

河川感潮域における河床面での水交換

WATER EXCHANGE THROUGH RIVERBED IN A TIDAL RIVER

駒井克昭¹・中下慎也²・日比野忠史³・福岡捷二⁴・水野雅光⁵
 Katsuaki KOMAI, Shinya NAKASHITA, Tadashi HIBINO, Shoji FUKUOKA
 and Masamitsu MIZUNO

¹正会員 博(工) 広島大学助教 大学院工学研究科 (〒739-8527 広島県東広島市鏡山 1-4-1)

²学生会員 広島大学博士課程前期 大学院工学研究科 (同上)

³正会員 博(工) 広島大学准教授 大学院工学研究科 (同上)

⁴フェロー会員 工博 Ph. D 中央大学教授 研究開発機構 (〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

⁵正会員 修(工) 中国地方整備局太田川河川事務所 (〒730-0013 広島県広島市中区八丁堀 3-20)

The longitudinal distribution of salinity near riverbed and the measuring method of water exchange through the riverbed in a tidal river were investigated. The profile observation results proved the existence of the patch of saline water mass on riverbed. Based on laboratory experiments, the relation between the electrical conductivity of bed material and the salinity of pore water was influenced by fine fraction content and groundwater level at the riverbed. The estimation method of discharge through riverbed surface was successfully established and it was verified by the agreement of calculated salinity with the observed salinity of pore water. The calculation results provided the fact that water exchange through riverbed surface is of the order of 10^{-3} cm/s. The tidal water exchange was occurred in about 30 cm depth layer from riverbed surface.

Key Words: Groundwater, riverbed, water exchange, salinity, tidal river

1. はじめに

太田川デルタでは洪水疎通能力の確保のために放水路が構築されており、太田川は河口から約10kmの地点において放水路と市内派川(天満川, 本川, 元安川, 京橋川, 猿猴川の総称)に分岐している(図-1)。広島湾における潮差は年間を通じて約4mあり、この潮差とデルタ地形の緩やかな河床勾配によって太田川の河道内には干潟地形が形成されている。太田川放水路に形成された河口干潟は、構築後数十年を経て自然干潟として機能しており、沿岸域における干潟造成のための貴重な資料を有している。

良好な干潟生態系を維持・形成し、その機能を有効に水辺環境の改善に役立てるには、汽水環境の形成機構の把握が基本となる。このため、河口域からの海水遡上、上流域からの表面流出と地下水流出を含めた淡水流入、河口域での滞留時間等が物理的条件として重要である。また、干潟に棲む底生生物にとって干潟堆積泥中の細粒分含有率や塩化物残留量は重要な因子となっており¹⁾、陸と海との境界における水循環は物質収支にとって重要なプロセスである^{2),3),4)}。太田川河口域における淡水収支の解析結果⁵⁾によると、沿岸の帯水層からの地下水の流出入が汽水環境の形成にとって無視できない可能性がある。

本論文では、太田川放水路において縦断的な塩分・水温のプロファイル観測を行い、河床面直上の河川水質の分布特性を明らかにした。次に、塩分保存則に基づいて河床面からの地下水湧出量と河床地盤中塩分を解析する手法を構築し、太田川放水路における地下水湧出量を定量

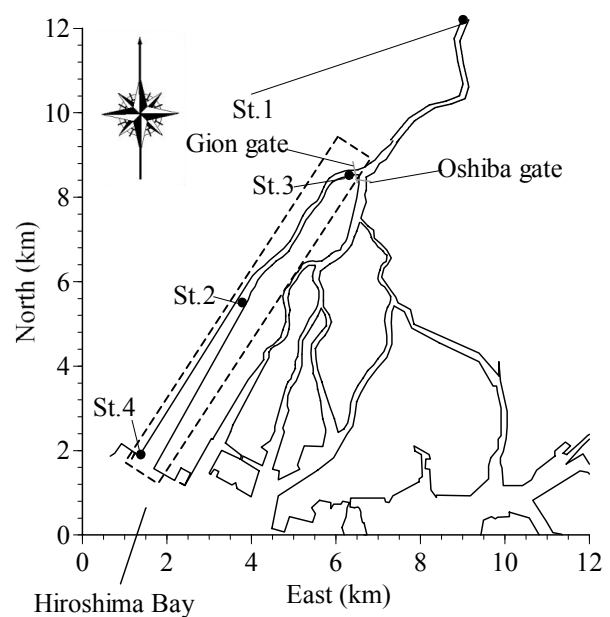


図-1 太田川感潮域における調査地点(破線枠は放水路)。

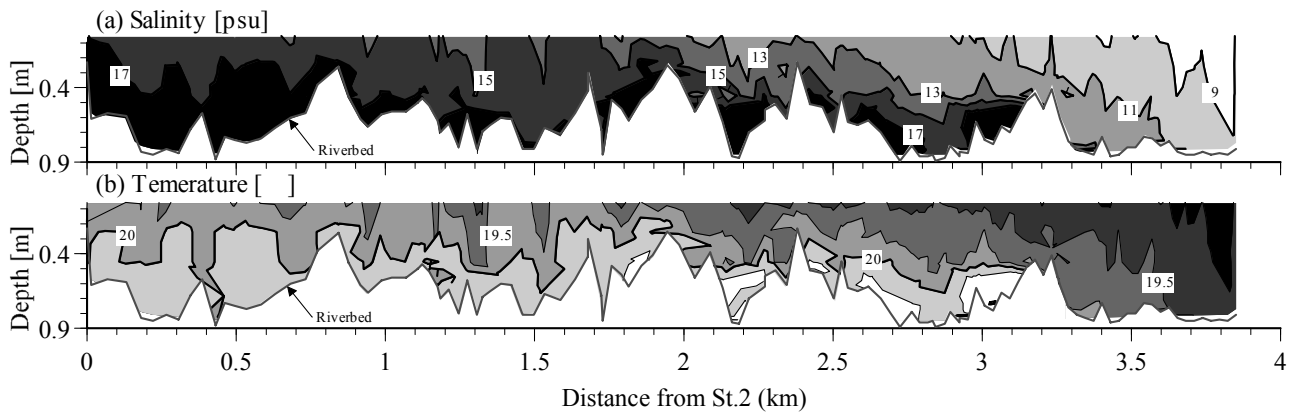


図-2 太田川放水路 St.2 から St.3 における塩分・水温プロファイル (2005 年 5 月 22 日, 上段: 塩分, 下段: 水温).

的に示すとともに、河床面を通じた水交換層の厚さについて検討した。

2. 河床面直上での塩分の分布特性

太田川放水路の河口から約 9km 上流の地点には祇園水門 (放水路側) が建設されている。このため、St.1 (国土交通省矢口第一流量観測所、太田川が分流する地点より上流の非感潮域) における河川流量が $100\text{m}^3/\text{s}$ 程度になると St.2 付近では満潮時でも 20psu を超える程度の海水状態になり、St.3 では 10psu に満たない場合が多い¹⁾。底生生物の棲息条件となる河床材料は主に河川上流からの粗粒分の供給と海からの細粒分 (有機泥) の沈降によって形成されているが、河床地盤中の間隙水塩分濃度は河床面直上の河川水との水交換や透水性に関係する河床材料 (間隙率、粒度分布) の影響を受けると考えられる⁶⁾。

図-2 は 2005 年 5 月 22 日 13 時 ~ 15 時にかけて、St.2 ~ St.3 の間の漕筋に沿って縦断的に測定された塩分・水温プロファイルを示している。観測中の St.1 における河川流量は平均約 $13\text{m}^3/\text{s}$ 、流量変動は $1\text{m}^3/\text{s}$ 未満であり、下げ潮 ~ 干潮の時間帯に観測された (広島港干潮時刻は 14 時 45 分)。水深と塩分・水温のプロファイルは河道の漕筋部に沿って小型のボートで移動しながら測定され、水温と塩分は水面下 10, 30, 50cm、および水底に位置するようにブイで水面から垂下させた水温・電気伝導度計 (アレック電子社製、Compact CT) を用いて 1 分間隔で測定されている。水深も同様に水底の水深計 (同、Compact TD) を用いて同時に測定されている。

0km 地点 (St.2) ~ 3.8km 地点 (St.3) にかけて、表層塩分は概ね 17psu から 9psu に低下しているが、1.7km ~ 3.2km にかけて河床付近で塩分濃度が 17psu 以上、水温が 20 以上の水塊が疎らに存在していることが確認された。太田川放水路においては河道線形の曲がりかたが緩やかで、平穏時の潮汐流に伴う横断方向の塩分勾配はわずかである⁵⁾ことから、河床付近の高塩分の原因として、干潮時に生じた沿岸の地下水位と河川水位の間の動水勾配 (図-3

参照) による河床からの高塩分水の湧出や下げ潮末期に河床の低い場所に高密度・高塩分水が滞留すること等が考えられ、河床直上の河川水と河床地盤中の間隙水の塩分濃度が関係していることが予想される。

3. 河床地盤材料の間隙水塩分濃度の測定

水中の塩分濃度 (実用塩分) は電気伝導度から求められるが、図-2 で示された河床面直上の塩分濃度の場所的な違いと河床面を通じた水交換の関係を明らかにするには、実際の河床地盤中の塩分濃度も知る必要がある。河床地盤中では電気伝導度は主に間隙率、含水比、および間隙水中の無機イオン濃度 (特に感潮域では塩分濃度) の影響を受けるが、締め固められた飽和状態の河床地盤中であれば、含水比を決める要因となる材料特性と間隙水の塩分濃度が概ね電気伝導度を決定していると考えられる。そこで、前述の水温・電気伝導度計を用いて河床地盤中で塩分を連続測定するため、現地河床材料を用いて塩分濃度と電気伝導度の関係について検討した。実験方法は以下の通りである。

- 2 リットルポリ容器に 1 リットルの現地採取試料+1 リットルの水を入れ、一定量の食塩を水中に加える。
- 水をかき混ぜて食塩を溶かした後、蓋をして容器全体を振とうして混ぜる。
- 計器のセンサー部を砂層に埋没させて電気伝導度を測定する。

放水路中流の St.2 付近では干潟が発達し、図-3 に示すとおりに、複断面河道の高水敷にはタイドプールが形成されている。実験には St.2 の低水路表面 (表面から深さ約 5cm)、低水路地中 (表面から深さ約 30cm)、およびタイドプール表面 (表面から深さ約 5cm) で採取された 3 種類の試料を用いた。タイドプール表面と低水路地中の試料の採取場所は大潮干潮時でも地下水水面より低い高さにある。図-4 は各試料の粒度分布を示しており、細粒分含有率 (粒径 0.075mm 未満の含まれる割合) は低水路表面 (0.1%)、低水路地中 (0.7%)、タイドプール表面 (7.0%)

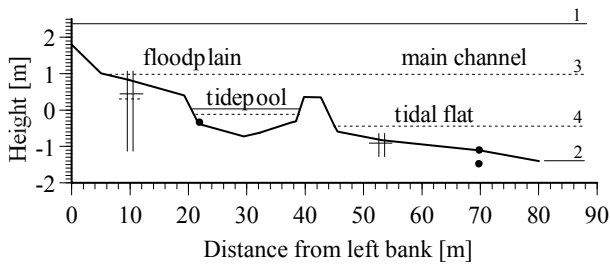


図-3 St.2における河道横断形状．1, 2: 大潮期の満潮位と干潮位, 3, 4: 小潮期の満潮位と干潮位．縦2重線: 観測井戸, ○: 試料採取位置．

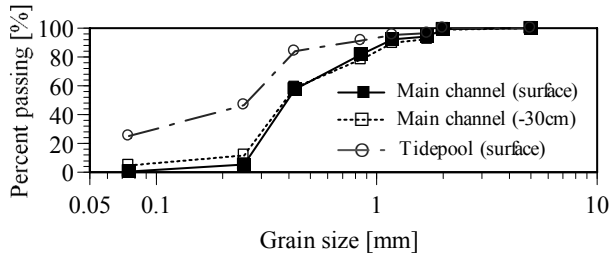


図-4 St.2における河床地盤材料の粒度分布．

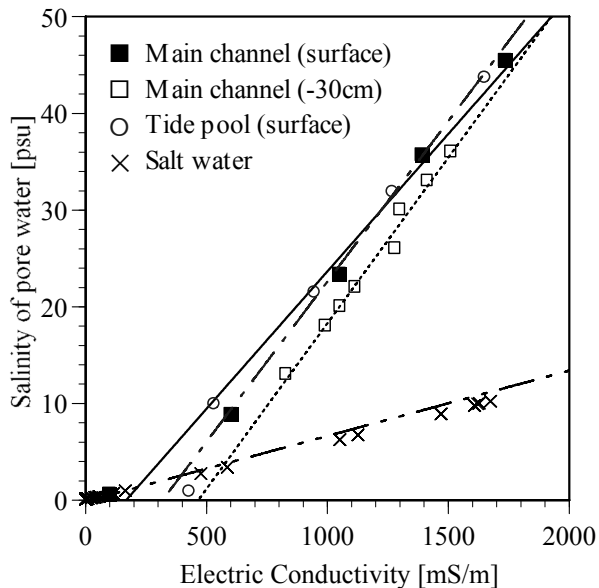


図-5 河床地盤材料の電気伝導度と間隙水塩分濃度の関係（飽和状態）．実線, 点線, および一点鎖線はそれぞれ低水路表面, 低水路地中（表層-30cm）, およびタイドプール表面の河床地盤材料の近似直線．二点鎖線は比較のため食塩水の場合の近似直線を示す．

の順で高くなる．実験時の試料は飽和状態にあり, 温度は約 24~26℃, 現地地盤との温度差は約 2~5℃ である．

図-5 は低水路表面, 低水路地中, およびタイドプール表面における河床地盤材料の電気伝導度と間隙水中の塩分濃度の関係を示している．なお, 比較のために食塩水中における電気伝導度と塩分濃度の関係も示している．低水路は砂分が多く, それに比べてタイドプールはシルト分が多いが, 試料中での電気伝導度と間隙水中の塩分濃度は良い相関を示している．また, タイドプール表面と低水路地中の傾きは一致しており, 細粒分の存在によって

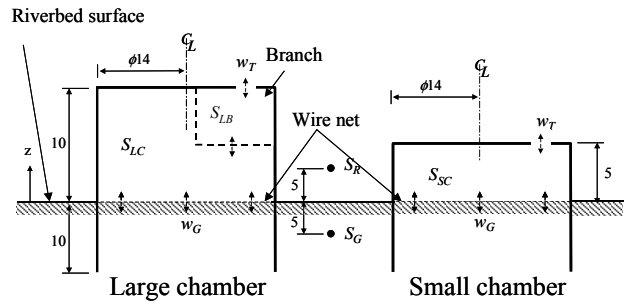


図-6 河床面を通じた水交換量測定のための機器諸元（単位: cm）と塩分 S , 流速 w の略号．

含水比に差が生じたか, 干出・冠水を繰り返す場所では無機イオンが地表面の砂粒子から溶脱して地中深くに集積されることで地盤材料の電気伝導度が高まっていることが考えられる．後に示す現地河床地盤中の間隙水塩分濃度の連続測定においては, 本実験結果を用いる．

4. 河床面を通じた水交換量の推定

沿岸海洋における水底面を通じた湧水量測定にはいくつかの方法がある．例えば, 水底に挿入したチャンバー（円筒形容器）に湧水を逃がさないように溜め込み, 容器に取り付けたプラスチック製のバッグで捕集するもの⁷⁾, サーミスターを用いてヒート・パルスを追跡することで流速を測定するもの⁸⁾, チャンバー内部と外部の水質プローブとヒートパルスメーターを組み合わせたもの⁹⁾, 小型の超音波流速計を用いたもの¹⁰⁾, などである．河川感潮域では水質変化が緩慢な沖合海域と異なり, 潮汐の干満に伴って河床地盤中の間隙水の塩分濃度も時々刻々と変化しているため, 河床面を通じた水交換量と同時に水質も測定できれば, 河川の水質変化に及ぼす河床地盤中の地下水の寄与を直接的に推算することにつながる．

(1) 現地観測の概要

2007年6月15日~17日にかけて大きさの異なる2基の円筒形チャンバーをSt.2とSt.3の河床面に設置した．このチャンバーによって河床面を通じた交換水を一定容積分貯留可能であり, 単位時間当たりの流入量がわずかであっても一定時間溜め込むことでチャンバー内の水質（塩分）変化が測定可能となる．この測定値から塩分収支を求めることで河床面を通じた水の流入量を推定することが考えられる（推定法については次節に詳述する）．チャンバーの諸元と各部で測定される塩分を表す略号を図-6に示す．なお, 大きいチャンバー内には複数の穴の開いた小部屋（ブランチ）を設けており, ここを通過してチャンバー内外を出入りすることで塩分濃度変化に時間差が生じることが予想される．

図-7 は St.1 における水深と河川流量（上段）, および St.2 と St.3 における河床面直上とチャンバー内外の塩分

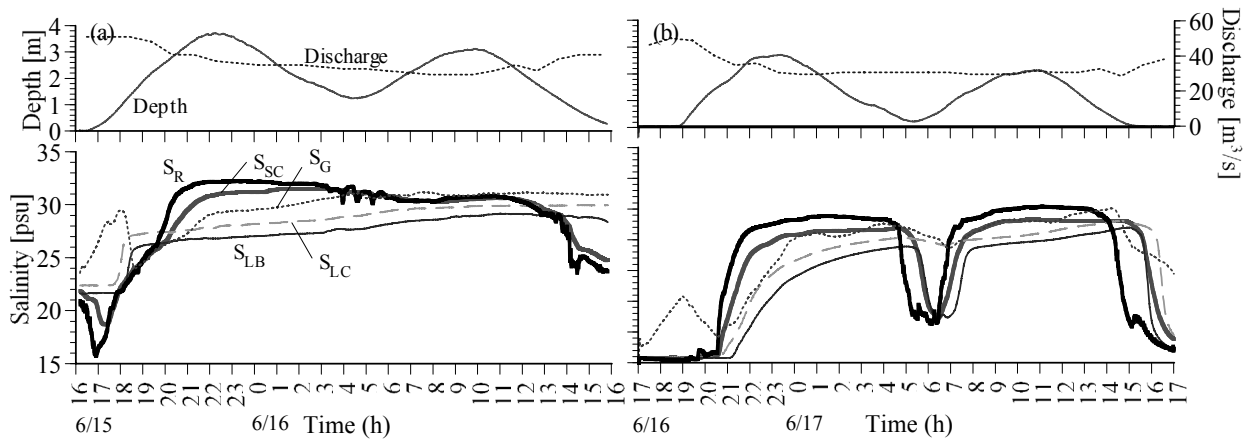


図-7 St.1における水深と河川流量, St.2とSt.3における河床面直上(S_R), チャンバー内(S_{LC}, S_{LB}, S_{SC}), および河床地盤中(S_G)の塩分濃度の経時変化 (a)St.2, 6月15日~16日, (b)St.3, 6月16日~17日).

濃度(下段)の経時変化を示している。なお、河床地盤中の間隙水塩分濃度は図-5に示された低水路表面における河床材料の電気伝導度の変化特性に従って求められている。測定期間中におけるSt.2とSt.3での最低水深はそれぞれ1.3mと0.3mであり、機器は干出しない深さに保たれており、チャンバー内は水で満たされた状態にある。測定期間中のSt.1における河川流量は平均約40m³/sである。St.3では高低潮時にチャンバー内においても8psu程度の塩分低下が生じているのに対し、St.2では塩分低下がわずかなのは、河口からの距離が近く海水遡上の影響が大きいいため、低塩分で軽い河川水は水面付近を流下し、水面付近の低塩分水が河床面にまで達しない(干潮時でも水深は1m以上)ことが原因である。

(2) 河床面を通じた水交換量の推定法

チャンバー内の塩分上昇、プランチ内とチャンバー内の塩分の濃淡、およびプランチ内の塩分上昇を指標とすれば、塩分の起源や塩分変化の時間差から水の流れ方向が推定可能である。表-1はこれらの指標を用いた水流方向の判定基準を示しており、不等式の判定によって機械的に毎時刻の流れ方向を同定できる。

St.2の測定開始後~6月16日12時まで、 S_{LC} が上昇し続けている(条件)が S_{LB} より約1psu高い(条件)ことから、チャンバー内の水は河床面から地中の高塩分水が湧出することで高塩分化していることがわかる。その後、 S_{LC} の変化は鈍くなるが、 S_{LB} は S_{LC} より低く(条件), S_R より高い(条件)状態において、 S_{LB} は16時まで0.7psu程度低下(条件)しており、低高潮~低低潮にかけて河川水が地中に浸透する傾向にあることを示唆している。St.3の測定期間では、6月17日5時~6時にかけての高低潮では、 S_{LC} はわずか1psu程度の低下(条件)であったが、 S_{LB} は S_{LC} より低く(条件), S_R は S_{LB} よりさらに低い状態で(条件), S_{LB} は約6psu低下(条件)していることから、プランチを通じてチャンバー内に低塩分の河川水が浸入しており、St.3において

表-1 流れ方向の判定基準。

$\frac{\partial S_{LC}}{\partial t} > 0$	$S_{LC} > S_{LB}$	$S_{LB} > S_R$	$\frac{\partial S_{LB}}{\partial t} > 0$	流れ方向
				上
	×			(解なし)
	×		×	(不定)
	×	×		上
	×	×	×	下
×	×			上
×				上
×			×	下
×		×		(解なし)
×		×	×	(不定)

: 不等式が成り立つ場合, ×: 成り立たない場合

は高低潮でも河川水が河床地盤中に浸透する傾向を示している。

以上を踏まえて、水交換量の推定法の考え方を以下に示す。基礎式は以下に示す塩分保存式である。すなわち、河床面を通じた水交換が発生する際には、チャンバー内を水が通過し、チャンバーに河床地盤中(あるいは水底付近)の間隙水(あるいは河川水)がチャンバーに流入する際には、連続条件を満たす量の水塊がチャンバー上面(あるいは底面)の開口部から流出する。チャンバー内の塩分収支は以下のように表せる。

河床面から湧出する場合:

$$S_C^{n+1}V_C = S_C^n(V_C - Q^n \Delta t) + S_G^n Q^n \Delta t \quad (1)$$

河床面に浸透する場合:

$$S_C^{n+1}V_C = S_C^n(V_C - Q^n \Delta t) + S_R^n Q^n \Delta t \quad (2)$$

ここに、上付きの添え字 n : 時間ステップ(60s), S_C : チャンバー内の塩分濃度, V_C : チャンバーの容積, t : 時間刻み間隔, S_G : チャンバーの底面からの流入水の塩

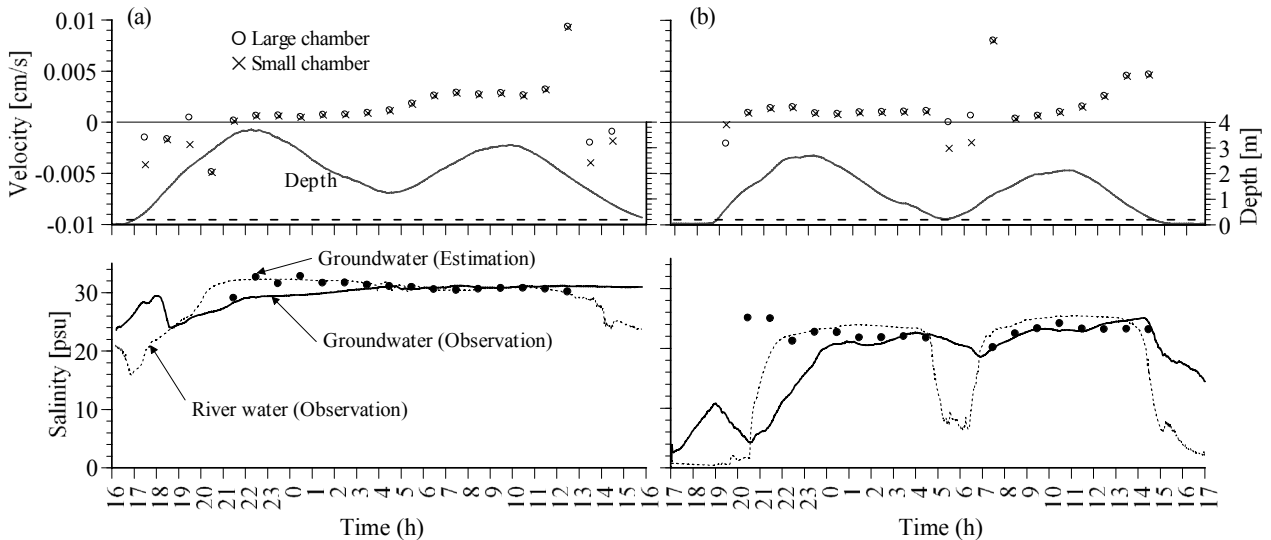


図-8 測定地点の水深と河床面を通じた推定流出速度（上段），河床地盤中の間隙水塩分濃度の実測値と推定値，および河川水の塩分濃度（下段）．(a)St. 2, (b)St. 3．上図の破線はチャンバーが干出する水深を示す．

分濃度， Q ：チャンバーへの流出入量である．なお，チャンバー内の塩分濃度は一様であること，チャンバー内外の流出入はチャンバー形状の影響を受けないことを仮定している．したがって，通過流量は，河床面から湧出する場合：

$$Q^n = \frac{S_C^{n+1} - S_C^n}{S_G^n - S_C^n} V_C \Delta t \quad (3)$$

河床面に浸透する場合：

$$Q^n = \frac{S_C^{n+1} - S_C^n}{S_R^n - S_C^n} V_C \Delta t \quad (4)$$

連続条件は，

$$Q^n = w_T^n A_T = w_G^n A_G \quad (5)$$

ここに， w_T ：チャンバーの上面穴からの流出速度， w_G ：チャンバーの底面（河床）からの流入速度， A_T ：チャンバーの上面穴の断面積， A_G ：チャンバーの底面穴の断面積である．ただし，チャンバー内外での塩分濃度差がない場合は適用範囲外である．なお，チャンバー大と小で河床面を通じた流出入量 Q^n と河床地盤中の塩分濃度 S_G^n がそれぞれ等しいことを仮定すれば，河床面から湧出する場合に大小のチャンバーの塩分保存式を連立して解くことで Q^n と S_G^n を同時に推定できる．

$$Q^n = \frac{1}{S_{SC}^n - S_{SC}^{n-1}} \times \left\{ (S_{LC}^{n+1} - S_{LC}^n) \frac{V_{LC}}{\Delta t} - (S_{SC}^{n+1} - S_{SC}^n) \frac{V_{SC}}{\Delta t} \right\} \quad (6)$$

$$S_G^n = \frac{S_{SC}^{n+1} - S_{SC}^n}{Q^n} \frac{V_{SC}}{\Delta t} + S_{SC}^n \quad (7)$$

ここに添え字 L と S はチャンバー大と小を示す．

(3) 河床面からの流出速度の推定結果

図-8 は測定地点の水深と河床面を通じた推定流出速度（上段），河床地盤中の間隙水塩分濃度の実測値と推定値，および河川水の塩分濃度（下段）を示している．ここでの推定値はチャンバー容積に対して同オーダーの流出入体積になるように 1 時間平均値を示しており，干出時は除かれている．なお，地中塩分は河床面からの流出時のみ推定値が求められる．流出速度は St.2 と St.3 の両地点において主に 10^{-3}cm/s のオーダーで変動しており，河床面からの湧出の傾向が強い．水位低下の小さい St.2 の低低潮を除けば河床面への浸透は干潮時に生じており，潮汐に伴う水深の低下によって顕著な動水勾配が生じたことが原因となって浸透傾向に変化したと考えられる．推定された河床地盤中の塩分濃度は，河床面から湧出し始めた数時間は河川水に近い値を示しているが，湧出傾向が強い時間帯あるいは湧出が続いた後には実測値と良く一致しており，本手法の妥当性が示唆される．

5. 河床地盤中の水交換の層厚さ

河床面を通じた水交換の存在は確認されたが，次に水交換層の厚さについて河床地盤中の塩分・水温の鉛直プロファイルの連続測定結果から検討する．図-9 は 2007 年 7 月 31 日～8 月 1 日における St.2 の低水路における河床面直上～河床地盤中（河床面-5cm 以深）の各層の塩分，水温変動と河床面を基準とした水位を示している．図-10

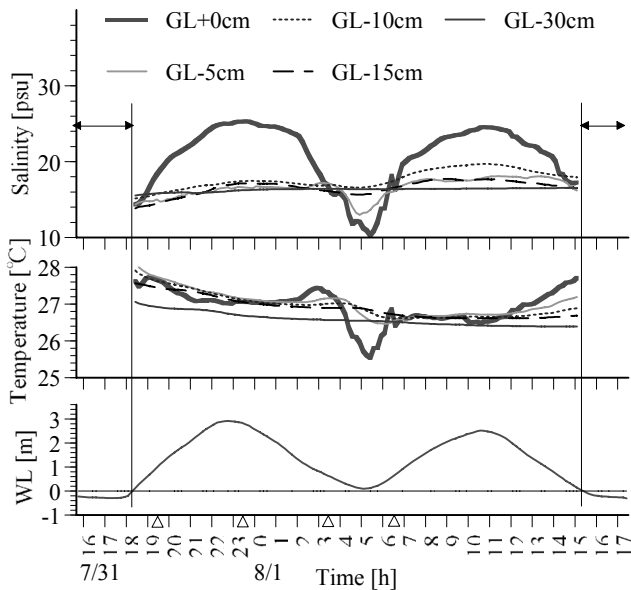


図-9 St. 2における低水路河床面直上 (GL+0cm) と河床地盤中 (GL-5cm 以深) での塩分濃度, 水温, および河床面を基準とした水位の経時変化. 図中の矢印は河床面の干出期間を示している.

は図-9 の時間軸に示した時刻における塩分, 水温, および密度プロファイルを示している. 河床面の冠水直後に河川水密度は河床地盤中の間隙水密度より高くなるが, 満潮時には鉛直的に一样に近づく. 河床面直上の水温は干潮前に上昇しているが, その影響が及ぶのは表層から河床面-10cm までである. 大潮干潮時の地下水位以下の河床面-30cm においても 1 潮汐での変動幅が河床面-5 ~ -15cm 層の約 2 分の 1 を有しており, 潮汐に伴う水交換が起こっていることが示唆される.

6. おわりに

本論文で得られた結論を以下に示す.

- (1) 太田川放水路中流域 ~ 上流域にかけて干潮時の河床面直上に高塩分水塊が疎らに存在していることが確認された.
- (2) 現地の河床地盤材料の電気伝導度と間隙水塩分濃度の特性には, 細粒分含有率や地下水面からの高さが影響している.
- (3) 塩分保存則による河床面を通じた地下水流速の推定法が構築された. 同時に求められた河床地盤中の塩分濃度は電気伝導度から求められた間隙水塩分濃度に良く一致しており, 妥当性が示された. 河床面を通じた流出速度は 10^{-3} cm/s のオーダーの変動を有している.
- (4) 大潮干潮時の地下水位以下の河床面-30cm 層においても 1 潮汐での塩分変動幅は河床面-15cm 層までの約 2 分の 1 を有しており, 潮汐に伴う間隙水の交換

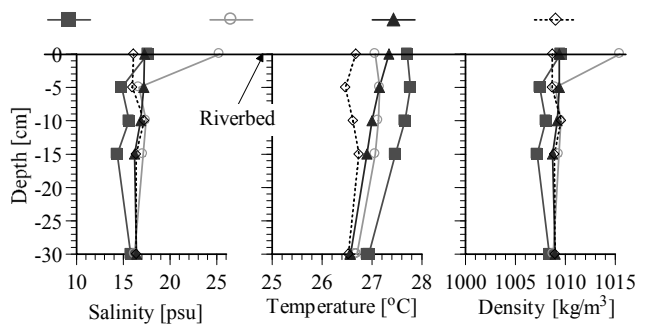


図-10 St. 2 における低水路河床面直上 (+0cm) と河床地盤中 (-5cm 以深) の塩分・水温・密度プロファイル. プロファイルの測定時刻は図-9 の印に対応.

が生じている.

参考文献

- 1) 日比野忠史, 松本英雄, 水野雅光, 福岡捷二, 保光義文: 河口干潟での棲息生物種を特定するための土壌および水質変動特性の把握, 海洋開発論文集, 第 22 巻, pp.589-594, 2006.
- 2) Simmons, G. M. Jr: Importance of submarine groundwater discharge (SHWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments, *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 84, pp. 173-184, 1992.
- 3) Moore, W. S.: Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments, *Nature*, Vol. 380, pp. 612-614, 1996.
- 4) Bumett, W. C., H. Bokuniewicz, M. Huettel, W. S. Moore, and M. Taniguchi: Groundwater and pore water inputs to the coastal zone, *Biogeochemistry*, Vol. 66, pp. 3-33, 2003.
- 5) 駒井克昭, 日比野忠史, 水野雅光: 河川感潮域における淡水流入量の推定, 海岸工学論文集, 第 54 巻, pp. 976-980, 2007.
- 6) 日比野忠史, 中下慎也, 花畑成志, 水野雅光: 河口干潟で形成される土壌環境と底生生物の棲息条件, 海岸工学論文集, 第 53 巻, pp.1031-1035, 2006.
- 7) Lee, D. R.: A device for measuring seepage flux in lake and estuaries, *Limnology and Oceanography*, Vol. 22, No. 1, pp.140-147, 1977.
- 8) Taniguchi, M. and Fukuo, Y.: Seepage using an automated seepage meter, *Ground Water*, Vol. 31, No. 4, pp. 675-679, 1993.
- 9) Krupa, S. L., Belanger, T. V., Heck, H. H., Brok, J. T. and Jones, B. J.: Krupaseep the next generation seepage meter, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 25, pp. 210-213, 1998.
- 10) Paulsen, R. J., Smith, C. F. O'Rourke, D. and Wong, T.-F., Development and evaluation of an ultrasonic ground water seepage meter, *Ground Water*, Vol. 39, No. 6, pp. 904-911, 2001.

(2007.9.30 受付)