

広島湾北部域における残差流の鉛直構造の季節変動

川 西 澄*・木 村 隆 浩**

広島湾北部海域は、一年を通じて成層が卓越し流れが複雑な海域である。湾内物質輸送を考える上で残差流の鉛直構造を把握することは重要であるが、その実態は未だ明らかにされていない、その実態を明らかにし、湾内の水質向上へとつなげていくための基礎研究として、本研究では一年間の現地観測データから各季節の残差流の鉛直構造の差異を示すとともに、その要因について考察を行った。考察には、傾圧乱流モデルを使った数値実験結果も用いた。主な結論として、風の連吹によって密度界面が傾くことが原因で流れの複雑化が起これと考えられ、風と密度場の組み合わせによって多様な流動構造が発生していることがわかった。

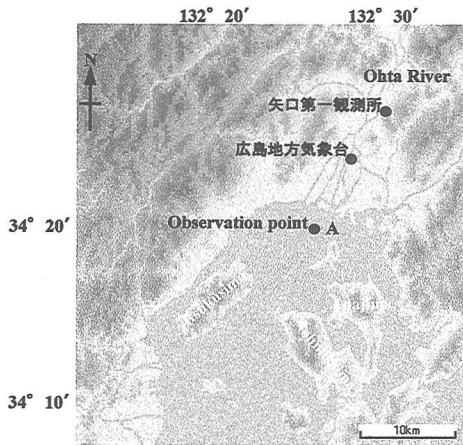
1. はじめに

内湾の水質変動や生物輸送を考える上で残差流の鉛直構造を把握することは重要であり、これまで多くの研究が行われてきた。山本ら (2000) の研究によると、広島湾北部海域では夏季は重力鉛直循環流、高杉ら (1998) や橋本ら (2000) の研究によると、冬季は吹送流が卓越するとされているが、その実態はまだ明らかにされていない。残差流の鉛直構造を把握する上で、長期連続的な流速分布や塩分・水温の鉛直分布を測定することは欠かすことができないが、多大な労力を要するため季節変動を把握できるほどの長期連続的な現地観測があまり行われてこなかったというのが現状である。

本研究は、一年を通じて行った広島湾北部海域の現地観測によって得られた長期連続的な流速・水質データをもとに、各季の残差流特性を示すとともに、風と密度構造と流動構造の關係に注目しその実態を明らかにすることを目的としている。また、傾圧乱流モデルを用い数値実験を行い、流動構造変化のメカニズムについて考察を行う。

2. 観測概要

図一に示す広島湾北部海域の地点 A ($34^{\circ}19'49''\text{N}$, $132^{\circ}24'56''\text{E}$) において、2000 年 10 月 14 日～11 月 18 日 (秋季)、2001 年 3 月 11 日～4 月 8 日 (春季)、2001 年 8 月 1 日～8 月 20 日 (夏季) の間、流速分布の長期連続モニタリングを行った。観測地点の平均水深は約 17 m である。観測機器には Nortek 社超音波ドップラー分布計 (以下 NDP と呼ぶ) を用いた。NDP のセンサーヘッドを下向きにし浮きを取り付けたものを、養殖カキ筏連の端の灯浮標筏に係留した。NDP の測定開始位置は海面下約 1.5 m で、有効な流速データは Bottom+2 m のデータまでであった。海面表層の流れは、水質測定時の目視



図一 観測海域図

観測によると南西もしくは真西であった。NDP 測定層厚は 0.5 m、平均時間は 6 分、データ記録間隔は 25 分とした。

NDP 観測と同時に、TPM クロロテック (アレック電子製) を NDP 観測と同様の筏に係留し、水温、塩分を連続測定した。2000 年 10 月 14 日～11 月 18 日の間は海面下約 4 m、2001 年 3 月 4 日～4 月 8 日の間は海面下約 2 m、2001 年 7 月 21 日～8 月 20 日の間は海面下約 15 m にそれぞれ係留した。また、2001 年の春季からは週に一度の点検の際に、地点 A の水質の鉛直分布を YSI 社水質計 (以下 YSI と呼ぶ) で測定した。

なお、表層水温は、NDP のセンサーヘッドに内蔵されている水温センサーで連続記録されている。

3. 結果および考察

(1) 風、河川流量、水温、塩分の経時変化

広島地方気象台における 1 時間毎の風、矢口第一観測所における太田川の日流量、TPM クロロテックおよび NDP によって測定された水温、TPM クロロテックによって測定された塩分の経時変化を季節ごとに図二、三、

* 正 会 員 工博 広島大学助教授 大学院工学研究科 社会環境システム専攻

** 学生会員 広島大学大学院 工学研究科 社会環境システム専攻

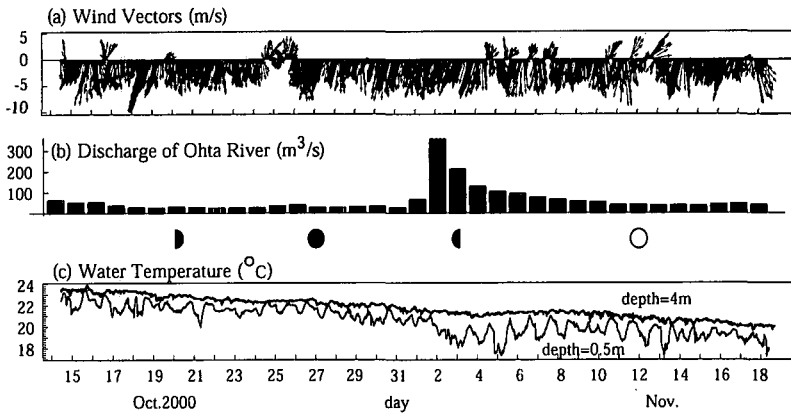


図-2 秋季の風・河川流量・水温の経時変化

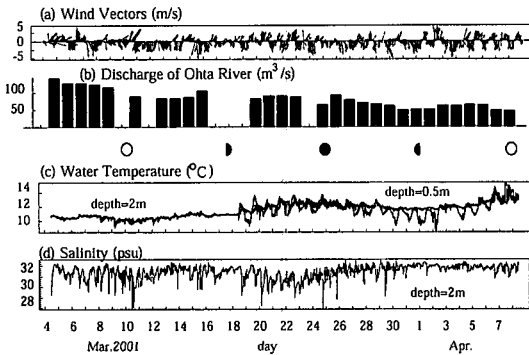


図-3 春季の風・河川流量・水温・塩分の経時変化

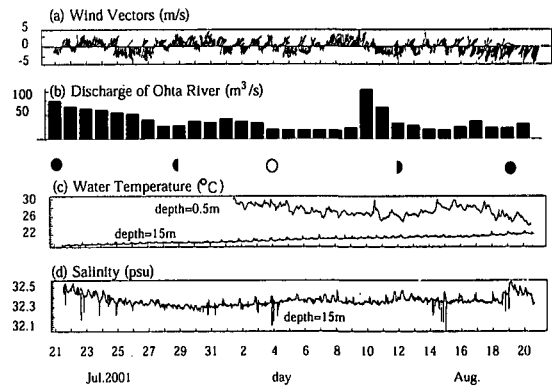


図-4 夏季の風・河川流量・水温・塩分の経時変化

4に示す。ただし、秋季の塩分は生物付着により、塩分センサーの洗浄前と洗浄後で塩分値が変化しており、信頼性に欠けるので示さない。なお、水温の経時変化については、NDPの水温センサーによって測定された表層(海面下0.5m)の水温も示してある。

図-2(a)の秋季風速ベクトルをみると、10月18日に10m/sを超える北北東の風が吹いている。観測期間は北よりの風が卓越しているが、時折、海陸風にもなう南よりの風も確認できる。図-2(b)の秋季河川流量をみると、11月2日と3日に200m³/sを超える河川水が流入しているが、それを除けば50m³/s前後のものがほとんどである。図-2(c)の秋季水温をみると、観測期間は寒冷期に入っているため、表層の方が水温は低く、観測開始時から終了時まで約4℃の水温低下がみられる。4m水温にくらべ0.5m水温は変動が大きく、日射の影響が現れている。4mと0.5mの水温差は大潮期に小さい傾向にあるが、これは潮流の大きさに伴う鉛直拡散係数の変化を反映した結果と考えられる。

図-3(a)の春季風速ベクトルをみると、秋季にくらべ北よりの風が弱まり、海陸風による南よりの風が吹く頻度が増えている。図-3(b)の春季河川流量をみると、観

測期間前半は100m³/s前後、後半でも50m³/sを超す河川水の流入がある。図-3(c)の春季水温をみると、観測期間は温暖期に入っているため、観測開始から終了時までで約4℃の水温上昇がみられる。水温の変動、2mと0.5mの水温差には秋季と同様な傾向がみられるが、後半の小潮期の方が頻繁に水温差にひらきが出ている。図-3(d)の春季塩分と対応させてみると、前半の小潮にくらべ後半の方が塩分は大きい傾向にあるので、観測後半はごく表層において低温・低塩分な河川水が流れ込み、成層化が起きていると考えられる。

図-4(a)の夏季風速ベクトルをみると、春季よりさらに北よりの風は弱まり、海陸風による南よりの風が吹く頻度が多くなっている。また、8月7日から10日にかけては南南西の風が吹き続けている。図-4(b)の夏季河川流量をみると、50m³/s前後の河川水の流入があるのみである。図-4(c)の夏季水温をみると、観測開始から終了にかけて、表層と底層の温度差が徐々に小さくなっている。これは、秋季・春季にみられた大潮・小潮での変化があまりみられないことから、日射の強弱に起因した変動と考えられる。図-4(d)の夏季塩分をみると、8月

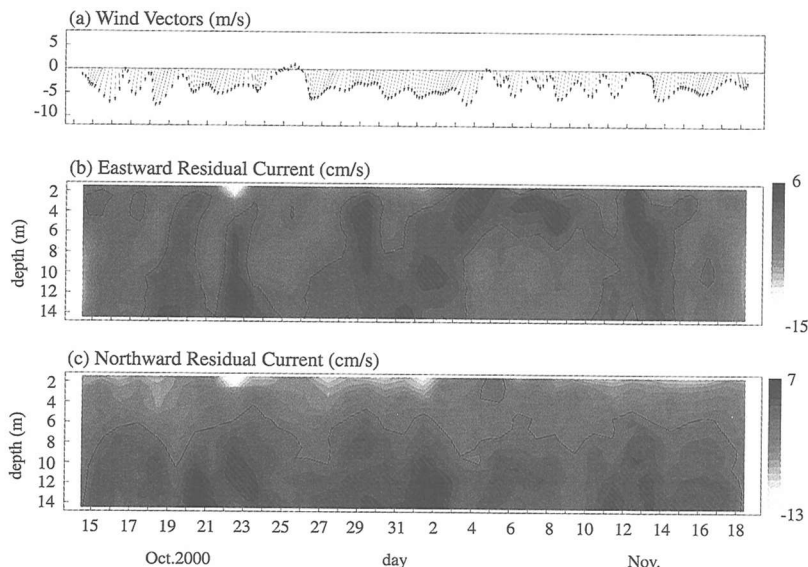


図-5 秋季の平均風の経時変化と残差流の時間—水深分布

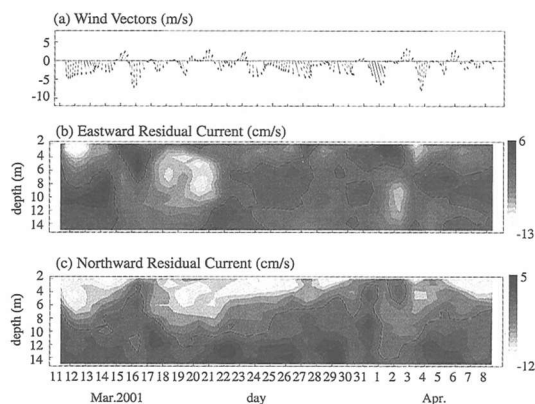


図-6 春季の平均風の経時変化と残差流の時間—水深分布

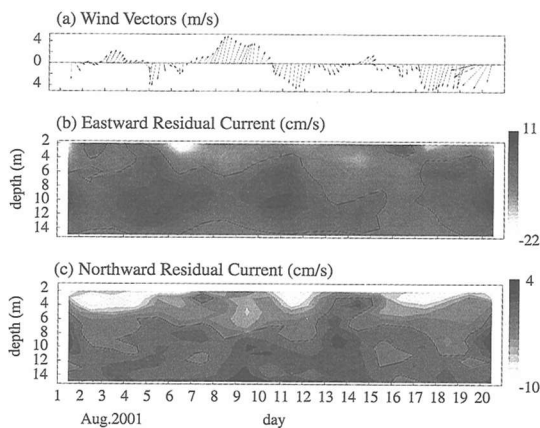


図-7 夏季の平均風の経時変化と残差流の時間—水深分布

19日から20日にかけて底層塩分が上昇しており、最後の2日間だけは鉛直循環流が発達していたことがうかがえる。

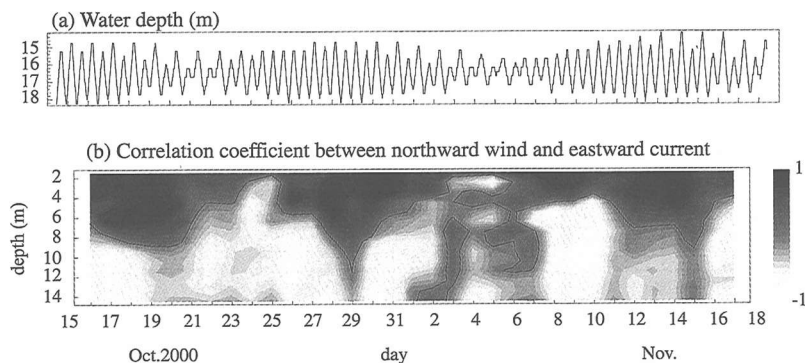
(2) 残差流の変動特性

平均風速ベクトルの経時変化と東方向、北方向残差流の時空間(深さ—時間)分布を、季節ごとに図-5, 6, 7に示す。実線のコンターラインは流速=0を示している。平均風速と残差流は、離散 Wavelets 変換を行って、周期約30時間以下の変動成分をカットした後、逆変換して求めたものである。

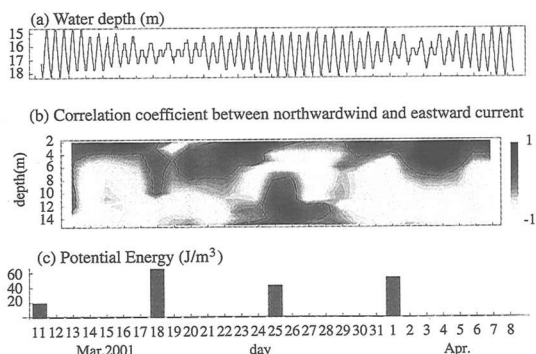
図-5(b) (c), 6(b) (c), 7(b) (c) から観測地点の残差流は南北方向よりも東西方向の方が比較的大きく、特に夏季は南北方向の約2倍の流速がある。したがって、湾内物質輸送はこれまで言われていた重力鉛直循環流によ

る南北方向の輸送よりも東西方向の輸送が卓越している可能性がある。観測全期間を通じて南北方向の残差流は表・中層で南向き、中・底層で北向きの2層構造を示しており、河川水流入による鉛直循環流が卓越している。しかし、各季の東西方向残差流の鉛直構造は時間によって大きく変動していることがわかる。

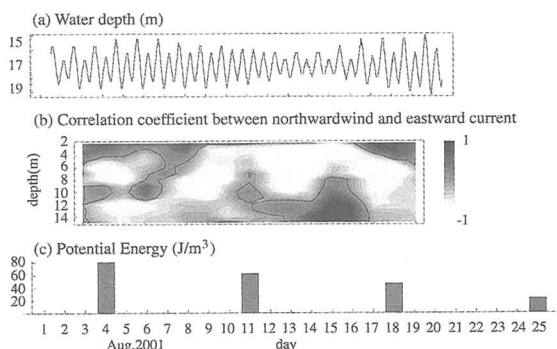
図-5(a) (b) をみると、秋季の風は、時折弱まることはあるが北よりの風がほぼ一様に吹いている。しかし、残差流は大潮時に表・中層で西向き、中・底層で東向きの2層構造、小潮時に表・底層で西向き、中層で東向きの3層構造になる傾向にある。ここで、表層の流れは目視観測の結果を考慮している。前述のとおり、秋季は河川水と日射の影響がともに弱いために、潮流振幅の大小



図—8 秋季の北方向風速変動と東方向残差流の相互相関係数の時間—水深分布



図—9 春季の北方向風速変動と東方向残差流の相互相関係数の時間—水深分布



図—10 夏季の北方向風速変動と東方向残差流の相互相関係数の時間—水深分布

が成層状態に大きく作用した結果、吹送流の鉛直構造が変化したと考えられる。

図—7(a) (b)をみると、他の季節とは異なり夏季は南風が連吹する期間が存在する。第六管区海上保安本部水路部 (1997) の報告では、この海域の河川水は一般的に西側に流れていくことが言われており、南風が連吹しても表層の流れは東向きではなく西向きである可能性が高いと考えられる。夏季の残差流は、中層の東方流速が発達しているのが特徴的である。前述のとおり、夏季は風も弱く、河川水の流入も少ない。にもかかわらず、秋季・春季に比べ東西残差流が大きいのは、夏季は日射の影響で成層状態が保たれやすい状況にあり、空間的な密度勾配が最も大きい時期であるため、密度流が強くなるからであると考えられる。さらに、風の変動に応じた密度界面の傾きに伴う傾圧流が顕著になることも理由の一つと考えられる。

図—9(c)に春季の成層強度の経時変化を示す。成層強度はSimpsonら (1981) の方法で、密度の鉛直分布からポテンシャルエネルギーを計算し求めた。ここで、成層強度の値は絶対値をとっているため、0で完全混合を表

わし、値が大きいほど成層が強いことを意味する。春季の密度場は大きく観測前半と後半の2つに分けられる。すなわち、観測前半は成層状態が潮流振幅の影響を大きく受けているのに対し、後半は成層状態が安定しているといえる。よって、春季の密度場は前半は秋季、後半は夏季に近い状態にあったと考えられる。図—6(a) (b)をみると、期間を通じて風に大きな違いはみられないが、前半は大潮・小潮による流れの構造変化、後半は中層の東方流速の発達と各季の流動構造の特性がみられる。

(3) 北風と残差流の相関

各季の北風と東方向残差流の相互相関係数の時空間 (時間—水深) 分布を図—8, 9, 10に示す。ここでいう相互相関係数の時空間変動とは、北方向風速の時間変動と東方向残差流の時間変動の相互相関係数を、2時間おきに長さ3日間のデータを取り出して、各層において計算したものをいう。実線のコンターラインは相関係数=0を示している。

図—8(a)の水深変化とともに図—8(b)をみると、秋季は風速変動と正の相関を示す領域が、大潮で厚く小潮で薄い傾向にあることがわかる。これは、潮流振幅の大

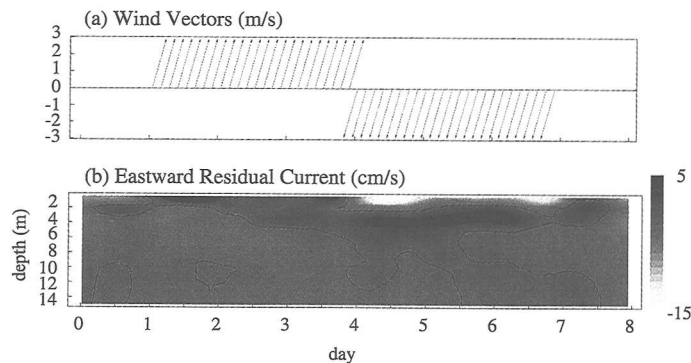


図-11 東方向残差流の時間-水深分布 (夏季数値実験結果)

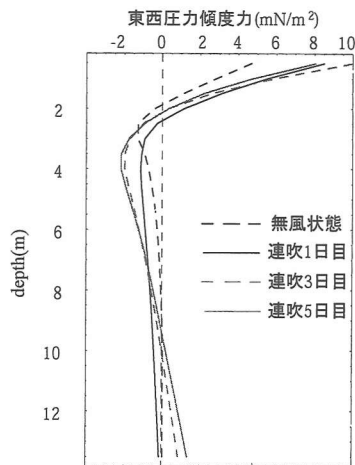


図-12 夏季数値実験結果

小が主な要因となり、成層状態や鉛直拡散係数の分布に変化を与えている結果である。

図-9をみると、春季観測前半は、正の相関領域が大潮で厚く小潮で薄い傾向を示したが、後半はそれとは逆の傾向を示している。これは、後半は潮流振幅以外の要因により成層状態が変化したことを示唆している。前述のとおり、春季の流動構造は秋季と夏季の特性が混在しており、それを反映した結果といえる。

図-10をみると、夏季は大潮・小潮で成層状態が変化しているのではなく、日射の弱まる観測後半にかけて成層が弱められている。よって、正の相関領域の変動は秋季のように規則的ではなく、形が崩れている。この結果も、密度勾配や風の吹送による密度界面の傾きに伴う傾圧流が、流動構造に大きく作用していることを示唆している。

(4) 夏季の数値実験

観測での把握が難しかった密度界面の傾きに伴う傾圧流の影響について検討するため、夏季の数値実験を行った。平均的な夏季の河川流量と熱収支条件のもとで、Mellorら(1982)のM-Yレベル2.5の乱流モデルを使い、数値実験を行った結果を図-11, 12に示す。

図-11(a)に示す風を与え、図-11(b)の結果を得た。これより、北風吹送時は表・底層で西向き、中層で東向きの3層構造を示し、特に躍層付近の東方向流速が強められる結果となった。この結果は、これまでに述べた夏季観測結果と対応したものである。しかし、南風吹送時には表層で東向き、中・底層で西向きの2層構造を示し、観測結果と一致していない。

図-12に北北東風4 m/sを連吹させた時の東西圧力傾度力の鉛直分布の変化を示す。これによると、北風が3日以上連吹すれば、躍層付近の東方向圧力傾度力が増加する結果となった。この結果は、夏季の東西残差流が南北残差流の2倍の大きさであったことを説明する材料の一つであると考えている。

4. おわりに

閉鎖的な広島湾北部海域において、一年を通じて流速の連続モニタリングを行い、残差流の変動の実態把握を行った。残差流の変動には、様々な要因が絡んでくるが、本質的には成層状態や鉛直拡散係数の分布の変化に伴ってその特性を変化させていることが明らかとなった。

また、数値実験結果は、北風吹送時の流動構造をある程度再現できた。ただし、南風吹送時の再現は不十分である。その理由の一つとして、表層の鉛直渦動粘性係数が小さく見積もられていることが考えられる。

今後、鉛直渦動粘性係数の実態把握は、流速観測と同様に進めていかなければならない課題であり、それによって流動の再現・予測の精度を向上させていく必要がある。

参考文献

- 第六管区海上保安本部水路部(1997): 広島湾の海洋環境 そのIV, pp. 47-58.
- 高杉由夫・埜口英昭・安田秀一(1998): 広島湾における風による鉛直循環流と底泥プランクトンシスト分布, 水産海洋研究, 62巻, 3号, pp. 187-198.
- 橋本英資・朱小華・長尾正之・高杉由夫(2000): 広島湾の海洋構造に及ぼす風の影響, 海と空, 76巻, 3号, pp. 9-15.
- 山本民次・芳川忍・橋本俊也・高杉由夫・松田治(2000): 広島湾北部海域におけるエスチュアリー循環過程, 沿岸海洋研究, 37巻, 2号, pp. 111-118.
- Mellor, G. L. and T. Yamada (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, Rev. Geophys. Space Phys., Vol. 20, pp. 851-875.
- Simpson, J. H. and D. Bowers (1981): Models of stratification and frontal movement in shelf seas, Deep-Sea Research, Vol. 28A, No. 7, pp. 727-738.