

大阪湾におけるエスチュリー循環機構

中 辻 啓 二*・藤 原 建 紀**

1. はじめに

エスチュリー (estuary) は日本語では「河口」と訳されることから、河川の海域への出口のような狭い海域を想像され勝ちである。しかし、物理的な定義によれば、それは海水と河川から流入する陸水とが混ざっている海域である。したがって、大阪湾や東京湾も、そして瀬戸内海もエスチュリーである。日本ではむしろ内湾規模の海域を想定した方がエスチュリーの定義に近い。

室田・中辻ら (1989) は第 36 回海岸工学講演会で、淀川洪水の拡がりおよび成層化と地球回転の重要性を 3 次元数値実験から指摘した。時を同じくして、藤原ら (1989) は潮流観測資料に基づいて大阪湾における残差流の分布を示し、密度流の関与の重要性を示唆した。つまり、密度差によりいったん成層が発達すると、流動は傾圧モードのパロクリニックな性質を持ちやすく、上層と下層では異なった流れの特性を持つようになる。しかし、成層界面が消失すると、流動は順圧モードのパロトロピックな流れとなり、上層と下層で同じ特性を持つことになる。このように、密度の違いにより生じる成層効果が水理現象に支配的な役割を果たす海域がエスチュリーである。と同時に、わずか数 km 程度の成層化した水塊に対して地球の回転効果が作用する海域である。

我が国の海岸工学の研究で内湾規模の密度流を扱った論文の数は驚くほど少ない。大阪湾の埋立開発の規模が増大するにつれて、「瀬戸内海の潮汐常数がどの程度変わるのか」という問題認識があるものの、生態系や生物過程にとって重要な「大阪湾の 3 次元流動構造や水質分布がどの程度変化するのか」の議論は、残念ながら我が国の海岸工学の分野で積極的に取り扱われなかった。

密度流や地球の回転効果を検討するには水理実験は適切ではなく、現地観測に基づかざるを得ない。しかしながら、限られた観測点での情報から内湾規模の流動を類推することは難しい。逆に、数値実験は何らかの解答を提供するが、解を検証するに足るだけの流動や水質の情報が蓄積され、整備されている訳ではない。実証の伴わ

ない数値実験ほど無能なシミュレーターはない。両者の長所をうまく有機的に結合した研究が必要となる。

著者らは三次元数値実験と現地観測とを基盤にした共同研究を 1989 年以来実施してきた。大阪湾特有の循環流、フロント等の特性およびそれらの生成機構を解明し、その成果は個々に公表してきた。ここ数年の超音波ドップラー流速計 (ADCP) 等の現地観測技術の発達により、大阪湾湾奥部の流速の違い、停滞性海域の 3 次元構造も明らかになってきた。その結果、エスチュリー循環も含めて大阪湾の流動・密度構造をシステムとして総合的に理解できるようになってきた。

2. 現地観測で分かったこと

大阪湾は湾のほぼ中央を水深 20 m の等深線が南北に走っている。これより以西では水深が深く、明石・紀淡の二つの海峡を通して隣接海域と活発な海水の交換が行われている。そのため、潮流の卓越する湾中央から西の海域では赤潮の発生頻度が低い。躍層形成期にも成層化も見られないし、底層水が貧酸素化することもない。一方、以東の湾奥部の海域では水深は浅く、海水が停滞しやすい。多量の河川水により季節に無関係に成層化している。また、河川等を通して流入する汚濁物質により汚染が進行して、貧酸素水塊が形成されるなど、生物生産の季節変動が大きい。このように、大阪湾を東西に二分する 20 m 水深線は地形を分けるとともに、成層構造や水質を分ける重要な線ともなっている。

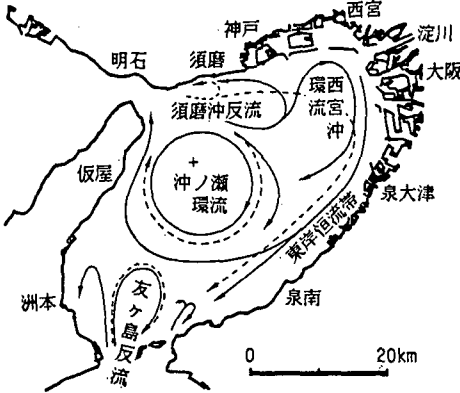
図-1 は藤原ら (1989) が現地観測データを整理して求めた残差流系を示す。残差流系は時間的に変動する流れを 1 潮汐周期 (12 時間 25 分) 平均した流れであり、海水の長期的な流動、ひいては物質の輸送に関与する重要な流動系である。実線は上層の流れ、破線は下層の流れを示している。

2.1 大阪湾には大きな渦がある！

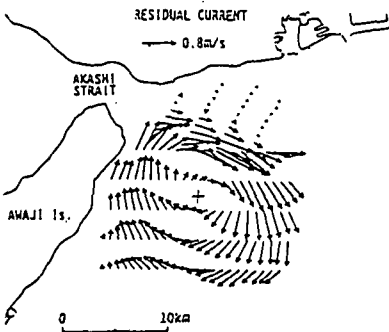
ここで言う大きな渦は直径 10 km 以上もある沖ノ瀬環流や西宮沖環流をさす。それは鳴門の渦のように目に見えるものではない。観測した流速変動を一潮汐周期で平均化したときに現れる残差流のことである。定義が若干異なるが、残差流は長時間の流速変動を波数分解した

* 正会員 工博 大阪大学教授 工学部土木工学科

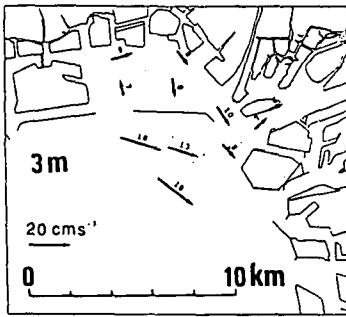
** 正会員 農博 京都大学助教授 農学部水産学教室



図一1 大阪湾の残差流系（実線は水深5mより浅い上層の流れ、破線は下層の流れを示す。）



図一2 ADCPで実測された沖ノ瀬環流



図一3 湾奥に観られる時計廻りの西宮沖環流

ときの恒流（定常流成分）に相当する。

湾西部には沖ノ瀬を中心とする時計方向廻りの循環がある。図一2は4台のADCPを用いた実測から算出された沖ノ瀬環流である。それは明石海峡の地形と強い潮流によって生じた潮汐残差流で、上層から下層までほぼ一様に時計方向に回転している。一方、湾東部にも時計方向廻りの循環がある。図一3は観測データから算出された残差流成分を示す。淀川の河口の前面を横切る20 cm/s程度の循環流の存在を確認することが出来る。それは水面下3mから5m水深でもっとも明瞭に現れる。

西宮沖に発達することから、西宮沖循環と称する。

2.2 大阪湾には、湾を東西に分断する帯がある！

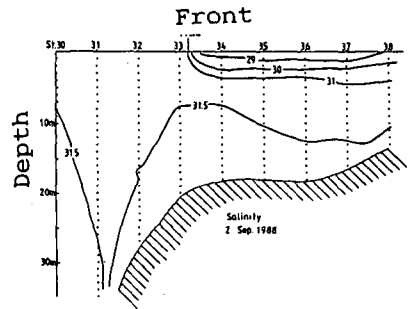
前述したように、夏期はもちろん冬期にあっても大阪湾東部は成層状態、西部は強混合状態にある。流動特性の異なる両水塊が相接する境界に潮汐フロントが形成される。図一4にフロントを直交する断面での水温分布を示す。20 m水深の水表面に明瞭なフロントが発達しているのが分かる。それは20 m水深に沿って大阪湾を南北に縦断して帯状に広がっている。水面の色が数 km 幅で変わり、また浮遊物が集まっているから、フロントは船からでも容易に観察できる。

2.3 大阪湾に川が流れる！

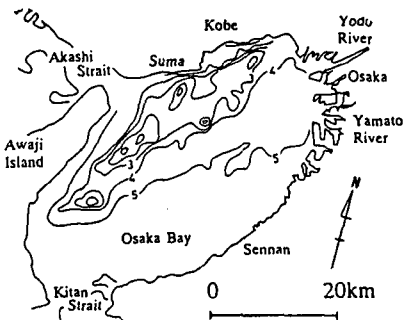
以上が淀川の平水流量時の流動特性の概況である。洪水時の大阪湾の流況はどうであろうか？図一5は最大流量6270 m³/s後の淀川洪水流の拡がりを示す。同図はLANDSATの衛星画像であり、海面の温度分布を相対値で示す。淀川河川水は平常流量時に南下する傾向にあることが知られている。しかし、洪水時には、淀川河川水は神戸沖を通過して、淡路島に沿って拡がる。成層状態で拡がる水塊の規模がロスビー変形半径より大きくなると、北半球では右岸側に沿って流動することになる。

3. 数値実験で何がシミュレートできるのか？

三次元パロクリック流れの数値実験によって、前述



図一4 潮汐フロントを直交する断面で実測された水温分布（上嶋ら（1987）より引用）



図一5 衛星画像がとらえた淀川洪水流の拡がり

した現地観測結果をシミュレート出来るのかを検討してみよう。技法の内容や解き方については中辻 (1994) に詳述してあるので、ここでは最小の記述にとどめる。

3.1 沖ノ瀬環流の生成機構

明石海峡を中心に東西に約 40 km, 南北に約 35 km の海域を計算対象範囲に設定した。水平方向の分解能は 500 m, 鉛直方向には水表面から 4, 6, 10, 20, 20 m の 5 層に分割した。平均大潮の広領域の計算から得られた潮位変動ならびに流速変動を調和解して、残差流, 半日周潮と 1/4 日周潮の線形和として境界条件を与えた。播磨灘側では潮位振動, 大阪湾側では水平二方向の流速振動を与えた。また, 鉛直ならびに水平方向の渦動粘性係数や渦拡散係数に対しても SGS 粘性係数を適用した。(中辻, 1994)

図-6 は計算で得られた流速変動を一潮汐平均することによって得られた水深 2 m の残差流を示す。図-2 の実測結果と比較すると, 同じ規模で同じ時計方向回りの回転を有した循環が沖ノ瀬を中心に形成されているのが観察される。また, 数値実験では須磨沖に反時計回りの回転を有した循環も観られる。この沖ノ瀬還流ならびに須磨沖反流は計算では他の層においても明確に観測され

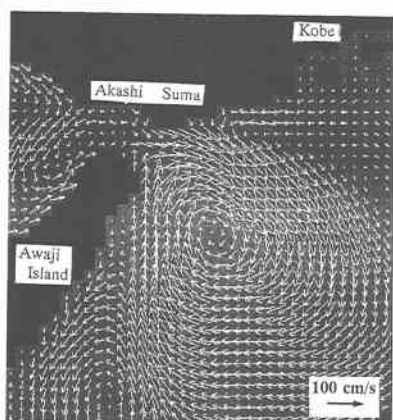


図-6 数値実験で得られた沖ノ瀬環流 (水深 2 m)

ることから, 両循環は明石海峡の地形性によりもたらされた潮汐残差流であることが分かる。計算の対象を平均大潮としたこともあるが, 沖ノ瀬環流を構成する残差流系の流速の最大値は 0.7~0.8 m/s と非常に大きい。その流速は図-2 の観測結果ともよく一致している。二次的な残差流系であっても, 時には基本周潮の流速に勝る場合も生じる。(中辻ら, 1992)

残差流系より計算した残差渦度の最大値は $-5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ であり, 現地観測から得た $-4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ とよく一致している。また, この海域におけるコリオリ・パラメーターは $0.821 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ である。沖ノ瀬環流の有する渦度はコリオリ・パラメーターの約 5 倍の大きさを持つことから, 沖ノ瀬環流の形成過程に対して, 地球回転の効果は重要でないと考えられる。

図-7 は明石海峡東流最強後 1 時間毎の水深 2 m の流速ベクトルを示す。沖ノ瀬近傍の渦 A は前の潮時から残存している渦である。図から分かるように, 岩屋沖や垂水沖で渦 B と渦 C が潮流場の K-H 不安定によって東流最強時に発生している。東流最強後から 1 時間後にかけて, 潮流によって運ばれた渦 B と渦 A とが相互に干渉し合い, 合体して, 東流最強 1.5 時間後には大規模な渦に成長しているのが観察される。これに対して須磨沖に形成された反時計回りの渦 C は発生位置から 3 km 程度東へ移動するだけで, 明石海峡の流れが西流に変わると同時に消失する。一方, 淡路島東岸沖の渦 (A+C) は 1 潮汐後にも残留し続ける。

同じ符号で同程度の強度を持つ渦が接近することにより, 相互干渉を引き起こし, 互いの周りを回転しながら合体するのは混合層でよく観測される。小さな渦 (計算で与えた半日あるいは 1/4 周潮) が大きな渦 (残差環流) になることはエネルギーの cascade-up であり, 今のところ渦間の合体現象でしか, 現象の説明は出来ない。

3.2 西宮沖環流の生成機構と潮汐フロント

成層化した東部海域で平水時に現れる時計方向回りの環流 (図-3) の発生機構は高気圧性渦であることを理論 (藤原ら, 1994) と数値実験 (中辻ら, 1994a) から明ら

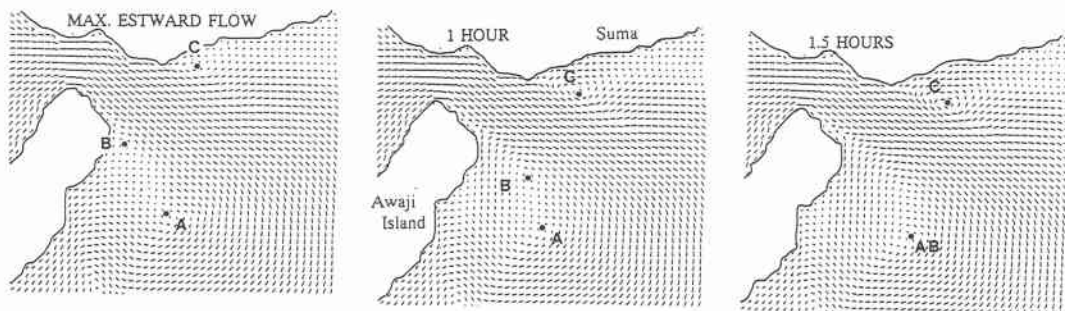


図-7 沖ノ瀬環流を形成する渦の合体過程

かにしてきた。その機構をもう少し詳細に検討しよう。

図-8は各層の残差流の水平分布と残差圧力偏差との関係を示す。残差圧力偏差は場の圧力から基準圧力を差し引いた圧力偏差を一潮汐平均することにより得られたものである。フロントの成層側では各層において全く異なった流動を呈する。水深1m層では等残差圧力線に沿って淀川河口から南に広がる流れが生じている。これに対して、水深3m, 5m層では、西宮沖7.5kmを中心として半径10kmにも及ぶ時計方向回りの循環が形成されている。環流の中心が残差圧力分布の最大高圧部と一致すること、残差流ベクトルが等残差圧力線に平行になっていることから、この残差流系は準地衡流状態にあることが類推できる。つまり、西宮沖環流の生成要因として、藤原ら(1994)の高気圧説が実証されたといえる。一方、水深7m以下での流動に着目すると、上層域で観測されたような特性を有する渦は見られず、残差流分布は須磨沖15km辺りから流入し、湾奥に向かう流れが形成されている。

さて、フロントに直交する観測線Aに沿った鉛直断面(図-8(c)参照)での残差流流速を示したのが図-9である。東部海域では水表面から約8mの水深で成層しているのが、密度分布からよく分かる。西部海域の混合域と東部海域の成層域の境界は不連続なフロントになっており、その位置は海底面が急変する20m水深に対応して

いる。成層状態の上層において、残差流は $x=20\sim30$ kmの海域で南流、また $x=10\sim20$ kmで北流になっており、これは正しく図-8の時計回りの西宮沖環流の存在を示すものである。フロントの成層した海域では地衡流平衡のために鉛直混合した海域を左手に見て流れ、一方鉛直混合した海域では成層した海域を右に見て流れることが、コリオリの力を受けた潮汐フロント特有の流動であることが知られている。図-8の鉛直混合域の流れと、図-9の成層したフロント前面($x<8$ km)の南向きの流れから判断すれば、地衡流の影響が是認できる。

つぎに、図-10は西宮沖環流の中心を通る東西に横断した観測線に沿った断面(図-8(c)の観測線B)での x 方向の運動方程式の各項の比較を示す。ここでも、各項を1潮汐平均した値で評価する。図では水深3m層での分布を示している。また、渦の中心位置を矢印で示す。同図より西宮沖に形成される渦は、圧力場と地球の回転場が釣り合った、いわゆる地衡流バランスされた状態であることが分かる。中心近傍ではこれらの項に加えて鉛直粘性項と移流項の寄与がわずかながら認められる。

4. 数値実験による発見

中辻ら(1994)は淀川から放流した3万個の中立粒子を追跡する3次元数値実験を平水流量時を対象に実施した。粒子群の挙動をもとに粒子の循環機構を模式的に示

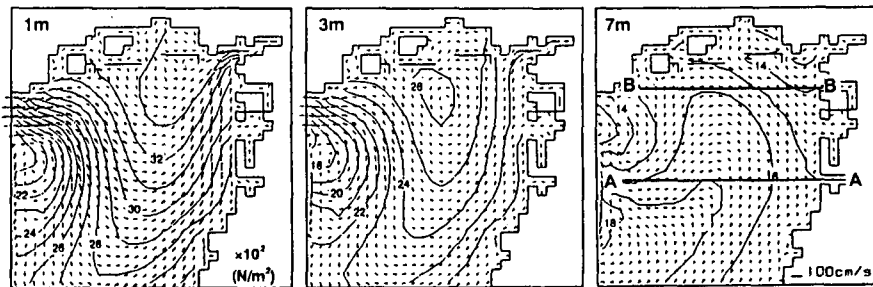


図-8 各層別の残差流ベクトルと残差圧力偏差の分布

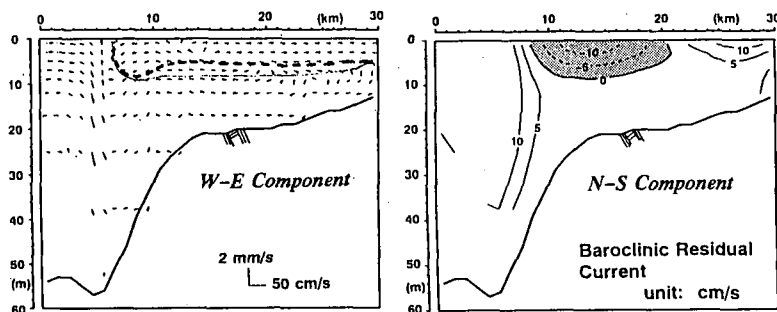


図-9 フロントを直交する観測点での残差流と残差圧力分布

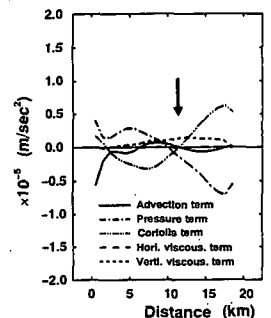


図-10 運動方程式の各項の寄与

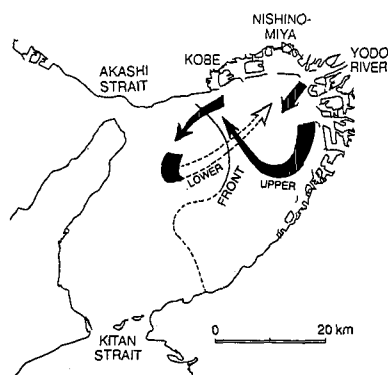


図-11 エスチュアリー循環の模式図

したのが図-11である。淀川河川水は西宮沖環流に運ばれて、先ず南に向かい堺付近から沖に出てフロントを左に見ながら北上する。つまり、約8日間東部海域の上層を時計回りに運ばれる。鉛直方向の拡散はほとんどなく、粒子群は水表面を這うように薄く拡がる。その後、須磨沖で湾西部に入り、明石海峡からの強い潮流と出会う、鉛直方向に強く混合して、粒子群は大きく拡散する。10日後には淡路島の海岸沿いに南下する粒子群と、東部海域の成層化した境界面の下層を湾奥に向かう粒子群とに分離する。後者は放流粒子の約30%に相当し、湾奥部で連行されて上層へと戻っていく。いわゆるエスチュアリー特有の鉛直循環が大阪湾でも生じていることが分かる。この一巡には約20日の時間を必要としている。

魚の稚仔や底生生物の浮遊幼生が、浮遊水深を変えてエスチュアリー循環を水平移動の手段として使っていることが知られている。上層では湾中央に向い、下層では湾奥に向かう流れがあるため、下層に居れば自然に湾奥部に運ばれる。つまり、十数mの鉛直移動により、数十kmスケールの水平移動が可能となる。エスチュアリーに棲息する浮遊性生物は、漂流しながら成長・繁殖・死滅していく。また、底生生物であっても、その卵・稚仔期には浮遊生活を送るものも多い。

5. まとめ

大阪湾西部は強い潮流によって混合された強混合域である。この海域を支配する残差流は沖ノ瀬環流を代表とする潮汐残差流である。一方、大阪湾東部は淀川系河川水に影響された成層海域である。この海域では、上層で湾口に、下層で湾奥に向かうエスチュアリー循環が卓越している。エスチュアリー循環は成層した内湾の生態系を支配する重要な流れであるが、今まであまり調べられていなかった。大阪湾東部では、鉛直循環であるエスチュアリー循環が上層の水平発散を起こし、これが地球自転効果によって時計回りの水平循環(高気圧性渦:西宮沖環流)

を作っている。この機構は伊勢湾、東京湾をはじめとして国内外の内湾に共通していることが示されつつある。

また、この循環はこの層の上に薄く拡がる河川ブルームの拡がる方向にも影響を与えている。河川流量の多い洪水時は、河川水は岸を右に見る方向(淀川の場合は神戸沖方向)に拡がるのに対して、平時時には岸を左に見る方向(堺沖)に拡がる。河川水が岸を左に見て拡がる現象は、地球流体力学(回転系の流体力学)に矛盾しているように見える。しかし、上層の時計回りの循環(西宮沖環流)が河川ブルームを偏向させる現象として理解できるようになった。

大阪湾東部は、伊勢湾、東京湾とともに、湾奥部が丸い形状をした内湾の典型例である。これら内湾の湾奥部の幅はロスピーの内部変形半径(3~5 km)よりも広く、密度流などの内部モードの波動は地球自転効果の影響を強く受ける。このような内湾における残差流構造を理解する上で重要となるのは次の点である。(1)湾内の水は河川ブルームと上層、下層の水域に分けられる、(2)潮流のある海であっても、残差流は密度分布と対応しており、ほぼ地衡流である、(3)残差流の3次元的な構造はポテンシャル渦度保存則によって説明できる、つまり、(4)鉛直循環であるエスチュアリー循環によって水平循環が作られる。

3次元数値シミュレーションにより、このような内湾の流動を立体的に再現することが可能になった。これらは内湾の生態系を理解する上で重要な鍵となる。特定の層に薄く広く拡がる浮遊生成物の輸送などを定量的に調べることも出来るようになってきた。

参考文献

- 上嶋英機・他5名(1987): 大阪湾停滞性水域の流動と水塊, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 661-665.
- 中辻啓二(1994): 大阪湾における残差流系と物質輸送, 土木学会水理委員会水工学シリーズ, 94-A-9, 28 pp.
- 中辻啓二・山見晴三・末吉寿明・藤原建紀(1992): 大阪湾の恒流系に関する数値実験的研究, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 906-910.
- 中辻啓二・末吉寿明・藤原建紀(1994): 大阪湾湾奥で観察される高気圧性渦(西宮沖環流)の生成機構と淀川ブルームに及ぼす影響, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 331-335.
- 中辻啓二・末吉寿明・山根伸之・藤原建紀(1994): 三次元粒子追跡における流動構造の解明, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 320-330.
- 藤原建紀・肥後竹彦・高杉由夫(1989): 大阪湾の恒流と潮流・渦, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 209-213.
- 藤原建紀・澤田好史・中辻啓二・倉本茂樹(1994): 大阪湾東部上層水の交換時間と流動特性, 沿岸海洋研究ノート, 31巻, 2号, pp. 227-238.
- 室田 明・中辻啓二・許 再寧(1989): 大阪湾における淀川洪水流の動態に関する数値実験, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 214-218.