

河川感潮域における河床間隙水と広域地下水の循環機構に関する研究

Study on Circulation Mechanism between Hyporheic Water and Wide Area Groundwater in a Tidal Estuary

駒井克昭¹・中下慎也²・トウナロン³・日比野忠史⁴

Katsuaki KOMAI, Shinya NAKASHITA, Narong TOUCH and Tadashi HIBINO

The tidal variations of groundwater salinity and groundwater discharge/infiltration through the riverbed were observed in a tidal estuary. The process of fresh water intrusion and salinity recovery in the riverbed due to flood were analyzed using observed data in relation to the circulation between hyporheic water and wide area groundwater. The groundwater discharge varies with tide in the order of 10^{-3} cm/s, but the salinity decreases at the surface of the riverbed. The fresh water intrusion to the riverbed during flood depends on groundwater infiltration caused by river water and wide area groundwater, and the fresh water intruded twice deeper than that of tidal intrusion during non-flood period.

1. はじめに

河川感潮域に発達する河川干潟では平水時に潮汐の干満に伴って海水が遡上することで汽水環境が変動し、淡水と海水が供給されている。河川流量が増大すると海水の遡上形態が変化するため、干潟地盤内の塩分環境にも影響を及ぼすことが考えられる。一方、河口域に形成されたデルタの沖積層である砂地盤では地下水が広域的に伏流している場合が多く、干潟地盤の水環境にも影響を及ぼすことが考えられる。海域と陸域での地下水循環は重要な物質輸送過程の一つと考えられており (Simmons, 1992; Moore, 1996; Burnettら, 2003), 生態系機能や地形維持等を含めて河川干潟の保全・創出を考えるには、河道内の表流水の影響に加えて広域地下水すなわちデルタ地盤に蓄えられた地下水が干潟環境に及ぼす影響を理解する必要がある。

太田川デルタでは地下10~20m付近に沖積粘土層が形成され、その上部には地下水が貯留された砂層が存在している (建設省, 1993)。太田川放水路中流域の河川干潟では、朔望周期で生じる河道内での水位差が出水期の干潟塩分の淡水化や塩分回復と関係が深いこと、タイドプールからの地下水供給が干潟塩分の維持にとって重要であること等が明らかにされている (中下ら, 2008; 日比野ら, 2008)。

本論文では、河道内とデルタ地下の水位差が顕著に異なる非出水時と出水時での水面下の河床地盤内 (いわゆる河床間隙水域) の塩分変動を検討することで、これま

で定性的に論じてきた河床間隙水と広域地下水の循環機構を定量的に解明することを目的としている。まず、非出水時に生じる河床地盤内での塩分の潮汐変動と河床面

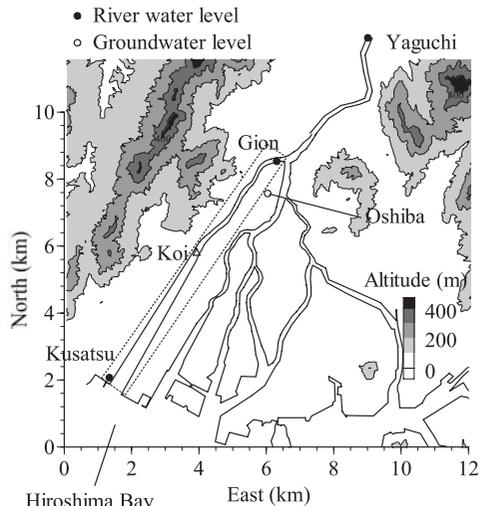


図-1 太田川デルタの地形、地盤高、および調査地点。地盤高は標高400mまでを表示。点線棒は太田川放水路、△は図-2に示す調査地点。

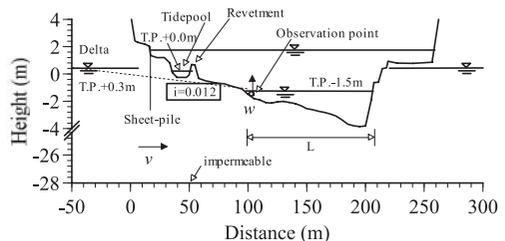


図-2 放水路中流域 (己斐) の断面形状と浸透流の模式図。水位は2008年6月調査の満潮と干潮時を示す。

1 正会員 博(工) 広島大学助教 大学院工学研究科
2 学生会員 修(工) 博士課程後期 広島大学大学院工学研究科
3 学生会員 博士課程前期 広島大学大学院工学研究科
4 正会員 博(工) 広島大学准教授 大学院工学研究科

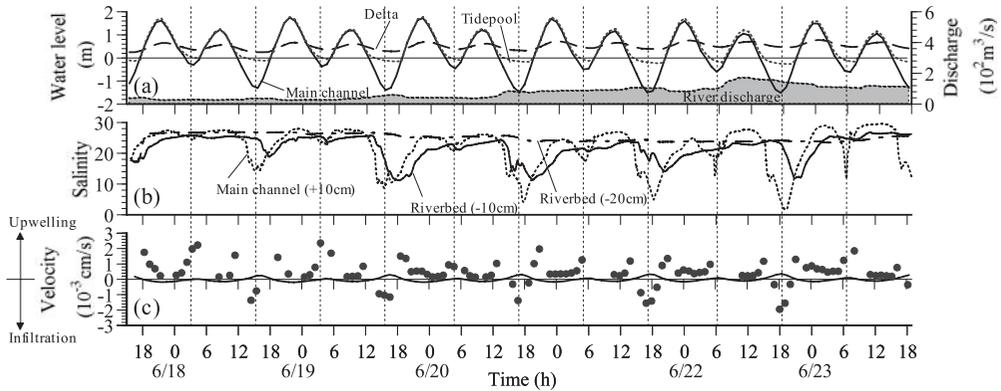


図-3 (a) 低水路水深とデルタ地下水位, (b) 河床面直上の河川水と河床地盤内の塩分濃度, および (c) 湧出速度の経時変化. 縦の点線は干潮時, 図 (c) の実線は水位差から推定された湧出速度を示している.

での湧出・浸透速度を現地観測から明らかにした. 次に, 出水時における河床地盤内の淡水浸透と塩分回復過程を広域地下水位と河道内水位の関係から分析し, 河床間隙水と広域地下水の循環機構を明らかにした.

2. 河床地盤内塩分と浸透・流出速度の潮汐変動特性

図-1は太田川感潮域における地形, 地盤高, および調査地点を示している. 複断面河道である放水路中流域の河口から5.4kmの已斐地点では図-2に示す断面形を有しており, 広島湾の最大約4mの潮差によって干潮時には捨石で造られた低水護岸の背面にタイドプール(潮だまり)が形成され, その前面の流水部側には砂質干潟が形成される. 本章では, 非出水時における河床間隙水の塩分の潮汐変動と河床面での湧出・浸透速度を現地観測から明らかにした.

(1) 河床地盤内の塩分測定と浸透・湧出速度の推定

2008年6月17日~23日に図-2中の丸印で示された低水路干潟先端の流水部河床に直径28cm, 高さ10cmと5cmの2つの円筒型容器(チャンバー)を設置し, 河川水, 容器内, および河床地盤内の塩分変化から浸透・湧出速度を推定した. データ間隔は60分である. 河川水は河床面上+10cm, 河床地盤内は河床面下-10cmと-20cmで測定された. 推定に用いた基礎式は以下の塩分保存式である.

河床面から湧出する場合:

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

河床面に浸透する場合:

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

連続式: $Q = wA \dots\dots\dots(3)$

ここに, n : 時間ステップ, S_C : チャンバー内の塩分

濃度, V_C : チャンバーの容積, Δt : 時間刻み間隔, S_R : チャンバーの底面からの流入水の塩分濃度, S_R : 河川水の塩分濃度, Q : チャンバーへの流出入量, w : 湧出・浸透速度, A : チャンバーの断面積である. 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.

(2) 水位差による河床面での浸透・湧出速度の推定

非出水時の干潮時には低水路水位が低下し, タイドプールあるいは堤内地側の地下水(以下, デルタ地下水と呼ぶ)との間に水位差が生じる. 図-2は2008年6月調査時の河道内とデルタ地下水位, および動水勾配*i*を示している. ここでは, 堤内地側のデルタ地下水位と河道内の河川水位の差によって堤防法尻の鋼矢板と深度約28mの粘土層の間の透水層で浸透流が生じ, 流水部河床面で湧出・浸透が発生すると仮定して, 以下に示す手順でDarcy則から湧出・浸透速度*w*を推定した.

まず, T.P. -28mにある不透水層と堤防法尻に打設された鋼矢板の先端T.P. -3mの間の厚さ Δz (=25m)の透水層を流れる浸透流速*v*を*v=ki*に従うと仮定する. ここに, 透水係数*k*は低水路干潟の現地砂の20%通過粒径 D_{20} を用いてCreagerによる D_{20} と透水係数の関係から推定された0.078cm/sを用いた. なお, 密度流の効果や深さ方向の透水係数の変化は考慮していない. 浸透流の堤内地側の条件としては, デルタ地下水位 h_1 を河道内の湧出・浸透速度*w*の測定地点 x_2 (河川水位が h_2)から図-2中の $x=16m$ 付近にある堤防法尻に打設された鋼矢板に対称的位置(堤防から約50m堤内地側: x_1)に設定し, 動水勾配*i*($=\Delta h/\Delta x = (h_2 - h_1) / (x_2 - x_1)$)によって一様な砂層中を浸透流が駆動されると仮定した. 次に, 浸透流が流水部中央を挟んで対称であると仮定し, 浸透流量 $v\Delta z$ を流水部の河床横断長さの半分 $L/2$ で除して浸透・湧出速度*w*

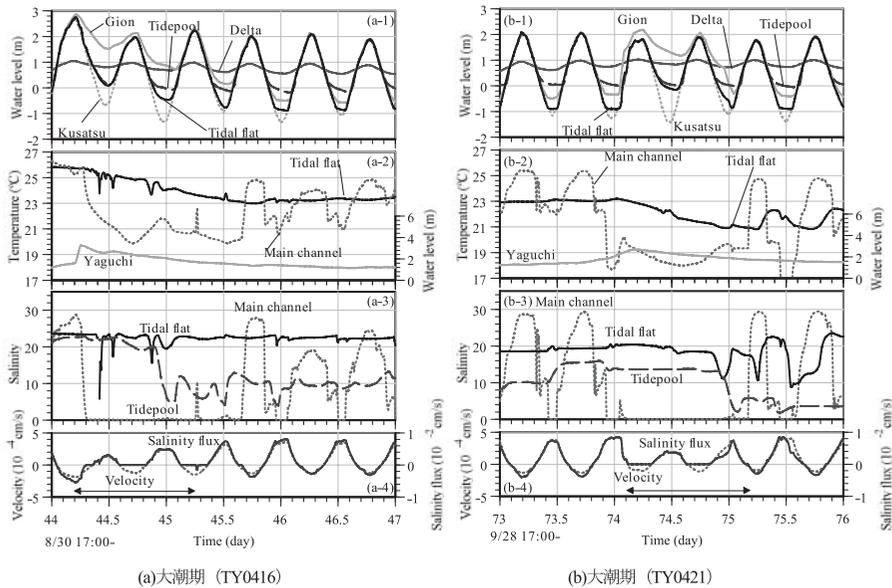


図-4 洪水、高潮に伴う河川、デルタ地下水位、干潟地盤内の水位、水温、塩分、湧出速度、および塩分フラックスの変動

を求めた。

なお、デルタ地下水位は図-1に示す大芝地点での地下水水位を己斐での標高に補正した値である。すなわち、デルタ地下水位は河川水位と海面水位の両方に依存する(日比野ら, 2006)ことから、平均地下水面が大芝から河口部(草津)の海面水位まで直線的に変化すると仮定して平均地下水位を補正した。

(3) 河床面での浸透・湧出と河床地盤内塩分の潮汐変動

図-3は(a)低水路水位とデルタ地下水位、(b)低水路の河川水と河床地盤中の塩分濃度、および(c)湧出速度の経時変化を示している。水位の基準は低水路河床面である。図-3(b)中の点線は河床面+10cm、実線は河床面-10cm、一点鎖線は-20cmの塩分濃度を示している。

まず、河川水塩分は潮位の低下に伴って約10~20低下しており、それに対応した河床面-10cmでの塩分低下は約10~15生じている。一方、河床面下-20cmではわずか3程度の塩分低下しかなく、塩分低下の影響は表層にしか及んでいないことがわかる。図-3(c)によると、湧出と浸透は 10^{-3} cm/sのオーダーで変動しており、低低潮の干潮付近で水面低下に伴って周期的に発生している浸透が河床地盤内の塩分低下と関係している。塩分低下後の上げ潮時には湧出が発生し、塩分の回復に寄与している。湧出は下げ潮時と高低潮時にも発生し、干潟の干出前後での湧出は汀線付近で生じる地下水面勾配に起因するものと考えられる。図-3(c)の実線は水位差から推定された湧出速度を示している。水位差からは湧出速度は最大で 0.3×10^{-3} cm/s程度と推定され、チャンパーでの平均湧出速度(約 0.8×10^{-3} cm/s)に比べて小さいことから、

デルタ地下と河道内の水位差に加えてタイドプールとの地下水位差等の局所的な動水勾配が河床面での湧出傾向を強めていることが考えられる。

3. 出水に伴う河床地盤内の淡水化と塩分回復

2004年8月~10月には台風や低気圧の接近に伴う計5回の出水(矢口第一での流量が $450\text{m}^3/\text{s}$ 超)が発生し、太田川放水路の流入部(祇園上流)の水門ゲートが開放された。以下では、非出水時の潮汐変動に比べて水位上昇と河川水の塩分低下が著しい出水時について大潮期と小潮期に分けて考察し、河床地盤内の塩分低下と水位差による浸透流との関連を検討する。

(1) 出水に伴う河床地盤内の淡水化と塩分回復(大潮期)

図-4は大潮期における洪水・高潮に伴う河川水位、デルタ地下水位、低水路干潟およびタイドプール地盤内の地下水位、水温、塩分、湧出速度、および塩分フラックスの変動を示している。図中の下線で示された河川水位(祇園、草津、矢口第一)と水温・塩分(己斐・低水路)はすべて流水部における値を示している。塩分・水温の測定位置は低水路流水部の河床上、低水路干潟地盤では地表面下25cmと地表面下50cm、タイドプール地盤では地表面下25cmであり、水位は国土交通省による観測値(草津、祇園、矢口第一)に合わせて、T.P.を基準としている。基準時刻(0day)は観測開始時の7月17日である。湧出速度は前章(2)に示した方法による推定値であり、正が湧出方向(鉛直上向き)である。また、塩分フラックスは湧出速度に塩分を乗じて求められた。

まず、図-4(a)では、台風TY0416の接近に伴って矢

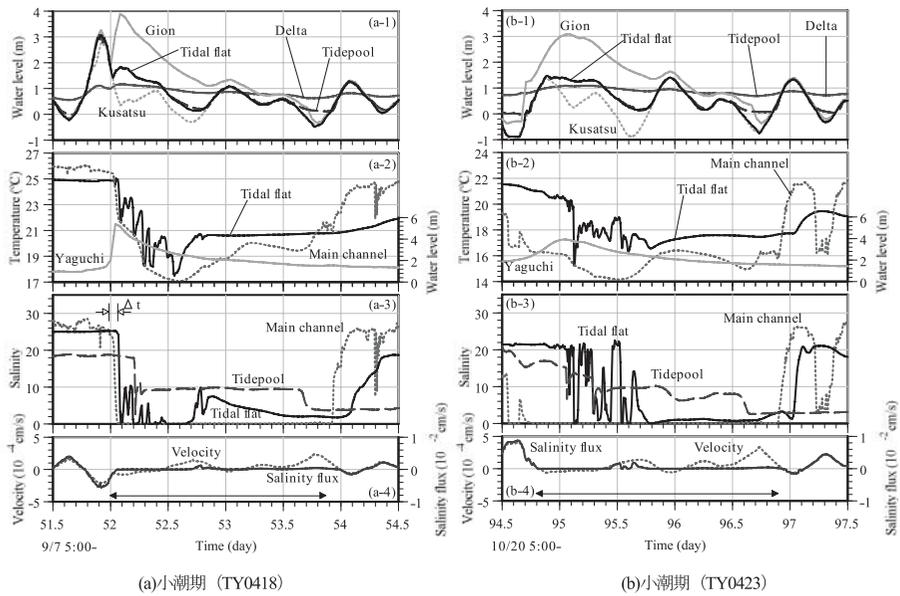


図-5 洪水、高潮に伴う河川、デルタ地下水位、干潟地盤内の水位、水温、塩分、湧出速度、および塩分フラックスの変動

口第一での出水（水位、図-4 (a-2)）のピークが44.2～44.3dayに発生し、祇園水門からの放水路への流入（水位、図-4 (a-1)）が45day付近で最大となった。これに伴って低水路流水部の河川水は44.3dayに淡水化し、その後、約1日間継続した。河川水の淡水化の約0.15日以降には44.4～44.6dayに2度、低水路干潟で一時的に塩分が5～15低下したがいずれも0.1dayも継続せず、上げ潮に伴う水位上昇が始まると塩分は回復された。このとき、干潟地盤の塩分低下が続かなかつたのは、以下の2つの原因が考えられる。一つは河川水塩分の淡水化時にすでに天文潮は干潮に差ししかかっており、デルタ地下水位に比べて低水路干潟の地下水位が低い状態にあったため浸透流が生じなかったことである。これは、河川水の淡水化直後に図-4 (a-4)の地中の流れが湧出傾向で河床深部からの塩分供給があったことに示されている。もう一つは、河川水が淡水化している間の高潮位時、すなわち河道内水位がデルタ地下水位より高くなる44.6～44.8dayと45.1～45.9dayの期間には最大約1mの水位差が生じたが継続時間はわずか0.2dayであったことである。

図-4 (b)でも図-4 (a)と同様にTY0421による出水のピークが満潮に重なり、出水に伴う河川水の淡水化は水温低下した時刻と合わせて判断すると74.1dayに始まっている。河川水の淡水化後の高潮位、すなわちデルタ地下水位が河道内水位より低くなる期間は74.1～74.4dayと74.6～74.8dayであり、このときの水位差は最大約0.8mに達したものの継続時間は0.2～0.3dayであった。図-4 (b-4)からもわかるようにデルタ地下水位との水位差に起因する湧出と地下からの塩分供給によって74.5day以

降の塩分低下がわずか2程度しか起こらなかった原因と考えられる。ちなみに、出水による水位上昇が低下し始めて低水路干潟と Tidepool の間に水位差が生じ始める74.8day以降の干潮時に低水路干潟の塩分が低下しているのは、流水部水面付近の淡水が干潟地盤に浸透したか、あるいは Tidepool の低塩分水が流入したことが原因と考えられる。

以上のように、大潮期には地下からの塩分供給が生じやすく、出水に伴う間隙水の淡水化が起こっても回復しやすい状況にあると考えられる。

(2) 出水に伴う河床地盤内の淡水化の持続（小潮期）

図-5は小潮期における洪水・高潮に伴う干潟地盤内の塩分、水温および河川・デルタ地下水位の変動を示している。

図-5 (a)では、TY0418に伴う高潮のピークが51.8day、その直後の52.1dayに矢口第一（図-5 (a-2)）での出水ピークが生じた。河川水の塩分低下は祇園水門からの流入量が増大する52dayに始まり、52.1dayには干潟地盤内は淡水化した。このとき、河道内水位はデルタ地下水位よりも0.8m高いため、図-5 (a-4)に示すように河川水が地中へ浸透する方向にあったと考えられる。このため、河川水の淡水化後すぐに干潟地盤内が淡水化した。河道内水位が高い状態が0.4日間続いた後、上流からの河川流量の低下によってデルタ地下水位との高低関係が逆転した後に、干潟塩分が回復し始めた。ただし、小潮期の干潮水位は高いため、塩分の回復は大潮期よりも遅い。このときの河川水は淡水化しており、地中から塩分が供給されたと考えられる。

図-5 (b) では矢口第一 (図 (b-2)) でのTY0423による出水のピークが95dayにあり, 河川水が淡水化したのは祇園水位が上昇した後の94.8day以降である. デルタ地下水位と河道内水位の水位差は最大0.4mであったが, 高潮位が94.9dayから約0.5日間続き, 低水路干潟の塩分が振動しながら低下した. 出水ピーク後, 満潮を迎えた95.8dayにはほぼ低水路干潟は淡水化し, その後, 小潮期だったため, 水位差が生じずに低水路干潟の塩分は回復されないまま2未満で維持された.

以上のように, 小潮期には大潮期に比べてデルタ地下水位との水位差が小さいため, 地下からの塩分供給が少なく, 干潟地盤内の淡水化が長期化しやすい状況にある.

(3) 水位上昇による河床面への浸透と塩分低下の関係

洪水・高潮に伴う河床地盤の塩分低下は河川水の淡水化と河川水位の上昇による広域地下水との水循環に関係すると考えられる. 水位上昇時の浸透速度は平水時に生じる潮汐変動と比べると同程度かそれ以下であるが, より規模の大きい洪水が発生すれば干潟地盤内の塩分低下が長期化する可能性もある. また, 水位上昇の継続時間や河床材料も干潟地盤内の塩分低下に関係していると考えられる.

TY0418の接近に伴う出水時には, 河川水と干潟地盤内の塩分低下の遅れが明瞭に現れている. そこで, デルタ地下と河道内水位差から推定された浸透速度と河川水と地表面-25cmの淡水化が始まる時刻差 (図-5 (a) 中の Δt , 2.4時間) から推定された浸透速度の比較を行った. なお, 塩分変化から求めた湧出速度は水が移動不可能な間隙を除いた有効間隙率を30%と仮定して塩分の移動速度から湧出速度に換算された. このとき, 水位差による推定浸透速度は -1.6×10^{-4} cm/sであり, 塩分変化による推定値 (-8.7×10^{-4} cm/s) に比べて小さいことから, 地中2m以深では表層に比べて礫混じりで透水性が増すことや塩分移動時の拡散の影響が考えられる.

出水に伴う塩分低下と湧出・浸透速度の関係を調べるため, 4つの出水期間別に図-4と図-5に示される湧出・浸透速度を河川水が淡水化している期間中の2または3潮汐分 (図中に示す矢印の期間) の時間積分をして浸透深さ z を推定した. 図-6は塩分の測定深さ z_0 で無次元化された推定浸透深さ z/z_0 と河川水の淡水化前の初期塩分 S_0 で無次元化された塩分低下量 $(S_0-S)/S_0$ の関係を示している. デルタ地下水位が低水路干潟に比べて相対的に高かった小潮期では塩分低下量 $(S_0-S)/S_0$ が0.7以上あり, z/z_0 が約0.3と大きいことから平均的に干潟地盤内への浸透流が発生することで塩分低下が大きくなり, 淡水化が継続したことが示唆される. したがって, 平水時の潮汐変動に比べて, 出水時には河道内の水位上昇が持続的な浸透流が発生するため浸透深さが大きくなり, 塩分変動

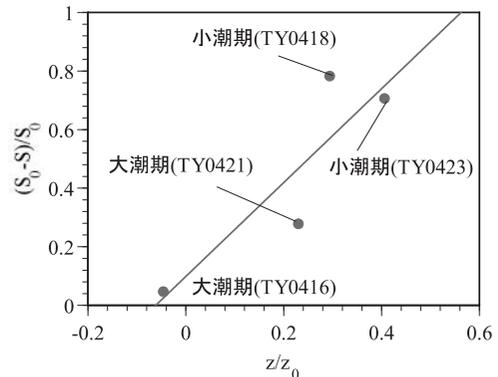


図-6 出水別の推定浸透深さと塩分低下量の関係

が深部にまで到達することが考えられる.

5. おわりに

本論文で得られた結論を以下に示す.

- 1) 平水時の潮汐変動に伴う河床面での浸透と湧出は 10^{-3} cm/sのオーダーで変動しており, 河床面-10cmでの塩分低下は干潮時の浸透に伴って生じ, 塩分回復時には湧出している.
- 2) 洪水や高潮に伴う干潟地盤内での淡水化は, 広域地下水と河道内の水位差に起因する地下水循環と河川水の淡水化が重なることで生じており, 小潮期では大潮期に比べて潮汐による塩分輸送が緩慢になる.
- 3) 出水時には平水時の2倍以上の河床地盤深度まで塩分低下が達しており, 広域地下水と河道内の水位差に起因する平均的な浸透流による淡水輸送が出水時の塩分低下の継続時間に影響していると考えられる.

参考文献

- 建設省中国地方建設局太田川工事事務所 (1993): 太田川史, 283p.
- 中下慎也・日比野忠史・福岡捷二・岡田光正・水野雅光 (2008): 出水期における干潟地盤内での水質変動特性, 水工学論文集, 第52巻, pp. 1081-1086.
- 日比野忠史・松本英雄・水野雅光 (2006): 太田川デルタ地下水の流動と海底濁度層の形成, 海岸工学論文集, 第53巻, pp. 1146-1150.
- 日比野忠史・駒井克昭・福岡捷二・水野雅光 (2008): 河口干潟地盤内水環境に及ぼす浸透河川水の影響, 水工学論文集, 第53巻, pp. 1309-1314.
- Burnett, W. C., H. Bokuniewicz, M. Huettel, W. S. Moore, and M. Taniguchi (2003): Groundwater and pore water inputs to the coastal zone, Biogeochemistry, Vol. 66, pp. 3-33.
- Moore, W. S. (1996): Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments, Nature, Vol. 380, pp. 612-614.
- Simmons, G. M. Jr (1992): 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.