

— 論 文 —

富山湾周辺海域における表層流の季節変化*

相木 智一†・磯田 豊†・矢部 いつか†・黒田 寛‡

要 旨

対馬暖流の沿岸分枝流の形成には陸棚地形が重要な役割を果たしているが、この分枝流の流路にある陸棚域は富山湾周辺で一端途切れている。過去の水温データ解析から、富山湾の東側における分枝流は沖合へ離岸した傾圧流と推測されているが、実際の流れのパターンとその季節変化については明らかにされていない。

本研究では、長期間に蓄積された GEK (Geomagnetic ElectrokinetoGraph)・ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)・沿岸水位のデータを用いて、富山湾周辺海域における表層流の季節変化を解析した。佐渡島(小木)と日本列島沿岸(輪島, 富山, 柏崎)における水位差の季節変化には、東向き表層流の強まる時期が7月と11月の2回あることが示された。この結果をもとに、一年間を5季節に区分し、GEK・ADCP 両データを用いて表層流の季節空間分布図を作成した。まず、年間を通した流れとして、“能登半島の西側における39°N付近を境界とした東向き沖合流と、日本列島付近の東向き沿岸流とに二分岐した流れが、佐渡島周辺(能登半島の東側)で合流する”，と特徴付けられる流れのパターンが認められた。すなわち、佐渡島の西側には一年を通して北東流が存在する。一方、富山湾周辺における流れパターンには明瞭な季節変化が示され、その流れ解析の空間解像度を高めることによって、二つの流れパターンの存在も明らかに示された。その第一の流れは富山湾内へ流入する流れ(湾の西側に沿った沿岸分枝流)であり、4月～9月に顕著にみられ、9月には弱まる。そして、他の流れは湾口を横断する流れ(能登半島北部から佐渡海峡に向かう傾圧流)で年間を通して存在し、湾内流入流が消滅後の秋季に最も明瞭になることも判明した。

キーワード：沿岸分枝流，陸棚地形，富山湾，GEK，ADCP，水位差

1. はじめに

対馬海峡から流入した対馬暖流は海峡出口付近で二分岐し、一つは西岸境界流として韓半島に沿って北流(East Korean Warm Current: 東韓暖流もしくは第三分

枝流)し、もう一つは沿岸境界流として日本列島沖の陸棚もしくは陸棚斜面に沿って東流(沿岸分枝流)している。後者の沿岸分枝流の力学構造と季節変化については、水温・塩分解析と数値モデルを用いた Kawabe (1982a, b, c) による一連の研究で初めて議論された。

これらの研究によれば、沿岸分枝流は対馬海峡-隠岐島間の陸棚域では更に二分岐し、沿岸側の第一分枝流は陸棚上に捕捉されて少なくとも3月～8月に存在するものの、沖側の第二分枝流は陸棚縁(永年躍層が陸棚斜面と交差するところ)に捕捉され、対馬暖流の流入量

* 2005年4月7日受領；2007年2月24日受理

著作権：日本海洋学会，2007

† 北海道大学大学院水産科学研究院，

〒041-8611 函館市港町3-1-1

主著者 e-mail address : aiki@sola3.fish.hokudai.ac.jp

‡ (独) 水産総合研究センター中央水産研究所海洋生産部，

〒780-8010 高知市棧橋通6-1-21

が多くなる夏季にみられる遷移的な流れであることを示している。その後、Katoh (1994, 1996) による夏季の ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) 往復観測によって、潮汐流成分を除去した実測流として、これら第一・第二分枝流の存在が確認された。隠岐島周辺の流れ場の季節変化は、矢部・磯田 (2005) により表層 ADCP データの長期平均場として提示されている。その解析によると、成層期 (春季～秋季) は隠岐島迂回流と隠岐海峡 (隠岐島と島根半島の間) を通過する流れに二分岐するものの、非成層期 (冬季) の海峡通過流は存在せず隠岐島迂回流のみとなる。隠岐島東側の狭い陸棚域における沿岸分枝流の ADCP 往復観測は Hase *et al.* (1999) が夏季に行ない、隠岐島以西でみられた構造と同じ第一・第二分枝流の存在を確認した。さらに、彼らは陸棚縁付近の第二分枝流が強い傾圧構造であることを注目し、Kawabe (1982a) の解析と同様に、日本列島に沿った永年躍層の季節変化を研究した。その結果、陸棚縁付近の永年躍層の岸沖勾配が春季～夏季に強化されながら対馬海峡から能登半島まで伝播 (約 7 cm s^{-1}) することが明らかとなり、Kawabe (1982a) が示した遷移的な第二分枝流の形成が能登半島までは継続されていることを調査研究によって実証した。しかし、この永年躍層の傾きは能登半島北東側の海域では陸棚域に捕捉されず、1,000 m 以深の沖側に形成されることも報告している。中田ら (2002) は、この能登半島以西で陸棚に捕捉された沿岸分枝流 (第二分枝流) が半島以東で沖合に離れる現象であることを注目して、その力学機構を二層の数値モデルを用いて推測した。モデルから推測された永年躍層の傾きが沖合へ移動する理由は、陸棚上に捕捉された沿岸分枝流が、陸棚が途切れる富山湾 (能登半島の東側) で獲得される正の渦度 (発散項) と負の渦度勾配の移流 (非線形項) がバランスすることにより、沖合に前線を伴った時計回りの表層渦が下流側に移流されるため、としている。

以上が、過去に行なわれた対馬暖流の沿岸分枝流に関する研究の総括である。能登半島以西の沿岸分枝流の季節変化に関しては、水温・塩分や永年躍層の季節変化の記述に、断片的な ADCP による実測流の情報が加えられて、その実態が明らかにされつつある。一方、能登半島以東、特に、陸棚が途切れる富山湾付近にお

ける沿岸分枝流の大きな流動構造変化が期待されながらも、流れの記述は未だに推測の域を出ていない。これは、過去における富山湾周辺海域の流れの記述が水温・塩分解析による間接的な傾圧流の情報をもとにしており、傾圧流成分を含む実測流の情報が欠けていることによる。

ここに、本研究では長期間に蓄積された実測流である GEK (Geomagnetic ElectrokinetoGraph) と ADCP データおよび表層流 (地衡流) の相対的な強さの指標である水位差の情報を用いて、富山湾周辺海域における平均的な表層流の季節変化を記述することを目的とした。解析範囲とした富山湾周辺海域とその海底地形を Fig. 1 (a) に示す。図のほぼ中央を北側に突き出した半島が能登半島 (Noto Peninsula) である。沿岸分枝流の上流側である対馬海峡から続く 200 m 以浅の陸棚は能登半島北部まで存在し、その陸棚幅は半島北部で最も広がり、白山浅堆 (Hakusan shoal) と称される浅瀬を形成している。能登半島東側の富山湾 (Toyama Bay) では陸棚が急激に衰退し、沿岸から 10 km 以内で 1,000 m 以深にも達する急深な陸棚斜面となっている。この深みは北側の大和海盆 (Yamato Basin) に繋がるもので、富山海谷 (Toyama trough) を形成している。能登半島の対岸には佐渡島 (Sado Island) があり、佐渡島と本州の間は佐渡海峡 (Sado Strait) と称されている。佐渡海峡の中央は 500 m 以深もあり、海峡の南北側が 200 m 以浅の浅瀬地形となっている。よって、200 m 以浅の陸棚が再び発達し始めるのは佐渡海峡以北の海域である。

陸棚上の細かな海底地形変化を強調することと陸棚地形に捕捉された傾圧流が第一次近似として保存するポテンシャル渦度の指標として、相対渦度を無視した f/H (f はコリオリパラメータ, H は水深) の水平分布図を Fig. 1 (b) に示した。もし、沿岸分枝流が流速の小さい (線形の範囲で近似できる) 傾圧流であれば、テラー・プラウドマンの定理に従い、この図の等値線に沿った流れが期待される。太実線で強調した $f/H = 4 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ の等値線は水深 200 m にほぼ対応し、この水深はちょうど陸棚縁に相当する。 $f/H > 4 \times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ の等値線 (陸棚上) の分布から、若狭湾 (Wakasa Bay) の東端で陸棚幅が極端に狭くなり、能登半島北側の白山浅堆は三箇所の浅瀬で構成されている

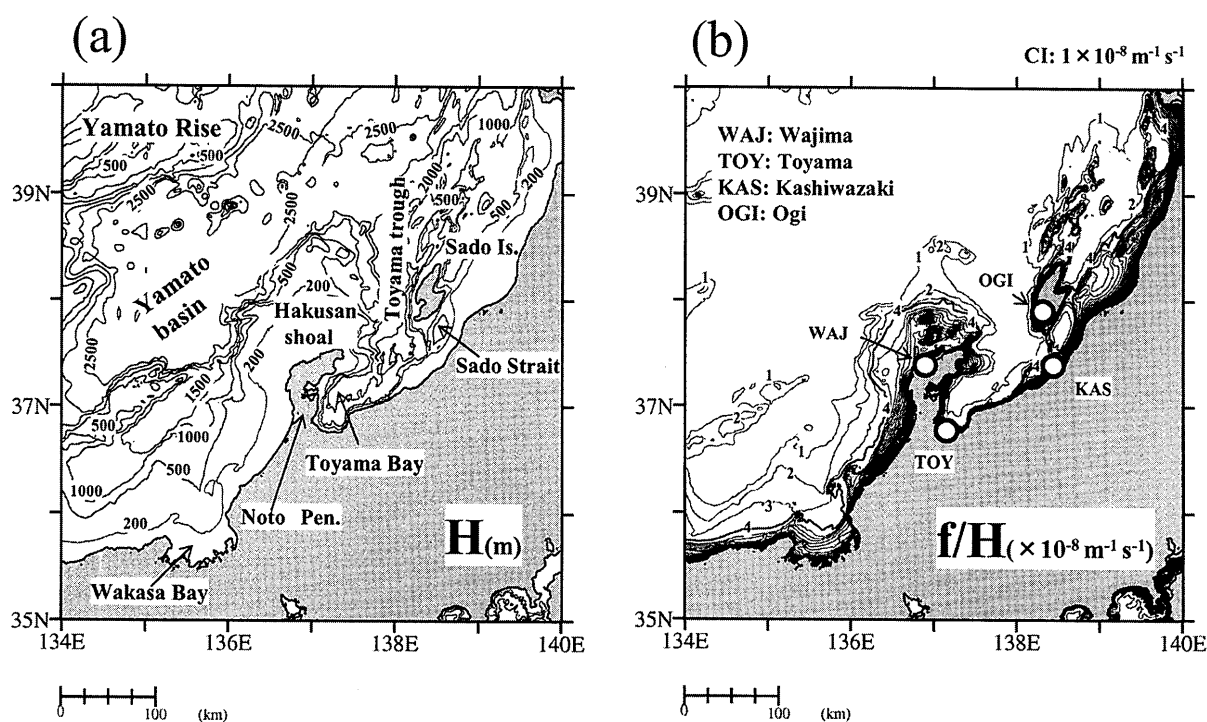


Fig. 1. (a) The bottom topography around the Toyama Bay and the analyzed area for GEK and ADCP data. (b) The spatial distribution of potential vorticity with zero relative vorticity, i.e., f/H (H is a depth and f is Coriolis parameter). Open circles indicate the positions of four tidal stations used in the present study.

ことが分かる。富山湾内は f/H の分布によって表されるように、ほぼ壁に近く、上流側で陸棚に捕捉された順圧流が f/H を保存しながら湾内に進入できた場合、それは沿岸付近の強い流れとなることが推察される。ところが強い流れになれば、線形近似が成り立たなくなり、 f/H の保存性も崩れてしまうであろう。それゆえ、Hase *et al.* (1999) や中田ら (2002) に議論されたように、富山湾付近の沿岸分枝流が上流とは異なる力学構造 (陸棚に捕捉されない流動構造) となっている可能性がある。

2. 解析資料

本研究で使用した流速流向データは、2004年現在において登録されている $35^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $134^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ の海域 (地形図を示した Fig. 1 の範囲) に含まれる GEK・ADCP データである。解析期間は、GEK データは 1955 年～1992 年の 38 年間、ADCP データは 1986 年～2002

年の 17 年間である。GEK は表層付近の流速流向データであり、ADCP のほとんどが 20 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。なお、GEK と ADCP のデータ総数は、それぞれ 23,870 個と 671,059 個であり、以下の解析では GEK と ADCP データを区別せず、表層流速データとして取り扱った。

日本列島に沿った東向き表層流の季節的な強弱については、地衡流平衡の仮定のもとに、沖合と岸側との水位差を指標とすることができる。本研究では富山湾を囲むように、沖合の地点として佐渡島の小木 (OGI)、岸側の地点として能登半島北部の輪島 (WAJ)・富山湾内の富山 (TOY)・佐渡海峡内の柏崎 (KAS) の計 4 地点の検潮所を選択した。各検潮所における月平均水位と月平均海面気圧データは海岸昇降検知センター (<http://cais.gsi.gp.jp/cmdc/centerindex.html>) から入手し使用した。解析期間は ADCP データと同期間である 1986 年～2002 年の 17 年間である。

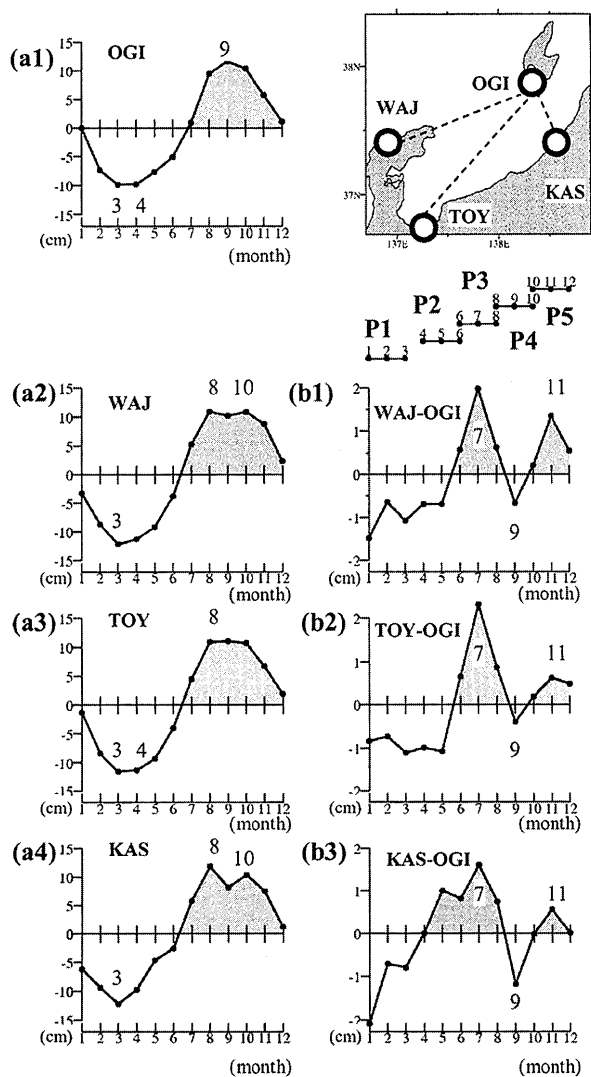


Fig. 2. (a1)–(a4) Mean annual variations of sea level anomalies at Ogi (OGI), Wajima (WAJ), Toyama (TOY) and Kashiwazaki (KAS) after removing the linear trend during 17 years (1986–2002). (b1)–(b3) Mean annual variations of sea level difference between WAJ and OGI (b1), TOY and OGI (b2) and KAS and OGI (b3). These differences are obtained by subtracting the monthly values at OGI from those at WAJ, TOY and KAS, respectively, and also they are normalized by standard deviations.

3. 解析結果

3.1. 富山湾周辺の沿岸水位および水位差の季節変化

まず、4地点の月平均水位は月平均海面気圧を用いて気圧補正 (-1 cm hPa^{-1}) を行なった。次に、長期の地

殻変化もしくは長期の水位変化の影響を除去するために、観測点毎に解析期間 (17年間) の線形トレンドを最小自乗法により求めた。この線形トレンドを除去した水位データを用いて、17年平均の経月時系列を作成し、Fig. 2 (a1)–(a4) に示した。これらの季節変化は似たような傾向を示し、3月～4月に極小、8月～10月に極大となっていた。季節変化の振幅は本州側3地点 (輪島・富山・柏崎) が10～12 cm、沖合の小木が10 cm程度で幾分小さな値となっていた。

本州側3地点と小木 (佐渡島) との水位差を計算し、それぞれの経月変化の標準偏差で規格化した時系列を Fig. 2 (b1)–(b3) に示す。各地点間の表層流が地衡流平衡にあると仮定すれば、極大値は本州を右手にみる流れ (輪島から富山を経由し、柏崎への東向き通過流) が強くなり、極小値は弱くなる (もしくは逆流する) ことを意味する。このような仮定をもとに水位差の季節変化を究明すると、3地点の組み合わせは、ともに東向きの通過流が年に2回 (7月と11月) ほど強まっていることになる。

3.2.2 節で取り扱う表層流の季節変化に関しては、本節の解析結果から、季節区分は次の様式が妥当である。岸沖方向の水位差が小さいことから通過流が比較的弱いと推測される1月～3月 (期間 P1)、6月以降 (WAJ—OGI・TOY—OGI) の水位差の上昇から通過流速が増加し始めると推測される4月～6月 (期間 P2)、1回目の極大水位差を示すことから通過流が強いと推測される6月～8月 (期間 P3)、1回目と2回目の極大水位差の間 (すなわち、極小水位差) となる9月を中心とした8月～10月 (期間 P4)、そして2回目の極大水位差となる10月～12月 (期間 P5) である。なお、上記の季節区分において重なる月があり、これはデータ数を増やして空間的な欠測格子をできるだけ少なくするために必要であった。まず、表層流の指標と考えた水位差の解析から、興味深い時期と考えられる2回の水位差極大期 (期間 P3 と P5) の流れ場は、3.2.2 節で記述するように、その違いを3か月平均場として表現することができる。一方、その中間である極小期 (期間 P4) の流れ場を9月だけのデータで作成したが、欠測格子が多いために意味ある空間分布を得ることができなかった。本研究では、9月を含む3か月平均 (期間 P4) の流

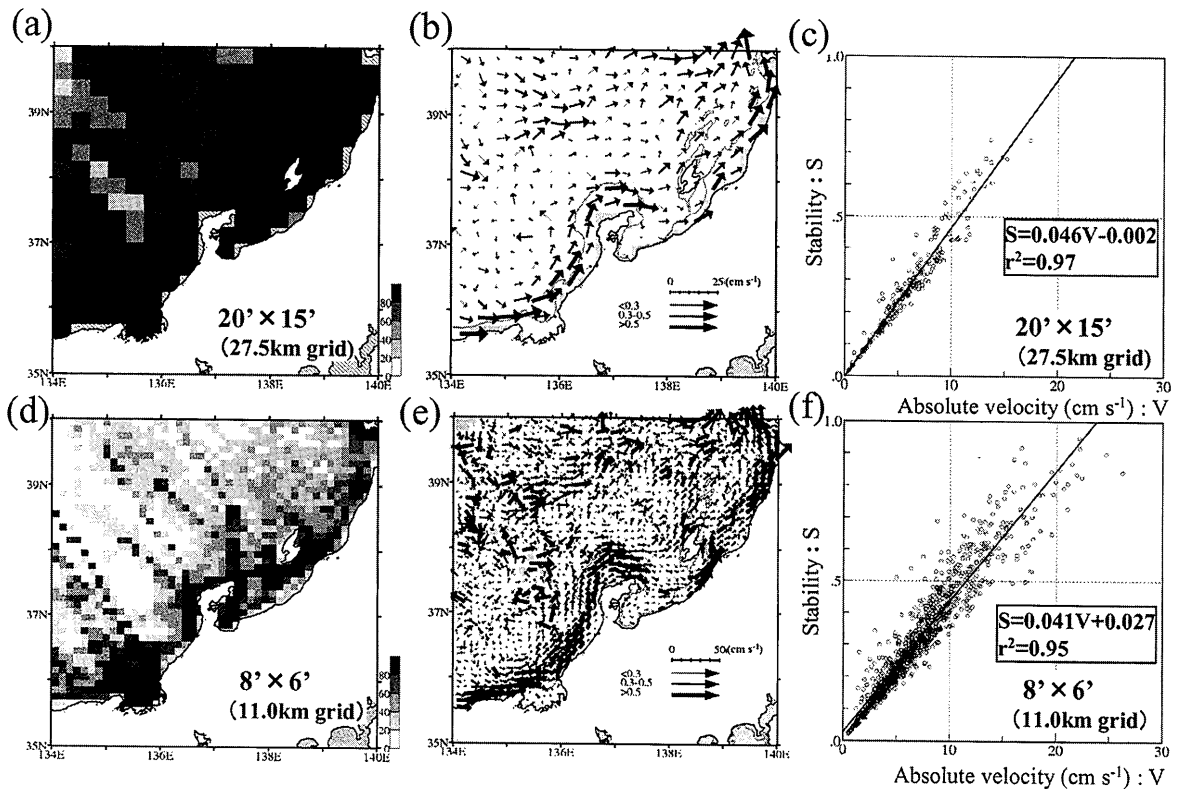


Fig. 3. The left panels show the spatial distributions of total numbers of GEK and ADCP data on (a1): $15' \times 20'$ grid and (a2): $6' \times 8'$ grid. The middle panels of (b1) and (b2) show the spatial distribution of annual mean current vectors based on (a1) and (a2), respectively, grid size. The thickness of current vectors are classified into three types by the stability ($S < 0.3$, $0.3 < S < 0.5$, $S > 0.5$). The right panels of (c1) and (c2) show scatter diagrams between absolute velocity (V) and stability (S), based on (a1) and (a2), respectively, grid size. Regression equation and correlation coefficient are indicated.

れ場を作成したが、その前後の水位差極大期の流れ場が混合された結果を示している可能性は否定できない。よって、期間 P4 の表層流の解釈には、その前後の期間 P3 と P5 の表層流の相違をもとに行なう必要がある。

3.2. 富山湾周辺海域の表層流

3.2.1. GEK・ADCP データの前処理

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。JODC に登録されている GEK・ADCP データには、明らかに記載ミスと思われる大きな値がある。どの程度の値が記載ミスであるかは分からないため、本解析では、その閾値を 1 knot (約 50 cm s^{-1}) とし、それ以上の流速値をもつデータをすべて削除した。次

に、解析範囲を緯度 × 経度方向に $6' \times 8'$ (約 11 km の正方格子) と $15' \times 20'$ (約 27.5 km の正方格子) の二種類の格子で区切り、格子内の平均表層流を以下に説明する手順で作成した。

$15' \times 20'$ の粗い格子 (以下、大格子と称す) は富山湾周辺の流れ場を大雑把に把握できるが、富山湾内への流入や湾口付近の流れ場の詳細は $6' \times 8'$ の細かい格子 (以下、小格子と称す) でしか把握できない。ただし、小格子でも能登半島以西の陸棚域に存在するとされている第一・第二分枝流の区別は難しい。解析範囲の格子数は大格子が 20×18 個、小格子が 50×45 個となった。格子内に存在するデータにおいて、連続する 48 時間以内に 2 個以上のデータが存在する場合は同じ船による観測と判断し、それらのデータをベクトル

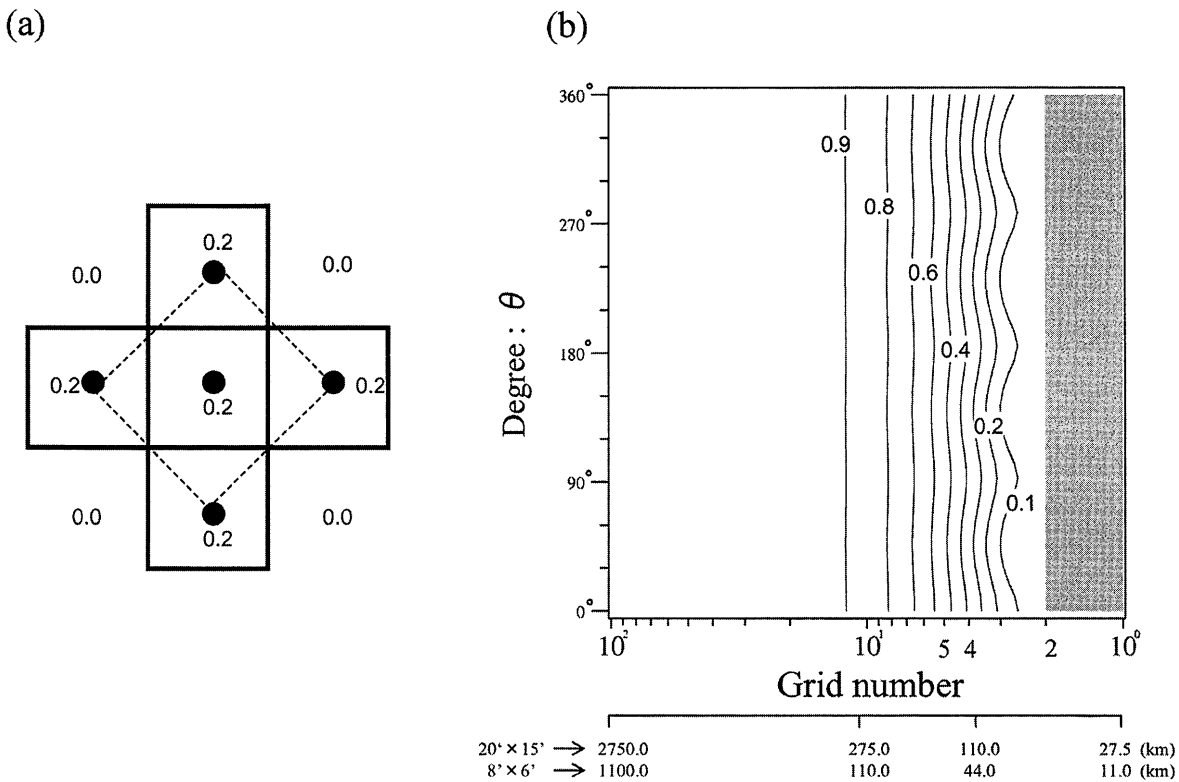


Fig. 4. (a) Schematic illustration showing weight values on five grids for spatial filtering. (b) Wave-number responses function for the spatial filtering.

平均して格子内1個のデータとした。このベクトル平均を行なう際、平均値から 3σ (σ は標準偏差)離れたデータはエラーデータとして除去し、このようなエラーデータが存在しなくなるまで繰り返した後、格子内平均値を確定した。このようにして作成された格子ごとのデータを本解析の基本データとして、年平均および5季節区分平均の表層流を計算した。また、矢部・磯田(2005)は、平均流が全く存在せず、周期的な流速変動のみが存在する理想的な状況を設定した。そして、ランダムサンプルしたデータ数が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ることを示した。さらに、5個以上のデータ数であれば、見かけの平均流は急激に小さくなるが、50個のデータ数でも10%程度の見かけの平均流が計算されることも示している。それゆえ、基本データから表層流の平均場を作成する際には、格子内に存在するデータ数が5個未満の格子を欠測格子としている。加えて、

格子内に5個以上のデータがあっても、流速の絶対値に対する信頼性は低いと思われるので、相対的な流速値の大小と周りの格子が共通して示す流向のみに注意を払うことにした。

3.2.2. 表層流の年平均場と空間平滑化

表層流の季節変化を明らかにする前に、年平均場の比較、および計算された平均流の安定度について議論しておく必要がある。Fig. 3(a)とFig. 3(d)は、それぞれ大格子と小格子で区切った場合のデータ数頻度分布図である。各格子の濃淡でデータ数を20個間隔(0~20, 21~40, 41~60, ...)で表示し、濃い色ほどデータ数が多いことを示す。両格子のデータ数頻度分布図から、沿岸側にデータが多く、沖合ほど少なくなる傾向があり、小格子(Fig. 3(d))でみた場合、その傾向がより顕著である。小格子のデータ数頻度分布図を

細かく検討すると、データ数の多い沿岸側でも空間的な違いがあり、若狭湾周辺、能登半島周辺、佐渡海峡内にデータが集中していた。このような傾向は(本論では示さないが)、5季節区分のデータ数頻度分布にも存在する。

次に、大格子・小格子ごとの年平均流速ベクトル分布図を Fig. 3. (b) と Fig. 3 (e) に示す。図中の灰色の太実線は水深 200 m の陸棚縁を示す。年平均場ではデータ数 5 個未満の欠測格子は少ないものの、このような欠測格子は灰色格子で示してある。流速ベクトルの太さの違いは 3 段階の安定度 S ($S < 0.3$, $0.3 < S < 0.5$, $S > 0.5$) を示す。安定度 ($0 < S < 1$) は $S = (\text{ベクトル平均の流速値}) / (\text{スカラー平均の流速値})$ で定義され、 S の値が大きいくほど(矢印が太いほど)表示された平均流の流速および流向が安定していることを示す。これらの図は、流速値が大きいくほど安定度が比較的高く(太い矢印)、その周辺の流向も似たような方向を示すが、流速値が小さくなると流向のばらつきも大きくなることを示している。実際に、大格子・小格子ごとに計算した安定度 (S) と流速の絶対値 (V) の関係を Fig. 3 (c) と Fig. 3 (f) に示す。いずれも S 対 V に正の相関があり、相関係数 (r^2) も 1 に近いことから、流速値が大きいくほど安定度も高いことが確認される。ここでは示さないが、これらの図から 5 季節区分でデータを間引いても、同様な高い正の相関が存在した。

以上の結果から、流向のばらつきの原因として、平均流の小さな海域では平均流よりも変動流が卓越している可能性、または設定した格子よりも小さな空間スケールの変動が卓越している可能性が推測される。そこで、適当な空間平滑化により空間スケールの小さな現象を除去して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試みた。空間平滑化は最も単純な方法を採用し、注目する格子に隣り合う東西南北の 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した (Fig. 4 (a))。ただし、隣り合う格子に欠測格子が存在する場合は、欠測格子を除いたデータのみでベクトル平均を行なうが、欠測格子が 3 個以上であれば平均操作を行わず、その格子は欠測格子とした。なお、欠測格子のデータは周りの格子の値を用いて補わないことにした。すなわち、この方法

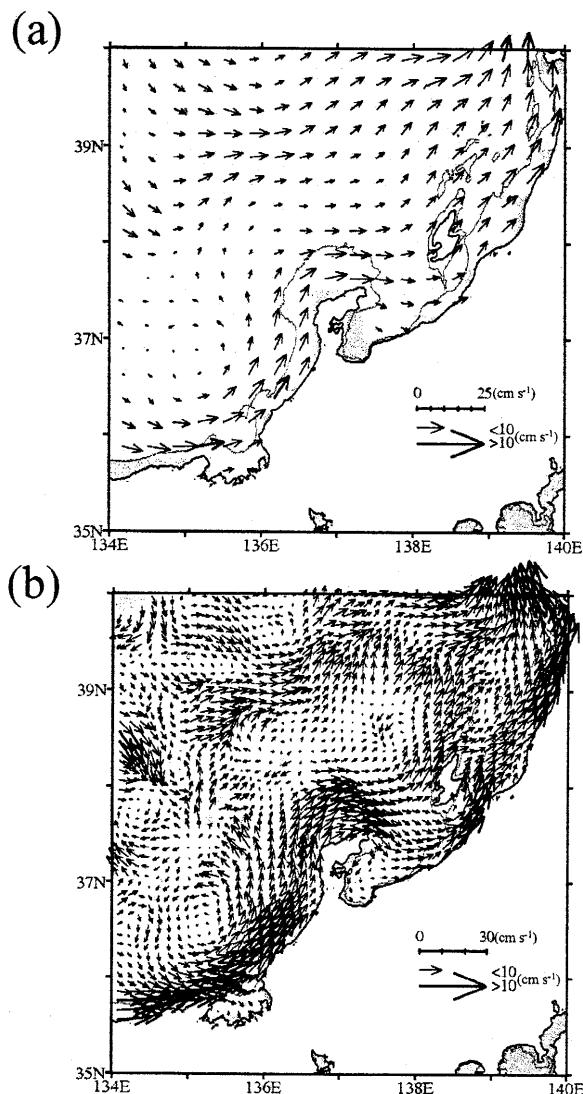


Fig. 5. Spatial distributions of annual mean current vectors calculated from GEK and ADCP data on (a): $15' \times 20'$ grid, and (b): $15' \times 20'$ grid. The currents stronger than 10 cm s^{-1} are indicated by thick arrows. The gray areas denote the grids with data numbers smaller than 5 or removed by our spatial filtering.

では欠測格子を減じることはできず、むしろ増加するが、これは可能な限り信頼性の高い流れ場の導出を目的としたためである。本研究では上述の空間平滑操作を 2 回行ない、この空間平滑化による波数(格子数)応答関数を Fig. 4 (b) に示した。この応答関数の求め方は付録に示すが、注目する格子の周辺に欠測格子が全

くない理想的な場合の結果である。横軸は格子数で 10^0 から 10^2 までを表示し、下段に格子幅を乗じた空間スケールを表示してある。縦軸は5点平滑化による矩形(正方形)範囲に対し、想定した水平2次元の正弦波関数が $\theta = 0^\circ \sim 360^\circ$ の角度で位置している場合を示している。この空間平滑化の分解能は2格子以上のスケールに対して有効であるため、2格子以下の値は表示していない。Fig. 4 (b) から、本解析に用いた空間平滑化によって、4~5格子(大格子で110~138 km, 小格子で44~55 km)以下の現象の振幅を半分以下 ($0.5 >$) に減じられる。

この空間平滑化の方法を用いて、Fig. 3 (b) と Fig. 3 (e) の流速ベクトル分布をそれぞれ平滑化した結果が Fig. 5 (a) と Fig. 5 (b) である。この図では、安定度の違いで矢印の太さを表現せず、図中の太い矢印は流速値 10 cm s^{-1} 以上の強い流れを示す。当然の結果として、安定度の高い強い流れが強調されて、流向変化も滑らかな分布となっている。まず、両図の沖合域の流れ場では、大まかには東向きの流れとなっているが、小格子の Fig. 5 (b) では空間的な平滑化をかけたにも関わらず、流向のばらつきが大きい。これは、小格子の区切り方では沖合域における単位格子内のデータ数が少なく (Fig. 3 (d) を参照)、用いたデータでは空間スケール約 100 km 以下の沖合流に関する議論は未だ難しいものと思われる。しかしながら、小格子で区切ることにより、データ数が比較的多い沿岸域では大格子では表現されない流れを表すことができる。例えば、能登半島の東側では沿岸流が三分岐し、一つ目は湾内へ、二つ目は湾口を横切って佐渡海峡へ、三つ目は佐渡島の西側を北上する流れが表現されている。一方、大格子の図では沿岸側の詳細な流れ分布は表せないが、沖合流と沿岸流の大雑把な関係を示すことができる。Fig. 5 (a) においては、能登半島以西の流れ場は 39°N 付近の東流(沖合流)と日本列島に沿った東流(沿岸流)に二分岐しているが、それらが半島以東では合流して、岸沖方向に幅広い流れとして北東流を形成している。このような流れのパターンは、流速値の違いはあるものの、後述される5季節区分の大格子で表現した流れ場においても存在して、通年の共通した特徴である。

以上の解析結果を踏まえて、次節の季節変化に関し

ては、沖合流と沿岸流の関係が議論できる大格子の図と、主に富山湾周辺海域の詳細な流れ場が議論できる小格子の図を、並列して表示することにした。ただし、上述の議論より、小格子では沖合流の空間スケールの小さな現象(約 100 km 以下)に関する議論は難しいと判断されるので、小格子の流れ場の表示は沿岸付近のみとした。また、季節区分した場合には、各格子のデータ数はさらに少なくなり、データ数5個未満の欠測格子が増え、弱い流れの流向のばらつきも大きくなる。先に述べたように、季節区分しても流速ベクトルの安定度は流速値が大きいほど高い傾向があるため、季節区分の流れ場においても同じ空間平滑化を行っている。

3.2.3. 表層流の季節変化

季節区分は3.1節の水位差の議論をもとに、P1~P5の5期間とした。各期間の図 (Fig. 6~Fig. 10) は全く同じ形式の表示とし、(a)が大格子、(b)が小格子の沿岸付近(沿岸と沖合の境界は太実線で表示)、(c)が小格子で富山湾周辺を拡大した各流速ベクトル分布図である。年平均場の図 (Fig. 5) と同様に流速 10 cm s^{-1} 以上の強い流れを太い流速ベクトルで強調し、データ数が5個未満及び平滑化による欠測格子を灰色格子で表している。これらの図の右上には富山—小木 (TOY—OGI) 間の水位差を再表示し、P1~P5の期間を示している。以下では、期間P1から順に、富山湾周辺海域の表層流の季節変化を記述する。

1) 期間 P1 (1月~3月)

この期間(主に冬季)は他の期間と比べて、流速 10 cm s^{-1} 以上の流速ベクトルの格子数が最も少なく、全体的に流れが弱い時期である。大格子の流れ場 (Fig. 6 (a)) においては、年平均場におけると同様に、能登半島以西では 39°N 付近の沖合流と日本列島に沿った沿岸流に二分岐した東流を示している。しかし、半島以東では、それらが合流して岸沖方向に幅広い流れとして北東流を形成していた。ただし、この時期の沖合流は、他の季節に比べて不明瞭であり、流速値も小さかった。この大格子の図では、陸棚に沿った沿岸流として認められる。一方、小格子の流れ場 (Fig. 6 (b)) としては、陸

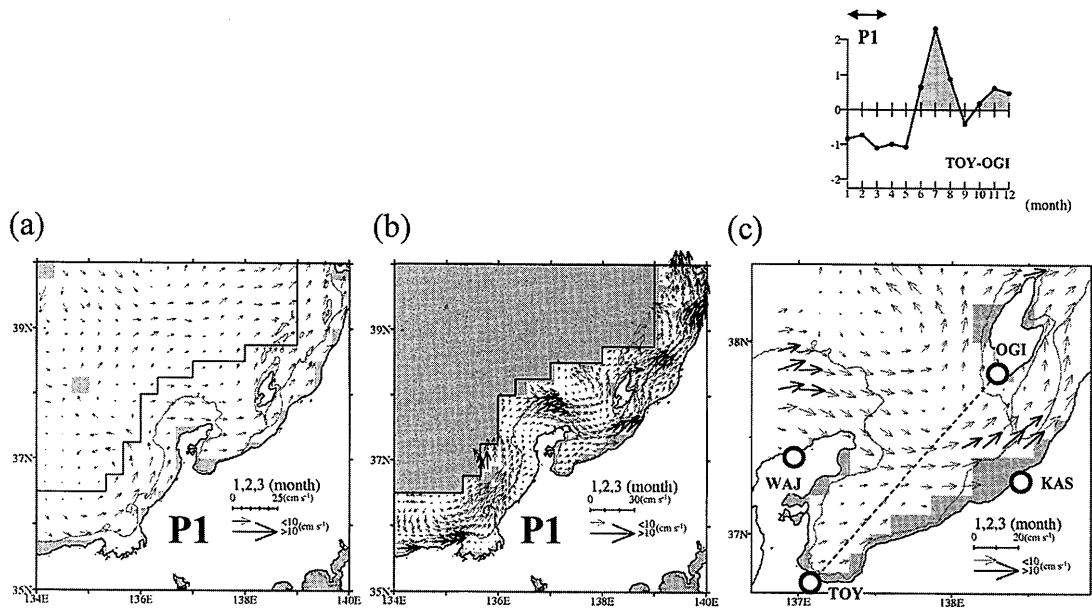


Fig. 6. Spatial distributions of seasonal mean current vectors calculated from GEK and ADCP data during the period P1 (January~March) after the spatial filtering on (a): 15' × 20' grid, (b): 6' × 8' grid at the coastal region and (c): 6' × 8' grid around Toyama bay. Thick solid line denotes the boundary between coastal and offshore regions, defined by the present study. The currents stronger than 10 cm s⁻¹ are indicated by thick arrows. The gray areas denote the grids with data numbers smaller than 5 or removed by the spatial filtering. The upper right panel shows the mean annual variations of sea level difference between TOY and OGI, which is the same as Fig. 2 (b2).

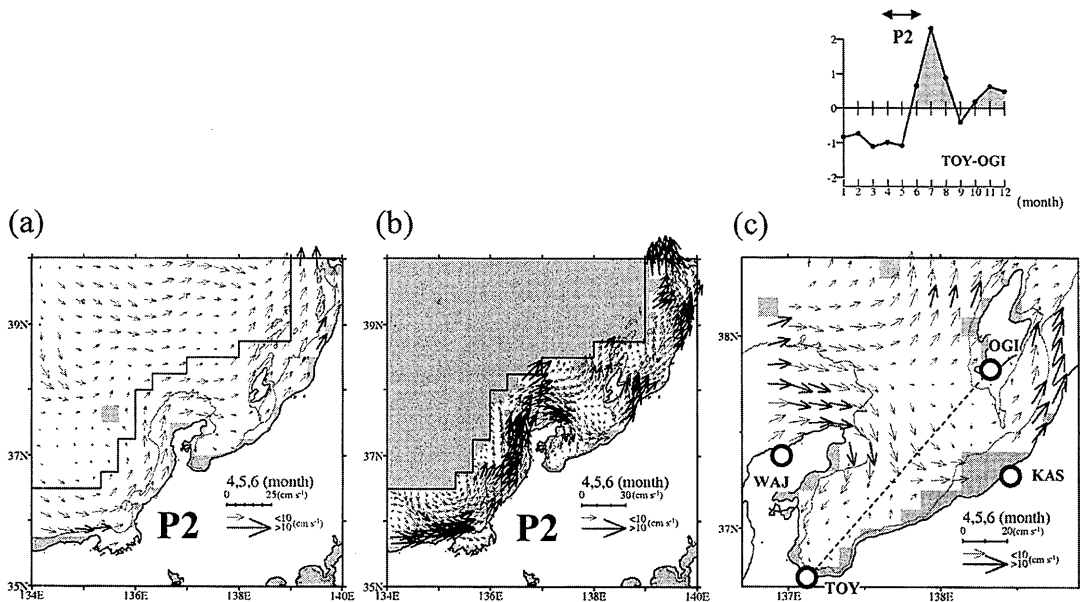


Fig. 7. The same as Fig. 6, but for the seasonal mean during the period P2 (April~June).

棚縁(灰色の太実線)から沖合にかけての強い流れであり、陸棚上の流れはむしろ弱いことが分かる。富山湾周辺を拡大した流れ場(Fig. 6(c))においては、能登半島北側の陸棚縁付近の比較的強い流れが湾口を横切って佐渡海峡を通過する流れ(以下、湾口横断流と称す)と、佐渡島の西側を北上する流れ(以下、佐渡島北上流と呼ぶ)に二分岐しているように認められる。少なくとも、富山湾内へ流入する流れは認められず、湾内では湾の東側を湾奥から湾口へ向う流れが存在し、湾奥が発散域になっているように認められる。表層流の指標とした小木(佐渡島)と本州側3地点との水位差は、それらの位置関係から、これら二分岐流の中で「湾口横断流」の強さを指標としていることになる。この時期の水位差は負の偏差の極小値となるが、流れは逆流(西向き)することなかった。そして、流れは弱いものの、東向きの湾口横断流が存在していた。

2) 期間 P2 (4月~6月)

この期間は岸沖の水位差が増加し始める時期であるが、期間 P1 と同様に湾口横断流がまだ弱いと推測される。大格子の流れ場(Fig. 7(a))においては、前期間(P1)に比べて能登半島以西の沖合流・沿岸流がともに強くなり、沖合流・沿岸流の二分岐がより明瞭となっていた。小格子の流れ場(Fig. 7(b), Fig. 7(c))においては、陸棚縁から陸棚上にも強い流れが現れるようになり、能登半島の北側から富山湾の西側沿岸に沿った流入(以下、湾内流入流と称す)が認められる。期間 P1 と同様に佐渡島北上流は認められるものの、湾口横断流は湾内流入流から分岐した流れとなり、その流路は本州沿岸側に偏っていた。

3) 期間 P3 (6月~8月)

この期間は岸沖の水位差が最も大きくなり、湾口横断流が最も強くなると期待される時期である。大格子の流れ場(Fig. 8(a))においては、能登半島以西の沖合流・沿岸流の二分岐が顕著となり、沿岸流には流速 10 cm s^{-1} を越える強い流れが現れた。陸棚域一带において沿岸流が強くなる様子は、小格子の図(Fig. 8(b))でより明瞭に認められ、陸棚が途切れる富山湾付近で流速が一旦小さくなるものの、陸棚域において連続し

た沿岸流の発達が認められる。富山湾周辺を拡大した流れ場(Fig. 8(c))においては、能登半島北側の強い東向流は陸棚縁を越えて、そのまま湾口横断流として東流し、佐渡島西岸に接したあと北上流と南下流に分岐しているように認められる。破線で示した小木~富山間の積算流速、もしくは、佐渡海峡内の流速が他の時期に比べて大きく、これは湾口横断流の強化に対応していると思われる。また、前期間(P2)と比べて、湾内流入流も強化されていた。

4) 期間 P4 (8月~10月)

この期間は岸沖の水位差が極小となる9月を中心とした時期であるが、3か月平均のために、その前後の水位差極大期の流れ場が混合された結果を示している可能性もある。大格子・小格子の流れ場(Fig. 9(a)(b))を前期間(P3)と比較すると、空間的な流れのパターンはほぼ同じであった。前期間(P3)との相違は、陸棚上の沿岸流の流速値が僅かに小さくなる傾向(Fig. 8(b)と Fig. 9(b)の比較)と富山湾への湾内流入流が弱くなること(Fig. 8(c)と Fig. 9(c)の比較)であった。

5) 期間 P5 (10月~12月)

この期間は岸沖の水位差が2回目の極大となる時期であり、少なくとも前期間(P4)と比べて、強い湾口通過流が期待される。大格子の流れ場(Fig. 10(a))をみると、 39°N 付近の沖合の東流は強いものの、前2期間(P3・P4)に比べて、日本列島に沿った沿岸流が弱くなっている。小格子の流れ場(Fig. 10(b))においては、この沿岸流の弱まりは陸棚縁に比べて陸棚上の流れが弱くなったためであり、その傾向は能登半島の北側で顕著となっていた。このような陸棚上の流れが相対的に弱くなる傾向は、引き続き季節区分である期間 P1 でも認められた。富山湾周辺海域(Fig. 10(c))においては、湾内流入流はほとんど認められなくなり、湾口横断流と佐渡島北上流のみとなった。特に、湾口横断流は一年の中で最も明瞭に認められ、期間 P1 を含め、この湾口横断流は秋季~冬季の特徴的な流れと思われる。よって、水位差極小期である期間 P4 は、湾内流入流が卓越する期間 P3 から湾口横断流が卓越する期間 P5 の遷移的な時期にあることが分かる。

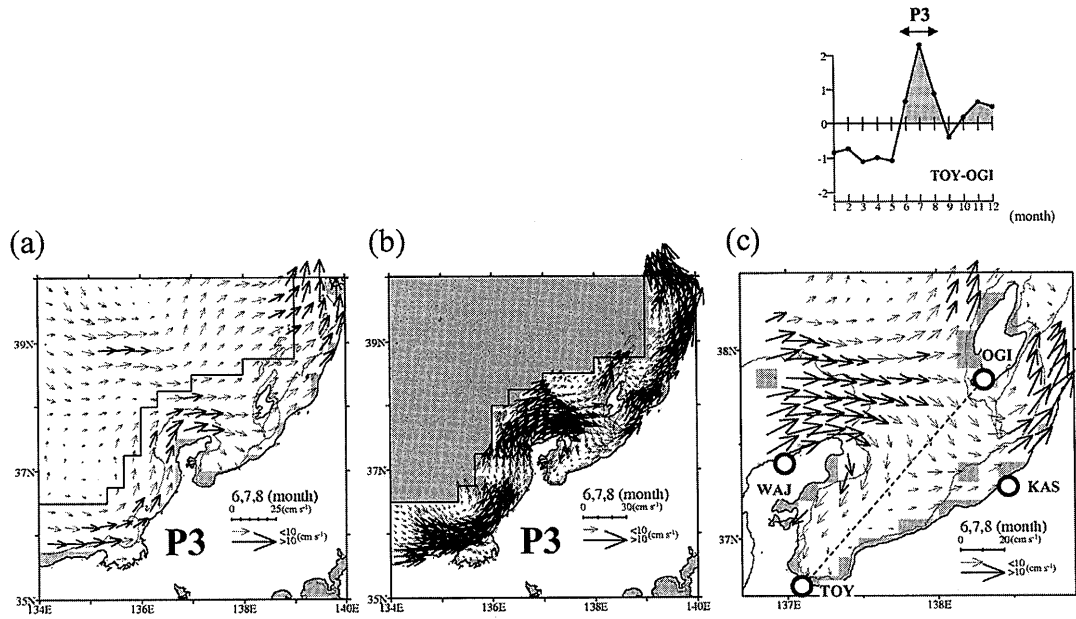


Fig. 8. The same as Fig. 6, but for the seasonal mean during the period P3 (June~August).

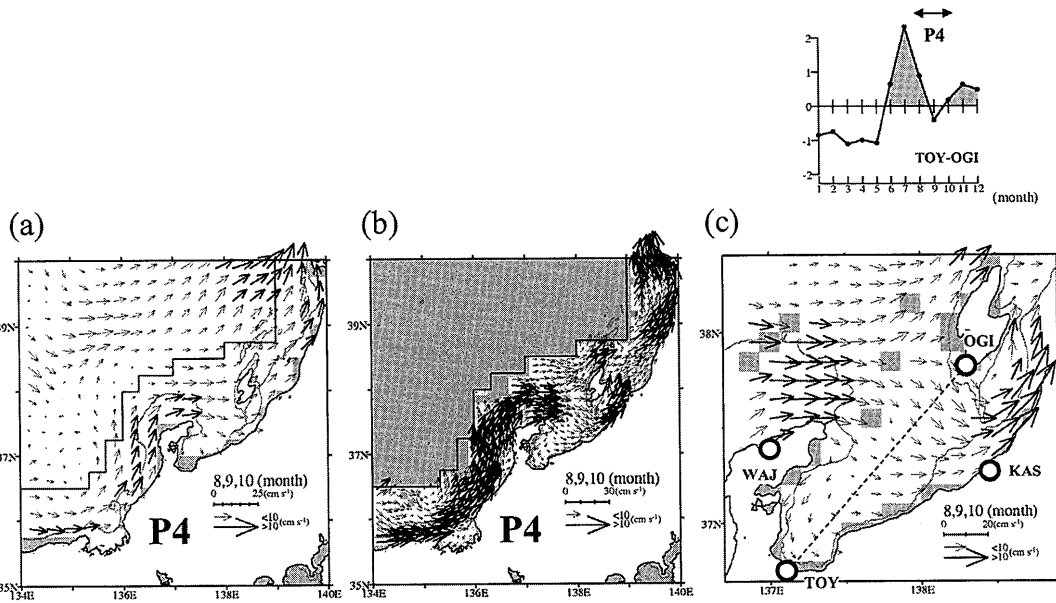


Fig. 9. The same as Fig. 6, but for the seasonal mean during the period P4 (August~October).

4. 議論とまとめ

本研究では長期間に蓄積された実測流である GEK と ADCP の流速流向データおよび東向き表層流の相対的な強さの指標である岸沖方向の水位差の情報を用いて、

富山湾周辺海域における表層流の季節変化を記述した。まず、大格子 (15' × 20') で区切った流速流向データを解析すると、能登半島以西の流れ場は 39°N 付近の東流 (沖合流) と日本列島に沿った東流 (沿岸流) に二分岐している。一方、半島以东では、それらが合流して、岸沖

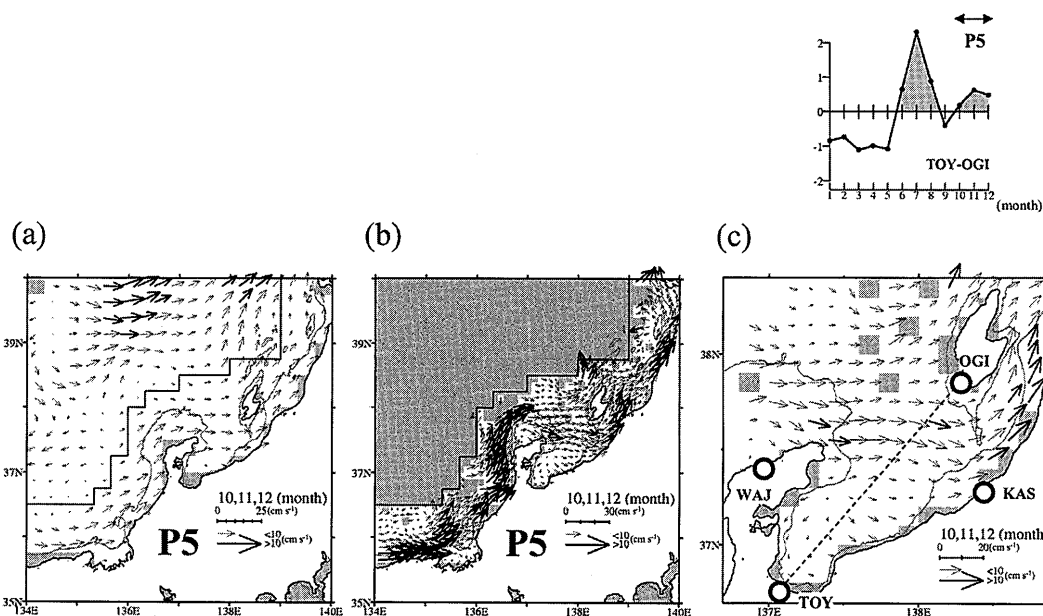


Fig. 10. The same as Fig. 6, but for the seasonal mean during the period P5 (October~ December).

方向に幅広い流れとして北東流を形成していた。このような流れパターンは流速値の違いはあるものの、一年を通して共通した特徴である。それゆえ、佐渡島西側を北上する流れ(佐渡島北上流)に関して、能登半島まで陸棚に捕捉された沿岸分枝流が分岐した流れであるのか、沖合流が佐渡島の西側に接して北上流となっているかの区別は厳密には難しいと思われる。次に、表層での地衡流を仮定すると、岸沖水位差の季節変化から富山湾沖における東向き通過流の強化が年2回(7月と11月)あると推測された。これらの時期をもとに空間解像度を上げて(6'×8'の小格子で)解析を行なった結果、特徴的な流れパターンを整理することができた。すなわち、富山湾周辺における1回目(7月)の東向き通過流強化は富山湾内への流入(湾内流入流)の卓越時期、2回目(11月)は富山湾口を横断する流れ(湾口横断流)の卓越時期に対応していた。この湾口横断流は一年を通して認められるものの、春季~初夏(期間P2)は湾内流入流から分岐した形で本州沿岸側に偏って佐渡海峡に流れ込むが、夏季(期間P3)は湾口から佐渡島にかけての幅広い横断流となり、秋季~冬季(期間P5・P1)は能登半島北側から佐渡海峡に至る南北幅が比較的狭い明瞭な横断流となる。

1回目の東向き通過流が強化される7月は、海峡間(対馬海峡~津軽海峡)の水位差を指標に対馬暖流が最も強化される時期でもある(例えば, Toba *et al.*, 1982)。この傾向は、解析領域における夏季(期間P3)の流れ場に流速値が10 cm s⁻¹を越える領域が広くなることに対応していると思われる。残念ながら、小格子による解析結果でも過去の知見として指摘されている第一・第二分枝流の区別は能登半島以西の陸棚域には認められず、陸棚域全体に広がる一つの沿岸分枝流として表現されている。この時期、富山湾に達した沿岸流(沿岸分枝流)は、湾内流入流、湾口横断流、佐渡島北上流の三分岐として認められる。Hase *et al.* (1999)が夏季に行なった能登半島西側の陸棚域のADCP往復観測結果に拠れば、第一分枝流(沿岸側の流れ)は表層に極大値をもった強い傾圧流構造であり、その表層では高温低塩分水が岸に捕捉された密度構造となっている。これは、第一分枝流が沿岸に捕捉された密度流の性質をもっていることを示している。小格子区分の流速ベクトル分布図から判断される湾内流入流の沖合幅は沿岸から20 km程度であり、上流側の観測であるHase *et al.* (1999)の第一分枝流と同程度の沖合幅をもっている。湾内流入流が能登半島の西側から北側を経由する第一分枝流と

繋がっていることから推測して、この湾内流入流は傾圧構造が支配的な沿岸密度流である可能性がある。

冬季の季節風が卓越するのは2回目の東向き通過流が強化される時期より後の12月～1月である。そして冬季である1月以降の流れ場においても、弱いながらも湾口横断流は継続していた。冬季季節風による吹送流の影響がどの程度かは不明であるが、通年にわたって存在している湾口横断流を冬季の吹送流の発達では少なくとも説明できず、この流れは富山湾口付近で沿岸分枝流がとる比較的安定した流路パターンの一つと思われる。この湾口横断流の力学構造については、中田ら(2002)により提案されているが、夏季を中心に卓越する湾内流入流との力学的な関係、岸沖方向の水位差が示唆する湾口横断流が年2回強化される理由については、今後の課題としたい。また、能登半島以西における陸棚域の流れ場を小格子の解析結果からは、秋季～冬季は陸棚縁から陸棚斜面上に比較的強い流れがあり、春季～夏季は陸棚上から陸棚斜面上に幅広く強い流れがある。Kawabe (1982a, b, c)によると、陸棚縁に捕捉された流れ(第二分枝流)は対馬暖流の流入量が多くなる夏季に認められる遷移的な流れであるとされているが、本解析結果に抛れば、冬季にも同様な流れの存在を示している。この陸棚縁に捕捉された流れが、Kawabe (1982a, b, c)で議論された第二分枝流と矛盾するものなのか、それとも冬季に卓越する吹送流を反映しているのかについても、今後究明を続ける必要がある。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、研究費の一部を文部科学省科学研究費(気候変化と人間活動に应答する海洋生態系の歴史的変遷と将来予測課題番号16108002)の補助を受けたことを付記する。

付録：空間平滑化による波数(格子)応答関数の求め方

本研究において使用した空間平滑化は、十文字型の5格子の単純平均による方法である(Fig. 4(a)を参照)。このような平滑化による波数(格子)応答関数(Fig. 4(b))の求め方を以下に示す。直交座標系 (x, y) において $(x_i, y_j) = (-100 \sim 100, -100 \sim 100)$ の正方格子を設定し、この水平面に次式で表される振幅1の水平2次元

波 A を重ね合わせ、格子 (x_i, y_j) ごとに値を抽出する。

$$A(x_i, y_j, \kappa, \theta) = \cos(\kappa \cos \theta \times x_i + \kappa \sin \theta \times y_j)$$

ここで、 θ は x 軸に対する波の角度、 κ は波数である。本解析の場合、抽出された値を用いて十文字型の5格子の単純平均を2回行なった。この処理後に得られる値を $B(x_i, y_j, \kappa, \theta)$ すると、正の極大振幅を設定した $(x_i, y_j) = (0, 0)$ における A と B の比 (B/A) が平滑化率 $f(\theta, \kappa)$ となる。このような計算を $\theta = 0^\circ \sim 360^\circ$ 、 $\kappa = 2\pi/(2 \sim 100 \text{ 格子})$ とした水平2次元波の組み合わせで行ない、横軸に格子数で表示した波数 κ 、縦軸に角度 θ とした $f(\theta, \kappa)$ 分布が波数(格子)応答関数となる。

References

- Hase, H., J. H. Yoon, and W. Koterayama (1999): The Current Structure of the Tsushima Warm Current along the Japanese Coast. *J. Oceanogr.*, **55**, 217–235.
- Katoh, O. (1994): Structure of the Tsushima Current in the southwestern Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **50**, 317–338.
- Katoh, O. (1996): Branching and joining of the Tsushima Current around the Oki Islands. *J. Oceanogr.*, **52**, 747–761.
- Kawabe, M. (1982a): Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea, Part . Data analysis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 95–107.
- Kawabe, M. (1982b): Coastal trapped waves in a two-layer ocean: Wave properties when the density interface intersects a sloping bottom. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 115–124.
- Kawabe, M. (1982c): Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea, Part . Numerical experiment. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 183–192.
- 中田 聡史, 磯田 豊, 草原 和弥 (2002): 富山湾沖陸棚地形変化による沿岸分枝流の応答. *海の研究*, **11**, 243–258.
- Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Kurasawa, and K. Hanawa (1982): Seasonal and Year-to-Year Variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current System with its Possible Cause. *La mer*, **20**, 41–51.
- 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*, **81**, 1–12.

Seasonal Variations of Surface Flow around Toyama Bay

Tomokazu Aiki [†], Yutaka Isoda [†], Itsuka Yabe [†], and Hiroshi Kuroda [‡]

Abstract

The shelf topography plays an important role in the formation of the coastal branch flow of the Tsushima Warm Current. This shelf breaks a part of the branch flow around Toyama Bay. Although its path east of Toyama Bay has been inferred as the offshore baroclinic flow from temperature distributions, its flow pattern and seasonal variability around Toyama Bay have not been clarified. By using long-term GEK, ADCP and sea level data, we describe the seasonal change of surface current around the Bay. Sea level differences between Sado Is. (Ogi) and coastal stations (Wajima, Toyama, Kashiwazaki) reveal that there are two periods in which the eastward surface current velocity is enhanced in July and November. Based on this feature, we classify the annual cycle into five seasons in order to examine temporal change in spatial distributions of surface flow using GEK and ADCP data. The annual common flow pattern shows that there are two main paths, the one consisting of the eastward offshore flow (the boundary being 39°N latitude) and the other a coastal branch flow on the Japanese shelf joining near Sado Is (east of Noto Peninsula). This means that there is the northward flow west of Sado Is. throughout the year. On the other hand, the flow pattern around Toyama Bay has a prominent seasonal cycle, and our gridded current field with fine spatial resolution shows that there are actually two flow patterns. One is the inflow into Toyama Bay (the near-shore branch along the western bay coast) which is identified in April to September and weakens in September. The other is a flow across the bay mouth (the baroclinic flow from the north of Noto peninsula into Sado strait), which exists throughout the year and is clearly seen in autumn after the disappearance of Toyama Bay inflow.

Key words: coastal branch flow, shelf topography, Toyama Bay, ADCP, GEK, sea level difference

(Corresponding author's e-mail address: aiki@sola3.fish.hokudai.ac.jp)

(Received 7 April 2005; accepted 24 February 2007)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2007)

[†] Graduate School of Fisheries Science, Hokkaido University, 3-1-1 Minato-cho, Hokkaido 041-8611, Japan

[‡] National Research Institute of Fisheries Science, Sanbashi-dori, Kochi 780-8010, Japan