

河口干潟地盤内水環境に及ぼす浸透河川水の影響

EFFECT OF THE INFLOWING RIVER WATER THROUGH THE SOIL ON THE GROUND WATER IN TIDAL FLAT

日比野忠史¹・駒井克昭²・福岡捷二³・水野雅光⁴
Tadashi HIBINO, Katsuaki KOMAI, Shoji FUKUOKA and Masumitsu MIZUNO

¹正会員 博(工学) 広島大学大学院工学研究科准教授 社会環境システム (〒739-8527 東広島市鏡山1-4-1)

²正会員 博(工学) 広島大学大学院工学研究科助教 社会環境システム (〒739-8527 東広島市鏡山1-4-1)

³フェロー 工博 Ph.D 中央大学研究開発機構教授 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

⁴正会員 工修 (独)水資源機構 関西支社副支社長 (〒540-0005大阪府大阪市中央区上町A番12号)

Salinity distribution was observed under the ground surface of the tidal flat formed at middle part of Ohta River Flood Control Channel, and the mechanism of salinity retention under the ground was considered. The measurement method of salinity under the ground was developed and the detail ground water quality profiles were measured. Furthermore, to clarify the supply mechanism of river water into the tideland ground, the characteristics of salinity variation and current field were discussed by using the continuous measurements of salinity and flow under the ground. It can be understood that intrusion into the ground of river water is limited under the condition that the ground water level has remained at the ground surface level, and the tideland environment depends on the ground water quality.

Key Words : *ground water flow, salinity retention, water quality distribution, delta topography*

1. はじめに

太田川デルタを流れる太田川は扇状地形の始点付近から約10km長の放水路と5本の市内派川に分派し、2つの水門によって放水路と市内派川への流量制御が行なわれている。デルタ内河川では海域と同振幅、同位相で潮位の変動を受けており、水門を越えて上流にまで海水が遡上している¹⁾。潮流と扇状地形のため、デルタ内河川全域に干潟が発達し海域から汽水域に生息する有用な底生生物が多く生息している。低水路干潟前面は横断面方向になり、その地形勾配は1/50程度と河口干潟に比較して大きな勾配を有している。

洪水が頻繁に起こる河道内干潟で有用生物が生息するためには地形の安定とともに酸素や藻類等の干潟地盤内への運搬や土壌間隙の維持等の干潟環境を安定に保つための機構が必要である。放水路干潟では地下水流れが安定した生物の生息環境を維持している。石積み護岸によって作られた高水敷に発達したタイドプールが低水路に形成された干潟(低水路干潟)に地下水を供給する貯水槽の働きをしていることが明らかにされている²⁾。

低水路干潟における高水敷方向からの地下水流れは干潟地盤の地下水位を保つだけでなく、地盤内の水温を

夏、冬とも5°C程度緩和させている。干潟地盤内での水温状態は太田川デルタでの地下水位にも依存しており、河川周辺の広い範囲での地下水位が季節的な変動をすること¹⁾によって河川内干潟の水循環機構が形成されると考えられる。降水量が少なくタイドプール地下からの地下水の流出が少なくなる冬期には、干潟地盤内では20psu以上の塩分状態が安定して保たれていること、洪水期においても出水によって地盤内の淡水化状態が底生生物を死滅に至らせるような長時間の継続はないことが明らかとなっている³⁾。

本研究では、太田川放水路中流域に発達した低水路干潟地盤表層での塩分プロファイルを計測し、干潟地盤内での塩分保持機構について明確にする。このため、干潟地盤内間隙水の水質分布の測定法を開発し、詳細な水質のプロファイル測定を行った。さらに干潟地盤への海水および淡水の供給機構を明らかにするため、土壌内での塩分および地下水流れの連続観測を行い、塩分変動および流れ場特性について検討した。

2. 太田川放水路干潟に形成される水環境

(1) 高水敷～低水路の地形と塩分分布

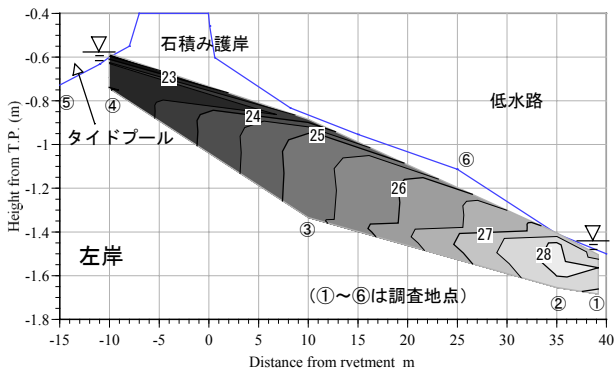


図-1 太田川放水路中流域に発達した干潟地形の断面地形および大潮干潮位時の塩分の分布状況

図-1には太田川放水路中流域（河口から5.4km上流）において2007年6月1日に測定された低水路干潟地形の断面図および大潮時に測定された塩分の分布状況と観測点（①～⑥）が示されている。観測時、タイドプールの残留水の塩分は22.1psu、流水部の河川水の塩分は18.7psuであった。

干潟干出期間中、干潟面上ではタイドプール方向から伏流水が地表に流出し、地表面を流下していることから地下水面と地表面がほぼ等しいレベルにあることがわかる。地盤内塩分は流水部に向かって高くなっており、地盤内に海水が残留していること、タイドプールに溜まった河川水が干潟表層を流下していくことがわかる。干潟地盤内表層の塩分状態は潮汐に伴った河川水（海水、淡水）または地下水の地表面での流出入形態や地盤内の流れに依存することが予想される。

(2) 干潟地盤内表層地下水の水質プロファイル

図-2には干潟の水際（①地点、水深約5cmと②地点、水深約2cm）、水際から約30m地点（③地点）およびタイドプール（④地点）における地盤表層付近の塩分、水温、DO、Chl-aプロファイル（間隙水の栄養塩状態に影響を及ぼす土壌特性は参考文献4）を参考にされた）が示されている。測定深度は各点の地下水面を基準（5cm）にしてプロットしてある。測定は図-1に示した塩分と同時間に行われている。なお、多項目の水質測定のためにはセンサー高さの制限により4cm以上の水深を必要としている。

測定時の河川水の塩分は18.7psuであるが、地表面下10cmでは27psuを超えている。ちなみに、8月31日に測定した河川水の塩分は河床上約5cmで12.2psu、約1cmで22.3psuであり、地表面での地下水の湧昇、または河川水と地下水の水交換があることが推定できる。図-2から干出して数時間が経過した地盤内（③地点、水際から約25m）においても約25psuの塩分状態にあること、タイドプールにおいては表層水が22psu、地下水が23psuで塩分差が小さいことがわかる。これらのことから遡上した海水が長期に地盤内に残留していること、タイドプール

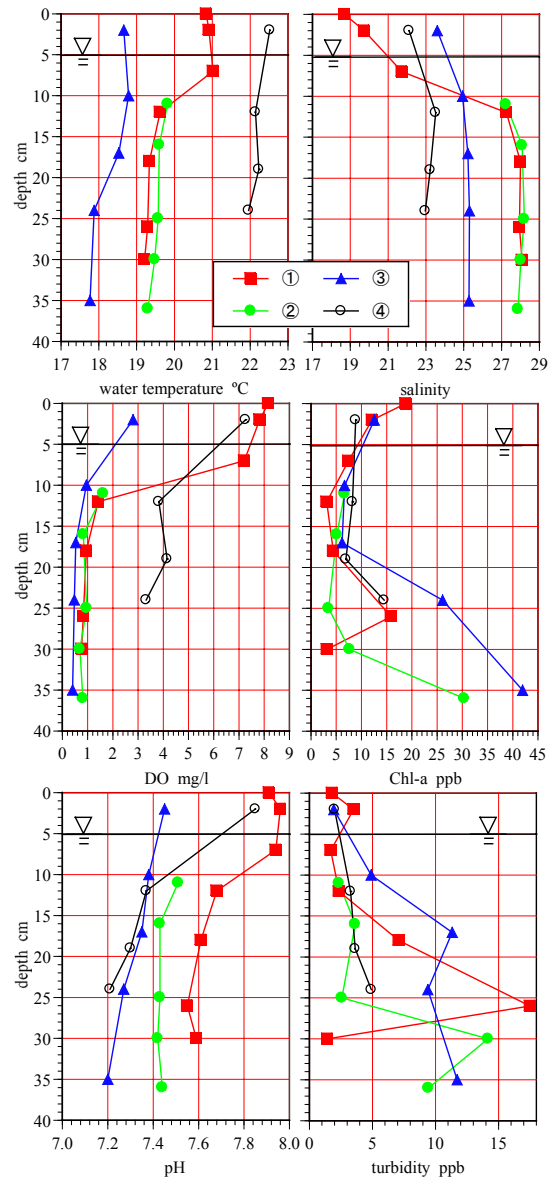


図-2 干潟地盤表層の水質（水温、塩分、Chl-a、DO、pH、濁度）プロファイル、観測日：2007年6月1日、①～④は図-1に示した観測点に対応する。測定深度は各点の地下水面を基準（5cm）にプロットしてある。

地下水での浸透量大きいことが推定される。

水温は石積み護岸から約15m離れた干潟地盤（③地点）内で最も低く（約18℃）、タイドプールで最も高い（約22℃）、水際では約19.5℃（河川水は約21℃）である。水温は地表水（河川水）で高いことが考えられ、タイドプールに暖かい水塊が満潮時に溜まり、下げ潮に伴って干潟地盤表層を流れ出ると考えられる（タイドプール地下-TP-3mでは低水温状態にある；次節に記述）。

地盤表層の数cmの層内には河川水と同程度の酸素が溶存しているが、5cmよりも深くなると1mg/l程度の酸素量となっている。これに対し、タイドプールでは20cmを超える深さにおいても3mg/lを超える量の酸素が溶存しており、タイドプールから地盤内への河川水の浸透が

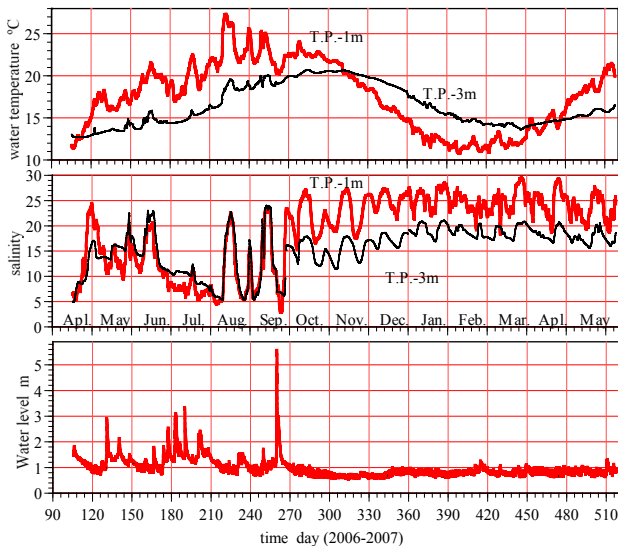


図-3 タイドプール（図-1中に示した⑤地点）地盤内での水温と塩分の経時変化

活発であることが推測できる。

Chl-aは干潟地盤、タイドプール地盤とも20cm程度の泥深から増大する傾向にある（20 μ g/l以上）。濁度はChl-aと同様の変化をしている。pHは干潟地盤内では流水部の近傍、タイドプールでは地表水が河川水に近い値を示している。低水路干潟地盤内の河床材料は同一とみなすことができるため、pHの分布は地盤内に残留した海水に河川水が流入して変化していると考えられる。①～③地点の塩分とpHを比較すると、①と②地点では塩分、②と③地点ではpHが近い値を示している。①地点地盤内へは河川水の流入はあるが、塩分低下は小さく、河川水水温は②地点で近い値となっている。これらのことから、①地点地盤内へは干潟地盤内表層地下水、河川水以外の地下水の影響を受けていることが推測される。

(3) 地表面下数mでの地下水流れ

図-3に2006年4月から2007年6月に測定されたタイドプール（⑤地点）地盤内での水温と塩分の経時変化を分派前の河川水位（矢口第一⁵⁾）とともに示した。なお、調査地点の堤防護岸（図-1では45m地点）にはT.P.-3mまで矢板が埋設され地下水の交流を制限しているが、矢板先端以深では地下水位のデルタ地下との交流が行なわれていると考えられる。2006年は9月頃までは河川水量が多いが、10月以降水深1mを大きく超える河川流出はない。タイドプール地盤内の塩分はこの影響を受け、塩分は観測期前半に低く、後半に高くなっている。塩分が朔望周期（2回/月）で変動しているのは大潮期に護岸を超えてタイドプールに濃い海水が流入するためである。

干潟地盤内（図-2）では18 $^{\circ}$ C以下の水温が観測されているが、18 $^{\circ}$ C以下の水塊はタイドプールのT.P.-3m程度の深さにも存在している。図-1に示す断面に形成された水温分布（図-2）は干潟地盤内の水温が深い地盤内の低

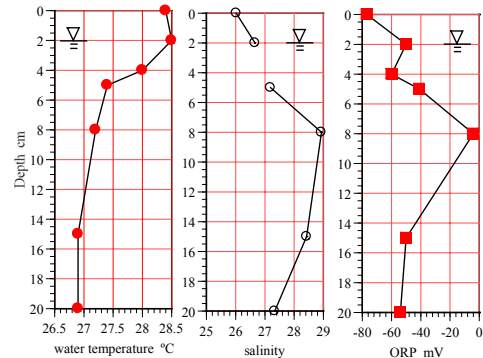


図-4 有機泥が数mm堆積した干潟地盤内の塩分とORPプロファイル（2006年7月30日）

水温塊によって維持されていることが推測できる。さらに、10月以降には深度の深いT.P.-3mでの塩分がT.P.-1mでの塩分より低くなっている。水深の深い点での塩分が低い状態で維持されるためには低塩分の水塊の供給が継続していることが必要となる。これらのことから地盤表層の流れとは別に地盤下3m付近（護岸矢板以深）に地下水流れが常時あることがわかる。

(4) 有機泥が堆積（還元化）した干潟地盤表層での流れ

2007年は降水量が少なく、平年には観測されていない海産または汽水産である*Chaetomorpha sp.*が干潟上に繁茂し、干潟上の凹地には数mmの有機泥の堆積がある。このため、有機泥が堆積している土壌では表層の2cm程度が黒色（還元）化しており、ゴカイが棲穴を形成している。通常期に優占する有用二枚貝であるイソシジミに代わり、有機泥を多く含む土壌内に生息するソトオリガイが優先していた。ただし、⑥地点のような凸地には有機泥は堆積しておらず、イソシジミが優先して生息している。

図-4は2007年7月30日に測定された有機泥が数mm堆積した干潟地盤内の水温、塩分とORPプロファイルである。対象地点（図-1の②と⑥地点の間）の地下水位は地表面から2cmの深さにあり、観測時間中に河川水が対象地点に浸入することはなかった。

ORPは全層で負の値を示し、還元的になっているが、地下水水面下5cm程度の深さで正の値に近づき、塩分も高く（極値）になっている。水温は10cm程度まで表面水温の影響を受けており、特に、地表面の数cmまでに影響が強く現れ、水面下10cm層よりも1 $^{\circ}$ C以上高くなっている。これらのことは地下水水面下5cm以下の深さにおいても酸素を含む地下水が流れていることを示している。

有機泥の堆積は干潟表層を還元化させるが、地下水の流動があることで還元層は薄く、干潟の泥化を局部的なものにしていることがわかる。これらのことは地盤の表層であっても表層河川水の浸入よりも地下水流動が強いことを示している。

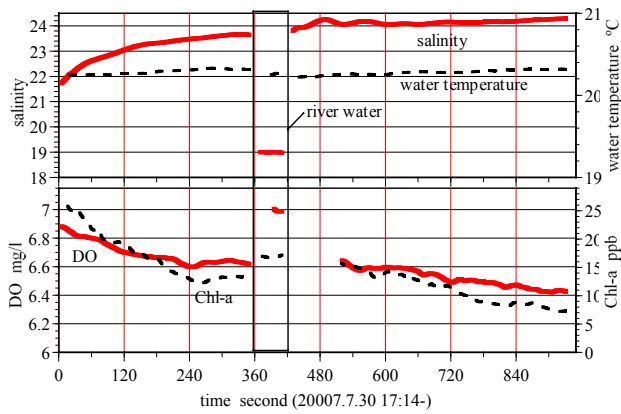


図-5 上げ潮に伴って変動する干潟地盤表層（地表-3cm）の水質（塩分、水温、DO、chl-a）変動

3. 潮汐に伴う干潟地盤表層からの地下水の流出

(1) 河川水位の上昇に伴った干潟地盤内の塩分変動

図-5には2007年7月30日に測定された上げ潮に伴った干潟地盤表層の水質（塩分、水温、DO、chl-a）変動が示されている。図中に実線で囲んだ期間はセンサーを河川水内に移動して測定を行なった期間である。なお、センサーの設置時には地下水位はセンサーの設置高さに達しておらず、水質の変化は河川水位の上昇に伴った地下水位の上昇時の測定結果である。

浸入する河川水の塩分は約19psuであるが、地盤内に上昇してきた地下水の塩分は21psu以上の値を示している。さらに、地下水位の上昇に伴って地下水の塩分が24psuを越えて上昇している。地下水位の上昇とともに地下水の塩分濃度が上昇するためには河川水が干潟土壌を浸透する時に、土壌に残留する塩分が河川水に溶け出すこと、または、地下水面の上昇が主に河川水の浸入によるものではなく、地下水塊そのものが上昇してくることが必要である。

現地において、地下水の上昇を制限した干潟地盤において、河川水を干潟土壌に浸透させた時の塩分の上昇量が約1psuであったことから19psuの河川水が土壌に浸透することによって24psuに上昇しないことがわかった。

上昇する地下水に含まれるChl-aの量は河川水よりも多いこと、地下水位上昇により土壌表面にあるChl-aが上昇水に混合することで、当初高い濃度が現れるが、濃度の小さい地下水が流入してくることによりChl-a濃度の低下が起こっている。同様にDOの変化からも地下水の上昇が確認でき、塩分上昇の原因が地盤内に残留する地下水であることが推測できる。

(2) 潮汐変動に伴う地盤表層での塩分・水温の変化特性

図-6には2007年7月31日の半周潮間（観測期間中、冠水）に測定された干潟地盤表層（地表面～30cm深の4点）での塩分と水温の経時変化が水位変動に併せて示されている。測定地点は有機泥が堆積する標高の低い地盤

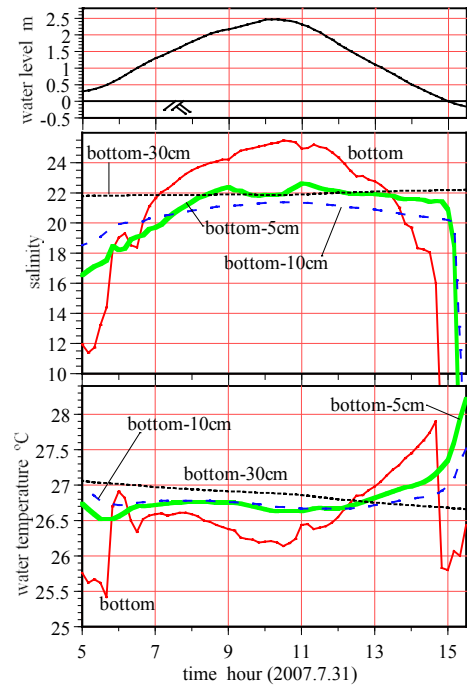


図-6 半周潮間に測定された干潟地盤表層での塩分と水温プロファイルの経時変化、上図の実線が地表面でセンサーは地表面下、5、10、30cmに設置されている。

ではなく、大潮干潮時の地下水面上に約25cm厚で砂が堆積した地盤（図-1中の⑥地点）内である。

a) 干潟地盤表層での塩分変動特性（非干出期）

大潮干潮時においても地下水位面下にある地盤下30cm深では、潮汐変動に伴った大きな変化はないが、緩やかな水温低下が観測されている。この変化は満潮位（10時頃）からの下げ潮に伴った塩分上昇（水温低下）の傾向が強くなり、干潮位（15.5時頃）までその傾向は続いている。これに対し、低干潮位時に干出する（地下水位面上に出る）-5cm層と-10cm層では高干潮位時（5時10分）に地下水位面下にある時に塩分が低い状態にあることから、下げ潮に伴った河川水の地盤への浸入があることがわかる。上げ潮当初（図-6の5～7時）は図-5に示した河川水と地下水の塩分関係と同様の関係が現れており、干出しない場合においても地下水位の上昇によって地盤表層の塩分の上昇が起こっていることがわかる。これらの現象は冠水期においても潮汐変動に伴って地盤表面での地下水の流出および河川水の浸透があることを示している。

凸地であっても5cm程度の土被りがあることで塩分変化は河川水の約1/3（-10cm層では約1/7）の変化でしかない。-10cm層に比較して-5cm層で塩分上昇の勾配が大きいことから、上昇する地下水面表層では高塩分の地下水の供給と河川水の浸透が同時に起こっていることがわかる。なお、地下水位の低下時（図-6の15時付近）には塩分の低い河川水が地下水表面に浸透して表層の塩分が急激に低下しており、干出に伴って河川水位が地盤内に浸

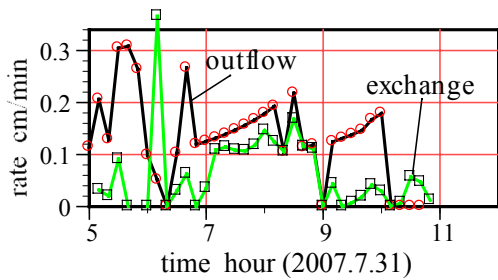


図-7 図-6に示した塩分プロファイルから求めた上げ潮期の地下水の流出速度と河川水との交換速度

透していることがわかる。

b) 干潟地表面層での地下水、河川水の流出入量の推定

地下水の塩分上昇期において、以下に示す①～⑤の仮定のもとに(1)、(2)式によって求められた上げ潮期の地表面からの地下水の流出速度と地表面層での交換速度を図-7に示した。

$$w = \frac{\Delta S_2}{S_3 - S_2} \cdot l_2 / \Delta t \quad (1)$$

$$v = \frac{\Delta S_1 \cdot l_1 / \Delta t - (S_2 - S_1)w}{S_0 - S_1} \quad (2)$$

ここに、 w は鉛直（地下水）流速、 v は地下水と河川水の交換速度、 S_i は塩分、 Δt は測定間隔、 l_i は測定値が代表する層厚、添字 $i=0$ は河川水、 3 は下層地下水、 1 、 2 は-5cm層 ($l_1=7.5\text{cm}$) と-10cm層 ($l_2=12.5\text{cm}$) を表す。

- ① 塩分の輸送は鉛直1次元方向のみで起こる。
- ② -10cm層での塩分変化は下層面からの地下水の流入のみ、-5cm層では下層面からの地下水の流入と地表面での層内地下水と河川水の交換によって起こる。
- ③ -10cm層での塩分上昇期には下層の水塊（ここでは-30cmと-10cmの平均値とした）が層下面から流入し、その水量が-5cm層に流入する。地表面では-5cm層上面から同量の流入量が流出する。
- ④ -5cm層の水塊と河川水が交換されることによって層内の塩分が変動する。
- ⑤ 計算メッシュは設置されたセンサー間の中間深さで区分した。 l_1 は-5cm層を0～-7.5cm深、-10cm層を-7.5～-20cm深の層厚とした。

本計算結果から地表面からの流出量は単位面積あたり1分間に0.2cm程度、上げ潮最強期に流出量と交換量が同程度となっていることが推定できる。

c) 下げ潮に伴う干潟地表面層での塩分低下

図-6に示した下げ潮時の-10cm層での塩分の低下は上層塩分の高い時に起こっていることから、水平方向からの地下水の移流によって起こっていることがわかる。干潟干出時にタイドプールから流水部に向かう流れは地表水の流れによって確認されているが、地盤内表層での塩分変化から冠水時においても潮位変動に伴って地下水の

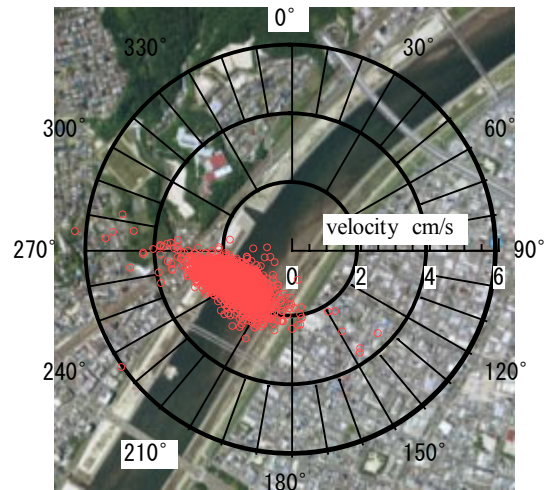


図-8 低水路干潟（表層-25cm、大潮最干時地下水下）での地下水の流向・流速、河口から5.4km地点（2006年7月9日-8月8日）

流動があることが認められる。図-1に示した塩分分布ではタイドプール側に塩分が低下していることから、下げ潮に伴って河川中央に向かって地下水が流れていることが予想できる。さらに、図-6に示した-30cm層でも下げ潮に伴って塩分上昇、水温低下があることから、-30cm層より深い層からの地下水の上昇があることがわかる。

d) 地盤表層での塩分環境の形成

地盤内地下水の上昇は河川水位（潮位）の上昇に伴って河川水が地盤内に浸入して起こると考えるのが自然であるが、太田川放水路中流域では干潟地盤の地表面付近に地下水面が形成されることによって、河川水の直接的な浸入が制限されていると考えられる。

干潟地盤内表層に地下水面勾配が形成されている場合（例えば図-1）には、地下水の塩分上昇は干潟水際から浸透する河川水が地下水の流れを妨げることで、地盤内に残留する地下水との混合が起こるが、地下水の流動が比較的強いために河川水は流下する地下水をせき止めることになり、地下水が湧昇することが考えられる。

4. 低水路干潟地盤内での地下水流れ

(1) 地下水の流れ特性

図-8には2006年7月9日～8月8日に③地点の大潮最干時にも地下水面下にある干潟地盤下25cmに埋設した電磁流速計によって測定された流向、流速および周辺写真、図-9には(a)断面方向の流速、(b)デルタ地下水位（25時間の移動平均値と実測地）、矢口第一での水位、および(c)地下水（地表-50cm）、タイドプール（地表-25cm）と河川水の塩分の時系列が示されている。調査地点は図-8の0点であり、図-9に示した流速値は4時間の移動平均値である。電磁流速計は地中に空洞を設け、砂の浸入が無いように設置している。流速計周辺の流れは空洞内の水温と埋設された状態で測定した地下水温が同じく変

化していることで確認された。図-3に示したように調査期間では、4月以降出水が多く、塩分はタイドプールと同様に低水路干潟においても低い状態にある（図-3と図-9）。地盤内においても流速は数cm/sあり、流れは低水路に沿う流れ方向（210°方向）成分と断面方向（120°；左岸方向⇔300°；右岸方向）の成分に分けることができる（図-8）。潮汐変動に関わらず、常時流下方向（210°）の流れ成分（約2cm/s）があるのは流下方向に流れる伏流水が潮汐変動によって流向が変わる河川表面流と独立して流れていることを示している。

(2) 干潟地盤内の塩分状態と断面方向の流れ（図-9）

図-9(c)から河川水には潮汐や出水に伴う塩分変動がわかるが、低水路干潟、タイドプールとも地下水塩分の変動は河川水塩分の変動に対応していないことから、地盤内の塩分状態は洪水や潮汐等の河床上での淡水や海水の流れのみに依存しないで変動していることが理解できる。デルタ地下水位の低下（図-3、矢口第一水位参照）と共に流速が上昇する傾向があり、これに対応するようにタイドプール地下水の塩分が低下している。デルタ地下水位の低下に伴う地下水流量の増大によって流速が速くなったと考えることができる。ただし、洪水に伴うデルタ地下水位上昇時には流速は小さくなっている。

本観測期間は高水敷（左岸）方向から河道に向かう流れが卓越しており、この流れによって低塩分の地下水が河道内に供給されたため、干潟地盤内塩分が低下している。低塩分水塊の供給源として以下の2つが考えられる。

- ① タイドプール低塩分表層水の地下浸透（浅い流れ）
- ② デルタ地下水の河道への流出（数m深での流れ）

地下水流が継続的に起こり、地下水水面が地表面に維持させる干潟では地表水の地盤への浸入が地下水流によって制限され、地盤内の水環境は地下水塊の水質に大きく依存していることが明らかとなった。太田川放水路干潟では干潟地盤内には海水が残存し、塩分の高い土壌干潟が形成されている。地下水流れは地盤内の形成された塩分状態の急激な変化を抑制するとともに急激な変化が起こった時には変化前の状態に戻す機構が形成されている。

5. おわりに

地下水水面が地表面に維持される干潟では河川水の地盤への浸入が地下水流によって制限され、地盤内の水環境の安定に大きく寄与している。以下に本結論の根拠となる地盤内での地下水流れの機構について示す。

- (1) 干潟地盤内の塩分濃度は地盤内に残存する海水とタイドプール方向からの地下水流（表層～数mの深さ）の影響を受けており、この流れによって干潟地盤の地表面付近に地下水水面が形成されている。
- (2) 太田川放水路流域に発達した干潟ではタイドプールから低水路干潟に向かう地盤内表層での地下水の流れ

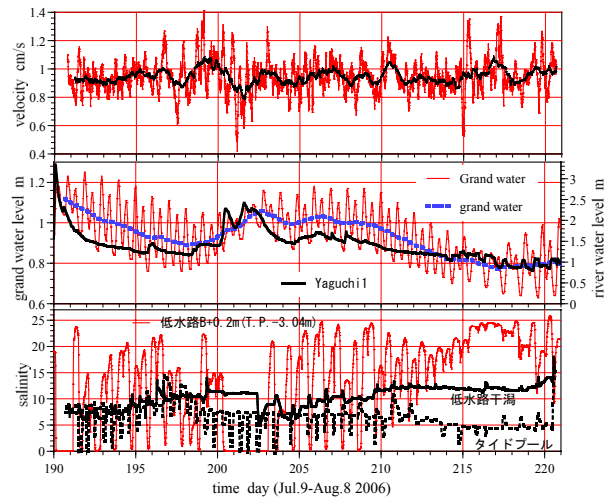


図-9 (a)断面方向流速（4時間の移動平均値）、(b)デルタ地下水位、矢口第一での水位、および(c)地下水（低水路干潟③地点地表-50cm、タイドプール⑤地点地表-30cm）と河川水の塩分の時系列

とデルタ地下が起源となる数m深での地下水流れが存在している。

- (3) 河川水の直接的な浸入が地下水流動によって制限されるため、地下水の前線付近で河川水は流下する地下水をせき止めることになり、これによって生じた地表面での地下水の湧昇が地盤表層での塩分変化を制限している。
- (4) 干潟冠水位時においても潮汐変動に伴って地盤表面での地下水の上昇、流出および河川水の浸透（地下水交換）により、地盤表層の塩分の変動が起こっている。上げ潮時には単位面積あたり1分間に0.2cm程度の地表面からの流出量があり、流出量と交換量は同程度である。
- (5) 出水期に観測された干潟地盤内流速は数cm/sあり、流れは低水路に沿う流れ方向成分と断面方向の成分に分けることができる。断面方向ではタイドプールから流水部方向に向かう流れが卓越しているために、干潟地盤内の塩分濃度が低い状態で保たれることが推定される。

参考文献

- 1) 日比野忠史, 松本英雄, 水野雅光: 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(2), pp.1146-1150, 2006.
- 2) 中下慎也, 日比野忠史, 福岡捷二, 水野雅光: 複断面形状が形成する地下水流と河口干潟の特性, 海岸工学論文集, 第54巻(2), pp.1161-1165, 2007.
- 3) 日比野忠史, 保光義文, 福岡捷二, 水野雅光: 洪水に伴う河口干潟環境と生物生息の変化, 河川技術論文集, 第12巻, pp.431-436, 2006.
- 4) 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要件, 海岸工学論文集, 第53巻(2), pp.1031-1035, 2006.
- 5) 国土交通省: 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/>. (2007. 9. 30受付)