

瀬戸内海の海域有効利用に係わる 流動環境創造技術

上 嶋 英 機

1. はじめに

豊かさをほこる日本は今や、第2次海洋開発時代を迎え、日本沿岸一帯は海洋都市、海洋リゾート、海洋牧場等の海洋開発プロジェクトで賑わっている。四全総や内需拡大政策が契機となり国（各省庁）、自治体、民間が一体となった大型海洋開発が進む中で、日本沿岸海域全体を将来的にどのようにデザインし、海域有効利用と環境保全を図って行くかが最大の課題である。特に、瀬戸内海は図-1.1に示すように、日本沿岸海域の中でも多くの湾・灘が連結した複雑な海域で、地形的、物理的、生物的に豊かな個性より成り立ち、利用価値の最も高い海域である。この瀬戸内海は江戸時代から経済の主要ルートとして栄え、昭和40年代の高度成長期には数多くの工業生産基地や臨海都市が形成され、利用価値のもっとも高い海域として位置付けられた。しかし、一方では陸側からの利用が急激に進行する中で、瀬戸内海自身の個性を破壊する海洋汚染が激増し、負荷を高める結果となった。このため、海洋環境改善を目的として、流入負荷削減の対策が取られる中で、瀬戸内海の汚濁機構解明に向けての科学的な研究が進められてきた。

中国工業技術試験所では瀬戸内海大型水理模型が昭和48年に完成して以来、瀬戸内海の流動構造と海水交換性に関する実験的研究と現地での実態調査を行い、各水域の物理的浄化能力を明かにしてきた¹⁾。その結果、瀬戸内海海水全体の90%が約1年半で外洋水と交換することを明かにした。しかし、瀬戸内海には地理的、物理的な条件により規定される閉鎖的な海域が多く存在し、その海域には海水交換性が悪く、赤潮、貧酸素水塊が発生しやすい汚濁の著しい停滞性水域が多く分布していることも明らかとなった^{2) 3)}。この停滞性水域は沿岸海域を開発することにより必然的に生じた人工水域も含め、富栄養な河川水を滞留する結果となって図-1.2に示すような貧酸素水域の増加につながっていると考えられる。

一方、瀬戸内海の各海域では、埋立て免許面積の推移⁴⁾からも明かなように、昭和48年の瀬戸内海環境保全臨時措置法が施行して以来、埋立面積は減少抑制されてきたが、海洋開発が活発化する現状の中で昭和62年には急激に増加し、埋立の対象水域は

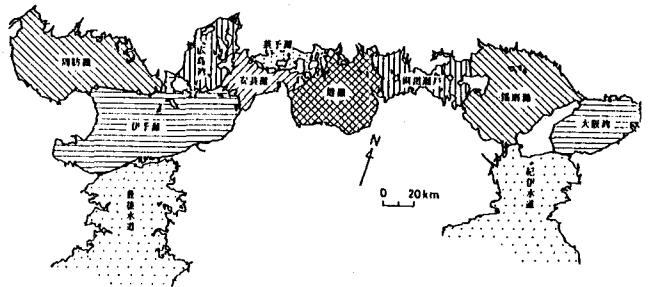


図-1.1 瀬戸内海の湾・灘の区分

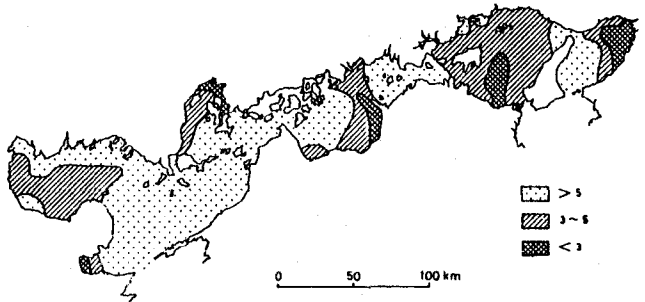


図-1.2 夏季底層水中の溶存酸素 (mg/l) (文献 3) より引用)

静穏で開発に有利な停滞性水域に集中している。沿岸海洋開発を進めていく上で、この停滞性水域の流動水質環境の保全と、開発に対する適正な環境管理が必要不可欠な状態となっている。このため、この課題に対処するには停滞性水域の流動場を工学的立場から人為的に制御し改良する流況制御技術の開発研究が急務となった。

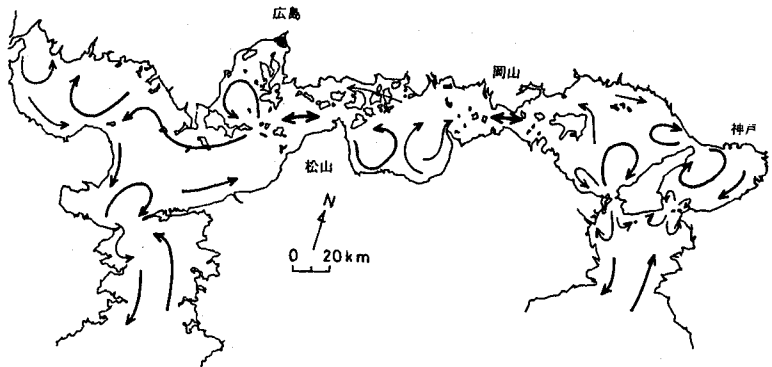


図-1.3 瀬戸内海の恒流分布模式図（水理実験結果）

上記に鑑み、本研究では、瀬戸内海に卓越している潮汐流といった自然エネルギーを利用し、停滞性水域内の流動と水質環境を改善する流況制御技術の開発に取り組んでいる。この技術は、対象海域の地形を効果的に改変操作したり、海洋構造物を適正配置する工学的な立場から潮汐流による流動場を自在に可変、制御し、湾全体の適正環境を創造しようとするものである。

ところで、これまでの研究結果から瀬戸内海には潮汐流により生じる恒流(水平循環流)が図-1.3に示すように分布していることが明かとなっているが、この循環流から取り残された形で停滞性水域が形成されている。即ち、図-1.4に示すモデル湾での模式図のように、湾内には循環流域と停滞性水域が共存し、潮流の弱いこの停滞性水域内に富栄養な河川水が滞留することから、強い貧酸素水塊の形成と赤潮の発生を伴う結果となる。

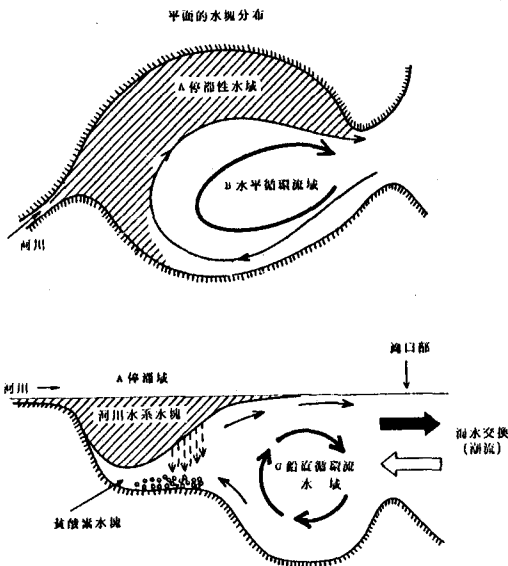


図-1.4 湾内停滞水域と循環水域の分布模式図

このように瀬戸内海には停滞性水域を有する数々の湾灘が存在するが、その中で停滞性の強い海域を類型化したものが図-1.5に示す3タイプである。タイプ-1は、広島湾に代表されるもので、島などによって循環流域から隔離され湾奥部に停滞性水域が形成され河川水の供給を受ける。タイプ-2は、大阪湾に代表されるもので、湾口からの2つの循環流により押し込められたように停滞域が存在し、河川水流入により密度成層の著しい水域が分布する。タイプ-3では、別府湾に代表さ

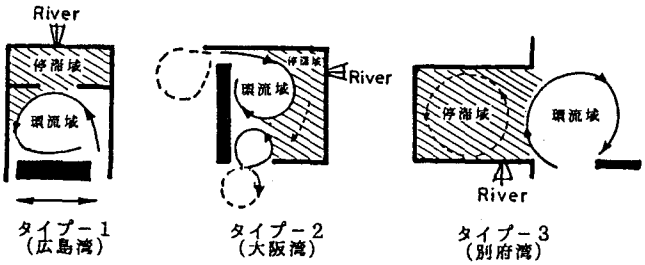


図 1.5 瀬戸内海停滞性水域の分類模式図

れるもので、タイプ1、2と異なり、湾口部と湾幅は同程度でありながら、海峡部からの密度の異なる強い流れによって物理的に閉鎖されて形成される。いずれのタイプにおいても潮汐状態が根本的に変わらなければ、海底地形も含めた湾形状や、湾口部の潮流の強さを変えない限り、停滞性水域の流動をかえるこ

とは不可能である。従って、こうした流動環境場を改善することは、できるだけ自然を破壊しないで、何らかの地形操作を行い停滞性水域に循環流を発生させることが必要となる。

流れを変化させたり海水交換量を促進させる具体的な工学的手法として、作渚、導流堤、海底構築物（礁、潜堤）や、湾口改良等が知られているが、これらに海底地形そのものを改変することによる新たな手法を加えて、地形改変の位置、規模、湾、の全体形状を変えることにより水平鉛直循環流の規模、流程を広域的に制御することが研究の主体となる。

そこで本報では、上記目的に従って実施してきた研究の中から、①瀬戸内海の中で最も停滞性の強い大阪湾、別府湾の停滞性水域において実施した現地での流動水塊構造の実態調査結果について紹介し、②瀬戸内海大型水理模型により大阪湾をモデル海域として、流況制御技術の具体的工法である湾口地形改変工法と海底地形改変工法の適用による効果検証実験の結果を示す。③さらに、基礎的な流況制御技術を開発するための基礎水槽実験を主体とした要素研究の成果について紹介する。

2. 現地観測による停滞性水域内の流動水塊構造の実態把握

流況制御工法の研究を行う上でまず、実海域に存在する停滞性水域の形成過程と流動・水塊構造の実態把握をする必要がある。この停滞性水域の形成には地形的な要因の他に河川水の流入に伴う密度成層が流動場に大きく作用していると考えられるため、流況制御を行う上で潮流と密度流による、循環流形成に対する寄与と、水平・鉛直循環流の構造を明らかにしておかねばならない。そこで、瀬戸内海の中でも閉鎖的で湾内に強い停滞性水域を持つ大阪湾奥部、別府湾奥部、広島湾奥部を対象として調査を進めてきた。ここでは、大阪湾及び別府湾現地調査結果から停滞性水域内に存在する「閉鎖型循環流」の実態について一例を紹介する⁵⁾。

2.1 大阪湾停滞性水域内の閉鎖型循環流と水塊構造

大阪湾内の循環流(恒流)分布は図-2.1に示すように、明石海峡からの流れにより湾内20m水深を境に西部には大きな時計回りの循環流A（明石循環流）が存在し、友ヶ島水道からの湾口循環流Bと接合している。これら循環流に閉じ込められるように、湾東部海域の神戸沖から泉南沖にかけての湾奥部には停滞性水域が

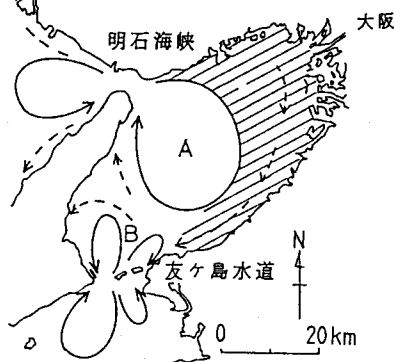


図-2.1 大阪湾内の環流分布と停滞性水域模式図

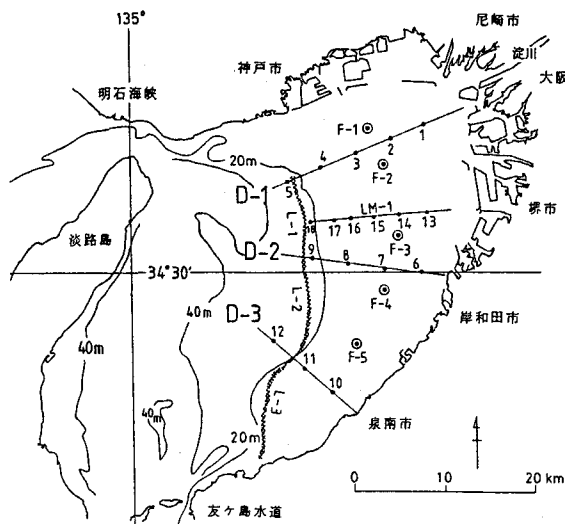


図-2.3 大阪湾停滞性水域調査位置図

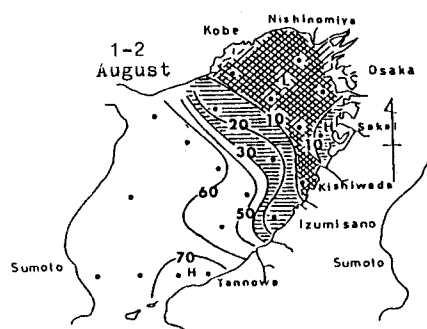


図-2.2 大阪湾底層水における硝酸素水域の消長(1977年)酸素飽和度%
(文献6)より引用)

見られる。この水域は淀川を始めとする多くの河川水流出による影響を強く受け、夏季には密度成層が発達し、貧酸素水塊が形成される。この停滞性水域での貧酸素水塊の分布と形成過程については、大阪府水産試験場研究報告(城・1986)⁹⁾に詳しく報告されているが、その中から図-2.2は8月の底層貧酸素水塊の分布を示したものである。淀川河口沖は10%以下の強い貧酸素状態となっている。そこで、この東部停滞性水域を対象として1985年の夏季に、図-2.3に示す測定域で流動水塊

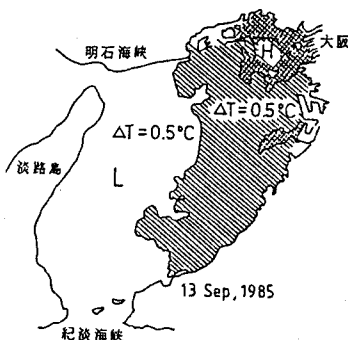


図-2.4 海面温度画像からの大阪湾停滞性水域のスケッチ

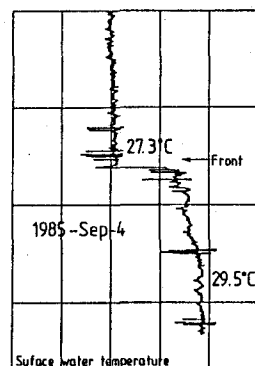


図-2.5 フロント部の表層水温記録

構造調査を行った。調査項目は、①湾内西部の循環水域と東部停滞水域の水塊分布と、両水塊間のフロント(潮目)の位置を明確にする水塊分布調査、②水域内の浮標移動を1潮汐間連続追跡するラグランジュ的流動調査、③水域内横断地点における2潮汐間、流動水質観測を行った。

(1) 停滞性水域の水塊分布とフロント形態

図-2.4は、明石海峡東流時末期のMSS撮像から得た、海面温度分布の模式図である。神戸沖から南の泉南沖まで張り出した等温線より東側領域の高温水域が、赤潮状態となっていた停滞性水域に相当するものである。この水塊は湾全体の約1/2にもなる広域なもので西部循環域の水塊との遷移領域であるフロント部は非常に明確であった。

図-2.5はフロントを横切る方向に船を走行させて測定した海面の水温記録である(図-2.3のL-1を東から西に横切る方向)。東部停滞性水域側では29.5°Cの高温水が分布し、フロントを通過し、西側循環流域(図-2.1の明石循環流A)では27.3°Cと2°C以上のシャープな温度差が認められ、フロントの長さは南北に約30kmにも連なる大規模なものであった。

図-2.6は停滞性水域の水塊構造を堺沖のLM-1測線(St. 13~17)での鉛直面で見たものである。塩分S、水温T、溶存酸素DO、現場密度 σ_t の鉛直分布からは、フロントの位置するSt. 16から堺沖にかけて密度成層が著しく、上層には高温・低塩でDO過飽和な水塊が分布し、10m以深の底層には低温・高塩

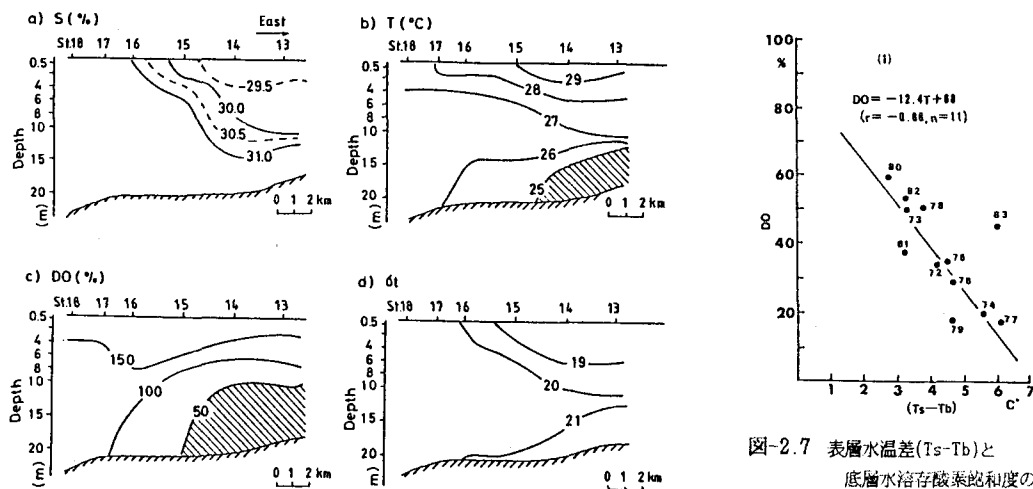


図 2.6 停滞性水域内走行調査LM-1ラインでの塩分、水温、DO、 σ_t の鉛直断面図(1985年9月3日)

図-2.7 表層水温差(T_s-T_b)と底層水溶酸素飽和度の関係
〔湾奥～東部海域12定点の平均値による。〕
〔数字は年次を示し毎8月の平均値による〕
(文献6)より引用)

な貧酸素水塊が存在していることが明確である。なお、この貧酸素水塊の形成過程は水温の鉛直構造に強く関係していることが、城(1986)⁶⁾や、中村ら(1988)⁷⁾によって報告されている。図-2.7によれば表層水温と底層水温の差の著しい成層期(温度成層)に溶存酸素濃度(DO)が低下し貧酸素状態となることが分かる。

(2) 水域内のラグランジュ的流動形態

図-2.3に示す停滞性水域内の5測点(F-1～F-5)において、上層1mと下層10mの2層に各々1個の円板型浮標を同時投入し、その移動位置を1潮汐間船で追跡した。浮標投入は、9月5日7時の上げ潮時(明石海峡西流時)でスタートし、19時まで実施した。この間の風速は2m/s以下と微風であった。

図-2.8に各々の流跡図を示す。1m層と10m層での浮標の移動経路と速さが全く異なっている。この間、明石海峡での西流最強時は11時、転流は15時、東流最強時は18時であった。上層1mの浮標はF-2で北流から南流に、F-3で北流から東流になるが、F-1、F-4は転流せず南下流となっている。

一方、下層10mの浮標はF-1、2、5での移動距離は少ないがF-3、F-4では共に明石西流時でも南流し、1潮汐間の移動距離はF-3で5.3 km、F-4で4.8 kmに達し、1潮汐平均移動速度は10～12cm/sと予想外に速い値が観測さ

れている。F-3での上層、下層の移動形態の相違は、水域内での残差流が鉛直方向に大きく異なることを示すものである。また、泉南沖F-5の上下層の移動は少なく停滞している。

(3) 停滞性水域内の循環流構造

図-2.3に示すように、停滞性水域内を東西に横断する3断面、D-1、D-2、D-3を設け、断面内の合計12測点に各1隻の調査船を配置して、鉛直方向に7層(0.1, 2.3, 5, 10m, 海底上1m)で水温、塩分、DO、流れを1時間毎に2潮汐間(25時間)の定点観測を9月3, 4日に実施した。この期間、潮汐は日潮不等のない中潮期で、潮差は約90cm、平均風速は3m/s以下、淀川河川流量は約120 m³/sであった。

この観測結果から鉛直方向1m, 5m, 10m層での毎時の流速値から2潮汐間平均した流速ベクトルの

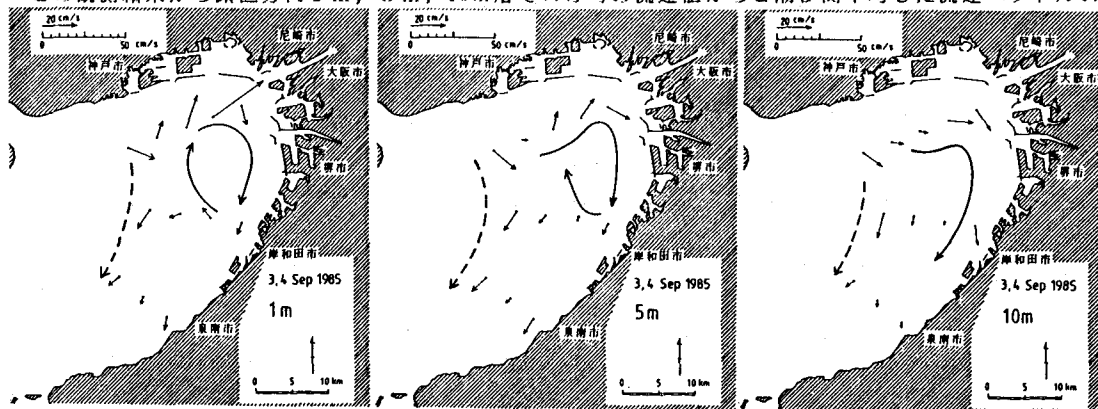


図 2.8 浮標追跡による移動経路図

図-2.9 大阪湾停滞性水域内の25時間平均流速分布 (左: 1m層, 中: 5m層, 右: 10m層)

平面分布を図-2.9に示す。各横断測線の湾中央寄り測点 St.5,9,12では、湾西部循環流の影響を持つ時計回りの流れ(図中点線)が存在し、湾東部停滞水域との間に流れのshearによる壁を形成していると見られる。この位置はほぼ20m水深の位置に相当し、前述のフロントが形成されていた領域でもある。

一方、停滞性水域内の堺沖湾東部では、1mと5m層の平均流分布図で示されるように、淀川河口沖から岸和田にかけての領域に直径10km程の時計回りの循環流が明確に存在していることがわかる。この循環流は10m層までは及んでいない。これまで、淀川河口沖には夏季成層期に循環流の存在が予想され、熊谷、西村(1978)²¹により貧酸素水塊形成のシミュレーションで取り上げられた例はあったが、今回のように実際にその存在を明確にした調査結果は得られていなかった。その上、循環流の発生源及び規模については、淀川河川水の流出に伴って、小規模な循環流が間欠的に発生するものと思われていた。しかし、図-2.9に見られる

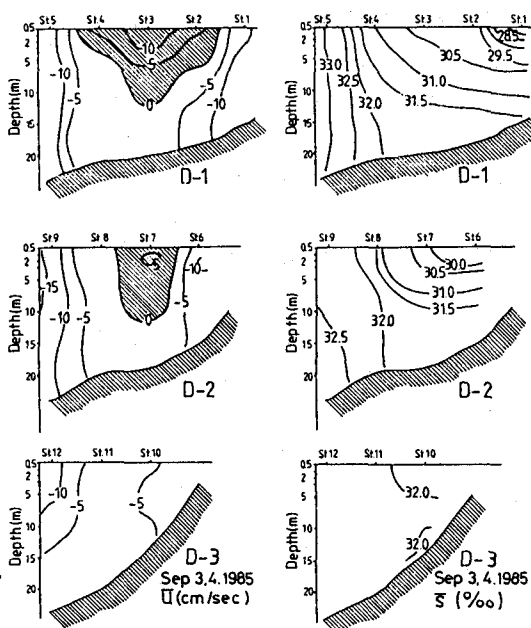


図-2.10 25時間平均流速断面分布(左)と平均塩分断面分布(右)(1985年9月3日~4日)

る循環流の規模は大きく、淀川河川流量の少ない中で存在していたことに注目すべきであり、その要因は潜在的な流動場と密度成層場にあると考えられる。この循環流は停滞性水域内にあって富栄養な河川水を一定期間取り込み滞留することから、物質収支や生態系に与える影響は大きく、このため循環流水域で強く発生する貧酸素水塊の形成機構を裏付ける大きな要因となっている。更に、湾東部の停滞性水域全体の水塊形成にとってこの循環流の役割は重要で、水塊内の物理的バランスを保つ作用を持ち、水塊内の核となっていると考えられる。従って、停滞性水域は単なる淀みではなく、その中に存在する循環流によって物理的に閉鎖された水塊と言える。このため、このような循環流を「閉鎖型循環流」と定義している。

図-2.10には各断面内の平均流速分布(左図)と平均塩分分布(右図)を示す。流速値は各横断面に直角成分の流れで、正が北流(図中の斜線部)、負の値が南流を示す。D-1断面では淀川河口寄りのSt.1及び沖合St.5では10cm/s以上の南流を示す。しかし、横断面中央のSt.2,3,4では上層から10m水深まで北流を示し、特にSt.3の上層では10cm/s以上の速い北流が存在し、下層では南流があり上下層で2層流を形成している。このため、D-1断面内では水平・鉛直方向に強いshearが発達すると見られる。D-2断面でもD-1断面と同様、中央のSt.7を中心として10m以浅が北流、下層で南流を示している。D-3断面では2層流は見られず、全体に南流となって流れは遅くなっている。これらから、D-1、D-2断面中央に位置する北流域が、閉鎖型循環流の存在をより明確に示すものである。

平均塩分値はD-1、D-2断面とも32‰を境に、東部側で低塩分の水塊が分布し成層を形成している。沿岸に南下する低塩分水が再び北流により戻されることにより、水域内の塩分が低下していく。D-3断面の塩分濃度は均一でありよく混合されている。

なお、D-1、D-2、D-3での2潮汐間での断面平均恒流は全て南流を示し、各々は5.7cm/s、5.4cm/s、4.4cm/sとなっている。同様に断面平均塩分は31.66‰、31.81‰、32.14‰となっている。

以上、大阪湾東奥部に存在する停滞性水域の流動・水塊構造調査から、湾を東西に二分する大規模なフロント形成が確認され、停滞性水域の下層には1潮汐間に4.8~5.3kmも南流する速い流れが存在し、上層には直径約10kmの閉鎖型循環流の存在と構造が明らかにされた。

2.2 別府湾停滞性水域の閉鎖型循環流と水塊構造

別府湾は、大阪湾や広島湾と比べ、湾口幅は湾奥部に比べ広く海底地形は北側に浅く南側に深くなっており、特に湾奥部は鍋底状に深くなっている。

この別府湾は湾口前面が豊予海峡から強く流入する外洋水の物理的要因によって遮断され、湾内は全体的に閉鎖的で湾奥は貧酸素水塊が強く形成される停滞性水域となっていることが知られている。写真-1は冬季別府湾と豊予海峡でのMSS撮像による海面水温画像である。別府湾全域と国東半島東岸には低温（ $8^{\circ}\text{C}\sim 10^{\circ}\text{C}$ ）な水塊が分布し、豊予海峡から流入する高温

（ 14°C ）な外洋水が伊予灘に分布している。温度差の著しい両者間には強いフロントが形成され、別府湾を閉鎖した形態となっている。このような特性を持つ別府湾を対象として図-2.11に示す測点位置で1986年夏季に観測を行った。調査方法及び項目については、大阪湾調査とほぼ同様である。

①湾内横断観測では、湾内に3横断面（D-1, 2, 3）を設け、12測点に船を係留して水深方向に7層（0, 1, 3, 5, 10,

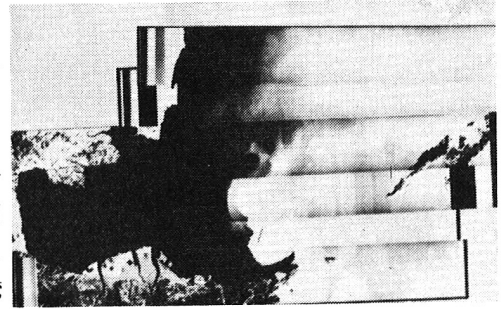


写真-1 別府湾，豊予海峡での海面温度画像
(1982年2月27日)

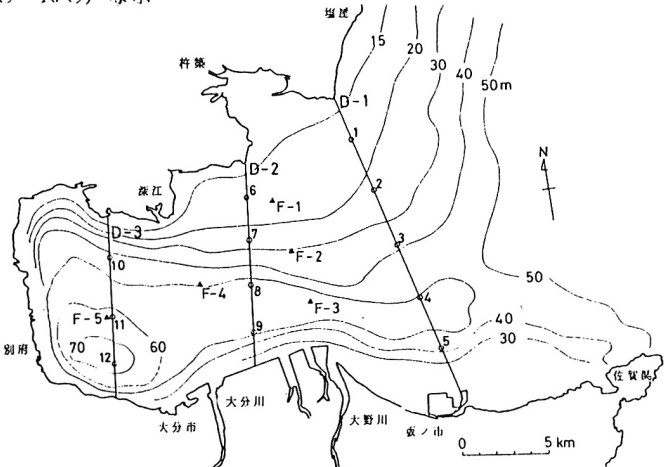


図-2.11 別府湾観測位置図

(D-1, 2, 3横断観測面, F-1～F-5浮標追跡始点) 20m, 底上2m)で、流動・水質を1時間毎25回(2潮汐間)の連続観測を行った。

②浮標追跡調査では、湾内水の移動経路をラグランジュ的に捉えるため、図-2.11に示すF-1～F-5の5測点上層1mと中層10mの2層に、各々1個の円板型浮標(直径90cm、マノロト)を上げ潮初期に同時投入し、その移動を1潮汐間(13時間)船で追跡した。

③湾内水塊分布調査は、航空機によるMSS撮像により海面水塊分布を捉え、水塊特性を解析した。

上記の観測から、湾内循環流の形態と水塊分布を調査した。

(1) 湾内の水平流動構造

3断面(D-1, 2, 3)での横断観測から得られた流速値を2潮汐間平均した残差流(平均流)を表層と10m層について示したのが、図-2.12である。2層とも湾口側では、北部から流入し南部から流出する反時計回りの明確な循環流が存在し、湾奥部では反対に時計回りの残差流が認められ、回転方向の異なる2つの循環流が湾全体の流動場を支配してい

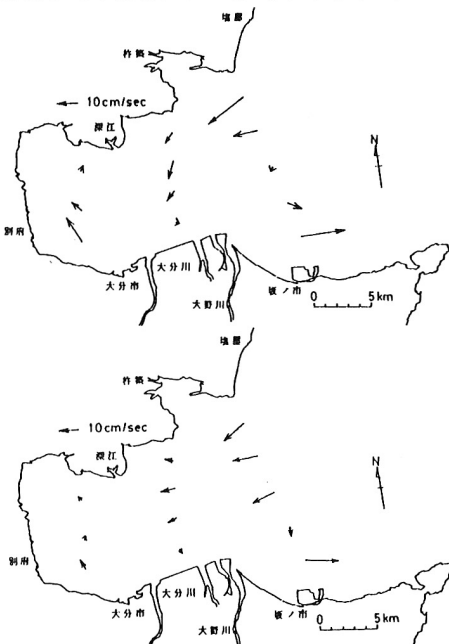


図-2.12 2潮汐間平均流速分布
(上図: 1m層, 下図: 10m層)

ることが確認された。湾奥部の循環流は、図-2.11の海深図からも分かるように、水深70mの凹地形上に形成される閉鎖型循環流となっている。このため、湾奥部は物質滞留時間の長い停滞性水域となっていることが考えられる。

(2) 湾内のラグランジュ的流動構造

浮標追跡調査から得られた結果として、図-2.13に1潮汐間のラグランジュ的流跡図を示す。全体的には、上層と中層の動きは同様な傾向を持っている。図中のfは大分港の満潮時、eは干潮時を示す。

F-1, 2, 4では湾奥に向かって移動し、F-3では逆に東北東へと湾外に流出する。F-3を除いては下げ潮になってから転流せず、そのまま湾内に向かって一方向に移動するためF-1, 4, 5のラグランジュ的流速は南西方向に6~10 cm/sの流速を、F-3は8 cm/sの南東流を保っている。これらの流跡は、先に示したオイラー的な流速値から得られた循環流の存在を裏付けており、特に、湾奥F-5の流跡からは時計回りの循環流形態が明確である。

(3) MSS撮像による湾内水塊分布

写真-2に示すのは、1986年5月の下げ潮末期に航空機によるMSS撮像から得た海面温度画像である。湾奥の閉鎖型循環流域には、トラップされて高温化した水塊が分布し、大分川系河川水の一部を取り込んでい。更に、湾口北部の国東半島から南下する低温な水塊が湾中央に向かってクサビ状に侵入し、湾口部の循環流により形成される水塊分布を示している。大分沖の南岸には大野川、大分川の両河川水が帯状に位置し、先端が佐賀関から豊予海峡を南下する形の分布が見られる。以上から、湾内循環流の存在が水塊形成に対して大きな役割を果たしていることが証明された。

(4) 湾内水塊の鉛直構造

湾内3断面での観測結果から1例としてD-2断面での水温、塩分、溶存酸素(DO)の鉛直分布を示したのが図-2.14である。表層と底層の水温差は約5℃、

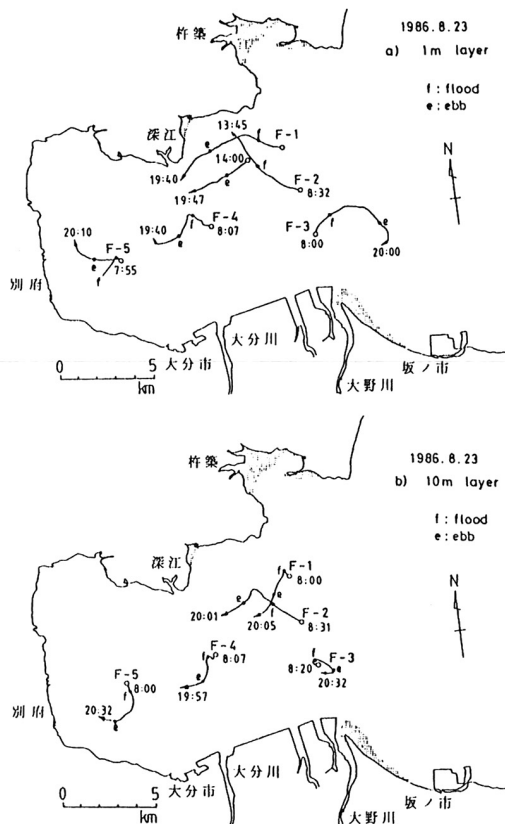


図-2.13 現地浮標追跡による流跡図(1986.8.23. 1潮汐間, 上図: 1m層, 下図: 10m層)

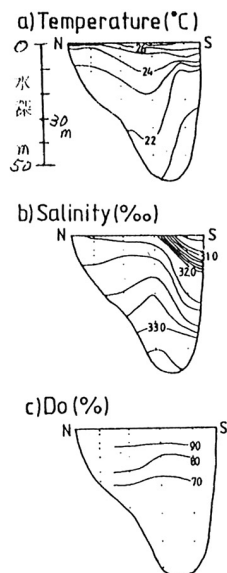


図-2.14 D-2断面での水温、塩分、DOの鉛直分布

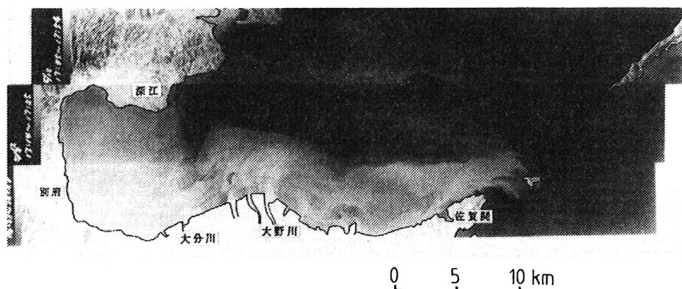


写真-2 別府湾海面温度画像(1986.5.12. 下げ潮末期, 濃は低温, 淡は高温)

塩分差は約2‰で一定の密度成層が存在する。南岸部の表層水は、流出した河川水の影響を受け、高温・低塩分の水塊となって成層も著しい。D-1は表層で飽和状態であるが、深くなるにつれて減少し、水深30m以深で60%台となり高塩・低温でやや貧酸素の水塊が分布している。

図-2.15 左側には各断面を垂直に横切る流速分布を示し、斜線部(負値)は湾内に向う流れを示す。湾口部断面D-1では北部St.1,2,3から流入し、南部St.4,5から流出し、特に、St.5の表層からは20cm/s以上の流出速度が見られる。湾中央断面D-2では北部から流入し、南部から流出する形に二分される。しかし、湾奥部D-3断面では、北部は東流、南部は西流となり、D-1,2と全く逆のパターンを示す。2潮時間での各断面平均恒流は全て湾外に向かって流れ、D-1,2,3は各々、0.54 cm/s, 0.92 cm/s, 0.04 cm/s とD-3が最も小さい。

図-2.15右側には各断面の2潮時平均塩分分布を示す。河川水流出の影響による表層低塩分化はD-1, D-2に見られるが全体的に安定した分布を示している。なお、2潮時間の断面平均塩分はD-1,2,3で各々 32.72‰, 32.55‰, 32.62‰ とD-2で低い。

(5) 水理模型実験による湾内循環流形成機構の把握

前記の図-2.12と図-2.13で確認された湾内循環流が、潮汐残差流によるものかどうか、その形成機構を確認するため、瀬戸内海大型水理模型(水平縮尺1/2000, 鉛直縮尺1/159)によりM2潮を実験潮汐とする流動場を与え、水面に浮標を投入して1潮汐間の浮標追跡を行った。図-2.16には実験結果から1潮汐間の移動量(残差)の大きさと、循環流の模式図を示した。湾口前面には写真-1で示したように豊予海峡から伊予灘を北上する大規模な循環流aが位置し、湾内には現地観測結果と同様、湾口側に時計回りの循環流bが存在する。更に、湾奥部には時計回りの循環流cが存在し、これら3個の循環流が潮汐残差流によって形成され、運動して分布していることが確認された。この実験結果から図-2.12と図-2.13で示された現地の湾内循環流が、潮汐残差流により発生している可能性が証明された。

次に、大野川、大分川河川水の拡散実験を実施し循環流によってどのように湾外に流出するかを明ら

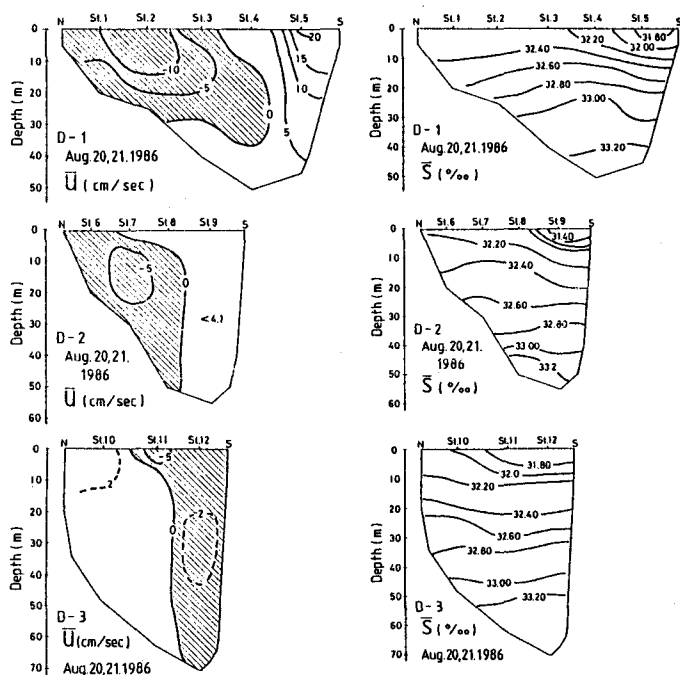


図-2.15 左図：断面平均流速分布(陰影部負値は西流)

右図：断面平均塩分分布

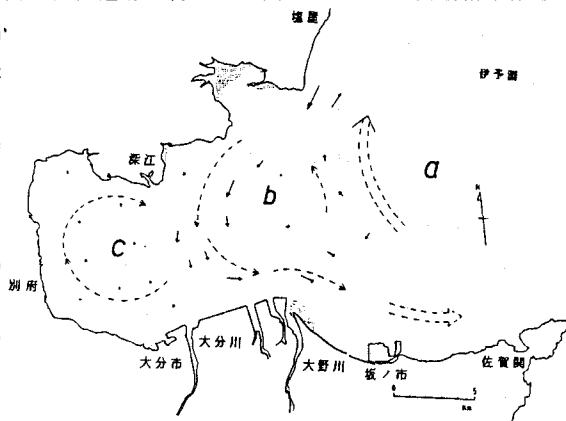


図-2.16 水理模型による1潮汐間の残差流破線は環流(a, b, c)の模式図

かにした。実験では、半日周潮(M₂潮)を与え、大野川大分川から年平均流量に相当する染料水を50周期間連続放流し、その拡散分布を求めた。図-2.17には50周期目に得られた拡散分布を示す。河川水は南岸部を這って佐賀関に向い、下げ潮時には豊予海峡を南下し、上げ潮時には伊予灘を北上する循環流a(図-2.16)に大きく輸送され佐田岬北岸に運ばれる形態が見られた。この結果は写真-1に示した別府湾湾口部に位置する水塊分布の形成機構を説明するものである。

一方、湾奥部では大分川河川水が徐々に西進するが、他方では循環流bによって国東半島に北上した河川水が北部から湾奥部へ輸送される様子が見られる。

2.3 まとめ

以上、現地観測によって大阪湾、別府湾に存在する停滞性水域内の流動構造及び水塊構造の実態を明らかにしてきたが、その結果として停滞性水域内には残差流(恒流)による大規模な閉鎖型循環流が存在し、水塊内の物質収支や生態系に大きく関与して貧酸素水塊形成の要因となっている可能性が明らかとなった。大阪湾内では東側停滞性水域と西側循環流水域とにシャープなフロントによって仕切られ、コントラストの鮮明な水塊分布を示し、両者の物理環境が極めて対照的である。一方、別府湾は湾口部前面に位置する外洋性の循環流が存在し、その循環流に閉鎖されながらも湾内には連動した2つの循環流が形成され、湾奥は最も停滞性の強い閉鎖型循環流により環境が支配されているのが特徴である。なお、本論では紹介しなかった広島湾奥部停滞性水域の調査では、前記の大阪湾、別府湾の場合と異なり平均流による明確な閉鎖型循環流は存在しなかったが、1潮汐間の中で湾奥部中央に中心を持つ一時的な強い渦流が生じ、成層化した上層の河川水を海底まで取り込み鉛直混合を進める現象が捉えられた。平均的な閉鎖型循環流とは機構が全く異なるこの大規模な渦流は広島湾奥部の河川水をトラップさせる要因となっている。

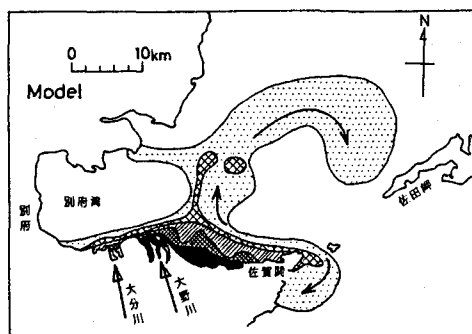


図-2.17 水理模型による大分川、
大野川河川水拡散分布
(M₂潮による50周期目の分布)

3. 大型水理模型による流況改善工法の効果検証実験

前節で示したような停滞性水域の環境を改善するため、流動場を工学的立場から制御・改良する流況制御技術の開発とその効果検証の研究を、瀬戸内海大型水理模型により実施している。

これまで流れを変化させたり海水交換量を促進させた具体的な手法として、作渚、導流堤、海底構築物(礁、潜堤)や、湾口改良等が知られているが、これらの工学的手法を取り入れ、湾全城の広域的な循環流の流程、規模を制御し得る流況制御技術として①湾口地形改変工法、②海底地形改変工法、③構造物の適正配置による工法の開発を進めている。

そこで、大阪湾停滞性水域を対象として、湾口地形改変工法と海底地形改変工法の2つの工法の効果を検証するため、瀬戸内海大型水理模型に工法を適用した応用実験から、湾内流況変化と海水交換形態の変化について紹介する。

3.1 湾口地形改変工法の適用による効果検証実験

(1) 実験内容

前節図-2.1の模式図で示したように、湾内には明石循環流Aと友ヶ島からの湾口循環流Bの2つの循環流が存在し両者の循環流に閉じ込められるように湾東部に停滞性水域が分布している。

この停滞性水域の流況改善を図るための流況制御工法の1つである「湾口地形改変工法」を適用し、流況改善等の効果検証を行った。この工法は、湾内に流入する潮流エネルギー量や海水交換量を制御可能とし、

図-3.1に示すように友ヶ島水道は全幅が約11kmであるが、和歌山側の地ノ島、沖ノ島、そして淡路島側の由良間に、加太瀬戸、中ノ瀬戸、由良瀬戸の3つの瀬戸が存在し、前者の2つの瀬戸は水深が約50mと浅く幅も1km程度と狭いが、由良瀬戸（紀淡海峡）は水深140mと深く、幅も約4kmで全体の約35%となっている。また、各瀬戸部の断面積は、由良瀬戸で全断面積の89%、中ノ瀬戸は4%、加太瀬戸は7%となっ

瀬戸内海大型水理模型は図-3.2に示すように、水平縮尺1/2000、鉛直縮尺1/159の潮汐水理模型で潮汐・潮流の相似性はすでに達成されている^{2) 9)}。この水理模型の大阪湾において以下の4ケースの実験を行った。即ち、複数個の瀬戸部からなる友ヶ島水道の現状のままの地形での実験をCase0とし、他は図-3.3のように、加太瀬戸のみを閉鎖した場合をCase1、更に、中ノ瀬戸と加太瀬戸を閉鎖した場合をCase2、更に図-3.4に示すように、友ヶ島である沖ノ島、地ノ島の2つの島を水深20mまで掘削し、水道部を全て開放した場合をCase3として実験を行った。各実験ケースでの水道部断面積と割合は表-1に示すとおりである。

実験内容としては①海峡部の流動形態変化, ②湾内全体の潮汐潮流及び循環流規模の形態変化, ③淀川河川水拡散形態の変化, ④湾全体及び停滞性水域内物質の移動及び海水交換性の把握について調査した。実験潮汐として, 半日周潮 (M2潮, 周期282秒) を水理模型内に与え, 河川水は10‰濃度の染料水 (ローダミンB) を使用し淀川から年平均流量で連続放流した。湾内流況測定は湾内代表点から, また海峡部流動測定は各瀬戸部の代表点か

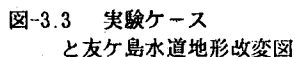
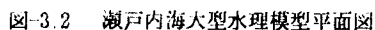
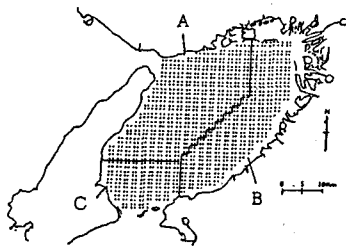


表-1 実験ケースと友ヶ島水道断面積値

ケース	模型 (cm)	現地 (m)	割合 (%)
Case 0	9775.5	310857.8	100.0
Case 1	9121.2	290052.6	93.3
Case 2	8710.9	277005.1	89.1
Case 3	14229.2	452484.4	145.6



A水域：明石循環流
B水域：停滞性水域
C水域：友ヶ島循環流

海域	色	個数
A水域	赤	575
B水域	青	420
C水域	緑	200

図-3.5 大阪湾内水域区分とボール配置

水道部流動パターンの変化を調べた。現状地形の水道部流況は図-2.1で示したように、由良瀬戸から淡路島寄りに反時計回りの循環流が、加太瀬戸からは時計回りの循環流が存在している。そこで、瀬戸部横断測線から北流開始時(上げ潮時)にボールを投入し得た1潮汐間の流跡図が図-3.6である。図中、実線は上げ潮の半日周期、点線が下げ潮の半日周期である。由良瀬戸だけを開放した地形のCase2では、湾内流入域がCase0に比べて湾奥に深く侵入する縮流効果が見られ流軸は西に傾く。Case3では、水道部を全て開放し

ら模型水の比重に近いボールを同時投入して追跡観測した。更に、各ケースでの海水交換実験では、図-3.5に示すように湾内を3水域に区分し、明石海峡循環域Aに赤ボール575個、泉南沖停滞水域Bには青ボール420個、友ヶ島循環域Cには緑ボール200個の合計1195個を模型海底面に設置したマグネットで均一に配置し、一斉に離脱させて全ボールの移動位置を追跡し湾内残留量及び、湾外への流出量を測定した。なお、潮位測定は大阪湾内4地点、瀬戸内海全体で27地点で行った。

(2) 実験結果

(a) 水道部の流動形態変化

友ヶ島水道部地形改変による各実験から、1潮汐間における

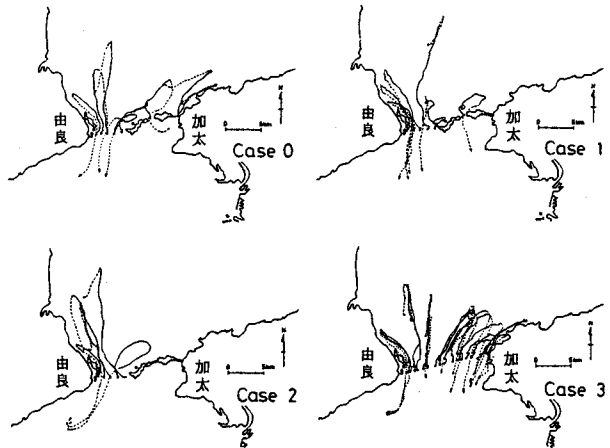


図-3.6 1潮汐間浮標流跡図 Case 0, 1, 2, 3
(実線：上げ潮期の0.5周期、点線：下げ潮期の0.5周期)

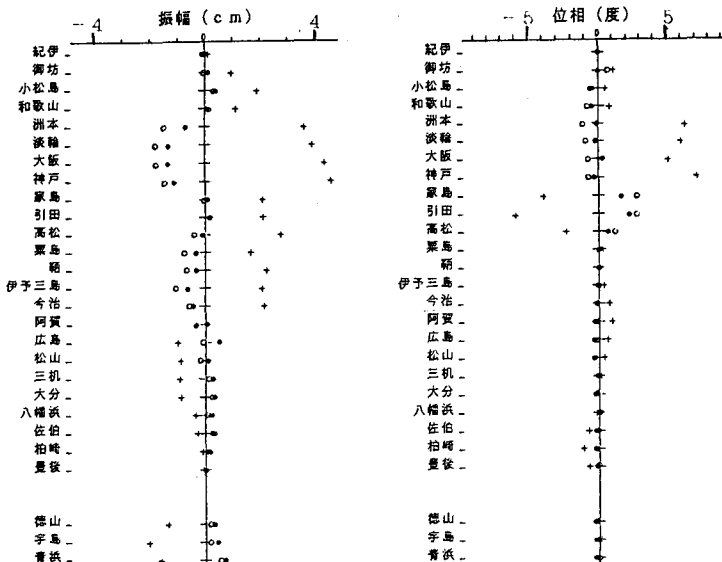


図-3.7 各実験ケースにおけるM2潮、潮汐振幅と位相の変化

(Case0の振幅及び位相に対する偏差 ●:Case1, ○:Case2, +:Case3)

たことによって断面積が増加したため、平均流速は減少し、湾奥への侵入は幅が広く均一に流入する結果が得られた。

(b) 大阪湾周辺の潮位変化

大阪湾湾口部の地形改変に伴う瀬戸内海の全域における潮汐の変化を測定し、調和解析した結果が図-3.7である。この図はCase 1, 2, 3のM2潮の潮汐振幅と位相について現状地形(Case0)からの偏差で表わし、振幅は現地換算値で示した。

水道断面積を縮小するCase1とCase2の場合には、大阪湾内の潮汐の振幅は現況よりも減少し、沖ノ島、地ノ島を撤去する

Case3での振幅は5 cm増加する。大阪湾の潮汐位相はCase3で、現況よりも遅れ、Case1、2で早まることが分かる。更に、大阪湾湾口部の地形変化に伴う潮汐の変化は大阪湾内にとどまらず、播磨灘以西においても認めることができ、その影響が瀬戸内海全体規模に達することが明らかとなった。

(c) 大阪湾内の流況変化

湾内の代表点から同時放流したボールを10周期間追跡し得た恒流分布を図-3.8に示す。Case0に比べ各々のケースでは、明石からの循環流の規模とバランスを大きく変化させる結果となった。Case1の泉南沖(B点)ではCase0に比べ約2倍の速さの南下流となり、停滞性水域内の流況を大きく変化させる効果が示された。次に、Case2では、Case1より明石循環流域が南東にシフトしたため、神戸沖はCase0に近い恒流分布となるが、由良瀬戸(N点)からの流入形態が異なる。更に、Case3ではCase0で見られた友ヶ島付近の循環流Bが消去し、全体的に明石循環流を北へ押し上げる形に変化した。

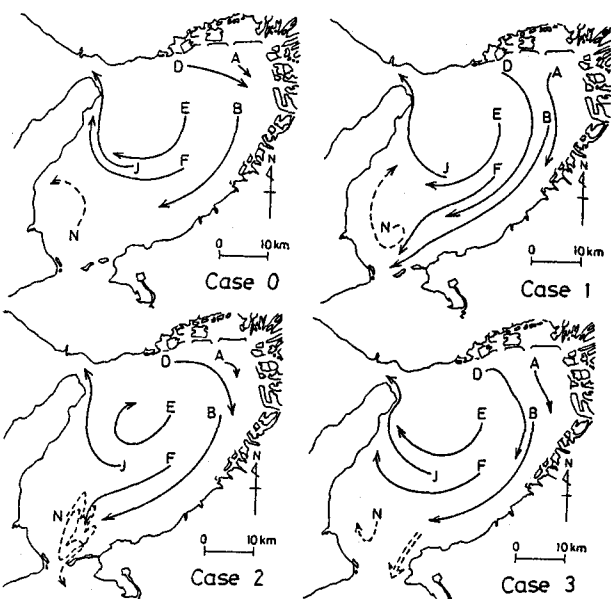


図-3.8 大阪湾内代表点からの10周期間流跡図
(M2潮実験潮汐による恒流)

(d) 淀川河川水拡散形態の変化

大阪湾奥部の停滞性水域に分布する淀川河川水の拡散形態が、湾口部地形を改変することによりどのように変化するかを調べる実験を行った。図-3.9は、Case0、1、2、3での50周期間の河川水移動分布を10周期毎の拡散前線と領域で示したものである(濃度分布ではない)。

河川水移動分布は前述の湾内流動形態に規定されているが、Case0の場合、淀川河口沖から友ヶ島水道に達した河川水は淡路島寄りに循環流に押され北上するため、河川水の滞留時間が長くなっている。これに対し、Case1では、

明石循環流の形態変化に従って淀川河口沖から泉南沖にかけての河川水分布幅が広くなり、友ヶ島水道を抜ける河川水が多くなる。しかし、Case2の場合には明石循環流域の拡張により沿岸部に押し込められた河川水は幅狭く張り付き、河川水の南下する時間が遅くなる。由良瀬戸から紀伊水道に流入するまで高濃度の染料水が維持され、湾内に広く拡散することはない。

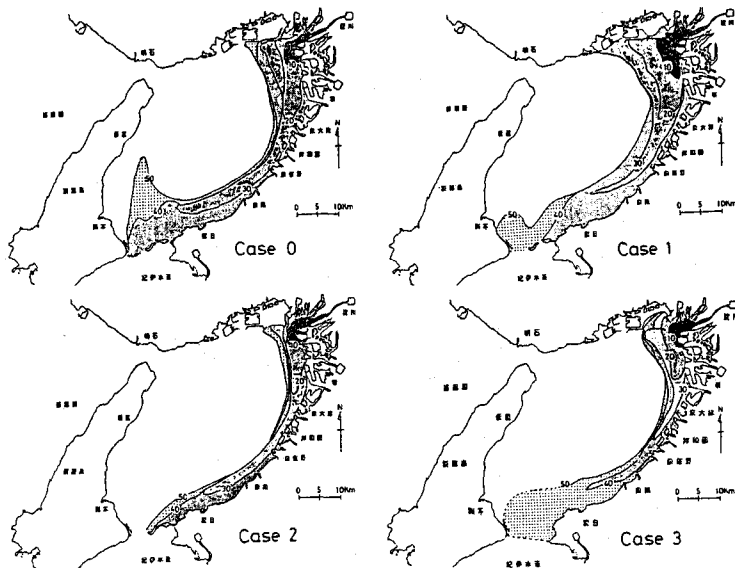


図-3.9 各実験ケースでの淀川河川水移動分布図
(図中の数字は周期数 50周期間)

一方、Case3では友ヶ島水道部の通過断面積が最も大きいにもかかわらず、河川水の分布状態はCase2とほぼ同じパターンを示すが、淀川河口から岸和田沖を南下する河川水の移動速度は最も遅い。しかし、40周期を過ぎて泉南から深日沖に河川水が到達すると友ヶ島水道部の広域な流動域に取り込まれ、一気に拡散希釈される。

以上各実験ケースの結果からは、停滞性水域の水質改善を図る上で最も効果的な場合がCase1であり、Case2、3は逆に、大阪湾奥部沿岸水域の河川水滞留時間を長くし、水質状態を更に悪化する可能性を示すことが明らかとなった。

(e)湾全体及び湾内各水域の海水交換性 各実験ケースでの100周期目(約50日後)の大阪湾内ボール残留率と湾外流出率について示したのが図-3.10である。図-3.5に示したように湾内3水域に配置した合計1195個のボールは、明石海峡を抜け播磨灘へ流出するものと友ヶ島を抜け紀伊水道に流出するものとに分かれる。100周期後大阪湾内に残留する率の最も少ないのが13.9%のCase3で、この時の湾外流出率は紀伊水道で全体の71%、播磨灘で15%であった。湾内残留率から計算される平均滞留時間は、Case0で63周期、Case1で66周期、Case2で85周期、Case3で51周期となり、湾全体の海水交換促進にはCase3が最も効果的であり、Case2では、現状よりかなり交換が悪化する結果となった。

次に湾内3水域の各々の交換性については図-3.11に示す100周期目の湾内残留率から把握できるように、停滞水域のB水域(Blue ball)の残留率は、Case3とCase1で各々11.9%と15.5%であり、Case0の18.7%に比べ率は低くなり停滞性が改善されたが、Case2では、逆に現況より高くなる結果となった。

(3) 湾口地形改変による流況制御効果

前記の実験結果から大阪湾友ヶ島水道の湾口部を改変することによる流況及び海水交換への効果をまとめると以下ようになる。

(a)友ヶ島水道部の流動形態変化では、Case2が湾内に深く侵入する縮流効果を示し、Case3では水道部から湾内へ広く均一に流入する形態が得られた。

(b)大阪湾内の潮位変化は、現況に対しCase1、2で振幅は減少し、Case3では振幅は増加、位相は遅れ、瀬戸内海全域に対する潮位変化は、播磨灘以西にまで達する結果となった。

(c)湾内流況の形態変化は、湾内循環流の規模とバランスを大きく変化させ、特にCase1では、泉南沖の流れが現状の約2倍の速さとなり、Case2では明石循環流の規模を大きくさせ湾東部に張り出す結果となった。

(d)淀川河川水拡散実験では、Case1で現状より拡散移動は促進するが、Case2、3では現状より悪化し、河川水の沿岸部張り付きが強くなる。

(e)湾全体の海水交換性については、Case3の湾内残留率が13%と最も少なく、湾外には紀伊水道へ71%、播磨灘へ15%の流出となり、更に湾内を3水域に区分した中で停滞性水域(B水域)の残留率が最も少ない場合がCase3であった。

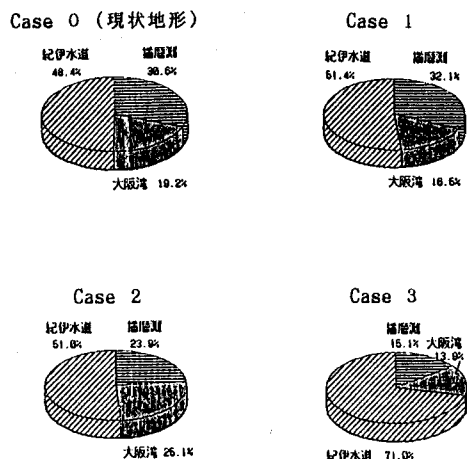


図-3.10 各実験ケースにおける大阪湾内残留率と湾外への流出率 (100周期実験結果)

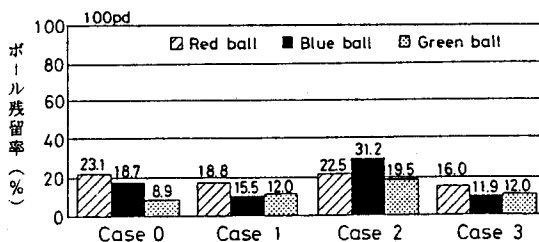


図-3.11 大阪湾内水域別湾内残留率の変化 (100周期実験結果)

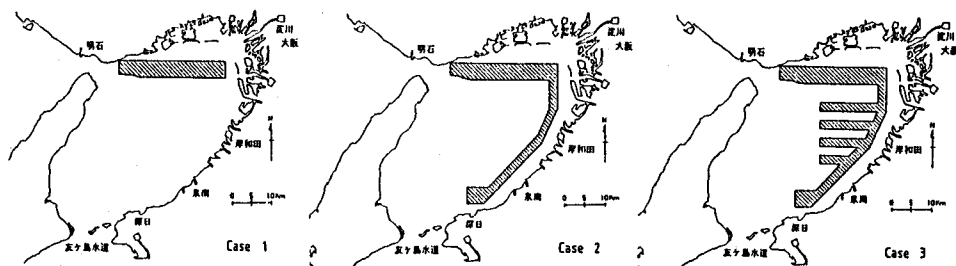


図-3.12 大阪湾海底地形改造—櫛状作浴配置図

3.2 海底地形改変工法の適用による効果検証実験

流況制御技術の他の1つである、湾内の海底地形を改変する工法を大阪湾に適用し、湾内流況をどのように制御できるかの検証を物理的に明らかにする実験を水理模型で現在実施中である。本報ではその結果の1部を紹介する。

(1) 実験内容

図-3.12に示すように、瀬戸内海大型水理模型の大阪湾内の海底に水路を掘削し海底地形を段階的に改変した。各々の水路による流況変化を捉えるためCase1, 2, 3と別々に実験を行い現地でのCase0の実験結果と比較検討した。

Case1の実験ケースで対象とする水路は、神戸沖合の東向きの環流(明石循環流)を淀川河口まで導流し、河川水の滞留を消去することを狙って設けたもので、東西方向13m(現地換算26km)、幅2m(4km)、水深18.8cm(30m水深)の水路である。

Case2は、Case1の水路に加えて淀川河口沖から深日沖合までの水路を対象とした実験ケースである。水路の規模は、岸沿いに幅1m(2km)、長さ約20m(40km)、水深18.8cm(30m)であり、明石循環流の右回りの環流を強化し停滞水域を破壊し、混合を促進することを狙ったものである。

Case3は、更に、Case2での湾東沿岸の水路に直結する4本の水路を東西方向に櫛状に設けた場合で、この水路を南下する流れを利用して鉛直混合を促進することを目的とした。各々の水路は幅1m(2km)、水深18.8cm(30m)、長さは20m等深線までとした。

(2) 河川水拡散実験による拡散形態の変化

大阪湾奥の停滞性水域の領域が海底地形を改変したことでどのように変化するかを河川水拡散実験から定性的に確認した。実験では停滞性水域に流入している湾内最大流量を持つ淀川河川水を対象とし、前節で示した実験と同様に染料水を河川水とし、年平均流量 $41.5\text{cm}^3/\text{s}$ (現地換算 $166\text{m}^3/\text{s}$)で連続放流しその拡散形態を明らかにした。

その結果の1例として、図-3.13に全水路を使用したCase3の50周期間(約25日間)放流した場合の拡散分布を示す。この結果と前節の図-3.9に示すCase0(現状地形)での拡散分布と比較する。

Case0とCase3では50周期目での拡散範囲が大きく異なり、Case3では明石海峡付近まで達し、湾内でも水深の深い湾南部の友ヶ島水道環流域に拡散している。これはCase3での水路により、右回りの明石海峡環流域が強化されたことにより岸和田沖沿岸に深く入り込み、河川水を早く南下させたためと考えられる。このため岸和田沖の河川水張り付き幅はCase0より狭くなっている。

50周期間での湾内拡散面積は、Case0に対しCase3では1.4倍に促進され、河川水流出量が一定であることを考えれば、拡散面積当たりの平均濃度は、Case0よりCase3の方がはるかに低濃度となっている。拡散が促進され停滞水域内の滞留時間が短縮されることで実際海域に見られる高濃度の栄養塩を含む河川水が拡散希釈され、集中的な赤潮や貧酸素水塊の発生を阻止できると考えられる。

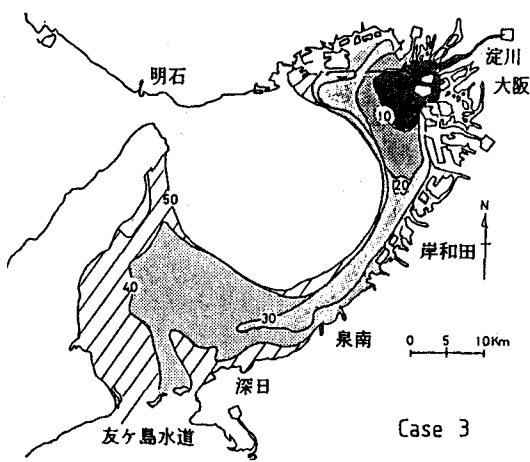


図-3.13 Case3での河川水拡散分布図
(Case0の1.4倍の拡がり)

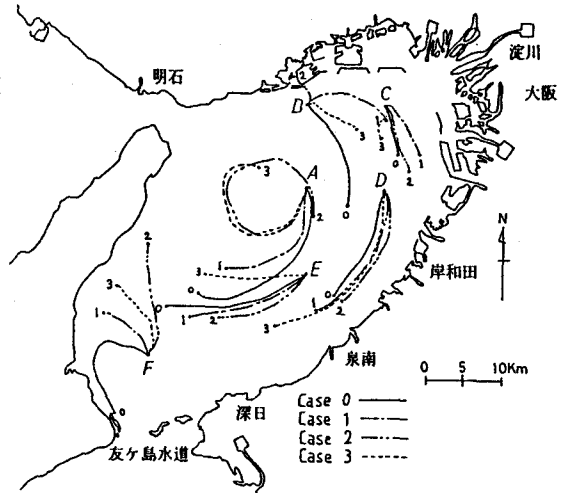


図-3.14 大阪湾内代表点からの10周期間移動経路

(3) 湾内の流況変化

水路掘削による湾内流況の変化を調べるため、湾内に縦横2.5m(現地換算5Km)間隔でボールを設置し、このボールの移動を写真撮影及び直接観測により連続的に追跡した。

各実験ケースでの10周期間移動経路の変化を各代表点について示したのが図-3.14である。各代表点での移動経路は実験ケース毎に大きく変化し、流程距離も異なっている。湾中央測点(A)では掘削水路を増加するほど循環流が強くなり全体的に北へシフトしている。泉南沖の測点ではCase3の流程距離が最も長くなっている。このように、各実験ケースで得られた移動経路と恒流の速さを基に目的に応じた湾内の流況を設計することが可能となれば湾全体の流況改善・制御が実現できる。

以上から本実験で適用した海底地形改変による流況制御工法では、湾内に存在する支配的な循環流の規模と位置を改変させ、その移動経路と流程距離を制御できる可能性が明らかとなった。更に、循環流を強化することにより、停滞性水域内に滞留する河川水の拡散混合を促進する効果を持つことが明確となった。

4. 流況制御技術の基礎的研究

流況制御技術の基礎となる要素技術の開発が各種海域への具体的な適応性を確立するためにも、また将来の海域適正流動環境を創造する上でも重要な研究課題となる。流況を制御する上で、基本となる流れ要素として潮流を対象とした場合、一つには広域的、長期的な流動場を左右する循環流が主体となり、この循環流は一般的に潮汐周期で平均した「潮汐残差流」に代表されるもので、海域地形と潮流との相互作用により生じるものとして研究されてきた^{10), 11), 12)}。他方は、一次的な流れや、潮汐周期内での往復流によって生じる「地形性渦流」^{13), 14)}が重要となる。これらの流れは、流況制御を実施する海域環境特性と形状に応じてその利用法が仕分けられる。潮汐流以外の流れ要素としては、密度流、吹送流、地球自転によるコリオリ流などが存在し、各々の流れが相乗しながら海域の形状に合致した流れを形成している。

そこで、湾の様々な形状と各種の流れ場を再現し、流況制御技術の要素実験が可能な基礎水槽として、世界でも初めて半球形からなる「海底地形可変型実験水槽」(愛称、マリニックップ)を製作した。

この水槽は図-4.1, 写真-4.1に示すように、鉄骨と強化ガラスからなる直径5.6m, 高さ3.4m, 中心の水深が2.4mの49面体からなるカップ型で約45 π の水量を持つ。カップの周囲には取付け位置を自在に変えることのできる湾口部が2基設置され、この湾口部は潮汐、潮流及び循環流を発生させる起潮装置

となっており、実験装置の運転は全てコンピュータ制御になっている。

このマリンカップの特長として、沿岸海洋中の湾形状に合致した海底地形を任意の縮尺で三次元的に再現することができ、海底地形を目的にあわせた縮尺で改造でき、現型地形に対して想定地形を自在に作成することが可能である。更に、半球形水槽であるため、水槽内の流体運動及び水中の物質移動と分布が水平・鉛直の三次元空間場で観測することができる。水槽内には海洋中の主な流動要因として上げられる潮汐・潮流、水平・鉛直循環流をはじめとして、河川水流入に伴う密度流を現型と同様にして歪ませることなく再現することができる。更に、付加設備により地球自転によるコリオリ流や、加熱・冷却による熱対流、風による吹送流も再現可能である。以上のように、自然界に存在する流れの要素を個々に発生させたり、複合させたりした流動場中で、湾口地形、海底地形を変化させることによる流況変化への効果を要素化して求めていくものである。以下にマリンカップを使用しての研究の一例を紹介する。

(1) 実験内容

従来から流れを変化させたり、海水交換を促進させる工法として湾口改良や作渚、導流堤等が知られているが¹⁵⁾、新たな流況制御工法として、海底構造物(直立板)による適用性や有効性についてマリンカップを使用し実験的検討を進めた。

これまで、流動場に設置された構造物の背後における循環域(後流域)や剥離渦及び混合や乱れ特性に

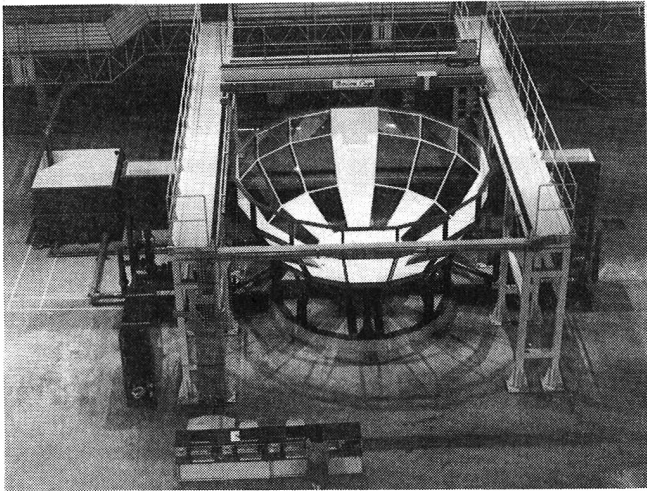


写真-4.1 海底地形可変型実験水槽 (マリンカップ)

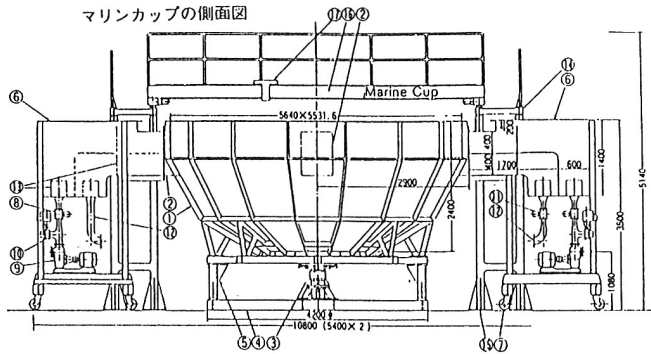


図-4.1 マリンカップ側面図

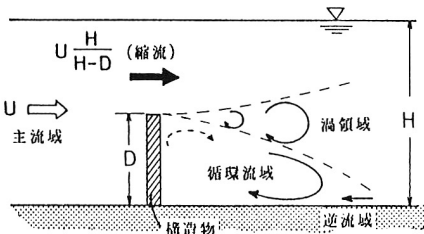


図-4.2 構造物近傍の流れ

(文献 17) を参考)

半球形水槽 (49面体鉄骨ガラス製)

直径: 5.6 m

深さ: 2.4 m

水量: 45 m³

湾口起潮装置 (2基、着脱・移動型)

湾口部: 0.6 m (幅)、0.8 m (高さ)

潮汐流発生方式: 任意波形正逆流発生型

最大潮位変動速度: 1.4 mm/sec

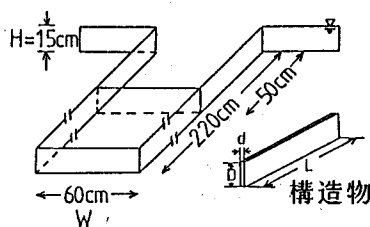
最大変位: ±10 cm

実験制御装置

演算装置 (CPU) による潮汐任意波形自動制御

1. 実験水槽
2. 湾口部
3. 実験水槽軸芯基礎
4. 基礎鋼
5. 固定支持脚
6. 潮汐流発生水槽
7. 自在車輪
8. 潮汐電磁流量計
9. 自吸式ポンプ
10. 伝導バタフライ
11. 潮流電磁流量計
12. 潮流発生装置
13. 整流システム
14. 計測台
15. 計測台ベース
16. X-Y計測電動台
17. 測定走行台車

矩形モデル湾の形状



構造物の設置位置・設置角度

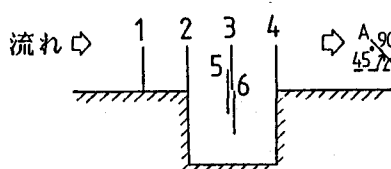


図-4.3 実験モデルと条件

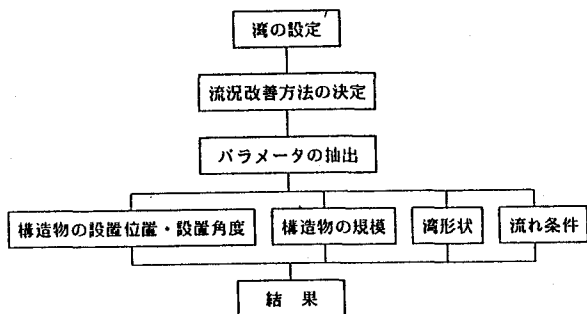


図-4.4 操作パラメータと実験フロー

関する研究が杜多(1983)¹⁶⁾等によって進められ、構造物による鉛直循環流や湧昇流を発生させるための循環流発生工法の研究も行われている¹⁷⁾。

これらの研究によると、構造物の流れに対する影響範囲の区分は図-4.2に示すものとなる。図は構造物を水中に設置

した場合であるが、これにより①構造物上層での縮流、②構造物角部からの渦の剥離(渦領域)、③構造物背後での逆流域(循環流域)に分けられる。ここで循環流域の範囲は、水深が構造物高さに対してはるかに大きい場合、構造物の高さの14倍の距離まで構造物後方に影響を持つとされている。これらの構造物の設置効果は鉛直的な効果だけでなく、水平的にも同様な効果が期待され、両者は三次元的な立場での構造物設置による効果確認が必要である。

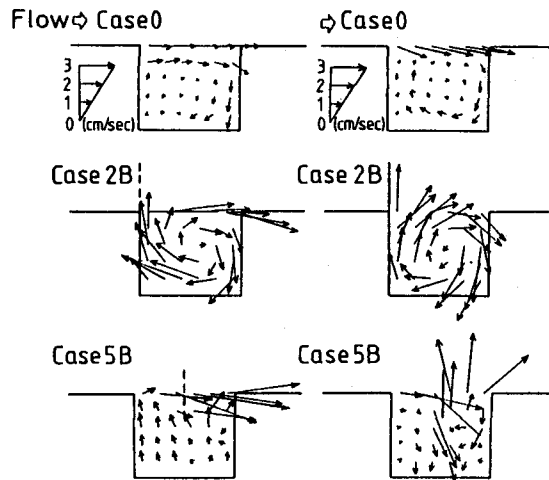


図-4.5 潜堤設置による流速分布
(左図:上層, 下図:下層)

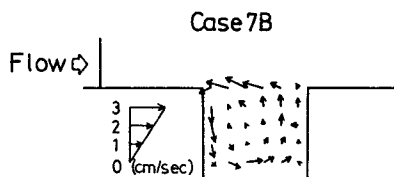


図-4.6 堤防設置による流速分布
(中層)

実験装置は、水路長5.6mのマリンカップの中央位置に図-4.3に示す矩形モデルを設定し、実験条件として湾外に恒流が卓越し一方向流が存在する定常流と、潮汐流による往復流(振動流)が強く存在する場合の流動場を想定して海底構造物の設置位置によって湾内に発生する循環流の規模がどのように変化するかを実験した。

この実験での流況制御技術の要素として重要となる操作パラメータは図-4.4に示すものとなる。海底構造物としては、潜堤や防波堤に代表される衝立壁を使用し、湾形状と流れ方向に対する設置位置・設置方向、構造物の規模、湾形状(アスペクト比)、流れ条件(振動流、循環流、密度流etc)を変化させて流況と海水交換速度(平均滞留時間)を定量的に調べる実験を進めている。

(2) 実験結果

流況制御技術に関する基礎的な研究結果の幾つかは報告されている¹⁸⁾、ここでは、山崎ら(1988)が行った海底構造物設置による要素実験結果¹⁹⁾から、流動変化と海水交換性について示す。

海底に設置する構造物(図-4.3参照)と規模は

高さ $D=7.5\text{cm}$ (水深 H の $1/2$)、長さ $L=30\text{cm}$ (湾幅 W の $1/2$)の潜堤と、堤防($D>H$, $L=W/2$)の2種類とした。そこで、実験条件として湾外的主流速を 6.1cm/s とした時の構造物が無い場合の実験Case0と、構造物を設置して、特徴的な流況変化が得られたCase2 B、Case5 Bの3ケースの上下層(上層 $H=2.5\text{cm}$ 、下層 $H=11.5\text{cm}$)の流速分布を図-4.5に示す。現況のCase0では、湾内に弱い環流がトラップされ、これにより湾内水の交換が悪くなっている。湾外上流部に潜堤を設置したCase2 Bでは、構造物により縮流された流れが、湾内上層の環流を強化している。一方、下層では構造物の背後が逆流域となるため構造物背後から湾内水が流出する形になる。湾中央部に潜堤を設置したCase5 Bでは、下層の構造物に追突した流れが湾内に流入し、構造物背後に渦を形成して湾外に流出する。図-4.6は、堤防を湾外上流部に設置した場合の流速分布であるが、現状Case0と比較し、湾内環流の回転方向が逆転する興味深い結果が得られた。

図-4.7は、こうした流れの変化によるモデル湾内の平均滞留時間の違いを示したものである。図中の値は現況の平均滞留時間 $\tau_r=637\text{sec}$ を100%として基準化したものである。また、●印は湾内全地点の平均値を示し、実線で示した範囲は各地点の平均滞留時間の変動幅を示したものである。これより、Case2、Case5では現況の2~4割の時間で交換が促進される。このように構造物を設置することにより、海水交換を速める結果が明確に認められる。

また、湾形状に対する効果範囲を知るため湾奥長を湾口幅の約4倍とした場合でのCase0、2 B、5 Bの流況を図-4.8に示した。構造物設置による湾内流況への影響範囲は湾奥方向に向かって湾口幅の1.5倍までであり、湾の奥行きが長くなれば海水交換時間も長くなる結果となった。

(3) まとめ

潮汐流は振動流成分と恒流成分から成り立っているが、湾外の恒流が振動流より卓越する海域においては、海底構造物を設置することによって構造物近傍の流速を速め、後流域での逆流を湾内の適切な場所に引起せば、湾内流況を制御することが可能である。Case0のモデル湾内の流況と同様に湾外の流速が大きいにもかかわらず、湾内の環流がトラップされているような状態の湾では、構造物を湾外に設置することにより湾内の流況及び海水交換を促進させることが期待できる。また、堤防の位置を湾外上流部に設定することによって湾内の環流方向を逆回転することも可能である。

以上のように、これまで明らかにされていなかった構造物の配置による湾内流況制御の可能性が本実験により確認されたが、今後更に多く要素実験の積み重ねによって、流況制御技術に必要な基礎技術が開発され、その活用と効果が確認されるものと期待できる。

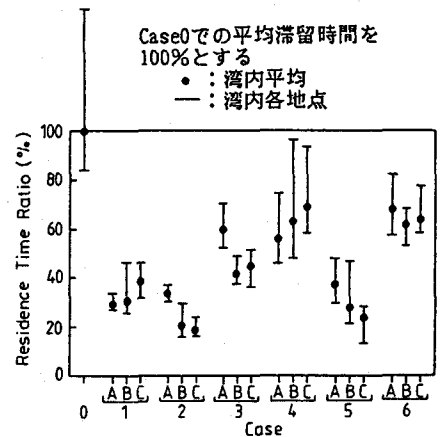


図-4.7 湾内の海水交換速度

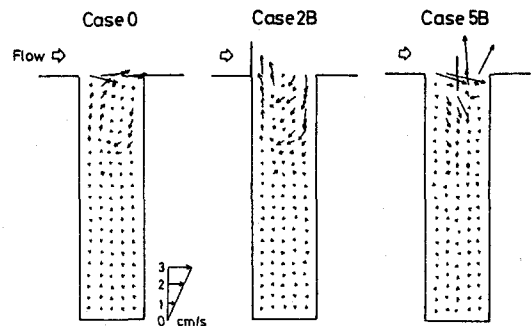


図-4.8 湾内の流速分布(下層、潜堤)

5. おわりに

本文では、海洋開発と海洋環境管理のコンセプトを一体化した上記の思想に立って流況制御技術を開発するため、海洋開発が再熟しつつある瀬戸内海を対象とし、停滞性水域内の流動水塊構造の実験調査結果と、流況制御技術の実験的研究の成果についてその一部を紹介してきた。海域有効利用のための環境創造技術として本文で取り扱った流況制御技術は、瀬戸内海のみならず、多くの海域で活用されるものであり、今後一層の研究開発が必要である。

瀬戸内海は他の海域に比べあらゆる開発資源を有しており、海洋利用の総合開発海域として最適であることは言うまでもない。しかしながら、これらの開発はあくまで瀬戸内海の自然の資産、空間を素材にしたものであり、人間の生活環境に関与する自然、文化と生態系を含めた環境資源をどのように保護し利用していくかが、適正な開発の基本理念でなければならない。なお、本文での一連の研究成果は環境庁一括計上の公害防止技術特別研究での「潮流制御による瀬戸内海環境保全技術に関する研究」によるものである。

参 考 文 献

- 1) 上嶋英機：瀬戸内海の物質輸送と海水交換性に関する研究，中国工業技術試験所報告，第1号，pp. 23~25, 1986.
- 2) 工業技術院中国工業技術試験所：瀬戸内海全域の汚濁予測に関する研究報告書，pp. 7~25, 1980.
- 3) 工業技術院中国工業技術試験所：瀬戸内海汚染底質からの二次汚染に関する研究報告書，139p, 1984.
- 4) 社）瀬戸内海環境保全協会：瀬戸内海の環境保全(資料集)，pp. 41~44, 1987.
- 5) 上嶋英機・湯浅一郎・宝田盛康・橋本英資・山崎宗広・田辺弘道：大阪湾停滞性水域の流動構造，第34回海岸工学講演会論文集，pp. 661~665, 1987.
- 6) 城 久：大阪湾における富栄養化の構造と富栄養化が漁業生産におよぼす影響について，大阪府水産試験場報告，No. 7, p. 9~13, 1986.
- 7) 中村由行，西村 肇：沿岸域における貧酸素水塊の形成機構，第35回海岸工学講演会論文集，pp. 802~806, 1988.
- 8) 熊谷幹郎，西村 肇：大阪湾の貧酸素水塊形成のシミュレーション，月刊海洋科学，Vol. 10, No. 10, 1978.
- 9) 早川典生他：水理模型による瀬戸内海拡散現象の実験的研究，第24回海岸工学講演会論文集，pp. 496~499, 1977.
- 10) Yasuda, H.: Tide-induced residual currents and longitudinal dispersion of matter due to the boundary layer, 中国工業技術試験所研究報告，3号，79p, 1987.
- 11) Onishi, Y.: A numerical study on the tidal residual flow, J. Oceanogr. Soc. Japan, 34, pp. 140~159, 1978.
- 12) Yanagi, T.: Fundamental study on the tidal residual circulation-II, J. Oceanogr. Soc. Japan, 34, pp. 67~72, 1978.
- 13) 武岡英隆，樋口明生：地形性渦による小港湾の海水交換，沿岸海洋研究ノート，第19巻，第2号，pp. 175~182, 1982.
- 14) Kashiwai, N.: Tidal residual circulation produced by a tidal vortex, J. Oceanogr. Soc. Japan, 40, pp. 279~294, 1984.
- 15) 中村 充：水産土木学，工業時事通信社，508p, 1979.
- 16) 杜多 哲：魚礁後流の海水交換に関する研究，第30回海岸工学講演会論文集，pp. 623~627, 1983.
- 17) 乃万俊文：漁場における流動環境制御技術の現状，沿岸海洋研究ノート 第25巻，第1号，1987.
- 18) 宝田盛康 他：湾内水停滞性の制御・改善の実験的研究，第34回海岸工学講演会論文集，pp. 666~669, 1987.
- 19) 山崎宗広 他：海底構造物による流況制御技術の研究，第35回海岸工学講演会論文集，pp. 497~501, 1988.