

大阪湾の底質特性と淀川洪水時の挙動特性との関連性

金 種 仁*・中 辻 啓 二**・村 岡 浩 爾**

1. はじめに

大河川の流入する閉鎖性の強い内湾の海底地形は河川から供給される懸濁物質の特性と湾内の流動特性、とくに残差流系によって決められる。大阪湾を例にとれば、湾に流入する懸濁物の77%に達する大量の物質が洪水時の短期間に流入する。星加ら(1994)は大阪湾における懸濁物質の堆積速度を調べた結果、堆積速度は供給源である淀川河口よりも、湾中央部で高いことを指摘している。つまり、潮汐フロントを挟んで東西に二つの極があるような堆積速度の分布を示している。前者は、堆積速度は湾奥部で速く、湾奥から離れるにしたがって遅くなり、堆積物の粒径も小さくなる結果である。後者に関しては、「淀川洪水の挙動は成層化と地球回転の影響を受けて神戸沖を約10 kmの幅で川のように流れ、懸濁物質は潮汐フロントを横切って明石海峡に達する」という中辻ら(1991)の数値シミュレーション結果に基づいて、明石海峡に運ばれた懸濁物質が洪水終了後に潮流あるいは残差流によって湾中央に堆積すると指摘している。確かに、淀川河口を挟む大阪側と神戸側では堆積物の成分も粒径も異なる。水質や生態系を考えるとときに堆積物の成分や底質の浮遊と沈降が重要であり、星加らの懸濁物質の輸送過程に関する推定が正しいか否かの判定は興味深い。

そこで、本研究では淀川の洪水時の流動に着目した3次元数値実験を行い、得られた流動場・拡散場において、中央粒径0.0015 mm~0.094 mmの7種類の粒子を淀川から放流して3次元粒子追跡を行った。大阪湾における淀川からの浮遊土砂の移動経路および堆積機構を解明するとともに粒子群の挙動と堆積特性を比較して星加説の妥当性を検証する。

2. 大阪湾の海底地形と海底表層堆積物特性

2.1 大阪湾の海底地形

大阪湾は図-1に示すように長軸・短軸それぞれ約60 km, 約30 kmの楕円形の陥没湾である。その面積は約

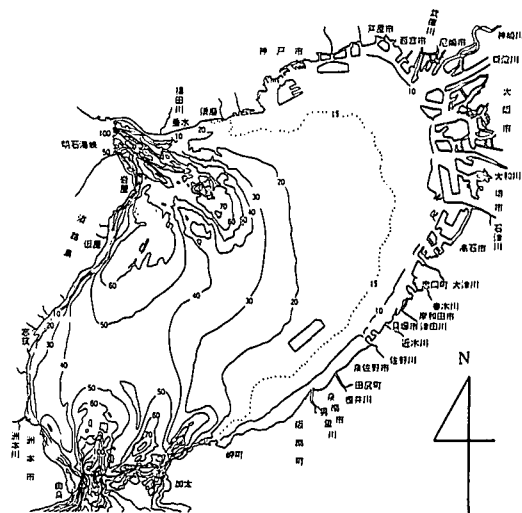


図-1 大阪湾の海底地形

1,500 km²で、明石海峡と紀淡海峡を通じてそれぞれ紀伊水道と播磨灘に繋がっている。湾内は20 m等深線を中心として東部の緩勾配海域と西部の急勾配海域に分けられる。とくに湾の両海峡付近の海域の水深は30 mから100 mへと急に深くなり、海底の地形変化も複雑である。

2.2 海底表層堆積物特性

大阪湾東部の海域においては大阪側の大小河川によって運ばれる砂泥が順次堆積したような、湾岸に平行な等水深線分布を形作っている。一方、湾西部は両海峡を通して流出入する速い流動場であり、砂泥の堆積が見られない海域である。谷本ら(1990)が実測に基づいて描いた大阪湾の海底堆積物の中央粒径の分布によれば、両海峡部周辺の海底は中央粒径値(M_{50} : 粒径の累積曲線で50%における粒径で、粒径が $1/2^\circ$ mmで示されるときの ϕ 値)が4以下の砂や礫で覆われており、これらの海域では速い流速によって砂泥の堆積がないと考えられる。また、海底土砂の粒径は海峡部から離れるにしたがって細くなる(ϕ 値が大きくなる)。とくに、流れの停滞性の強い湾奥部や東部沿岸沿いの海域や淡路島の州本周辺の海域では ϕ 値が7以上の微細粒子が堆積している。

* 学生会員 大阪大学大学院工学研究科

** 正 会 員 工 博 大阪大学教授 工学部土木工学科

生態系における炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) は中緯度海域の内部生産有機物では 20‰, 陸起源有機物 (陸上植物など) では約 27‰, とされている (南川・和田, 1985)。

そこで, 星加 (1995) は $\delta^{13}\text{C}$ を指標にすることにより海域の海底に存在する堆積物を内部生産された有機物と陸地起源の有機物に分類して陸地起源の懸濁粒子の分布域を示した。その結果から大阪湾海底における陸地起源の堆積物は、大別して淀川河口部から南方向の海岸沿いに堆積する場合と, 神戸沖から南西方向に向かって淡路島の中央部の沿岸海域に繋がって堆積する場合に分類できることを指摘している。

3. 数値実験の内容

数値実験は紀伊水道や播磨灘を含む大阪湾を対象として行った。計算格子間隔は水平方向に 1 km, 鉛直方向に水深 20 m までは 2 m 間隔で, それより深い海域では 4, 6, 15, 15 m の 14 層に分割した。用いた 3 次元バロクリニック流れの数値モデルならびに渦動粘性係数等の諸係数は中辻ら (1994) と同じである。8210 号台風時の洪水流を対象にした 3 次元粒子追跡実験を行った。まず, 図一2 に示す 1982 年 10 号台風のハイドログラフに基づき, 淀川洪水流の計算を行う。その時の潮位変動は枚方地点で最大流量 $6270 \text{ m}^3/\text{s}$ が現れた時刻に観測された明石港の潮位に合致させるように播磨灘と紀伊水道での振幅ならびに位相差を与えた。対象とした潮位変動は半日周潮である。粒子の移動に係わる物理量はバロクリニック流れの数値計算等から得られる任意時刻, 任意点での三方向流速と渦拡散係数である。前者に関しては粒子の沈降速度も考慮して移流効果を, 後者は正規乱流を発生させて確率的な拡散効果を導入した。淀川洪水期間中の浮遊砂量はハイドログラフの流量に基づいて $Q_s = 5 \times 10^{-7} \cdot Q^2$ の式から求めた。5 潮汐間で 1 万個の粒子を放流するために, 1 時間ごとの流量に相応する粒子の数を決めて 1 時間毎に放流した。この粒子追跡する粒子の中

央粒径は $0.0015 \text{ mm} \sim 0.094 \text{ mm}$ の範囲の 7 種類の粒子を選んだ。各粒径の沈降速度 (W_s) は星加ら (1994) の採用した $W_s = 4.14 \times D^{0.91}$ の式に基づいて算出した。ちなみに, 粒径が $\phi = 4$ の粒子は 51.1 m/day , $\phi = 8, 10$ の粒子の沈降速度はそれぞれ 4.18 m/day , 1.18 m/day である。

4. 数値実験の結果とその考察

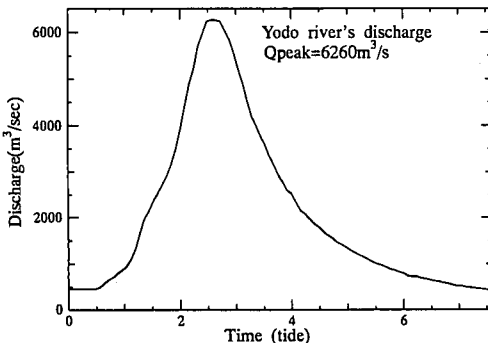
4.1 淀川洪水時の大阪湾における流動特性

図一3 は淀川洪水時の水表面から 3 m 水深の 5, 15, 30 潮汐後の流速ベクトルと等密度線を示している。洪水の終了時刻に対応する 5 潮汐後では大量の河川流量が流入した結果, 上層厚 4~5 m の密度成層が発達し, 洪水流はコリオリー力の影響を受けて coastal jet を形成しながら神戸沖を西方向に流れる。この様相は同図の等密度線により明確に現れている。しかしながら, 15 潮汐後には密度流の影響が薄れ, 流速ベクトルから見ると平水時の流動に戻る途中の複雑な流動を表している。この時の 30 ‰ の等密度線は西は明石海峡まで, 南は関西空港島沖まで広がる。30 潮汐後には潮汐の影響が大きくなり, 湾内の物質移動は残差流系の支配を受ける平水時の流動に戻る。

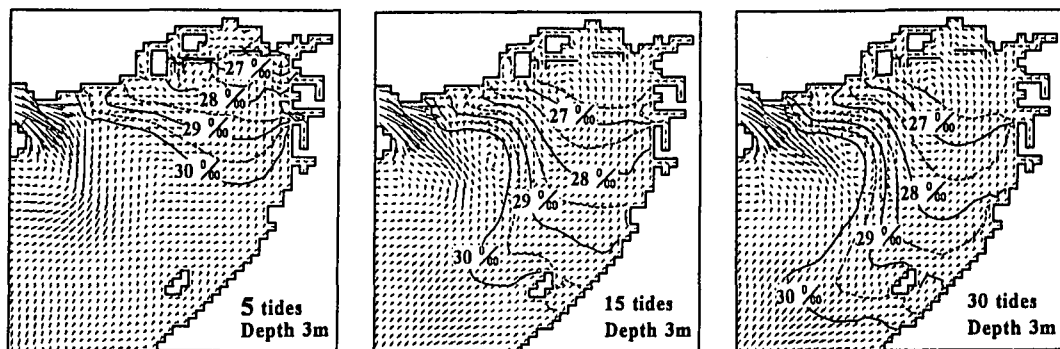
4.2 淀川洪水時に放流された粒子群の挙動特性

a) $\phi = 10$ (0.0015 mm) の粒子の挙動

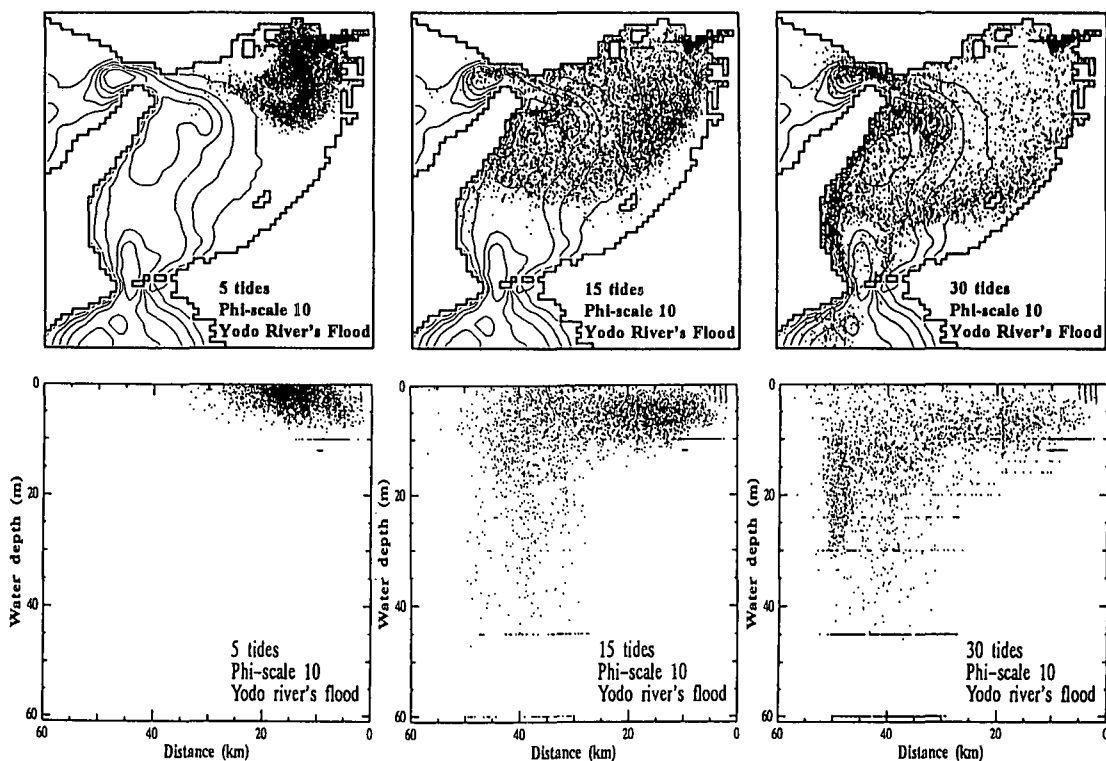
図一4 は粒子追跡実験の開始から 5, 15, 30 潮汐後の粒子群の水平ならびに鉛直分布を示している。本来 3 次元の挙動を提示すべきであるが, 表現が難しいことから, 水深方向に積分した水平分布と, 東西方向の鉛直断面に正射影した鉛直分布として表現した。淀川洪水開始から 5 潮汐後の粒子群は淀川沖合約 10 km に中心を持ち, 直径約 16 km の円状に広がっている。また, 中辻ら (1994) の均質の粒子追跡では現れなかった鉛直方向への移動が認められる。10 m 水深で横一列に並んでいるのは 10 m 水深の海底に堆積した粒子群の存在を示している。計算の条件として海底部あるいは壁面に衝突した粒子はその点に留まるように与えているので図一4 中に横棒や縦棒が現れることになる。興味深い点はポートアイランド沖への粒子の拡がり認められないことである。これは沖合に拡がろうとする河川水がコリオリー力の影響を受けて沖合で西向きに大きく曲げられた結果である。一方, 15 潮汐後の粒子群は大阪湾全域に広がっている。西部海域に運ばれた粒子は明石海峡からの強い潮流によって鉛直方向にも大きく拡散する。片や, 湾奥部では 5 m 水深から 10 m 水深にかけて多量の粒子群の集中も認められる。これは中辻・藤原 (1995) が西宮沖環流の生成機構に関連して述べた鉛直エスチュアリー循環による移流であると推量できる。淀川洪水開始から 30 潮汐後の粒子群の



図一2 淀川洪水 (台風 8210 号) 時に実測されたハイドログラフ



図—3 淀川洪水時の水深 3 m における流速ベクトルと等密度線分布



図—4 淀川洪水時の $\Phi=10$ の粒子群の水平・鉛直方向の拡がり特性

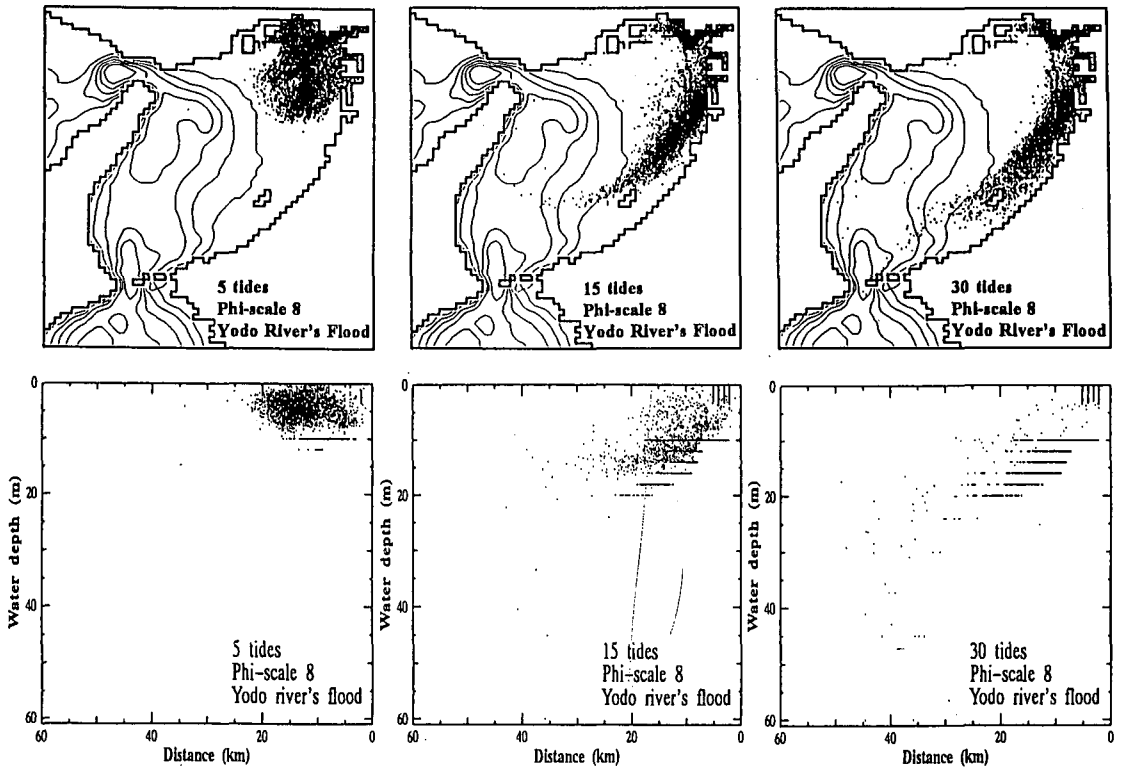
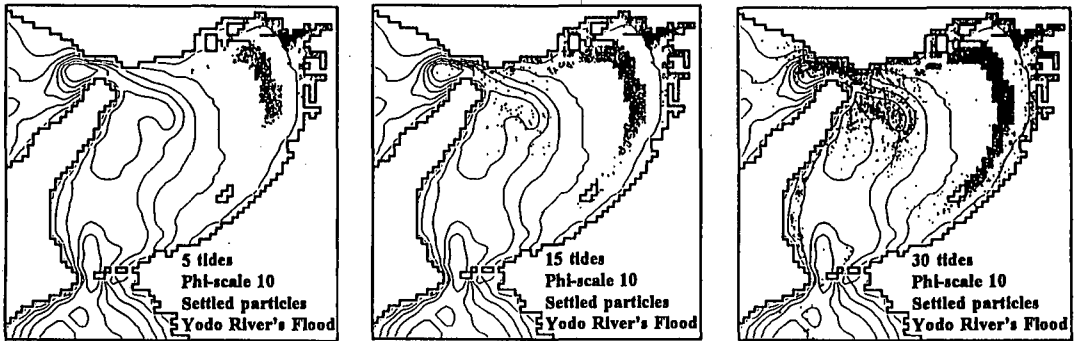
平面分布を見ると、西宮沖環流の現れる湾奥での粒子数は少なくなり、沖ノ瀬環流や淡路島東海岸に沿って移流され、紀淡海峡から流出する粒子も認められる。

b) $\Phi=8$ (0.006 mm) の粒子の挙動

図—5 は粒径が $\Phi=8$ の粒子の平面分布と鉛直分布を表したものである。洪水開始 5 潮汐後の水平方向の拡がりには $\Phi=10$ の粒子群に比べて小さく、神戸沖の海域に円形で留まっているのが分かる。この時の鉛直分布を見ると海底面に沈降した粒子もあるが、大部分の粒子は 2 m から 7 m の間の水深に分布しているのが分かる。

15 潮汐後の粒子群の拡がりには $\Phi=10$ のそれと大きく

異なっている。つまり、粒子群は淀川から出てすぐに南下し、堺沖を沿岸に沿って運ばれる様相を呈している。 $\Phi=10$ と $\Phi=8$ の粒子の沈降速度はほぼ 2 倍の違いがあり、沈降だけを考えても 15 潮汐後には $\Phi=8$ の粒子は平均して 31.38 m も沈降することが可能である。したがって、浮遊状態の粒子であっても海底面近くに存在し、底層流により大阪港から関西空港島近傍まで南西方向に運ばれて行くのが分かる。その傾向は 30 潮汐後の粒子群の平面分布に顕著に現れている。つまり、鉛直分布に階段状に見られる横線は海底面に着底した粒子群を示しており、大阪側海岸に沿って粒子が運ばれている。

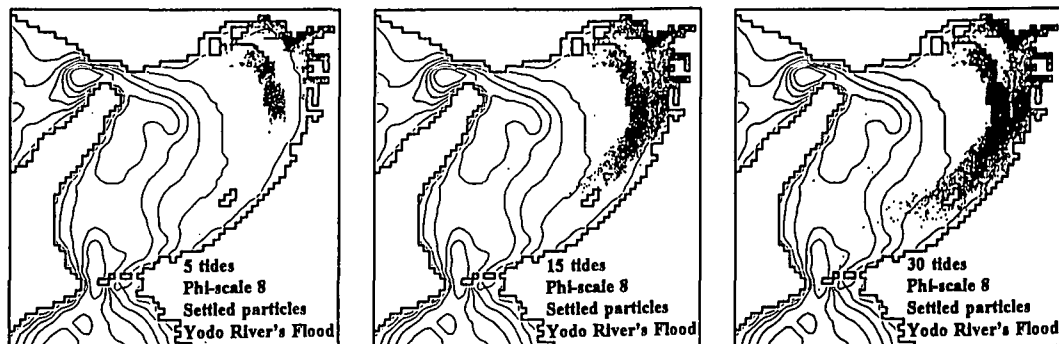
図-5 淀川洪水時の $\phi=8$ の粒子群の水平・鉛直方向の拡がり特性図-6 淀川洪水時の粒径が $\phi=10$ の粒子群の堆積分布

c) $\phi=4$ (0.094 mm)~7 (0.012 mm) の粒子の挙動
 粒径が $\phi=4$ (0.094 mm) の粒子は $\phi=8$ の12倍の大きな沈降速度 (51.1 m/day) のためほとんど拡がらなく、粒子群の大半は河口部から約13 km~15 km ぐらい離れた尼崎西宮芦屋港内と大阪南港沖を繋ぐ河口近傍の海底に堆積してしまう。したがって、 $\phi=6, 5$ の粒径の粒子の沈降速度はそれぞれ1.42 m/day, 2.78 m/day であり、その浮遊や堆積の範囲は $\phi=4$ と $\phi=8$ の中間となる。

4.3 淀川洪水時の粒子群の堆積分布特性

図-6, 7 はそれぞれ粒径が $\phi=10$ と $\phi=8$ の粒子群の

堆積分布の時間変化を示す。5 潮汐後の堆積形状に関連していえば、両方の違いはほとんどなく、尼崎、西宮、芦屋港と大阪南港沖を繋ぐ12~14 m 水深の海底部に堆積している。15 潮汐後になると両者に大きな違いが現れる。その一つは、 $\phi=10$ の粒子群の堆積海域が須磨沖から垂水、明石海峡ならびに沖ノ瀬近傍に拡がることである。それは30 潮汐後の堆積形状を比較すると、より鮮明である。 $\phi=10$ の粒子群の明石海峡ならびに沖ノ瀬近傍での堆積が顕著である。もう一つは、六甲アイランド沖から大阪港を経由して関西空港島に帯状に堆積する形状

図-7 淀川洪水時の粒径が $\phi=8$ の粒子群の堆積分布

の違いである。 $\phi=10$ の場合は 10~12 m 水深の海底に円弧状に堆積するのに対して、 $\phi=8$ の場合にはそれに加えて水深 12~14 m の海底に重畳して堆積することである。図-5 の考察においても述べたように、その原因は海底面上の底層流の土砂運搬の違いに由来するものと推察できる。

5. ま と め

本研究では、淀川洪水流により運ばれた浮遊土砂が大阪湾においてどのように拡がり、どの海域に堆積していくのかを解明するために沈降性粒子を洪水時に放流して 3 次元粒子追跡実験を実施した。7 種類の粒径の粒子群のシミュレーションの結果から淀川洪水時に流入される浮遊土砂の中で、粒径が $\phi=10$ の沈降速度の小さい粒子は淀川洪水流により形成される coastal-jet で運ばれて神戸沖さらに明石海峡・沖ノ瀬に拡がるのが観測された。洪水終了後は平水時の大阪湾の流動により運ばれることが予想できる。明石海峡を浮遊土砂の 2 次供給源として、大阪湾の堆積特性を説明しようとする星加説 (1994) は微細粒子に関しては正しいといえる。

大阪湾に流入する河川出水時の土砂の平均粒径は新淀川で 0.008~0.013 mm、大和川で 0.018~0.024 mm である。大和川の河口から 3.6~4 km 上流で観測された堆積土砂の加積通過率の一例を示すと、平均粒径 0.021 mm は 45% である。ちなみに $\phi=10$ (0.0015 mm) で

16%、 $\phi=8$ (0.06 mm) で 66%、 $\phi=4$ (0.094 mm) で 78% である。このデータに基づくならば大阪湾内を洪水とともに流入した土砂の約 84% は大阪湾奥部の等水深線に沿って帯状に堆積することとなり、湾東部海域の緩やかな海底面を造成することには貢献している。

参 考 文 献

- 谷本照巳・星加 章 (1994): 大阪湾と江田内湾における懸濁粒子の沈降速度, 海の研究, Vol. 3, No. 1, pp. 13-20.
- 土質工学会関西支部 (1995): 海底地盤-大阪湾を例として, pp. 59-71.
- 中辻啓二・山本信弘・山見昭三・室田 明 (1991): 淀川洪水流の振る舞いに及ぼす密度流と潮流の相乗効果, 海岸工学論文集, 38 巻, pp. 186-190.
- 中辻啓二・末吉寿明・山根伸之・藤原建紀 (1994): 三次元粒子追跡による流動構造の解明, 海岸工学論文集, 41 巻, pp. 326-330.
- 中辻啓二・末吉寿明・藤原建紀 (1994): 大阪湾奥での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, 41 巻, pp. 331-335.
- 中辻啓二・藤原建紀 (1995): 大阪湾におけるエスチュアリー循環機構, 海岸工学論文集, 42 巻, pp. 396-400.
- 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.
- 星加 章・谷本照巳・三島康史 (1994): 大阪湾における懸濁粒子の堆積過程, 海の研究, Vol. 3, No. 6, pp. 419-425.
- 星加 章 (1995): 沿岸域の内部生産と有機汚染の現状, 公開シンポジウム沿岸環境管理の将来像, 瀬戸内海を中心として, pp. 29-37.