

太田川感潮域における浮遊砂泥の輸送特性

川 西 澄*・筒井孝典**・西牧 均***

潮汐によって流れ場と密度場が大きく変動する河川感潮域における浮遊砂泥の輸送特性を明らかにするため、太田川放水路で夏季と冬季に長期連続観測を実施した。Tidal Straining によって下げ潮位相と上げ潮位相では密度成層強度が大きく異なっており、その結果として流速分布に大きな違いが現れ、河川流量の少ない冬季の場合、浮遊砂泥は上流方向に輸送されていた。またさらに、潮差の増加とともに上流への輸送率が大きくなることが明らかとなった。河川流量の多い夏季の観測結果は、浮遊砂泥の輸送方向が、主に河川流量と潮差によって決まっていることを示していた。

1. はじめに

河口域の河道管理は、洪水疎通能力の確保、航路維持とともに自然環境の保全を考慮して行われる必要があるが、そのためには、微細土砂の動態と輸送メカニズムを明らかにする必要がある。出水は一時的に大きな地形、底質変化を引き起こすものの、その発生頻度は少ないことから、潮汐による継続的な土砂移動が感潮域の堆積環境に大きな影響を与えていると考えられる。

川西ら (2003) は超音波ドップラー速度分布計を用いた航走観測を行い、詳細な浮遊砂泥濃度の縦断分布を調査しているが、潮汐による土砂移動は半日周期の M2 潮や日潮不等、大潮小潮に対応した半月周期の変動、河川流量の季節変化などの影響を受けるため、定期的な地形測量、底質調査とともに、浮遊砂泥の長期にわたる継続的なモニタリングが必要である。しかしながら、流れ場と密度場が大きく変動する河川感潮域における浮遊砂泥輸送の観測は困難で、その実態把握は不十分なままである。

本研究は、太田川放水路における、超音波ドップラー速度分布計 (以下 aDcp と呼ぶ) による浮遊砂泥フラックスの約 1 ヶ月にわたる連続観測から、浮遊砂泥輸送量と潮汐位相、潮差、河川流量の間の関係を考察する。

2. 観測方法

図-1(a) に示すように、太田川放水路は河口から約 9 km 上流で市内派川と分派しており、放水路上流端には祇園水門、市内派川側には大芝水門がある。平常時、祇園水門の開度は 0.1 m、大芝水門は全開になっており、放水路に流入する河川水量は太田川流量の 10% 程度である。図-1(b) は aDcp の音響データから求めた底面縦断形を示したもので、河道内の河床の傾斜は緩やかであるが、河口の直ぐ沖側では急激に底面が低下している。

浮遊砂泥の輸送率を変化させる要因として、潮汐位相、大潮小潮といった潮差の変化、そして主に河川流量の変

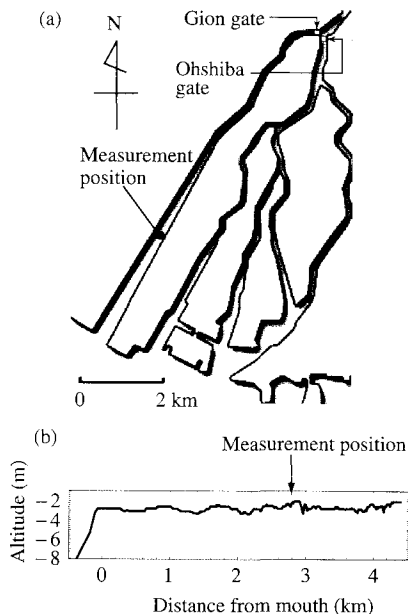


図-1 広島デルタ (a)、太田川放水路底面の縦断形状 (b) と観測地点

化に起因する季節変化を考え、2003 年の夏季と冬季にそれぞれ 16 日間と 25 日間の連続観測を太田川放水路の河口から 2.8 km 上流の地点で行った。浮遊砂泥フラックスの測定には水面に係留した aDcp (超音波周波数 1.5 MHz, 測定層厚 25 cm) を用いた。また、密度場の変動をとらえるため、CT 計を水面付近に係留するとともに、河床上 30 cm に濁度計付き CTD を設置した。それぞれのサンプリング間隔は 2 分と 10 分とし、aDcp データは、5 分平均したものを 25 分間隔で記録した。aDcp から得られる体積後方散乱係数は、採水サンプルの SS および赤外散乱光式濁度計の値との比較結果を用いて、浮遊砂泥濃度に変換した (川西・水野, 2000)。

3. 結果および考察

(1) 密度成層の時間変動

図-2 に祇園水門上下流の水位から求めた水門通過流

* 正 会 員 工博 広島大学助教授 大学院工学研究科 社会環境システム専攻

** 学生会員 広島大学大学院工学研究科社会環境システム専攻

*** 正 会 員 国土交通省中国地方整備局太田川河川事務所所長

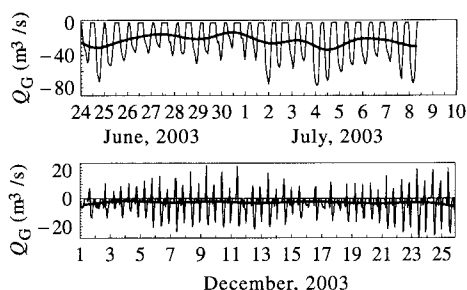


図-2 祇園水門通過流量の経時変化

量の経時変化を示す。流速は上流方向を正としているので、流量は負の値で示してある。7月8日午後には太田川流量が400 m³/sを超え、水門が全開となったため、水門通過流量は示していない。水門通過流量は潮汐の影響を受けて半日周期で変動している。太線で示した日平均流量は、夏季の場合、約25 m³/s、冬季の場合で約3 m³/sであり、夏季は冬季の約10倍の流下流量を示している。

一般に、河口域では河川から流入する淡水のために、強い密度の水平勾配が存在する。そのため、密度成層強度は潮流によって短時間に大きく変動する。こうした密度成層の変動を引き起こす物理機構として、Simpsonら(1990)は潮流の流速分布に起因する密度場の変動機構と潮流の混合作用を考え、それぞれ Tidal Straining と Tidal Stirring (Simpson・Bowers, 1981) と呼んでいる。太田川放水路でも半日周潮流による Tidal Straining 現象によって、密度成層の強さが大きく変動する様子が明瞭に認められている(川西・筒井, 2004)。

Simpson・Hunter (1974) は密度成層の強さを表す指標として、次式で求められる、成層状態にある水柱を一樣な状態にするのに要する単位体積あたりのエネルギー ϕ を考えた。

$$\phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 (\bar{\rho} - \rho) g z dz \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで h は水深、 ρ は海水密度、 $\bar{\rho}$ は水深平均密度、 z は水面を0とした鉛直座標である。本研究では表層と底層の密度しか測定していないので、密度の鉛直分布を直線分布であると仮定し

$$\phi = gh \int_{-1}^0 (\bar{\rho} - \rho) \xi d\xi = \frac{1}{12} gh \Delta\rho \quad \dots\dots\dots (2)$$

から ϕ を評価した。ここで、 $\xi = z/h$ 、 $\Delta\rho$ は底表層間の密度差 $\rho_b - \rho_s$ である。

式(2)から求められた ϕ の経時変化を図-3に示す。夏季、冬季とも ϕ は大きく変動し、大潮期の低低潮時には ϕ はほぼ0になっている。7月8日午後からは祇園水門が全開となったため、底層の塩水までフラッシュされ、密度成層が消滅している。冬季の場合、底層と表層の密

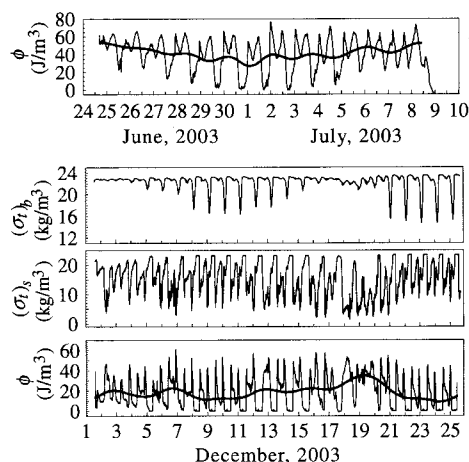


図-3 密度成層強度の経時変化

度経時変化も合わせて示してあるが、表層の密度が半日周期で変動しているのに対し、底層の密度は日潮不等の影響を強く受けて、低低潮時にスパイク的に減少している。

図-4に示されている水深・潮差の経時変化と比較すると、太線で示した ϕ の日平均値は潮差に応じた変化を示し、小潮期に増加し、大潮期で減少している。冬季観測期間の下げ潮位相と上げ潮位相の位相平均成層強度はそれぞれ、 $\langle\phi\rangle_{\text{ebb}} = 24.2 \text{ J/m}^3$ と $\langle\phi\rangle_{\text{flood}} = 13.6 \text{ J/m}^3$ の値で、下げ潮位相の平均成層強度は上げ潮位相の約2倍である。河川流量の多い夏季の場合、下げ潮位相と上げ潮位相で位相平均成層強度 $\langle\phi\rangle$ に大きな差はなく、水門が全開となるまでの $\langle\phi\rangle$ の値は、約40 J/m³である。

(2) 浮遊砂泥濃度の時間変動

底層における浮遊砂泥濃度 c の経時変化を、水深・潮差の経時変化とともに図-4に示す。浮遊砂泥濃度の時間変動は非常に大きく、10倍以上の変動幅が認められる。大潮期の濃度変動は日潮不等の影響を受けて、日周期のものが卓越している。水深の経時変化と比較すると、大潮期の低低潮付近で高濃度が発生していることがわかる。7月8日午後から現れている濃度上昇は、河川流量の増加にともない祇園水門が全開となったためである。

浮遊砂泥濃度の日平均値は潮差に応じて増減しており、大潮期は小潮期の約3倍の大きさを示している。夏季と冬季を比べると、夏季の方が冬季より2倍程度濃度が高く、浮遊砂泥濃度は潮汐周期や大潮小潮周期に対応した変動に加えて、季節的にも変化していると考えられる。

図-5は冬季の大潮期における変動を拡大したもので、上から順に、成層強度、底層における濃度と流速の変動が示してある。成層強度は下げ潮の初期にピークを

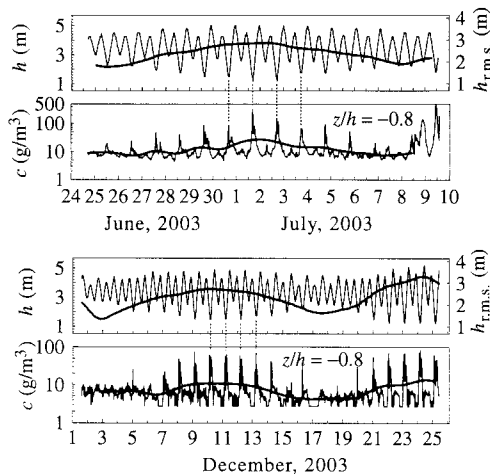


図-4 水深・潮差と浮遊砂泥濃度の経時変化

示し、低低潮から高高潮にかけてはほとんど密度成層は見られない。

水位変動波形と異なり、流速変動波形は三角関数から歪んでおり、ピークが干潮側に寄っている。これは、平均水深が浅く、平均水深に対する潮汐による水深変化の割合が大きいためである。また、底層においては下げ潮流速は上げ潮流速より小さいが、これは、上述したように Tidal Straining による密度成層の変動によって、流速分布が下げ潮位相と上げ潮位相で大きく異なることが主な原因である。放水路は浅いために、密度の水平勾配によって発生する重力循環流は、弱いと考えられる。

下げ潮と上げ潮位相で平均した流速分布を示すと図-6 のようになる。密度成層の強い下げ潮期の流速は上層に向かって急激に流速が増加しており、中層より上では対数則からはもちろん、“対数+直線”則からもずれて、上に凸な分布形をしている。一方、上げ潮流速は、中層より河床に近い部分ではほぼ対数分布に従っている。

以上の結果から、断面平均流速の強さが下げ潮位相と上げ潮位相で同程度なら、底面剪断応力の最大値は上げ潮位相で起こると考えられる。過去の観測結果 (Kawanisi・Yokosi, 1997; Kawanisi, 2004) は、下げ潮位相より上げ潮位相の底面剪断応力の方が大きいことを示している。

(3) 浮遊砂泥輸送率の変動特性

aDcp によって測定された浮遊砂泥フラックスを鉛直積分したものに川幅を乗じて求めた浮遊砂泥輸送率 $\langle cu \rangle$ の経時変化を図-7 に示す。下段に示してあるのは日平均輸送率の経時変化である。輸送率には低低潮前後の濃度ピークに対応したピークが見られるが、大潮期は上げ潮にともなうピークが下げ潮期のものに比べて大きく、日平均輸送率は正となっていることから、浮遊砂泥

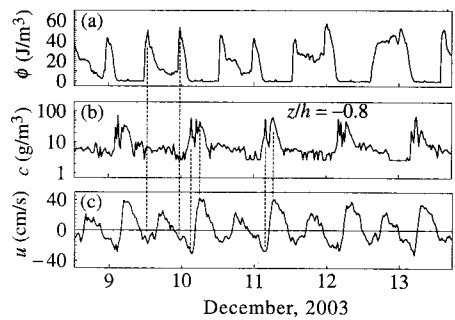


図-5 大潮期の成層強度 (a)、底層濃度 (b)、底層流速 (c) の経時変化

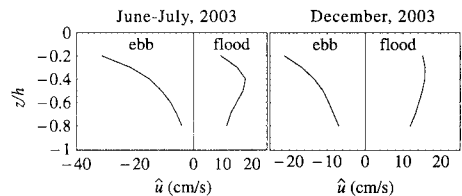


図-6 下げ潮、上げ潮位相における位相平均流速の鉛直分布

は1潮汐間に上流方向へ輸送されていることがわかる。また、図-7 から、輸送率は間欠性が強いことが窺われる。

図-8 はある数居値を超える輸送率の全輸送量への寄与率と観測期間に占める時間割合を次式で評価した結果を示したものである。

$$C_f(H) = \frac{1}{\langle cu \rangle} \int_0^T \langle c(t)u(t) \rangle I(t, H) dt \quad \dots\dots (3)$$

$$T_f(H) = \frac{1}{T} \int_0^T I(t, H) dt \quad \dots\dots (4)$$

$I(t, H)$ は以下で定義される関数である。

$$I(t, H) = \begin{cases} 1 & \text{for } |c(t)u(t)| > H, \\ 0 & \text{otherwise,} \end{cases} \quad \dots\dots (5)$$

ここで、 $\langle cu \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T \langle c(t)u(t) \rangle dt$ 、 T は観測時間長、 H は輸送率の数居値である。図-8 から分かるように、観測期間の約 20% の間に、全輸送量の半分の輸送が起きている。

河川流量が多い夏季の場合、潮差と河川流量の大きさによって日平均輸送率の符号が変化しているが、河川流量の少ない冬季の場合、観測期間中の符号は常に正で、潮差の増減に応じて日平均輸送率の大きさが増減している。

図-9 は浮遊砂泥輸送率を時間積分した累積輸送量 $\int_0^t \langle c(\tau)u(\tau) \rangle d\tau$ の経時変化を示したものである。河川流量が多い7月8日以降、出水により水門が開けられたために、観測終了時点で浮遊砂泥は下流方向に輸送されているが、湯水期である冬季は25日間で600トン程度の上

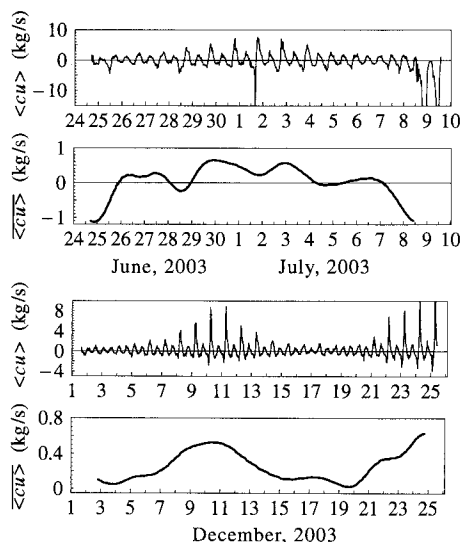


図-7 浮遊砂泥輸送率とその日平均値の経時変化

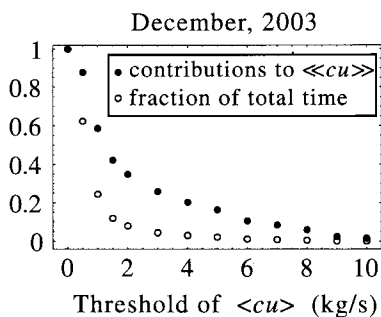


図-8 浮遊砂泥輸送率の全輸送量への寄与率と観測期間に占める時間割合

流方向への輸送がある。

河川流量が多い夏季のケースでは図-7から推測されるように、浮遊砂泥輸送率は祇園水門から放水路に流入する日平均流量 $\bar{Q}_G$ の影響を受けている。浮遊砂泥の日平均輸送率 $\langle cu \rangle$ と $\bar{Q}_G$ との関係を図-10に示す。図中に示した最小二乗直線からも分かるように、 $\bar{Q}_G$ と $\langle cu \rangle$ の間には正 ($|\bar{Q}_G|$ とは負) の相関がある。

同じ $\bar{Q}_G$ に対しても $\langle cu \rangle$ の大きさにはかなり差があるが、図-11に示すように、これは主に潮差の違いが原因である。潮差 $h_{r.m.s.}$ が小さく、放水路に流入する日平均流量 $|\bar{Q}_G|$ が多いほど下流に向かう輸送率は大きくなり、潮差が大きく、 $|\bar{Q}_G|$ が小さいほど上流に向かう輸送率は大きくなること分かる。ただし、河川水の流入がなくなれば、Tidal Straining による密度成層の変動もなくなるし、水平密度勾配によって発生する重力循環流も消滅するため、流入流量がある程度小さくなれば、日平均輸

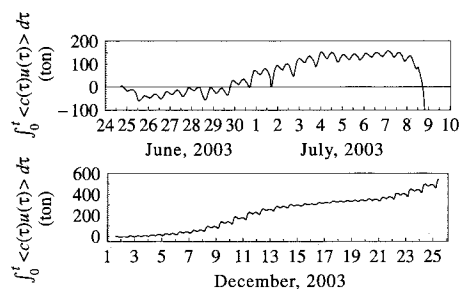


図-9 累積浮遊砂泥輸送量の経時変化

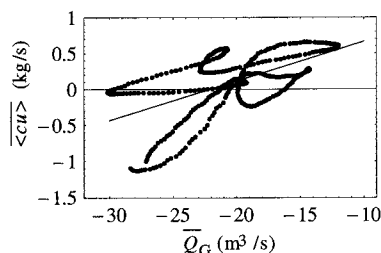


図-10 浮遊砂泥輸送率とその日平均値の経時変化

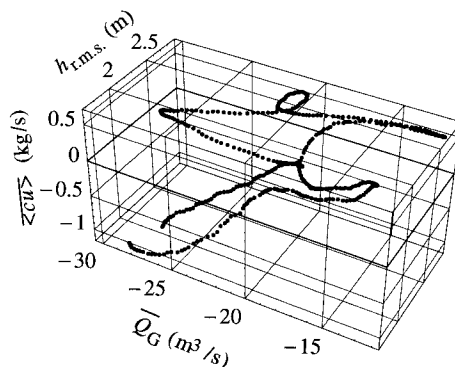


図-11 浮遊砂泥輸送率の全輸送量への寄与率と観測期間に占める時間割合

送率は流入流量の減少とともに減少していくものと考えられる。

4. おわりに

潮流が支配的な太田川放水路において、流速と密度、浮遊砂泥濃度分布の観測を、夏季と冬季にそれぞれ16日間と25日間連続測定した。

潮流による低塩分水の移流 (Tidal Straining) により、密度成層強度は周期的に大きく変動する。すなわち、下げ潮期に密度成層が強くなり、下げ潮位相と上げ潮位相の流速分布は大きく異なる。その結果、断面平均流速の強さが下げ潮位相と上げ潮位相で同程度でも、底面剪断応力の最大値は上げ潮位相で起こると考えられる。

河川流量が少ない期間では、潮汐位相で異なる密度成層強度によって引き起こされる流速分布・底面剪断応力の非対称性により、浮遊砂泥は上流方向に向かって輸送されている。潮差が大きいほど上流方向への輸送量は大きくなる。河川流量が多い夏季における浮遊砂泥の輸送方向は、主に河川流量と潮差によって決まっている。

浮遊砂泥輸送は間欠的に行われ、その大半は低低潮前後に起こる。観測期間の20%程度の時間で全輸送量の半分が輸送されている。

参 考 文 献

- 川西 澄・水野博史 (2001): 浅水感潮域における水中音響散乱体の変動特性, 水工学論文集, 45 巻, pp. 1045-1050.
- 川西 澄・本宮和照・西牧 均 (2003): 河川感潮域における懸濁粒子の航走観測, 水工学論文集, 47 巻, pp. 967-972.
- 川西 澄・筒井孝典 (2004): 浅水感潮域における密度成層の変動特性, 水工学論文集, 48 巻, pp. 781-786.
- Kawanisi, K. and S. Yokosi (1997): Characteristics of suspended sediment and turbulence in a tidal boundary layer, *Contin. Shelf Res.*, Vol. 17, No. 8, pp. 859-875.
- Kawanisi, K. (2004): Structure of turbulent flow in a shallow tidal estuary, *J. Hydraul. Engrg., ASCE*, Vol. 131, No. 4, pp. 360-370.
- Simpson, J. H. and D. Bowers (1981): Models of stratification and frontal movement in shelf seas, *Deep-Sea Res.*, Vol. 28 A, No. 7, pp. 727-738.
- Simpson, J. H., J. Brown, J. Matthews and G. Allen (1990): Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification, *Estuaries*, Vol. 13, No. 2, pp. 125-132.
- Simpson, J. H. and J. R. Hunter (1974): Fronts in the Irish Sea, *Nature*, Vol. 250, pp. 404-406.