

大阪湾で観られるフロント現象に関する数値実験

Numerical Study on Frontal Phenomena Observed in Osaka Bay

中辻 啓二*・山見 晴三**・末吉 寿明***

By Keiji NAKATSUJI, Seizou YAMAMI and Toshiaki SUEYOSHI

The behaviours of the estuarine front and the tidal front, which are often observed in Osaka Bay, are examined by using a three-dimensional baroclinic flow model. In case of the estuarine front, buoyancy and earth's rotation are the main force to lead a strong geostrophic along-front jet. A tidal front appears along the 20 m-depth contour, where stratified waters at the inner bay and vertically well-mixed ones through straits meet with each other. Discontinuous in density across the front is computed to be $\sigma_t=2.5$ at the sea surface.

Keywords: front, estuary, baroclinic flow, numerical model.

1. フロントとは

淡水供給や混合現象はエスチュアリー（河口・沿岸海域）においてしばしば観られるフロント（潮目、潮境、前線）を形成する。フロントの変動や生成・維持機構は淡水や熱の供給源のみならず、流動の加速や摩擦力、地球回転、等の外力の影響を受けて大きく変化する。フロントは異なる水塊間の海面収束を特徴とすることから、栄養塩やプランクトンの輸送・混合に強く関係し、沿岸海域の生態系を考える上で極めて重要である。このような認識から興味もたれつつある。

最近の人工衛星からの観測技術の発達によって大阪湾におけるフロントの情報が多く得られるようになってきた。沿岸海域でのフロントは(1)河口フロント(estuarine front)、(2)潮汐フロント(tidal front)、(3)熱塩フロント(thermohaline front)に分類できる。このうち、(3)は冬季に低温・低塩分の沿岸水域と高温・高塩分の沖合い水域との境目に、海面冷却に原因して生じるものであり、紀伊水道で実測されている。一方、(1)と(2)に関しては上嶋ら¹⁾、藤原²⁾、Yanagi・Takahashi³⁾の現地観測がある。本研究では人工衛星からの観測結果に基づいて(1)と(2)の現象の解明を三次元密度流数値実験で行い、フロント構造の力学について考察を行う。

* 正会員 工博 大阪大学助教授 工学部土木工学科 (〒565 吹田市山田丘2-1)

** 正会員 工修 清水建設(株) 土木本部設計第1部造成第2グループ

*** 学生員 大阪大学大学院学生 工学研究科土木工学専攻 前期課程1年

2. 河口フロント (estuarine front)

(1) 大阪湾で観察された河口フロント現象

1982年8月2日14時24分に気象衛星NOAAの撮影した大阪湾の海面温度分布を図-1に示す。撮影時刻は淀川枚方地点で最大流量 $6270 \text{ m}^3/\text{s}$ を記録してから6時間20分後である。当時台風8210号の影響を受けて降雨量も多く、撮影時間までに $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ を越える河川水が約半日間にわたって大阪湾に流出していた。このときの河川水は低温であった。海表面の水温分布から推察すると、淀川河川水は河口から神戸沖を西進した後に、淡路島の沿岸沿いに南下しており、大阪湾東部の泉南沖にはほとんど拡がっていない。平水時の淀川河川水は河口からすぐに南下して泉南沖に拡がるという従来の指摘とは著しく異なっている。軽い河川水や温排水は重い海水の上を滑るように放射状に拡がり、その先端部では密度勾配や流速勾配の大きいフロント構造 (density current) を形成していることはよく知られている。(Luketina・Imberger⁴⁾、中辻ら⁵⁾)しかし、図-1はこの特性とも大きく異なる。

重力場中の回転流体に特有な水平スケールはロスビー変形半径 r_d と慣性半径 r_i である。両者はそれぞれ $r_d = \sqrt{\varepsilon gh(D-h)/D/f}$ 、 $r_i = U/f$ (ここに、 f ; コリオリー係数、 ε ; 密度差、 h ; 河川水の層厚、 D ; 海域の水深、 U ; 河川流速) で定義される。洪水時の河口水深を 4.0 m であると仮定すると、 $r_d = 9.5 \text{ km}$ 、 $r_i = 15 \text{ km}$ となる。図-1に観られる淀川洪水流の拡がり範囲 ($55 \text{ km} \times 20 \text{ km}$) は両値よりも大きい。淀川洪水流は地球回転の影響を受けながら流動していると推察できる。

(2) 三次元数値実験の内容

水平方向に 2 km 、鉛直方向に $0.8 \text{ m} \sim 20 \text{ m}$ の8層で離散化した大阪湾のモデル海域⁶⁾を用いて数値実験を行った。静止した密度一様の海域に河口から観測された流量-時間曲線 (図-2) に基づいた河川流量を与えた。河川水の拡がりに及ぼす密度流効果と地球自転効果の検討を目的にしているため、計算では潮流の影響は無視している。また、最大流量 500 、 1200 、 $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ のモデル流量-時間曲線 (図-2の Run-1、2、3) を与えて、淀川河川水の拡がりに及ぼす流量の影響も調べた。計算の基礎方程式ならびに離散化手法は中辻・許・室田⁶⁾と中辻ら⁶⁾に詳しく記述してあるので、ここでは省略する。

(3) フロント構造

図-3は洪水開始から20時間後の表層流速ベクトルと初期密度差の10%毎の等密度差線を示す。図(a)は地球回転を考慮した場合、図(b)は考慮しない場合の計算結果である。図(b)では河川水は海表面を滑るように河口から放射状に拡がっており、等密度差線は等間隔の同心円を描いている。流速ベクトルはこの等密度差線に直交しており、水平方向の圧力勾配によるブルーム的な拡がり形態を示す。これに対して、地球回転を考慮した計算結果 (図(a)) では、沖合いへの拡がりが約 10 km に抑えられて、右手の海岸線に沿う

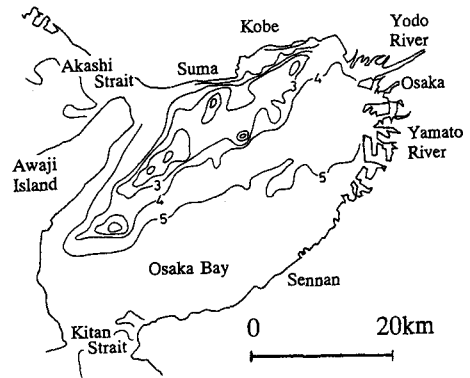


図-1 淀川洪水流の河口フロントのNOAA熱赤外線画像 (海面温度の分解能は 0.12°C)

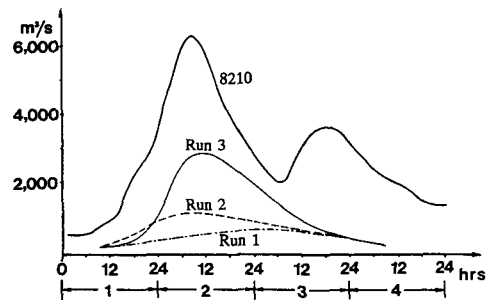


図-2 台風8210号時の淀川の流量-時間曲線と最大流量 500 、 1200 、 $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ のモデル流量-時間曲線 (Run-1、2、3 で表示)

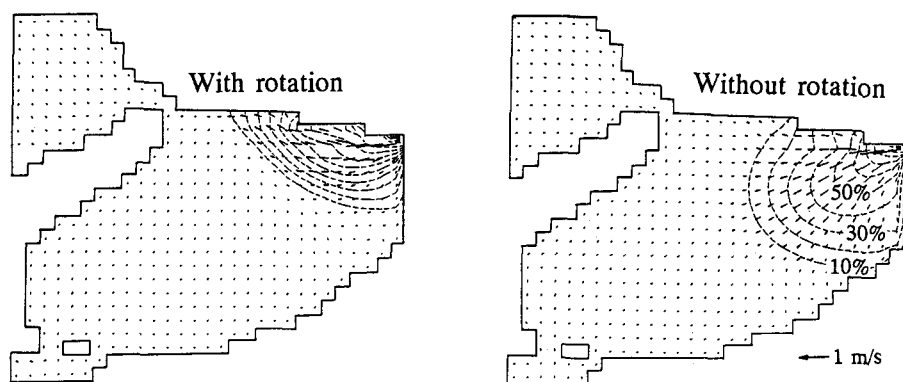


図-3 洪水開始20時間後の表層流速ベクトルと等密度差線：(a)地球回転有り、(b)無し

流れが助長されている。全ての等密度差線が海岸線と平行であり、流速ベクトルも等密度差線と平行の向きである。それは図(b)の結果とは著しく異なる。

拡がりの時間変化を示したのが、図-4である。地球回転による地衡流調節が沖合いへの拡がりを抑制し、その割合だけ海岸線に沿った流れを助長する結果、岸沿い方向の拡がり範囲が著しく引き伸ばされていることが明瞭に分かる。10%等密度差線は回転の無い場合には時間とともに線形に増加するのに対して、回転のある場合には沖合い方向の拡がりはロスビー変形半径に相当する約10km内に留まっている。

時間の経過とともに、地衡流調節によって河川水はその先端部に集積されることから密度フロントを形成することになる。図-5は図-1の熱赤外線画像に対応する時間での淀川洪水流の計算結果を示しており、明石海峡から淡路島に沿って南西方向に進行する状況がうまく計算で再現されているのが分かる。つまり、図-1の淀川洪水流は地球回転の影響を受けながら、密度流として拡がっていると判断できる。図-5(a)(b)(c)はフロント部を切断した鉛直断面での流速ベクトルと5%毎に表示した等密度差線の分布を示す。拡がり範囲は水平方向に6~8km、鉛直方向に5~6mであり、約0.6m/sで流動している。フロント先端部の図(a)では gravity currentと同様に、進行にともなう外部流体の沈降流が観られ、後続する図-(b)

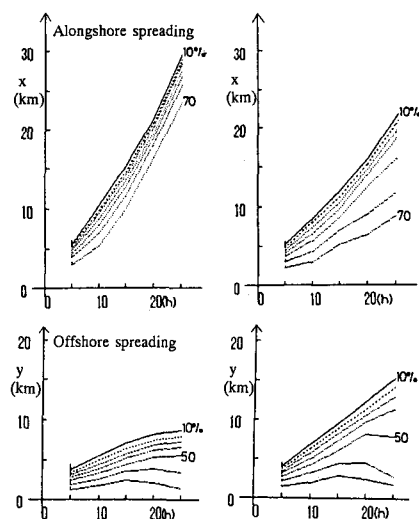


図-4 淀川洪水流の沖合い・岸沿い方向拡がりの時間変化：(a)地球回転有り、(b)無し

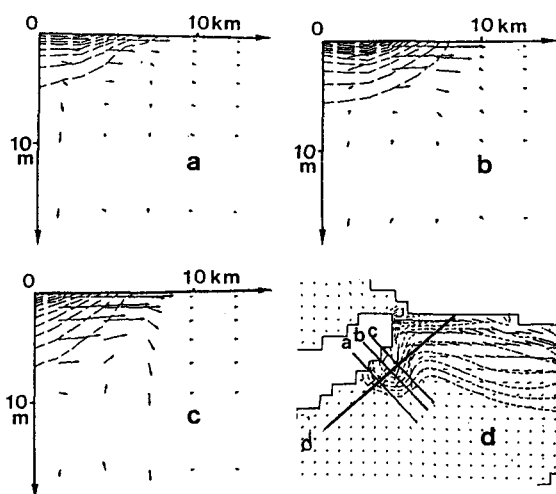


図-5 NOAA熱赤外線画像の撮影時の表層密度分布とフロント部の鉛直断面内の流動・密度分布(図-1に対応)

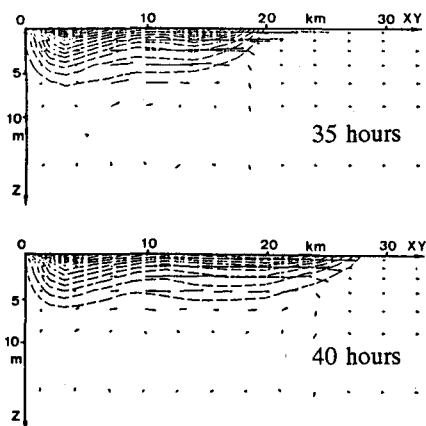


図-6 河口フロントの流下方向断面内構造：(a)35時間後、(b)40時間後

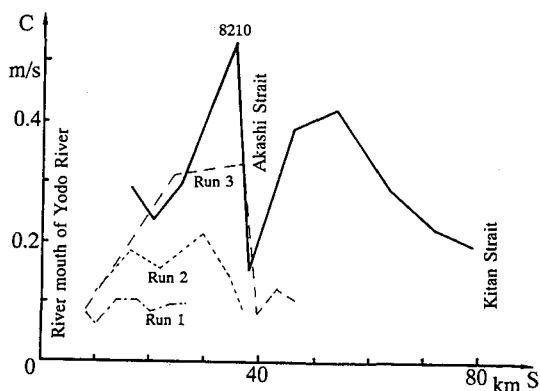


図-7 河口フロントの移流速度の流下方向変化(実線8210は図-1に対応)

(c)では逆に連行流が観察される。また、フロント内部では沖合い方向に拡がる流れが存在している。

つぎに、淡路島から 2km 沖合いの東岸に平行な鉛直断面(図-5の断面d)の流速と等密度差線を 35時間後と 40時間後に対して示したのが図-6である。等密度差線は 5%毎に示してある。左端(xy=0)は須磨海岸にあたる。神戸沖を西進した河川水は方向を変えるために一旦明石海峡辺りで溜る。その後、淡路島沿いに流動する河川水は加速され、盛り上がった先端部(密度フロント)を再び形成するようになる。その厚さは 5%等密度差線で評価すれば約 2m、無流面で評価すれば約 3mとなる。35時間後と40時間後の間の移流速度は 0.42m/sであり、それは重力密度流の移流速度 $\sqrt{\varepsilon gh}$ の1.5倍に相当する。その値はStern et al.¹¹⁾の理論値 $1.4\sqrt{\varepsilon gh}$ や実験値 $1.09-1.19\sqrt{\varepsilon gh}$ と比較してよく一致する。彼らの実験によると、フロント幅はロスビー変形半径の 0.4~0.5 倍であり、この点でも計算結果と実測値とは良好に一致している。この沿岸に沿う流れは一般に“coastal jet”と呼ばれる。

淀川洪水流の流軸に沿ってのフロントの移流速度の変化を示したのが図-7である。横軸は河口からの距離を示す。フロントは地衡流調節によって流下とともに加速され、明石海峡近くで最大値 0.54m/sに達する。前述した理由で、移流速度は一旦低下するが、淡路島沿いに流動するにつれて再び増大して 53km 地点で約 0.4m/sに達する。移流速度はその後ゆっくりと減少する。平均的には移流速度 0.35m/sで淀川河川水は大阪湾を川のように流れることになる。河川水の振舞いに及ぼす密度流効果ならびに地球自転効果は予想以上に大きい。これには先端部でのフロントの形成が重要な役割を果たしている。また、同図に最大流量が 500、1200、3000 m^3/s のモデル流量-時間曲線(図-2 参照)を与えたときのフロントの移流速度をそれぞれ Run-1、2、3 で示している。流量の大小にかかわらず、河川水の拡がり範囲がロスビー変形半径程度になると、地球自転の影響が現れることが分かる。もちろん、反対向きの流れ(例えば潮流)があれば、その影響を受けて図-1のような挙動を示すとは限らない。⁹⁾

3. 潮汐フロント(tidal front)

(1) 大阪湾で観察された潮汐フロント現象

図-8はMSS画像による明石海峡東流末期の海面温度分布(上嶋¹¹⁾)を示す。水深 20m線に沿って 0.5℃の温度差の境界線が明瞭に識別できる。それは明石海峡と紀淡海峡を往復する潮流に支配される鉛直混合の激しい西部海域と、停滞性の強い夏期に成層化する東部湾奥海域を分ける帯状の不連続線であり、潮汐フロントと称せられる。上嶋ら¹¹⁾は 2℃ 以上もの温度差を持つ鋭い不連続な水温変化を実測している。

(2) 三次元 baroclinic な流れの数値実験

離散化間隔を水平方向に 1km、鉛直方向に 7 層 (2, 4, 6, 8, 10, 15, 15m) に設定した大阪湾モデル (中辻ら⁸⁾) を用いて数値実験を行った。境界条件として開境界で M_2 潮の潮位変動 38~46cm を与え、浮力流束の負荷として河川から平水流量 $205\text{m}^3/\text{s}$ と夏期の水面の熱収支 $29.7\text{cal}/\text{s}/\text{m}^2$ を与えた。他の取扱いは 2 での計算と同じである。

(3) フロント構造

図-9 は明石海峡東流最強時と西流最強時の表層 (水面下 -1m) の流速ベクトルと密度分布を示す。等密度差線は河川水の密度で無次元化して 10% 毎に表示している。東流最強時に淀川からの河川水は潮流の影響を受けて河口から南西方向に拡がり、20% 等密度差線に向けて流れていくのが観られる。明石海峡から流入した潮流は放射状に拡がり、破線で示した水深 20m 線にほぼ沿うように時計回りの円弧を描きながら紀淡海峡に向かって収束している。その結果、10% 等密度差線は泉南沖を南下するように運ばれる。東流時から西流時にかけて沖の瀬環流による時計回りの潮流が卓越し、10% 等密度差線はこの流れによって湾の中央部に運ばれる。西流最強時になると、友ヶ島水道から淡路島東岸に沿って北上する主流と泉南沖沿いに北上する流れに分かれる。この時間においても沖の瀬付近の水塊は環流を形成し、東南方向に向かって流れ続けているのが特徴的に観られる。

そこで、フロントを横切る方向に観測線 (図-9 に直線で示す) をとり、鉛直方向の密度分布の時間変化を σ_t で示したのが図-10 である。水平方向の原点は 20 m 水深線であり、正号は湾奥方向、負号は沖合い方向を示している。4 km の位置に先端を有するフロント構造が明瞭に現れているのが観察できる。その厚さは先端部で約 5m であ

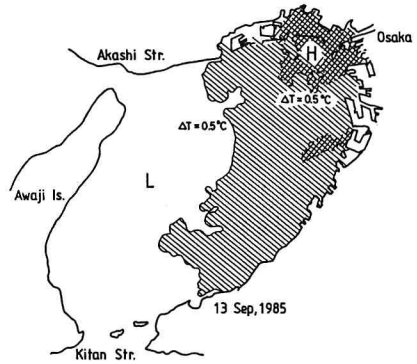


図-8 MSS 画像による明石海峡東流末期の潮汐フロント¹⁾

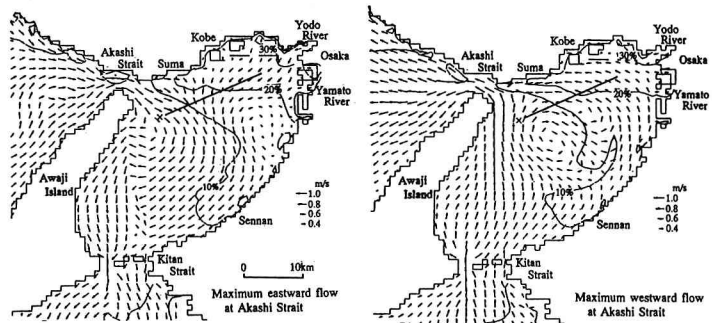


図-9 大阪湾の流速ベクトルと密度の水表面分布：
(左)明石海峡東流最強時；(右)西流最強時

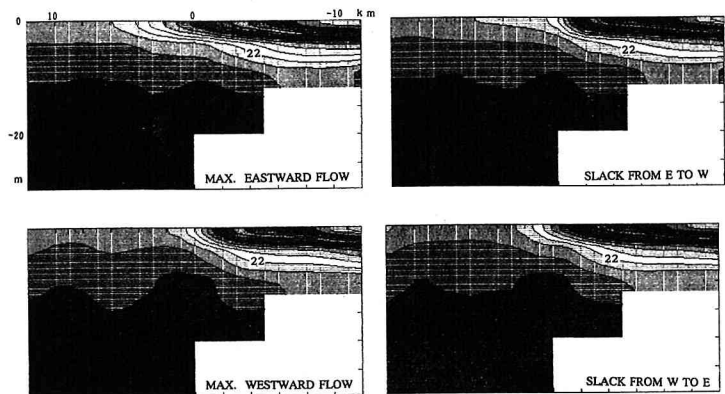
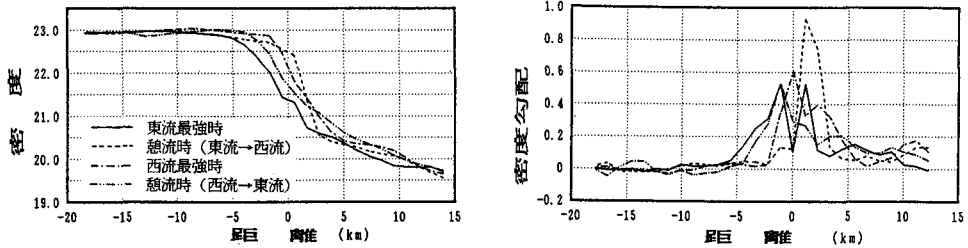


図-10 潮汐フロントを横切る鉛直面における密度差 σ_t 分布の時間変化 (原点は 20 m 水深線)



図一 1 1 潮汐フロントの水表面密度差ならびに密度勾配の水平分布の時間変化

る。また、湾奥部での密度差分布はほぼ定常状態に達しており、潮時における変動は少ない。成層界面は海表面下約 6.5m である。一方、潮流の影響の大きな水深 20m 以上の水域では鉛直混合が激しく、ほぼ一様の密度となっている。両水塊の境界に存在する $20 < \sigma_t < 22$ の等密度差線が水表面と直交するフロント構造を形成しているのが特徴的である。

図一 1 1 は図一 1 0 の断面での表層密度差 σ_t ならびに密度勾配の水平方向分布の時間変化を示す。密度勾配はフロントの鋭さを示す指標として採用した。同図より、20m 水深線を挟む約 10km の範囲で、密度は急変しており、その密度差は $\sigma_t \approx 2.5$ である。潮時によるフロントの変動はあまり認められないが、明石海峡東流時から憩流にかけて σ_t の勾配が大きくなっている。これは沖の瀬環流による時計廻りの潮流が大坂湾奥に流入するためであろう。その時のフロントの幅は約 5km であり、密度差は $\sigma_t = 2.0$ であった。大坂湾での Yanagi・Takahashi³⁾ の実測結果は平面距離 5km に対して $\sigma_t \approx 1.0$ のフロントを報告しており、今回の数値実験結果の勾配は少し大きいようである。

4. あとがき

大阪湾で観測される河口フロントと潮汐フロントを三次元密度流数値実験から検討した。これらのフロントは海面の集束をもたらすと同時に、恒流系の形成と強く係わっており、大阪湾のような閉鎖性の強い海域での物質輸送や混合現象を考える上で必要な要因となる。フロントの動力学の解明を図るとともに、河口・沿岸海域の物質輸送機構、ひいては水環境に果たす役割を明確にしていける必要がある。

謝辞

本研究を進めるうえで、室田明名誉教授と村岡浩爾教授から貴重な助言を賜った。また、文部省科学研究費補助金一般研究 C (平成 3-4 年、0350423) ならびに重点領域研究 (平成 4 年、04201227) の補助を受けた。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 上嶋英機・他 5 名 (1987) ; 海岸工学論文集, 34, 661-665.
- 2) 藤原建紀・肥後彦彦・高杉由夫 (1989) ; 海岸工学論文集, 36, 209-213.
- 3) Yanagi, T. and Takahashi, S. (1988) ; Dynam. Atmos & Ocean, 12, 191-206.
- 4) Luketina, D.A. & Imberger, J. (1987) ; J. Geophys. Res., 92, 5435-5447.
- 5) 中辻啓二・許 再寧・室田 明 (1991) ; 土木学会論文集, 434/II-16, 29-36.
- 6) 中辻啓二・山本信弘・山見晴三・室田 明 (1991) ; 海岸工学論文集, 38, 186-190.
- 7) Stern, M.E., J.A. Whitehead and B.L. Hua (1982) ; J. Fluid Mech., 123, 237-265.
- 8) 中辻啓二・山見晴三・末吉寿明・藤原建紀 (1992) ; 海岸工学論文集, 39, 906-910.