

— 論文 —

## 根室海峡における表層流の季節変化\*

森文洋<sup>†</sup>・磯田豊<sup>‡</sup>・阿部祥子<sup>†</sup>・小林直人<sup>\*\*</sup>・矢幅寛<sup>‡</sup>・磯貝安洋<sup>‡</sup>

### 要旨

根室海峡における表層流の季節変化を記述するために、長期の実測表層流 (ADCP と GEK)、風向風速、沿岸水位、沿岸水温、スナップショットの海洋観測データの解析を行った。表層流が一年周期の正弦曲線で表現できるような季節変化は海峡南端付近にみられ、5–8月には北太平洋側から海峡内方向への流入、他の月は海峡側から北太平洋への流出を示した。しかしながら、この流入流出は海峡内における流れパターンの季節変化とは必ずしも連動していないようである。北西風が卓越する冬季の海峡内では南下する海峡通過流が示されたが、この南下流は風駆動による吹送流が海峡南端の流出流と一時的に繋がった流れと推測される。他の季節は春と秋に極大をもつ南西風が卓越する時期である。春季の海峡北部にある深い水深の海域 (知床半島の南側) では、北側で北上流、南側で南下流となる二分岐流が形成され、この流れパターンは安定して秋季まで継続する。二分岐後の北上流は春と秋に南西風が強まる時期に同期して強まる傾向を示すことから、この二分岐流は吹送流として説明できる可能性が示唆される。一方、二分岐後の南下流は、夏季の海峡中間部の浅瀬付近から現れ、秋季には海峡南部で支配的となる西流によって次第に分断されていくようにみえる。

キーワード：根室海峡, GEK, ADCP, 季節変化, 表層流パターン

### 1. はじめに

根室海峡は北海道東岸と国後島間に位置し、北側の知床半島先端 (知床岬) から南側の根室半島先端 (納沙布岬) までの範囲で定義されている海峡である。海峡中

間部で東向きに突き出した野付半島と国後島間の浅瀬海域は野付水道と呼ばれる。本論ではこの野付半島より北側を海峡北部、南側を海峡南部、野付水道付近を海峡中間部と呼ぶことにする。なお、海峡南部の根室半島の付け根付近は矩形の海岸線となり、海峡とは区別されて根室湾と呼ばれる。根室半島先端沖には小さな島 (水晶島) があり、瑛瑠瑠水道を通して北太平洋と根室海峡が繋がっている。このような根室海峡はオホーツク海と北太平洋を繋ぐ海峡の一つであることから (Fig. 1 左側)、両海洋間の海水交換の場になっている可能性が示唆されている。海峡内の水深は海峡北部 (知床半島沖) の 2,000 m 以深から海峡南部 (根室湾) の数十 m まで大きく変化し、一つの海峡で外洋域、陸棚域、沿岸域を有

\* 2009年3月11日受理; 2010年1月10日受理

著作権: 日本海洋学会, 2010

<sup>†</sup> 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

<sup>‡</sup> 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番1号

<sup>\*\*</sup> 北海道大学水産学部

〒041-8611 函館市港町3丁目1番1号

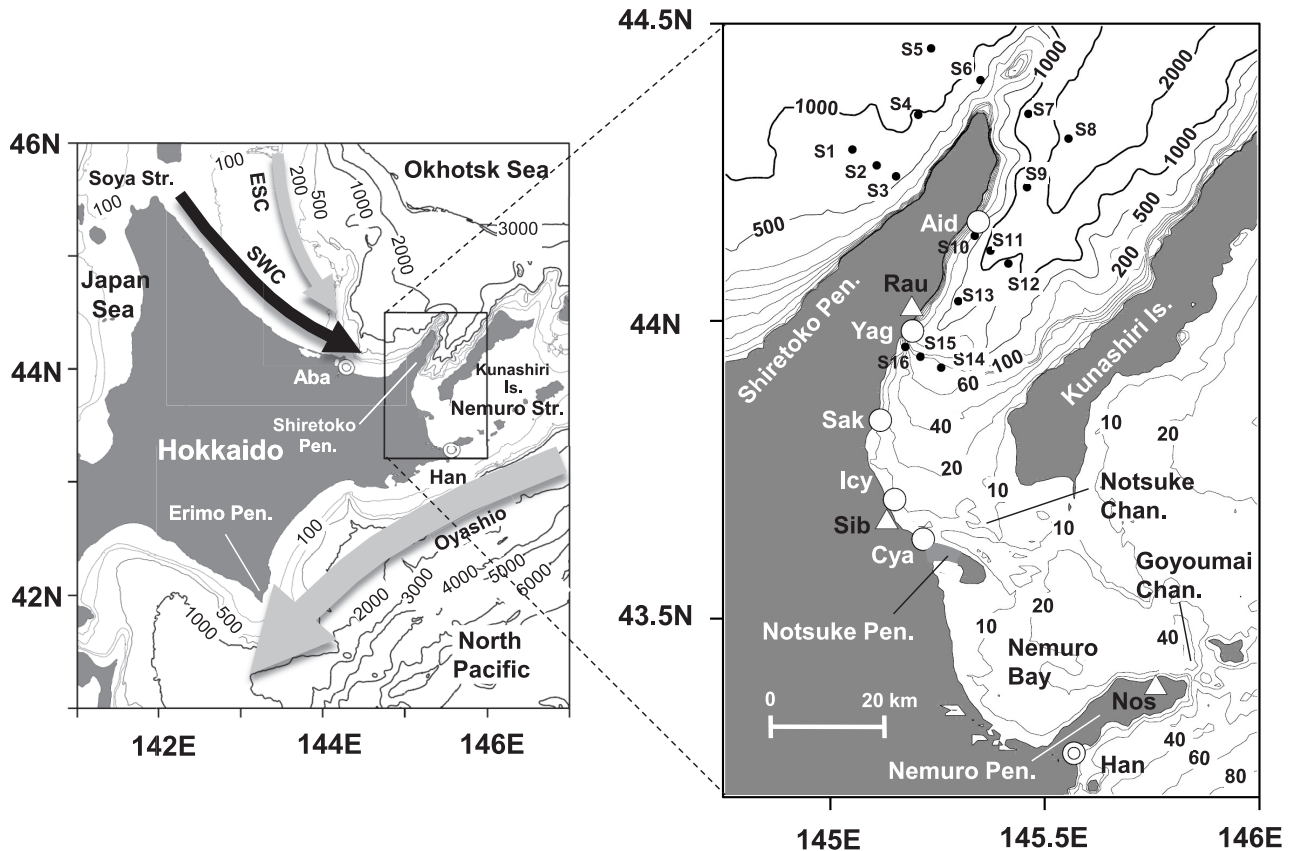


Fig. 1. Left panel shows bottom topography around Hokkaido and schematic view of current systems around Nemuro Strait (SWC : Soya Warm Current, ESC : East Sakhalin Current). Numerals of bottom contour are in meters. Double circles indicate tidal observation stations at Abashiri (Aba) and Hanasaki (Han). Right panel shows the map of study area with bottom topography. Solid circles indicate hydrographic observation points of CTD (Stn.1–16). Open circles and triangles indicate the monitoring five stations of coastal water temperature (Aid, Yag, Sak, Icy and Cya) and AMeDAS three stations of wind (Rau, Sib and Nos), respectively.

している (Fig. 1 右側)。特に、海峡中間部の浅瀬の水深は5 m 前後にもなる。それゆえ、もし、海峡通過流が存在していたとしても、海底地形の制約を大きく受けることが容易に推測される。

根室海峡の北側にあるオホーツク海の北海道沿岸域では過去に数多くの海洋調査が実施され、春季から夏季には高温高塩で特徴付けられる宗谷暖流水 (Soya Warm Current Water ; 以下, SWCW と略す), 冬季には低温低塩で特徴付けられる東樺太海流水 (East Sakhalin Current Water; 以下, ESCW と略す) という明瞭な水塊交代が起こっていることが知られている (例えば, 松

山ほか,1999 ; Itoh and Oshima, 2000)。これら二つの水塊が根室海峡内において、季節的にどのように分布しているかを調べる如果能够できれば、両海洋間の海水交換に関する情報を得ることができる。しかしながら、観測海域の制限のため (日露中間ラインの存在), 海峡内の定期海洋観測点は未だに設定されていない。さらに、海峡内の流れに関する情報も、佐藤ほか (2007) による一地点の短期係留観測報告しかないという状況にある。それゆえ、過去の研究における根室海峡内の流れの記述は、海峡周辺海域の水塊分布 (杉浦,1956;大谷,1989;小笠原, 1990) や海峡を挟む水位差 (磯田ほか, 2003) をもとに

した間接的な議論がほとんどであった。

このような現状の中、小熊ほか (2007) と Oguma *et al.* (2008) では、数少ない水温、塩分資料を可能な限り収集整理し、さらに、海峡内に独自の調査地点を設け、炭素と酸素の安定同位体存在比の分析をもとにした水塊混合の季節変化から、海峡内の流れを注意深く推測している。彼女らの研究成果は根室海峡の全体像を描ける段階には至っていないが、重要と思われる新知見を列挙すると、以下のように整理される。(1) オホーツク海側の SWCW は海峡北部の深い海域では季節変化を伴って出現するが、海峡南部の浅い海域にまで出現することはまれである。それゆえ、少なくとも、SWCW が十分な流量をもって海峡を通過しているとは言えない。加えて、SWCW が北太平洋へ抜ける主な輸送経路は、根室海峡よりも東にある他の海峡であると推測している。(2) 海峡内における水塊分布を考える際の水塊エンドメンバーとして、SWCW、変質した ESCW、親潮水の 3 系水を考慮すべきであり、海峡中間部以南の浅い海域では、これらに河川水もしくは融氷水が加わる。(3) 春季の海峡北部の中央付近では顕著な塩分フロント (河川フロント) が形成される。(4) 秋季の低塩化は野付水道付近や根室湾沖ほど顕著であることから、親潮系水 (低塩分水) が国後島側から供給されることを推測している。我々はこのような研究成果より、根室海峡内の海水特性を記述するためには、外洋域における水塊混合の問題と沿岸海洋学的な淡水挙動に関する問題を同時に解決しなければならないことを認識させられる。

上述の水塊の中で、海峡北部における SWCW の挙動に関しては、佐藤ほか (2007, 2008) によって報告されている。彼らは、夏季の海峡北部では南西風による SWCW の流入が中央付近から生じることを海洋観測と係留流速データをもとに推測し、数値モデルによる沿岸湧昇や沿岸沈降に伴う流れ場の再現を行っている。残念ながら、一ヶ月程度の現象を扱っているため、その前後の SWCW の挙動については明らかにされていない。そこで、本研究の目的は、海峡西側半分の情報に限られるものの、過去 50 年間 (海峡内は最近の約 20 年間) に渡って蓄積された ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) と GEK (Geomagnetic Electro-Kinetograph) 資料の解析から長期平均された実測表層流の季節変化を

提示し、小熊ほか (2007) と Oguma *et al.* (2008) が指摘した季節的な水塊分布や推測流との整合性を調べ、佐藤ほか (2007, 2008) が夏季の観測でみつけた SWCW 流入過程がどの程度安定した現象なのかを確認することである。

## 2. 解析資料と海洋観測

根室海峡の海上風を推測するために、海峡に面した羅臼 (Rau)、標津 (Sib)、納沙布 (Nos) の AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) 地点 (Fig. 1(b) の△印) の陸上風を利用した。解析に用いたデータは、気象庁のホームページ (<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>) に登録されている月最多風向と月平均風速であり、1985–2004 年の 20 年間のデータを使用した。本論文では月最多風向と月平均風速から東西成分と南北成分の風速値を計算した後、20 年平均の月別平均風速ベクトルを描いている。気象業務支援センターでは、格子間隔約 10 km、世界時基準の 3 時間毎の日本周辺域におけるメソスケール客観解析データ (Meso-scale analysis data: 以下、MANAL と略す) を提供している。この MANAL が表現する風場には、陸上の山岳地形で歪められた海上風が計算されており、AMeDAS 地点の陸上風との関係を調べることができる。本解析では、最近の再解析値である 2007 年 1 月–2007 年 10 月の MANAL データを使用した。

沿岸潮位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/center/graph/kaiiki1.html>) に登録されている網走 (Aba) と花咲 (Han) の 2 地点を選択し、できるだけ最近 (1994–2007 年) の月平均潮位データを解析に使用した。両検潮所の場所は Fig. 1 (a) の◎印で示す。これらの地点は根室海峡を南北に挟む知床半島の東 (Aba) と根室半島の南 (Han) に位置していることから、磯田ほか (2003) では両地点の水位差から海峡内の流れの季節変化を間接的に推測している。なお、網走 (Aba) の 2000 年 6 月と 7 月のデータは欠測であった。最近のデータを用いる理由は、後述するように、花咲 (Han) における固定点標高の経年変化が非常に大きいためである。潮位データの大气補正を行なう

ため、気象庁のホームページ（アドレスは上記と同様）に登録されている同期間、同地点の月平均海面気圧データを使用した。大気補正は 1013hPa を基準として、 $-1 \text{ cm/hPa}$  で行った。さらに、海岸昇降検知センター潮位年報（2002 年度版）に記載されている両検潮所の固定点標高と観測基準面定数の値を用いて、東京湾中等潮位（TP: Tokyo Peil）基準の月平均潮位に換算した値を用いている。

根室海峡内の流速場の季節変化を知ることでできる唯一のデータは、過去に蓄積された GEK と ADCP のスナップショット的な流速流向データだけである。これらのデータは日本海洋データセンター（JODC: Japan Oceanography Data Center）のホームページ（[http://www.jodc.go.jp/index\\_j.html](http://www.jodc.go.jp/index_j.html)）に登録されており、Fig. 1(b)の地図範囲である  $42^{\circ}\text{N}-46^{\circ}\text{N}$ ,  $141^{\circ}\text{E}-147^{\circ}\text{E}$  を解析領域とした。ほとんどの ADCP は水深 30 m 以浅のデータ、GEK は表層付近のデータであるため、本解析では表層流の記述となる。解析期間は GEK が 1953-1985 年の 33 年間、ADCP が 1985-2002 年の 18 年間である。ただし、根室海峡内は ADCP データがほとんどであり、GEK データは知床半島の北側海域が主体である。よって、海峡内の流れ場は ADCP データで表現されるため、上述した AMeDAS 地点の風データの解析年の始まりを ADCP データと同じ 1985 年とした。これらの流速流向データから  $3\sigma$  ( $\sigma$  は標準偏差値) を越えるエラー値を除去した格子平均流を作成する方法は矢部・磯田 (2005) に従い、安定度 (ベクトル平均とスカラー平均の比) の低い流れ場のバラツキを抑えるための空間平滑化は相木ほか (2007) に従った。

流水の影響を受けない季節における沿岸流と沿岸水温の関係を調べるために、根室海峡の北部沿岸域で実施された水温モニタリング資料 (羅臼・標津漁業協同組合が実施した水温ブイ観測資料) の解析を行なった。モニタリング地点は、Fig. 1(b)の○印で示した相泊 (Aid)、八木浜 (Yag)、崎無異 (Sak)、伊茶仁 (Icy)、茶志骨 (Cha) の 5 地点である。水温測定 (1 時間間隔) には水深 10 m に設置したアンダーレー水温計が用いられており、1989-1995 年 (7 年間) の観測である。しかしながら、1991 年と 1994 年は全地点において欠測もしくはエラー値が非常に多く、1993 年は崎無異 (Sak)、1995

年は崎無異 (Sak) と茶志骨 (Cha) においても長期の欠測期間があった。それゆえ、1991 年と 1994 年を除く 5 年間の解析を行なった。各年の解析期間は次の通りである。1989 年は 5 月 12 日-8 月 24 日、1990 年は 5 月 24 日-11 月 20 日、1992 年は 5 月 24 日-12 月 4 日、1993 年は 6 月 16 日-12 月 12 日、1995 年は 5 月 23 日-12 月 3 日である。ただし、これら解析年の水温記録にも、極端に大きな値を示すエラーが 1 日単位で多々存在していた。そこで、資料解析を行なう前の前処理として、これらのエラー値は全て欠測とし、その前後時刻における水温値で線形補間を行い、本研究では季節変化を調べることが目的に、各月の前半 15 日と後半 15 日の半月平均値を解析に使用した。

夏季の知床半島周辺海域における表層流と海洋構造の関係を調べるために、2008 年 7 月 29 日に北海道大学水産学部附属練習船うしお丸を用いた海洋観測を実施した。調査項目は、CTD (Conductivity Temperature Depth: SEA BIRD 社製 SBE 19plus) による水温塩分と船底設置型 ADCP (RD 社製 150kHz) による流速流向である。CTD 観測は Fig. 1(b)に●印で示した S1-S16 の計 16 点で行い、最深の測定深度は表層の海洋構造を調べることを目的に水深 350 m までとした。なお、知床半島北側の SWC 海域において、大きな密度逆転を伴うスパイク状のデータが数多くみられたため、各観測点の生データには水深方向に 5 m 幅でメディアン・フィルターを施している。ADCP 計測は CTD 観測の航路上で継続して行ない、本解析では海面下 8 m の表層データを使用した。なお、観測海域の水深はほぼ全域で 200 m 以深であったため、対地モードの ADCP 測定は不可能であった。それゆえ、うしお丸の GPS (Global Positioning System) データから船首方向と船速を計算し、対水モードの ADCP 測定値から船速成分を差し引くことで流速流向を求めた。ADCP データの前処理は小林ほか (2004) に従い、緯度  $4'$  × 経度  $6'$  の水平格子で海域全体を区分化し、この格子内で  $2\sigma$  ( $\sigma$  は標準偏差) を超えるノイズデータを削除した後に、格子内平均の流速ベクトル値を計算した。



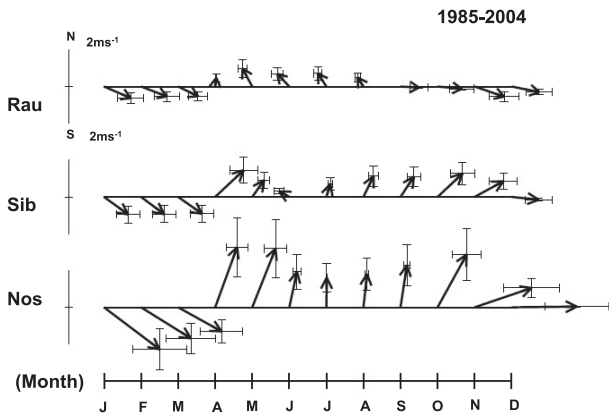


Fig. 2. Mean annual variations of wind vectors at AMeDAS three stations of Rausu (Rau), Shibetsu (Sib) and Nossapu (Nos) during 20 years (1985–2004). Error bars on the top of each vector indicate standard error of the monthly mean values.

### 3. 根室海峡における海上風の季節変化

羅臼 (Rau), 標津 (Sib), 納沙布 (Nos) の AMeDAS 地点において, 20 年間で月別平均した風速ベクトルの経月変化を Fig. 2 (図の上側が北向き) に示す。月平均風速ベクトルの矢印先端に付いているエラーバーは, 東西と南北の風速成分における各平均値の標準偏差 (その月の経年変化によるバラツキ) である。平均風速値が大きい月には標準偏差値も大きくなる傾向がみられるが, 月平均値を超えるような大きな標準偏差値ではないことがわかる。月平均風速の大きさは, 一年を通して, 北部の羅臼 (Rau) が小さく, 中部の標津 (Sib) と南部の納沙布 (Nos) で大きい。3 地点で共通した季節変化は, 西または北西の季節風となる時期は冬季 (12–3 月) にあり, 他の季節は南寄りの風が支配的となる。風速値が大きい標津 (Sib) と納沙布 (Nos) では, 南寄りの風に 2 回の極大期 (4 月ころと 10 月ころ) とその間に極小期 (6–8 月) が存在しているように見える。この 2 回の極大期をもつ南寄りの風は, 各年の風速ベクトル時系列にも認めることができ (ここでは示さない), 長期平均による見かけの現象ではなく, 毎年みられる特徴的な風速変化である。

次に, このような陸上風の季節変化パターンが海上風

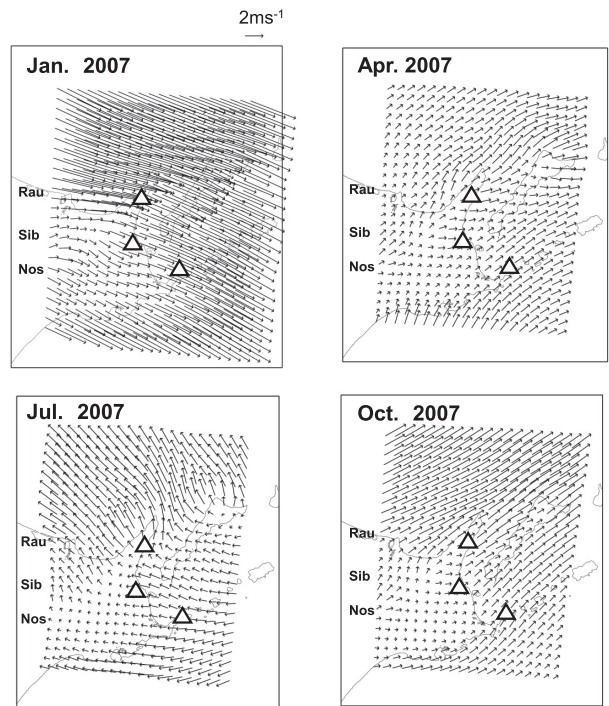


Fig. 3. Horizontal distributions of monthly mean wind vectors (MANAL data) around Nemuro Strait on January, April, July and October in 2007. Three triangles indicate locations of AMeDAS stations (Rau, Sib and Nos).

とどのように関係しているのかを調べるために, 2007 年の MANAL データを解析した。Fig. 3 は MANAL データから計算した月平均風速ベクトルの水平分布図である。図中の△印が羅臼 (Rau), 標津 (Sib), 納沙布 (Nos) の AMeDAS 地点である。ここで示した月は Fig. 2 にみられた風速の極大期と極小期に対応し, 北西風極大期の 1 月, 1 回目の南西風極大期の 4 月, 南風極小期の 7 月, 2 回目の南西風極大期の 10 月である。1 月における北西風の風速は陸から離れた海上ほど強く, 陸上風は西風成分が主体となり, その風速値は海上風の半分程度である。南西風が極大となる 4 月と 10 月は似たような風速風向パターンを示し, 根室海峡周辺では風向の歪みの少ない南西風が卓越している。この南西風の風向は, 南西から北東方向に伸びる山岳を有した知床半島・国後島・根室半島とほぼ同方向にあり, それゆえ, 陸海境界付近における風向の歪みが比較的小さいものと推測される。7 月の風場も南寄りの風が卓越しているが, そ

の風向は場所によって北東風から南風の間で大きく変化している。この時期の南寄りの風は知床半島、国後島、根室半島の山岳地形にほぼ直交しており、それゆえ、陸上地形による風向の歪みが大きくなっていると思われる。すなわち、根室半島南側の太平洋側では北東風、根室海峡内では風向が時計回りに変化し（北東風→南東風）、知床半島と国後島の間では南風、知床半島北側のオホーツク海では南東風となる。この時期において、一時的に南寄りの風が小さくなる理由は、上述の風向の違い（4月と10月は南西風、7月は平均的に南東風）による海上風の歪みの有無を原因とすると思われる。なお、4月、7月、10月の陸上風は、海上風の半分以下の風速値である。

MANAL データの解析の結果、AMeDAS 地点である北部の羅臼 (Rau) は他の AMeDAS 地点に比べて風速値が小さく、さらに、2回の極大期をもつ南寄りの風も表現されていないことから判断して、羅臼 (Rau) 周辺の局所的な陸上地形による摩擦減衰の影響を大きく受けている可能性が推測される。一方、南部の AMeDAS 地点である納沙布 (Nos) は太平洋側に面しているため、南寄りの風による風速の減衰が比較的小さく、6-8月の風向が南東風となるために山岳地形の影響を受けて風速が一時的に小さくなる様子もうまく捉えられている。AMeDAS データは海上風としての定量的な風速値は過小評価されるものの、中部と南部の標津 (Sib) と納沙布 (Nos) では根室海峡の海上風 (特に、風向) の特徴的な季節変化を定性的には表現できていると判断される。以上の MANAL および AMeDAS の風速風向データを統合してみたとき、長期平均における根室海峡の海上風の特徴は、次のようにまとめられる。12-3月は西または北西の冬季季節風が卓越し、他の季節は南西風が卓越するものの、その風速値は4月ころに強くなり、7月ころに一旦弱まったあと、10月ころに再び強くなるという海上風が推測できる。

#### 4. 根室海峡を挟む沿岸水位差の季節変化

磯田ほか (2003) は根室海峡を挟む網走 (Aba) と花咲 (Han) の水位差 (Aba-Han) の解析から、TP 基準に補正した両地点の水位差が季節変化を考慮しても負

(Aba が常に水位が低い) となることを示した。すなわち、北海道沿岸に沿ってオホーツク海から北太平洋へ低下する圧力勾配が存在しないため、少なくとも、根室海峡内を南下する流れはないことを主張している。しかしながら、海岸昇降検地センターのホームページに掲載されている「日本列島沿岸の年平均潮位 (1894-2007 年)」をみると、花咲における年平均潮位の経年変化は、1900-1940 年の約 40 年間に約 20 cm の水位上昇、1955-1977 年の約 20 年間には約 40 cm の水位上昇、1977 年以降も水位上昇は継続するが、1993-1995 年の短期間で約 20 cm もの大きな水位上昇を示している。北海道周辺の他の潮位記録にも同様な水位上昇傾向がみられるが、花咲が最も顕著な水位上昇を示していることがわかる。これらの水位上昇量は固定点標高 (1986、1996、2002 年の測量調査) の低下量とほぼ定量的に同期していることから、海洋側の現象ではなく、陸地の沈降 (地盤沈下) を主な原因としている。本解析では最新の測量結果である 2002 年の測量値を用いて TP 基準の潮位を計算している。磯田ほか (2003) の研究は水位上昇 (地盤沈下) が続いていた期間 (1983-1992 年) の潮位資料を解析し、1986 年の測量値で TP 基準補正を行なっている。このような解析期間と固定点標高の測量年の違いだけが、本解析結果と磯田ほか (2003) との違いである。

1994-2007 年における TP 基準の網走 (Aba: 実線) と花咲 (Han: 破線) における水位、Aba-Han の水位差の経月変化を Fig. 4(a) と (b) に示す。磯田ほか (2003) の結果とは明らかに異なり、全年通して、網走 (Aba) が花咲 (Han) よりも水位が高く、それゆえ、水位差は常に正となる。1994-1995 年の大きな正の水位差は、先にも述べた花咲 (Han) 側の短期間における地盤沈下を原因とする。しかし、その後も徐々に水位差が小さくなる傾向がみられる。これも網走 (Aba) に比べて、花咲 (Han) の地盤沈下が相対的に大きかったことが原因なのかもしれない。それゆえ、水位と水位差の平均的な季節変化を表現するためには、このような地盤沈下の長期トレンドを除去するか、固定点標高の変化が十分小さいことが許せる短期間のデータを用いる必要がある。地盤沈下が線形トレンド的に変化するという保証もないため、ここでは、Fig. 4 から判断して、長期変化 (地盤沈下) の影響が比較的小さいと思われる解析期間

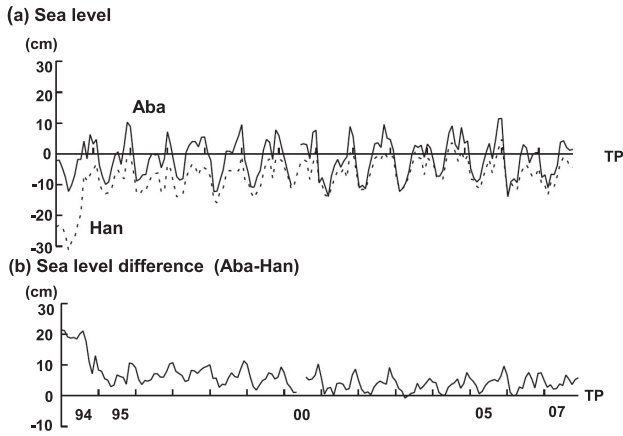


Fig. 4. Time variations of (a) monthly adjusted sea level at Abashiri (Aba; solid line) and Hanasaki (Han; dashed line) and (b) their sea level difference (Aba-Han) during 14 years (1994–2007).

後半の 2000–2007 年（8 年間）を採用した。

Fig. 5(a)(b)はそれぞれ 8 年平均の網走 (Aba: 実線) と花咲 (Han: 破線) の水位, Aba-Han の水位差の経月変化である。各平均値に付けたエラーバーは標準偏差である。Itoh and Ohshima (2000) を参考にして、図中の横向き黒矢印の範囲は SWCW がオホーツク海側の沿岸域に出現する期間、灰色矢印の範囲は ESCW が樺太東岸沖から知床半島北側に出現する期間を模式的に示している。両地点ともに、沿岸水位の極大月が 9 月と 12–1 月の 2 回 (極小月は 5 月と 10 月) あり、これら 2 回の極大極小平均値をもつ変動幅は標準偏差値よりも十分に大きい。月平均する前の Fig. 4(a)をみると、その極大 (極小) 値には経年変化がみられるものの、両地点はほぼ同期した季節変化を示し、2 回の極大極小期もほぼ毎年認めることができる。また、網走 (Aba) の季節振幅は花咲 (Han) よりも常に大きく、それゆえ、地点間の水位差も両地点の水位によく似た季節変化を示す。ただし、水位差の季節変化は 0–1 ヶ月程度先行する傾向があり、8 月と 12 月に極大、4 月と 10 月に極小となる。これら 2 回の極大水位差の時期は、それぞれ SWCW (夏季) と ESCW (冬季) の出現時期に対応しているように見える。最も小さな極小水位差は 4 月にあり、その差はほぼ零、最も大きな極大水位差は 12 月の約 7 cm (Aba > Han) である。これら 2 地点の水位差

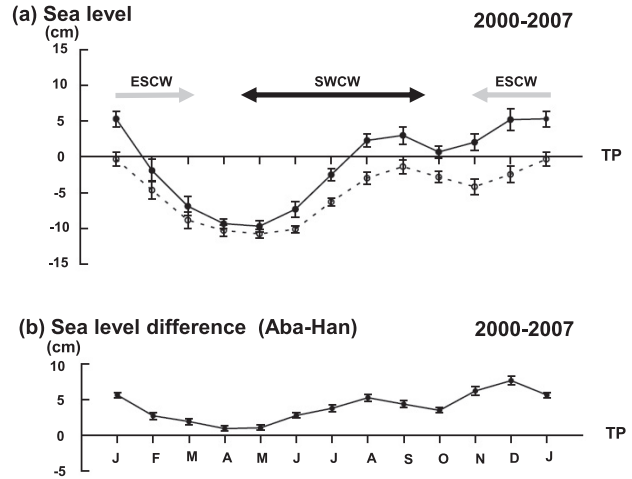


Fig. 5. (a) Mean annual variations of monthly mean sea level at Abashiri (Aba; solid line) and Hanasaki (Han; dashed line) and (b) their sea level difference (Aba-Han) during 8 years (2000–2007). Error bars indicate standard error of the monthly mean values.

が根室海峡を挟む南北境界の圧力差を現実に表現し、何らかの摩擦項とバランス (摩擦調節), もしくはコリオリの力とバランス (地衡流調節) した定常流を駆動すると考えるならば、海峡を通過する流れはオホーツク海から太平洋へ抜ける「南下流」となり、この南下流は 12 月に最も顕著となり、4 月にはほぼ消滅することになる。

## 5. 根室海峡周辺海域における表層流

### 5.1 18 矩形海域毎の 2 ヶ月移動平均表層流の経月変化

Fig. 6 は根室海峡周辺海域において緯度 4' × 経度 3' 格子で集計した GEK と ADCP の全データ数の空間頻度分布図である。日露中間ラインよりも東側の国後島周辺海域や根室海峡東部のデータはほとんど存在せず、根室半島周辺海域と知床半島の南東海域にデータが多く集中し、根室湾の湾奥、野付水道、知床半島の北部海域のデータはやや少ないことがわかる。

この頻度分布図を参考にして、データ数の多い格子を取り囲むように、18 個の矩形海域 (Fig. 7 左側) を設定した。矩形海域は北からの通し番号 1–18 とし、平均



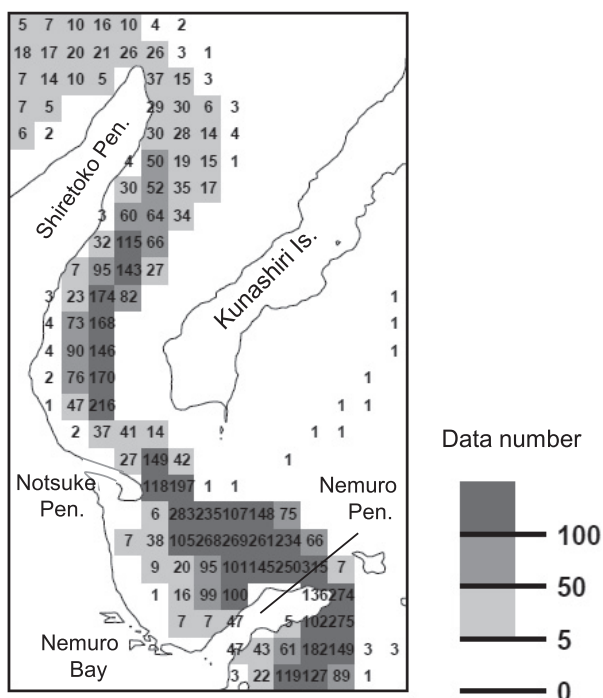


Fig. 6. Spatial distribution of GEK and ADCP data numbers in the  $4' \times 3'$  grid for the period from 1954 to 2002.

化する際のデータ数をできるだけ増やすことを目的に、設定した矩形海域の重なりを許し、矩形海域毎に2ヶ月移動平均の流速ベクトルを計算した (Fig. 7 右側)。図の上方向が北向きである。流速ベクトルは2ヶ月平均値であるため、図下部に示した月目盛の中間にベクトルの始点がある。2ヶ月間に得られる各矩形海域のデータ数は灰色格子の濃淡 (データ数が少ないほど濃い灰色) で表示し、データ数30個以下では平均操作を行なわなかった。なお、流速ベクトルの矢印が太いほど、安定度 (0.4以上, 0.4未満0.2以上, 0.2未満で区分) が高いことを示す。まず、根室海峡内は全体的に安定度が低いことがわかる。これは平均流に比べて変動流 (おそらく、潮流や数日周期の吹送流など) が卓越していることを示唆する。矢部・磯田 (2005) は周期変動 (振幅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。変動流の一周期におけ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が、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る。ただし、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。本解析領域における変動流の振幅値はわからないが、もし、卓越した変動流によって意味のない見かけの平均流が計算された場合には、隣り合う矩形海域の流速や流向がばらばらな結果になるはずである。計算された流速ベクトル分布 (Fig. 7) をみると、変動流の影響と思われる流速と流向のわずかなバラツキは認められるものの、隣り合う矩形海域では系統的に繋がった時空間変化を示しており、本解析の平均操作によって変動流の影響はある程度小さく抑えられているものと判断される。なお、この流速ベクトル図は2ヶ月移動平均と矩形海域の重なりで作成されているため、平均化に用いたデータには時空間的な重複がある。データの重複を許さないのであれば、この図を時間方向には2ヶ月毎、空間方向には2矩形海域毎にみればよい。そのようなみた場合、時空間分解能は粗くなるものの、後述する流れ場の季節変化を認めるは可能と考える。図中のL1–L4で名付けた太破線は、この図から読み取れる流れ場の特徴的な季節変化の境界付近を強調している。L1線は知床半島南側における北上流と南下流の境界、L2とL3線は知床半島南側から根室半島北側における南東流と西流の境界、L4線は本解析領域において最も明瞭な季節変化を示す根室半島先端付近 (16番海域: 瑠瑠瑠水道) の位置を示す。

知床半島北側の海域1番は、2月前後が欠測となるが、他の季節は北東向きの安定度の高い流れとなり、流速は春季 (3–4月) に小さく、冬季 (12–1月) に向かって次第に大きくなる傾向がみられる。この海域はデータ数もそれほど多くなく、選択した矩形海域の位置や範囲に平均流の値が左右されるが、このような傾向が正しければ、夏季のSWCよりも冬季のESCの表層流速が大きであることを示唆する。根室海峡内の記述の前に、一年周期の正弦曲線で表現できるような季節変化を示す根室半島以南の海域16–18番について記述する。根室半島先端付近の海域16番 (L4線で表示) は、5–8月に太平洋側から根室海峡への流入 (極大流入は6, 7月)、他の季節は逆に流出 (極大流出は1, 2月) を示す。そして、



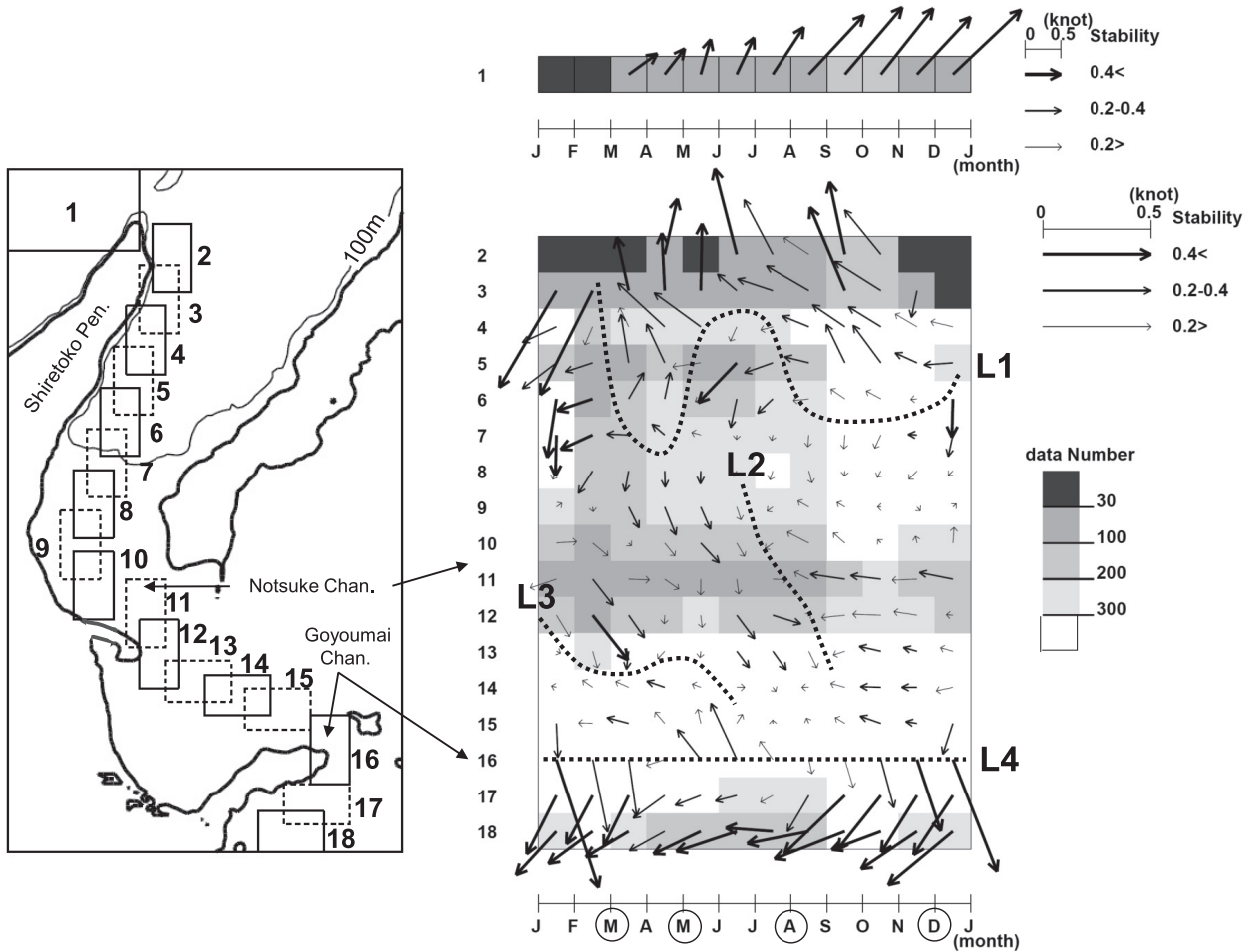


Fig. 7. Left panel shows selected rectangular areas ( $9' \times 20'$ ,  $7.5' \times 6'$  or  $4.5' \times 10'$ ) named by numbers from 1 to 18. Right panel shows time series of 2-months running mean current vectors at each area. A origin point of each vector is plotted at the mid-center between pre-month and post-month because of 2-month mean current vector. Black grid has data number less than 30, so we did not calculate the averaged current. Arrow length denotes the magnitude of current velocity and the thickness of arrow shows the relative stability in the three ranges of more than 0.4, 0.4–0.2 and less than 0.2. Dashed line of L1 denotes spatial boundary of bifurcation flows between northward and southward currents. Dashed lines of L2 and L3 denote temporal boundary between southeastward and westward currents. Dashed line of L4 denotes location of Nemuro peninsula tip where seasonal variation of inflow and outflow dominates.

流出の極大流速が流入の極大流速より2倍程度も大きい。その南側の海域17, 18番は親潮域にあり、一年通して西向きの流れであるが、根室海峡からの流出時期は南向き成分が大きくなり、根室半島先端付近(海域16番)における流入流出の季節変化と連動しているように見える。

根室海峡内では、知床半島南側で水深100mよりも深い海峡北部(2–6番)から記述する。この海域は他の根室海峡内と比べて流速が大きく、L1線で区分した北上流と南下流の二分岐流の季節変化がみられる。1–2月はこの二分岐流がみられず、比較的強い南下流が卓越している。そして、3–5月の間に突然、北側が北上流、

南側が南下流の二分岐流が現れ、その境界域 (L1 線) が 6-7 月に北上、8-12 月に南下している。北側の北上流の強さには季節変化がみられ、4 月ころと 10 月ころに北上流が強まる。このような 2 回の極大は 3 節で記述した南西風の強まりに同期しているようにみえる。次に、海峡中間部の浅瀬付近 (7-12 番) について記述する。この海域は L2 線と L3 線で区分される南東流と西流の季節変化が明瞭である。まず、南東流は、知床半島南側の 1-2 月に現れた南下流、もしくは 3-8 月に現れた二分岐流南側の南下流と繋がっているように見え、その位相は北側から南側へ移動し、8 月ころに消滅する。8 月以降は西流が支配的となり、1 月ころに再び南東流へ変化する。最後に、海峡南部 (13-15 番) をみる。この海域は流入流出の季節変化が明瞭にみられた海域 16 番 (根室半島先端付近) に近いにもかかわらず、流入流出に同期した流れの変化はみられない。そして、8 月ころに流れが停滞する以外は、弱い西流となる傾向がみられる。

Fig. 7 をみる限り、根室海峡内で繋がった通過流の存在は示されていない。それゆえ、通過流は存在しない、とするのは危険である。本解析では、データ数が多い海域を適当に選択しただけであり、通過流の流路を必ずしも捉えていない可能性があるからである。そこで、次節では小格子により再度、表層流の季節変化を調べるが、データ数を増加させるために、大まかな季節区分を行なう必要がある。その季節区分の根拠として、本節の結果を用いる。季節区分の境界とした月は、Fig. 7 の下段の月に丸印をつけた 3 月、5 月、8 月、12 月である。まず、12-3 月は、根室半島先端で流出極大を示し、知床半島南側で二分岐流がみえずに南下流となっている時期である。3-8 月は、根室半島先端で流入傾向、知床半島南側で二分岐流が形成、海峡中間部で南東流となるが、前半の 3-5 月では二分岐流の境界が南下し、後半の 5-8 月はその境界が北上する時期であり、両時期を区別した。8-12 月は根室半島先端で流出傾向へ変化、知床半島南側で二分岐流は継続、海峡中間部で西流へ変化する時期である。

## 5.2 緯度 4'×経度 3'の格子サイズで表現した表層流の季節変化

Fig. 8 上段は季節区分毎 (12-3 月、3-5 月、5-8 月、8-12 月) に、緯度 4'×経度 3'格子サイズで集計した GEK と ADCP のデータ数空間頻度分布図、下段はそれらのデータを格子毎に平均した表層流の流速ベクトル水平分布図である。なお、季節平均するデータ数をできるだけ増加させるため、境界月は各季節区分の重複データとした。Fig. 8 下段に描かれた流速ベクトルの矢印が太いほど、安定度 (0.4 以上、0.4 未満 0.2 以上、0.2 未満で区分) が高いことを示し、灰色領域はデータ数が 6 個以下であり、欠測とした格子である。矢部・磯田 (2005) によると、データ数が 6 個では変動振幅の 20% 程度の見かけの平均流が計算される可能性がある。季節によってデータ数の違いはあるが、データ数の空間的偏りは、どの季節も全データ数の空間頻度分布図 (Fig. 6) と同様な傾向を示す。流速ベクトルの安定性はデータ数にはあまり依存せず、流速値が大きい海峡北部や南部では安定度が高いものの、小さな流速値で安定度も低い海峡中間部では隣り合う格子間における流向のバラツキが大きい。そこで、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空間平滑化を行った。相木ほか (2007) によれば、この平滑化により、4-5 格子 (25-30km) 以下の現象 (バラツキ) の振幅を半分程度に減じることができる。本解析では、平滑化する格子が 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。Fig. 9 上段は季節区分毎に空間平滑化した表層流の流速ベクトル水平分布図であり、下段はその流れパターンの模式図である。上段図の灰色領域は平滑化後の欠測格子である。下段の模式図において、北向き傾向のある流れを灰色矢印、南向き傾向のある流れを黒色矢印で区別して表示し、L1 の破線は海峡北部でみられた二分岐流の境界、L2 の破線は海峡中間部でみられた南東流と西流の境界を示す。なお、12-3 月の細い破線矢印はデータの無い領域 (沿岸近傍や沖合域) の推測流であるが、その領域を挟む南北海域の流れが示す流向から判断したものである。

Fig. 9 は推測流を含むものの、海峡内で繋がった海峡

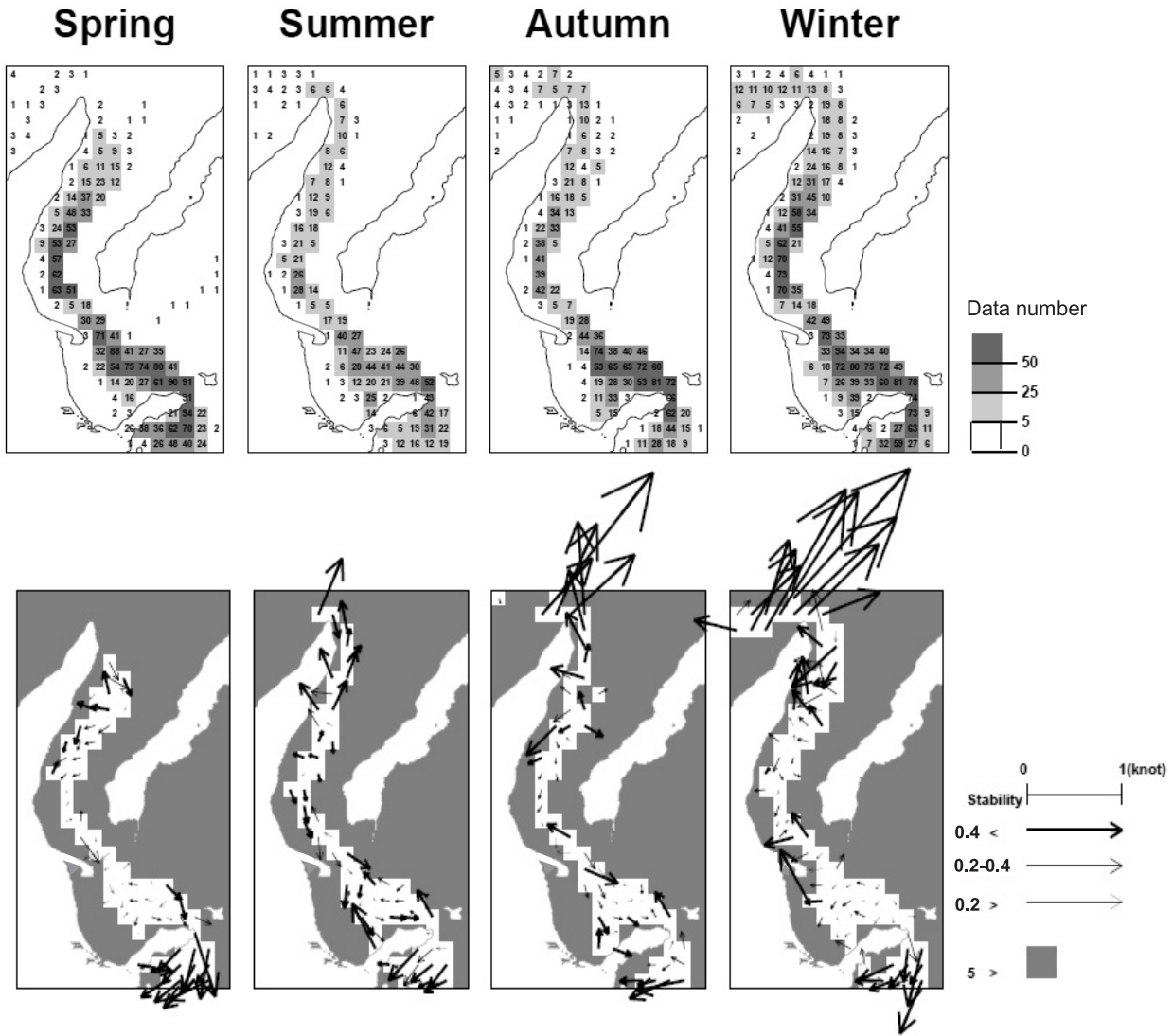


Fig. 8. Upper panels show spatial distributions of GEK and ADCP data numbers in the  $4' \times 3'$  grid for four seasons (Dec.–Mar., Mar.–May, May–Aug., Aug.–Dec.). Lower panels show horizontal distributions of seasonal mean current vectors. The gray areas denote the grids with data numbers less than 6. Arrow length denotes the magnitude of current velocity and the thickness of arrow shows the relative stability in the three ranges of more than 0.4, 0.4–0.2 and less than 0.2.

通過流（南下流）の存在は12–3月の時期にのみ示唆される。3–5月に入ると、知床半島南側の中央付近では北上、南下する二分岐流が形成され、南下流は根室半島近くまで繋がっている。しかし、根室半島先端付近では海峡内への流入に変化するため、海峡通過流は途切れてしまう。なお、小熊ほか（2007）が指摘した春季の表層塩分フロント（フロント南側が低塩分であり、河川水を

起源）の存在位置は、二分岐流の境界（L1）付近にほぼ対応している。5–8月に入ると、知床半島南側の中央付近の二分岐流は継続して存在するが、二分岐する位置は北上する。そして、海峡中間部の浅瀬付近から北西流が現れ始め、二分岐流南側の南下流はここでさらに分断される。8–12月の海峡内には南下流がほとんど認められなくなり、全体的に西流が支配的となる。知床半島

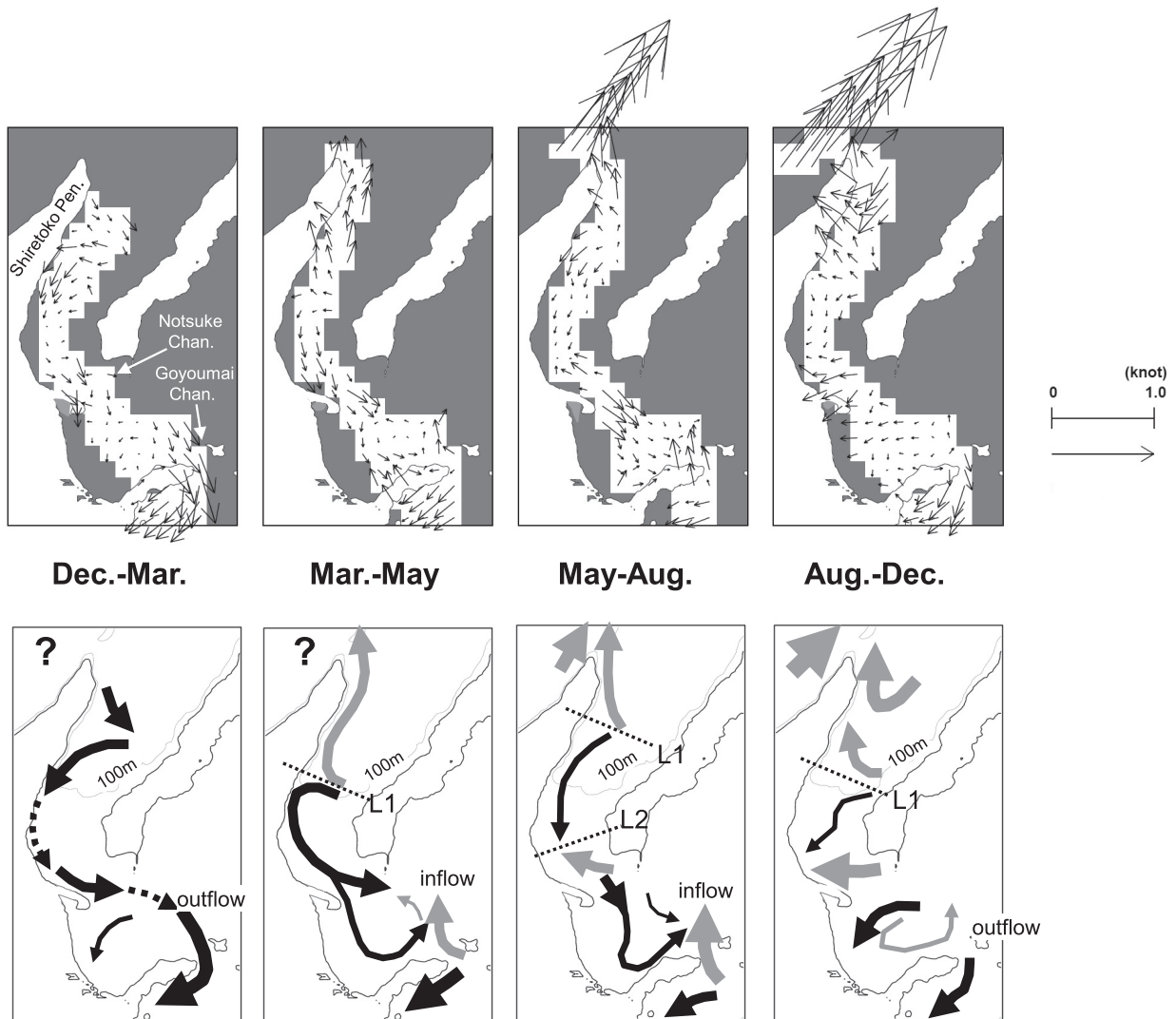


Fig. 9. Upper panels show horizontal distributions of seasonal mean current vectors after spatial filtering on  $4' \times 3'$  grid. The gray areas denote the grids removed by the spatial filtering. Lower panels show schematic illustration of seasonal mean surface flow patterns, suggested in the upper panels. Black and gray arrows denote the flows with southward and northward components, respectively. Dashed lines of L1 and L2 are spatial and temporal boundaries as discussed in Fig. 7.

南側の二分岐流もやや不明瞭になり、沿岸へ向かう西向き流成分が大きくなった北上流のみが支配的にみえる。また、海峡内の西流の中では、海峡中間部の浅瀬付近の流速が局所的に大きい。この時期、根室半島先端付近では海峡外への流出に転じている。小熊ほか（2007）では秋季の野付水道沖に現れる低塩分水は親潮水を起源として、国後島南方沖から流入していることを推測している。

夏季の野付水道付近から現れ始め、秋季に海峡全体に広がる西流は、秋季に低塩分水が沖合から出現することを推測した彼女らの研究成果を支持する流れと思われる。

4節で記述したように、根室海峡を挟む沿岸水位差（網走－花咲）は常に正となるため、このような水位差（圧力勾配）からは一年を通して存在する海峡通過流（以下、流向を強調して南下通過流と呼ぶ）が示唆され



る。ところが、Fig. 9 が示す南下通過流は冬季（12-3月）の一時期にしか認められない。この時期は海峡を挟む沿岸水位差が減少する時期である。さらに、根室半島先端付近における北太平洋側への流出は8月ころから始まっており（Fig. 7）、8-12月の海峡内にはこの流出に繋がる南下流は存在していない（海峡内では西流の卓越）。この結果は、網走-花咲間の沿岸水位差では海峡を挟む圧力差を正しく表現していない、もしくは、海峡を挟む明瞭な圧力差は存在していないことを示唆する。一方、根室半島沖における流入流出は明瞭な季節変化を示すことから、国後島南部と北太平洋間の局所的な海域でのみ、両海域の圧力差の符号が逆転するような季節変化が生じているのかもしれない。少なくとも、網走-花咲間の水位差を根室海峡内で繋がった南下通過流の指標として、安易に用いることは危険であると判断される。

冬季にみられた南下通過流が西流によって次第に分断されていくように見える海域の中で、知床半島南側の二分岐流は最も早くから形成され、春季から秋季の間、比較的安定した流れパターンを示している。二分岐流の形成初期（春季）は北西風から南西風へ変わる季節にあたり、北上流が強化される4月ころと10月ころは南西風の強まりに同期しているようにみえた。風強制に伴う沿岸湧昇と沈降が関わる二分岐流の形成機構があるならば、沿岸水温にそのシグナルが現れているはずである。そこで、次節では根室海峡北部沿岸に沿った5地点の沿岸水温資料を解析し、沿岸湧昇または沿岸沈降のシグナルの有無を調べる。

## 6. 二分岐流の形成時期における根室海峡北部沿岸に沿った沿岸水温の経月変化

本解析では、根室海峡北部沿岸に沿った相泊（Aid）、八木浜（Yag）、崎無異（Sak）、伊茶仁（Icy）、茶志骨（Cya）の5地点における水深10mの15日平均水温を用いた。Fig. 10(a)は5-8月の流れパターンと水温観測点の関係を示したものであり、L1は相泊（Aid）と八木浜（Yag）の間に位置する二分岐流の境界であり、L2は7-8月にL1より南側で南東流から西流へと変化する境界である。水温観測が実施された3-5地点で空間平均した水温を15日毎に求め、この平均値からの各

地点の水温偏差を計算した。Fig. 10(b)-(f)は各年（1989年、1990年、1992年、1993年、1995年）の空間平均水温時系列図（上段）と水温偏差の空間-時間イソプレット図（下段）である。ここでは、沿岸湧昇もしくは水温低下を示唆する負の偏差値を強調し、灰色領域で示した。

年によって欠測期間や欠測地点が異なり、経年変化も考えられるため、平均値や偏差値の定量的な値を議論することにはあまり意味がなく、ここでは5年間ではほぼ共通した特徴について記述する。まず、空間平均水温の極大時期は8月もしくは9月にあり、このころに海面加熱から海面冷却に変わることが推測される。この水温極大時期を境界に、前半（5-8月）はL1より南側の地点で負の偏差、後半（9月以降）は北側の地点で負の偏差となる傾向がみられる。特に、前半の負の偏差は、北側から南側へゆっくりと伝播しているように見える年が多く、その伝播はほぼ1回きりであることがわかる。その南下伝播速度を概算すると、1-2 cm/sの範囲にある。この負の偏差を内部境界面上昇と考えれば、沿岸湧昇の擾乱が内部ケルビン波として岸を右手にみた伝播であると解釈することができる。しかし、内部ケルビン波が沿岸湧昇を伴い南下する場合、励起される流れは北上流となるため、Fig. 9にみられたこの海域の南下流とは流向が異なり矛盾する。加えて、cm/sオーダーの伝播速度は、内部ケルビン波の伝播速度（密度成層にもよるが、一般には数m/s程度）としては小さすぎるように思われる。このことは、二分岐流南側の南下流の形成が単純な沿岸湧昇では説明できないことを示している。数cm/sのオーダーの伝播速度は、むしろ、二分岐流南側の南下流の流速に近い。そこで、負の偏差を冷たい水塊の移流と考えれば、この南下流の形成は冷水を伴った現象となる。このように推測すれば、負の偏差の伝播が春季から夏季にかけて二分岐流が形成される時期の1回きりであることも理解される。一方、L1より北側が負の偏差、南側が正の偏差となる後半の時期には、明瞭な伝播現象は認められない。

二分岐流の形成機構がわからない現段階では、上述の沿岸水温偏差の特徴が実際に何を意味しているのかを特定することはできない。しかしながら、二分岐流の境界付近を境に南北海域の水温が異なる応答を示しており、

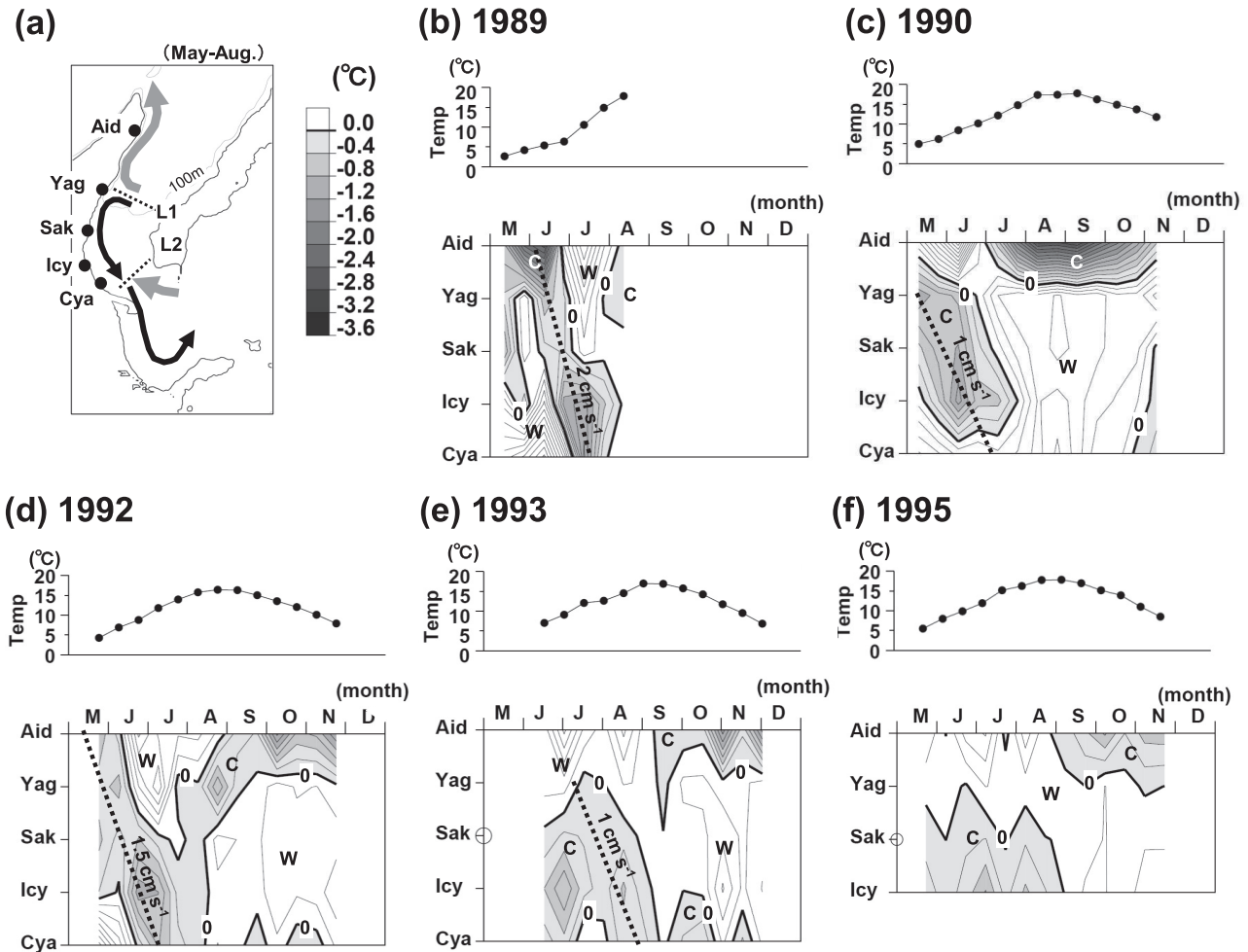


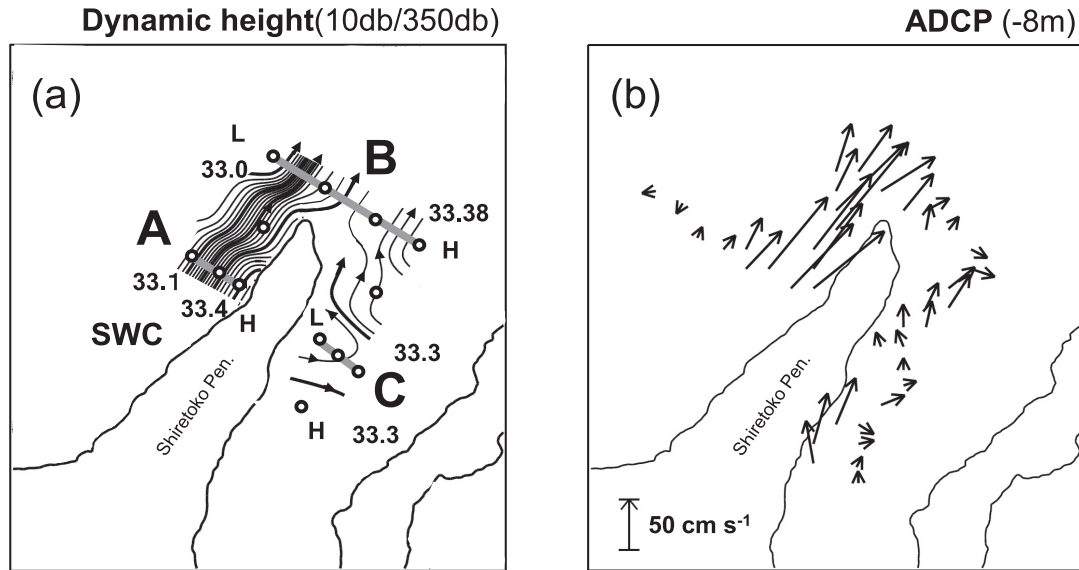
Fig. 10. (a) Schematic illustration of mean surface flow pattern in May to August and five locations of coastal water temperature observations (symbols of ●). Dashed lines of L1 and L2 are spatial and temporal boundaries as discussed in Fig. 7. (b) – (f) Upper panels show time series of spatially averaged 15-days mean water temperature over five or three stations. Lower panels show space-time diagrams of 15-days mean water temperature anomalies, after subtracting the spatially mean variation, in (b) 1989, (c) 1990, (d) 1992, (e) 1993 and (f) 1995. Contour interval is 0.2 °C. Shaded regions indicate the negative anomalies, i.e., relative colder water. Observed station with open circle has no data.

特に、前半にみられた負偏差の伝播現象は二分岐流の形成に関わる冷水の移流を捉えたものと推測される。このような沿岸水温の季節変化から判断して、我々が2008年7月末に行なった海洋観測は、二分岐流の形成に伴う初期擾乱の伝播が終了し、正負の南北水温偏差がちょうど入れ替わる時期に実施されたことになる。

## 7. 2008年7月末における知床半島周辺の海洋構造

### 7.1 知床半島周辺海域における表層流の空間分布

はじめに、2008年7月末の海洋観測における表層流



**Fig. 11.** (a) Horizontal distribution of sea surface altitude estimated from the dynamic calculation. Prior to the interpolating process of altitude values calculated in each station, the area is divided into northern and southern sub-regions by the northeast-southwest axis along Shiretoko Peninsula in order to avoid creating artificial altitude due to the interpolating process. In each of the two sub-regions, all the data are then interpolated, using a Gaussian filter with an e-folding scale of 25km. Contour interval is 0.02 dynamic meter. Arrow on the contour lines denotes the direction of baroclinic geostrophic flow with the relative higher altitude to the right hand side. (b) Horizontal distribution of current vectors at depth of 8 m, obtained by ADCP survey.

の空間分布を示す。Fig. 11(a)は力学計算による海面高度（単位は dynamic meter）の水平分布，Fig. 11(b)は ADCP による水深 8 m の流速ベクトル分布である。力学計算の無流面は水深 350 m とし，海面下 10 m まで鉛直積分した力学高度を描いている。等値線間隔は 0.04 m とし，局所的に力学高度が高い海域に H 印，低い海域に L 印を示し，高い側を右手にみる地衡流を矢印で表示した。スナップショット観測である ADCP データには，遷移的な潮流や吹送流の影響が含まれる可能性があるにもかかわらず，小さく蛇行している様子（半島の南側）を含め，海面高度から推測される流れパターンによく似ていることがわかる。この結果は，ADCP で観測された表層流が比較的深い構造をもった密度境界面変位による地衡流バランスした傾圧流が支配的であったことを示している。力学高度は知床半島北側を北東方向に流れる SWC の沖合で最も低く（-33.0 m），半島先端の南東側で最も高く（-33.38 m），約 40 cm の高度差

がある。それゆえ，平均的な流向は半島の南北両海域ともに北東向きとなる。

我々が知床半島の南側で実測した北東流は，密度境界面変位を伴う二分岐流北側の北上流を捉えたものと考えられる。また，今回の観測で描かれた表層流は，長期平均として作成された Fig. 9 の 5-8 月の表層流とも定性的にはよく似ている。ただし，強い北上流を示すのは半島先端付近の海域であり，半島の南側では沖合から沿岸に向かう流れ成分が顕著となり，時計回り渦流の南西側を捉えているようにもみえる。次節では CTD 観測 16 点から知床半島に対して直交する 3 本の観測線を選択し，半島北側を A 線（S1-S3），半島先端付近を B 線（S5-S8），半島南側を C 線（S10-S12）と名付け，上述の表層流と密度境界面変位および水塊分布の関係について記述する。

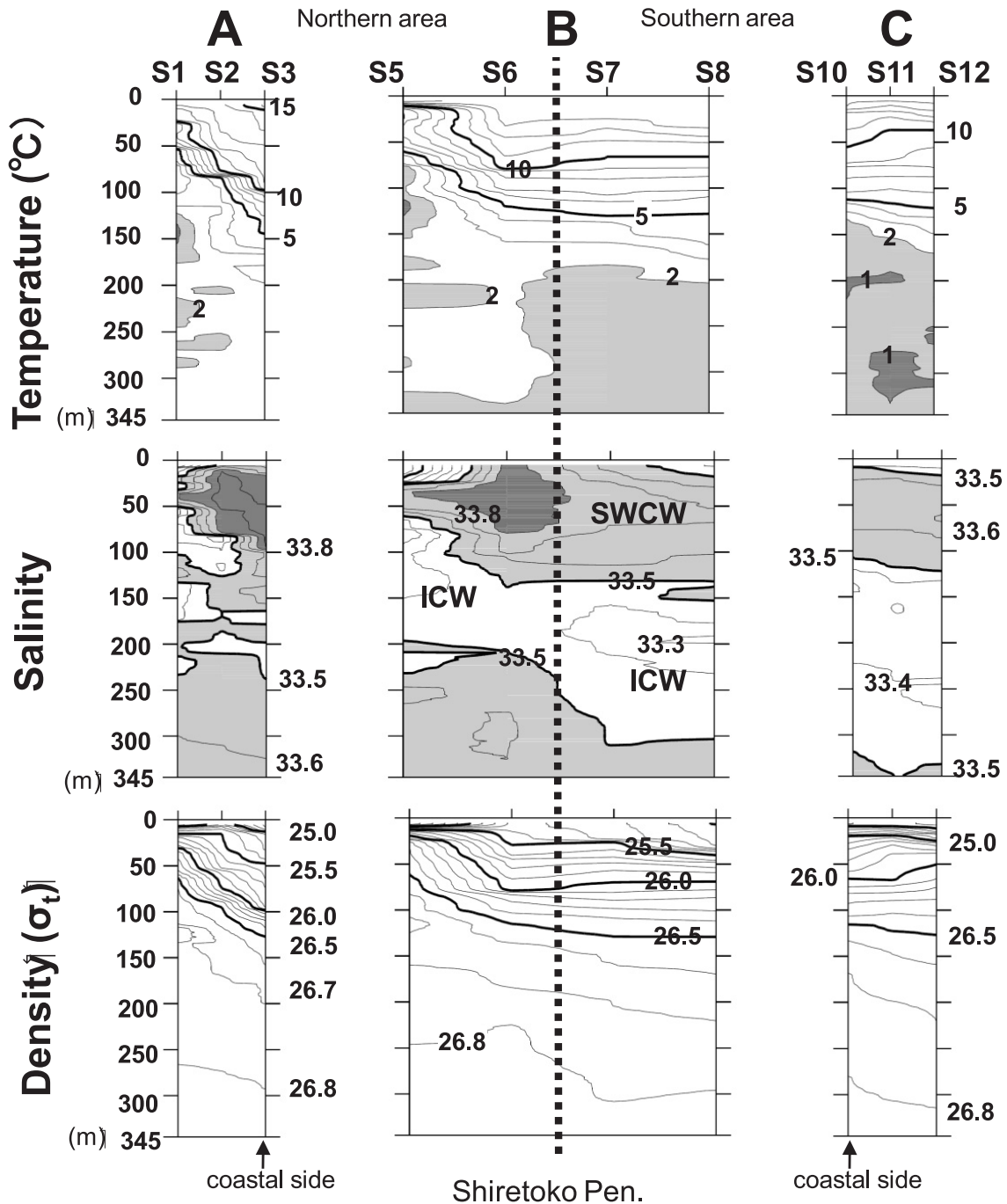


Fig. 12. Vertical distributions of water temperature (upper panels), salinity (middle panels) and density (lower panels) at three cross sections of A (Stns.S1-S3), B (Stns.S4-S8) and C (Stns.S10-S12). Vertical dashed line of section-B denotes the location of Shiretoko peninsula tip. Counter intervals of temperature, salinity and density are  $1.0^{\circ}\text{C}$ ,  $0.1$ , and  $0.1\sigma_t$ , respectively. The dark and light dark hatched areas of water temperature denote the relative colder regions less than  $1^{\circ}\text{C}$  and  $1-2^{\circ}\text{C}$ , respectively. The dark and light dark hatched areas of salinity denote the relative high salinity regions more than  $33.8$  and  $33.6-33.8$ , respectively.



## 7.2 知床半島に直交する3観測線の水温塩分鉛直断面構造

Fig. 11(a)に示したA-C線を南西側からみた水温、塩分、密度の鉛直断面図をFig. 12に示す。なお、生データの前処理としてメディアン・フィルター操作を行なったものの、A線とB線の断面における水温逆転と塩分逆転の変化量が非常に大きく、沖合の観測点S1とS5の水深100-150mには密度逆転が残ったままの結果となっている。等値線の間隔は水温が1°C、塩分が0.1、密度が0.1 $\sigma_t$ である。また、水温2°C以下を薄い灰色、1°C以下を濃い灰色で表示して水温逆転を強調し、塩分33.5以上を薄い灰色、33.8度以上を濃い灰色で表示して、高温高塩のSWCWと低温低塩のICW (Intermediate Cold Water; 中冷水, Takizawa (1982))の存在位置を強調した。B線断面図に示した縦太点線は、知床半島の先端位置を示す。

半島北側のA線断面をみると、水温5°C-10°Cに明瞭な躍層があり、10°C以上の浅い領域には塩分33.8以上のSWC中核水が存在し、5°C以下の深い領域には多数の水温および塩分の逆転層が存在する。この水温躍層に対応した26.0 $\sigma_t$ -26.5 $\sigma_t$ の密度躍層は、沿岸近傍(S3)で水深100m付近に位置し、沖合へ向かって急激に浅くなる。すなわち、SWCは沿岸に捕捉された回転系の密度流として存在していることがわかる。そして、半島先端のB線断面では、SWCが捕捉されていた沿岸境界がなくなるにもかかわらず、断面北側(S5-S6)では水深30-100mにおいて、SWCに伴う海洋構造が継続して認められる。すなわち、大きく傾いた水温躍層と密度躍層の存在と高塩分水で特徴付けられるSWC中核水の存在である。ただし、この断面の水温躍層および密度躍層よりも深い領域では、塩分極小で特徴付けられるICWがA線断面よりも明瞭に分布している。一方、B線断面の南側(S7-S8)における水温・塩分・密度の水平勾配はいずれも小さくなり、塩分33.8以上のSWC中核水も存在していない。Fig. 11に示された表層流は、知床半島北側を北上するSWCが半島先端を迂回して、半島南側の海域に直接侵入する流れがないことを示していた。このような流れ分布から、半島南側では塩分33.8以上のSWC中核水が現れていないことが理

解される。B線断面の南側(S7-S8)と似た海洋構造は、半島南側のC線断面にみられる。ただし、この観測線では水深50mを境に、二つの異なる勾配をもつ水温層および密度層がある。一つは水深50m以浅で岸に向かって深くなる沿岸沈降の傾向を示唆する密度層、もう一つは水深100m以深で岸に向かって浅くなる沿岸湧昇の傾向を示唆する密度層である。この沿岸湧昇的な海洋構造は水深300mまでみられ、深い水深の密度等値線(例えば、26.8 $\sigma_t$ )ほど傾きの勾配は大きい。深い水深側に無流面があると仮定すれば、前者の浅い密度等値線の傾きは南西向き、後者の深い密度等値線の傾きは北東向きの傾圧流となる。よって、力学計算により表現された知床半島南側の北東流(Fig. 11)は小さな蛇行を示しながらも、C線断面の100m以深にみられた沿岸湧昇を示唆する等密度線の傾きから計算されたものである。

本観測のADCPで捉えられた半島南側の北東流の流速値は、50m以浅にみられた沿岸沈降を示唆する等密度線の傾きに対応した南西向き傾圧流との重ね合わせによって、いくらか弱められていると考える。表層付近の密度躍層の傾きが数日周期の風強制によって容易に変化することは、すでに、佐藤ほか(2007)の研究で指摘されている。彼らのFig. 12をみると、表層の密度躍層が沿岸湧昇または沿岸沈降を示す異なる観測時期であっても、本観測と同様に、100m以深の等密度線は常に沿岸湧昇の傾向を維持していることが読み取れる。

## 7.3 T-Sダイアグラムで表示した水塊分布

S1-S16全地点のデータを用いて作成したT-S(水温-塩分)ダイアグラムをFig. 13に示す。知床半島よりも北側に位置するS1-S6の値を○印、半島よりも南側に位置して100m以深にあるS7-S13を×印、100m以浅(陸棚域)にあるS14-S16を印で示し、ここでは微細構造はみないため、水深方向に10m間隔でサブサンプルした値をプロットしている。Takizawa(1982)の研究で定義されたSWCWは水温7°C以上、塩分33.7以上、ICWは水温2°C以下、塩分32.7-33.4であり、両水系の範囲を枠線で囲っている。

水温5°C以下の冷水は100m以深の深い海域(S1-

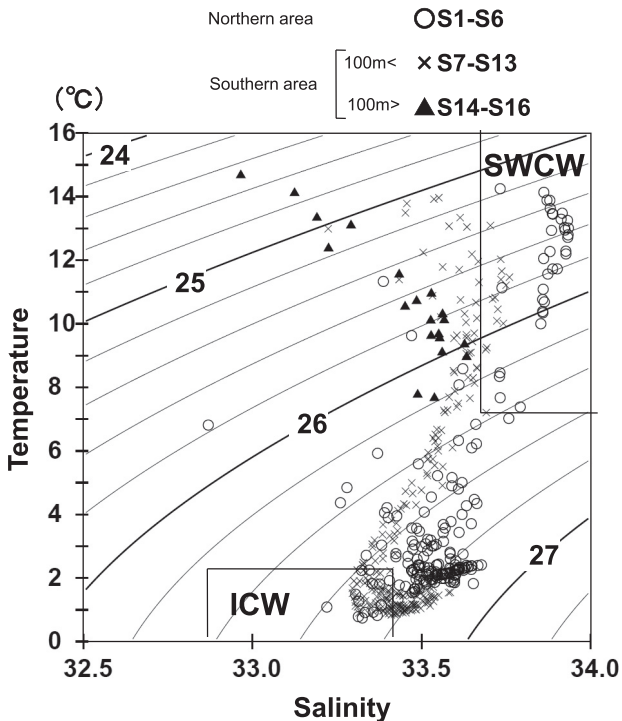


Fig. 13. T-S (temperature-salinity) diagram based on the hydrographic data on July 2008 around Shiretoko Peninsula. Open circles, crosses and solid triangles indicate the data of S1-S6 (north of the peninsula), S7-S13 (south of the peninsula, but deeper area >100 m) and S14-S16 (south of the peninsula, but shallower area <100 m), respectively. Definition of water masses based on Takizawa (1982) was used as following : Soya Warm Current Water (SWCW) with  $T > 7^\circ\text{C}$  and  $S > 33.7$ , Intermediate Cold water (ICW) with  $T < 2^\circ\text{C}$  and  $32.7 < S < 33.4$ .

S6 の○印と S7-S13 の×印) にしか存在せず、密度  $26.7\sigma_t$  付近で大きく「く」の字に折れ曲がる TS 分布は半島を挟んだ南北両海域で共通してみられる。この密度帯は水温極小と塩分極小を同時に示す ICW である。ここには示さないが、この密度  $26.7\sigma_t$  付近を拡大した T-S ダイアグラムをみると、半島南側の S7-S13 (×印) ほど水温と塩分の極小値が低く、ICW の枠内に数多く収まっている。一方、半島北側の S1-S6 (○印) はバラツキが大きく、ICW の枠内に収まる水塊は部分的である。よって、ICW の起源に近い水塊の存在場所は半島南側にあると判断され、半島北側の SWC 下部では

SWCW と ICW の間で二重拡散現象が想定されるような活発な鉛直混合が起きている最中であることが示唆される。

水温  $5^\circ\text{C}$  以上の暖水は全観測点に存在しているが、便宜上 3 つに区分した海域で塩分値が大きく異なる。先にみたように、水温  $5^\circ\text{C}$  は水深 100 m 以浅にある水温躍層にほぼ対応し、それゆえ、以下の記述は表層水を対象にしたものになる。最も高塩な表層水は半島北側 (○印) にあり、明らかに SWCW である。最も低塩な表層水は半島南側の水深 100 m よりも浅い海域 (#印) にあるが、深い水深 (70 m 付近) ほど高塩の SWCW に近い水である。両海域の中間に位置する半島南側の水深 100 m より深い海域 (×印) では、両海域の TS 関係のちょうど中間に分布している。このような TS 分布より、知床半島北側の SWCW 表層水が半島南側を起源とする河川水との水平混合で低塩化している可能性、もしくは二分岐流の境界付近で海峡の東側から輸送されるオホーツク海表層水がたまたま中間の塩分値をもっていた可能性が推測される。ただし、このような低塩化は表層ほど顕著であり、陸棚底層では沖合からの SWCW の侵入が示唆される。同様の塩分分布の水平および鉛直構造が春季にもみられることが、小熊ほか (2007) でも指摘されている。

## 8. まとめと考察

主として ADCP のデータ解析によって示された根室海峡内の表層流は、冬季にのみ南下通過流が存在し、春季から秋季にかけてこの南下通過流が次第に分断されていく様相を示した。本節のまとめでは季節変化の代表として、冬季 (12-3 月) と夏季 (5-8 月) における海峡内の流れパターンの模式図を Fig. 14 に示し、海峡内の流動構造について考察する。なお、網走-花咲間の水位差を根室海峡内で繋がった南下通過流の指標として用いることは危険であると判断し、本考察では海峡を挟む圧力差の季節変化については議論しない。両季節の平均風は海峡南部の納沙布 (Nos) の時系列 (Fig. 2 下段) を参考にして図の上段に白抜き矢印で表示し、夏季の灰色矢印は SWCW を伴う流れ、他の黒矢印は本解析により示された表層流、破線矢印は補足的な解析と考察を通し

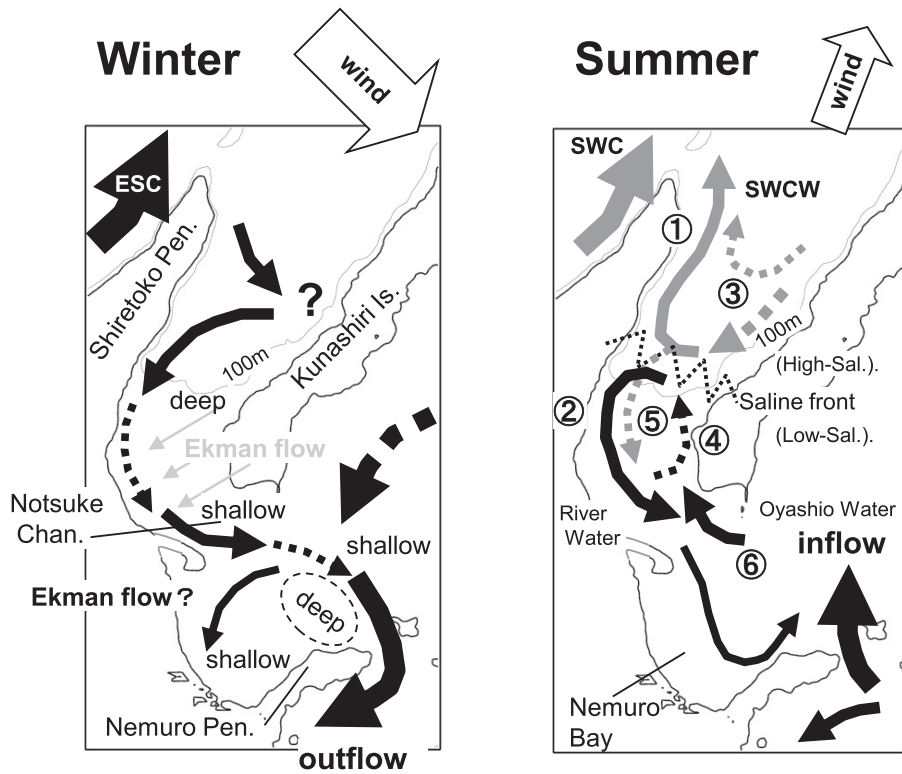


Fig. 14. Summary of inferred surface flow patterns (black or gray arrows) and wind vectors (open arrows) around Nemuro Strait in winter (Dec.–Mar.) and summer (May–Aug.).

て推測される流れである。

冬季の知床半島北側では北東向きの ESC が卓越し、海峡内の南下通過流は蛇行しながら、根室半島先端から北太平洋へ抜けているように見える。冬季の強い海面冷却によって、浅い海域（水深 100 m 以浅）は海底付近まで鉛直混合された均一水となっている状況が想定される。知床半島側の南下流の形成要因として、冬季に卓越する北西季節風による表層エクマン流（Ekman flow）が海水を知床半島側の沿岸域に堆積させることで励起される吹送流が考えられる。海峡中間部の浅瀬を通過した後の南下流は根室半島北側の深み（deep で表示）を迂回する蛇行流となっている。このとき、根室半島先端付近では北太平洋側への流出（outflow）となっているため、上述の南下流と繋がり、海峡通過流が形成されているように見える。ところが、根室半島先端付近における北太平洋側への流出流は冬季よりも半年も前の季節（8 月ころ）から存在しているため、少なくとも、冬季の南

下通過流に連動して形成された流出流ではないと判断される。それゆえ、根室半島先端付近における北太平洋側への流出流は根室海峡内の吹送流が形成した流れではなく、国後島の南部海域からの流れ（太破線矢印で模式的に表示）が起因となっている可能性が高いと推測される。以上の考察の結果、冬季にみられた南下通過流は、北西季節風により励起された吹送流（12–3 月）が根室半島先端付近における北太平洋側への流出流（8–4 月）と一時的に繋がった流れとみるべきであろう。

春季から秋季における海峡内の流れパターンの中で、流速値が大きく、比較的安定した表層流の構造は、知床半島南部海域に①と②の矢印で示した二分岐流である。この二分岐流は、佐藤ほか（2007）が夏季の海洋観測で指摘した北部根室海峡の中央付近からの SWCW の流入現象に対応しているものと考えられる。ただし、佐藤ほか（2007）が行った南西風強制のモデル計算では二分岐後の南下流が再現されておらず、これは海峡中央部以南の

水温塩分場がモデルで再現されていないことが原因かもしれない。我々が夏季に実施した海洋観測結果からは、半島北側の SWC は半島を迂回して半島南側には直接侵入していないこと、二分岐流北側の北上流①は 100 m 以深にみられる沿岸湧昇を示す密度場に関連した傾圧流であることが示された。それゆえ、この深い海洋構造をもった北上流に繋がる国後島側の流れは、少なくとも、100 m 以深の海域（陸棚外の海域）にあり、流れの連続性を考えれば、③の破線矢印で示した国後島沖を南下する流れの存在が推測される。二分岐流が形成されている時期の季節風は継続した南東風の期間であり、さらに、二分岐流北側の北上流は 4 月ころと 10 月ころの南西風の強まりに同期して強まっていた。ここでは風励起による二分岐流の北上流の形成機構について考察してみよう。まず、春季から秋季の間で継続する南西風は知床半島側で北上流を伴う沿岸湧昇、国後島側で北上流を伴う沿岸沈降を生じさせる。このとき、励起される地形性波動（陸棚波）の伝播方向を考えれば、知床半島側の沿岸湧昇に伴う擾乱（北上流）は常に国後島側へ伝播することになる。よって、知床半島側の沿岸湧昇による北上流が国後島側へ伝播すると南下流となり、この南下流は国後島側で励起される沿岸沈降（または北上流）を弱める。さらに、風強制による波の発達を考慮すれば、国後島側で励起される北上流よりも、対岸から伝播してきた南下流の方が十分に発達していると考えられ、このような吹送流は上述の推測南下流③とも矛盾しない。また、二分岐流の境界付近の表層には小熊ほか（2007）でも指摘された塩分フロント（Saline front）の存在が確認され、二分岐流南側の南下流の沖合には南部海域の河川水を北側へ移流させる流れ（④破線矢印で示した推測北上流）の存在、もしくは国後島沖を南下する流れ③の表層水が低塩分水を伴っていることが推測される。沿岸水温資料の解析から、二分岐流の形成初期（春季から夏季）の沿岸域では、二分岐流南側の南下流に伴って、冷たい水塊が移流されていることが推測された。加えて、夏季の海洋観測では、100 m 以浅の陸棚底層において、低温低塩化した SWCW が陸棚底層へ侵入している様子を捉えることができた。これらの解析と観測結果から、二分岐流南側の南下流②の形成には、先に推測した国後島沖の南下流③に伴う水塊（冷水）の一部を浅い陸棚上へ引き上

げている底層流⑤の存在が関係しているのかもしれない。二分岐流南側の南下流は、春季には根室半島付近まで継続して存在するが、夏季になると、野付水道付近の浅瀬から現れ始める西流⑥によって途切れてしまう。秋季において、この西流は海峡内全体で卓越した流れとなる。秋季においても南西風が卓越しており、冬季に近づくとつれて、次第に西風が支配的となる。この風向は西流とは明らかに逆向きであり、西流となる原因を単純な吹送流では説明できないと思われる。5-8 月の一時期において、根室半島先端付近では北太平洋側からの流入流（inflow）へと変化する。根室半島沖の流入流出の季節変化を支配する物理的要因についてはわからないが、北太平洋側からの流入により親潮系の低塩分水が海峡内へ供給されている可能性が考えられる。これは秋季に低塩分水が国後島側の沖合から出現することを推測した小熊ほか（2007）の指摘とも矛盾しない。すなわち、風向とは逆向きの西流の出現が根室半島沖を北太平洋側からの流入する親潮系水の流動と何らかの関係があることが推測される。

Fig. 14 に描いた流れパターンはいくつもの推測の上にならまとめられており、推測自体が今後の研究課題となる。明らかにすべき重要な課題は大きく二つに整理され、一つは知床半島南部海域における二分岐流の形成要因の解明、もう一つは根室半島先端付近の季節的な流入流出を駆動する物理的要因の解明である。

## 謝辞

知床半島周辺海域の観測を実施するにあたり、海洋観測を快く行って頂いた北海道大学水産学部附属練習船うしお丸船長をはじめ、士官、乗組員の皆様、根室海峡の北部沿岸域で水温モニタリング観測を実施された羅臼・標津漁業協同組合の皆様、そして、このモニタリング資料を提供して頂いた有限会社北翔電子の瀧和彦氏に心より感謝致します。また、本研究をまとめるに際して何度も有益なコメントを頂いた二人の査読者と編集委員である北海道東海大学の河野時廣教授に深く感謝致します。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科学研究費（「気候変化と人間活動にตอบสนอง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する。

### 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.
- 磯田豊・黒田寛・明正達也・本田聡 (2003) : 沿岸親潮の海洋構造とその季節変化. 沿岸海洋研究, **41**, 5–12.
- Itoh, M. and K., Ohshima (2000) : Seasonal Variation of Water Masses and Sea Level in the Southwestern Part of the Okhotsk Sea. J. Oceanogr., **56**, 643–654.
- 海岸昇降検知センター (2002) : 海岸昇降検知センター潮位年報
- 小林直人・磯田豊・高津哲也・山口秀一・木村修 (2004) : 練習船 ADCP を用いた迅速な海流情報提供に向けて—ADCP の品質管理処理プログラム—. 北大水産後援報, **55**, 97–103.
- 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.
- 大谷清隆 (1989) : 親潮水形成に関わるオホーツク海の影響. 海と空, **65**, 63–83.
- 小笠原惇六 (1990) : 北海道東部・南部沿岸海域 II 物理. 続日本全国沿岸海洋誌, 473–483.
- 小熊幸子・川崎康寛・東屋知範 (2007) : 根室海峡における春季および秋季の水質変化過程. 海の研究, **16**, 361–374.
- Oguma, S., T. Ono, A. Kusaka, H. Kasai, Y. Kawasaki, and T. Azumaya (2008) : Isotopic Tracers for Water Masses in the Coastal Region of Eastern Hokkaido. J. Oceanogr., **64**, 25–539.
- 佐藤政俊・河野時廣・川崎康寛 (2007) : 夏季の北部根室海峡における風による宗谷暖流の流入過程. 海の研究, **16**, 455–470.
- 佐藤政俊・河野時廣・川崎康寛 (2008) : 夏季の北部根室海峡における風による宗谷暖流の流入過程—観測結果および数値実験結果—. 海と空, **84**, 101–108.
- 杉浦次郎 (1956) : 北海道近海における潮汐について. 日本海洋学会誌, **12**, 117–119.
- Takizawa, T. (1982) : Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk sea. J. Oceanogr. Soc. Japan, **38**, 281–292.
- 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.

## Seasonal Variations of Surface Flow Patterns in the Nemuro Strait

Fumihiro Mori<sup>†</sup>, Yutaka Isoda<sup>‡</sup>, Syoko Abe<sup>†</sup>, Naoto Kobayashi<sup>\*\*</sup>,  
Hiroshi Yahaba<sup>‡</sup> and Yasuhiro Isogai<sup>‡</sup>

### Abstract

Long-term direct current velocity (GEK and ADCP), wind, coastal sea level, coastal water temperature and snapshot hydrographic data were used to describe the typical seasonal variations of surface flow patterns in the Nemuro Strait. At the southern end of the Strait, we find a remarkable seasonal patterns change with a clear one-year cycle in the inflow into the Strait (May to August) and the outflow to the North Pacific (other months). However, it seems that such in/outflow variation never synchronize with the seasonal flow patterns in the Strait. During the winter season when the northwesterly wind blows, we infer that the southward wind-induced passage-flow through the Strait may transiently connect to the outflow at the southern end of the Strait. During the other seasons when the southwesterly wind is intensified at two times in spring and autumn, stable bifurcation flow (i.e., the northern northward and southern southward branch flows) forms around the deeper area at the northern part of the Strait (i.e., south of the Shiretoko peninsula). Since the northward branch flow strengthens at the corresponding season of intensified southwesterly wind, one possible mechanism of bifurcation flow is the wind-driven current. On the other hand, the southward branch flow is gradually interrupted by the westward flow, which begins to appear around the shallower area at the central part of the Strait in summer and dominates at the southern Strait in autumn.

**Key words:** Nemuro Strait, GEK, ADCP, seasonal variation, surface flow pattern

(Corresponding author's e-mail address: fumihiro-11@ees.hokudai.ac.jp)

(Received 11 March 2009; accepted 10 January 2010)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2010)

---

<sup>†</sup> Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, N10, W5, Kita-ku, Sapporo 060-0810, Japan

<sup>‡</sup> Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hakodate 041-8611, Japan

<sup>\*\*</sup> Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hakodate 041-8611, Japan