

黒潮系暖水波及時における冬季東京湾湾口部の流動構造と熱・物質フラックス

日向博文¹・八木 宏²・吉岡 健³・灘岡和夫⁴

¹正会員 博士(工) 運輸省港湾技術研究所主任研究官 海洋環境部(〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1)

²正会員 博士(工) 東京工業大学助教授 工学部土木工学科(〒152-8552 目黒区大岡山2-12-1)

³正会員 工修 電源開発株式会社(〒104-8165 中央区銀座6-15-1)

⁴フェロー 工博 東京工業大学教授 大学院情報理工学研究科情報環境学専攻

(〒152-8552 目黒区大岡山2-12-1)

1997年12月から1998年4月にかけて東京湾湾口部で現地観測を行い、黒潮系暖水波及時における湾口部周辺海域の海洋構造を明らかにすることを試みた。その結果、観測期間中確認された暖水波及時には湾口部表層において明確な水温、塩分フロントが形成されていたが、従来いわれている熱塩フロント構造と異なり、暖水が内湾水の下層に潜り込みながら湾内へ侵入する形のフロント構造であったことが明らかとなった。これは、黒潮系暖水が内湾水よりも重かったことによるが、外洋水が侵入する水深は、湾内密度の鉛直分布と外洋水密度の相対的な関係で決まっている。また、この暖水波及時には、冬季における平均的な値に比べて約5倍の大きさの外洋から湾内への熱フラックスが存在し、この熱フラックスの要因として、残差流の水平シア成分の寄与が大きいことが明らかとなった。

Key Words: Tokyo Bay, field observation, Kuroshio warm water intrusion, thermohaline front, density driven current

1. はじめに

東京湾は、南北50km、東西30km、面積約1000km²の内湾域であるが、幅6~7km程度の非常に狭い湾口部を介して太平洋とつながっているため、地形的には閉鎖性が強い海域となっている。しかしながら、八木ら¹⁾は、湾奥部(幕張沖3km)における水温の長期連続観測から、冬季東京湾湾奥部の水温が外洋からの熱輸送により、霞ヶ浦などの完全に閉鎖的な水域に比べて暖かい状態に保たれていることを指摘している。このことは、東京湾は地形的に閉鎖性が強い海域ではあるけれども、その狭い湾口部を介して、熱や物質に関する有意な大きさの外洋とのやり取りが存在し、その影響が湾奥部にまで達することを示している。したがって、湾内の水温、塩分や栄養塩濃度などの生物環境を知るために、湾口部における流動構造や物質輸送特性を明らかにすることが重要となる。しかしながら、東京湾湾口部における調査は、船舶交通量の多さなどの理由により非常に困難で、既存の観測例は少なく、したがって未解明な点が数多く残されているのが現状である。特に、冬季における湾口部の特徴的な現象として、水温、塩分が不連続的に変化するフロントの存在が知られており(以下、冬季において湾口部に

発達するこのようなフロントを総称して「湾口フロント」と呼ぶ)、この湾口フロントが湾口部における物質輸送や東京湾の海水交換に果たす役割を解明することが、東京湾における最も重要な課題の一つとなっている。

本論文では、まず、冬季東京湾湾口部の重要な特徴であるこの湾口フロントに関して、既往の研究を基にこれまで得られている知見を整理し、それらの問題点を、特にフロントの非定常性、また内湾水と外洋水の密度バランスの観点から指摘する。続いて、著者らが1997年12月から1998年4月にかけて行った現地観測によりとらえた湾口フロントおよびその周辺海域における3次元海洋構造について詳細に述べるとともに、湾口フロントの構造やその非定常性に果たす密度効果について考察する。そして、最後に、湾口フロント発生時における熱、物質フラックスを非フロント発生時と比較する形で解析した結果について述べる。

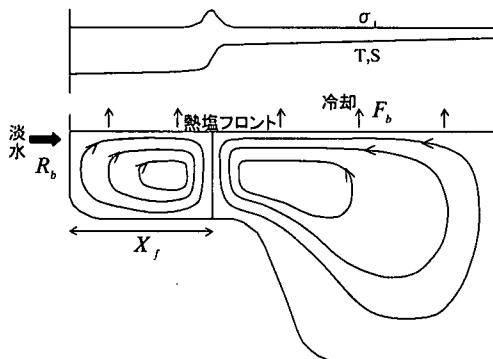


図-1 热塩フロントの模式図（宇野木⁶⁾に加筆）

2. 冬季東京湾湾口フロントに関する既往の研究とその問題点

(1) 湾口フロントに関する既往の研究

従来の研究では、一般に、冬季において内湾域に発達する湾口フロントは、沿岸フロントの一種である熱塩フロントであると考えられている。この熱塩フロントに関しては、Endoh²⁾をはじめHarashima et al.³⁾、Oonishi et al.⁴⁾やYanagai and Isobe⁵⁾らによって解析的な研究が行われてきた。これら一連の研究によって指摘されている熱塩フロントの基本特性を宇野木⁶⁾や柳⁷⁾に従って以下に示す。熱塩フロントの一般的な基本特性の説明では、図-1に示すような浅い湾が深い外洋に接続しており、湾奥からの淡水供給量、海面での冷却量や外洋側遠方境界での水温、塩分を一定とする2次元のシンプルなモデルが用いられている。冬季に界面冷却が活発になると浅い湾内は急速に冷やされるため湾口部付近の水塊は重くなるのに対し、湾外は熱容量が大きいことや外洋からの熱供給によって湾内ほど冷やされないため、湾口部付近の水塊ほど重くなることが出来ない。（ただし、ここでいう外洋からの熱供給とは、図-1で模式的に示されているように外洋に存在する相対的に高温の熱源に湾外水塊が接していることの効果としてとらえられている。）このような熱的効果によって、湾口部付近では外洋水に比べ重くなった水塊が底層に沈み込み、暖かく軽い外洋水が湾口部に向かって流れる形の反時計回りの循環流が湾口部から外洋域にかけて形成される。一方、湾内は急激に冷やさるもの湾奥からの淡水供給のために湾口部ほど重くなれない。この淡水供給（塩分）の効果によって湾口部から湾奥にかけて時計回りの循環が形成される。そして、これらの相反する方向の循環流が接するところで塩分・水温が不連続的に変化するフロントが形成される。このように、冬季における海面冷却（熱的効果）と湾奥からの淡水流入（塩分の効果）との複合作用により発生す

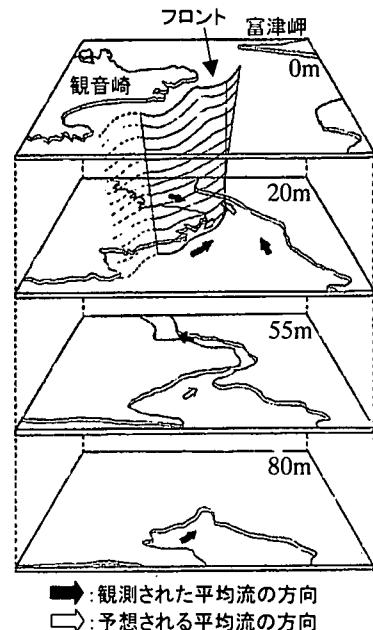


図-2 黒潮系暖水波及時における相模湾沖の表層水温分布（長島・岡崎⁸⁾）

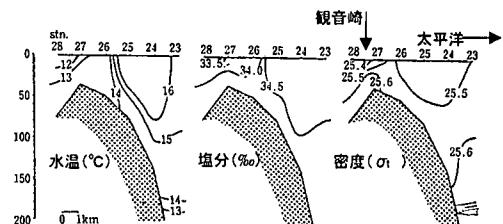


図-3 热塩フロント部における水温、塩分、密度分布（Yanagi et al.⁹⁾）

る沿岸フロントを熱塩フロントと呼ぶ。以上から分かるように、これまで熱塩フロントは、外洋の水温・塩分、海面冷却量あるいは淡水供給量といった内湾をとりまく外的条件が定常な場合に発生する物理現象としてとらえられている。この熱塩フロントに関してこれまで明らかにされている基本的な特徴を以下に示す。

①熱塩フロントを介して低温・低塩分の内湾水と高温・高塩分の外洋水が接するため、フロント部において水温、塩分は急変するが、密度はほとんど変化しない。ただし、フロント部において密度の微弱な極大域が現れる。

②熱塩フロントは海面冷却が強いほど、河川流入量が多いほどその強度を増す。

③熱塩フロントが発生する位置は、河川流入量と海面冷却の強度によって決まっており、冷却が強いほど、また河川流入量が小さいほど湾奥側に発生する。

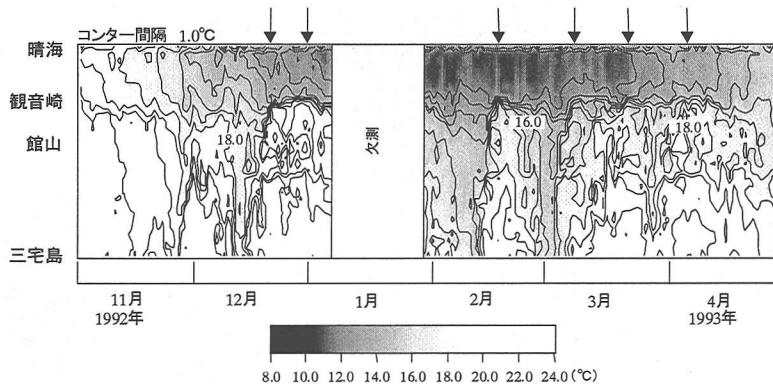


図-4 東京-三宅島間における表層水温の経時変化

④フロントでの水温・塩分勾配は北半球では湾口から湾奥を見て、湾の左側のほうで大きい。

東京湾に発生する実際の湾口フロントの観測例としては、長島・岡崎⁸⁾と Yanagi et al.⁹⁾があげられる。ただし、両者とも観測によりとらえられた湾口フロントは熱塩フロントであるとして議論されている。このうち、長島・岡崎⁸⁾はフロント発生時における湾口部の3次元的な海洋構造(図-2)を明らかにしており、フロント構造が湾口部横断方向に変化していること、また、フロント強度が海面冷却量と密接に関係していることを指摘している。また、Yanagi et al.⁹⁾は観測と診断モデルを用いた数値計算により、フロント部表層において両側から収束し、底層で両側に発散する流動構造の存在や、その流れに伴って様々な物質が分布していることを指摘している(図-3)。

このように、これまでの東京湾の湾口フロントに関する現地観測例では、その観測結果の特徴が、フロント強度の海面冷却依存性やフロント部における循環流構造の存在といった先に述べた熱塩フロントに関する特徴と符号するものとなっている。このようなことから、これまでのところ、一般に、東京湾における湾口フロントは熱塩フロントであり、その基本特性は図-1に示したシンプルなモデルで説明することが可能であるものと考えられてきている。しかし、このことに関しては、以下に述べる基本的な問題点が存在する。

(2) 冬季東京湾に発生する湾口フロントに関する既往の解釈の問題点

冬季東京湾に発生する湾口フロントの実態を示す例として、図-4に、フェリーによって計測された1992年11月～1993年4月までの晴海-三宅島間の表層水温(海面下4m)の時間変化を示す。湾口部における水温は、数日～数十日スケールで大きく変動しており、特に図中矢印で示したように、しばしば外洋側の水温

が急激に上昇することによって湾口部で明確なフロントが発生していることが分かる。この時、内湾側の水温はほとんど変化していない。後で示すように、この高温の外洋水は黒潮から分離した黒潮系の暖水塊であり、図-4に見られる外洋側の急激な水温上昇は、黒潮系の暖水塊がイベント的に相模湾や東京湾湾口部に波及する現象に対応している。さらに、他の年(1991-1992, 1993-1994, 1996-1997)の冬季におけるフェリー航走水温データの解析からも湾口フロントのほとんど全てが、黒潮系暖水の湾口部への波及に伴って発生していることが確かめられている。したがって、実際の東京湾の湾口フロントに関しては、その発生メカニズム、強度、あるいは発生位置などの基本的特徴は、従来の熱塩フロントに関する解析的研究で指摘されているように、単純に海面冷却や河川流量だけでは決まっていないことが分かる。実際の東京湾湾口フロントは、冬季に海面冷却が強化されることによって徐々に発達するという過程で発生するのではなく、イベント的に起こる湾口部への黒潮系暖水塊の波及に伴って発生するダイナミックな物理現象であると考えられるのである。このことは、特に先に述べた2次元熱塩フロントモデルにおける外洋域での湾外水塊への熱供給過程や、その熱供給によって維持されている外洋側での反時計回りの熱循環流が、実際の湾口フロント形成時における外洋域での物理過程、すなわちイベント的な黒潮系暖水塊の波及現象とは本質的に異なるものであることを示している。

さらに、この東京湾の湾口フロントが熱塩フロントであるためには、イベント的に湾口部へ波及した黒潮系暖水の密度と、気象状況や河川流量の影響を受け数日スケールで変動している内湾水の密度がほぼ等しくなることが要求される。しかしながら、図-4に示したように、例年、湾口フロントは冬季において数回の頻度で発生しており、その全ての場合に対してこの条

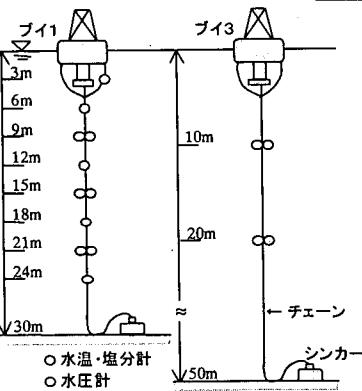
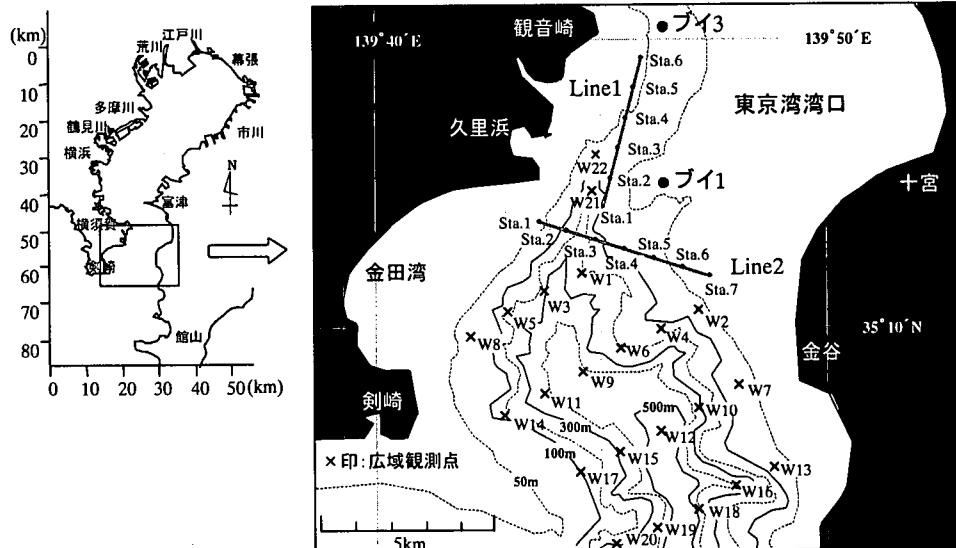


図-5 観測海域および測器配置図

表-1 サーベイ観測時の測点および観測項目

	第1回(Run1)	第2回(Run2)	第3回(Run3)
観測日	97年12月18, 19日	98年1月27, 28日	98年3月3, 4日
測線	Line1, Line2	Line1	Line2
広域観測点	W1~W20	W1, W2, W5, W6, W7, W11, W12, W13, W17, W18, W20 (Run3のみW21, W22においても計測)	
観測項目	水温・塩分・蛍光光度・濁度・流向・流速		

件が成立しているとは考えにくい。むしろ、それぞれの湾口フロント発生時において、両水塊の相対的な密度バランスは変化しており、その密度バランスを反映した形でそれぞれの湾口フロント構造が形成されていると考えるほうが自然である。また、東京湾湾口部は水平的にも、鉛直的にも複雑な地形を形成しており、冬季に発生する湾口フロントは、内湾水-黒潮系暖水の相対的な密度バランスの効果に加え、この複雑な地形効果が重なり合うことによって、非常に3次元性の強い構造になっているものと考えられる。

Yanagi and Sanuki¹⁰は、これらの点に関して、フェリーによる航走水温データの解析から、館山沖の水温上昇時に湾口部の熱塩フロントが強化されることを指摘している。そして、この館山沖の水温上昇が外洋からの暖水塊の侵入によるものであることを述べている。しかしながら、この暖水塊の侵入を示す客観的なデータ（衛星画像、熱収支解析など）が不十分であることや、また、湾口フロントを全て熱塩フロントとして

扱っていることなどに問題点が残されている。

以上より明らかなように、湾口フロントが、湾口部における物質輸送や湾内の海水交換に与える影響を解明するためには、内湾水と黒潮系暖水の様々な密度バランスに対応して形成される湾口フロントの3次元海洋構造やそれに応じた物質輸送特性を明らかにすることが重要となる。そこで著者らは、東京湾湾口部において、1997年12月中旬から1998年4月上旬までの約4ヶ月間の長期に渡り現地観測を行うことによって、イベント的に発生する湾口フロントの3次元構造をとらえ、内湾水と黒潮系暖水の相対的な密度バランスが、湾口フロントの構造に与える影響を明らかにするとともに、湾口フロント形成時における熱や塩分、濁質などの輸送特性を明らかにすることを試みた。

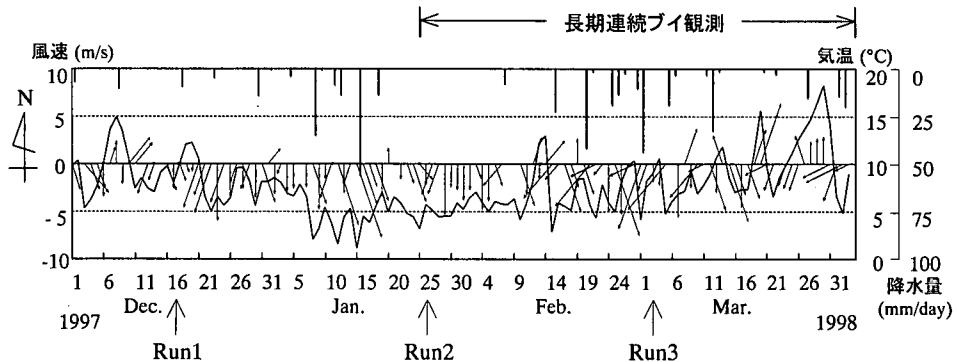


図-6 観測期間中における降水量、気温（横浜地方気象台）、および風速ベクトル（第2海堡）

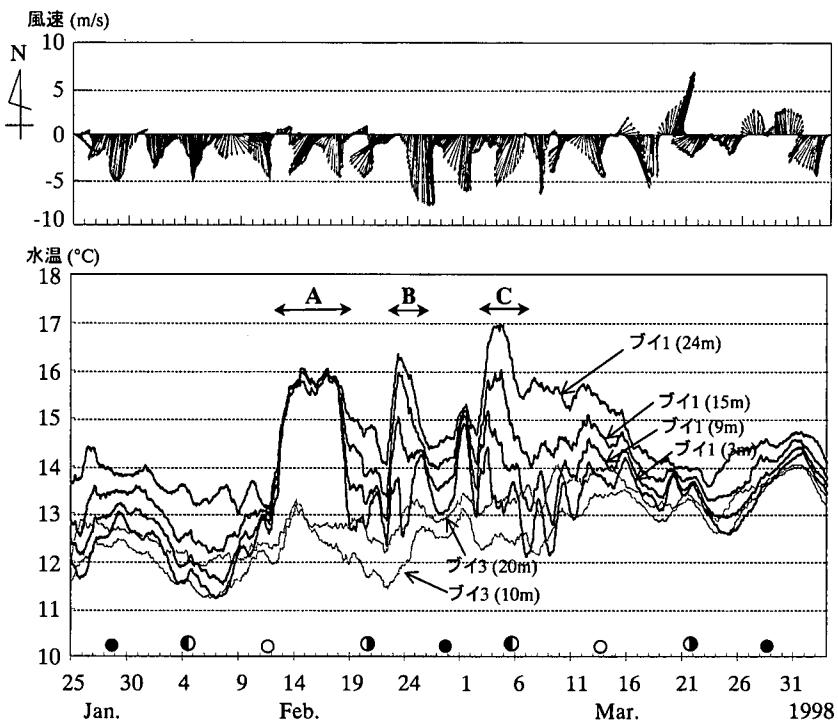


図-7 第2海堡における風速ベクトルおよびブイ1、3における水温経時変化

3. 現地観測概要

今回の観測では、湾口部における水温、塩分の時間的な変化をとらえるため、ブイ係留計測システムによる長期連続観測（以下、「ブイ観測」と呼ぶ）と、流速、水温、塩分や濁度などの海洋構造を3次元的に把握するための、観測船を用いた観測（以下、「サーベイ観測」と呼ぶ）を行った。観測点の位置および測器の配置を図-5に、また連続観測およびサーベイ観測における観測地点、および観測項目を表-1に示す。

東京湾湾口部は船舶交通量が非常に多い海域であるため、長期間係留ブイを設置することは非常に困難で

ある。そこでブイ観測では、既設の航路ブイ（浦賀航路1番ブイ：以下ブイ1、浦賀航路3番ブイ：以下ブイ3）を利用することにより、湾口部における水温、塩分変動を長期間に渡り連続的に計測すること（アレック電子社製、MDS-CTによる）を試みた。観測期間は両ブイとも1998年1月25日から1998年4月3日までの約2ヶ月間である。

また、サーベイ観測は、①1997年12月18、19日（以下Run1）、②1998年1月27、28日（以下Run2）、③1998年3月3、4日（以下Run3）の3回、各2日間ずつの計6日間行った。サーベイ観測1日目は

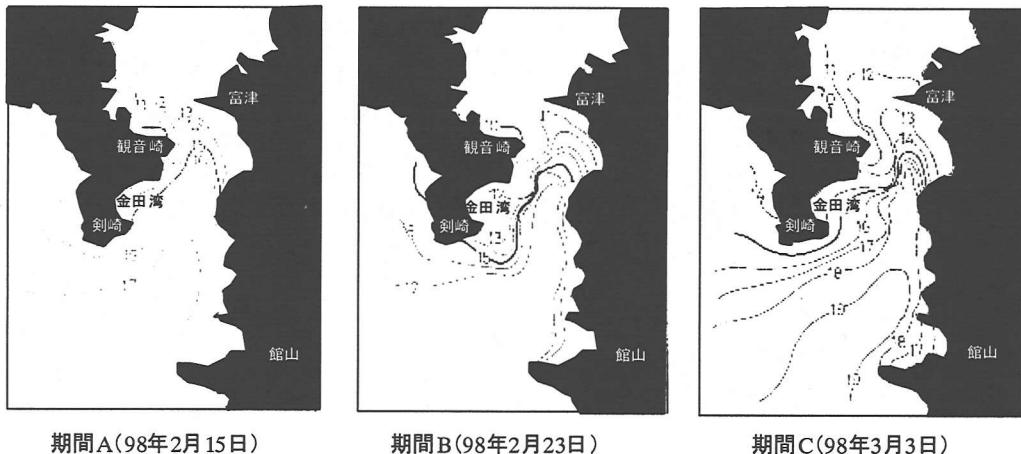


図-8 期間A, B, C（黒潮系暖水波及時）における湾口部表層水温分布（「東京湾口海況図」による）

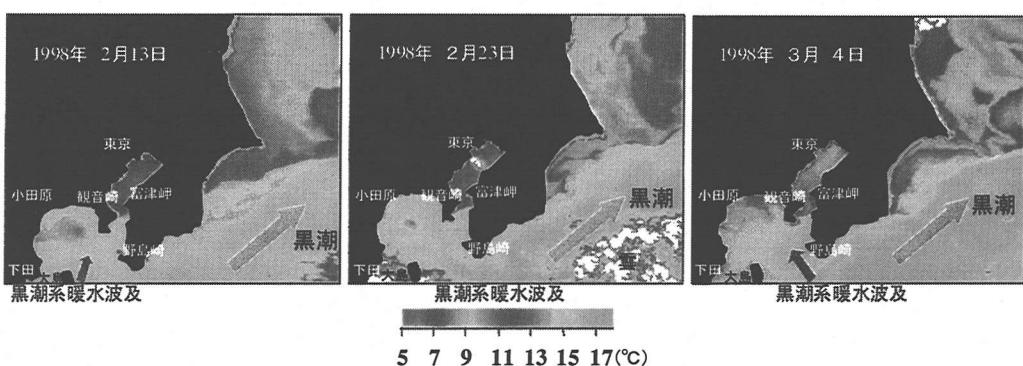


図-9 期間A, B, C（黒潮系暖水波及時）における千葉県～静岡県東部沖の表層水温分布（NOAA/AVHRR）

Line1もしくはLine2に設定した観測点においてADCP (RD社製: BBADCP および WHADCP (300kHz)) による流向・流速計測とSTD (アレック電子社製) による水温, 塩分, 濁度, 蛍光光度の計測を行った(以下、「断面観測」と呼ぶ)。計測は、日の出から日没までの間、観測船でLine1もしくはLine2を往復しながら行った。サーベイ観測2日目には、湾口部に設定したW1からW22までの観測点においてSTDによる水温, 塩分, 濁度, 蛍光光度の計測を行った(以下、「広域観測」と呼ぶ)。なお、サーベイ観測を行ったRun1, 2, 3のうち、Run3は明確な湾口フロントが発生していた期間に、Run1, 2は、湾口フロントが発生していない期間に対応している。ただし、ここでは、最終的に東京湾一外洋間の熱や物質フラックスに関する議論を行なう都合上、Line2において計測を行ったRun1とRun3における観測結果についてのみ述べることにする。

図-6に観測期間中の気象状況を示す。観測期間中は北よりの季節風が卓越しており、気温は1月の中旬

で最も低くなっている。また、1月上旬、および2月下旬に降雨があり、この時期に東京湾への河川流入量が増加していたものと考えられる。3回のサーベイ観測時は、いずれも3m/s程度の風速の弱い北よりの風であり、気温は10°C以下であった。また、観測期間中の各月の平均気温は例年並みであり、降水量は、12, 3月は例年並み、1, 2月は例年の1.5~1.8倍程度であった。

4. 長期連続ブイ観測結果

まず、観測期間中における湾口部水温の時間的な変動過程を、係留ブイシステムによる長期連続観測結果に基づいて述べる。図-7に、第2海保において計測された25時間移動平均風速ベクトルとブイ1, 3で計測された水温の25時間移動平均値の時系列変化を月齢とともに示す。図を見ると、図中矢印A, B, Cで示

した3つの期間において、外洋側に位置するブイ1の水温が急激に上昇する現象が起きていることが分かる（以下それぞれ期間A、B、Cと呼ぶ）。この急激な昇温現象は、月齢とは無相関に発生しており、概ね期間Aでは2月12日～18日までの約7日間、期間Bでは2月22日～25日までの約4日間、また期間Cでは3月3日～3月6日までの約4日間に渡って続いている。各期間における水温上昇パターンは、期間Aにおいては全層の水温がほぼ一様に上昇しているのに対し、期間B、Cでは中層から底層にかけての水温上昇が大きいことが分かる。この水温上昇パターンの相違については後で考察する。また、湾奥側に位置するブイ3では、ブイ1に比べ明確な水温上昇は見られない。このブイ1における急激な水温上昇の原因について調べるために、東京および横浜気象台で計測されている日射・気温などの気象因子や、第2海保における風速データを利用して、ブイ1における水温変動に対する鉛直1次元的な熱収支解析を行った。海面を介して出入りする熱輸送量には、短波放射量、長波放射量、潜熱輸送量、顕熱輸送量の4つの成分が考えられるので、これら各成分の総和を、海面を介しての大気からの正味の熱輸送量とした。なお、短波放射を見積る際のアルベドは0.06とし、長波放射における大気中の水蒸気の影響の評価には、オングストローム・リンクの式を用いている。また、潜熱、顕熱輸送量はバルク法を用いて算出している。熱収支解析の詳細は、八木ら¹⁾を参照されたい。熱収支解析の結果、観測期間中におけるブイ1の水温変動は、水平方向の移流効果によってほぼ決まっており、海面を介した大気との間の熱輸送はほとんど寄与していないことが分かった。この水平方向の移流効果とは、観測地点と異なる水温の水塊が、何らかの流れによって移流され観測地点における水温を変化させる作用を示す。期間A、B、Cでは特に強い海上風が吹いていなかったことから、このような急激な水温上昇が、吹送流による移流効果によって引き起こされたものであるとは考えにくい。そこで、つぎに、この急激な水温上昇が起きた原因を明らかにするために、これらの期間における湾口部および外洋域における水温の空間分布について調べてみる。

図-8にこの3つの期間における東京湾湾口部の表層水温分布（千葉県水産試験場富津分場発行「東京湾湾口海況図」による）を示す。図を見ると、全ての期間で湾口部中央から湾口部千葉県側にかけて高温の外洋水が侵入しており、また、この高温外洋水の侵入に伴って、主に觀音崎～久里浜沖で明確な水温フロント（湾口フロント）が形成されていることが分かる。続いて、外洋域での水温分布を調べるために、図-9に各期間における千葉県～静岡県東部海域の表面水温分布

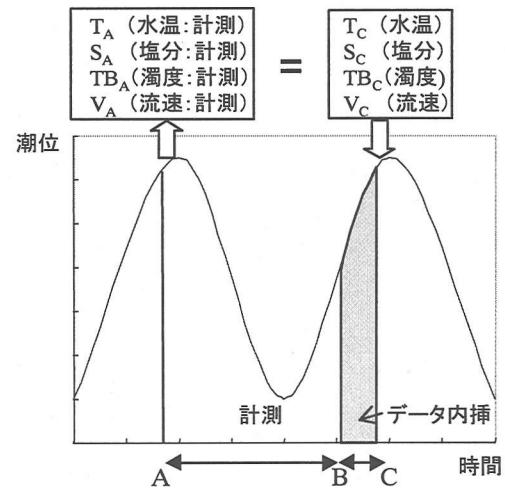


図-10 ADCPデータ内挿の模式図

（東北大日本画像データベース: NOAA/AVHRRによる）を示す。図を見ると、湾口部の水温が急激に上昇した各期間において、黒潮本流から分離した高温の黒潮系暖水塊が相模湾および東京湾湾口部に波及している様子が明確にとらえられている。つまり、図-8中の高温外洋水の正体は、黒潮本流から分離し湾口部に侵入した黒潮系の暖水塊であり、この黒潮系暖水塊の侵入により、ブイ観測でとらえた急激な水温上昇や図-8に見られる湾口フロントが発生しているのである。さらに、1997年12月～1998年3月の間に明確な湾口フロントが発生したのは、東京湾湾口海況図からこの3期間だけであることが確認されている。したがって、この1997～1998年の冬季に発生した湾口フロントは、実際その全てが2.で指摘した湾口部への黒潮系暖水波及に伴って発生する形になっている。なお、この黒潮系暖水の沿岸域への波及パターンは、衛星画像、一都三県漁業況報（東京都・千葉県・神奈川県・静岡県水産試験場発行）などから総合的に判断すると、期間Cでは、B型流路（蛇行型流路）をとっている黒潮本流から野島崎南東沖で分離した暖水塊が大島東水道を通じて東京湾湾口部や相模湾に波及しているのに対し、期間Aでは暖水塊は大島の南方でB型流路の黒潮本流から離れ、大島近海を北上しながら東京湾湾口部や相模湾に波及している。ただし、期間Bについては、その波及パターンを明確に判断することは出来なかった。

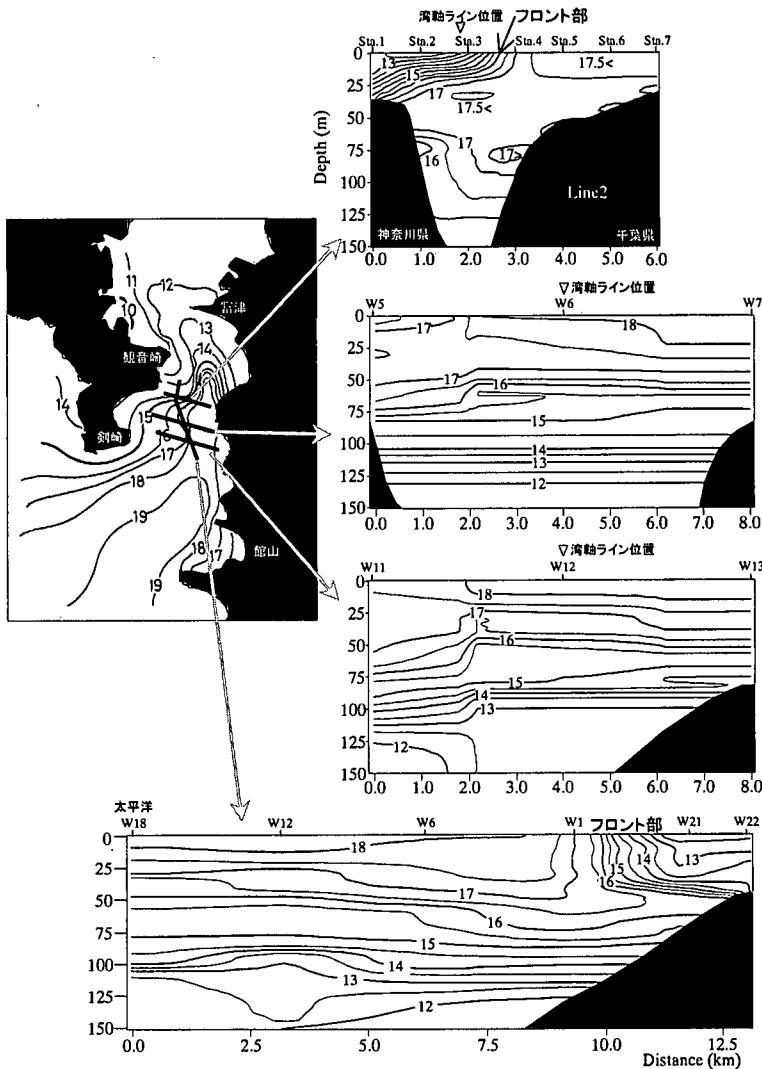


図-11 Run3 (98年3月3, 4日)における湾口部の水温分布

5. 3月(Run3)と12月(Run1)観測時におけるサーベイ観測結果－湾口部3次元海洋構造の比較－

前章では、本観測期間中に3回の黒潮系暖水波及び発生していたこと、また、それに伴って湾口部に明確なフロントが発生していたことを指摘した。そこで、ここでは、黒潮系暖水波及時の期間Cに行われたRun3(3月3, 4日)のサーベイ観測結果に基づき、黒潮系暖水波及時、すなわち湾口フロント形成時における湾口部での3次元海洋構造について詳細に調べるとともに、非フロント形成時に行われたRun1(12月18, 19日)の観測結果と比較する。なお、図-11～図-15に示す水温、塩分、密度、濁度の断面分布は、各図中

の海面付近に記してある観測点における計測データに基づいて求めている。これらのデータの鉛直方向の解像度は1mであり、最終的にはこれらのデータを、水平方向100m間隔に線形内挿して断面分布図を作成した。残差流の断面内分布も基本的には、水温などと同様な方法で求めている。ただし、鉛直方向の分解能は3mである。ADCPによる測流では、上層および下層にデータ欠測域が生じるが、表層の欠測部分における流速は上層の観測値を用いて外挿し、下層の欠測部分については、最も下層の観測値と海底で流速がゼロであることを用いて線形内挿によって求めた。また、観測は冬季に行ったため日没が早く、Run1, Run3とも満潮の前から上げ潮最大時付近までの計測となった。そこで、最終計測以降のデータは、最初の満潮時付近にお

ける観測値と最終計測時における観測値から時間的に線形内挿して求めた(図-10)。時間的なデータ間隔はおよそ90分程度である。

(1) 黒潮系暖水波及時(湾口フロント形成時)における湾口部3次元海洋構造

図-11に、Run3の断面観測(3月3日)および広域観測(3月4日)により得られた湾口部での水温分布を、図-8中の3月3日における湾口部表層水温分布とともに示す。まず、湾軸方向の断面図を見ると、黒潮から分離した黒潮系暖水塊が、せいぜい50m程度の厚さで浦賀水道の表層を東京湾に向かって侵入していることが分かる。このように東京湾湾口部や相模湾に波及した黒潮系暖水塊の厚さをとらえた観測例は数少なく、非常に貴重なデータである。というのも、この厚さに関するデータは数値計算を行う際の境界条件として必要になるだけでなく、黒潮本流から暖水塊が分離する際の力学過程の解析に関しても重要な情報を与えているからである。なお、この50mという厚さは、Yoshioka^[1]が紀伊水道で、またAkiyama and Saitoh^[2]が九州東岸においてとらえた黒潮系暖水塊の厚さとほぼ等しいものであり、3つの異なる海域でとらえられた黒潮系暖水塊の厚さがほぼ等しいことは、非常に興味深い。

ここでは塩分分布は示していないが、基本的には水温分布と対応しており、高温・高塩分の黒潮系暖水が低温・低塩分の湾内水と接する表層部において水温、塩分ともにフロントを形成している。観測点の間隔が広いため、図中の湾口フロントは多少ぼやけて描かれているが、実際のフロント部では、わずか數メートルの間に水色が急変していることを目視により確認している。水温構造を見ると、外洋から50m程度の厚さで侵入した黒潮系暖水がフロント部で低温の内湾水の下に潜り込んだ後、湾内へ向かって侵入していることが分かる。また、内湾水下層への潜り込みに伴って、フロント部近傍で暖水の厚さが増していることが分かる。このように、本観測でとらえた湾口フロントは、フロント部において水温、塩分ともに不連続的に変化するものの、暖水が内湾水の下層に潜り込みながら湾内に侵入する形のフロント構造であり、本質的に図-1, 2, 3に示した熱塩フロントとは異なるものである。また、湾口部横断方向断面内(Line2)や表層における水温分布から判断すると、フロントは湾口部横断方向にその発生位置や強度を大きく変化させており、その構造は3次元性の非常に強いものとなっている。また、先に示した図-7中の期間Cにおけるブイ1底層の急激な水温上昇は、フロント域における黒潮系暖水の内湾水下層への潜り込みによるものであ

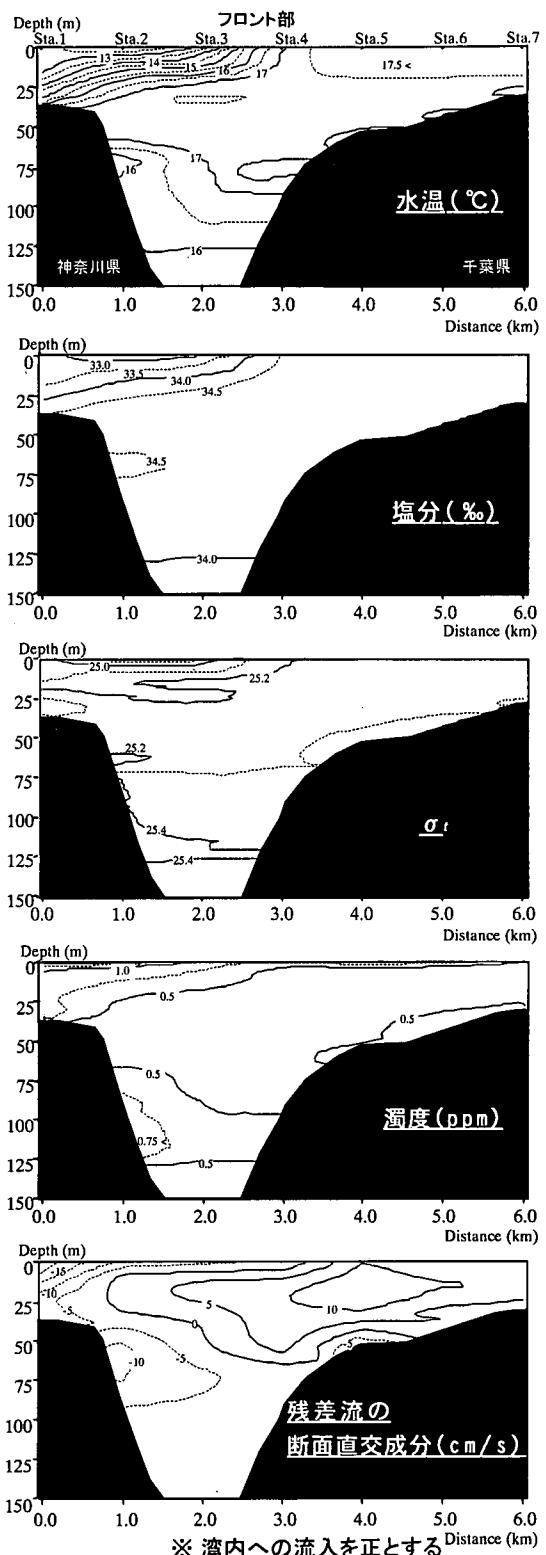


図-12 Run3(98年3月3日)のLine2における水温、塩分、 σ_t 、濁度および残差流の断面直交成分分布

ることが分かる。さらに、この期間Cのブイ1における水温上昇パターンが期間Bにおいても同様な形で現れていることから、期間Bにおいても期間Cと同様の暖水侵入が生じていたものと思われる。

つぎに、湾口部横断面内の水温分布を見てみると、外洋側の2断面内 (W5-W6-W7, W11-W12-W13)においては、暖水が神奈川県側で厚くなっていることが分かる。これは、湾軸方向断面図で暖水塊の湾内水下層への侵入に伴って、フロント部近傍で暖水塊の厚さが増していることに対応している。一方、低温の内湾水は神奈川県側表層のみに存在しており、その厚さは神奈川県側ほど厚い。なお、東京湾口海況図による表層水温分布と、我々が計測した表層部分の水温が完全に一致していないのは、計測時間が異なることによるものと考えられる。

続いて、この暖水波及時における湾口部の水塊および流動構造について詳細に検討するために、Line2における断面観測の結果について述べる。

図-12に、下げ潮最強時におけるLine2の水温、塩分、密度、濁度、さらに、後に示すように湾口部における熱および物質輸送に大きな影響を与えていたり残差流の断面直交成分を示す。

湾口部には3種類の水塊、すなわち低温・低塩分・高濁度の内湾水、高温・高塩分・低濁度の黒潮系暖水、そしてこの黒潮系暖水の下層に高濁度の水塊が存在しており、内湾水と黒潮系暖水が接する個所において湾口フロントが発生している。この最下層に存在する高濁度水は、湾内水に比べ高塩分ではあるが、神奈川県側の海底斜面上では黒潮系暖水に比べると若干塩分が低いため、内湾水の影響を受けている水塊であると考えられる。そこでここでは、この高濁度の水塊を以下、「沿岸水」と呼ぶことにする。高温・高塩分の黒潮系暖水は、冬季に太平洋北西域の表層水が海面冷却により混合されることによって形成された亜熱帯モード水と呼ばれる水塊 (Masuzawa¹³⁾ であると考えられる。密度分布を見ると、沿岸水、黒潮系暖水、内湾水の順に軽くなっています、内湾水下層への暖水の潜り込みはこの内湾水と暖水の密度の違いによるものと思われる。

図-12から分かるように、残差流はこのような水塊分布にほぼ対応した構造をしている。すなわち低温・低塩分・高濁度の内湾水と高濁度の沿岸水が外洋へ流出し、高温・高塩分・低濁度の黒潮系暖水が湾内へ流入している。まず、湾内水は、神奈川県側の上層を15cm/s程度の平均流速で外洋に向かって流出している。最も流出速度の大きい個所は神奈川県側表層の低密度部分である。一方、黒潮系暖水は、神奈川県側では湾内水の下に潜り込んでいる、また千葉県側では全層に渡って湾内に流入しており、その最大の平均流入

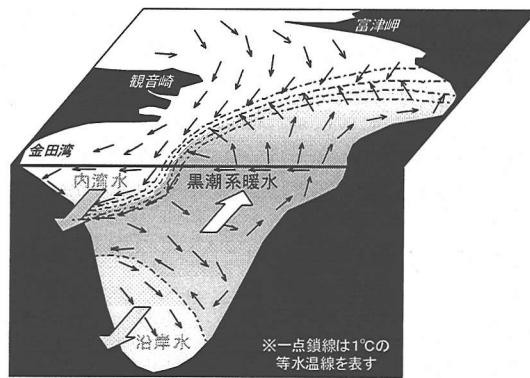


図-13 暖水波及時における湾口部3次元残差流構造の模式図

速度は14cm/s程度である。沿岸水は、神奈川県側の水深60m層を中心に外洋へ向かって流出しており、その最大の平均流速は10cm/s程度である。図-13に、Run3におけるサーベイ観測結果から推定される期間Cでの湾口部3次元残差流構造の模式図を示す。水平的な残差流パターンは図-2に示した長島・岡崎⁷⁾による熱塩フロント発生時における平均流構造と似ている。しかしながら、鉛直的に見ると、今回の残差流パターンは、フロント部において暖水が内湾水の下層に潜り込みながら湾内に侵入し、表層および底層からそれぞれ内湾水と沿岸水が外洋に流出する構造となっており、彼らが観測した平均流構造と大きく異なっていることが分かる。また、ブイ1における水温上昇パターンや湾口部における表層水温分布(図-8)から、期間Bにおける残差流構造も期間Cと同様であったものと考えられる。

(2) 黒潮系暖水波及がない時期(非湾口フロント形成時)における湾口部3次元海洋構造

つぎに、非湾口フロント形成時における湾口部の海洋構造を示す例として、12月に行ったRun1(12月18, 19日)におけるサーベイ観測の結果について述べる。図-14と図-15に、それぞれRun1における湾口部の水温分布とLine2断面内における水温、塩分、密度、濁度と残差流の断面直交成分の分布を示す。表層水温分布を見ると、明確な湾口フロントは形成されていないことが分かる。しかしながら、暖水波及時と同様に、内湾水に比べて暖かい外洋水が千葉県寄りに、低温の内湾水が主に神奈川県寄りに見られる。Line2やLine1において内湾水の下層に潜り込んでいる16°C以上の暖かい外洋水は、最も沖では100m以上の厚さがある。Line2における水塊構造をみると、暖水波及時に比べて水温、塩分のコントラストは明確ではない。また、残差

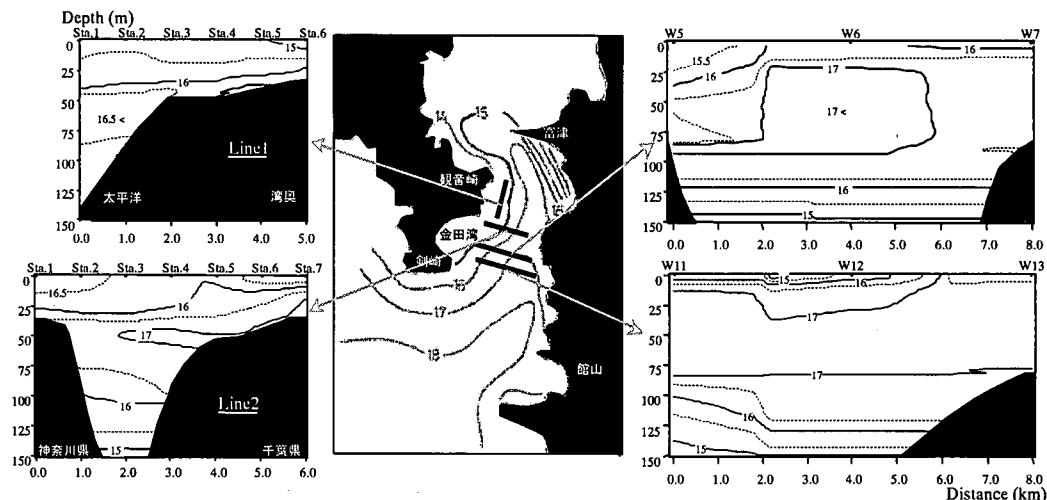


図-14 Run1 (97年12月18, 19日)における湾口部の水温分布

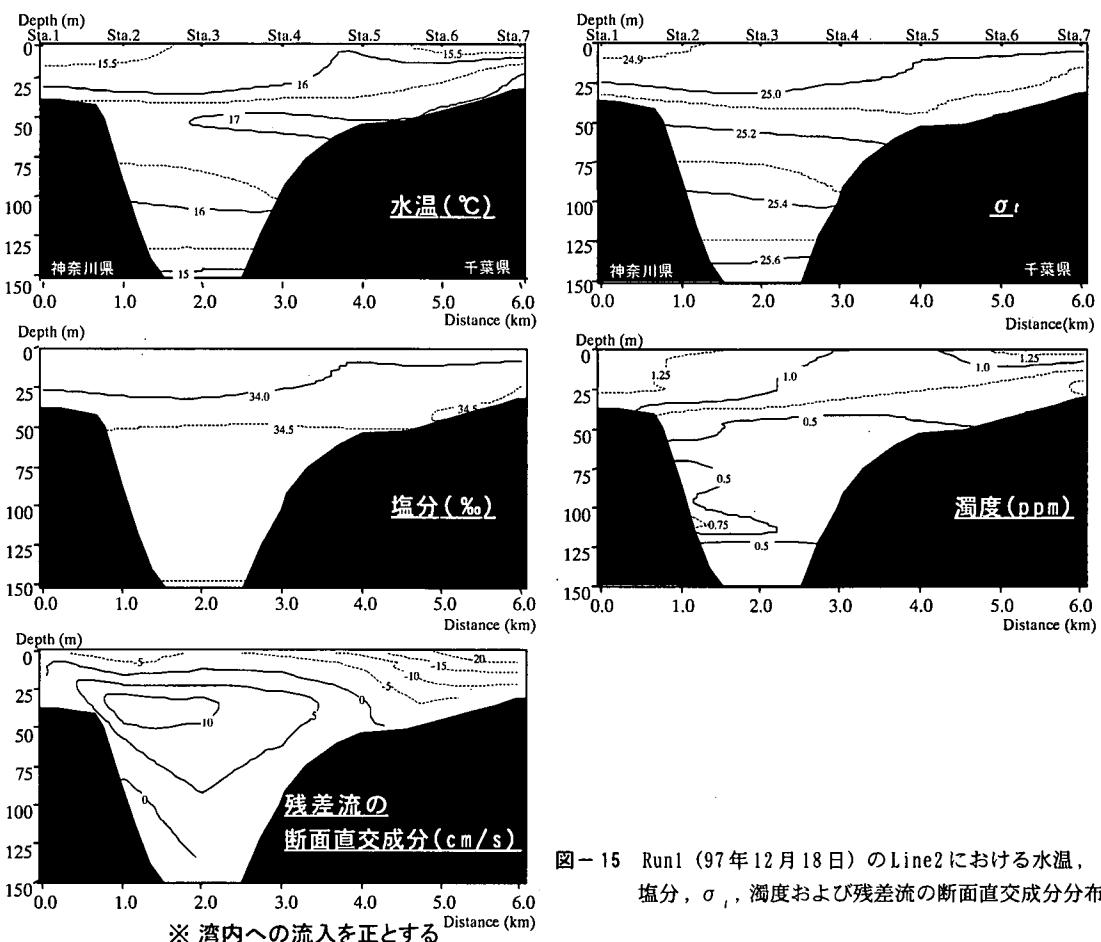


図-15 Run1 (97年12月18日)のLine2における水温、
塩分、 σ_t 、濁度および残差流の断面直交成分分布

流の断面直交成分を見ると、基本的には表層から低温・低塩分・高濁度の内湾水が流出し、底層から高温・高塩分・低濁度の外洋水が湾内へ流入する2層的な構造に

なっている。暖水波及時と同様、神奈川県側の海底斜面に若干濁度が高い水塊が流出しているが、その速度は1～2 cm/s程度と暖水波及時に比べ非常に小さいもの

となっている。なお、千葉県側に存在する外洋に向かう強い流れは、観測時における海上風や断面内の密度分布からでは説明できない現象であり、そのメカニズムについては現在のところ明らかになっていない。

以上のように、非フロント形成時 (Run1) における湾口部の海洋構造は、暖水波及時と比べて、水温、塩分のコントラストが共に小さく、また残差流は基本的にシンプルな2層構造をしている。

6. 考察

5. では期間Cにおける湾口部の3次元海洋構造をRun3のサーベイ観測結果に基づいて明らかにした。そこで、ここでは、湾口に波及した黒潮系暖水と内湾水の相対的な密度バランスが、湾口フロントの構造に対して与える影響や湾口部における残差流のメカニズム、また湾口フロント形成時(暖水波及時)における湾口部での物質輸送特性について検討する。

(1) 湾口フロント構造に与える密度バランスの影響

本観測(Run3)によりとらえた湾口フロントは、フロント部で黒潮系暖水が内湾水の下に潜り込む形のフロント構造になっており、2.(1)で示した熱塩フロントとは本質的に異なるものであることは先に述べた。

これは、基本的には、今回の暖水波及時には黒潮系暖水が内湾水よりも重かったために熱塩フロントが形成されず、暖水が内湾水の下に潜り込んだためであると考えられる。そこで、まず、このように黒潮系暖水が内湾水よりも重い場合、フロント域において暖水がどの水深に潜り込むのかについて考察する。

残差流の生成要因としては、主に地形性の潮汐残差流、吹送流、および密度流の効果が考えられるが、いずれの暖水波及時においても日平均風は5 m/s以下の弱い北よりの風であったこと、また、Run3のサーベイ観測により得られた暖水波及時の残差流分布が水塊の

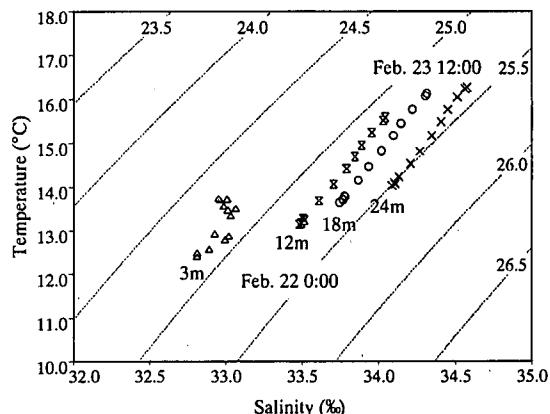
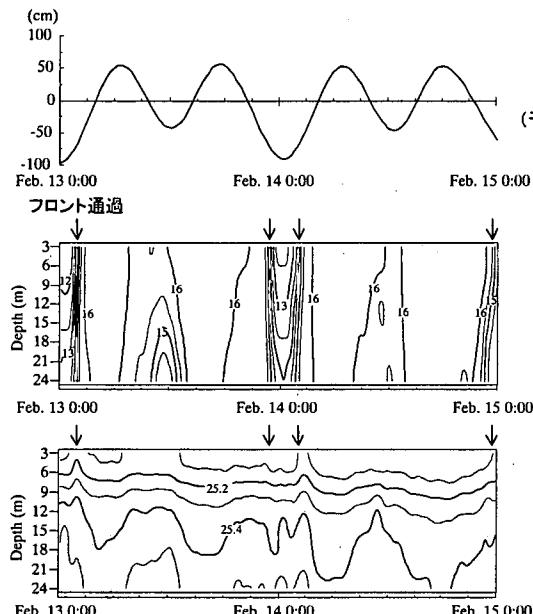
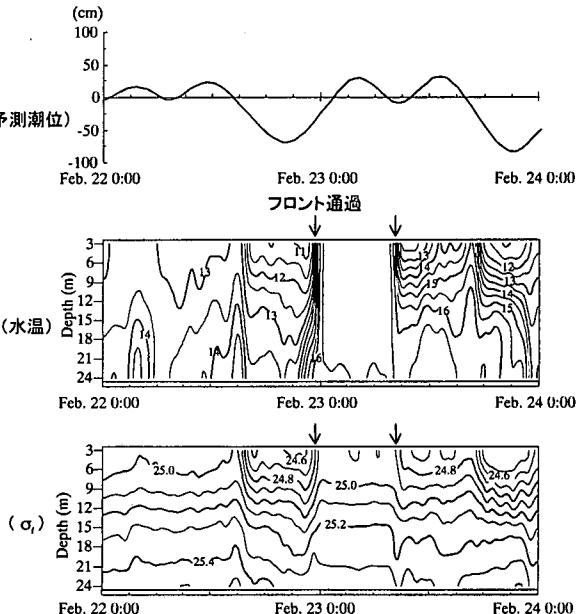


図-16 期間B(ブイ1)におけるT-Sダイヤグラム



期間A) 2月13日 0:00～2月15日 0:00



期間B) 2月22日 0:00～2月24日 0:00

図-17 期間A, Bにおける水温・密度のイソプレスおよび横須賀予測潮位

分布と概ね一致していることなどから、平均流の生成要因としては密度の影響が最も大きいものと考えられる。そこで、図-16に、期間Bにブイ1で計測された水温、塩分の25時間移動平均値の3時間ごとのデータを用いて作成したT-Sダイヤグラムを示す。(期間Cに関しては、生物付着によると思われる塩分低下が認められたため、T-Sダイヤグラムは作成していない。)図を見ると分かるように、各水深の水温、塩分は暖水波及前と暖水波及時では異なっている。5.(1)で示した黒潮系暖水の湾内下層への潜り込みに伴い、特に中層～底層にかけて水温・塩分の変化が大きく、1日半の間に水温で2.5℃、塩分で0.5%程度上昇している。しかしながら、密度に関しては、表層を除いて、各水深ごとに等密度線にはほぼ沿う形で水温、塩分が変化しており、黒潮系暖水が密度のほぼ等しい水塊が存在する内湾の水深に侵入している。つまり、黒潮系暖水が湾内に侵入する水深は、黒潮系暖水の密度と内湾水密度の鉛直分布の相対的関係により決まっていることが分かる。期間Cにおけるブイ1の水温変動パターンが期間Bに似ていることから、Run3でとらえた期間Cにおける黒潮系暖水の湾内への侵入形態が期間Bにおいてもほぼ同様に現れていたものと考えられる。

つぎに、同じ暖水波及期でありながらブイ1における水温変動パターンが期間B、Cと大きく異なる期間Aにおけるフロントのメカニズムについて考える。図-17に、期間A(2月13日0:00～2月15日0:00)と期間B(2月22日0:00～2月24日0:00)においてブイ1で計測された水温と密度の1時間移動平均値を用いて作成したイソプレスを、横須賀における予測潮位とともに示す。フロントは潮汐に伴って移動しており、フロントがブイ1を通過する際に水温が急変している。期間Bでは、フロント部の等水温線は水深18m付近まではほぼ鉛直に真っ直ぐであるが、底層では黒潮系暖水が低温の内湾水の下層に潜り込む形で存在している。フロントを介して接している内湾水と暖水の密度を同一水深で比較すると、黒潮系暖水の方が重く、また、フロント通過時において密度が極大になることはない。これに対し、期間Aではフロント部での等水温線が表層から底層近く(ブイ1における水深は約30m)まで鉛直にほぼ真っ直ぐになっている。また、同一水深における密度を比較すると、フロントを介して黒潮系暖水と内湾水の密度がほぼ等しくなっており、フロント通過時において密度がそれぞれの水深で極大になっていることが分かる。このことは、フロント部において少なくとも24m以上の水深まで達する下降流が存在している可能性を示唆しており、この下降流によってフロント部では鉛直方向にほぼ一様な水温分布が形成されているものと考えられる。このように、期

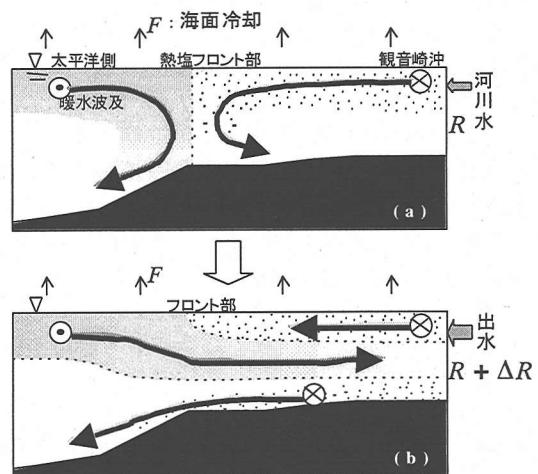


図-18 出水に対する熱塩フロントの応答過程

間Aでは、期間B、Cとは異なり、湾口部に波及した黒潮系暖水の密度と内湾水の密度がほぼ等しかったために、湾口部において熱塩フロントが発生していたものと考えられる。

さらに、この熱塩フロントの湾口部における密度構造の変化に対する応答過程を調べるために再び図-7を見てみる。図を見ると2月19日以降、表層の水温が急激に低下しており、期間BやCと同様な水温分布パターンに変化していることから、熱塩フロントはそれほど持続しないことが分かる。これは、主に、19日以降、東京湾沿岸域における降水量が増加したために、湾内に流入する河川流量(R)が増加し、その結果、相対的に軽くなった内湾水が表層から外洋へ流出し、底層から相対的に重くなった暖水が湾内に侵入する形の流動構造になったためであると考えられる。ところで、2.(1)で解析的な研究によって明らかにされた熱塩フロントの基本特性として、河川流量が増加すると熱塩フロントの位置は外洋側へ移動し、またその強度は強化されることを述べた。ただし、これはあくまでも外洋や海面冷却の条件を変えずに、河川流量のみを増加させた場合における定常解に関するものである。このような理想的な条件下における非定常的なプロセスは以下に示す形になっているものと考えられる。熱塩フロント形成時において急激な河川流量の増大が発生した場合、淡水の影響により湾内水の密度が小さくなることによって、一旦は熱塩フロントが崩壊し重力循環的な流動構造になる。その後、増大した河川流量、海面冷却量や外洋の状態が変わらなければ、それに対応した熱塩フロントがより外洋側に再度形成されるのである。しかしながら、実際の状況では、一旦淡水の影響で熱塩フロントが崩壊した後、河川流量、海面冷却

量あるいは外洋の状態が一定に保たれることはほとんどない。これらの条件は数日スケールで変動しているため、その変動に伴って内湾水や外洋水の密度も変化しており、熱塩フロント崩壊後は、その密度変化に対応した流動構造が湾口部に形成されるものと考えられる。実際、熱塩フロントが河川出水によって崩壊したと考えられる19日以降に再び熱塩フロントが形成されることはない。この湾内水の低密度化に対する熱塩フロントの応答過程の模式図を図-18に示す。ただし、図-18下段の図では内湾側の流動パターンを3層構造としているが、内湾の密度分布によっては2層構造になる場合も考えられる。

(2) 黒潮系暖水波及時における熱および物質輸送特性

つぎに、今回とらえた黒潮系暖水波及時における湾口部での熱および物質輸送特性に関して詳しく調べるために、Run3 時に湾口部横断面 (Line2) を通過する熱、塩分、濁質フラックスをRun1と比較する形で検討した結果を述べる。

解析にあたっては、上嶋ら¹⁴⁾や藤原ら¹⁵⁾にならって、以下に示すように、流速や水温、また物質濃度をいくつかの変動要因に対応した形で分解して取り扱う。いま、Line2における任意の点において、断面に直交する流速成分 v を、残差流(1潮汐時間平均)成分 \bar{v} と時間変動成分 \tilde{v} に分解し、水温や指標物質の濃度 c についても同様に分解して表すものとする。

$$v = \bar{v} + \tilde{v}, \quad c = \bar{c} + \tilde{c} \quad (1)$$

ここに、 $\bar{\cdot}$ は1潮汐間の時間平均値を表す。一般的に、乱れによる物質交換量は他の成分に比べて小さいと考えられていることから、時間変動成分は、主に潮流成分や密度流、吹送流の時間変動成分からなるものと考えられる。

つぎに残差流成分を断面平均成分 $\langle \bar{v} \rangle$ とそれからの偏差(残差流シア)成分 \bar{v}_d に分解する。

$$\bar{v} = \langle \bar{v} \rangle + \bar{v}_d, \quad \bar{c} = \langle \bar{c} \rangle + \bar{c}_d \quad (2)$$

ここに、 $\langle \cdot \rangle$ は断面平均を表す。さらに、残差流シア成分 \bar{v}_d を、以下に示すように水平シア成分 \bar{v}_{dh} と鉛直シア \bar{v}_{dv} 成分に分解する。

$$\bar{v}_d = \bar{v}_{dh} + \bar{v}_{dv}, \quad \bar{c}_d = \bar{c}_{dh} + \bar{c}_{dv} \quad (3)$$

ここに、

$$\bar{v}_{dh} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \bar{v}_d dz, \quad \bar{c}_{dh} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \bar{c}_d dz$$

であり、 h は各観測点における水深である。今回の観測ではADCPの鉛直分解能を3m、またLine2における観測点間隔を1kmに設定したことから、観測断面を高さ3m、幅1kmの計182個のブロックに分割して考えると、Line2を通過する指標物質の1潮汐平均した単位時間当たりの輸送量 F は最終的には以下のように表せる。

$$\begin{aligned} F &= n \Delta A \langle \bar{v} \rangle \langle \bar{c} \rangle + \Delta A \sum_n \bar{v}_{dn} \bar{c}_{dn} + \Delta A \sum_n \bar{v}_n \bar{c}_n \\ &= n \Delta A \langle \bar{v} \rangle \langle \bar{c} \rangle + \Delta A \sum_n (\bar{v}_{dh} \bar{c}_{dh} + \bar{v}_{dv} \bar{c}_{dv}) \\ &\quad + \Delta A \sum_n \bar{v}_n \bar{c}_n \end{aligned} \quad (4)$$

ここに、 ΔA は182個に分割した各ブロックの断面積を表している。また、添え字 n はブロック番号を、 \sum_n は182個のブロックに対する総和を表す。ここで、式(4)第1項は断面平均残差流成分による移流項、第2項は残差流の水平シアによる輸送項、第3項は残差流の鉛直シアによる輸送項であり、また第4項は時間変動成分による輸送項を表している。ここでは第2、3、4項をまとめて分散項と呼ぶことにする。なお、残差流の断面平均成分は、海面における大気間との水のやりとりを無視すれば、基本的には河川流量を断面積で割った値に等しい。

つぎに、観測に基づいて上記の方法で求めた熱フラックスを、冬季における湾口部での平均的なフラックスと比較するために、内湾域と外洋域を湾口部で分け、それを1つのボックスとしたボックスモデルを用いて、冬季における熱フラックスの平均値を見積もることにする。湾口部における各ボックス間の熱の交換量 F は以下のように表される。

$$F = -R \times T_B + Q_{OB} \times (T_O - T_B) \quad (5)$$

ここに、 R は河川流量、 Q_{OB} は湾外から湾内への海水流入量、 T_B 、 T_O はそれぞれ湾内と湾外における平均水温である。式(5)第1項は式(4)第1項に対応しているものと考えられ、断面平均残差流成分によって、常に熱を湾内から湾外へ輸送する効果を表している。したがって、冬季における内湾と外洋間の熱輸送を考えた場合、式(5)第2項が外洋によって湾内が暖められる効果を表していることになる。

図-19に式(4)に基づいて観測結果から求めたLine2を通過する熱、塩分および濁質のフラックスを示す。熱に関しては、ボックスモデルにより1ヶ月ごとに算出した式(5)第2項の冬季平均値(1997年11月から1998年3月まで)を併せて載せた。ただし、冬季における断面平均残差流を、直接ADCPの測流結果から求めることには精度上大きな問題があると考えられる

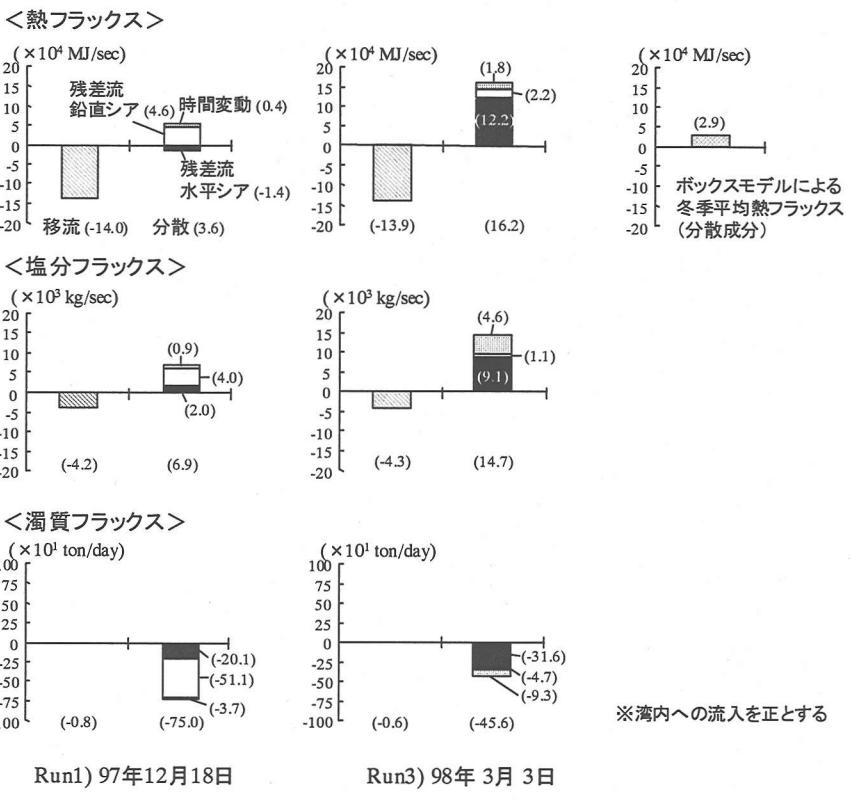


図-19 热, 塩分および濁質フラックス

(冬季における平均的な河川流入量と湾口部の断面積から断面平均残差流の大きさを見ると、およそ 10^{-3} m/s 以下のオーダーとなる). そこで、式(4)第1項の移流項は、ADCPによる計測値ではなく、冬季の平均的な河川流入量を用いて算出することにした. 湾内に流入する主要河川の流量は建設省によって計測が行なわれているが、最も重要な河口付近の流量としては、多摩川のみの計測となっている. そこで、ここでは建設省により計測された多摩川(石原)における流量とともに、主要5河川(荒川、江戸川、隅田川、多摩川、鶴見川)の流量を流域面積に比例した形で求め、その合計流量を湾内への河川流入量とした. さらに、このようにして求めた河川流入量の本観測期間中(1997年12月～1998年3月)の平均値を冬季平均河川流入量として使用した. また、ボックスモデルによる熱輸送量のうち、分散成分に相当する(5)式第2項は、千葉県水産試験場富津分場の定期観測データに基づいて求めた.

a) 热フラックス

まず、Run1における熱フラックスの分散成分を見てみると、ボックスモデルから求めた冬季平均値とほぼ等しい値を示している. 分散成分の中では、特に残差流の鉛直シア成分が大きく、これに比べて残差流の水

平シア成分や時間変動成分は小さくなっている. このことは、Run1では低温の内湾水が上層から流出し、下層から暖かい外洋水が流入する形の鉛直循環流による熱輸送が顕著であったことを示している.

一方、暖水波及時(Run3)における熱フラックスの分散成分について見てみると、ボックスモデルにより求めた冬季平均値に比べて約5倍の湾内への熱フラックスが、主に残差流シアにより生じていることが分かる. 期間Cの暖水波及4日間程度続いているので、その間、外洋から湾内に輸送された熱量は、ボックスモデルにより見積った平均的な冬季1ヶ月間の熱フラックスの少なくとも50%以上に達するものと考えられる. このような大きな熱フラックスが生じた原因としては、Run1に比べて断面内水温のコントラスト(温度差)が非常に大きいこと、さらには高温の水塊が流入し、低温の水塊が流出する形の残差流構造が顕著であったことがあげられる. さらに残差流シアの内訳を見ると、水平シアが鉛直シアによる熱フラックスの約6倍の値を示している. このことは、Run3の暖水波及時においては、Run1とは異なり、千葉県側から暖かい黒潮系暖水が流入し、神奈川県側から低温の内湾水が流出する形の水平残差流による熱輸送が顕著であった

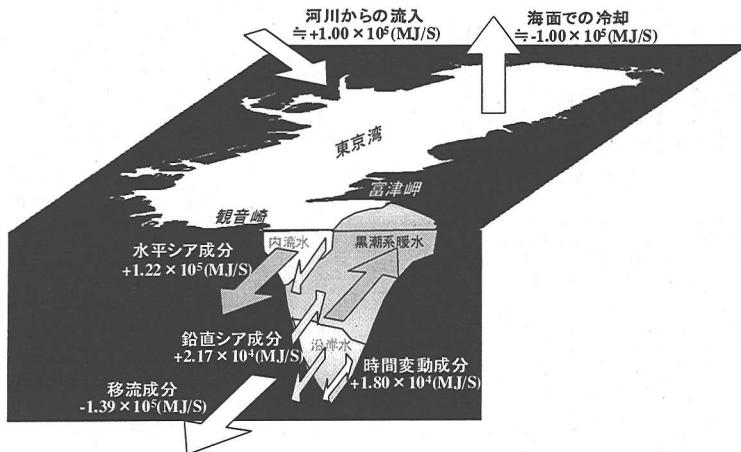


図-20 黒潮系暖水波及時における東京湾の熱収支

ことを示している。そして、この水平残差流構造の形成に対して、地球自転の効果が大きな役割を果たしていることは明らかである。

暖水波及時における東京湾全域の熱収支の概念図を図-20に示す。ただし、海面や河口における熱フラックスは冬季の平均的な値を示している。つまり、この図は、平均的な冬季の状態における東京湾全体の熱収支に対して与える暖水波及のインパクトを表したものである。これから分かるように、湾口部からは河川から流入した熱量と同オーダーの熱量が、移流成分として外洋へ流出している。また、大気による冷却効果によって海面から大量の熱が奪われるが、今回の暖水波及時にはそれと同程度以上の大きな熱量が、主に残差流水平シア成分により湾内へ供給されている。

したがって、図に示したように冬季における平均的な海面冷却量や河川流入量を考えた場合、黒潮系暖水が湾口部へ波及することによって湾内の総熱量、すなわち湾内平均水温が上昇する可能性も十分に考えられ、暖水波及の湾内熱環境に与える影響が非常に大きいことが分かる。

b) 塩分フラックス

Run1ではトータル(分散成分+移流成分)として分散成分の働きにより塩分が湾内に輸送されてはいるが、その量は小さい。分散成分の内訳を見ると、熱フラックスと同様に、残差流の鉛直シア成分が卓越しており、鉛直循環流による外洋から湾内への塩分輸送が顕著であることが分かる。

一方、暖水波及時(Run3)には主に残差流シア成分の働きにより、Run1に比べトータルとして4倍程度の塩分が湾内に輸送されていることが分かる。冬季平均状態での湾口部における塩分フラックスは、移流成分と分散成分が釣り合うことによりトータルゼロとなり、

湾内の塩分量は一定に保たれる。したがって、暖水波及時にはRun1に比べても、また平均的な状態に比べても外洋から湾内への活発な塩分輸送が行われていることが分かる。残差流シア成分の内訳を見てみると、熱フラックスと同様に水平シア成分が卓越しており、鉛直シア成分の8倍以上に達している。この塩分輸送形態は、一般的な冬季における東京湾湾口部での塩分輸送に関して、残差流の鉛直シアが支配的であるとした上嶋ら^[14]の解析結果と異なっている。これらのことから、暖水波及時における塩分輸送特性はその質・量とともに平常時とは大きく異なっていることが分かる。

c) 濁質フラックス

両観測時とも合計値が負になっており、内訳を見ると主に残差流シアの働きにより濁質がトータルとして外洋へ輸送されていることが分かる。移流項による輸送は、分散項のそれに比べて2オーダー小さい。これは、濁質のシア成分(断面平均値からの偏差成分)と断面平均値のオーダーが等しいのに対し、流速の残差流シア成分が断面平均成分より2オーダー程度大きいからである。残差流シアの内訳をそれぞれ見てみると、熱、塩分フラックスと同様にRun1では鉛直シアが、暖水波及時(Run3)では水平シアによるフラックスが卓越している。ただし、外洋への輸送パターンとして暖水波及時には、濁質が表層だけではなく水深60m以深からも活発に外洋へ流出していることに注目する必要がある。というのは、外洋のどの水深に湾内起源の物質が輸送されているかによって、その後の外洋におけるその物質の移流拡散過程が大きく異なることがあるからである。

これまで、熱塩フロント発生時における湾口部の物質フラックスを計測した観測例は無いが、そのフロント部における流動構造から、湾内と外洋との物質交換に対して、熱塩フロントが一種の障壁として働く可能性が高

いことがしばしば指摘されている。しかしながら、本観測でとらえたように暖水が内湾水の下層に潜り込む形のフロントが発生した場合、ここで具体的に示したように、特に熱および塩分に関しては、平常時に比べて非常に活発な輸送が、残差流の水平シアによって行われることが明らかとなった。

7. 結論

冬季の東京湾湾口部における現地観測や既存の観測データの解析を行い、以下の結論を得た。

- 1) 東京湾の湾口フロントは、黒潮系暖水の湾口部への波及に伴い発生する非定常性の強い現象である。
- 2) 湾口フロントの構造は、内湾水と黒潮系暖水の密度バランスに影響を受けた非常に3次元性が強いものである。
- 3) 黒潮系の暖水塊は約50mの厚さで湾口部に侵入する。
- 4) 黒潮系暖水波及時における外洋から湾内への熱フラックスは、冬季平均の約5倍程度である。
- 5) 黒潮系暖水波及時の湾口部における熱および物質輸送に対しては、残差流の水平シアによる寄与が大きく、地球自転の効果がこの水平シアの形成に重要な働きをしている。
- 6) 非暖水波及時(Run1)における熱輸送は、ほぼ冬季平均値と同程度であり、その輸送要因としては残差流の鉛直シアによる寄与が大きい。

今後は、黒潮系暖水波及時の湾口部流動の力学的解釈、暖水の湾内への侵入状況や湾内における物質輸送特性など、今回の観測からだけでは明らかに出来なかった点を、数値計算等を通して明らかにしていく予定である。

謝辞: 湾口部における観測を行うにあたり、水産庁水産工学研究所海洋測器研究室の阪井淳子技官、および水産工学研究所所属観測船「たか丸」の乗組員の皆様、第3管区海上保安本部、東京湾海上交通センターの皆様には大変お世話になった。第2海保における風データを運輸省第2港湾建設局から、東京湾内の水質データを千葉県水産試験場富津分場から、多摩川の河川流量データを建設省京浜工事事務所から、また、フェリーによる航走水温データを東京都水産試験場八丈分場から提供して頂いた。ここに記して謝意を表します。なお、本研究の一部は文部省科学研究費奨励(A)(課題番号09750588、代表者:日向博文)の補助を受けて行われたものであることをここに付記する。

参考文献

- 1) 八木宏、灘岡和夫、内山雄介、日向博文:長期連続観測に基づく東京湾・鹿島灘・霞ヶ浦の年間水温変動特性の比較、土木学会論文集(印刷中)。
- 2) Endoh, M.: Formation of thermohaline front by cooling of the sea'surface and inflow of the fresh water, Journal of the Oceanographical Society of Japan, Vol.33, pp.6-15, 1977.
- 3) Harashima,A.,Oonishi,Y. and Kunishi,H.:Formation of water mass and fronts due to density-induced current system, Journal of the Oceanographical Society of Japan, Vol. 34, pp.57-66, 1978.
- 4) Oonishi,Y., Harashima,A. and Kunishi,H.:Characteristics of a front fromed by cooling of the sea surface and inflow of the fresh water, Journal of the Oceanographical Society of Japan, Vol.34, pp.17-23, 1977.
- 5) Yanagi,T. and Isobe,A.: Oceanic and anthropogenic controls of life in the Pacific Ocean, ed. by V. I. Illichev and V.V.Anikiev, Kluver Publishing Agency, Holland, pp.11-33, 1992.
- 6) 宇野木早苗:沿岸の海洋物理学、東海大学出版会, pp.433-436, 1993.
- 7) 柳哲雄:潮目の科学、恒星社恒星閣, pp.103-104, 1990.
- 8) 長島秀樹、岡崎守良:冬季における東京湾の流況と海況、沿岸海洋研究ノート、第16巻、第2号、pp.76-86, 1979.
- 9) Yanagi,T., Isobe,A., Saino,T. and Ishimaru,T.: Thermohaline front at the mouth of Tokyo Bay in winter, Continental Shelf Research, No.9, pp.77-91, 1989.
- 10) Yanagi, T. and Sanuki,T.: Valiation on the thermohaline front at the mouth of Tokyo Bay, Journal of the Oceanographical Society of Japan, Vol.47, pp.105-110, 1991.
- 11) Yoshioka,H.:The coastal front in the Kii Channel in winter, 海と空, 第64巻, 第2号, pp.79-111, 1988.
- 12) Akiyama,H. and Saitoh,S.: The Kyucho in Sukumo Bay induced by Kuroshio warm filament intrusion, Journal of the Oceanographical Society of Japan, Vol.49, pp.667-682, 1992.
- 13) Masuzawa,J.: Subtropical mode water, Deep-Sea Research, Vol.16, pp.463-472, 1969.
- 14) 上嶋英機、藤原建紀、早川典生:感潮河川における物質輸送の機構について(第1報),海岸工学論文集, 第22巻, pp.239-247, 1975.
- 15) 藤原建紀、宇野奈津子、多田光男、中辻啓二、笠井亮秀、坂本亘:紀伊水道の流れと栄養塩輸送、海と空, 第73巻, 第2号, pp.63-72, 1997.

(1999.6.15 受付)

FIELD MEASUREMENTS OF CURRENTS AND MATERIAL TRANSPORT
AT TOKYO-BAY MOUTH IN THE CONDITION OF KUROSHIO WARM WATER INTRUSION
IN WINTER

Hirofumi HINATA, Hiroshi YAGI, Takeshi YOSHIOKA and Kazuo NADAOKA

Field measurements were performed to investigate the effects of Kuroshio Warm Water Intrusion(KWWI) to the mouth of Tokyo Bay on the three dimensional characteristics of currents and material transport in the bay mouth in winter. When KWWI occurs, the bay water with low temperature and low salinity flows toward the ocean in the surface layer, the Kuroshio Warm water with high temperature and high salinity intrudes into the bay in the intermediate layer and the coastal water with low temperature and high salinity flows toward the ocean in the bottom layer. The depth of the KWW intrusions into the bay depends on its density relative to the vertical density profile at the bay. The KWWI transports heat into the bay effectively which is five times as large as the winter-averaged heat flux.