

# 大船渡湾での水構造の季節変動特性と 海水交換量の定量評価

日比野忠史<sup>1</sup>・鶴谷 広一<sup>2</sup>・板橋 直樹<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 広島大学大学院工学研究科助教授 社会環境システム専攻  
(〒739-8527 東広島市鏡山 1-4-1)

E-mail:hibinot@hiroshima-u.ac.jp

<sup>2</sup>フェロー会員 工博 東海大学教授 海洋研究所 (〒424-8610 清水市折戸 3-20-1)

<sup>3</sup>正会員 工修 広島大学大学院工学研究科 社会環境システム専攻 (〒739-8527 東広島市鏡山 1-4-1)

大船渡湾における 1996~99 年の現地観測から得られた結果を基に、水構造の年一季節変動を検討し、湾内に流入する水塊の季節変動機構を明らかにした。さらに、湾内流動を起こす外力として季節的に変化する湾外水の寄与を評価するとともに、湾内外の水構造の変動が海水交換に与える影響について考察した。次に、1999 年に行われた流速・密度の連続観測結果を用いて、海水交換量の定量的な評価を試みた。これらの結果、湾内低層水の交換が主に湾外水塊の湾内低層への密度差による貫入・湾内低層水の排出によって行われていること、湾外水の密度が変化することが海水交換を促進していること、一度の貫入によって湾内底層容積の 50%程度を交換していること等を明らかにした。

**Key Words:** sill, intrusion, ocean current, density current, entrainment

## 1. はじめに

大船渡湾(三陸沿岸, 39°N, 141.75°E)は昭和35年チリ津波により甚大な被害を受け, 昭和42年には津波防波堤が設置された。大船渡湾は南北方向が約7km, 東西方向約2kmの南北に細長い湾であり, 最大水深約40m, 平均水深約20mの空間スケールを有している。湾軸に沿って, 水深30m以上の淵が湾口から湾央まで続いている(図-1)。湾奥部には, 日平均流量2.6m<sup>3</sup>/sの流量規模の盛川が流れ込んでいる。湾口部には, 津波防波堤が建設されており, その開口部には, 水深約22mのところを長さ200m, 幅90mの捨石マウンド(高さ約20m, 平均勾配約1:3)とマウンド上に鋼セル(幅8m, 高さ6mの長方体)が存在している(以降, 鋼セルを含めてマウンドと呼ぶ)。

開口部にシル(マウンド)が形成された閉鎖性の湾においては, 海水交換が悪く, 富栄養化, 貧酸素化等の水質悪化が懸念されている。大船渡湾においても, 夏季に密度躍層が形成され, 低層の貧酸素化が観測されている。しかしながら, 大船渡湾では, 成層期においても低層水は停滞しておらず, 潮汐, 気象擾乱, 海流等を外力とした流動が観測されている。図-1には大船渡湾の平面地形および湾軸に沿う断面水深図と観測地点が示されている。これまでの観測から湾軸に直行する断面では密度は一様

に分布しており, 軸方向においても湾口部付近をのぞい

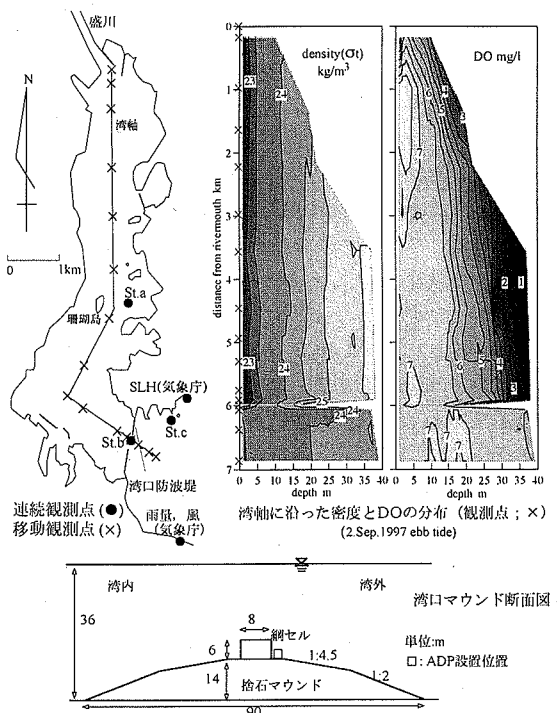


図-1 大船渡湾の地形, 観測概況と水質の分布状況

て潮流の影響は小さいこと、湾軸方向の潮汐に伴う流れは珊瑚島付近までは流速が小さく、屈曲部(図-1の5000m付近)を越えてから流速が大きくなり始め、マウンド上で最大となっていること、防波堤開口部に直行する流れは、開口面に対しほぼ一様に分布しており(図-1)、開口部中央の流れで代表できることがわかっている<sup>1), 2)</sup>。本論文では、大船渡湾内の水構造の年～季節変動について検討するとともに、潮汐周期での湾口部周辺での流れをもとに、湾口マウンド上で測定された流向・流速、水温・塩分プロファイルおよび湾内外で測られた水温・塩分プロファイルから、海水交換量を算出し、大船渡湾における海水交換率の定量的な評価を試みた。

## 2. 観測の概要 (図-1 参照)

水温、塩分、照度、溶存酸素(DO)、流速、深度等(MDS-TD・CT・L, MDO-8M; アレック電子, ADP; NORTEK社, DATASONDE4; Hydrolab社)の定点(係留)観測および湾軸線に沿った流速、水質(ADCP; RDInstrument社, ACL-1183PDK; アレック電子)の移動観測が1996年～1999年に行われている。移動観測は、成層形成期から消滅期までの間に約1ヶ月間隔で行われており、同時期に係留系の整備が行われている。

係留観測においては、1996と97年は湾内の2地点において、水温を2～4m間隔(塩分、照度、DOは数点)、98年からは湾内外の3～4水深で水温・塩分、湾口マウンド上で流速、水温・塩分および湾内底層でのDOが測定(測定間隔5～30分)されている。98年以降の観測地点(St.a～c)は96, 97年の観測結果<sup>2)</sup>から決定されている。さらに、同期間に大船渡湾の北東約30kmに位置する釜石湾においても3水深で水温が測定されている。センサーの係留は海底を基準としてフロートで立ち上げており、センサーの設置深度は平均海面を0として決定されている。流速プロファイラー(ADP)は、網セルの湾外側マウンド上に設置されている。移動観測では、図-1に示す湾軸上の16地点(x)において、上潮期、下潮期の水質分布(鉛直方向には10cm毎)を計測している。一断面の測定には約90分を要している。

本論文では、全て生データを用いており、データの精度の確認は岩手県水産技術センターの観測データにより行っている。また、本文中のコンター図は観測データを内挿して作図している。

## 3. 水構造の年～季節変動

### (1) 海洋現象との関連

図-2には大船渡湾中央(珊瑚島東側)の27m水深で観測された塩分および大船渡と那覇の水位差の経月変化

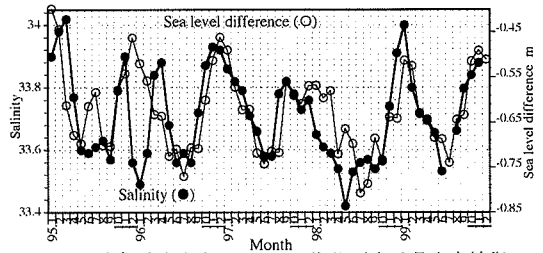


図-2 大船渡湾中央水深27mでの塩分(岩手県水産技術センター)と水位差(大船渡-那覇)の関係

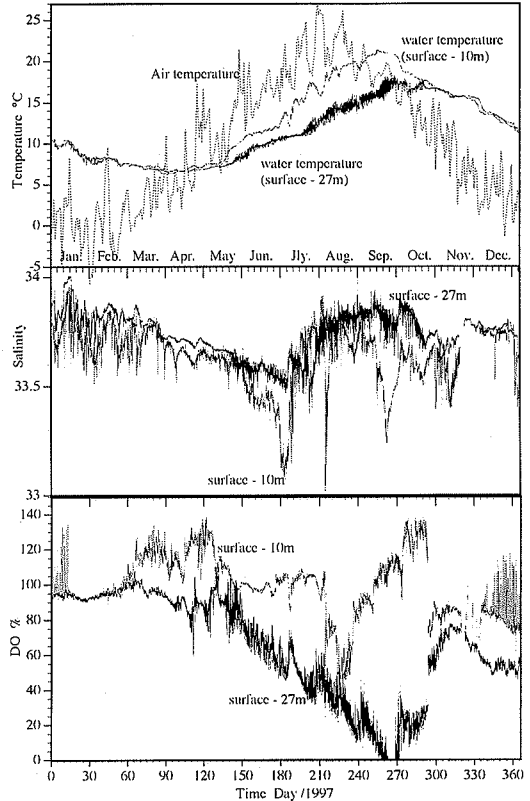


図-3 大船渡湾中央における水温、塩分およびDOの年変動(1997)、岩手県水産技術センター

が示されている(岩手県水産技術センター)。湾内の密度は親潮の南下に対応して、夏に低く、冬に高くなっている。那覇との水位差との対応が良いのは、那覇での水位が夏に高く、冬に低くなっているためであるが、年周期より短い周期でも対応が良いのは、太平洋沿岸水位と太平洋スケールの現象との関連が深いことによる<sup>3), 4)</sup>。

大船渡湾での塩分の季節変動は三陸沖に浸入する海流に依存している。三陸に浸入する海流は北太平洋の北～西側沿岸域で起こる水位振動(北海道付近が節)によっており、那覇で水位が高くなる夏期に親潮、アリューシャン列島周辺で水位が高くなる冬期に黒潮系水塊が浸入する<sup>4)</sup>。この現象によって湾内では夏期に塩分が低く、冬期に塩分が高くなる。

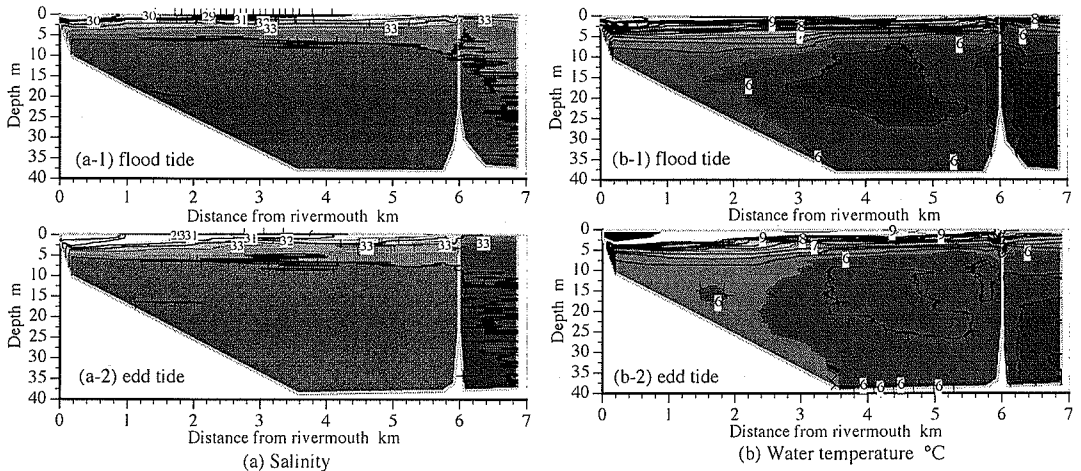


図-4 躍層形成期の塩分と水温の縦断分布 (7 Apr.1998観測, 0-5mの拡大図が付図1に示されている)

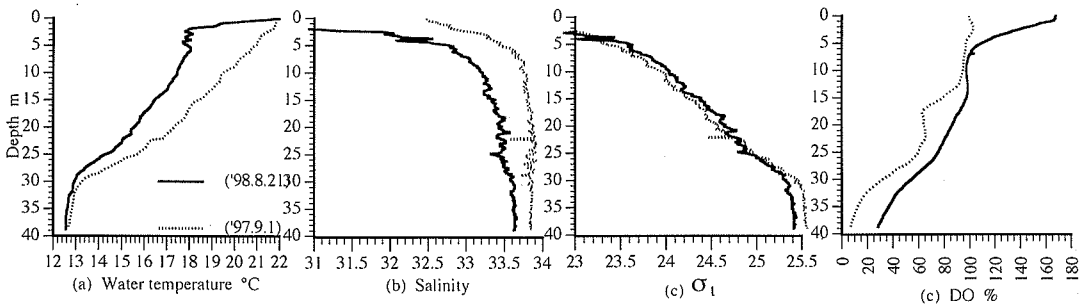


図-5 1997年と1998年成層期の塩分、水温、密度およびDOプロファイルの比較

1995/96年冬季の塩分低下は他年の観測のうち、この期間にのみ観測されている。この冬はPNA型の大気変動パターンが現れており、東日本から北日本では平年より海面気圧が低くなっている<sup>5)</sup>。PNA型の大気変動パターンと親潮の異常南下の関係については多くの報告が行われており、このパターンが現れた冬には親潮の異常南下が起こることが報告されている<sup>6)</sup>。また、1998年は冬季に塩分、水位差が例年に比較して高くなっていないが、この時には那覇での水位が大船渡の水位よりも高くなっている。これは黒潮の北上が制限され、黒潮系の高塩分水塊が湾内に流入していないことによると考えられる。実際、1998年10月に行われた気象庁の海洋観測では三陸沿岸から143°E付近まで低塩分水塊が観測されている<sup>4)・7)</sup>。地球規模の現象に伴う日本沿岸域の異常現象(黒潮北上、親潮異常南下等)によって内湾域に流入する外海水の性質が変わり、湾内での水質環境、ひいては生態環境に変化が現れることが予想される。すなわち、ローカルな内湾域での水質を考える上でもグローバルな見知から沿岸環境を考えることの必要性が示唆される。

図-3には大船渡湾中央での水面下10mと27mでの(a)水温・気温、(b)塩分および(c)溶存酸素(DO)の経時変化(1997年)が示されている。1997年の大船渡湾における水構造の変化は以下のように起こっている。まず、3月中

旬頃から塩分の低下傾向が顕著になり、4月頃から温度躍層ができ始め、躍層の形成後、底層の溶存酸素量が低下する。水深10mと27mの水温差は気温のピークから約2ヶ月後に最も大きくなる。親潮が北上すると、1ヶ月程度で水温差が小さくなり始めている。溶存酸素量の増加は湾外水の影響が強く、この詳細については次章以降に述べる。

## (2) 温度躍層の形成

温度躍層の形成は親潮系の冷水塊(低塩分)の湾内への流入に加え、長・短波放射による陸水や湾内表層水温の上昇・下降が寄与していると考えられる<sup>8)</sup>。図-4は1998年4月に観測された満潮期と干潮期の塩分と水温の断面分布(x軸は河口からの距離)を示したものである。観測断面は図-1の湾軸に沿ってとっている。図の6km地点にマウンドが設置されており、マウンドによって湾内と湾外が分離されている。陸(盛川)からは11°C以上の暖水塊が湾内に流出し、湾外からは湾内中-低層水塊よりも低い塩分(33-33.5)の冷水塊(5.5-6°C)が湾内に流入している(表層の詳細図は付図-1参照)。河川水は河口から上層を湾口に向かって流出し、湾内の水温は表層で上昇しているが、湾外水は湾内の5m層付近に浸入しており、湾口部から湾奥に、上層から中層に向かっては低

水温が維持されていることがわかる。

8~9月頃までは外海から湾内に流入する水塊密度は低い(夏季に向かって水温は上昇, 塩分は親潮の南下により低下していく)ため, 湾内の上~中層に流入し, 低層に侵入する機会は少なくなる(図-2, 3)。このため, 下層水塊は中層水塊との混合が制限され, 温度躍層は徐々に強まっていく。

図-5に1997年9月1日と1998年8月20日に湾中央で観測された塩分, 水温, 密度および溶存酸素のプロファイルが比較されている。98年の貧酸素化は97年ほど顕著に現れていない。さらに, 塩分・水温とも1997年に比較して全層で低く, 密度は約25mで深くなっていく。97年と98年の水温や塩分プロファイルの差異は湾内に流入する湾外水の性質によるものとして考えることができる。1997~98年は20世紀最大規模のエルニーニョ, ラニーニャ現象が現れており<sup>7)</sup>, 日本沿岸での水位に影響を与えている<sup>9)</sup>。97/98年冬期においても親潮系冷水塊の三陸沖までの南下が継続していた<sup>10)</sup>。1998年の観測では, 図2に示したように, 97年の冬期(10月以降)に高塩分(33.8以上)の湾外水が湾内に流入せず, 低層水の密度は例年に比べ高くなっていない。このため, 大船渡湾内に形成された躍層は例年に比べ弱いため, 底層の貧酸素化が抑制されている。

### (3) 貧酸素水塊の消滅

成層期である8~9月頃までは, 親潮の南下のために, 湾外からの黒潮系(高塩分)水塊の流入する機会が少なく, かつ, 前年の秋~春期に形成された高密度の低層水と長波放射等によって暖められた上~中層水との混合が

制限されるために低層水塊の貧酸素化が進行していく。9~10月頃になると親潮は北上し, 黒潮系の暖水塊が三陸沿岸に侵入する。さらに, この時期には台風が三陸に影響を及ぼし, これらの気象擾乱等によって密度場が変化する。湾内中層水塊に比較して湾外の水塊密度が高くなると, 酸素を多く含む湾外水が湾内中層に深く貫入することによって酸素の低層への供給が行われて低層貧酸素水塊の消滅が加速される。

#### a) 湾内低層への湾外水の貫入

図-6は1997年9月30日の上げ潮期に観測された密度分布である。図に示されるように湾外水塊の密度が大きくなると, 湾口部では湾外からの水塊が同レベルの水深へは流入せず, 湾口部にマウンドが存在していても湾内の等密度水塊のある水深に貫入する(密度貫入)。この現象によって, 成層期においても湾内下層の海水交換が促進されている。海水交換が密度貫入によって行われる場合には, 湾外水塊の貫入水深によって, 交換効率は大きく変化する。密度成層が強くなる成層期の低層における海水交換効率を高めるためには湾内中層以浅の水塊密度が湾外水よりも低下させることが必要となる。湾内中層までの水塊密度を低下させる最も重要な自然現象は降雨であるが, 低気圧の種類・規模・経路によって湾内外の密

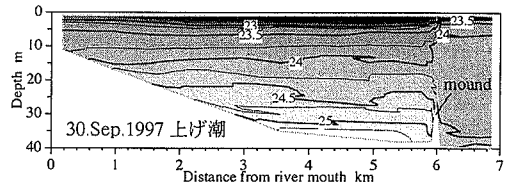
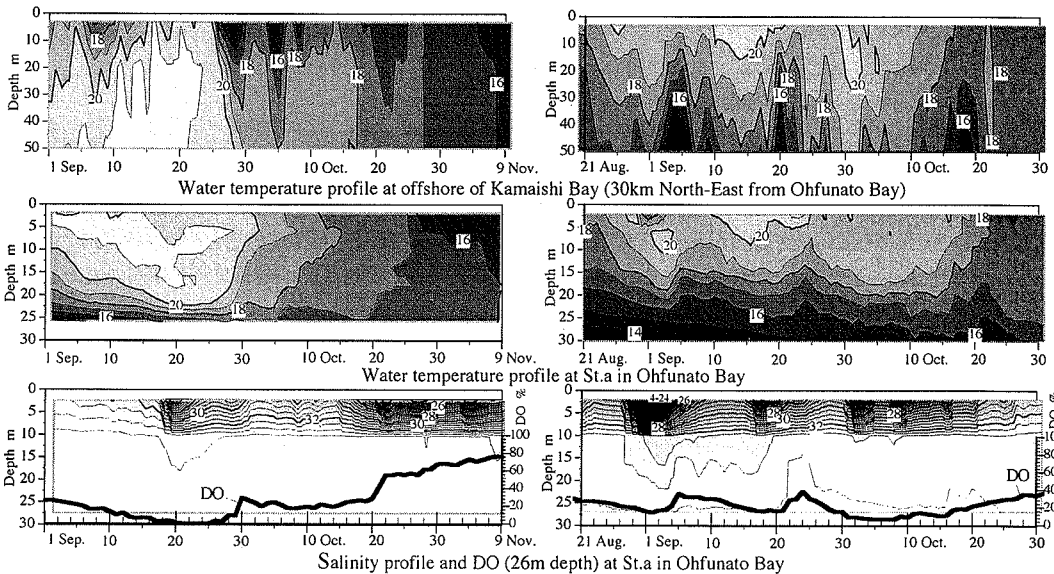
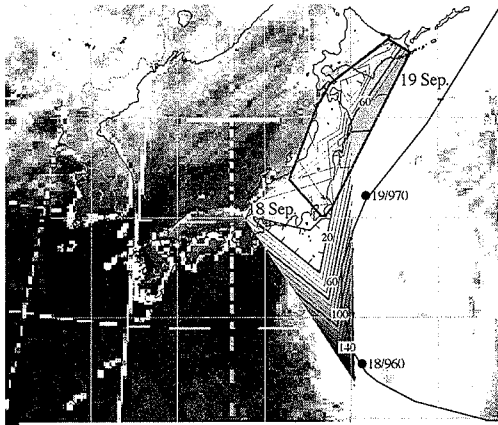


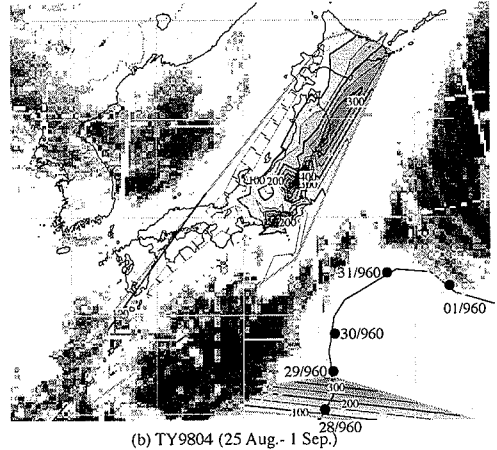
図-6 湾軸に沿う密度の断面分布(図-12中の期間①)



(a) 1. Sep. - 9. Nov. 1997 (b) 21. Aug. - 30. Oct. 1998  
図-7 大船渡湾と釜石湾沖における水温・塩分プロファイル, DO(水深26m)の経時変化



(a) TY 9720 (18 - 19 Sep. rainfall amount is separated two days.)



(b) TY9804 (25 Aug. - 1 Sep.)

図-8 台風経路、降雨量の累積分布および雲（白の範囲）の累積画像、図中の数値は09:00 JSTでのDay/Pressure (hPa)

度分布が大きく変わっている。

図-7は二つの異なる種類の低気圧の通過に伴って形成された湾内 (St.a) での塩分と水温プロファイルおよび大船渡湾の北東約 30km (釜石湾沖) での日平均された水温プロファイルを示した ((a) 1997年9月1日~11月9日, (b) 1998年8月21日~10月30日) ものである。図-8に台風が通過した(a)97年9月18~19日(台風による降雨)と(b)98年8月25日~9月1日(台風によって刺激された前線による降雨)の台風経路、降雨量の累積分布および雲(白の範囲)の累積画像<sup>11)</sup>が示されている。雲の累積画像は対象期間のGMS画像の輝度値をたし合わせたもので、累積輝度値の最大値を255として比例配分し、画像化したものである。

図-8に示した累積降雨量と図-7に示した塩分変化からわかるように、陸域での降雨量は(b)の期間では(a)の期間の数~10倍程度になっているにも関わらず、水深10mでは97年で約32psuに対し、98年は約28psuになっている。図-7に示した両時期の水温分布を比較すると、(a)の期間に湾内の中~上層での水温の一様化が起きていることがわかる。釜石湾沖での水温プロファイルと比較すると、97年には台風の通過(高気圧の東偏)に伴って20°C以上の水塊が三陸沿岸に到達していることがわかる。すなわち、97年は太平洋上を移動する台風(高気圧の東偏)とともに浸入してきた多量の高水温塊が、海側から湾内に浸入したことによって中層(22m)以浅の水塊が等水温化している。これに対し、98年では陸域で降った雨が湾内に流出し、表層から10m程度までの水温に強い影響を与えているが、外海側から高水温塊が流入した場合とは異なり、中層以浅における水温の一様化は生じていない。

#### b) 貫入による貧酸素水塊の消滅

湾内下層でのDO上昇と外海(釜石湾沖)での水温プロファイル(図-7)から以下のことがわかる。97年は

台風の通過によって三陸沖から高水温塊が離岸または浸入水と混合し、通常時の水塊に戻った(9月28日頃まで)こと、98年は低気圧移動後に低水温塊が三陸沖に浸入してきた(釜石湾沖9月2日と20日頃)ことによって、湾外水塊が湾内中層以浅の水塊に比較して高い密度となり、湾外水塊の湾内低層への貫入が起きている。どちらの場合も気象擾乱が起因となって湾外で密度低下した水塊が湾内の中~上層に流入したことにより、湾内中層以浅の水塊密度が湾外の水塊密度より相対的に低くなり、その後、密度が回復した湾外の高DO水塊が湾内低層に密度貫入することでDOの上昇(貧酸素水塊の消滅)が起きていると考えられる。

## 4. 湾口周辺の流れ

### (1) 気象変化と湾口マウンド上での流れパターン

図-9に1999年7月19日~10月27日に防波堤マウンド上(St.b)で超音波ドップラー流速計(スタンドアローン型, 0.5MHz)により測定された(a)流速の鉛直プロファイルと日平均された湾外水位(SLH)および同期間の(b)湾口部(St.b), 湾内外(St.aとc)での密度プロファイル, 湾内DO(St.a, 水深27m), (c)大船渡湾での卓越風であるNNW風速, 雨量, 河川(盛川)流出量の日変化が示されている。流速の観測間隔は5分, 1分間の平均値を観測値としており, 湾内への流入流速を正としている。なお, 付図2にDOが増大した268~271日に湾口防波堤内側1.5km地点で観測されたDOの鉛直プロファイルの変動が示されているので, 参考にされたい。

流速プロファイルには湾内外の密度差や気象変化によって異なったパターンで生じる流出入が現れている。図-9から①-1; 降雨の頻度が多くなった225日頃から湾外での密度が低下しており, 250日頃から盛川からの流出量が $5\text{m}^3/\text{s}$ を超える257日頃までは湾外上層での密度が

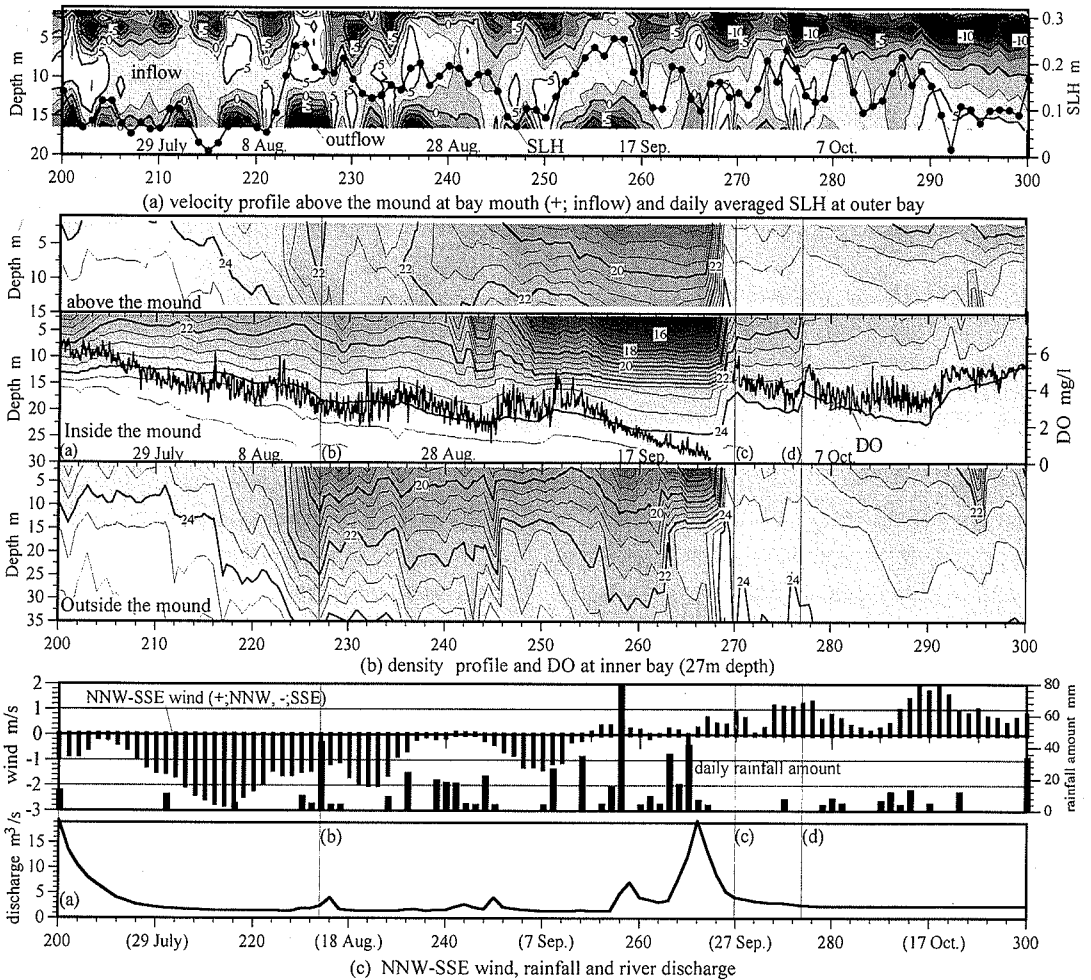


図-9 湾口部マウンド上での流れに及ぼす湾内外の密度状態と気象・水位条件 (19 July - 27 Oct. 1999)  
 (図(c)中の(a)~(d)の期間は図-10で示す(a)~(d)の期間に対応している)

湾内上層より低くなっていること、①-2; 225 日頃からと 250 日頃からの降雨では湾内の密度低下の機構が異なっており、低密度水塊が、前者は湾外 (湾外で低塩分) から、後者は陸域 (湾外で高塩分) から湾内へ流入していること、①-3 河川からの流出水塊が湾内中層以深の水塊と混合することは少ないこと、①-4; 湾外水の密度の急激な低下がある時期にマウンド上層では流入傾向 (225 日周辺で顕著) にあること、②-1; 湾内底層 DO の上昇が観測されているときにはマウンド直上で 5cm/s を超える流入速度が生じていること、②-2; 270 日 (9/27) 頃に高密度水塊 ( $\sigma_t$  が 24 以上の水塊,  $\sigma_t$  が 22 以下の水塊は消滅) が湾外に現れた後、湾内密度は上昇し、同時に DO が上昇していることがわかる。

①、②と 3(3)節の議論から、③、④の現象が推測できる。③-1 湾内への淡水供給は河川 (湾内) からのみではなく、湾周辺からも行われている、③-2 湾外からの低密度水塊は湾内の上~中層へ浸入している、③-3 河川流出

により直接湾内中層以深の密度低下が起こることは少なく、主には湾外からの低密度水塊の流入によって湾内中層以深の密度低下が起こっている、④湾外に外洋から高密度水塊が流入してくると、その水塊は湾内下層へ貫入し、湾内下層へ DO を供給している。これらは前節で示した現象を裏付けるものである。次節では、流れと密度分布の関連について検討する。

## (2) 潮位変動に伴う湾口での流れパターン

図-10(a)~(d)には、流速観測期間で湾内外の密度状態の異なる 4 期 (図-9(c)中の縦線) における潮汐変化、湾口マウンド上での下層 (8~16m) と上層 (0~8m) での流出入量 (流量の換算は上・下層流速に開口幅を乗じている) および湾内~湾口~湾外の 16m 層における密度との関係、図-11には図-10に示した各々の期間 ((a-1)7月18日 14:00 上潮, (a-2)19日 07:10 満潮, (a-3)08:10 下潮, (b-1)8月14日 18:00 満潮, (b-2)21:00 下潮, (b-3)15日 05:00 上潮,

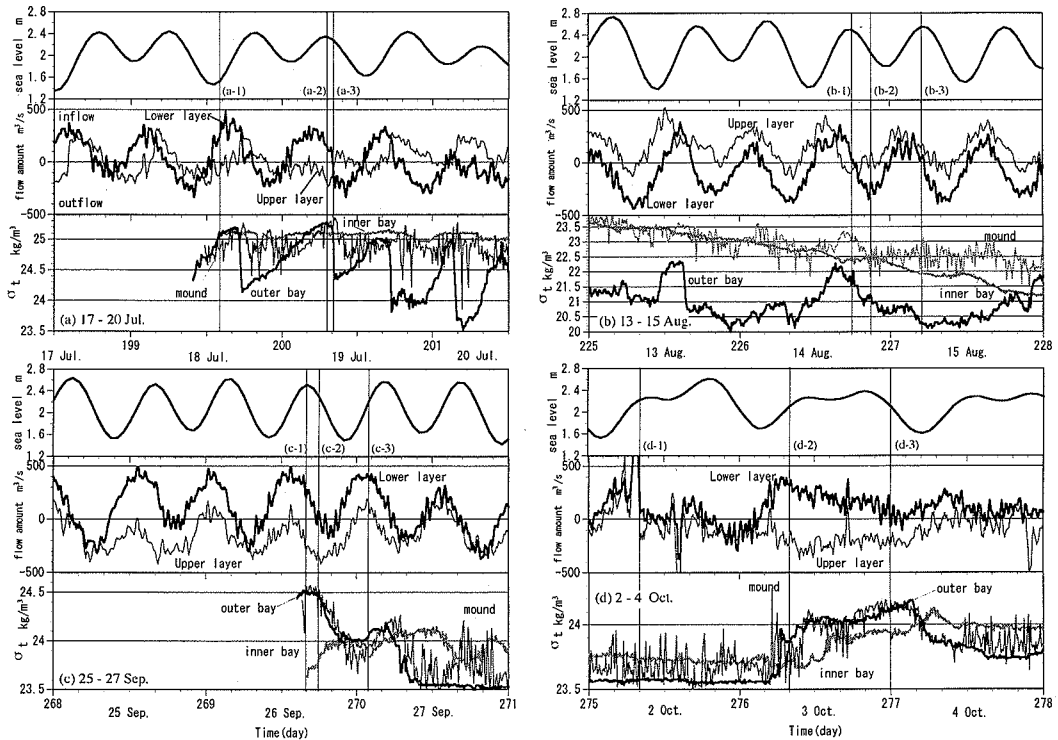


図-10 湾口上下層での流出入量、潮位および湾内～湾口～湾外中層（マウンド直上レベル、水深16m）における密度の経時変化（上層流出入量は0～8m、下層は8～16mの間の積分値、(a-1)～(d-3)は図-11の時間に対応）

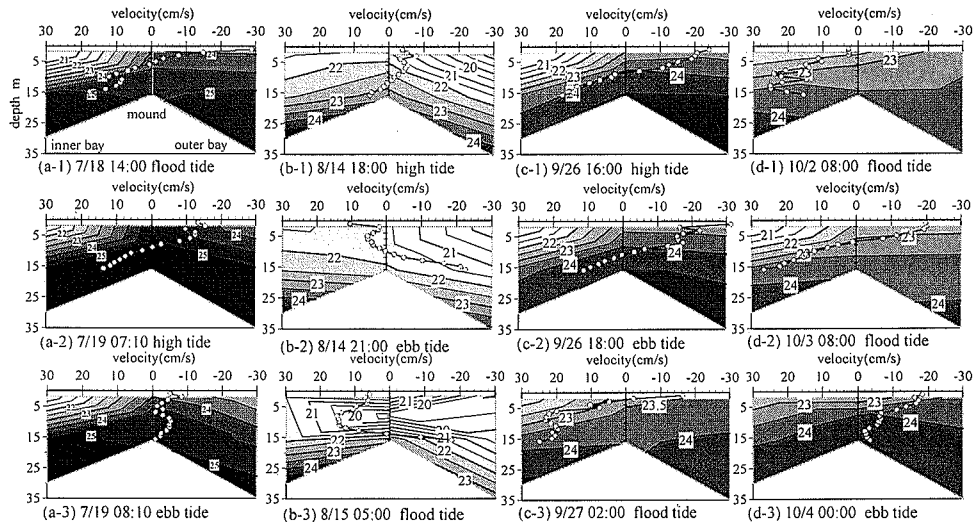


図-11 マウンド上の流速分布と湾内(St.a)～湾口(St.b)～湾外(St.c)での密度分布

((a)～(d)の期間は図-10中の期間に対応する。コンター図は3地点の観測値を内挿したものである。)

(c-1)9月26日16:00満潮、(c-2)18:00下げ潮、(c-3)27日02:00上潮、(d-1)10月2日08:00上潮、(d-2)3日08:00上潮、(d-3)4日00:00下潮)に観測された湾内(St.a)、湾口(St.b)、湾外(St.c)データから作成された密度分布およびマウンド上の流速プロファイルが示されている。図中の値は対象時間を中心に30分間の平均値(密度は3回、流速は6回の測定結果)を示している。流速は湾外から湾内に流入す

る流れを正としている。

(a)～(d)の全期を通してマウンドレベル(水深16m)において湾外での密度が大きくなると、湾口下層からの流入が卓越してくることがわかる(図-10)。洪水後の期間(a)、(c)では、どちらも流出ピーク後に湾外に高密度水塊が浸入してきているが、湾内外の密度プロファイルが異なるために、湾口での流れのパターンが異なっている。

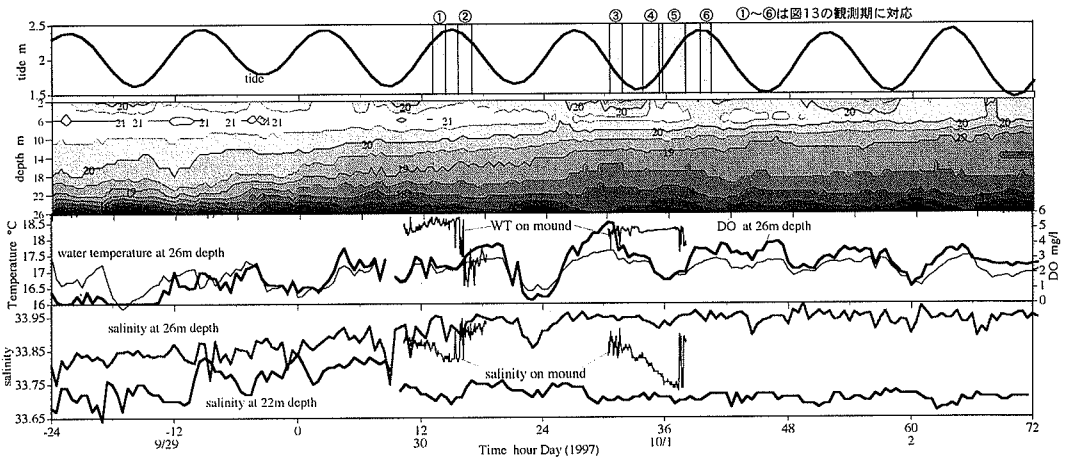


図-12 潮位，湾内水温プロファイル，湾内水深26mでの水温・DO・塩分およびマウンド上での水温・塩分の経時変化

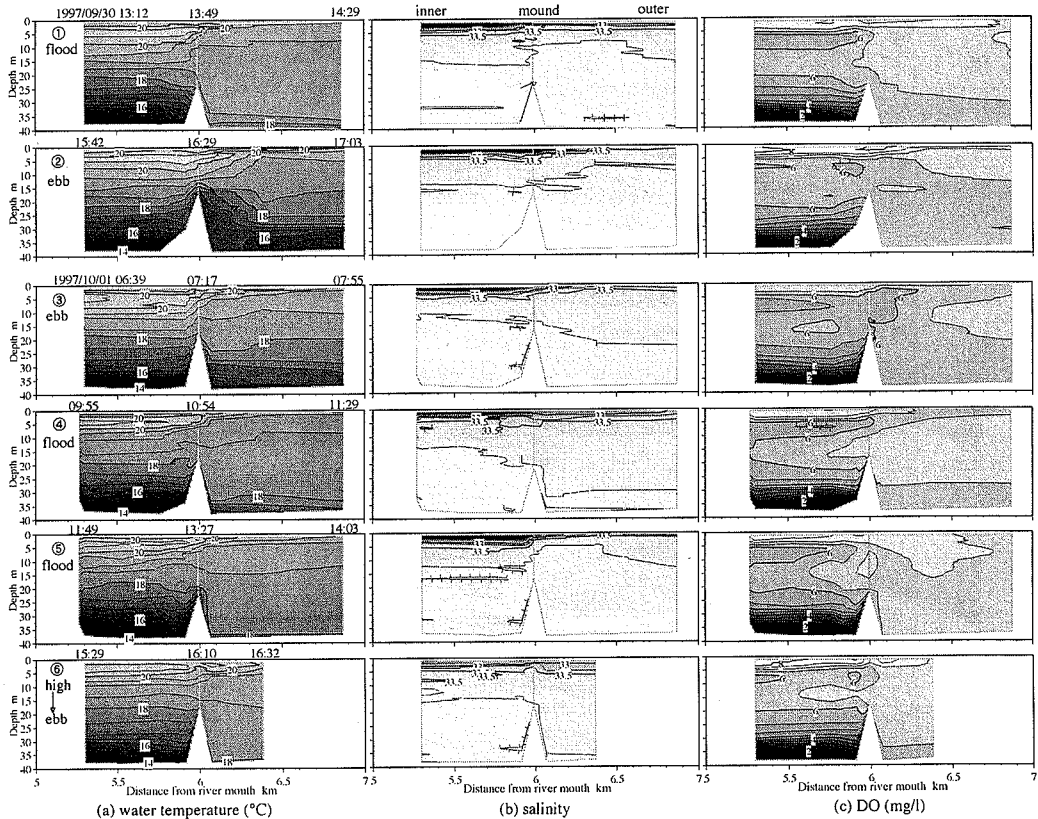


図-13 湾内・湾口・湾外における水温・塩分・DO分布の潮位変動(①～⑥は図-12の時間に対応，(a)の時間は観測時間を表す)

期間(a)では潮汐に伴う流れが支配的であるのに対し，期間(c)では密度流が卓越（湾外で密度大）している。図-11で下げ潮期の(a-3)と(c-2)を比較すると期間(c)では下げ潮期にも湾内水塊よりも密度の高い水塊が外湾に存在しており，下げ潮流も密度流の影響が強いことがわかる。

密度成層消滅後の期間(d)では，湾外に高密度水塊が浸入してくると外湾水塊は湾内中層に深に浸入し，湾内の密度を上昇させている。流れパターンは期間(a)の流れに

近く，湾内16m層で密度が高いときには中層貫入になっている（図-11(d-1)）。

湾外での密度が小さい期間(b)には，潮汐が支配的で上下層で同位相の流れパターンになっている。湾外に浸入してくる水塊の密度が上昇してくると，湾口下層から湾外水の流入が観測されている。このときには湾外での密度の上昇に伴って，マウンド上での密度が最も高くなっていることから，湾外中層以深の水塊が湾内に浸入して



いることがわかる (図-11(b-1)). 湾外に低密度水塊が外海方向から流入した場合には, 低密度水塊が上げ潮に伴い湾内の表層~15m層に浸入し, 湾内の低密度化を促進させていることがわかる (図-9, 図-11(b-3)). 図-9では210日(7/29)以降の湾外の塩分低下によって湾内低層の塩分も低下している。

### (3) 湾内低層水の排出による海水交換

図-10(b)に示した期間では湾外水の中層浸入による湾内密度の低下が起こり, 湾内外の密度差が小さくなっている。227日(b-3)には, 湾口16mに湾内16m以深にある高密度水塊の出現している。湾口マウンド上に高密度水塊が出現するのは, マウンド上低層で流出傾向にある (図-11(b-3)) ことから, 高密度水塊が湾内低層から湧昇するためであることがわかる。この現象によって湾内低層水が湾外に排出されることで湾内低層水の海水交換が促進されることが予想できる。

図-12には1997年9月29日~10月2日に湾内Staで計測された水温の鉛直プロファイル (図-12に示した期間前後の水質変化は図-7(a)参照), 同地点の26m水深の水温, DO, 塩分, 潮位および湾口マウンド上 (Stb) で計測された水温と塩分の経時変化, 図-13に1997年9月30日と10月1日に湾口周辺 (湾内~湾口~湾外) で移動観測 (8地点) された水温, 塩分およびDOの鉛直断面分布が示されている。図-13では, 図-12の潮汐図内にハッチされた期間 (①~⑥) が観測時間に対応している。図-6に示した観測結果は期間①の分布である。断面観測が行われた9月30日は中層貫入が継続している時期, 10月1日は貫入が終了した時期である (図-12)。10月1日頃まで水温の上昇とともに, DOの上昇が起こっている。DOの上昇は, 直接的には上げ潮時に湾外水塊の湾内中~低層への貫入によってと推測される (図-6では中層貫入) が, 密度貫入とともに下げ潮時には湾内低層水塊の湾外排出も起こっている (図-13②)。図-12では, 9月30日の下げ潮時 (期間②) にマウンド上での塩分の上昇と水温の低下が急激に起こっている現象が現れており, この水塊が湾内の26mよりも深い水深にある水塊であることがわかる。10月1日になると湾内の水温18℃線の水深が17m付近まで上昇している。このため, 下げ潮期 (期間③, ⑥) の湾内低層水の湧昇規模が小さくなっている。

これらのことは, 湾口部での排出現象に湾内外の密度状態が関連していることを示している。図-12に示した9月30日下げ潮期 (期間②) のマウンド上での塩分の上昇と水温の低下はStaでのDOの上昇とともに起こっており, 低層水が潮汐周期で上下振動していることがわかる。この振動が低層水の湾外排出に関連していることが予想される。Staでの水温の変動が約1℃あり, 図-13(a)の水温プロファイルと比較すると, 10m程度の振動が起こっている

ことがわかる。

著者らは, この振動周期は潮汐を外力として起こる内部波の周期と同周期であることを浅水波近似された2レイヤーモデルを用いた再現計算によって示している<sup>1)</sup>。湾口部での界面の振動は下げ潮期に最大となり, その振幅は上下層の密度差が小さくなるとともに増大していく。湾口での高密度水塊の湧昇は10数mの規模で起こっている (図-13②) ことから, 内部波によって湧昇した低層水塊が引潮に伴って連行されることで湾内低層水の湾外排出が起こっていると考えられる。

## 5. 海水交換量の算定

海水交換量を定量的に評価することは難しく, 海水交換自体の定義も明確にされていない<sup>12)</sup>。海水交換機構は地形等によって異なるため, 交換の様式を分類することが行われている<sup>13)</sup>。一般的に海水交換は残差流による場合と潮流による場合に大別される。ここで扱う海水交換は宇野木による分類<sup>12)</sup>では, 湾口が浅く湾内が深い場合の残差流による海水交換 (重い海水が低層に貫入し, 上層水が湾外に流出する) と潮流による湾口にシルがあって内湾が成層している湾での海水交換である。

海水交換量の算定は湾口での流速プロファイルおよび湾内, 湾口, 湾外での水温と塩分プロファイルの経時変化を用いることで行われた。対象期間は図-9に示した1999年7月19日~10月27日である。1996~99年に行った縦横断観測結果から水深方向に密度が一様に分布している (例えば図-1と図-6参照) として, 計算では湾内に保留された1地点 (Sta) での観測値を湾内の水温・塩分を代表値として用いている。

### (1) 算定の方法

実測された流速 (図-9(a)) から求められた湾外水の湾内への貫入量と湾内水の湾外への排出量とマウンド上を通過する水塊と湾内外の水温・塩分プロファイル (図-9(b)) を比較し, 水塊の浸入層等を決定することで, 海水交換量が検討されている。

湾内~湾口~湾外を各層3mの10層に分け, 水温・塩分の観測間隔である10分毎の貫入量, 排出量を算出している。マウンド上で測定された流速に開口幅を乗じた値を湾内水の排出量 (流出), 湾外水の貫入量 (流入) としている。また, 排出される層, 貫入する層とも湾内外の上 (海面下2m)・中 (10m, 16m)・下層 (海底上3m) で測定された水温・塩分 (Stcでは10mは未測定) と湾口マウンド上 (Stb) で測定された水温 (2m間隔)・塩分 (2,8,14m) から作成された密度および水温プロファイルと比較することによって求められた。プロファイルは, 対象期間に行われた4回の縦断面観測結果を参考にして,

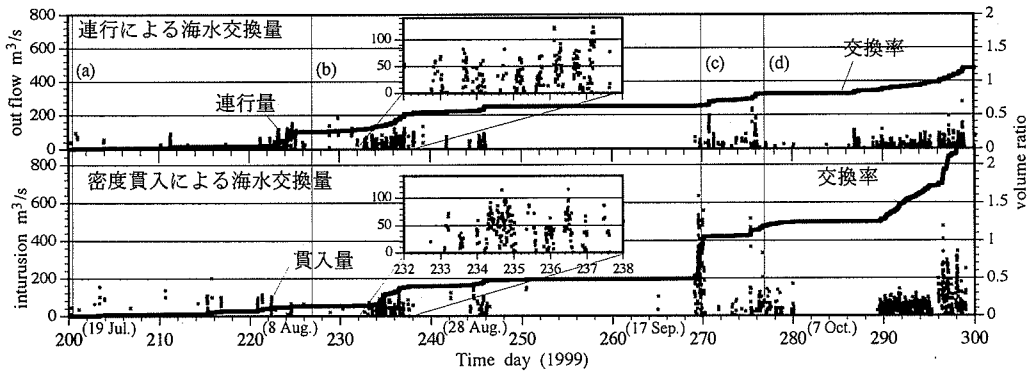


図-14 海水交換量 (19 Jul. - 27 Oct. 1999, 図中の(a)~(d)の期間は図-9~11で示した(a)~(d)の期間に対応している)

2m を 1 層, 10m を 4 層, 16m を 6 層, 27m を 9 層の代表値とし, 2 層, 10 層は 10, 16, 27m 値を外挿, その他の層は内挿して求められている。

湾内低層からの排出量は, マウンド上の各水深を通過した水塊密度から湾内のどの層の水塊が流出しているかを決定し, マウンド上での流向・流速から 10 分間の平均値として求められている。湾外水の貫入量は排出量と同様の手法によっており, 貫入水深は湾内に向かってマウンド上を流入する湾外水塊の密度と湾内の密度プロファイルとを比較することで決定されている。さらに, 対象期間に貫入・排出量の累積値を湾内マウンド頂部面以深 (18m 以深, 7~10 層) の容積 ( $26.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ ) で除した値を海水交換効率として算出している (図-14)。

### (2) 観測期間 (1997. 7. 19-10. 27) の特徴 (図-9)

200 日 (7/19) 頃から 265 日 (9/22) 頃まで降雨の頻度が多く, この期間に湾外あるいは湾内に低密度の水塊が形成され, 湾内外に密度差が生じている。225 日 (8/13) 頃から 245 日 (9/2) 頃までは湾外での密度が低下, 245 日頃から 265 日頃までは湾内上層および湾外低層 (マウンド面以深) での密度が低下しており, 降雨の種類によって湾内外での密度分布が異なっている。湾内上層および湾外低層での密度の低下が顕著になった 254 日 (9/11) 頃からは急激に DO の低下 ( $0.4 \text{ mg/l/day}$ ) が観測されており, 低層で海水交換が行われていないことが推定される。

268 日 (9/25) には湾外に高密度水塊 ( $\sigma_t > 24$ ) が現れ, 同時期に湾内低層での密度と DO が上昇し, 湾内上層の  $\sigma_t$  が 20 以下の水塊が消滅している。

### (3) 計算結果の考察 (図-14)

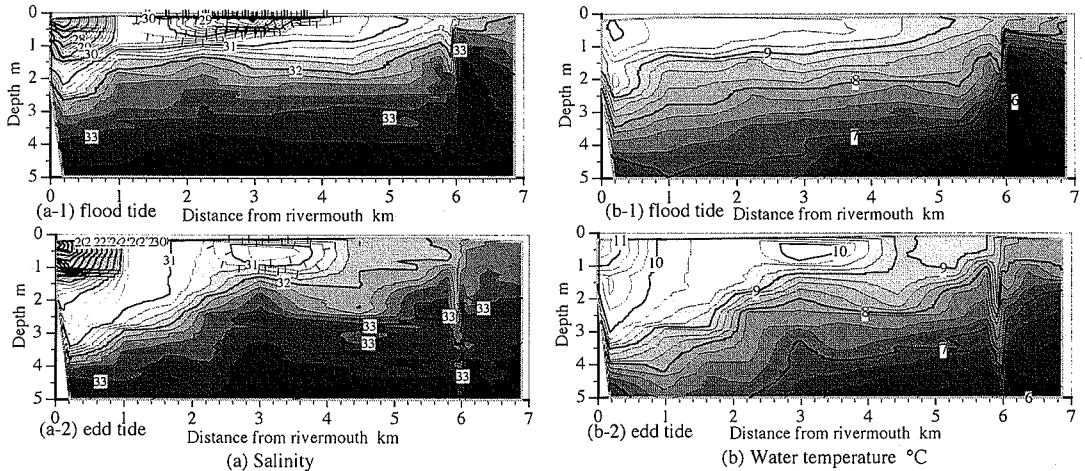
図-14 の貫入・排出量と図-9 中の DO 変動を比較すると, 貫入・排出が起こっている時に湾内低層 DO が増加しており, 貫入・排出現象によって海水交換が起こっていること, 図-14 と図-9 を比較すると湾内外に密度差によって貫入・排出量が異なっていることがわかる。

221-226 日 (8/9-14) 頃は排出, 270 日頃は貫入が卓越しているが, 235-238 日 (8/23-26) は排出・貫入が交互に起こっている。排出が生じた時期 (220-245) は湾外の密度が低下しており, 貫入が卓越したのは湾外に高密度水塊が現れた期間である。降雨によって湾内外で密度が低下し ( $\sigma_t = 20$  面が 10m 以深まで低下), 密度躍層が強まった 250-258 日頃以降には, 貫入・排出は起こっていない。

湾内マウンド以深 (18m 以深) への湾外水の貫入の頻度は高くないが, 躍層が形成されている期間 (270 日頃まで) では一度の貫入 (数~10 日間) で底層水の容積比 20-50% 程度の湾外水が湾底に浸入しており, 効率の良い海水交換が行われている (図-14 下図)。特に, 270 日 (9/27) 頃の貫入 (湾外の 10m 以深への  $\sigma_t > 24$  の水塊の浸入による) では, 湾内低層に対する容積比約 50% の湾外水が湾内中下層への浸入している。この貫入によって  $\sigma_t = 24$  面が 24m から 15m まで上昇しており, 密度貫入によって中層以下の水質が劇的に変化 (DO は  $0.2 \rightarrow 4.4 \text{ mg/l}$ ) することがわかる。

湾内低層水の湾外への排出量は観測期前半には貫入量よりも多い傾向にある。221 日からの約 5 日間には, 20% 以上の湾内低層水を湾外に排出している (貫入は約 5%)。成層期の約 50 日間では 50% の排出が起こっているが, 排出は湾外水の貫入が起きた後に起こる傾向にある。この期間は湾外水の密度が低下しており, 湾外水は湾内中層水塊の密度を低下させている (図-10(b))。これによって湾内中層 (20m 層) の密度成層が弱まり内部波の振幅が大きくなることによって 20m 層にある水塊の排出が促進されることが考えられる。

低層貫入や排出が単独に起こる場合 (例えば 99.9.27 頃, 97.9.30) には, 貫入量, 排出量を海水交換量として評価することができるが, 貫入に引き続いて排出が起こる場合には, 海水交換量を定量評価することは難しい。232~238 日 (図-14 中の拡大図) では, 排出 (25%) と貫入 (26%) が起こっているため, 貫入した海水がそのまま排出される場合には交換効率は悪くなる。しかし,



付図-1 躍層形成期の塩分と水温の縦断分布 (0-5m; 図-4 の拡大図)

排出と貫入は 1/2 半日周潮ずれて起こっており、貫入した湾外水がそのまま排出されるとは考えにくい。さらに、低層 DO の上昇も大きく、221~226 日頃の排出が卓越した時期よりも多量の海水交換があったことが推測できる。ちなみに、排出による場合は湾内上中層水との混合、貫入の場合は湾外水の流入であるため、海水交換の指標として DO の変動を用いると、貫入による方が海水交換率は高くなる。

海水交換量を定量的に評価するためには水温・塩分観測密度の高い結果が必要になるが、大船渡湾においては 50%以上の低層水が成層期においても交換されていることが本手法によって明らかにすることができた。

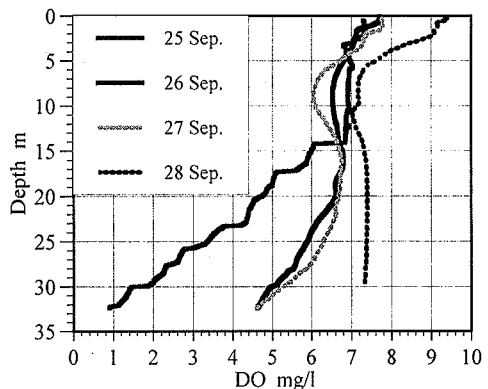
## 6. おわりに

大船渡湾内水塊の年~季節的な変動および貧酸素水塊の成層期~消滅期に、湾内外水の成層状態が起こす湾口付近での流れの発生機構と海水交換について現地観測結果に基づいて検討を行った。

(1) 大船渡湾での塩分の季節変動は三陸沖に侵入する海流に強く依存している。三陸に侵入する海流は北太平洋の北~西側沿岸域で起こる水位振動(北海道付近が節)と密接に関連しており、那覇で水位が高くなる夏期に親潮、アリューシャン列島で水位が高くなる冬期に黒潮系水塊が侵入する。この現象によって三陸沖では夏期に塩分が低く、冬期に塩分が高くなる。

(2) 貧酸素水塊の形成と消滅

(2-1) 湾内での密度躍層の形成・消滅は三陸沖に侵入する海流との関係で説明できる。親潮の南下(3~9月頃)により三陸沿岸には塩分の低い親潮系の水塊が侵入し、この低密度の水塊は湾内低層に侵入できず、密度躍層の形成が増長されている。9月頃から親潮系水塊に代わり、黒潮系の水塊が三陸沖に侵入してくると、



付図-2 9月25~28日までの湾内DOプロファイルの変化(図-9(b)に示した268(9/25)日~271(9/28)日に防波堤内側で観測されたDOの鉛直分布)

塩分の高い黒潮系水塊が湾内に侵入するようになり、気温の低下、気象擾乱等による密度構造の変化が密度躍層の消滅を促進している。

(2-2) 8~9月頃までは親潮の南下により、外海から湾内に流入する水塊密度は低いため、湾内の上~中層に流入し、低層に侵入する機会は少なくなる。このため、下層水塊は中層水塊との混合が制限され、温度躍層は徐々に強まっていく。

(2-3) 9~10月頃になると親潮は北上に加え、台風等が三陸に影響を及ぼす。気象擾乱等によって湾内中層水塊に比較して湾外の水塊密度が高くなると、酸素を多く含む湾外水が湾内中層に深に貫入する。これによって酸素の低層への供給が行われて低層貧酸素水塊の消滅が加速される。

(3) 海水交換機構

(3-1) 湾内低層水塊の交換は主に内部潮汐波の振動に伴う低層水の湾外排出と湾内外の水塊の密度差を起動力とする密度貫入によって行われている。

(3-2) 密度貫入による低層水の海水交換は外湾に浸入してゆく密度の状態によって決定される。密度貫入は数日の時間スケールでの現象ではあるが、1度の貫入量が多く、低層水の水質改善効果は非常に大きい。

(3-3) 湾内低層水の交換率が高くなるためには、湾内外の密度差が大きくなる必要がある。

#### (4) 海水交換量の算定

(4-1) 海流の変動や台風等によって湾内外の密度差が大きく(湾外で密度が高い期間)なると、湾外水の湾内下層への密度貫入により、湾内底層水塊の交換が促進されている。1999.9.27頃には大船渡湾下層(16m以深)の50%以上の海水交換があり、これにより4mg/l以上のDOの回復があった。

(4-2) 成層期における湾内低層水の排出量は貫入量よりも多い傾向にあり、成層期の約50日間に、50%程度の湾内低層水を湾外に排出している。排出は湾外水の貫入が起こるときにあわせて起こる傾向にあるが、貫入と排出が海水交換を相殺することはなく、排出が単独で起こる以上の海水交換があることが考えられる。

謝辞:本解析に使用した大船渡湾での観測データは、1996-1999年に港湾空港技術研究所(現 国土技術政策総合研究所)が第2港湾建設局(現 東北地方整備局)の協力により測得したものである。盛川の流量および図-2と図-3の塩分データは岩手県水産技術センターから提供を受けている。ここに記して謝意を表す。

#### 付録: 付図の説明

付図-1は図-4に示した塩分・水温の断面分布の表層(0-5m)を拡大して示したものである。付図-2にはDOが増大した268-271日(図-9ではSt.aでの水深27mでのDO測定がとぎれた前後の期間)に湾口防波堤内側1.5km地点で観測されたDOの鉛直プロファイルが示されている。

#### 参考文献

- 1) 豊田政史, 日比野忠史, 西森男雄: 大船渡湾での海水交換機構と自然力を利用した水質管理手法の検討, 水工学論文集, 第43巻, pp.1079-1084, 1999.
- 2) 長坂猛, 鶴谷広一, 村上和男, 浅井正, 西守男雄: 大船渡湾の成層と貧酸素水塊に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第44巻, No.2, pp.1066-1070, 1997.
- 3) Chelton, D. B. and Davis, R. E.: Monthly mean Sea-level variability along the west coast of North America, *J. Physical Oceanogr.*, Vol.12, pp.757-784, 1982.
- 4) 日比野忠史: 北太平洋北-西側海域での水位振動と日本沿岸域流入水塊密度の推定, 土木学会論文集, No.558 / II-68, pp.13-30, 2003.
- 5) 日比野忠史, 豊田政史, 西守男雄, 細川恭史, 鶴谷広一: 海面水位の変動が内湾域の水環境に及ぼす影響-大船渡湾での貧酸素水塊の形成と消滅機構-, 港研報告, Vol.38, No.3, pp.3-36, 1999.
- 6) 関根義彦: 北太平洋の親潮及び亜寒帯循環の異常南下, 海の研究, Vol.1, No.4, pp.153-165, 1992.
- 7) 気象庁観測資料 No.89 (データ編), (財)気象業務支援センター, 1999.
- 8) 岡田知也, 中山恵介, 日比野忠史, 細川恭史: 大船渡湾における湾外水の密度変動が湾内水環境に及ぼす影響の定量的評価, 港湾技術研究所報告, Vol.39, No.2, pp.73-98, 2000.
- 9) 日比野忠史, 鶴谷広一: 日本沿岸海域における気圧配置と海面水位とのコリレーション; 内湾域への環境影響, 水文・水資源学会誌, Vol.12, No.2, pp.148-158, 1999.
- 10) 気象年鑑 1999年版, 気象庁監修, pp.195-199, 1999.
- 11) 気象データひまわり, 日本気象協会編, 丸善, 1999, 2000.
- 12) 宇野木早苗: 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, pp.527-529, 1993.
- 13) 武岡英隆: 沿岸海域の海水交換, 沿岸ノート 20, pp.169-182, 1984.

(2003. 4. 10 受付)

## SEASONAL VARIATION CHARACTERISTICS OF WATER STRUCTURE AND QUANTITATIVE ANALYSIS OF SEAWATER EXCHANGE IN OHFUNATO BAY

Tadashi HIBINO, Hiroichi TSURUYA and Naoki ITABASHI

This paper deals with the seawater exchange caused by density gradient between the outer bay and inner bay using density profile around the bay mouth and velocity profile above the mound. It is revealed that the mechanism of seawater exchange is greatly influenced with the density intrusion depending on the horizontal density gradient. When the density of the outer bay is smaller than the inner bay, the seawater exchange occurs in the upper layer, and cannot be expected in the lower water. But, when the density of the outer bay becomes bigger than the inner bay, for example, after coming typhoon, seawater exchange is accelerated by two types of seawater exchange mechanism. One is intrusion of the outer bay water, the other is out flow due to internal wave (entrainment).