

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

中辻啓二*・末吉寿明**・藤原建紀***

1. 緒 言

大阪湾へ流出する淀川洪水が地球回転の影響を受けて河口から右岸に沿って進行し、神戸沖から垂水沖へ拡がることは周知のことである (Nakatsuji et al., 1994)。しかし、淀川河川水は平常時には左岸に沿って南下し、堺沖へと拡がる。成層した水塊への地球回転の影響を考えたとき、この南下現象は物理的に矛盾している。一方、現地実測を通じて大阪湾北東海域の上層部に時計廻りの残査流（西宮沖環流）の存在が、藤原ら (1989) によって指摘されている。仮に、この西宮沖の環流の存在を認めるならば、平常時の淀川河川水の南下方向への拡がりを矛盾なく説明することができる。このような湾奥部の時計廻りの環流が伊勢湾、東京湾等閉鎖性の強い湾の奥部に存在することが分かってきた (杉山ら, 1994)。三つの湾の共通点は、大都市が湾奥に形成されており、河川から栄養塩等を含む汚濁負荷が多いことである。それゆえ、湾奥で形成される環流の生成機構を明らかにすることは、内湾での物質輸送や生態系を解明するうえで重要である。

本研究では大阪湾で観測される西宮沖環流を対象にして3次元バロクリニック流れの数値実験を行い、(1)成層した閉鎖性の強い湾奥に形成される西宮沖環流の流動構造の把握、(2)西宮沖環流の生成・維持機構の解明、さらに(3)西宮沖環流が淀川ブルームの拡がりに及ぼす影響について考察する。

2. 3次元バロクリニック流れの数値実験

数値モデルは連立方程式、3方向の運動方程式、水温と塩分の拡散方程式と状態方程式から構成されている。離散化した近似方程式系や計算のアルゴリズムは中辻ら (1991) と本質的に同じものを採用している。計算の対象海域は図-1 に示す大阪湾を中心とした64 km 四方の海域とした。大阪湾は淀川等からの河川水の供給ならびに夏季には水表面からの熱交換による成層化が潮汐による

流動と同程度重要である。したがって、バロクリニックな流れとしての取扱いが必要となる。計算条件を表-1 にまとめて示す。潮流計算を5潮汐行って計算の安定性を確認した後に、密度流を加えた計算を周期変動の再現性が確認される50潮汐まで実施した。

表-1 数値実験の水利諸元

諸 量	採用した値
時間間隔	30 秒
水平格子間隔	1 km
鉛直方向の層厚 (10層)	表層より 2, 2, 2, 2, 4, 6, 10, 15, 15 m
夏季気象条件 7, 8月平均データ	平均気温: 26.8°C 水蒸気圧: 26.2 hPa 平均風速: 4.6 m/s 雲 量: 6.7
河口境界	水温: 28.0°C 塩分: 20.0‰ α_t : 11.22
海側境界	水温: 20.0°C 塩分: 32.0‰ α_t : 22.51
淀川河川流量	570 m ³ /s
対象潮汐	M ₂ 分潮 (平均潮)
摩擦係数	海底面: 2.6×10^{-3} 壁面: 1.0×10^{-3}
水平渦動粘性係数	SGS モデル 50~0.1 m ² /s
鉛直渦動粘性係数	中立状態 0.005 m/s
コリオパラメータ	8.21×10^{-5} /s
計算積分時間	(5+50) 潮汐 (660 時間)

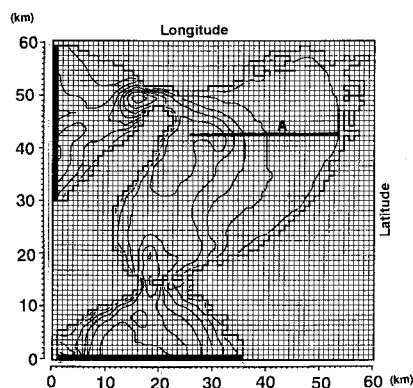


図-1 計算領域と観測線 A の位置

* 正会員 工博 大阪大学工学部土木工学科 助教授
 ** 正会員 工修 日本道路公団
 *** 正会員 農博 京都大学農学部水産学教室 助教授

3. 数値実験結果—西宮沖環流の流動構造

(1) 潮汐フロントと湾奥部の3次元流動特性

図-2は55潮汐目の明石海峡東流および西流最強時の表層(水面下1m)の水平流動場ならびに観測線Aの鉛直断面における断面内流速と断面直交流速を示す。水平流速場の太い実線は潮汐フロントを、細い実線は密度差を10%毎に、点線は20m水深を表す。また、図-2(b)鉛直断面流速の実線は密度差を示す。図-2(c)は直交する流速を表し、+は北向き流れ、-は南向き流れを示す。一般に明石海峡の東流が最大となる時間を基準にして大阪湾の流動が論じられる。

明石海峡東流最強時の場合、明石海峡から流入してくるジェット状の水塊と東部海域の成層した水塊が相互にぶつかり合う海域に流れの収束域が形成されている。この流れの収束域はほぼ水深20m線に沿って形成されており、潮汐フロントの先端部の位置と概ね一致している。この収束域は陸水と海水の密度差の約15~20%の間に当たり(図-2(b))、フロントの成層側海域では北上する流れが存在する(図-2(c))のが特徴的である。このフロントを挟んだ流動の特徴から、東西間の水塊の交換が遮断されている様子が伺える。一方、明石海峡西流最強時の場合、水深20m以深の海域では明石海峡の東流時に播磨灘から流入した水塊が西流時においてもなお残留し、沖ノ瀬を中心とした循環を形成している。この結果

は人工衛星が捉えた濁水塊の濁りの分布(Fujiwara et al., 1994)とよく一致している。東部海域では20~30%の等密度差線および水深20m線に沿って北向きに流れが生じている。その流れは須磨沖で西に向きを変える。しかし、東流最強時に観測されたような水平収束流は沖ノ瀬環流と湾北東部の水塊の境目でわずかに観測されるだけであり、その流動は微弱である。

従来潮汐フロントの先端部は表層の水平密度勾配が最大となる位置で定義されてきた。その考えを踏襲すると、東流最強時および西流最強時での先端はそれぞれ $x=12$ km, 13 kmとなる。しかしながら、その位置は観測線A断面での鉛直断面流動や断面直交流動から推察されるフロントの先端部とは若干異なる。潮汐フロントの特性が明瞭である明石海峡西流最強時を例に示すと、海面収束流が顕著に見られるのは $x=10\sim 13$ kmの範囲であり、成層した東部海域では沈降流、混合の強い西部海域側では湧昇流という鉛直循環が明瞭に形成されている。さらに、断面に直交する流動場においては、前者はフロントを挟んで北向きの流れ(図中に灰色で示す)、後者は南向きの流れを形成している。それらの絶対値は10 cm/sと非常に大きい。また、その流れは水表面から海底部にまで及んでいるのが特徴である。表層への連行は湾奥で生じている。潮汐フロントの表層での位置や成層界面から判断すると、陸水と海水との密度差の10%線、塩分で表示すると概ね31.5‰が境界となる。密度の水平勾配で

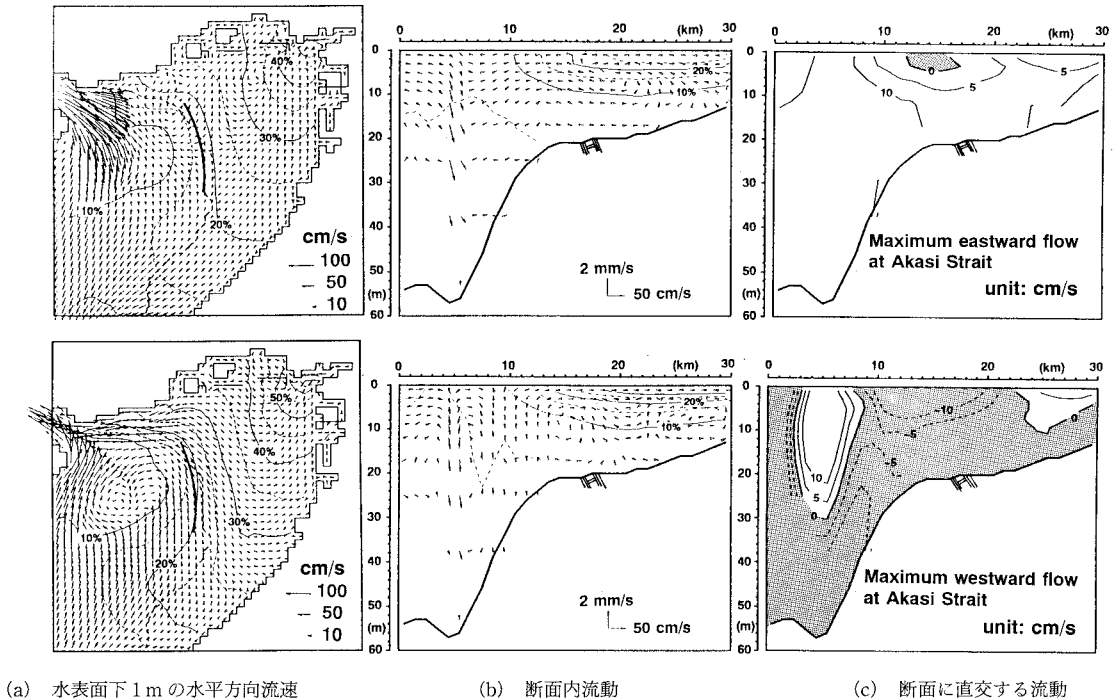


図-2 明石海峡と東流・西流最強時における湾奥部の3次元流動

フロントを定義するよりはむしろ塩分 31.5‰ あるいは密度差 10 ‰ で評価した方が現象に合っていると見える。

一方、東流最強時には上述したような明瞭な流動特性は現れてこない。海面収束流の位置は $x=16$ km 地点で現れている。それを基準に考えるならば、西部海域からフロントに向かってきた表層の流れは、流速は小さいが、フロントに沿って北上し、東部海域からの流れは南へ向かう傾向にある。下層から進入した海水は $x>12$ km の領域で表層へ連行されている。

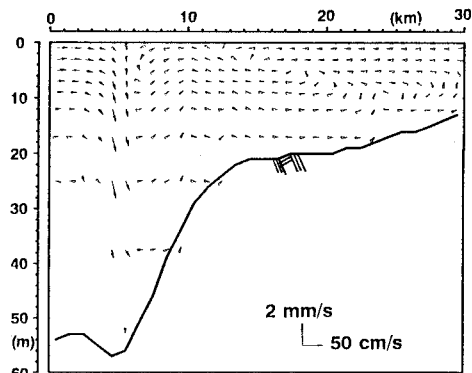
中工試の報告 (1991) は、潮汐フロントは明石海峡西流時に最も発達し、流況によってフロントの強度は著しく変化することを現地実測結果から指摘している。また、柳 (1992) によると、フロントの成層した領域では地衡流平衡のために北半球では鉛直混合した領域を左手に見て流れ、一方鉛直混合した領域では相対的に成層した領域を右手に見て流れる。この特性はコリオリ力の効果を受けた潮汐フロント特有の流動であると述べている。したがって、図-2 で示した潮汐フロント周辺の断面直交方向の流動は柳 (1992) の明示した地衡流状態の流動場 (平均流) に潮流の往復流の効果が重ね合わさった流動と解釈することが出来る。

(2) フロント近傍での残査流特性

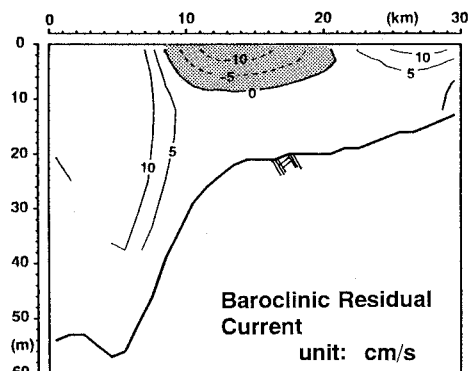
計算した流速変動を 1 潮汐平均することにより得られた水深 1, 3, 7 m 層の残査流の水平分布を図-3 に、またフロントに直交する観測線 A に沿った鉛直断面での残査流成分を図-4 に示す。図-3 には平均圧力偏差分布を実線で示しているが、これに関しては 4. (2) で述べる。

水深 1, 3 m 層を見ると、沖ノ瀬を中心とした時計廻りの循環 (沖ノ瀬環流) とフロント近傍での反時計廻りの循環の二つの渦が形成されている。一方、フロントの成層側では混合海域とは違って各層において全く異なった流動を呈する。水深 1 m 層の湾奥部では淀川河口から拡がった放射状の流れが卓越しており、河川ブルーム的な流動が卓越している。これに対して、水深 3 m 層では、

湾北東域を中心とした半径 8~10 km にも及ぶ時計廻りの循環が形成されている。この湾奥部の循環は 4~6 m 水深層に発達するいわゆる西宮沖環流 (藤原ら (1994) 参照) である。淀川河口を横切る南東流が顕著に見られる。また、水深 7 m 層ではフロント周辺の成層側縁で特徴的に観測された北向きの流れは見られなくなり、神戸から大阪、堺の沖合に向かう流れが形成されている。こ



(a) フロント断面内残査流の分布



(b) フロント断面直交残査流の分布

図-4 フロントを直交する断面での残査流特性

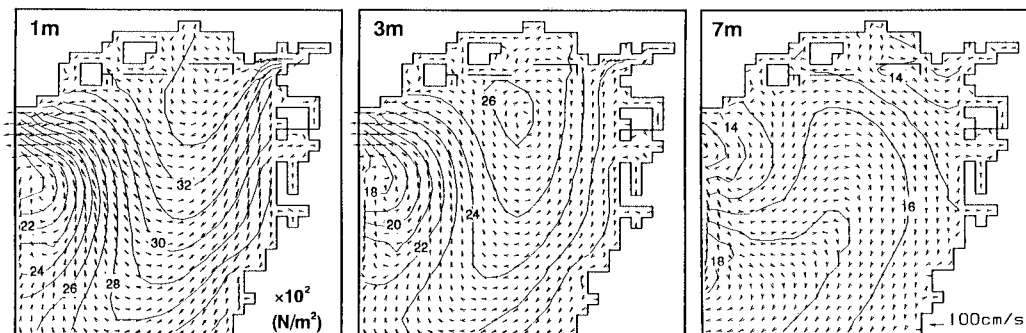


図-3 各層別の残査流ベクトルと平均圧力偏差の分布

の層は成層境界面以下に相当し、密度流の影響を受けない潮汐残差流系の流動が形成されている。藤原ら(1994)の実測測との比較で定量的な評価をすると、表層(水面下1m)での淀川河口沖の流速は数値実験では15~20 cm/sと実測値(約5 cm/s)よりも大きい。しかし、水深3mの淀川ブルームの直接的な影響を受けない層においては、数値実験では約10 cm/sであるのに対して、実測では8~18 cm/sであった。両者の値は概ね一致していると判断できる。

西宮沖環流の流動特性は図-4からも明瞭にとらえることが出来る。水面から8mの水深の成層した上層において、残査流は $x=20\sim30$ kmの海域では南流、また $x=10\sim20$ kmの海域では北流になっている。これは正しく図-3で述べた時計廻りの西宮沖環流の存在を示すものである。

つぎに、潮汐フロントの成層に及ぼす淡水流入の効果と海面加熱の効果の寄与率 P を簡単に算定する。ここで寄与率 P は次式で与えられる。

$$P = \frac{\text{海面加熱の効果}}{\text{淡水流入の効果}} = \frac{\beta S R C}{\alpha Q} \dots\dots\dots (1)$$

夏季を対象とした大阪湾モデルの計算条件より、 $Q=16$ W/m² (海面温度 24°Cとして算定)、 $R=(571 \text{ m}^3/\text{sec})/(400 \text{ km}^2)$ 、 $S=32\text{‰}$ とすると、寄与率 $r=5.2$ となる。これはフロントの形成に対して淡水流入の効果は海面加熱の効果の約5倍の役割を果たすことを意味しており、大阪湾の潮汐フロントは湾北東部に位置する河川からの淡水流入に伴って形成されていることが分かる。

4. 西宮沖環流の生成・維持機構

(1) 残査渦度と恒流の分布

藤原ら(1994)は、西宮沖環流の発生機構として、上層水の水平発散が地球自転の影響を受けて時計廻りの渦度を発生させる高気圧性渦であると報告している。そこで、流動場を一潮汐平均することにより得られる残査

渦度の分布を図-5に示す。水深は図-3の恒流に対応する1, 3, 7m層である。渦度の等値線は $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 毎に、また、時計廻りの負の渦度を実線で、反時計廻りの正の渦度を破線で示している。

水深1m層では淀川ブルームの流動の影響を受けて、等渦度線は南方に引き伸ばされた形状を示している。これに対して、水深3m層では、西宮の10数km沖合いに $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ の負の渦度を中心に同心楕円状の渦度分布が描かれている。中心の値は現地実測から得られた $-3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ の値と良く一致している。この分布形は水深5mにおいても認められるが、7m水深以下では顕著な傾向はなくなる。

(2) 平均圧力偏差の分布と残査流の分布

つぎに、渦の起動力ともなっている圧力場の分布を調べることににより、この西宮沖環流を構成する渦の形態を考える。図-3に示した平均圧力偏差は、次式に示す場の圧力から基準圧力を差し引いた圧力偏差 ΔP を一潮汐平均することにより得られたものである。

$$\Delta P = \int_h^z \rho g dz - \rho_0 g h \dots\dots\dots (2)$$

図では各層の圧力偏差を $1 \times 10^3 \text{ N/m}^2$ 毎に等値線で示している。一般に圧力場は密度分布と水位上昇量から決まる量であり、平均場といえども必ずしも密度分布だけで決定されるものではない。したがって、図-3の結果はその分布の特徴によって3つの層に分類することが出来る。まず一つ目の層は水深1m層での圧力偏差の分布である。この層では河川水からの陸水流入の効果を強く受けるために、圧力偏差分布は密度分布と類似した分布となる。そのため、残査流のベクトルは圧力偏差の等値線とわずかに偏向して、渦の中心から外へと向かう発散性の流動となっている。これに対して、西宮沖環流が強く形成されている水深3m層の圧力偏差分布では、渦の中心領域で高圧部を持ち、南北方向に長く伸びた楕円状の拡がり呈している。高圧部の中心周辺域では圧力偏差

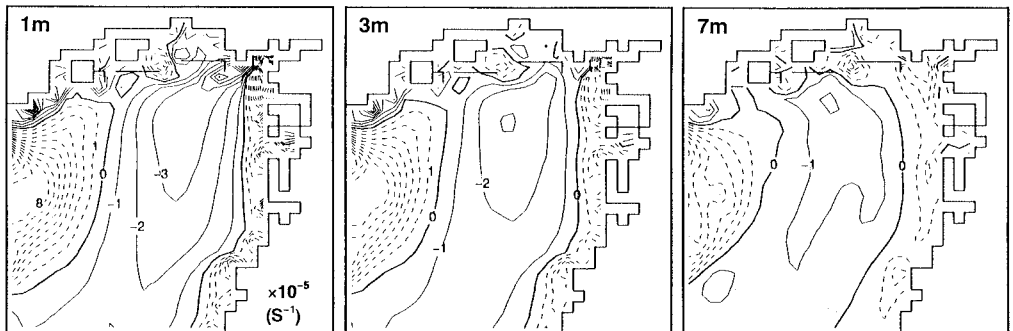


図-5 各層別の残査渦度の分

の等値線と残査流ベクトルがほぼ平行になって流れており、地衡流の形態を形成していることが分かる。つまり、同図は、この層で観測される西宮沖環流が、いわゆる高気圧性の渦の圧力形態をとっていることを実証づけたことになる。

さらに第三層目としては、水深7m層以下での流動である。この層ではほとんど水平密度分布が存在しないために、圧力場は基本水面からの水位の変動量の大きさに支配されている。この層でも流れが等圧線と平行になる地衡流状態が実現されているが、残査流場の流れには渦としての形態は観測されなかった。また渦度も、第二の層と比較すると小さな値であり、このことからこの層では循環としての形態は著しく弱められていることが分かる。

5. 西宮沖環流が淀川ブルームの拡がりに及ぼす影響

最後に夏季の平水時における淀川河川水の動態をとらえるため、淀川河口から連続放出したトレーサ濃度の拡がりを三次元移流拡散方程式を用いて調べた。紙面の都合上、各層の濃度分布の時間変化を示すことは出来ないが、96時間（8潮汐）経過後に5%の濃度が7m層まで拡がる程度であり、鉛直方向への拡がりは非常に小さい。そこで、表層でのトレーサ濃度（50%）の拡がりを示したのが図-6である。平水流量の淀川からの河川水は右に曲がることなく、左に曲がり南下することになる。Nakatsuji et al. (1994) の平水流量を対象とした淀川ブルームの数値実験は、淀川河川水は流量に無関係にロスビーの内部変形半径を越えると、地球回転の影響を受けて右に曲がることを報告している。但し、その結果は潮流を考慮しない三次元数値実験で得られたものであり、潮汐フロントや西宮沖環流の影響は考慮されていなかった。したがって、両数値実験から、西宮沖環流が発達している場合には、淀川河川水は時計廻りの環流の流れによって移流され南下することが理解できる。つまり、大阪湾の湾奥の流れは、淀川ブルームの表層付近の拡がり、西宮沖の時計廻りの循環と下層の湾奥に向かう補償流的な流れの三層構造になっており、鉛直循環系を形成している。これらの流動は3次元粒子追跡の数値実験にも明瞭に現れている。（中辻ら、1994）洪水時の河川流量が大きい場合には、淀川河川水は西宮沖環流に勝って地衡流均衡により神戸沖に進むことになる。

6. 結 語

大阪湾の残査流系の中の一つである密度流の効果を強く受ける西宮沖環流の流動特性、生成機構ならびに淀川河川水の拡がりに与える影響をバロクリニック流れの三

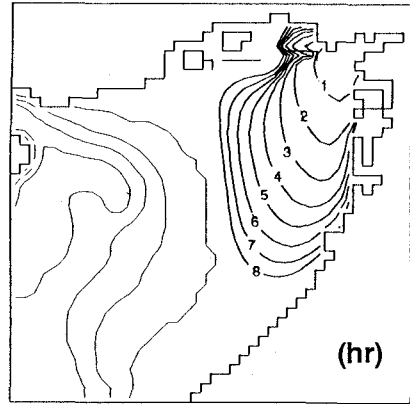


図-6 水面下1mの淀川河川水の拡がり

次元数値実験から検討した。藤原ら（1994）が実測と理論から指摘した西宮沖環流の生成機構の「高気圧性渦説」を数値実験から立証した。また、規模が数kmの現象であっても水塊が成層しておれば、地球の回転効果が有効に働くことが明確になった。ただし、その作用は洪水時の河川水の拡がりに及ぼすそれとは異なる。西宮沖環流のような湾奥部上層流の水平循環が伊勢湾や東京湾でも存在することが確認されている。閉鎖性海域の流動、水質そして生態系の研究を遂行する上で、密度流や流体への地球の回転効果が重要な役割を果たすことを認識する必要がある。

参 考 文 献

- 杉山陽一・藤原建紀・中辻啓二・水鳥雅之（1994）：伊勢湾北部海域の密度成層と残査流，海岸工学論文集，41巻，pp. 291-295.
- 中国工業技術試験所（1991）：潮流制御による瀬戸内海環境保全技術に関する研究，中工試報告，8号，142pp.
- 中辻啓二・室田 明・許 再寧（1991）：三次元表層密度流の数値実験，土木学会論文集，第434号/II-16，pp. 19-28.
- 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，39巻，pp. 906-910.
- 中辻啓二・末吉寿明・山根伸之・藤原建紀（1994）：三次元粒子追跡に流動構造の解明，海岸工学論文集，41巻，pp. 326-330.
- 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，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—内湾奥部にみられる高気圧性渦—，沿岸海洋研究ノート，31巻，2号，pp. 227-238.
- 柳 哲雄（1992）：沿岸フロント近傍の流動構造，沿岸海洋研究ノート，29巻，2号，pp. 215-228.
- Fujiwara, T., H. Nakata and K. Nakatsuji（1994）：Tidal vortices driving of residual circulation in a tidal estuary. Conti. Shelf Res., Vol. 14, No. 9, pp. 1025-1038.
- Nakatsuji, K., K. Muraoka and A. Murota（1994）：The Yodo River plume spreading in Osaka Bay, Japan, J. Hydroscience Hydro. Eng., Vol. 12, No. 1, pp. 27-45.