

淀川洪水流の振舞いに及ぼす密度流と潮流の相乗効果

中 辻 啓 二^{*}・ 山 本 信 弘^{**}・ 山 見 晴 三^{***}・ 室 田 明^{****}

1. ま え が き

著者らは、前報(1989)で三次元密度流数値実験から淀川洪水流の流出挙動に及ぼす地球の回転効果を検討した。その結果、淀川洪水流の水平スケールがロスビーの変形半径(約 10 km)に達すると、沖方向への拡がりが増制され、河川水が右向きに偏向しながら、沿岸に沿った coastal jet を形成することを指摘した。すなわち、洪水時の淀川ブルームはまず神戸沖を西向きに流れ、次に淡路島東海岸沿いにフロントを形成しながら南下する。その数値実験結果は、台風 8210 号の洪水襲来時に気象衛星 NOAA が撮影した熱赤外線画像に見られる海面温度分布と良好に一致した。しかし、その振舞いは大阪湾恒流図から従来予想されている河川水の拡がりとは著しく異なった挙動を示している。淀川洪水流の移流・拡散に支配的な影響因子として、密度流に加えて潮汐力や風外力が挙げられる。とくに、明石海峡と紀淡海峡(友ヶ島水道)から流入する潮流の影響は大阪湾の流動を考える上で無視できない。

そこで、本研究では流動の駆動力として密度流系と潮流系とを同時に考慮した三次元密度流数値実験を実施して、以下の項目について考察した。(1) 淀川ブルームの拡がり及ぼす密度流、地球の回転効果ならびに潮汐の相乗作用?;(2) 淀川ブルームの洪水時と平水時の拡がりの分布に違いがあるのか?;(3) 大阪湾は密度流の支配する estuary か、否か?

2. 三次元数値モデル

(1) 基礎方程式

静水圧近似、ブーシネスク近似を用いるならば、三次元流動を支配する連統方程式、運動方程式ならびに密度偏差の輸送方程式は次のように表現される。

$$\frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0 \quad (x_i = x, y, z; U_i = U, V, W) \quad \cdots \cdots (1)$$

$$\frac{DU}{Dt} - fV = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\varepsilon_i \frac{\partial U}{\partial x_i} \right) \quad \cdots \cdots (2)$$

$$\frac{DV}{Dt} + fU = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\varepsilon_i \frac{\partial V}{\partial x_i} \right) \quad \cdots \cdots (3)$$

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \quad \cdots \cdots (4)$$

$$\frac{D\Delta\rho}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_i \frac{\partial \Delta\rho}{\partial x_i} \right) \quad \cdots \cdots (5)$$

$$\frac{D}{Dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + U_i \frac{\partial}{\partial x_i} \quad \cdots \cdots (6)$$

ここに、座標は平均水面に原点をとり、西向き、南向き、鉛直下向きにそれぞれ x, y, z 軸とする。 U, V, W は各方向の平均流速、 P は圧力、 $\Delta\rho (= \rho_a - \rho)$ は海水密度 ρ_a に対する密度偏差、 ε_i, K_i は各方向の渦動粘性係数と渦拡散係数、 f はコリオリー係数 ($0.8296 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) である。圧力は式(4)を水表面 ($z = -\zeta$) から任意の水深まで積分することによって得られる。したがって、圧力勾配 dP/dx_i は水面勾配 $d\zeta/dx_i$ と密度勾配 $d\rho/dx_i$ の和として表わされる。

密度流では鉛直方向の運動量や物質の乱流輸送が成層安定化によって抑制されることから、鉛直方向の渦動粘性係数 ε_z と渦拡散係数 K_z には勾配型リチャードソン数の関数で表現される成層化関数を導入した。採用した経験式は ε_z に対しては Webb (1970) 式、 K_z に対しては Munk・Anderson (1948) 式である。両式の採択は中辻ら(1991)の基礎的な検討に基づいている。

三次元密度流数値モデルは前報(室田ら, 1989)と本質的に同じものを採用した。時間差分は蛙飛び法による陽的差分を基本にし、水位変動 ζ に関してのみ陰的な差分法を用いた。移流項の空間差分にはハイブリッド法 (Spalding, 1972) を採用した。

(2) モデル海域

計算対象領域は大阪湾南部海岸性状調査報告書(1980)に倣い、図-1 に示す紀伊水道の北緯 $33^\circ 50'$ 以北、播磨灘の東経 $134^\circ 19'$ 以東の海域とした。差分格子網は水平方向に 2 km、鉛直方向に 4 層(海表面から $\Delta z = 2, 6, 12, 20 \text{ m}$)とした。大阪湾では水深 20 m に沿って潮汐フロントが形成されることから、水深 20 m までの上層

^{*} 正会員 工博 大阪大学助教授 工学部土木工学科

^{**} 工修 JR 西日本

^{***} 学生員 大阪大学大学院 工学研究科

^{****} 正会員 工博 大阪産業大学教授 工学部土木工学科

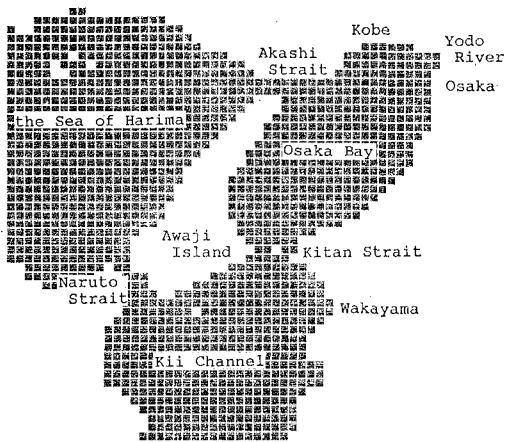


図-1 計算領域

3層と下層1層に分割して地形を再現した。開境界で12時間周期の余弦波の水位変動を与えることによって潮流を生起させた。大潮の水位定数は上述の調査報告書の値をそのまま用いた。また、陸岸ならびに海底面での境界条件は non-slip 条件とした。密度偏差に関する境界条件は淀川河口を除く全境界で密度流束を0.0とした。潮汐の振幅が紀伊水道で約70 cm、播磨灘で約60 cmであることから、差分時間間隔は CFL 条件から30秒を採用した。均質流体に対する渦粘性係数の値は水平方向、鉛直方向のそれぞれに $20 \text{ m}^2/\text{s}$ 、 $0.005 \text{ m}^2/\text{s}$ としたが、海峡部では乱れエネルギーが大きくなることより、 $2000 \text{ m}^2/\text{s}$ 、 $0.05 \text{ m}^2/\text{s}$ と大きな値を採用した。渦拡散係数に関しても同じ値を用いた。

(3) 数値実験の概要

数値計算はまず密度一様 ($\rho_a = 0.022 \text{ kg/m}^3$) の海域で潮流の計算を行った。4潮汐目と5潮汐目の計算値を比較したところ、潮流の再現性が確認された。海底地形を正確に表現していないので、計算値と実測値との合致度はいままで報告されている大阪湾の2レベルモデルの計算結果と比較して少し落ちる。しかし、実測値のある主要地点での値を比較すると、振幅に関しては洲本での73%、明石での112%を除いて7%以内の精度で、また、遅角に関しては明石の40度、家島の16度を除けば3度以下の精度で合致している。その再現性は良好である。

次に、1982年8月1-2日に大阪に襲来した台風10号とそれに続いた低気圧の通過にともなって生じた戦後6番目の淀川洪水時の流量-時間曲線は枚方での実測値に基づいて図-2のように与えられる。また、潮位の実測値は明石港で得られている。よく知られているように明石の潮汐は日周潮型であるが、他の海域の潮汐・潮流は半日周潮との混合型であるので、潮流の計算は12時間周期の余弦波を用いた。枚方で最大流量 $6270 \text{ m}^3/\text{s}$ を記

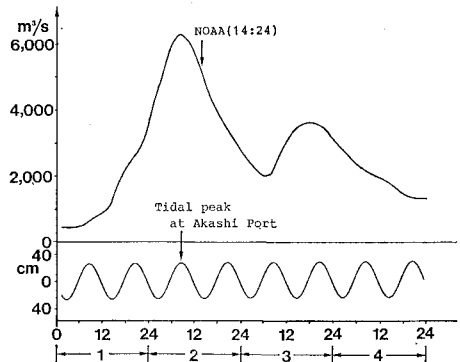


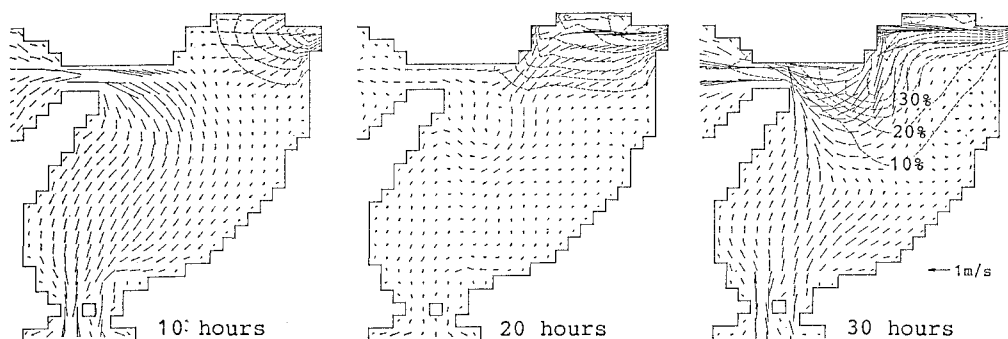
図-2 淀川洪水流のハイドログラフと潮汐変動

録した時刻近くの明石港での満潮時と潮流の計算から得られた明石港での最大水位の発生する時刻とが一致するように、開境界での潮汐の条件を与えることにした。河口水深は前報(1989)と同様に2 mとしたが、河口幅が800 mに対して、格子間隔は2000 mであるため、図-2の河川流量を与えると河口での流速は実流速の2/5となる。流体力学的に相似な条件で流出するためには河口での密度フルード数を一致させる必要がある。したがって、洪水流に対しては流量を5/2倍して与えることにした。河川水と海水との密度差 $\Delta\rho$ は 0.022 kg/m^3 である。ただし、平水時の河川ブルームの流動を議論するときは $500 \text{ m}^3/\text{s}$ の値をそのまま用いた。

3. 数値実験結果と考察

(1) 1982年8月淀川洪水流の流動特性

図-3は流出開始後10, 20, 30時間後の表層2 m平均の流速場と密度場の時間変化を示す。密度差 $\Delta\rho/\rho_a$ は10%毎の等値線で示す。河川流量の小さい段階では、河川水は海表面を滑るように放射状に拡がり、等密度差線は等間隔の同心円を描く。また、流速ベクトルは等密度差線に直交するようになる。その傾向が10時間後の密度場と流速場に認められるものの、等密度差線は神戸側に少し引き伸ばされた形を呈している。これは地球の回転効果の現れである。概算したロスビー変形半径は淀川ブルームの場合は約10 kmであり、河川水がこのスケールまで拡がると、重力による浮力効果と地球の回転効果が等しくなる。その結果、北半球では河川水の拡がりを右向きに偏向しようとする地衡流調節が働き、冲向きの拡がりは抑制され、神戸沿岸に沿った流れが加速されることになる。20時間後の等密度差線と流速ベクトルは正しくその様相を表している。淀川洪水流はロスビー変形半径(約10 km)の幅を保ちながら、神戸沿岸に平行に須磨沖まで拡がる。この流れは coastal jet と称され、伝播速度は $1.4 \sqrt{\Delta\rho/\rho_a gh}$ (ここに、 h は河川水の水深) と



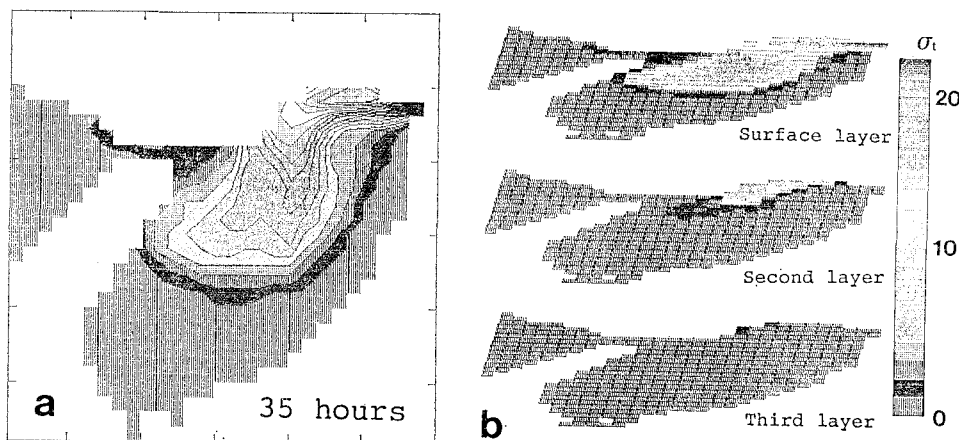
図—3 淀川洪水流の発達過程

なることが理論的に知られている。潮流を考えない計算結果によれば、coastal jet の伝播速度は 20 時間後に 0.24 m/s であったのが、32 時間後には約 0.5 m/s にも達することが報告されている。両値は理論値とほぼ一致する (Nakatsuji et al., 1990)。30 時間後は明石海峡部の西流最強後 2 時間に相当する。その潮時の潮流の特徴は、淡路島に沿って明石海峡に向かう流れが支配的である。淀川洪水流はこの潮流によって沿岸部に沿って流動するのを拒まれ、須磨海岸から離れて南下しながら拡がる傾向を示す。

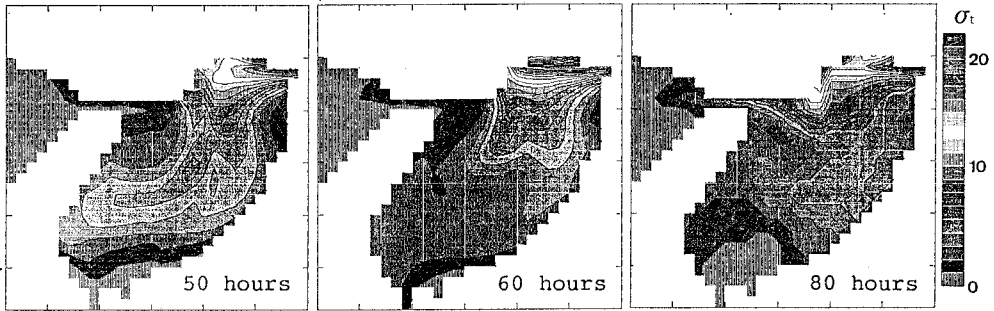
図—4(a) は 35 時間後の表層の密度 σ_t の分布を示す。それは明石海峡の東流最強 1 時間後である。図中で一番濃く見えるのが河川水の先端部であり、須磨沖から淡路島に沿って大きく拡がる淀川洪水流が観察される。明石海峡を大阪湾に向かう潮流と南西方向に向きを変えた coastal jet が相乗的に作用を及ぼして、淀川洪水流は大阪湾の中央部まで拡がっていることが推察される。この 35 時間後は淀川流量が最大値 6270 m³/s を記録してからわずか 2 時間後であると同時に、気象衛星 NOAA の撮影時間に相当する。図には示さないが、熱赤外線画像に

見られる海表面温度分布と表層の密度分布の計算結果とはよく一致している。図—4(b) は図を少し歪めて大阪湾全域を示し、水深 1 m, 5 m, 14 m における密度の水平方向分布を示す。第 2 層の水深 5 m には $\sigma_t > 2$ 以上の水塊が沿岸部に局在して観察される。また、流速ベクトルを調べると沿岸から 2 km 程度の範囲で密度差に惹起された流れが見られる。このことから、河川水の拡がり鉛直方向に 5 m 程度であることが分かる。このように、大量の陸水の流入が認められる洪水時には明石海峡の強い潮汐流にもかかわらず、淀川河川水は神戸沖を西進し、淡路島東岸沖まで達する。

図—5 は 50, 60, 80 時間後の表層の密度分布を示す。潮時が異なるので、潮流系と密度流系とを分離して議論することが困難であるが、時間の経過とともに、換言すれば、河川水が海表面を拡がり coastal jet 的な特性が薄れるにつれて、潮流による移流効果が強まってくる。60 時間後は明石海峡の東流最強時にあたり、淀川河川水は大阪湾全域を覆うとともに、友ヶ島水道から流出しているのが観察される。80 時間後は西流最強後 2 時間であり、一旦流出した河川水が再び友ヶ島水道から大阪湾へ



図—4 NOAA の赤外線画像の撮影時の表層密度分布と密度分布の鉛直方向構造 (1 m, 5 m, 14 m 水深)



図—5 淀川洪水流の拡がりの時間変化

流入している様相を呈している。また、密度分布は泉南沖から湾中央部へ時計回りに移流されているのが観察される。川名・谷本(1984)は出水後の8月5-6日に実測された海表面下2mの塩分と濁度の海表面分布を描いているが、それは80日後の表層密度分布と定性的に一致する。

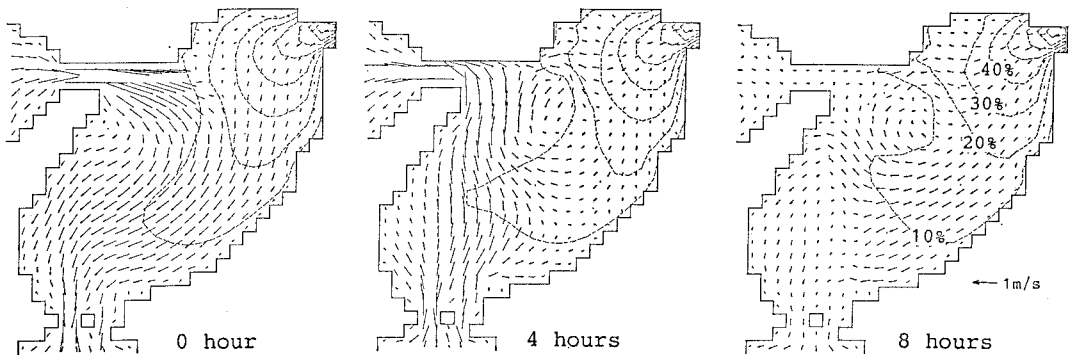
(2) 平水時の淀川ブルームの流動と拡がり特性

つぎに、湾奥部での河川からの流入流量の概算値 $500 \text{ m}^3/\text{s}$ を淀川から一括して流入させて計算した結果を図—6に示す。総流入量が計算とともに増大するため、定常解を得ることはできない。そこで、密度分布の前潮汐

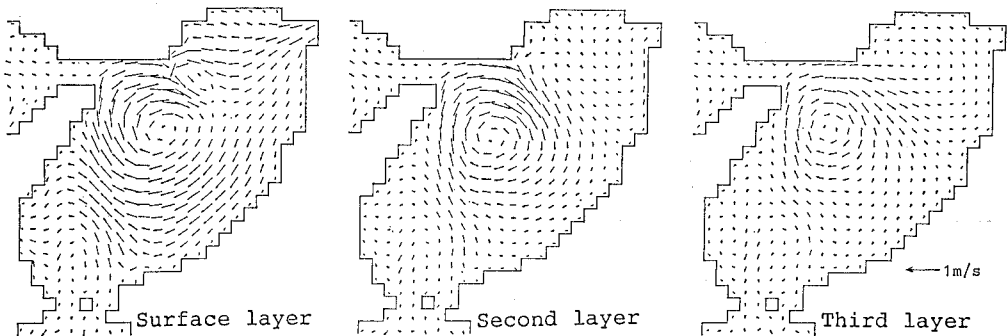
との変化が小さくなった12潮汐計算後の流速場と密度場を示す。図は明石海峡での東流最強時を0時として4時間毎の流速ベクトルと河川水と海水の密度差 $4\rho_0$ の10%毎の等密度差線を示している。

河川水は潮時にかかわらず湾奥から泉南沖に拡がっており、須磨を越えて西方向への拡がりは認められない。とくに、20%以上の等密度差線はほぼ定常な分布を呈している。これに対して、10%等密度差線は潮流の移流効果を直接受けて、東流時には泉南沖を南下し、西流時には泉南沖から湾中央に向かって拡がる傾向にある。

図—7は12時間積分した各層の恒流を示す。表層で



図—6 平水時淀川ブルームの拡がりと流動の時間変化(大潮時)



図—7 各層における恒流の水平分布(大潮時)

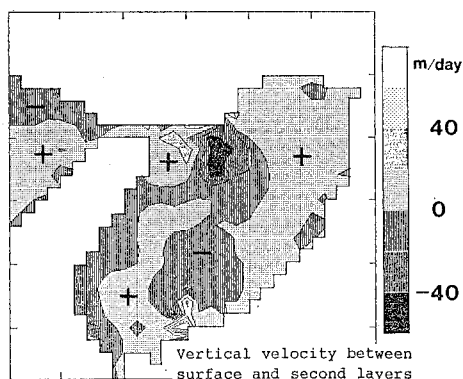


図-8 平水時の表層と第二層間の鉛直流速

は沖ノ瀬還流と泉南沖の東岸恒流帯が明瞭に認められ、しかもその絶対値はそれぞれ最大 45 cm/s, 30 cm/s となる。藤原ら(1989)が指摘しているように、大阪湾での大潮時の恒流は予想以上に大きい。須磨沖反流や西宮沖還流が現れていないのは本研究では地形形状を正確に表現していないことに原因しているからであろう。密度流の影響の及ばない第三層の恒流は潮汐系に惹起された流れである。表層と第三層の恒流、あるいは密度流を考慮しないで計算した表層の潮汐残差流とを比較すれば、大阪湾における密度流系の重要性が理解できる。

最後に、図-8 は表層と第二層間の恒流の鉛直方向速度の分布を 20 m/day 毎のコンター線で示す。大阪湾の 20 m 水深を境にして、河川水の拡がりが見られる東部海域では上昇流、西部海域では沈降流の存在が特徴的に認められる。つまり、この境界に沿ってフロントが存在していることを示唆するものであり、その位置は上嶋ら(1987)の実測結果とよく一致する。

4. あとがき

淀川洪水流の流動に及ぼす密度流、地球回転ならびに潮流の相乗作用について三次元密度流数値実験から検討を行った。潮流系駆動力が作用する場合には密度流系の coastal jet の移流速度と潮流流速の大小関係によって、河川ブルームの拡がり大きく異なる。台風8210号の淀川洪水流の出水時には密度流系が勝り、気象衛星 NOAA が撮影した神戸沖から淡路島に沿って南下する河川水の流動が数値実験で再現された。しかし、その後は潮流による移流効果によって河川水が大阪湾全域に拡がった結

果、coastal jet 的な特性は薄れ、潮流系に支配される河川水の拡がりを呈することが確認できた。この結果は出水後の8月5-6日に実測された塩分分布と良好に一致している。

以上の点を踏まえて、平水時の流入流量を与えた三次元密度流・潮流計算を実施して恒流を求めたところ、観測結果から指摘されている沖ノ瀬還流と東岸恒流帯の存在が顕著に認められた。河川ブルームはこの恒流によって移流され、湾奥から泉南沖に拡がる。また、恒流の鉛直方向速度の分布からフロントの存在が予想できた。以上のことから、大阪湾における物質の移動や拡がりには密度流系が重要な影響を与えていることがわかった。つまり、本数値実験の結果は、大阪湾は密度流の支配的な estuary であることを示唆する。

最後に、画像の作成に当たっては大阪大学学生佐藤常文君の熱心な協力を得た。また、本研究は文部省科学研究費補助金(平成2-3年度 総合研究(A)、代表者 室田明; 平成3-4年度 一般研究(C)、代表者 中辻啓二)の補助を受けた。記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 上嶋英機・湯浅一郎・宝田盛康・橋本英資・山崎宗広・田辺弘道(1987): 大阪湾停滞性水域の流動と水塊構造, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 661-665.
- 延輪省第三港湾建設局関西国際空港調査室(1980): 大阪湾南部海岸性状調査報告書(通年報告書), pp. 276-331.
- 川名吉一郎・谷本照己(1984): 大阪湾における多量淡水流入時の懸濁物質の分布, 中国工業試験所報告書, 22, pp. 67-74.
- 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.
- 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.
- 中辻啓二・許 再寧・室田 明(1991): 三次元表層密度流の数値実験, 土木学会論文集, 第432/II-15, pp. 29-38.
- Munk, W. H. and Anderson, E. R. (1948): Notes on a theory of the thermocline, J. Marine Research, Vol. 7, pp. 276-295.
- Nakatsuji, K., Yamamoto, N. and Muraoka, K. (1990): Outflow and three-dimensional spreading of river water in enclosed bay, Environmental Management and Appropriate Use of Enclosed Coastal Seas—EMECS '90, Pergamon Press, pp. 31-36.
- Spalding, D. B. (1972): A novel finite difference formulation for differential expressions involving both first and second derivatives, Int. J. Numerical Methods in Engineering, Vol. 4, pp. 551-559.
- Webb, E. K. (1970): Profile relationships: the long-liner range and extension to strong stability, Quart. J. R. Met. Soc., Vol. 96, pp. 67-90.