. 1 (b) に示した 5 点の黒丸印) における基準層 (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150 m) の更正済み水温・塩分資料を使用した。解析期間は海洋調査要報の 1988~2006 年度版に掲載されている 1985 年~1997 年の 13 年間であるが、沿岸に最も近い観測点のみ 1993 年以降欠測が多いため、1985 年~1992 年の 8 年間である。観測月は春季が 4 月、夏季が 6 月または 8 月、秋季が 10 月、冬季が 12 月であり、流氷接岸時期である 1 月~3 月の海洋観測資料は全くない。後述される季節区分で冬季を 12~2 月と設定するが、海洋観測における 12 月が冬季の前半側に偏っていることに注意が必要である。なお、水温と塩分の標準偏差断面分布図 (ここでは示さない) から、夏季は他の季節と比べて、特に沿岸付近において変動幅が大きい傾向であった。

3. 解析結果

3.1. 稚内-網走間の水位差を用いた季節区分

水位及び水位差の平均的な季節変化の特徴を記述するために、1985 年~2002 年の稚内 (Wak) と網走 (Aba) における TP 基準の水位と稚内-網走 (Wak-Aba) の水位差の月別平均の経月変化を Figs. 4 (a)(b) に示した。各月の平均値に示した縦棒は標準偏差を示す。同様な図は松山ら (1999) や Itoh and Ohshima (2000) でも描かれており、本解析では季節区分を行なうことを念頭に置いた記述を行なう。

稚内 (Wak) の水位は、2, 3 月に極小、8~10 月に極大となり、極大と極小の水位差は約 20 cm である。網走 (Aba) の水位は 5 月に極小、9 月と 12 月の 2 回の極大を示し、12 月の極大と極小の水位差は約 15 cm である。なお、オホーツク海側の沿岸水位に現れる 12 月の極大は低塩分水を伴った ESC の接岸 (Inflow of ESC) で説明される現象である (Itoh and Ohshima, 2000)。この

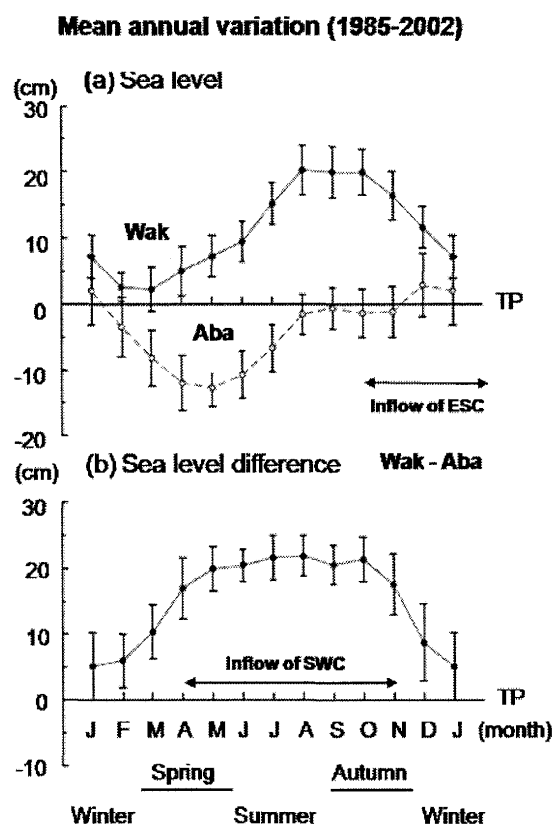


Fig. 4. Mean annual variations during 18 years of (a) monthly sea level at Wakkanai (Wak; solid line with closed circles) and Abashiri (Aba; dashed line with open circles) and (b) sea level difference of Wak-Aba. The vertical bars on the circles indicate the standard deviation of year-to-year variance for each month.

ように、稚内 (Wak) と網走 (Aba) の水位の季節変化は振幅の違いに加えて、季節変化パターン及び位相 (極大極小水位となる時期) に大きな違いがあり、これらに従って水位差も特徴的な季節変化を示す。水位差は 1 月に極小となり、2~4 月に水位差が急激に上昇する。5~10 月の水位差は約 20 cm であり、半年間も一定水位差を継続する。そして、11~1 月に水位差は減少する。このような水位差の季節変化を SWC と ESC の強さの季節変化としてみれば、2~5 月におけるオホーツク海側の水位低下によって SWC の流入が始まり、5~10 月は比較的安定した SWC の流入の継続 (Inflow of SWC), 11~1 月は主として ESC の接岸によるオホー

ツク海側の水位上昇のために SWC の流入が減少することが示唆される (Inflow of ESC)。

上述の水位及び水位差, つまり ESC と SWC の強弱の季節変化をもとに, 本研究では次の季節区分を行なった。SWC 流入増加期の 3~5 月を春季, SWC 流入安定期の 6~8 月を夏季, この安定期から減少期の 9~11 月を秋季, SWC の流入極小あるいは ESC が北海道沿岸に接岸する 12~2 月を冬季とした。

3.2. 表層流の季節変化

3.2.1. 宗谷海峡周辺海域の表層流

Fig. 5 は, B 領域における季節別の (a) データ数空間頻度分布図, (b) 表層流速ベクトルの水平分布図である。日周潮流による「見かけの平均流」をできるだけ避けることを目的に, Fig. 5 (b) において 10 cm s^{-1} 以上の流速ベクトルを太い矢印で表示し, 強い流れ場に注目する。Fig. 5 (c) は, 日本海側のノシャップ岬沖とオホーツク海側の宗谷岬沖の東西格子において表層流が海底まで一様であること (順圧性) を仮定して見積もった流量を棒グラフで示した図である。このとき, 格子内の南北成分流速に 1 格子の経度方向の距離と平均水深を乗じて流量を計算し, 物理的な定義としては正確ではないものの, 以下, 順圧流量と呼ぶことにする。順圧性の仮定は, SWC の順圧流成分の卓越が指摘されているためであるが, 後述するように, 夏~秋季の成層期には幾分過大評価された流量の見積もりになっている。ノシャップ岬沖を北上する流れの流量分を黒抜き棒グラフで示した。冬季を除いて, この北上流のほとんどが SWC として宗谷海峡へ流入し, 宗谷岬沖まで継続していることから (Fig. 5 (b) を参照), 宗谷岬沖の流量の中でノシャップ岬沖の流量に相当する量を沿岸側から黒抜き棒グラフで示した。それゆえ, 宗谷岬沖側の白抜き棒グラフがロシアの樺太西岸から流入すべき流量と推測される。

Fig. 5 (a) に示すように, いずれの季節もデータは宗谷海峡周辺の日本側で多く, ロシア側の樺太周辺のデータは全くないが, 秋季にはロシア側からの流入の様子もみることができる (Fig. 5 (b))。順圧性を仮定した概算値ではあるが, Fig. 5 (c) から日本側とロシア

側から宗谷海峡へ流入する流量分配を知ることができる。この流量配分でみると, 春季の日本海側からの流入量は 0.2 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) となり, SWC の南下流が 0.5 Sv なので, ロシア側からの流入量は 0.3 Sv ($= 0.5 - 0.2$) と推定される。同様にして, 夏季の日本側とロシア側からの流入量配分は 0.3 Sv と 0.7 Sv ($= 1.0 - 0.3$), 秋季は 0.3 Sv と 1.0 Sv ($= 1.3 - 0.3$) となる。宗谷岬沖のデータ欠測によって, 秋季の SWC 南下流量を見積もることはできないが, 春季と夏季の SWC の順圧流量が後述するオホーツク海側沿岸の同季節の順圧流量とよく一致していたため, ここではオホーツク海側沿岸で見積もった順圧流量 1.3 Sv (後述) という値を用いた。このような順圧性の仮定でみた場合, 春季から秋季にかけて日本側からの流入流量は $0.2 \sim 0.3 \text{ Sv}$ でほぼ一定であるが, ロシア側からの流入流量が次第に増加することによって, SWC の流量が春季に 0.5 Sv , 夏季に 1.0 Sv , 秋季に 1.3 Sv と増加する傾向にある。ただし, SWC の傾圧性により夏~秋季の表層流が増加している可能性もあるため, この流量増加の傾向には注意が必要である。実際に, 先にみた稚内 - 網走間の水位差 (Fig. 4 (b)) は夏~秋季でほぼ一定値を示しており, 成層の発達によって表層流は強く, 下層ほど流れが弱くなり, 鉛直積分した流量には夏~秋季で大きな違いはないのかもしれない。それゆえ, 定量的な値ではなく, 日本海側流入量に対するロシア側流入量の割合でみると, 春季の $1 : 1.5$ ($= 3/2$) から秋季の $1 : 3.3$ ($= 10/3$) の範囲にあり, 春季と秋季の平均では大雑把に $1 : 2$ 程度となる。この流量比率は, 3 節の数値モデル実験で用いる。

冬季の表層流は春~秋季とは全く異なり, 日本側の北上流 (0.1 Sv) は宗谷海峡へは流入していない。宗谷海峡の表層流は弱いながらも, オホーツク海側から日本海側への流れ (SWC の流入とは逆向き) を示す。それゆえ, オホーツク海側の表層南東流は少なくとも SWC ではないと考えられる。冬季におけるこのような南東流の存在は, 松山ら (1999) による猿払沖の流速観測でも捉えられているが, 安定した流れではなく, 断続的に発生する南東流であった。彼らは観測された南東流を SWC と解釈しているが, 本解析はその起源が SWC でないことを示唆する。春季における SWC の沖合域

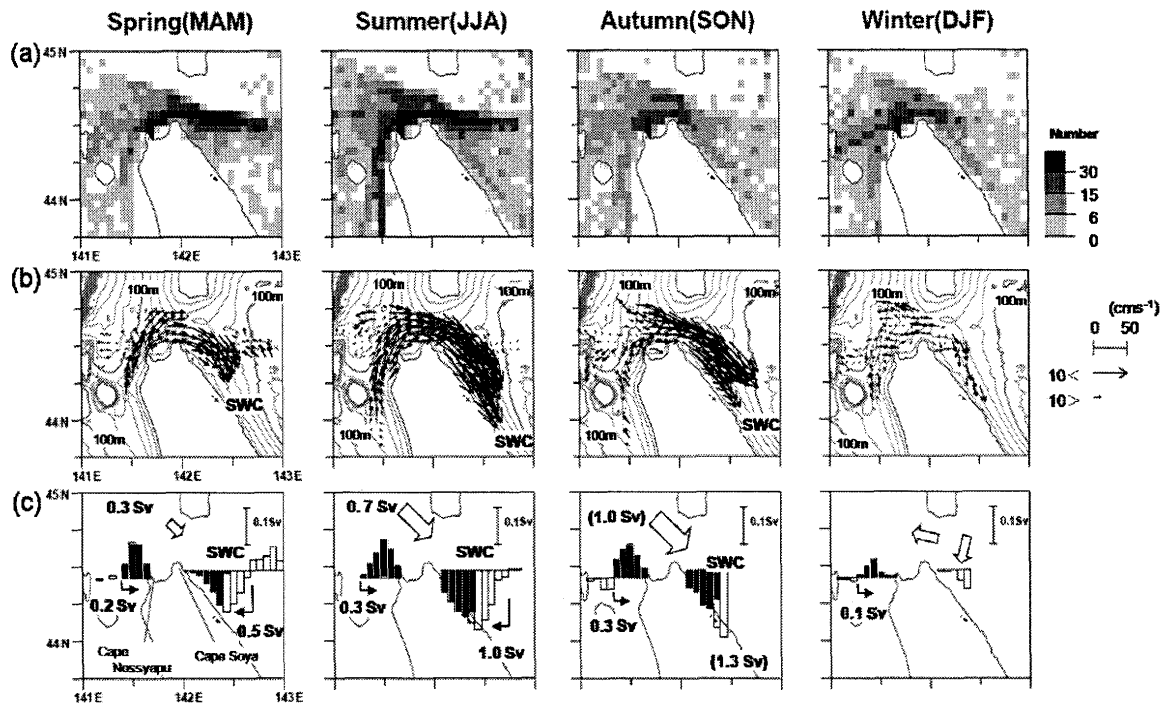


Fig. 5. Spatial distributions of (a) data number for each season and (b) seasonal mean surface current vectors calculated from GEK and ADCP data after the spatial filtering on 4'×3' grid around the Soya Strait (B-region). (c) The bar-charts of seasonal mean barotropic volume transport (1 Sv = 10⁶ m³ s⁻¹), which are estimated by using the values of northward component of surface velocity and total depth at each grid point, along the offshore/eastward lines off Nosyappu Cape and Soya Cape. The black bar shows the inflow transport from the Japanese side in the Japan Sea to the Okhotsk Sea, and hence the remained transport, whose partial inflow may be inferred from the Russian side in the Japan Sea, is shown by the white bar-charts.

には、本研究で注目した北西流 (SWC 沖合反流) がみられる。我々の Fig. 5 と 2003 年 8 月から 2004 年 7 月までの HF レーダーで観測された月別平均ベクトル水平分布図 (Ebuchi *et al.* (2006) の Fig. 12) を比較すると、SWC の沖合幅や強さの季節変化には大きな矛盾がないことが確認される。ただし、HF レーダーの観測範囲が狭いため、春季における SWC 沖合反流の存在は確認することができない。

3.2.2. 北海道沿岸に沿ったオホーツク海側陸棚域の表層流

Fig. 5 と同様な図として、オホーツク海側陸棚域の C 領域における季節別の (a) データ数空間頻度分布図、

(b) 表層流速ベクトルの岸沖分布図、(c) 表層流を基に流れの順圧性を仮定して見積もった流量、そして (d) 岸に平行な表層流速成分を Fig. 6 に示した。季節別のデータ数空間頻度分布図 (Fig. 6 (a)) からわかるように、宗谷海峡周辺の B 領域に比べて格子当たりのデータ数が 1/3 から 1/5 も少なく、データのない格子も数多く点在している。それゆえ、格子内で計算した季節平均の流速ベクトル分布図 (ここでは示さない) には欠測格子が多くなってしまい、流速流向のばらつきも大きかった。そこで、C 領域内で海底地形の等深線が岸にほぼ平行な陸棚域のみを選択し、この陸棚域では岸に沿った方向に似たような流れ場であることを仮定することにより、平均化するデータ数を増加させることを考えた。選択した陸棚域は図中の太線枠内であり、岸に

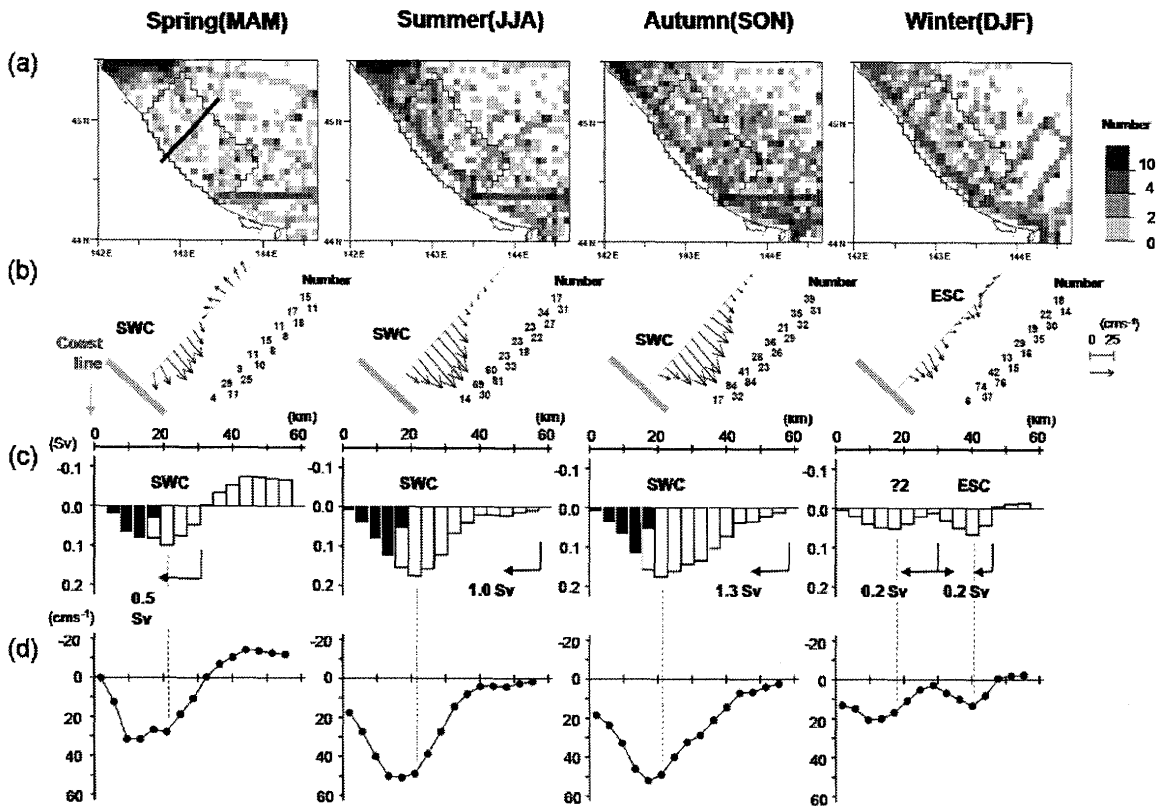


Fig. 6. (a) Spatial distributions of data number of GEK and ADCP for each season on $4' \times 3'$ grid around the continental shelf area off Hokkaido in the Okhotsk Sea (C-region). A thick solid line in the spring map indicates the hydrographic observation off Monbetsu. (b) Seasonal mean surface current vectors, which are spatially averaged in the alongshore direction within the rectangular grid area enclosed by the solid line in the maps of (a). Numeral at the right hand side at each vector indicates the data number for the alongshore-average. (c) The bar-charts of seasonal mean barotropic volume transport ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), which are estimated by using the values of the alongshore component of surface velocity and total depth at each grid point. The transport denoted by the black bar-charts at the inshore side shows the inflow transport from the Japanese side to the Okhotsk Sea, which is estimated around the Soya Strait (B-region) in Fig. 5. The remained transport at the offshore side is shown by the white bar-charts. (d) The alongshore component of seasonal mean surface velocities.

沿った格子数は16個(約110 km), 沖方向の格子数は15個(約55 km)の範囲である。そして、岸側の格子から沖側の格子へと順に、岸に沿った格子の流速をベクトル平均した後、空間平滑化として岸沖方向へ3格子の移動平均を行なった。ただし、最も岸側と沖側の格子データは2格子の平均値である。この平均・平滑化に使用した岸に沿った方向のデータ数を Fig. 6 (b) の流速ベクトルの右側に示す。Figs. 6 (c) (d) の流量や表層流は Fig. 6 (b) の流速ベクトル値を用いて計算したものであるが、春季の最も岸側格子の平均流は使用し

たデータ数が4個のために信頼性が低いと判断し、この格子の流速値は沿岸に近いので零とした。Fig. 6 (c) に示した流量の黒抜き棒グラフの部分は、Fig. 5 (c) の見積み結果を使って、日本側から流入した SWC の流量分を示している。

SWC が強く流入する季節である夏～秋季は似たような流れ場を示し、沿岸から沖合まで約 60 km の幅を有する南東流の SWC は、沿岸から約 20 km の距離で約 50 cm s^{-1} の極大流速となる。この流速極大の位置は青田 (1984), Ishizu *et al.* (2006), Matsuyama

et al. (2006) の観測結果ともほぼ一致する。なお、沖合 60 km までの積算順圧流量は夏季が 1.0 Sv、秋季が 1.3 Sv と見積もられ、秋季における沖合側の表層流速は夏季よりもわずかに大きい傾向がみられる。冬季の流れ場は、沿岸から約 20 km と約 40 km の 2 か所に南東向き表層流の極大値がみられるのが大きな特徴である。沿岸側で極大を示す流れの順圧流量は 0.2 Sv 程度と小さく、Fig. 5 でみた宗谷海峡東側の南下流に繋がるものと推測される。沖合側の極大を示す流れは 3.2 節で議論するが、樺太半島東部の陸棚に沿って南下する ESC を捉えていると判断される。そして、このような冬季の流れ場から春季の流れ場への変化は大きい。まず、春季の流れ場には沖合側の極大流速 (ESC) はみられなくなり、その領域には他の季節にはみられない比較的強い北西流 (SWC 沖合反流) が形成されている。春季の沿岸側には南東向きの SWC が存在しており、その沖合幅は夏～秋季よりも狭い約 30 km、極大流速は沿岸から 10～20 km の距離で約 30 cm s^{-1} となる。春季の順圧流量は 0.5 Sv と見積もられるが、これは夏季の半分程度である。春季の流れ場の特徴をまとめると、水位差と表層流から判断する限り、この季節は SWC 流入開始の時期であり、その沖合にはオホーツク海側沿岸から宗谷海峡東部に至る北西向きの反流が存在する、となる。しかしながら、この SWC 沖合反流は夏季にはみられないことから、春季だけに現れる遷移的な流れと推測される。

順圧流量の見積もりをもとに (Figs. 6 (c) (d)), SWC を構成する水塊を宗谷海峡西部の日本側からの流入水 (黒抜き棒グラフ) とロシア側から流入水 (白抜き棒グラフ) で区別した場合、オホーツク海陸棚域における両者の境界は、春～秋季のいずれも表層極大流速を示す地点付近にあることがわかる。

3.2.3. 北部北海道周辺海域における粗い格子で表現した表層流

B・C 領域の細かい格子で表現される表層流は沖合のデータが少ないために、SWC 域よりも沖合側の流れ場を表現することができなかった。そこで、A 領域 (Fig. 1 (b)) を対象とし、粗い格子分割のために空間

分解能は悪くなるものの、格子内データ数を増加させることで沖合域の表層流を表現することを考えた。特に、春季の SWC 沖合反流の拮りがどの程度であるかに注目したい。Fig. 7 は A 領域における季節別の (a) データ数頻度分布、(b) 表層流速ベクトルの水平分布図である。各季節ともに、北海道沿岸域のデータ数は多いものの、データ数は沖合に向かって減少する。それゆえ、流速ベクトル分布を作図するためにデータ数 6 個以下の格子を欠測にした場合、A 領域のオホーツク海側の沖合半分程度の情報は得ることができないものの、春季の SWC 沖合反流や冬季に樺太東部から南下する ESC の存在を認めることができる。

夏～秋季には日本海側から宗谷海峡を通過して流入した強い SWC が岸に沿って流れており、その後、知床半島に沿って北東方向の沖合へ流れ去っている。この流れが北海道北東沿岸沖で反時計回りの渦を形成することが Uchimoto *et al.* (2007) の数値計算によって示唆されているが、この渦形成領域は本研究で使用したデータでは、残念ながら欠測格子となっている。しかし、夏～秋季には SWC 沖合反流は認められないことがわかる。冬季においても知床半島に沿って北東方向の沖合へ向う流れがみられるが、この流れは宗谷海峡には繋がらず、樺太東部付近から南下していることから判断して、ESC を表現していると思われる。春季の SWC 領域はデータ数も少なく、流速値も小さいため、粗い格子では Fig. 6 で示したような SWC は十分に表現できていないが、その沖合一帯を北上する反流 (北西流) が $10\sim 20 \text{ cm s}^{-1}$ 程度の流速値をもっていることがわかる。

3.3. オホーツク海側陸棚域における SWC, ESC 及び SWC 沖合反流の流動構造

3.2.3 節では表層流からみたオホーツク海側陸棚域の SWC と ESC の季節変化の記述であったが、両者は水温・塩分により明瞭に区別できる水塊を伴う流れであり (Itoh and Ohshima, 2000)、密度成層による傾圧流成分の存在も示唆される。それゆえ、傾圧性を仮定して見積もった流量にも修正が必要である。そこで、本節では流れ場の平均化のために選択した陸棚域 (Fig. 6

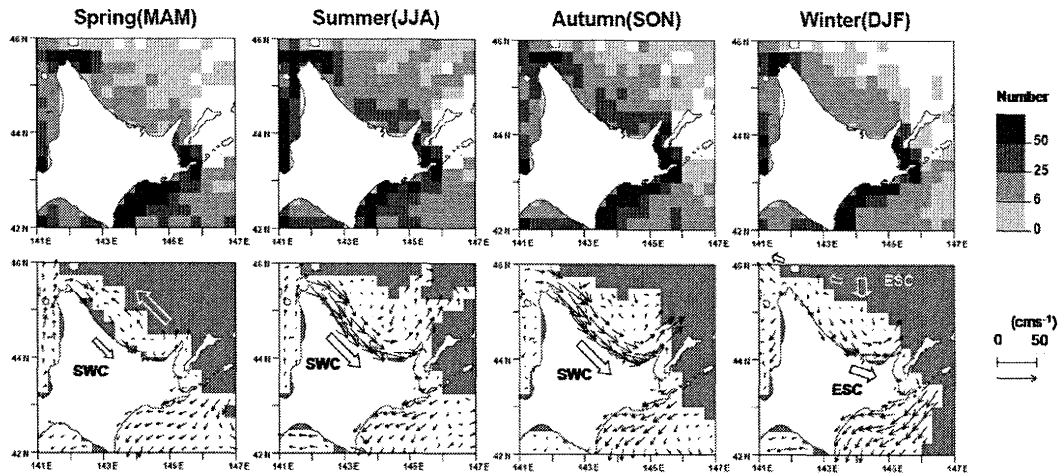


Fig. 7. The upper panels show the spatial distributions of data numbers of GEK and ADCP data on $20' \times 15'$ grid for each season in the A-region. The lower panels show the spatial distributions of seasonal mean surface current vectors.

(a) の太線枠内) のほぼ中間に位置する紋別沖定線の水温塩分資料を用いて、13年(または8年)平均の海洋構造を記述し、表層流を基準とした地衡流場をもとに、SWCとESC及びSWC沖合反流の流動構造を推測する。

Fig. 8の(a)はFig. 6(d)にも示した岸に平行な表層流速成分、(b)は水温、(c)は塩分、(d)は密度の各鉛直断面分布図、(e)はFig. 8(a)の表層流(水深15mを仮定)に示した黒色(灰色)丸印の値(海洋観測定点の中間地点の値)と(d)の密度場から、表層を基準とした地衡流断面分布図である。ただし、この地衡流計算を行なう際、最も沖合の観測点間の表層流の値がないため、沿岸側に少しずれた値(灰色丸印で表示)を基準としている。それゆえ、沖合域は多少歪んだ地衡流場を表現している可能性がある。各断面図の横軸目盛は観測定点を示し、縦軸は水深である。水塊の特徴を強調するために、水温断面図(Fig. 8(b))では 0°C 以下の中冷水を薄い灰色で示し、塩分断面図(Fig. 8(c))ではItoh and Ohshima (2000)の水塊定義に従い、ESC水は塩分32.0以下で白抜き、SWC水は塩分33.6以上で濃い灰色領域、両水塊の混合水として理解される領域は薄い灰色で表示した。

夏～秋季の水温・塩分場はよく似た分布を示す。20 m

以深で等温線が鉛直に立った $1\sim 10^{\circ}\text{C}$ の水温前線は、SWCが極大流速を示す地点から沖合側にあり、その沿岸側は $10\sim 15^{\circ}\text{C}$ の高温水、沖合側には 0°C 以下の中冷水が存在する(Fig. 8(b))。3.2.3節で推測したように、宗谷海峡西部の日本側からの流入水とロシア側からの流入水の境界が極大流速付近にあるとすれば、両流入水は水温値が大きく異なる水塊となる。ところが、塩分分布では両流入水の区別は不明瞭となり、SWCの強い南東流域、または水温前線の底層付近一帯に高塩なSWC水が存在している(Fig. 8(c))。表層(20m以浅)の密度分布は、主として水温躍層による密度躍層が沿岸近傍を除いて海面に蓋をするように形成されている。20m以深の密度分布は、沿岸側の高温高塩分水(SWC水)と沖側の低温低塩分水(中冷水)の配置となっているために水平的な密度差は小さく、弱い密度勾配となっている。SWCが極大流速を示す地点から沿岸側において、密度躍層が岸側に向かって深くなっている領域では傾圧流が示唆され、地衡流を仮定した場合(Fig. 8(e))、SWCの表層の 50 cm s^{-1} 近い流速は水深50mで約 30 cm s^{-1} まで減じられる。よって、先に傾圧流を仮定して表層流から見積もったSWCの流量は、数十%程度の過大評価された値であると思われる。

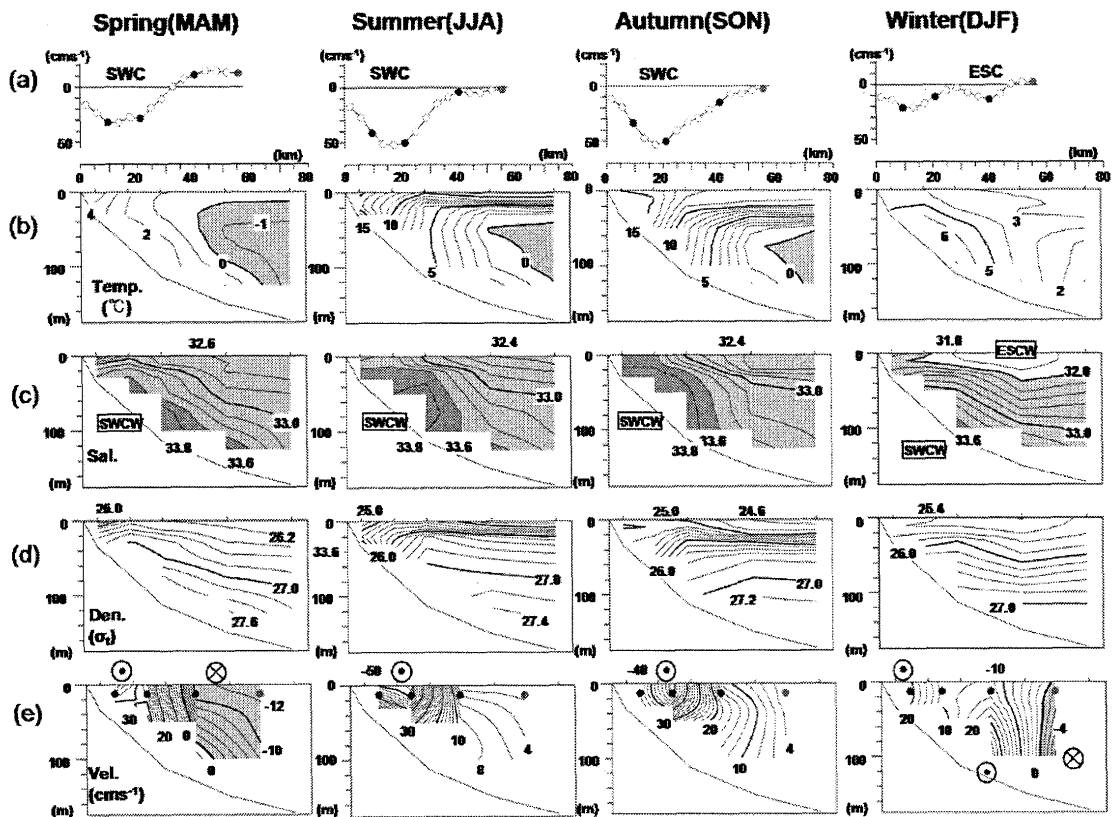


Fig. 8. (a) The alongshore component of seasonal mean surface velocities, which are the same as Fig. 6 (d). The surface velocities with closed circle are used as the reference values for the dynamic calculation of geostrophic current in Fig. 8 (e). (b)–(d) The cross sections of seasonal mean temperature, salinity, and density (σ_t) off Monbetsu. (e) The cross sections of seasonal mean geostrophic current, based on the surface velocities in Fig. 8 (a) and the density distributions in Fig. 8 (d). Symbols of \otimes and \odot indicate the flow toward space and the flow toward from space to here, respectively.

冬季 (12月) の水温場には 0°C 以下の中冷水が消え、沖合海域は $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ の最も暖かい季節となる (Fig. 8 (b))。沿岸側底層には 5°C 以上の SWC 水がみられるものの、表層は低塩で特徴付けられる ESC 水が出現している (Fig. 8 (c))。その ESC 水の極小塩分値は沖合 40 km にあり、先にみた表層流の沖合極大値にほぼ対応している。そして、Itoh and Ohshima (2000) が指摘しているように、ESC 水を含む低塩分水及び軽い密度水は下に凸のレンズ状構造を示している。地衡流場から推測される ESC の流動構造は、下に凸の密度構造により、底層ほど強い南東流となっている (Fig. 8 (e))。言い換えれば、ESC も基本的な流動構造としては海底ほど流れが強い海底捕捉流であると推測される。ただ

し、密度場は 12 月のみ、表層流は 12~2 月の平均値であるため、推測された海底捕捉流の流速値が定量的に正しい値であるか否かの判断は難しい。

春季の沖合域には一年で最も冷たい -1°C 以下の中冷水が形成され、この水塊は ESC 水よりもわずかに高塩である (Fig. 8 (b)(c))。水温の水平勾配があまり大きくないため、密度場は主に塩分場に支配されており、沖合に向かって密度境界面が深くなる傾向が最も強くなる季節である (Figs. 8 (c)(d))。それゆえ、このような密度場から北西向きに傾圧流が容易に推測され、Fig. 8 (e) の SWC 沖合反流は底層で流速がほぼ零となる強い傾圧流として表現されている。沿岸の SWC と沖合反流の底層一帯には、冬季から残留している低温高塩水

が存在している。

最近, Fukamachi *et al.* (2008) は宗谷海峡の南東, 北海道沿岸から約 25 km 沖合の水深 90 m の 1 地点において, 2004 年 5 月から 1 年間の ADCP 観測を実施し, SWC の傾圧構造及び流量について議論している。彼らの Fig. 2 (岸に平行な流速成分の鉛直プロファイル図) を参照すると, 夏～秋季 (2004 年 6 月～2004 年 10 月) は表層ほど強く, 底層で弱くなる鉛直シアーを示し, 底層流は表層流の半分程度の大きさとなる。このような鉛直シアーの大きさは, 本解析の力学計算による傾圧流の鉛直シアーとも矛盾しない。彼らの Fig. 2 において, 我々が最も興味深いと思う鉛直シアーのプロファイルは, 冬～春季 (2004 年 12 月～2005 年 5 月) にみられる。これらの季節, 表層流が底層流に比べて極端に弱く, むしろ表層流が SWC とは逆方向へ流れる頻度が多くなり, 底層流は安定して SWC と同方向へ流れている。この鉛直シアーに似た構造は, 我々が計算した春季の傾圧流断面図 (Fig. 8 (e)) にみつけることができる。その場所は SWC と SWC 沖合反流のちょうど境界付近であり, SWC と逆向きを表層流 (もしくは, 底層流よりも弱い表層流) が本論で指摘した SWC 沖合反流の表層付近を捉えていると解釈すれば, 理解できる鉛直シアーである。

4. 数値モデル実験による SWC 沖合反流の再現

4.1. 過去の研究における SWC 沖合反流形成要因の候補

青田 (1984) による紋別沖の流速観測でも, SWC の沖合に弱い反流のあることが示されている。彼は陸棚地形を考慮せず, 流下方向の圧力勾配 (水位差) と水平摩擦力 (水平粘性) の力学バランス (傾圧流を仮定) だけを考え, 沿岸で流れが零, 十分沖合で流れが零という条件のもとで解析解を求め, 反流を表現している。すなわち, 水平粘性境界層内に現れる反流という解釈である。

Ohshima and Wakatsuchi (1990) は現実的な陸棚地形を模した傾圧の数値モデルを用いて, 青田 (1984) と

は異なり, 水平粘性の影響を十分に小さくし (倍調和関数の水平粘性項を使用), SWC の水平シアーと海底斜面勾配の関係から傾圧不安定波が励起されることを示した。傾圧不安定波は流下方向へ移動するが, SWC 沖合域に反流を伴う渦であるため, 長期平均すれば SWC の沖合に沿った反流域の形成が期待される。

過去の研究による SWC 反流形成の候補は以上の二つである。いずれもモデルの設定条件が異なる反流形成のメカニズムである。本研究における数値モデル実験は, 海面加熱や淡水供給による成層の発達はまだ弱い春季という一時期においてのみ, 遷移的に出現する SWC 沖合反流の再現を目的とし, 上記の二つの候補についての検討も行なう。

4.2. モデルの概要

本研究で使用した数値モデルは, 青田 (1984) や Ohshima and Wakatsuchi (1990) が傾圧流を仮定して議論したのと同様の単層 Princeton Ocean Model (Blumberg and Mellor, 1987, 以下 POM と略す) と成層や海底エクマン境界層が表現できる σ 鉛直座標系 (10 層) の POM である。モデル海底地形を Fig. 9 (a) に示す。単層・多層の両モデルの水平格子は同じであり, 経度・緯度方向共に $1/30^\circ$ ($2.6 \text{ km} \times 3.7 \text{ km}$) とした (計算領域の格子数は 180×90)。日本海側とオホーツク海側の 200 m 以深の領域は水深 200 m の一定値としたが, 海底に捕捉された ESC の流入流と SWC の流出流を表現するために, 樺太東部の陸棚地形と網走東部の陸棚地形を固定したまま開境界へ接続させた。日本海側の南北境界は人工的な壁を設定した閉境界とした。また, 樺太東部から流入させる ESC を陸棚上に捕捉させるための人工的な壁と, 宗谷海峡へ日本側からロシア側から流入する平均的な流量分配率 1 : 2 を表現するために, 利尻島の西側に人工的な壁 (開境界の南北長さの比率が 1 : 2 になる場所) を設定した。

コリオリパラメータ f は一定を仮定し (f 平面近似), モデル領域中央にあたる 45.5°N の $f = 1.04 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ に設定した。本モデルで用いた海底摩擦応力 τ_b については, 別途, 4.3 節で後述する。水平の渦動粘性係数と拡散係数は, 水平格子サイズと流速勾配の比率か

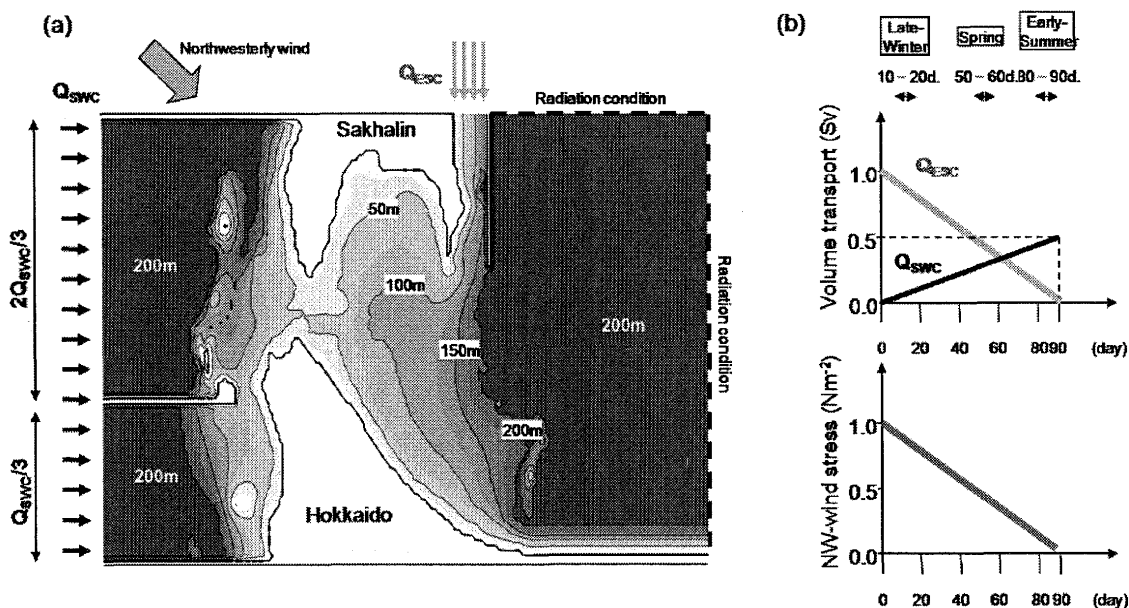


Fig. 9. (a) Model geometry around the northern sea area of Hokkaido. The solid lines indicate the coast line or the artificial closed boundaries. The dotted lines indicate the eastern and northeastern open boundaries with the radiation condition. At the western and northern boundaries shown by the inflow arrows, the temporal changed inflows of SWC (Q_{SWC}) and ESC (Q_{ESC}) are forced. (b) The linearly changed inflow transports of Q_{SWC} and Q_{ESC} , and the northwesterly wind stress during the late-winter to the early-summer.

ら計算される Smagorinsky の式を採用し、両係数の比率は 0.20 とした。なお、青田 (1984) が提示した水平粘性境界層内の反流の有無を調べるために、水平渦動粘性係数の違いによる予備計算も行い、この場合は一定値の係数値 $10^2 \sim 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を使用した。さらに、計算領域内で発生した擾乱を抑えるために、東側開境界付近の 10 格子では Smagorinsky の式で計算される水平渦動粘性係数 (または一定の係数) に加え、東方向及び北方向に線形的に 1 格子につき、 $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ずつ増加させた緩衝領域を設定した。鉛直の渦動粘性係数と拡散係数には、POM に設定されている 2 次元乱流クロージャー モデルを使用した。計算時間ステップは、単層・多層モデルともに 1 秒とした。

モデルの強制条件及び境界条件は下記の通りである。本モデルにおいて SWC や ESC を再現する際、水位差駆動ではなく、両海流の流量を開境界に与える流入駆動とした。これは水位差駆動では日本海側とロシア側から流入する SWC の分配率が表現できず、風駆動で励

起される ESC も表現できないためである。それゆえ、本モデルでは流入駆動の結果として計算される水位分布と 3.1 節で記述した沿岸水位との整合性が議論される。SWC の流入流量を Q_{SWC} とすると、先にも述べたように、日本海側流入量とロシア側流入量の割合がほぼ 1 : 2 であったことから、礼文島西側の人工壁南側から $Q_{SWC}/3$ 、北側から $2Q_{SWC}/3$ の流量を鉛直・水平シアのない一様流 (相対渦度が零) で流入させた。同様に、ESC の流入流量 Q_{ESC} も、樺太東側の人工壁の西側から鉛直・水平シアのない一様流で流入させた。これらの流入水の水温・塩分条件は資料解析結果をもとに設定され、値の詳細については 4.4 節で記述する。これらの 2 箇所から流入させた流量及び水塊は、オホーツク海側の開境界 (Fig. 9 (a) の太破線) から放射条件により流出させた。冬季から春季にかけて次第に弱まる季節風の風向は、計算領域一様に北西風を強制した。

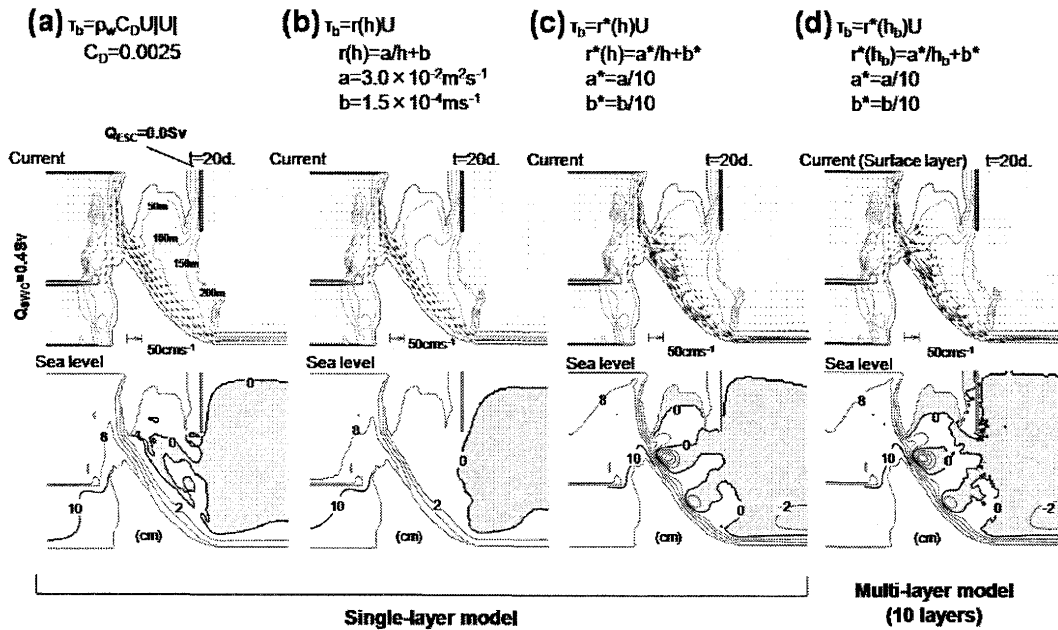


Fig. 10. Experiments for the difference of single-layer (cases (a) to (c)) or multi-layer (case (d)) models and the difference of bottom friction coefficients ((a) is the quadratic friction and (b) to (d) are the liner friction) in the forcing case of only SWC ($Q_{SWC} = 0.4 \text{ Sv}$; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) inflow. The upper panels show the instantaneous fields for the current vector with model geometry, and the lower panels show those for the sea level after $t = 20$ days. The current vector of case (d) is at the surface layer.

4.3. 密度一様モデルによる SWC の再現

青田 (1984) や Ohshima and Wakatsuchi (1990) による研究は、密度場を考慮せずとも SWC 沖合反流が形成される可能性を示唆している。そこで、まず始めに単層 POM を用いて、ESC の流入流量は強制せず ($Q_{ESC} = 0 \text{ Sv}$)、春季を想定して、SWC の流入流量 ($Q_{SWC} = 0.4 \text{ Sv}$) だけを強制した数値実験を行なった。Figs. 10 (a)~(c) は準定常状態となった 20 日後の単層 POM の結果 (上段が流速ベクトル分布図、下段が水位の水平分布図) である。まず、青田 (1984) が指摘した $10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ の一定の水平渦動粘性係数を基本ケース (Fig. 10 (a)) とし、その値をいくら大きくしても (計算結果は示さない)、SWC の沖合幅が広がるだけで、沖合反流は全く形成できなかった。パラメータとして扱われる水平渦動粘性係数がどのような物理過程で決定されるのか、という問題は近年においても解決されていない。それゆえ、水平粘性境界層内で生じる反流の存在自体

は否定できないものの、少なくとも、現実的な陸棚地形を用いた数値モデルの場合、反流は形成されなかった。Fig. 10 (a) の基本ケースの結果は、海岸線に平行な等深線を有する陸棚地形上を流れる SWC は、主として岸沖方向に地衡流バランスしており、テラー・ブラウドマンの定理に従ってほぼ等深線に沿って南下している。すなわち、渦位 f/h (f はコリオリパラメータ、 h は水深) を保存した流れが支配的であるため、明瞭な水平粘性境界層は形成されなかったと推測される。このモデル結果から推測されるように、青田 (1984) が提案した流下方向の力学バランス (圧力勾配項と粘性項) だけでは力学的には不十分な問題設定であり、岸沖方向の力学及び渦度バランスの考察を踏まえた上での境界層理論の構築が必要と思われる。

一方、本モデル条件において、Ohshima and Wakatsuchi (1990) によって指摘された順圧不安定波は励起されたが、その励起の有無には海底摩擦の表現が大きな影響を与えることがわかった。Figs. 10 (a)~(c) に示し

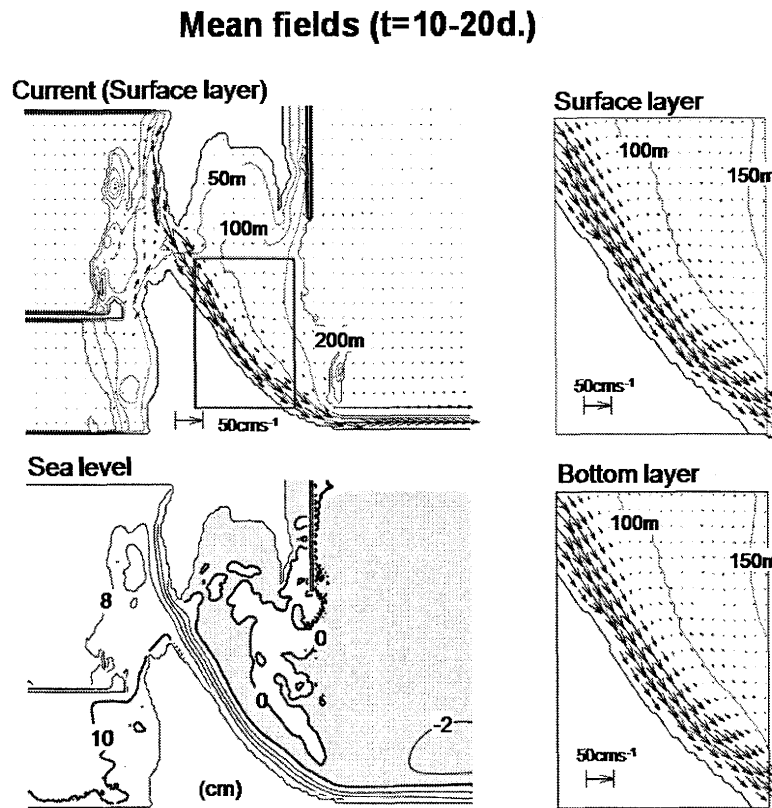


Fig. 11. Left panels show the temporal mean fields of surface current vector and sea level during $t = 10$ to 20 days for the experiment of multi-layer model in Fig. 10 (d). Right panels show the extended figures for the surface and bottom current vectors within the enclosed region in the left-hand upper panel.

た三つの計算ケースは海底摩擦項の設定が異なる。(a) は POM に採用されている二次摩擦： $\tau_b = \rho_w C_D U|U|$ (ρ_w は海水の密度, U は流速, $C_D = 0.0025$ は摩擦係数), (b) は Ohshima and Wakatsuchi (1990) が採用した水深 h の関数で表現された線形摩擦： $\tau_b = r(h)U$ ($r(h) = a/(h + 20) + b$ であり, a と b の係数は $a = 3.0 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $b = 1.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), (c) は (b) の線形摩擦と同じであるが, a と b の係数を 1 オーダ小さくしたケースである。

二次の海底摩擦は, Ishizu *et al.* (2006) の 2 層線形モデルで用いられた海底摩擦と同じである。このケースの場合 (Fig. 10 (a)), SWC の流下方向へ流速値が小さくなる定常流となり, 順圧不安定波は全く励起されない。ここでは示さないが, 二次摩擦項を削除する

と, 明瞭な順圧不安定波が励起される。すなわち, 不安定波が海底摩擦により大きく減衰されていることが示唆される。しかし, 順圧不安定波は衛星熱赤外面像や流氷が可視化する渦構造から示される, SWC を特徴付ける海洋物理現象の一つである。そこで, 海底摩擦を Ohshima and Wakatsuchi (1990) が採用した線形摩擦に変更してみたが (Fig. 10 (b)), 順圧不安定波は励起されなかった。また, Fig. 10 (b) の条件のまま, 流入流量 Q_{SWC} を大きくしても, 不安定波は励起されず, 不安定波の励起に対する海底摩擦の影響は非常に大きいことが示唆される。海底摩擦を小さくする手段として, 線形摩擦の係数 a と b を試行錯誤で小さくすると, 1 オーダも小さくしなければ順圧不安定波は励起されなかった (Fig. 10 (c))。実は, 再現された順圧不安定

波の流下方向の空間スケールと移動速度は、Ohshima and Wakatsuchi (1990) の結果よりも 2 倍程度も大きかったが、その原因についてはわからない。本研究では密度場を考慮した多層モデルにおいても、順圧不安定波を表現したため、Fig. 10 (c) のケースの線形摩擦を多層モデルにも適用し、その計算結果 (表層流と水位の水平分布図) を Fig. 10 (d) に示した。多層モデルの Fig. 10 (d) と単層モデルの Fig. 10 (c) は、ほとんど同じ結果であることがわかる。反時計回りの渦が強いいため、長期平均場では沖合逆流が現れることが期待される。

順圧不安定波が再現された Fig. 10 (d) の計算結果を用いて、計算開始後 10~20 日の平均場を求めた結果が Fig. 11 である。左側上が表層流、下が水位の水平分布図、右側がオホーツク海の矩形領域を拡大した表層と最下層の流れ場である。時間的な平均操作により、順圧的な SWC の沖合に沿って逆流が形成されるものの、その規模は SWC の流速に比べて非常に小さい。ここでは示さないが、夏~秋季を想定した $Q_{\text{SWC}} = 1.0 \text{ Sv}$ とした順圧モデル計算では、Fig. 10 (d) のケースよりも強い順圧不安定波が生じた。同様の 10 日平均による沖合逆流も強くはなるが、それ以上に SWC の流速が大きくなる。我々の表層流のデータ解析結果は、夏~秋季の SWC 沖合逆流はほとんどみられないことから、順圧不安定波による沖合逆流形成への寄与は小さく、また、順圧不安定波では沖合逆流が春季に遷移的に現れることやその逆流が傾圧構造を有することは説明できないと考える。

4.4. 春季まで残留する ESC 水による SWC 沖合逆流の再現

4.4.1. 計算条件の設定

3.3 節で記述したように、春季の SWC 沖合反流域の密度場は主に塩分場に支配され、沖合に向かって密度境界面が深くなる構造によって沖合逆流は底層で流速がほぼ零となる強い傾圧流として表現される。この沖合の水塊は、冬季に卓越する ESC により移流された ESC 水がこの海域に残存していると考えられる。すなわち、春季まで残留する ESC 水による SWC 沖合逆流

の形成、というのが本研究で提案する形成要因である。そこで、多層 POM を用いて、春季の期間を対象として、流入量強制により SWC と ESC を再現し、同時に、冬季から弱まる北西風を与えた数値実験で SWC 沖合逆流の再現を試みた。

SWC は冬季から夏季にかけて流入量が増加し、ESC は逆に流入量が減少する。冬季の北西風は陸棚上の ESC を駆動するので、ESC の減少と同様に冬季から春季にかけて弱くなる。積分時間は 3 か月 (90 日間) とし、時刻 0 は晩冬、時刻 90 日は初夏に対応する。強制条件として、SWC の流入流量を 0 Sv から 0.5 Sv まで 90 日で線形に増加させ、逆に、ESC の流入流量は 1.0 Sv から 0 Sv まで、北西風の風応力は 1.0 N m^{-2} から 0.0 N m^{-2} まで 90 日で線形に減少させた (Fig. 9 (b))。SWC の流量 0.5 Sv は本研究から示唆された初夏の順圧流量である。ESC の流量 1.0 Sv は Simizu and Ohshima (2006) の数値計算から示唆された樺太東部沿岸域 51°N における 1 月の ESC 流量である。初期の密度場は冬季の表層混合層を想定し、鉛直成層をさせずに表層から最下層まで一様な値 (水温 0°C 、塩分 33.0) を設定し、利尻島より南側の領域には初夏の対馬暖流水を表現した水温 10°C 、塩分 33.8 の水を流入させ、樺太東部の領域には ESC 水である水温 -1°C 、塩分 31.8 の水を流入させた。

SWC 沖合逆流の形成に最も大きな影響を与える境界条件は、樺太東部から流入強制させる ESC 水の密度である。例えば、Ohshima *et al.* (2005) で指摘された樺太東部海域における表層混合層の塩分 (約 32.7) を設定すると (ここでは示さない)、初期に与えた冬季混合層との密度差がほぼ零となるため、再現される ESC は表層から海底まで一様な順圧流となり、SWC 沖合逆流 (密度流) は非常に弱くなる。上述の ESC 水の境界条件は、本論 Fig. 8 (d) の冬季 (13 年平均) の表層に現れる E_{scw} を参考にした値である。推測の域は出ないものの、ESC 水の密度は年によって異なり、本論で主張する密度流の大きさにも経年変化があることは十分に考えられる。また、本モデルでは海水を表現しておらず、春季の融氷水による表層低塩化の影響も考えられる。よって、以下の計算結果は、定量的な議論に耐えられるものではなく、密度流の定性的な挙動の再現と

理解して欲しい。

海底摩擦項は Fig. 10 (d) に示した計算ケースと同じであり、SWCの流入量が増加するほど強くなる順圧不安定波は再現されている。ただし、以下に示す計算結果は10日平均場であるため、この不安定波は陽には表現されていない。

4.4.2. 計算結果

計算開始後、10~20日(晩冬)、50~60日(春)、80~90日(初夏)の各10日平均場の結果をそれぞれFigs. 12, 13, 14に示す。各図の(a)(b)は表層と最下層の流速ベクトル、(c)は海面水位の水平分布、(d)から(f)は表層・中層(5層目)・最下層における密度の水平分布である。なお、表層と最下層の密度分布図には流速ベクトルが示す特徴的な流れ場を矢印で模式的に示している。はじめに、流入量で強制した本モデル結果が3.1節で記述した稚内と網走の沿岸水位をどの程度再現しているかを確認しておく。各図の水位分布を示した(c)図の白抜き丸印が稚内(Wak)と網走(Aba)の地点であり、その近傍に計算された値を数値で示している。上述の10日ごとの3期間に、稚内は19→10→12 cmと変化し、水位は一度大きく減少した後、ゆっくりと増加傾向を示す。同様に、網走は18→8→4 cmと変化し、3期間で減少傾向が継続する。また、稚内-網走の水位差は1→2→8 cmと変化し、次第に支配的となるSWCの強化に対応している。両地点のこのような沿岸水位変化は、Fig. 4で記述した春季における特徴的な水位の変化傾向を定性的に再現できていると思われる。

計算開始後10~20日(晩冬: Fig. 12)は、ESCと北西季節風が支配的な時期である。再現された表層の流れパターン(Fig. 12(a))は、冬季における流れの解析結果とよく似ている。宗谷海峡周辺においてオホーツク海から日本海へ向かう流れとそこから分岐してオホーツク海側沿岸を南下する流れ(Fig. 5のWinterと比較)が再現され、その南下流はオホーツク海側沿岸を継続して南下し、そのさらに沖合を南下するESCが網走付近で沿岸に接続している様子(Figs. 6, 7のWinterと比較)も再現されている。ここでは示さないが、風

強制をなくした計算ケースにおいてもほぼ同じ結果が得られ、本モデルで再現された流れ場は順圧強制流とESCに伴う密度流が支配的である。再現された最下層の流れパターン(Fig. 12(b))には、オホーツク海側沿岸に沿った南下流とESCを認めることができる。また、順圧流として強制したESCの流路はほぼ水深150 mに沿っており、最下層の密度場(Fig. 12(f))はこの流路に沿って軽い水塊が分布している。すなわち、Fig. 8(c)の冬季の密度断面分布にみられた下に凸の密度構造もある程度再現され、ESCは海底捕捉流の流れ構造を呈している。これらのモデル結果から解釈すれば、オホーツク海側沿岸を南下する流れの起源は樺太南部でESCから分岐した密度流であることがわかる。この流れの流路は樺太南部に堆積した軽い水塊を迂回するように大きく南側へ蛇行した後、一部が日本海へ流出していることを示す。水位の水平分布(Fig. 12(c))をみると、南下するESCを横切って大きく水位が変化しており、ESCの流下方向をみて右手側(または西側陸棚域)一帯で10 cm以上もの水位上昇がある。表層流は水位分布の等値線にほぼ沿っており、地衡流に近いことがわかる。それゆえ、上述した密度流の蛇行に対応した水位分布も現れており、先にみた稚内と網走の沿岸水位はほぼ同じであったものの、両地点の間では約10 cmもの局所的な水位低下が起こっている。

計算開始後50~60日(春季: Fig. 13)は、ESCの流量(0.44~0.33 Sv)が半分以下になり、SWCの流量(0.27~0.33 Sv)が増加する時期にある。このような流量強制に従って、オホーツク海側沿岸に沿ったSWCがほぼ順圧的な流れとして現れる一方(Figs. 13(a)(b)), ESCに伴う順圧流は一気に弱くなり(Fig. 13(b)の最下層には現れないため)、表層の密度流として樺太南部で時計回りの傾圧的な循環流を形成している。この循環流は10~20日の計算結果にみられた蛇行流が次第に発達して、この海域に孤立したものである。循環流はESC水の軽い水塊で構成され、最大流速は10 cm s⁻¹程度、水位分布では中心が高い閉じた等値線として表現され(Fig. 13(c))、この循環流の一部としてSWC沖合反流が再現されているとみる。大きな水位勾配を伴うESCが弱まるため、オホーツク海側陸棚上の水位は大きく低下し、SWCに伴う水位勾配と傾圧循環

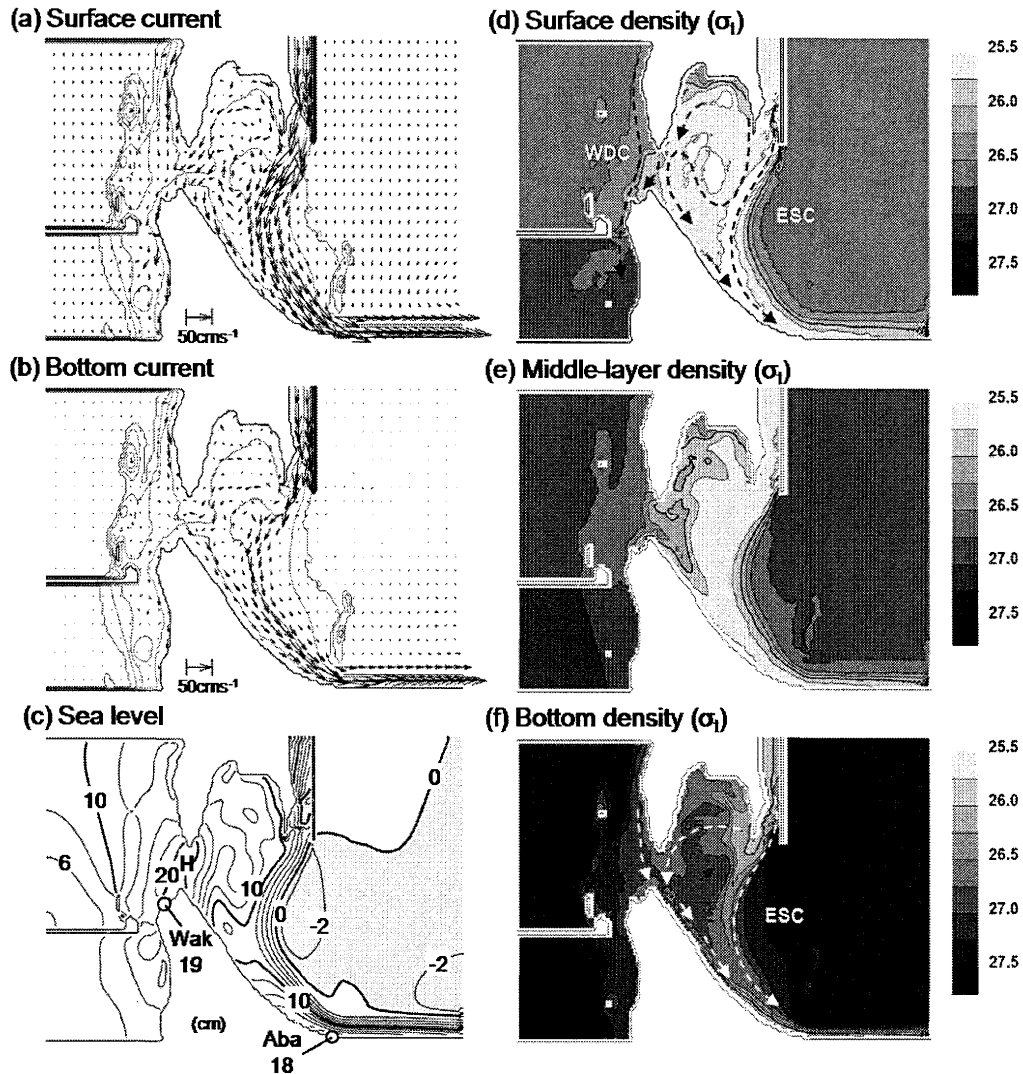


Fig. 12. Left panels of (a) to (c) show the temporal mean fields of surface and bottom current vectors and sea level in late-winter ($t = 10$ to 20 days), respectively. Right panels of (d) to (f) show the temporal mean fields of density (σ_t) at the surface, middle and bottom layers, respectively.

流付近の水位の盛り上がりだけが明瞭となる。地衡流バランスにより、沿岸側ほど水位が高いSWCの流入にもかかわらず、網走の沿岸水位が低下し続けるのは、このような理由による。さらに30日が経過すると(80~90日後の初夏: Fig. 14), SWCの強化のみが明瞭となる(Figs. 14 (a)(b))。その沖合の傾圧循環流の領域は南側へ拡大しつつ、循環に伴う流速値は小さくなる(Figs. 14 (a)(c))。10日平均の図では示されないが、SWCの沖合境界では順圧不安定波による水平混合が非常に活発である。それゆえ、50~60日と80~90日の中

層における密度分布を比較してわかるように(Fig. 12 (e)とFig. 13 (e)), 沖合に残留したESC水の密度が次第に高くなり、岸沖方向の密度勾配が小さくなることで密度流も弱まっていると推測される。本モデルの計算条件では、冬季において陸棚上に残留するESC水の定量性や混合過程の定量的な表現の厳密性に欠けるため、どの程度の時間で密度流が停止するのかの議論には答えることはできない。

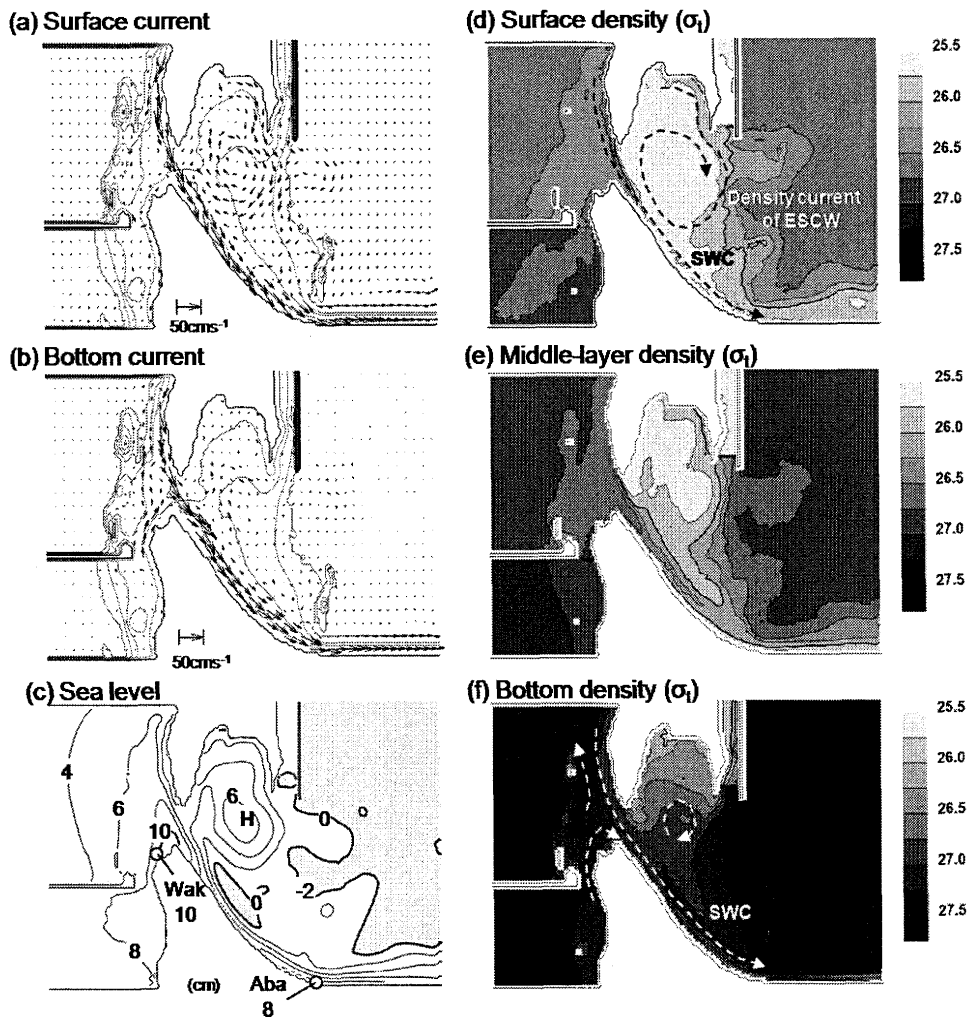


Fig. 13. The same as Fig. 12, but the temporal mean fields in spring ($t = 50$ to 60 days).

5. まとめと考察

北海道のオホーツク海側沿岸域を対象とした過去の表層流データの解析を行い、ESCからSWCへ移行する遷移的な時期(春季)において、SWC(南東流)の沖合域に比較的強い反流(北西流)の存在をみつけた。この反流を本研究ではSWC沖合反流と呼んだ。表層流の値と地衡流を仮定した力学計算及び水塊の鉛直分布から、SWC沖合反流域の水塊はわずかに高温高塩化したESC変質水であり、表層ほど流れが強い傾圧構造(亜表層反流)であることが明らかになった。ESCとSWCの体積輸送量の冬季から春季の時間変化を強制した数値モデルを用いて、冬季のESCが支配する流れ場の状

態から、SWC沖合反流が形成されるまでの再現を試み、この反流の形成要因を推測した。樺太東側から南下するESCは海底ほど流れが強い海底捕捉流として、陸棚上を經由して北海道沿岸にまで達するが、同時に、ESCは浅い陸棚側の水位を大きく上昇させ、低温低塩水(ESC水)を陸棚域一帯に供給する。北西季節風が弱まるに従ってESCは急速に弱まり、陸棚上の水位も低下するが、ESC水は表層付近に残留する。この残留水が時計回りの傾圧循環流を形成し、その一部がSWC沖合反流となる。我々のモデル結果では、SWCの沖合境界では順圧不安定波が水平混合に寄与するために水平密度勾配が弱まり、次第にSWC沖合反流は弱まり、

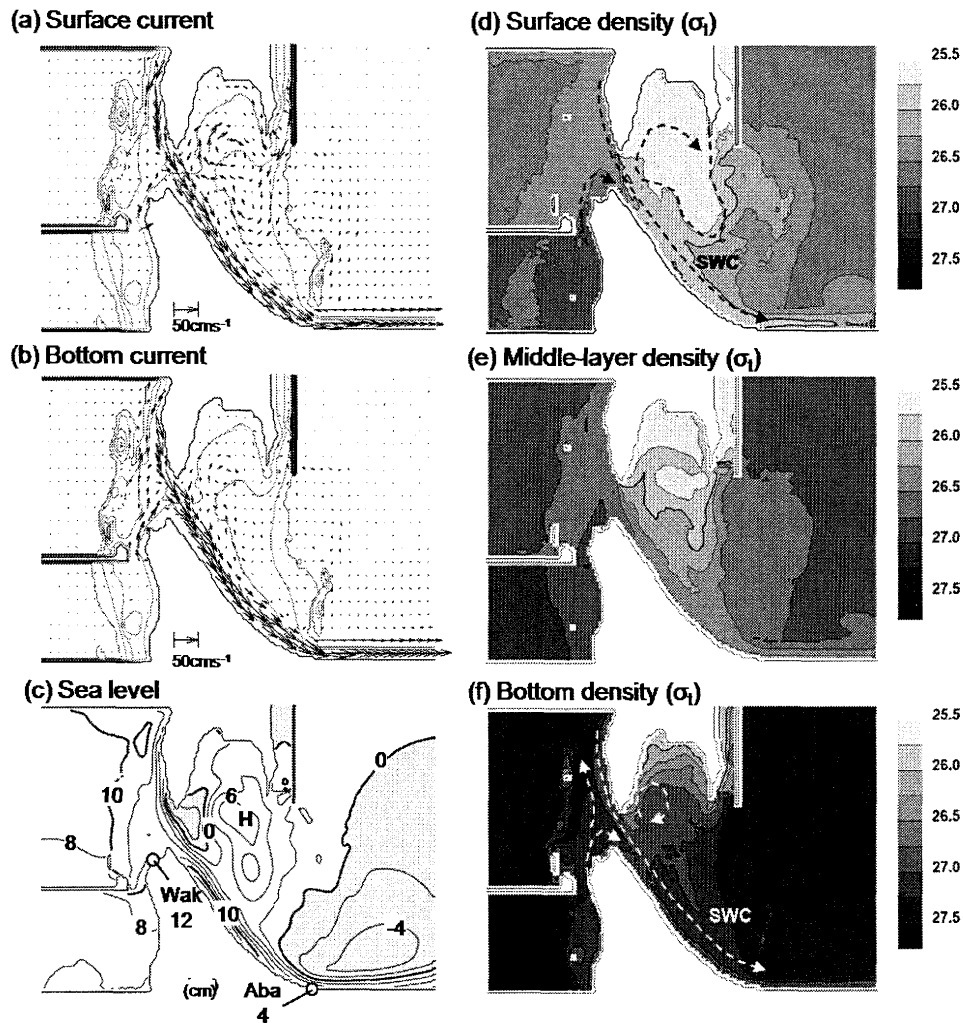


Fig. 14. The same as Fig. 12, but the temporal mean fields in early-summer ($t = 80$ to 90days).

夏季のSWC沖合には反流は見えなくなることを示唆している。

Fig. 8の紋別沖断面図でみたように、夏季から秋季の水温・塩分構造にはほとんど変化がなく、SWC沖合の中層には冬季の終わりに形成されたとと思われる 0°C 以下の水塊が存在している。これはおそらく、SWC沖合には顕著な移流がなく、 0°C 以下の中層水はその場に、もしくは本海域に閉じた状態で滞留していることを示す。夏季にかけて沖合の移流場が消失する機構として、本研究で主張した春季のSWC沖合反流(時計回り傾圧循環流の一部)の存在が関与した以下の物理的シナリオが考えられる。ESC水を移流するESCの順

圧成分のエネルギーは冬季から春季の風強制の低下により、陸棚波として短時間で陸棚域から去っていく。それゆえ、陸棚波が去った後の下層流は十分に小さくなり、軽いESC水は陸棚域の表層に取り残された状態になる。すなわち、アイソスタシーが成立した状態である。残留したESC水は自身の有効位置エネルギーを消費しながら時計回りの傾圧循環流を維持し、少なくとも、渦流としてこの海域に停滞することができるであろう。このようなシナリオを証明するためには、本モデルで再現された陸棚上の時計回り傾圧循環流の存在及びSWC沖合の底層流がほとんどないことを観測により確認する必要がある。

謝辞

本研究をまとめるに際して有益なコメントを頂いた編集委員の河野 時廣教授と二人の査読者に深く感謝いたします。なお、本研究を遂行するにあたり、研究費の一部を日本学術振興会科学研究費(「気候変化と人間活動に応答する海洋生態系の歴史の変遷と将来予測」課題番号 16108002) から補助を受けたことを付記します。

References

- 相木 智一, 磯田 豊, 矢部 いつか, 黒田 寛 (2007): 富山湾周辺海域における表層流の季節変化. *海の研究*, **16**, 291-304.
- 青田 昌秋 (1975): 宗谷暖流の研究. *低温科学, 物理編*, **33**, 151-172.
- 青田 昌秋 (1984): 宗谷暖流域の海況変動. *沿岸海洋研究ノート*, **22**, 30-39.
- Aota, M. and M. Matsuyama (1987): Tidal current fluctuations in the Soya Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 276-282.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, K. Shirasawa, M. Ishikawa, T. Takatsuka, T. Daibo and M. Wakatsuchi (2006): Observation of the Soya Warm Current using HF ocean radar. *J. Oceanogr.*, **62**, 47-61.
- Ebuchi, N., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2009): Subinertial and seasonal variations in the Soya Warm Current revealed by HF ocean radars, coastal tide gauges, and bottom-mounted ADCP. *J. Oceanogr.*, **65**, 31-43.
- Fukamachi, Y., I. Tanaka, K. I. Ohshima, N. Ebuchi, G. Mizuta, H. Yoshida, S. Takayanagi and M. Wakatsuchi (2008): Volume transport of the Soya Warm Current revealed by bottom-mounted ADCP and ocean-radar measurement. *J. Oceanogr.*, **64**, 385-392.
- Ishizu, M., Y. Kitade and M. Matsuyama (2006): Formation mechanism of the cold-water belt formed off the Soya Warm Current. *J. Oceanogr.*, **62**, 457-471.
- Itoh, M. and K. I. Ohshima (2000): Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **56**, 643-654.
- 松山 優治, 青田 昌秋, 小笠原 勇, 松山 佐和 (1999): 宗谷暖流の季節変動. *海の研究*, **8**, 333-338.
- Matsuyama, M., M. Wadaka, T. Abe, M. Aota and Y. Koike (2006): Current structure and volume transport of the Soya Warm Current in summer. *J. Oceanogr.*, **62**, 197-205.
- Mizuta, G., K. I. Ohshima, Y. Fukamachi and M. Wakatsuchi (2005): The variability of the East Sakhalin Current induced by winds over the continental shelf and slope. *J. Mar. Res.*, **63**, 1,017-1,039.
- Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima and M. Wakatsuchi (2003): Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2,430-2,445.
- Odamaki, M (1994): Tides and tidal currents along the Okhotsk Coast of Hokkaido. *J. Oceanogr.*, **50**, 265-279.
- Ohshima, K. I. and M. Wakatsuchi (1990): A numerical study of barotropic instability associated with the Soya Warm Current in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 570-584.
- Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi and G. Mizuta (2002): Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3195, doi:10.1029/2001JC001005.
- Ohshima, K. I., D. Simizu, M. Itoh, G. Mizuta, Y. Fukamachi, S. C. Riser, and M. Wakatsuchi (2004): Sverdrup balance and the cyclonic gyre in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 513-525.
- Ohshima, K. I., S. C. Riser and M. Wakatsuchi (2005): Mixed layer evolution in the Sea of Okhotsk observed with profiling floats and its relation to sea ice formation. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06607, doi:10.1029/2004GL021823.
- Simizu, D. and K. I. Ohshima (2006): A model simulation on the circulation in the Sea of Okhotsk and the East Sakhalin Current. *J. Geophys. Res.*, **111**, C05016, doi:10.1029/2005JC002980.
- Uchimoto, K., H. Mitsudera, N. Ebuchi and Y. Miyazawa (2007): Anticyclonic eddy caused by the Soya Warm Current in an Okhotsk OGCM. *J. Oceanogr.*, **63**, 379-391.
- 矢部 いつか, 磯田 豊 (2005): 隠岐海峡周辺海域における流れ場の季節変化. *海と空*, **80**, 163-174

The Subsurface Counter-flow along the Offshore Side of the Soya Warm Current in Spring

Shoko Abe *, Yutaka Isoda †, and Hiroshi Yahaba †

Abstract

Composite surface current velocity data (ADCP and GEK), coastal sea level data and hydrographic data were used to examine the seasonal variations of upper-ocean flow around the Soya Warm Current (SWC) region. We've discovered that the subsurface counter-flow (northwestward current) along the offshore side of SWC (coastal trapped southeastward current) transiently occurs in spring, i.e., the timing of dramatic exchange from East Sakhalin Current Water (ESCW) to SWC Water (SWCW). In winter, cold and fresh ESC water reached near Hokkaido coast and had the bottom-intensified/ controlled flow structure. Then, it gradually accumulated on the shallower side of the shelf area off Hokkaido. In spring, the prevailing northwesterly wind was weakened and the flow energy of wind-driven ESC rapidly decreased. As a result, the modified ESCW (slightly warmer and saltier water) remained on the shelf area and its flow structure changed to the surface intensified density current, i.e., the northwestward counter-flow off the SWC. Our model simulation, which is forced by the temporal change in ESC and SWC volume transports from late-winter to early-summer, suggests that such counter-flow is formed as a part of the clockwise baroclinic circulation on the shelf area.

Key words: Soya Warm Current, East Sakhalin Current, offshore counter-flow,
density current

(Corresponding author's e-mail address: abe-s@ees.hokudai.ac.jp)

(Received 11 November 2008; accepted 18 May 2009)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2009)

* Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, N10, W5, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

† Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cyo, Hakodate 041-8611, Japan