

平成 22 年度博士論文

河川感潮域における干潟環境の形成機構と改善手法
Study on formation mechanism and improvement method of tidal flat

平成 23 年 3 月

広島大学大学院工学研究科

社会環境システム専攻

中下 慎也

河川感潮域における干潟環境の形成機構と改善手法
Study on formation mechanism and improvement method of tidal flat

目次

第1章 序論

1.1 概論	1
1.2 太田川の歴史	1
1.3 干潟のヘドロ化とは	3
1.4 本研究の目的と方法	4
1.4.1 太田川における干潟環境の形成	4
1.4.2 複断面河道周辺に形成される地下水流れ	5
1.4.3 太田川デルタにおける河川と沿岸帯水層での水循環	5
1.4.4 太田川に形成された干潟の分類と地下水流れ発生機構の構築	6
1.4.5 地下水流れに伴う干潟環境の変化と地下水流れの再現	6

第2章 太田川における干潟環境の形成

2.1 概論	10
2.2 干潟環境を明らかにするための手法	10
2.2.1 調査地点	10
2.2.2 底質調査	10
2.2.3 有機泥捕捉調査	11
2.2.4 水質調査	12
2.2.5 生物調査	13
2.3 放水路干潟における底生生物の生息分布	13
2.3.1 甲殻綱	13
2.3.2 二枚貝綱・腹足綱	14
2.3.3 多毛綱	14
2.4 放水路干潟での生物生息の経年変動	14
2.5 太田川の河川水質、干潟土壌の特性	16
2.5.1 太田川放水路と市内派川の河川水質	16
2.5.2 太田川放水路に形成された干潟の粒度分布	17
2.5.3 市内派川に形成された干潟の底質環境	18
2.6 干潟へ輸送される有機泥の性状と底質環境の変化	19
2.6.1 有機泥沈降（輸送）量の季節変動	19
2.6.2 大型藻類の以上繁茂に伴う底質環境の変化	19
2.7 干潟土壌と二枚貝の生息環境	23

2.7.1	干潟土壌の性状	23
2.7.2	二枚貝の生息環境	23
2.8	洪水による生態環境の変化	26
2.8.1	洪水による土砂堆積	26
2.8.2	洪水下での河川水の淡水化	26
2.8.3	洪水による底生生物数の変化	26
2.8.4	土砂に埋没したイソシジミの生息	29
2.9	本章のまとめ	34
第3章	複断面河道周辺に形成される地下水流れ	
3.1	概論	37
3.2	複断面河道周辺に形成されている干潟環境を把握するための手法	38
3.2.1	調査地点の概要	38
3.2.2	干潟地盤内の地下水質分布の測定	38
3.2.3	底質環境、生物生息環境の測定	39
3.3	複断面河道に形成された干潟の地下水質分布	39
3.3.1	干潟地盤内での塩分分布	39
3.3.2	干潟地盤内表層の水質プロファイル	40
3.3.3	潮汐変動に伴う地盤表層での水質変動特性（非干出期）	43
3.3.4	潮汐変動に伴う地盤表層での水質変動特性（干出期）	45
3.4	地下水流れの発生機構	50
3.5	タイドプールの有無による地下水環境の相違	51
3.6	複断面河道周辺に形成される干潟環境	54
3.6.1	生物生息、有機物量の鉛直分布	54
3.6.2	クロロフィルの生産とDOの供給、消費	54
3.6.3	有機泥堆積下でのイソシジミの生息	57
3.7	室内実験による地盤内への塩分浸入機構の解明	59
3.7.1	実験概要および実験条件	59
3.7.2	浸透流に伴う砂地盤内での塩分挙動	59
3.7.3	移流・拡散方程式を用いた砂地盤内での塩分挙動の再現	62
3.7.4	砂層内を移動する間隙水量の変化	63
3.8	本章のまとめ	65
第4章	太田川デルタにおける河川と沿岸帯水層での水循環	
4.1	概論	68
4.2	太田川デルタの構造	68
4.2.1	太田川デルタの地質構造	68

4.2.2	太田川デルタの地下水調査地点	72
4.2.3	太田川デルタにおける矢板の構築状況	72
4.3	太田川デルタ地下水の特性	75
4.3.1	地下水位の変動特性	75
4.3.2	地下水質の変動特性	77
4.4	出水期における干潟地下水の水質変動	79
4.4.1	水位差による河床面での浸透・湧出速度の推定	79
4.4.2	出水に伴う河床地盤内の淡水化と塩分回復（大潮期）	81
4.4.3	出水に伴う河床地盤の淡水化の持続（小潮期）	84
4.5	地下水循環の抑制が干潟環境に及ぼす影響	86
4.5.1	調査地点の概要	86
4.5.2	地下水循環の抑制が地下水循環に及ぼす影響	87
4.5.3	地下水循環の抑制が干潟環境に及ぼす影響	93
4.6	地下水浸透流解析による地下水流れ	95
4.6.1	Laplace 方程式を用いた定常浸透流解析	95
4.6.2	非定常浸透流解析	99
4.6.3	非定常浸透流解析モデルの妥当性	102
4.6.4	非定常浸透流解析モデルの現地への適応	105
4.7	本章のまとめ	107

第5章 太田川に形成された干潟の分類と地下水流れ発生機構の構築

5.1	概論	109
5.2	干潟の地下水環境を把握する手法	109
5.3	調査対象とした干潟の特徴	110
5.3.1	己斐（St.1）	111
5.3.2	旭（St.2-1）	111
5.3.3	旭（St.2-2）	114
5.3.4	中広（St.3）	114
5.3.5	吉島（St.4）	117
5.3.6	空鞘（St.5）	117
5.3.7	千田（St.6）	117
5.3.8	地下水流動の有無による干潟の分類	121
5.4	地下水流れ発生機構の構築	123
5.4.1	浸透柱を用いた環境改善	123
5.4.2	浸透溝を用いた環境改善	127
5.5	本章のまとめ	129

第 6 章 結論	
6.1 概論	131
6.2 太田川における干潟環境の形成	132
6.3 複断面河道周辺に形成される地下水流れ	133
6.4 太田川デルタにおける河川と沿岸帯水層での水循環	133
6.5 太田川に形成された干潟の分類と地下水流れ発生機構の構築	134
謝辞	135

第 1 章 序論

1.1 概論

太田川では干潮時になると多くの干潟が出現する。太田川には砂質～砂泥質にいたる様々な干潟が形成されており，砂質干潟は太田川放水路，砂泥質干潟は市内派川に多い。実際に現地に調査に行くと干潟の歩きやすさで底質の違いを実感できる。放水路の砂干潟では長靴が無くても歩けるような底質であるのに対し，市内派川では胴長が必要となる場所も多い。市内派川の干潟に立ち入る人の多くは漁師の方や水質・底質・生物調査等を行っている同業者の方であり，誰もが気軽に水辺まで立ち寄ることができる状態ではない。さらに，橋の上から水質調査等を行っているとき，色々な方から「何しとるん？」、「何か釣れるんか？」といった声を掛けられる。その方々から「昔は市内派川でも泳ぐことができた」とか「市内派川の河口でもアサリが取れた」等の昔の太田川の姿を聞いても，現在の状況からその姿を想像することは難しい。しかし，やはり皆昔のような姿に戻ってほしいと思っていることが伝わってくる。また，平成 15 年に国，県，市が策定した「水の都ひろしま」構想のモデル事業のひとつとして，かつて太田川で子供たちが泳いでいたように，市内中心部の河川でも水に直接触れ，水に親しむことのできる空間を再生する「泳げて遊べる川づくり」が挙げられており，干潟環境の改善が望まれている。現在の太田川の姿は数十年の積み重ねの結果であり，すぐに昔の姿に戻すことは難しいと思われるが，我々が明らかにした知見や持っている技術を使って徐々にでも干潟環境の改善を行いたいと思っている。

1.2 太田川の歴史

広島県廿日市市の標高 1339m の冠山に源を発し，山間部から広島市中心部を通り，瀬戸内海へ注いでいる太田川は多くの支流を有し，流域面積 1710km²，幹川流路延長 103km にも及ぶ中国地方屈指の河川である。太田川と人々のつながりは古く太田川上流域の遺跡群からは縄文時代の石器等が発見されている。しかしながら，縄文時代から古墳時代にいたるまで下流域から遺跡群は発見されておらず，下流域では人々が生活できるほど安定していなかったことが推察できる。下流域の開発が活発になったのは，安土桃山時代に毛利輝元が広島城を築城する頃からである。この頃から干潟の干拓が進み，明治・大正時代まで積極的に陸地の拡張が行われた。これらの干拓地は干潟を排水，

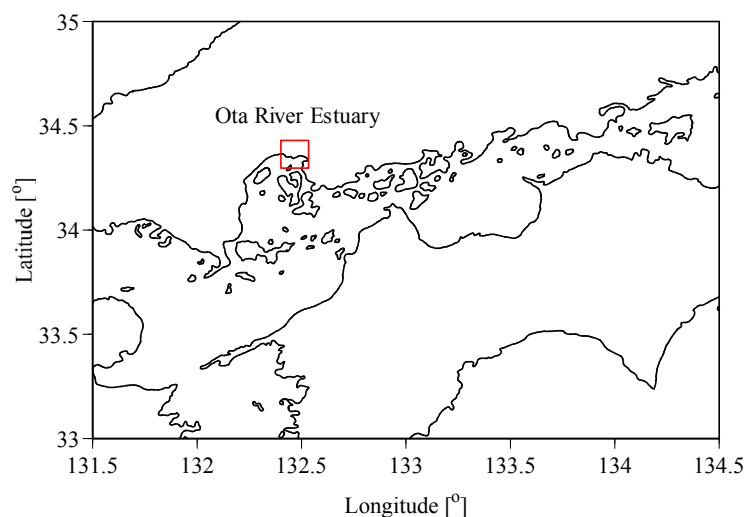


図 1-1 太田川の位置（上段）と 1939 年（下段左）と 2010 年（下段右）の太田川の地形図

陸地化させたものであるため、新しい時代の干拓地ほど地盤が低い。江戸時代の干拓地は海拔 1~1.5m あるが、明治以降は 0.3~1m となり、宇品地区では 0.5m 以下の低湿地である¹⁾。これらの干拓地は人為的に陸地化された旧海底三角州（旧干潟）であり、これは自然三角州と区別して人工三角州と呼ばれている。

また、太田川下流域の開発の歴史は洪水との闘いの歴史でもある。太田川流域の洪水の特徴としては、9 月頃の台風の接近によるものが圧倒的であり、次に梅雨期のものが多い。近代の河川改修が行われるまでは出水によりこれまで支川だったものが本川になるといった事も生じている。本格的な河川改修は昭和 7 年（1932 年）から始まり、その基本的な考え方は三角州を流れる 7 本の川のうち、西側の 2 本（山手川・福島川）を利用して一大放水路を掘り、大部分の水をこれにより排水させ、市内および広島港を守るというものである。1939 年と現在の地形図を図 1-1 に示す。図のように太田川放水路が構築されるまでは山手川と福島川が流れており、現在ではその合流地点が太

田川距離標の 0k0 地点となっている。昭和 42 年（1967 年）の太田川放水路構築後は平成 17 年 9 月に台風の接近により既往最大の $7000\text{m}^3/\text{s}$ を超える出水を経験したが、太田川下流部では大きな被害の発生は皆無であった。

太田川放水路の構築により洪水との闘いには終止符が打たれたが、それ以後に問題となってきたのが水質汚濁や主に市内派川に形成されている河川干潟のヘドロ化である。昭和 30 年代後半からの高度経済成長期に入ると、太田川下流部では急激な人口増加や工場進出の影響を受け、多量の工場排水や家庭排水が水質汚濁や富栄養化をもたらした。昭和 42 年（1967 年）の公害対策基本法の施工を受けて昭和 50 年代までには下流部での清浄な水質が回復され、それ以降ほとんどの地点で環境基準値を満足する状況が続いている。現在、河川干潟のヘドロ化は悪化するまでには至っていないが、状況が改善したとはいえない。

1.3 干潟のヘドロ化とは

元来、干潟というのは自然の浄化槽ともいわれるように、非常に高い水質浄化機能を有している。干潟は大きく分けて 2 つの水質浄化機能を有しており、1 つ目は物質を干潟内で一時的に安定な形で貯留する機能、2 つ目は干潟に生息する底生生物や微生物によって汚濁物質（有機物や栄養塩類）が分解され、最終的に鳥類などによって系外へ運び出される機能である。干潟のヘドロ化というのは、干潟が浄化可能な負荷を超えた汚濁物質が長期的に継続することで生じていると考えられる。太田川においては、干潟への汚濁物質の流入は河川上流部からだけでなく、広島湾からの流入も考慮する必要がある。なぜなら、広島湾の潮差は 4m と大きく、海水の遡上とともに海域からも汚濁物質が輸送されていると考えられるためである。

広島湾奥部および太田川河口域は、西の厳島、東の能美島を開口部とする瀬戸内海の中でも特に閉鎖性が強い河口域であり、太田川をはじめとする数多くの流入河川からの影響が大きく、流域に集中した人口や産業からの汚濁物質の負荷を受けており²⁾、広島湾奥部海域海底表層には、栄養塩を多く含んだ含水比 250~600%程度の底泥が堆積している。特に、湾奥部の海底表層数 cm では、有機懸濁物質が海水中で分解しきらずに沈降した比較的新鮮な状態の有機泥が非常に緩い堆積状態の浮遊泥層（550%以上の含水比状態の浮遊状態にある有機泥）を形成している。さらに、海底に形成された浮遊泥層から巻き上げられた有機泥が広島デルタに再輸送されていることが指摘されている³⁾。そのため、太田川の干潟環境を考える際には、河川だけでなく広島湾を含めた広域的な取り扱いが必要となる。

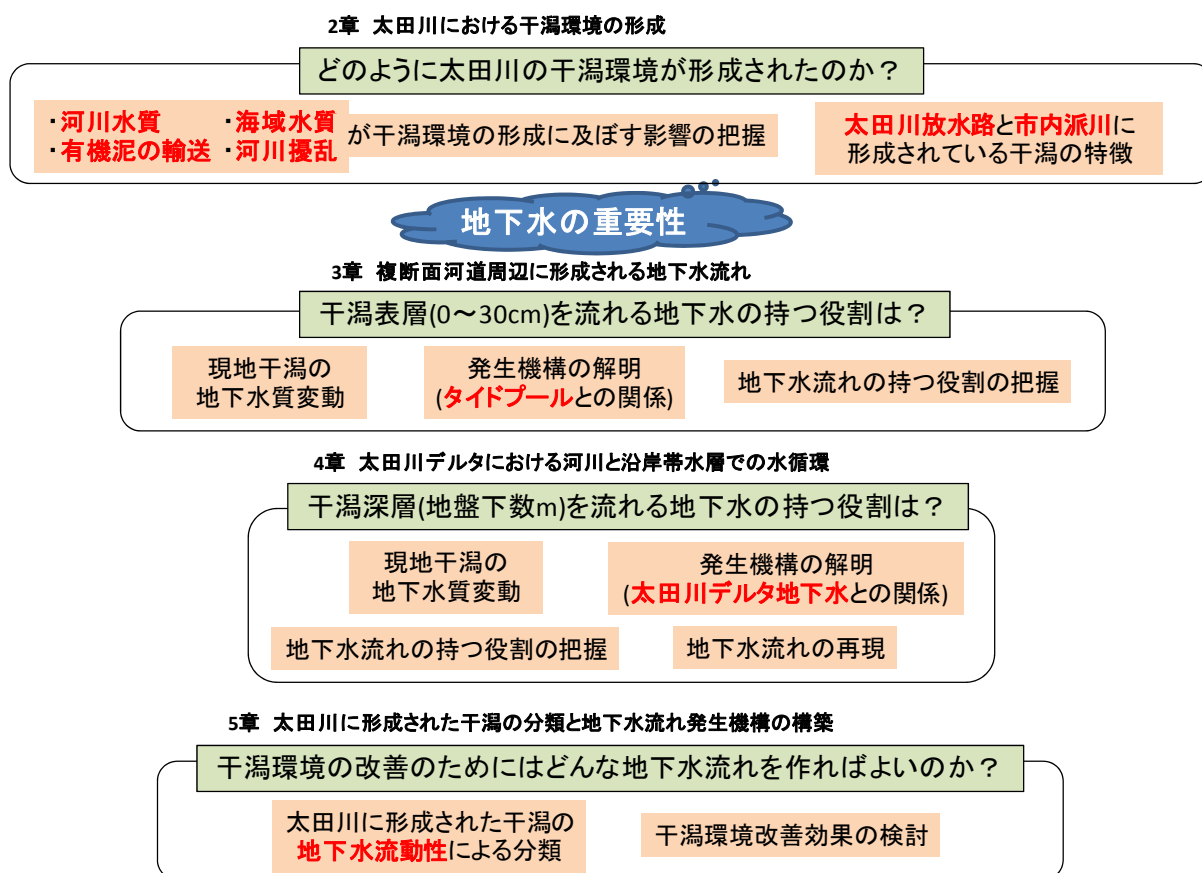


図 1-2 研究のフロー

1.4 本研究の目的と方法

本研究では、太田川に形成された干潟環境（底質環境，水質環境，生物生息環境）の形成機構を検討することで，ヘドロ化が進む市内派川の干潟環境が形成される理由について明らかにし，現在の干潟環境を改善する手法について検討する．図 1-2 に本研究の流れを示す．以下に各章に対する既往の研究と本研究の意義について述べる

1.4.1 太田川における干潟環境の形成（第 2 章）

デルタ河口干潟の生態環境（底質環境，水質環境，生物生息環境）を形成する重要な要因として，水温や塩分だけでなく，海水の遡上形態，干潟に輸送される有機泥の性状⁴⁾，干潟に繁茂する藻類の種類や出現量⁵⁾，河川流量，地下水流れ^{6), 7), 8)}等が挙げられる．特に，太田川に流入する淡水流量は祇園水門（放水路）と大芝水門（市内派川）によって制御されており，平水時には計画上，概ね太田川放水路へ 1 割，市内派川に 9 割が分派されているが，洪水時（分派前の流量が $450\text{m}^3/\text{s}$ 以上）には祇園水門が開放され，放水路への流出量が急激に増大する．太田川では 1980 年代からピーク流量が $1000\text{m}^3/\text{s}$

を超える洪水を25回以上経験しており、特に2005年には7000m³/sを超える既往最大の洪水を経験した。太田川は洪水に伴う土砂輸送や数日間継続する河川水の淡水化等の多大な擾乱を受けており、洪水によって生態環境が甚大な影響を受けてきたことが考えられる。

また、河口への砂礫の堆積により形成された太田川デルタは地下30m付近まで砂礫が堆積し、地下水位の変動量が大きい特性を有している⁹⁾。沿岸帯水層における水循環については帯水層中に形成される塩水楔について多く議論がなされてきたが^{10), 11)}、生態環境を考慮した研究は少ない。太田川では、太田川デルタ地下水が河川の塩分状態や海域・河川への有機泥の堆積等に影響を及ぼしていることが徐々に明らかとなっており^{12), 13)}、広域的な地下水循環もデルタ河口干潟の生態環境を形成する重要な要因であることが予想される。

本章では十数年にわたる連続調査結果から、太田川に形成された干潟の特性を明らかにし、洪水やデルタ地下水位の変動等を含めた種々の要因が干潟環境に及ぼす影響について検討した。

1.4.2 複断面河道周辺に形成される地下水流れ（第3章）

太田川放水路は1969年の完成以後、河道内の整備がなされ、1975年頃には中流域に低水路護岸が構築されている。護岸天端高は概ね平均潮位高に構築されているため、満潮時に海水が遡上することで護岸の高水敷側には汽水性の潮だまりが形成されている。感潮河川（汽水域）において河道が複断面形状を有する場合には、高水敷と低水路間に地下水流れが形成されることが予想される。特に高水敷に潮だまりや湿地帯が形成されている場合には干潟地盤において地下水面が高い位置で維持されることが考えられる。低水路地下では地盤上層からの河川水の浸透の他に高水敷方向から流入する地下水も多くあり、高水敷と低水路間の水位差によって低水路干潟地盤内に流入する地下水の流量と水質は異なると考えられる。そのため、干潟地盤内への地下水の流入は多様な干潟環境を形成し、生物生息に大きな影響を与えることが予想される。沿岸域に構築された構造物が生態系に及ぼす影響に関しては、防波堤周辺の流れ場に応じて変化する底質環境や生物生息環境について多くの研究がなされている^{14), 15)}が、河川構造物周辺に形成された地下水場や生態環境を対象とした知見は少ない。

本章では、複断面形状を有する放水路中流域で形成されている干潟地盤内の水環境から河道構造物周辺に形成される地下水流れの発生機構を明らかにし、地下水流れが底質環境や生物生息環境に及ぼす影響について検討した。

1.4.3 太田川デルタにおける河川と沿岸帯水層での水循環（第4章）

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^{16), 17)}, 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¹⁸⁾。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。

これまで地下水流れが干潟環境の形成に及ぼす影響について明らかにしてきたが、既往の研究においては、矢板周辺で形成される流れ場や塩分分布¹⁹⁾, 淡水と塩水を対象とした地下水の塩水化^{20), 21)}等は数多く議論されているが、地下水循環を考慮した干潟環境へのインパクトについて研究された事例は少ない。さらに、本研究においては地下水流れにおける主流の計算方法である飽和・不飽和浸透流解析ではなく、不飽和領域を考慮しない飽和浸透流解析を行っている。一般的な飽和・不飽和浸透流解析においては、砂層地盤全域を解析対象とできるが、不飽和透水係数と堆積含水率および毛管水頭と堆積含水率の関係を知る必要があり、複雑となる。一方、飽和浸透流解析は砂層地盤内の自由地下水面が解析領域の境界となるために、時々刻々変化する自由水面位置を求める自由境界値問題となるが、地盤内の水分保持特性を考える必要が無いため、取り扱いが容易となる。干潟域に飽和浸透流解析を用いた例は、波による地盤内への浸透と流出を考慮した事例²²⁾はあるものの、地下水流れのみを対象とした研究はない。

本章では、太田川デルタの地下構造を地質データや護岸台帳から明らかにするとともに、長期データを用いて太田川デルタ地下水の特性を明らかにした。太田川デルタ地下水の特性を把握した上で、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）の塩分変動を検討し、河床間隙水と広域地下水の循環機構を明らかにするとともに、地下水流れを飽和浸透流解析により再現するプログラムを作成し、解析結果の妥当性を理論解と比較することで検討した。

1.4.4 太田川に形成された干潟の分類と地下水流れ発生機構の構築(第5章)

太田川の市内派川では、有機泥の流入量が消費、分解等を含めた流出量を上回ることでヘドロ化が進行していると考えられる。干潟のヘドロ化が進行すると、底質内部の水循環が阻害され、栄養塩負荷の蓄積、硫化物や油脂等の有害物質の堆積等、干潟の浄化能力が低下し、生物生息環境の悪化が起こるだけでなく、水辺環境の損失に繋がる。干潟に流入する有機泥を効率良く分解、消費するためには干潟表層に生息する底生生物の生息範囲を増や

し、有機泥の分解を促進することや、地下水流れによって地盤深くまで有機泥を輸送することなどが重要となる。第3章、第4章の結果より干潟表層や深層を流れる地下水流れが干潟環境の形成に影響を及ぼしていることがわかっており、地下水流れの停滞が干潟環境の悪化に繋がると考えられる。

本章では、干潟の地下水流動性を把握するための簡易的な調査手法について提案し、得られた調査結果や矢板構築状況等から太田川に形成されている干潟を地下水流動性から分類した。さらに、地下水流れが停滞した干潟において地下水流れを強制的に発生させる機構を構築し、地下水流れによって生じる干潟環境改善効果について検討した。

参考文献

- 1) 建設省中国地方建設局 太田川工事事務所 : 太田川史, pp.65-72, 1993.
- 2) 福手勤, 木村隆 : 閉鎖性内湾における底質浄化方策の検討について—広島湾—, 水質汚濁研究, Vol.8, No.7, pp.10-13, 1985.
- 3) 日比野忠史, 松本英雄 : 広島湾に分布する浮泥の特性と季節的な性状変化, 土木学会論文集 B, Vol. 62(4), pp.348-359, 2006.
- 4) 長戸宏樹, 越智達郎, 日比野忠史, 福岡捷二 : 太田川河口域における有機泥の循環に関する基礎的研究, 水工学論文集, 第 51 巻, pp.1195-1200, 2007.
- 5) 工藤教勇, 児玉真史, 徳永貴久, 松永信博 : 干潟におけるアオサの消失が生物生息環境に及ぼす影響, 海岸工学論文集, 第 50 巻, pp.1081-1085, 2003.
- 6) Burnett, W. C., Bokuniewicz, H., Huettel, M., Moore, W. S. and Taniguchi M.: Groundwater and pore water inputs to the coastal zone, *Biogeochemistry*, Vol. 66, pp. 3-33, 2003.
- 7) Dale, R. K. and Miller, D. C.: Spatial and temporal patterns of salinity and temperature at an intertidal groundwater seep, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.72, pp.283-298, 2007.
- 8) トウナロン, 駒井克昭, 日比野忠史, 中下慎也 : 干潟地盤内での微細粒子の移動に関する基礎的事項の解明, 海岸工学論文集, 第 55 巻, pp.1276-1280, 2008.
- 9) 駒井克昭, 日比野忠史, 阿部徹 : 太田川デルタにおける河川と沿岸帯水層での水循環, 海岸工学論文集, 第 55 巻, pp.1216-1220, 2008.
- 10) Zhang, Q., Volker, R. E. and Lockington, D. A.: Experimental investigation of contaminant transport in coastal groundwater, *Advances in Environmental Research*, Vol.6, pp.229-237, 2002.
- 11) 内山雄介 : 砂浜海岸帯水層における潮位変動に伴う循環流の形成機構, 土木学会論文集, No.670, pp.37-48, 2001.
- 12) 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.
- 13) 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, pp.1146-1150, 2006.
- 14) 加藤史訓, 佐藤慎司, 三輪竜一 : 海岸域の底生生物とその生息環境に関する全国的調査, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp.1136-1140, 1999.
- 15) 上月康則, 村上仁士, 伊藤禎彦 : 海岸構造物周辺の底生動物群集に関する

- る現地調査, 海岸工学論文集, 第42巻, pp.1201-1205, 1995.
- 16) 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.
 - 17) Moore, W. S. (1996): Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments, Nature, Vol. 380, pp. 612-614.
 - 18) 建設省中国地方建設局 太田川工事事務所 : 太田川史, p.283. 1993.
 - 19) 山元淳史, 土屋義人 : 沿岸埋立地における地下水の挙動と護岸設計への応用, 海岸工学論文集, 第41巻, pp.906-910, 1994.
 - 20) Raymond E. Volker, Qi Zhang, David A. Lockington : Numerical modeling of contaminant transport in coastal aquifers, Mathematics and Computers in Simulation Vol.59, pp.35-44. 2002.
 - 21) 内山雄介 : 砂浜海岸帯水層における潮位変動に伴う循環流の形成機構, 土木学会論文集, No.670/II -54, pp.37-48, 2001.
 - 22) Md. Azharul Hoque, 浅野敏之 : 浸透・滲出を考慮した波打ち帯の流速場と漂砂に関する数値解析, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.456-460, 2002.

第2章 太田川における干潟環境の形成

2.1 概論

本章では、太田川放水路全域を対象として1996年から2009年の間に底質、水質の経年変動、生物分布および潮汐に伴って輸送される有機泥の捕捉調査を行った。さらに、2003年から2009年の間には調査範囲を市内派川（天満川）まで拡張し、底質、水質、有機泥捕捉調査を行った。調査結果から、河口域の水温、塩分、デルタ地下水位等の周辺環境の長期変動や干潟の底質環境（有機物量、細粒分含有率、間隙率等）と底生生物の生息数の関係について明らかにした。また、観測期間中に発生した洪水に伴う擾乱による生態環境の変化についても擾乱前後の調査結果を用いて検討を行った。

2.2 干潟環境を明らかにするための手法

2.2.1 調査地点

図2-1には太田川で行われた調査と調査地点が示されている。調査地点は太田川放水路河口のSt.1-1（C3.4k）と河口から3km上流のSt.1-2（C1.0k）、5.5km上流のSt.1-3（1.6k）、7.5km上流のSt.1-4（3.6k）、9km上流のSt.1-5（5.0k）に設定された。さらに、市内派川には天満川河口から2km上流のSt.2-1（0.2k）、3km上流のSt.2-2（1.2k）、5km上流のSt.2-3（3.0k）、旧太田川河口から7.5km上流のSt.2-4（5.4k）、10km上流のSt.2-5（6.2k）に設定された。括弧内の数字は調査地点に最も近い太田川距離標を表している。

2.2.2 底質調査

干潟の底質環境は、干潟土壌の粒度分布、有機物量、栄養塩量等から検討した。2003年から2008年の6年間、夏期を中心に約1ヶ月の間隔で37回干潟土壌を採取し、自然環境の変動に伴う干潟底質の変化を調査した。干潟土壌は干出時に深さ5cm程度まで採取され、含水比、強熱減量（IL）、粒度分布が測定された。さらに、太田川放水路の二枚貝の生息が確認された干潟において、乾燥試料の炭素、窒素含有量、湿潤試料の栄養塩（クロロフィル-a、フェオフィチン、塩化物量等）が測定された。

また、大型藻類の異常繁茂が確認された期間においては、30cm×30cmのコドラート内に出現した藻類、干潟土壌を採取し、藻類の乾燥重量と干潟土壌のILが測定された。干潟土壌の栄養塩は底質調査法¹⁾、含水比、IL、粒度分布はJIS規格に基づいて分析された。

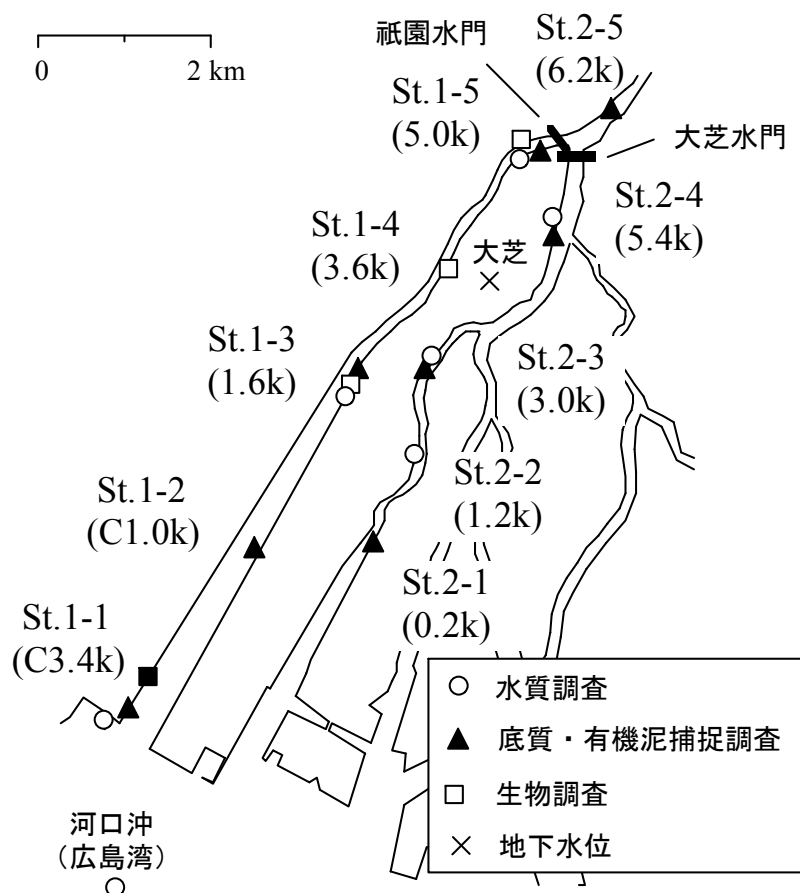


図 2-1 太田川で行われた調査と調査地点
(括弧内の数字は調査地点に最も近い太田川距離標を表している)

2.2.3 有機泥捕捉調査

干潟に堆積する有機泥の沈降量は、河道に設置した円筒容器（セジメントトラップ）に捕捉された有機泥量から検討した。本調査で捕捉された有機泥は、二次元水路を用いた室内実験において流速が20cm/s程度の流れであれば有機泥の捕捉が安定していること²⁾、太田川放水路における底層（河床面+40cm）の流速が最大で30cm/s程度であること³⁾、河床面+30cmに設置したときに底質の巻き上がりの影響が出ていないこと⁴⁾から、干潟に堆積する有機泥を捕捉しているといえる。St.1-5においては内径7cmのセジメントトラップ6本の上端が干潟面から30cmになるように河床上に設置された。その他の地点では、内径10cmのセジメントトラップの上端が干潟面から30cmになるように埋設され、セジメントトラップの設置期間は15日または30日間を基準としている。セジメントトラップに捕捉された有機泥は浮遊物質質量（SS）、粒度分布、IL等が測定された。SSは沿岸環境マニュアル⁵⁾に基づいて分析され、セジメントトラップの開口部の面積と冠水時間からSSfluxが算出された。有機泥は、75 μ mのふるいを用いて分けられた後、ふるい通過分はSALD2000-J

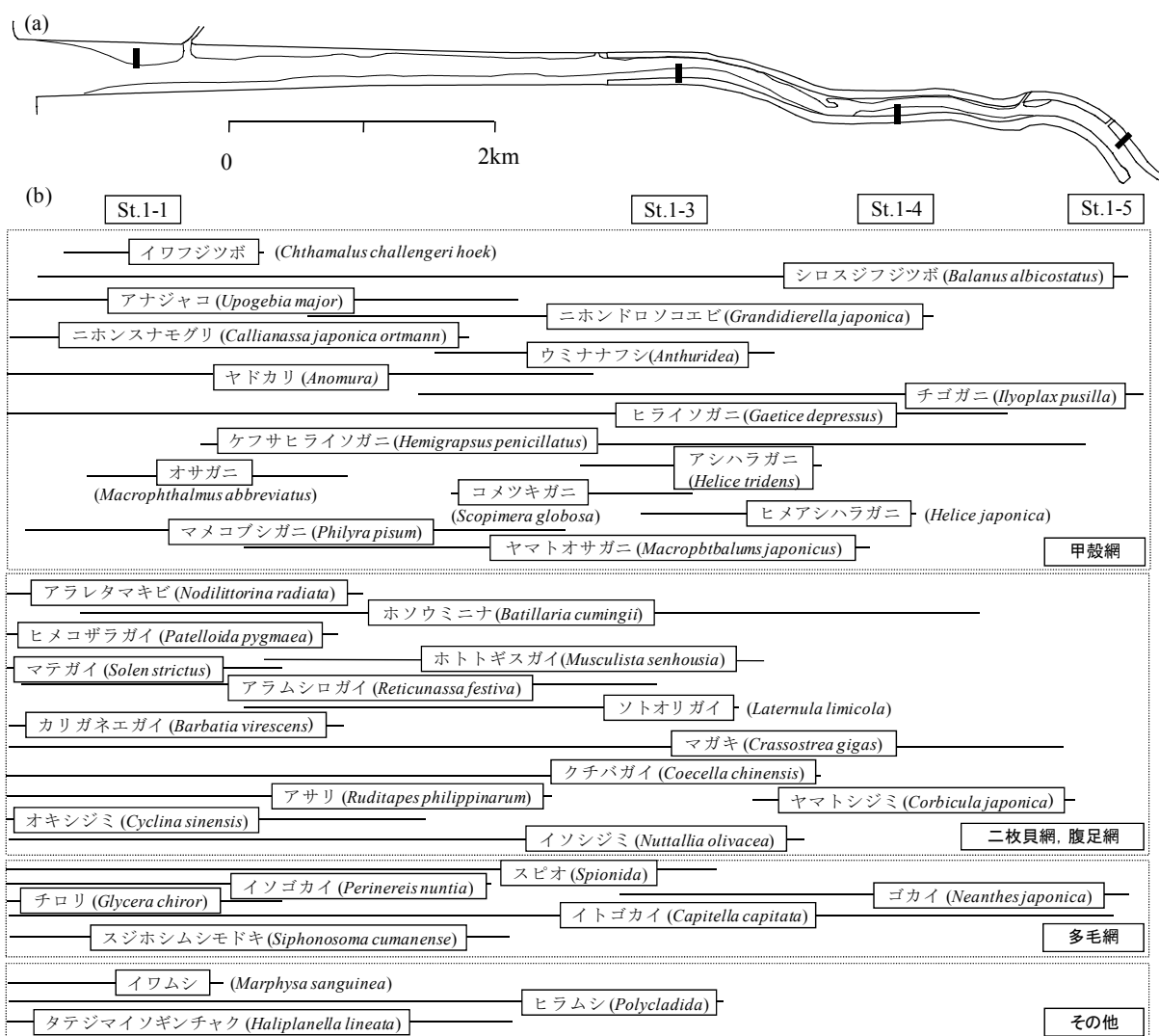


図 2-2 (a)干潟地形と生物調査地点 (b) 1996～2008年に生息が確認された生物の生息分布 (St.No.は図 2-1 に示した地点と同じで太線が調査地点を示す)

(島津製作所) を用いて粒度分布が分析された。また、出水後にはセジメントトラップで捕捉された沈降土砂量から干潟への土砂堆積厚さが推定された。

2.2.4 水質調査

河川水の水温・塩分変動は、太田川放水路，市内派川のそれぞれ3地点に塩分・水時計 (JFEアドバンテック社) を設置することで測定された。塩分・水時計は朔望平均干潮位付近に設置されており，潮位変動に伴った塩分を測定している。機器設置高はSt.1-1ではT.P.-1.3m, St.1-3ではT.P.-1.2m, St.1-5ではT.P.-0.5m, St.2-2ではT.P.-1.4m, St.2-3ではT.P.-1.1m, St.2-4ではT.P.-1.1mである。河川水位は, St.1-3で圧力計によって測定した水位のほか, 河口 (St.1-1) と河口から15km上流の矢口第一 (非感潮域) では国土交通省によって計測された1時間毎のデータを使用している。

太田川放水路周辺の水質環境として、国土交通省によって大芝では1時間毎の太田川デルタの地下水位、太田川放水路河口沖（河口から約3km地点、図2-1）では表層（Surface-1m）と水深約20m（Bottom+1m）の海水温・塩分が年に4回測定されている⁶⁾。

2.2.5 生物調査

1996年から2008年にかけて生物調査を継続的に行い、太田川放水路に生息する生物の出現数と底質環境に対する生物生息数を検討した。調査は年に3回（春季、夏季、秋季）を基準として、大潮干潮時に図2-1に示すSt.1-1（右岸）、St.1-3（左岸）、St.1-4（左岸）、St.1-5（右岸）の河岸干潟で行われた。調査場所は各干潟の横断面に沿って、高潮位帯、中潮位帯、低潮位帯の3地点で行われ、50cm×50cmのコドラート内の深さ20cmまでに出現した生物の種類と個体数が測定された。

2.3 放水路干潟における底生生物の生息分布

図2-2には(a)放水路に形成されている干潟地形と生物調査地点、(b)1996年から2008年にかけて放水路干潟で生息が確認された底生生物の生息分布が示されている。太田川放水路全域に干潟地形が発達しており、多様な生態系が形成されていることがわかる。以下に太田川放水路に生息する代表的な底生生物の生息状況について述べる。

2.3.1 甲殻綱

太田川放水路に生息している代表的な甲殻綱は、放水路全域のいたる所の石垣や転石周辺に生息するヒライソガニ (*Gaetice depressus*)、ケフサイソガニ (*Hemigrapsus penicillatus*) である。ヒライソガニとケフサイソガニは同様の干潟材料で構成される干潟に生息している。St.1-3付近には低水護岸が構築されており、大潮満潮時のみ冠水する護岸背面の高水敷には塩生植物が繁茂している。地盤高の低いタイドプールには河川水の流入とともに有機泥が堆積するため、底質はシルト分を多く含んでおり、それぞれ低水路干潟と異なる底質環境が形成されている。低水護岸前面の砂干潟にはコメツキガニ (*Scopimera globosa*) やチゴガニ (*Ilyoplax pusilla*) が多く生息している。護岸背面の塩生植物が繁茂する高水敷にはアシハラガニ (*Helice tridens*)、シルト分を多く含むタイドプール付近にはヤマトオサガニ (*Macropbtbalums japonicus*)、中間域にはチゴガニが生息しており、底質環境に応じた多様な生息分布が形成されている。

シロスジフジツボ (*Balanus albicostatus*) は放水路全域に分布している。シロスジフジツボは低塩分に対する耐性が強く⁷⁾、その生息域は他の底生生物と比較して広いのが特徴である。イワフジツボ (*Chthamalus challenger*

hoek) は主に外洋性海岸に生息していることが知られており⁷⁾、太田川放水路では河口付近の潮間帯最上部に生息している。

アナジャコ (*Upogebia major*) はSt.1-1からSt.1-3の砂泥質干潟に広く分布し、干潟を優占している (50cm×50cm内に30~100個の巣穴を計測)。ニホンスナモグリ (*Callianassa japonica ortmann*) はアナジャコの生息地と比較して砂地に近い地点に多く生息している⁸⁾。一般的にアナジャコは巣穴の維持・形成のため、地下水流動性の低い干潟に生息しており、太田川放水路のアナジャコが優占する干潟 (Creagerの式から推定されたSt.1-1の透水係数 $k = 0.0027\text{cm/s}$) ではアサリやイソシジミ等の二枚貝を確認することはできていない。地下水流動性と生息する底生生物種に相関関係があることがわかっており⁹⁾、地下水流動性の低下は、地下水の停滞や干潟の泥化が進んでいることを示していることから、アナジャコの生息の有無で簡易的に干潟の地下水環境が推定できる。

2.3.2 二枚貝網・腹足網

太田川放水路に生息している代表的な二枚貝は、アサリ (*Ruditapes philippinarum*)、オキシジミ (*Cyclina sinensis*)、イソシジミ、ヤマトシジミ (*Corbicula japonica*)、ソトオリガイ (*Laternula limicola*)、クチバガイ (*Coecella chinensis*) である。アサリは St.1-3 で出現が確認された時期もあるが、主に河口から St.1-3 の数 km 下流まで生息している。St.1-3 ではイソシジミ、St.1-4、St.1-5 においてはヤマトシジミが優占種となっている。ソトオリガイは St.1-3 周辺の泥の堆積した場所に生息しているが、砂地においても数 cm 程度の泥の堆積とともに生息が確認されるため、干潟土壌の泥化状態の指標として用いることができる。

2.3.3 多毛網

太田川放水路ではゴカイ (*Neanthes japonica*) が St.1-4~St1-.5 付近の砂質干潟を中心に最も多く生息している。イトゴカイ (*Capitella capitata*) は、St.1-1 付近の砂泥質干潟における優占種となっており、St.1-3 より上流域の砂質干潟においても、砂干潟上に泥が数 cm 程度堆積すると堆積泥に巣穴を掘り、泥と砂の境界付近に生息が確認されるようになる。

2.4 放水路干潟での生物生息の経年変動

図 2-3 には太田川放水路の各調査地点に生息する底生生物 (甲殻綱, 二枚貝綱, 腹足綱) の種類数, 個体数の経年変動, 図 2-4 には(a)放水路河口沖での塩分, (b)水温, (c)太田川デルタ地下水位 (大芝), (d)広島地方気象台で測定された月降水量の経年変動が示されている。生物調査は図 2-2(b)に示す生物種を対象に行われているが、イワフジツボ, シロスジフジツボの個体数は

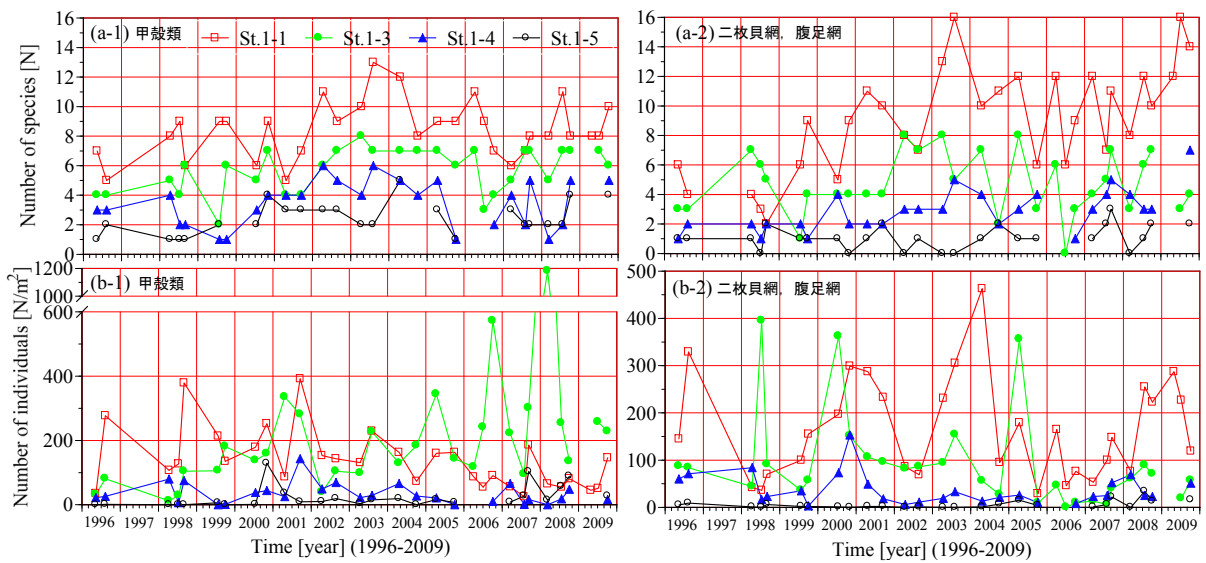


図 2-3 太田川放水路の各調査地点に生息する底生生物（甲殻綱，二枚貝綱，腹足綱）の(a)種類数，(b)個体数の経年変動

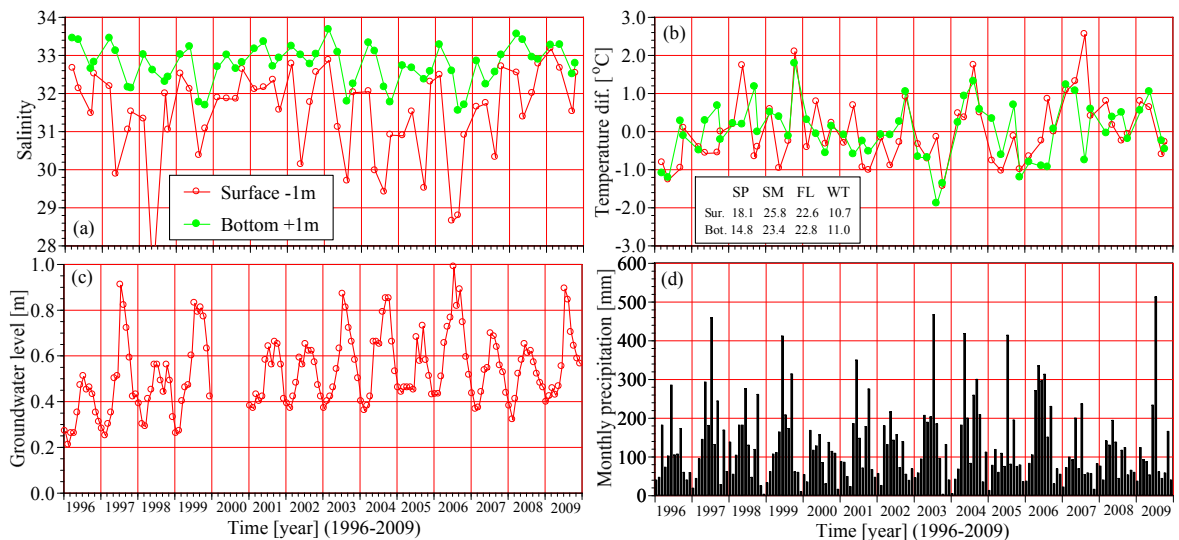


図 2-4 干潟周辺環境 ((a)海域塩分，(b)海域水温，(c)太田川デルタ地下水位，(d)月降水量の経年変動（水温は季節毎の13年間の平均値からの差，太田川デルタ地下水位は1ヶ月の平均水位が示されており，水温の各季節の平均値が左下に示されている）

1000を超えるため，図 2-3 の甲殻綱の個体数にはフジツボ類の出現数が除かれている。また，図 2-4 の水温は季節毎の14年間の平均値からの差を示しており，各季節の平均値が左下に示されている。

図 2-3 から放水路に出現する生物は種類数，個体数とも河口に近づくにつれて多くなっており，海域～汽水域での多様性が高いことがわかる。また，経年的な変動を見ると，個体数は季節的な変動量に比べて年の変動量が大き

いことがわかる。甲殻綱および二枚貝綱，腹足綱の種類数，個体数とも放水路全域で大きく異なっているが，数年間の変動傾向は各調査点で類似の傾向が現れる期間がある。

図2-4(b)に示したように冬期の海水温が上昇した1999年には個体数の減少が確認されるが，2000年～2003年には海水温の低下に伴って二枚貝綱，腹足綱の個体数は回復している。特に秋期の海水温が急激に低下した2003年には，多地点で種類数，個体数が大きく増加している。2005年以降の海水温の上昇では，二枚貝綱，腹足綱の個体数の低下が確認される。海水温が大きく上昇，減少した年には海藻の繁茂状況によって干潟底質が変化するため，生態環境を変える要因となっていることが予想される。海水温の変化に伴う個体数の変化は，単純に生物の水温に対する耐性を示しているのではなく，海藻の繁茂や有機泥の性状変化等による有機泥の堆積，底生生物が捕食する懸濁物質の性状変化等をもたらす底質環境の変動に対する耐性も含まれていると考えられる。

太田川デルタ地下水位は降水に応答して変動している（ただし，季節的な変動は海水位に依存している¹⁰⁾）こと，デルタ地下水位に対応して太田川河口沖の水深20m（Bottom+1m）付近の塩分が低下する傾向が見られることから，デルタ地下水の河口域への流出量が塩分の季節的な変化に寄与していることが示唆される。デルタ地下水は年間を通じて約18℃の水温を維持しており¹¹⁾，デルタ地下水の流出により地盤内水温は安定側に变化（夏期には水温低下，冬期には水温上昇）する。1996年以降，甲殻綱，二枚貝綱，腹足綱の種類数は全体的にデルタ地下水位（海水位）の上昇とともに増加しており，デルタ地下水の河口域への流出も生態環境を形成する要因となっていることが予想される。

2.5 太田川の河川水質，干潟土壌の特性

2.5.1 太田川放水路と市内派川の河川水質

図2-5には2007年6月～8月に太田川放水路と天満川，旧太田川の干潟面上で測定された河川水の満潮時の塩分と河川流量の時系列変化が示されている。海水遡上量の季節的な変化や小規模な出水により，St.1-3においては2ヶ月間で10程度の塩分差が現われていること，出水によって放水路全域で急激な塩分変動が生じていることがわかる。また，市内派川においては太田川放水路よりも出水の影響が顕著であり，満潮であっても河川水が淡水となっている期間が長い。これは，450m³/s以下の出水では祇園水門が開放されず，河川水は平水時の分派比（放水路に1割，市内派川に9割）で分派されているためである。太田川放水路と市内派川の塩分分布を比較すると海水遡上量

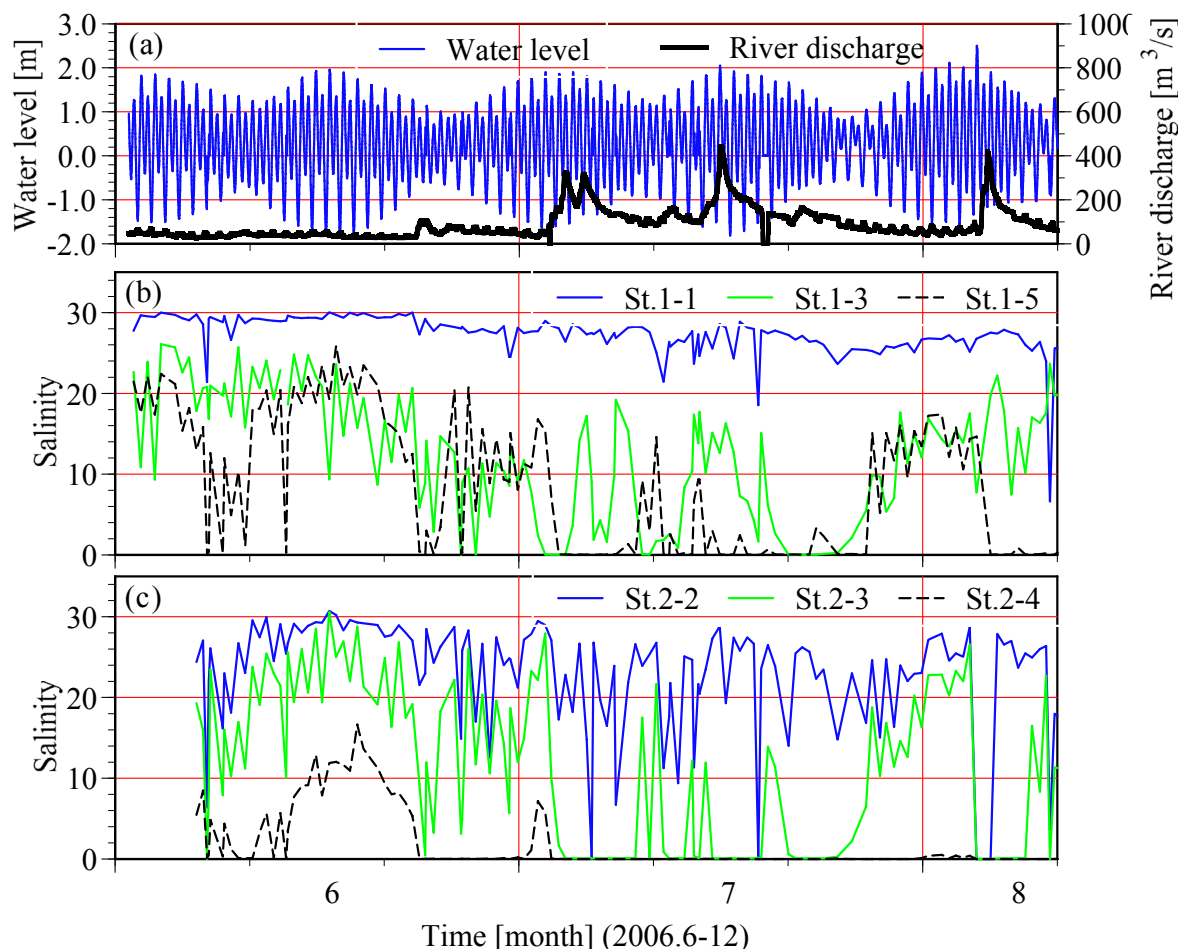


図 2-5 太田川放水路と天満川，旧太田川の満潮時の河川塩分と水位，河川流量の時系列変化

は同程度であるが，河川水の分派比が異なるために，市内派川の方が淡水の影響を強く受けていることがわかる。

これらのことから，太田川では長期的に安定した塩分場が形成されていないといえる。しかし，生物の生息数・地点は河川水の急激な塩分変動に呼応して大きく変化しているわけではなく，図 2-2 と図 2-3 に示したように太田川放水路の全域にわたって生物が安定して生息する場が形成されている。

2.5.2 太田川放水路に形成された干潟の粒度分布

図 2-6 には 2008 年 5 月に St.1-1～St.1-5 で採取された干潟土壌の粒度分布が示されている。干潟土壌は採取位置毎に異なった粒度分布を有している。放水路中流域～上流域 (St.1-3～St.1-5) には細粒分 (75 μ m 以下の粒子，粘土・シルト分) 含有率が 1%程度の砂質干潟が広がっているが，St.1-5 のように捨石や河道断面の影響で局所的に高くなっている場所もある。下流域 (St.1-1～St.1-2) では，細粒分含有率が 5%を超える砂泥質干潟が広がっている。また，細粒分は高水敷に形成されたタイドプール (St.1-3) にも多く含まれてい

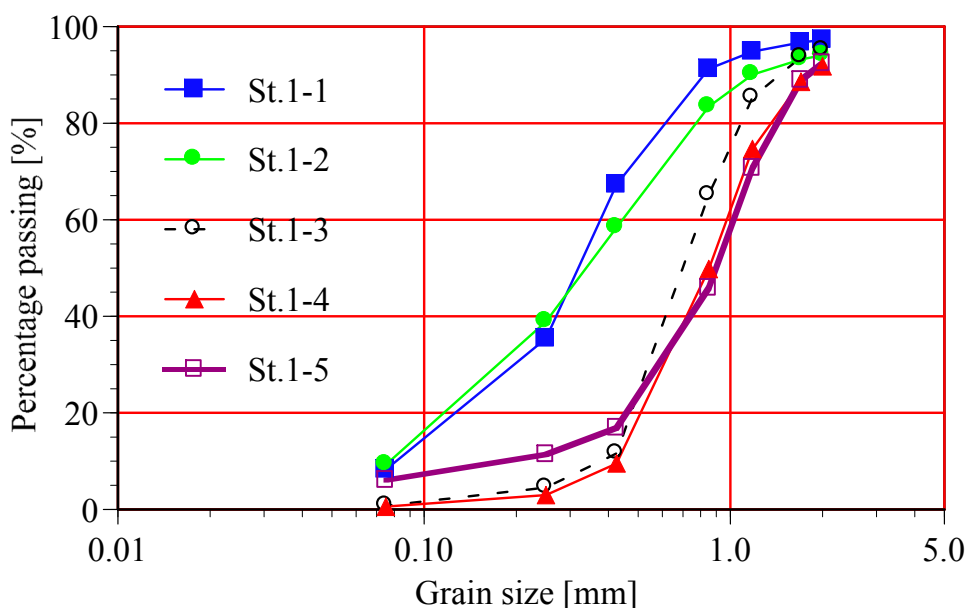


図 2-6 太田川放水路の各調査地点にて 2008 年 5 月に採取された干潟土壌の粒度分布

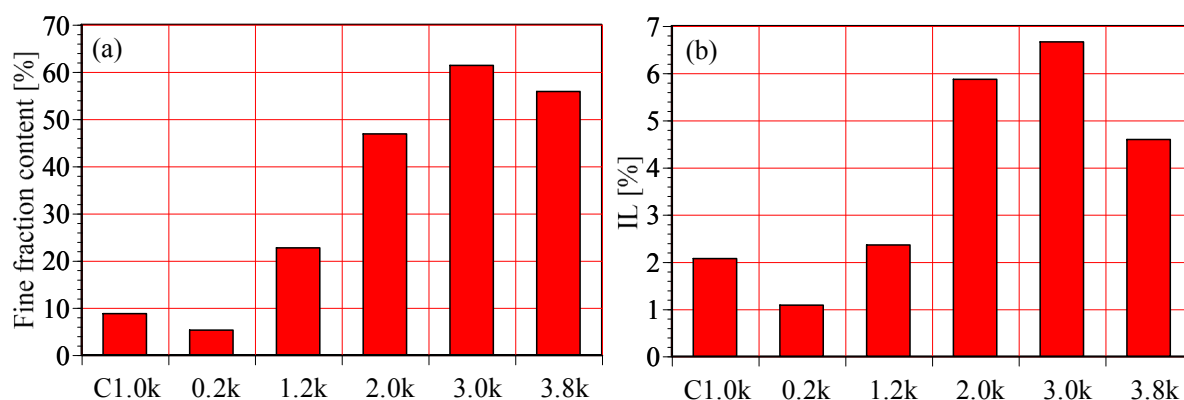


図 2-7 天満川の各調査地点にて 2010 年 6 月に採取された干潟土壌の(a)細粒分含有率と(b)IL (調査地点は天満川の距離標で示されている。また、3.0k 地点のみ 2008 年 8 月のデータとなっている)

ることがわかっている¹²⁾。放水路の干潟土壌は河川流量や河口からの距離のみによって決定されているのではなく、干潟の周辺環境や河川構造物の構築によって空間的に多様な材料特性を有している。

2.5.3 市内派川に形成された干潟の底質環境

図 2-7 には 2010 年 6 月に天満川で採取された干潟土壌の(a)細粒分含有率、(b)IL が示されている。底質採取地点は St.2-1 (0.2k)、St.2-2 (1.2k)、St.2-3 (3.0k) に加え、St.2-1 よりも 2km 下流の C1.0k 地点、St.2-2 と St.2-3 の間の 2.0k 地点、天満川と旧太田川の分派地点よりも 100m 程度下流の 3.8k 地点の

6地点である。なお、3.0k地点のみ2008年8月のデータとなっているが、2008年から2010年6月の間に大きな出水が生じていないため、底質環境には大きな変化がないと予想される。天満川に形成された干潟の多くは細粒分を多く含んだ砂泥質干潟であるため、図2-7では粒度分布ではなく、細粒分含有率で比較を行った。太田川放水路のSt.1-1～St.1-5では細粒分含有率が10%未満であったが、天満川ではSt.2-2(1.2k)より上流では細粒分含有率が20%を超えている。天満川においては微地形や下水道の放流渠の存在等により局所的に底質の細粒分含有率やILが増加する場所もあるが、全体的に見ると上流に向かうにつれて細粒分含有率とILが増加する傾向にあることがわかる。

2.6 干潟へ輸送される有機泥の性状と底質環境の変化

2.6.1 有機泥沈降（輸送）量の季節変動

図2-8と図2-9には2004年6月～2005年10月の間に測定された太田川放水路と市内派川における(a)矢口第一での河川流量、(b)太田川放水路における有機泥の沈降水量、(c)細粒分含有率、(d)干潟土壌のILの経時変化が示されている。セジメントトラップはT.P.-0.5m～+0.5mの範囲に設置されており、河川水位がT.P.+0.5m～2mの範囲の有機泥を捕捉しているため、有機泥の多くは海水とともに河口域から輸送されたものとして扱うことができる^{4), 13)}。

調査を行った2004年～2005年では、有機泥の沈降水量は夏期に多く、7月～9月には放水路全域で13g/m²/h程度の沈降水量があり、8割以上が細粒分であった。最も沈降水量が多かったのは2004年であり、各地点の最大値はSt.2で28g/m²/h、St.3で22g/m²/h、St.5で20g/m²/h、St.6で28g/m²/hであった。冬期から春期(12月～3月)には2～3g/m²/hの沈降水量であり、夏期と比べ2割程度でしかない。一方、市内派川においては2004年の夏期に50g/m²/hを超える有機泥の沈降水量があったが、これは細粒分含有率が低下していることから出水によって砂分が多く捕捉されたためであると考えられる。冬期から春期には放水路と同程度の沈降水量であり、放水路と市内派川の干潟に輸送される有機泥量には大きな違いが無いといえる。

夏期に有機泥の沈降水量が多いにもかかわらず、放水路の干潟土壌のILは年間を通じて3%以下で安定している。さらに、2004年と2005年の夏期にはSt.6とSt.3でそれぞれILの増加が生じているが、秋期にはILが低下する傾向にある。市内派川の干潟土壌のILは場所毎に大きく異なるが、季節的な変動は少なく、2004年の数回の出水後においてもILの低下はあまり見られない。また、天満川下流域のSt.2-1でILが10%程度の高い値となっているが、これは調査地点の微地形によって局所的に高くなっている。

2.6.2 大型藻類の異常繁茂に伴う底質環境の変化

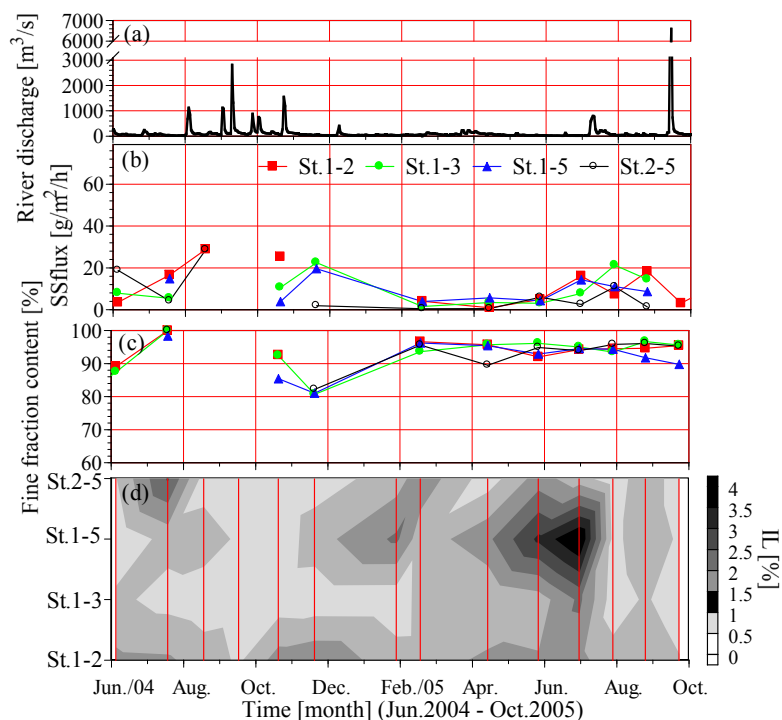


図 2-8 2004年6月～2005年10月に測定された太田川放水路における(a)矢口第一での河川流量，(b)太田川放水路における有機泥の沈降量，(c)細粒分含有率，(d)干潟土壌のILの経時変化(図(d)は干潟土壌採取日が縦線で示されている)

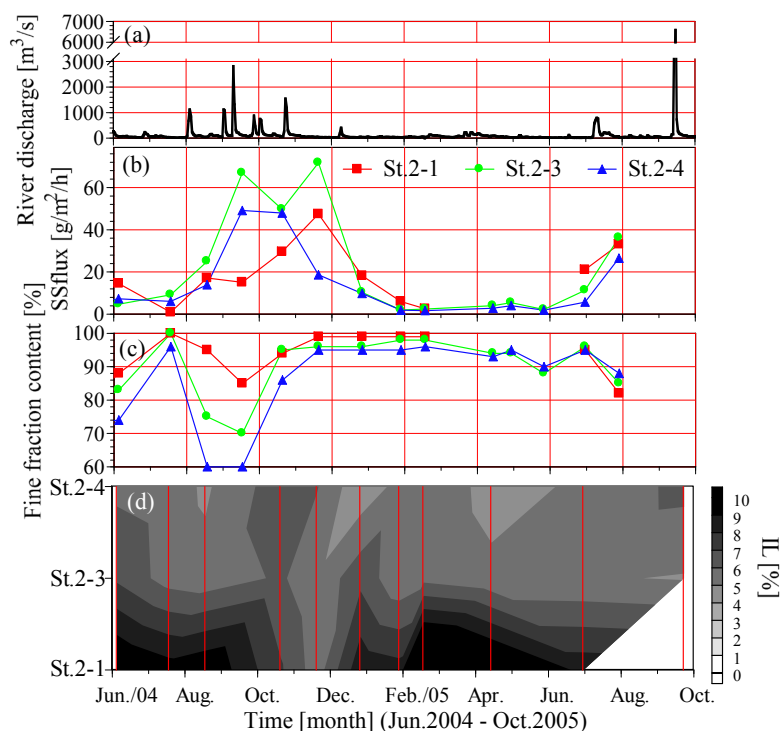


図 2-9 2004年6月～2005年10月に測定された市内派川における(a)矢口第一での河川流量，(b)太田川放水路における有機泥の沈降量，(c)細粒分含有率，(d)干潟土壌のILの経時変化

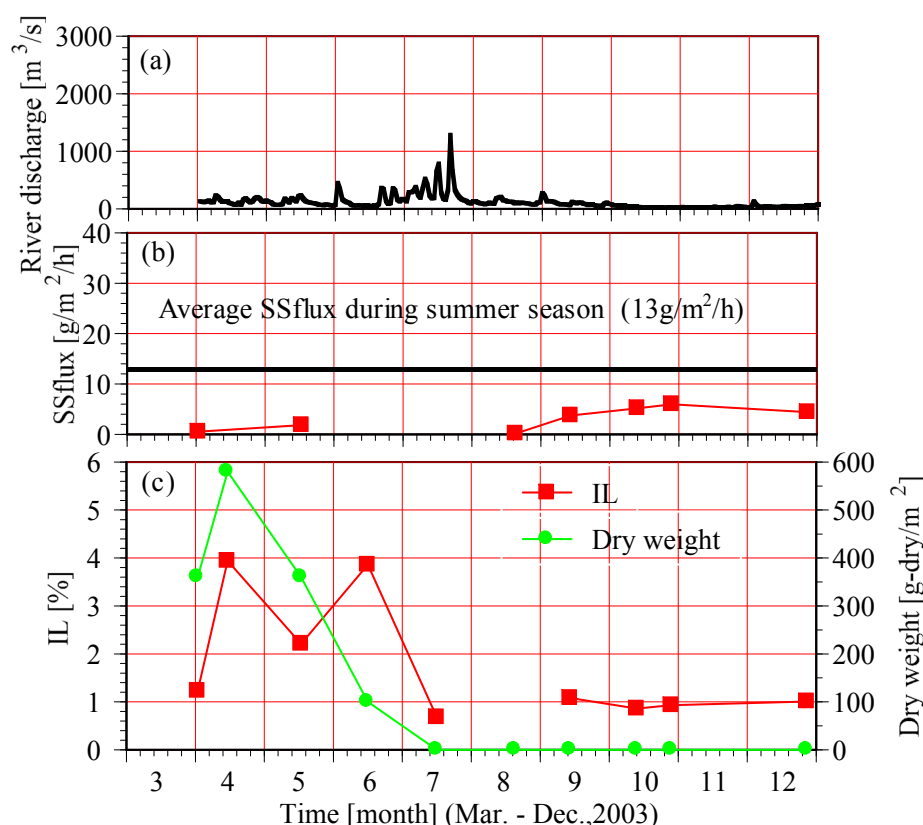


図 2-10 2003 年に測定された(a)矢口第一での河川流量, (b)St.1-3 における有機泥の沈降量, (c)異常繁茂したオゴノリの乾燥重量と干潟土壌の IL の経時変化 (図(b)には実線で 2004~2005 年の夏期の平均沈降量が示されている)

図 2-10 には 2003 年に測定された(a)矢口第一での河川流量, (b)St.1-3 の低水路干潟における有機泥の沈降量, (c)異常繁茂したオゴノリ (*Gracilaria vermiculophylla* (Ohmi) Papenfuss) の乾燥重量と干潟土壌の IL の経時変化が示されている。IL はオゴノリの繁茂期に大きく、3 月~6 月に生じた干潟土壌の IL の急激な変化(泥化)はオゴノリの異常繁茂と枯死によって生じている。泥化によって生物相も大きく変化しており、河口付近に多く生息するアナジャコが St.1-3 付近で初めて確認され ($32N/m^2$), ソトオリガイやイトゴカイの個体数も増加した。水温の上昇とともにオゴノリの繁茂量が低下し、6 月の数回にわたる出水(ピーク流量 $800m^3/s$ 以下)後に干潟表層の堆積泥量が減少し、7 月上旬には干潟土壌の IL が約 1%まで低下した。IL の低下とともに生物相は砂干潟における生物相に戻っており、数ヶ月程度のオゴノリの異常繁茂では、干潟の生物相が壊滅的な被害を受けていないこと、オゴノリの掃流によって生物相が短期間に回復可能であることが示唆される。

夏期の干潟土壌の IL は有機泥の平均沈降量が $13g/m^2/h$ と高いにもかかわらず 1%程度の増加であるのに対し、オゴノリの繁茂期には有機泥の沈降量

が $2\text{g}/\text{m}^2/\text{h}$ と小さいが、IL は 3%程度増加していることから、オゴノリの異常繁茂による底質環境の変化量は大きいことがわかる。オゴノリ周辺に沈降・堆積した有機泥はオゴノリによって再浮遊が阻害され、河床の泥化が進んだものと考えられる。ただし、IL の増加は 4%程度に抑えられており、干潟表層において有機泥の分解が効率的に行われていることが推定できる。河口においてはオゴノリが繁茂し、有機泥が堆積した場においてアサリの生息が促進されており（詳細は次節で述べる）、河床の泥化が生態環境の悪化に直接繋がるわけではない。生物の生息状況は、気象擾乱や水質変化によって直接的に生物が受ける影響よりも、それらが引き起こす生息環境の変化の影響が大きいことがわかる。

2.7 干潟土壌と二枚貝の生息環境

2.7.1 干潟土壌の性状

図 2-11 には二枚貝の生息が確認された地点の干潟土壌の細粒分含有率と栄養塩状態等の関係が示されている。

干潟土壌の塩化物残留量は河口からの距離と細粒分の含有量によって決まっている(図 2-11(a))。また、有機物は細粒分の増加に伴い増加しており(図 2-11(b))、有機物の付着のため栄養塩の含有量が多い(図 2-11(c), (d))。有機物の密度は $1.5\text{g}/\text{cm}^3$ 程度で、かつ保水能力が高い¹⁴⁾ため、細粒分の含有量が多いと、湿潤密度、含水比は大きくなる傾向にある(図 2-11(e), (f))。そのため、土壌内に残留する塩分は接触する河川水の塩分と保水能力の高い細粒分の含有量に依存していることがわかる。クロロフィル-a、フェオフィチンは細粒分の増加に伴って含有量が大きくなる傾向にあるが、細粒分含有率が5%以下の土壌内にも多く含まれている(図 2-11(d))。これは、干潟表層では微細藻類の生産量が高く¹⁵⁾、微細藻類の付着基盤は粒径の粗い砂となるため、細粒分の少ない土壌でクロロフィル-aが高くなることを示している。

2.7.2 二枚貝の生息環境

図 2-12 には 2003 年～2008 年に調査した太田川放水路における二枚貝の生息数と生息地点の干潟土壌の物理特性、栄養塩との関係が示されている。図中の縦軸は 1m^2 当りに出現した二枚貝の個体数の最大値(ヤマトシジミ 200, イソシジミ 96, オキシジミ 56, アサリ 120, クチバガイ 44, ソトオリガイ 11)を1として各地点での出現数を最大出現数で除することにより無次元化されている。2005 年以降は干潟土壌の物理特性(IL, 細粒分含有率, 湿潤密度)のみ測定されているため、各図で調査数が異なる。底生生物の生息量の支配要因については様々な研究が行われており、例えばアサリに関しては IL が 8%以下、細粒分含有率が 35%以下で生息可能であること等がわかっている¹⁶⁾。太田川放水路に形成された干潟の IL は最大で 5%、細粒分含有率は 30%程度(図 2-6, 図 2-11)であることから、どの地点においても二枚貝の生息条件は満たしていると予想される。そのため、二枚貝は図 2-12 (d)で示したように河口からの距離(塩化物残留量)によって概ね棲み分けがなされているが、本節ではその中で物理特性や栄養塩等の各要因が生息量に及ぼす影響について検討した。

二枚貝の生息可能な場における干潟土壌の湿潤密度は $2\text{g}/\text{cm}^3$ 程度以下となっている。主に砂で構成される干潟土壌の湿潤密度が小さいのは間隙率が大きいためである。ヤマトシジミ、イソシジミの生息する干潟土壌の細粒分含有率は 5%以下と少ないため、有機物量は少ないが、二枚貝の餌となるクロロフィル-a は図 2-11 で示したように細粒分含有率が 5%以下の土壌内にも多く

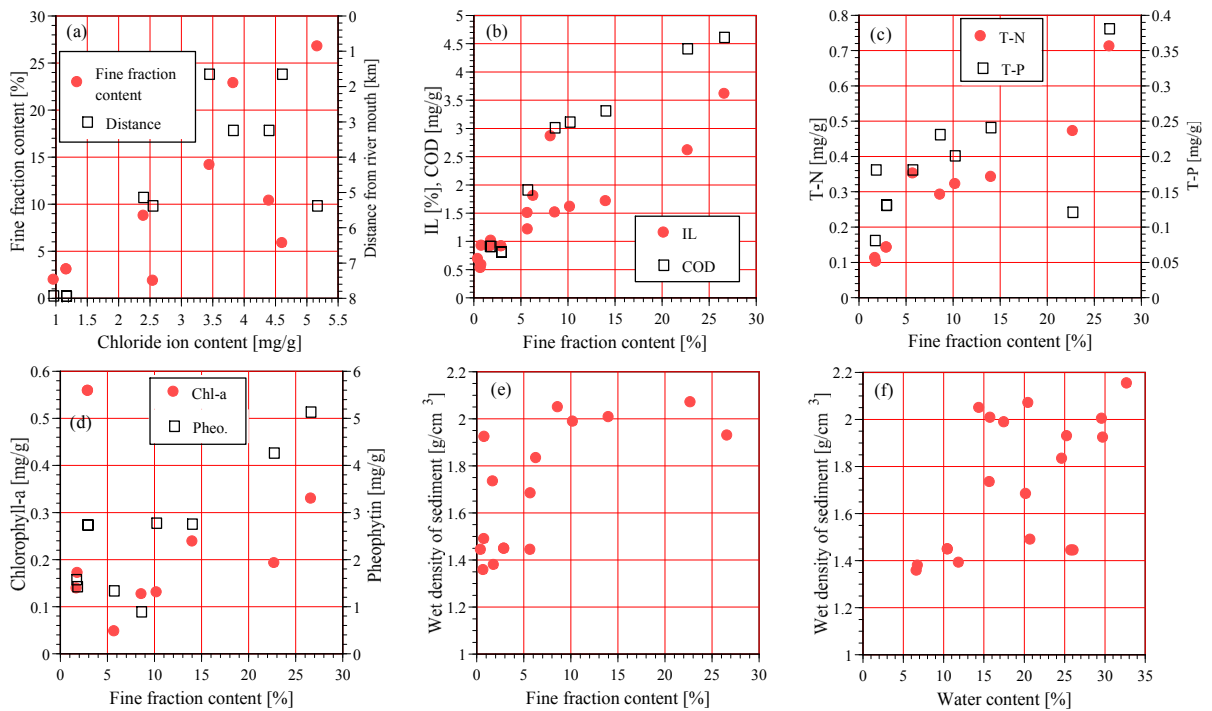


図 2-11 太田川放水路の干潟土壌の細粒分含有量と物理特性，栄養塩の関係

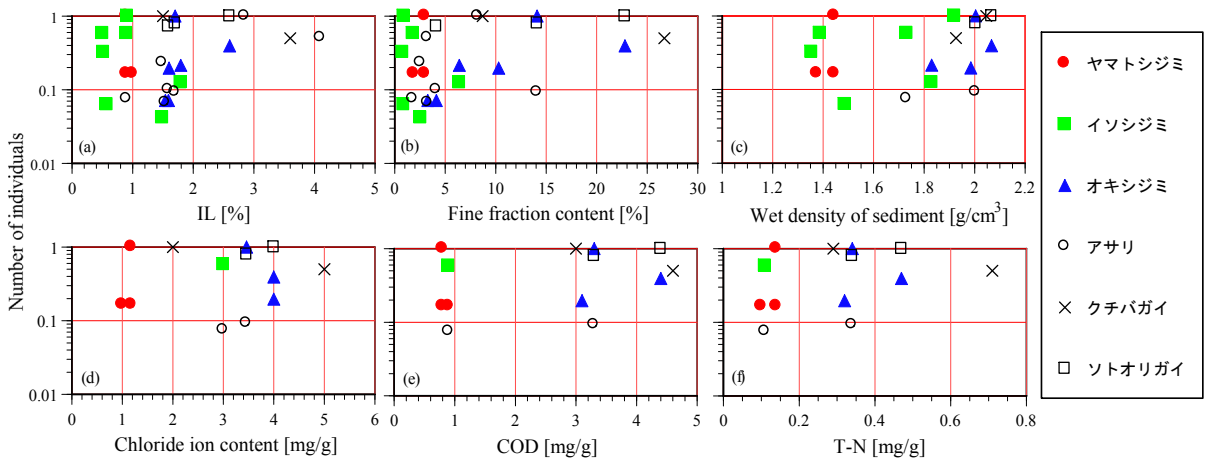


図2-12 太田川放水路における二枚貝の生息数と生息地点の干潟土壌の(a)～(c)物理特性，(d)～(f)栄養塩の関係（生息数は観測期間中の最大生息数を1として無次元化して表している）

含まれている。すなわち、有機物量の少ない砂泥内においても間隙が大きく保たれている土壌内にはヤマトシジミ，イソシジミの餌となる微細藻類が供給されやすいことが推定できる。

なお，図 2-12 (a)よりアサリはヤマトシジミ，イソシジミよりも有機物（細粒分）が多い場において生息数が多くなっている。アサリは，大型藻類（オゴノリ）の繁茂域である St.1-1 のオゴノリの下で多く確認された。図 2-11 (b)と比較すると，大型藻類により有機泥が捕捉されること¹⁷⁾で IL が 2.8%と高

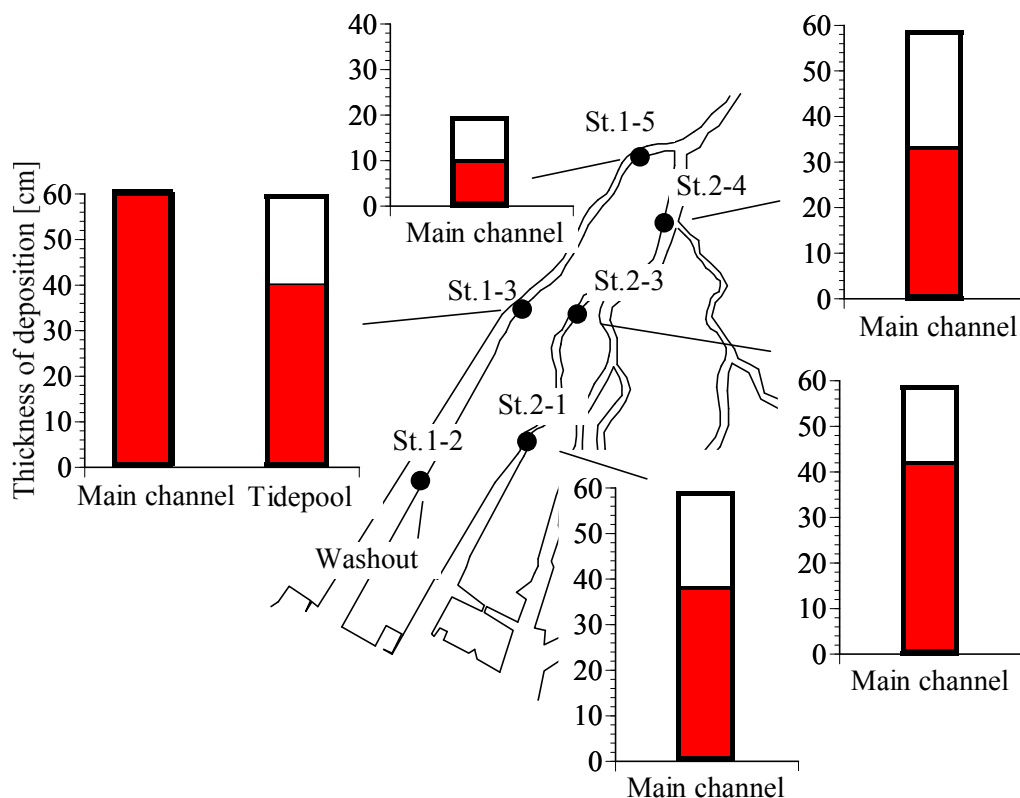


図 2-13 洪水（ピーク流量約 $6500\text{m}^3/\text{s}$ ）に伴う太田川での沈降土砂量
 (●は観測地点, □は容器の深さ)

いにかかわらず，細粒分含有率は 8%と低く抑えられている．干潟の表層に繁茂したオゴノリによって，エイ等によるアサリの食害¹⁸⁾が抑えられるとともに，細粒分含有量が低いため，水管を通じて行われるアサリの摂餌が阻害されないことや土壌内での間隙水の流動性が低下していないことがアサリの生息を増加させていると考えられる．また，クチバガイ，ソトオリガイは細粒分の多い高 COD の地盤に好んで生息しており，比較的間隙率の低い（湿潤密度の高い）土壌中においても生息可能であることがわかる．

以上から，アサリやヤマトシジミ等の二枚貝の生息には土壌内に含まれる有機物量のほかに地盤内の間隙率が重要であることが明らかとなり，地盤内への微細藻類の輸送や間隙の保持には地下水流動が重要な役割を果たしていると予想される．

2.8 洪水による生態環境の変化

2.8.1 洪水による土砂堆積

2004年8～9月には2度の高潮（既往最大の2.1mと1.5m）と洪水（ピーク流量約 $2700\text{m}^3/\text{s}$ ）によりSt.3で20～30cm，同様に2005年9月には既往最大の洪水（ピーク流量約 $6500\text{m}^3/\text{s}$ ）により50cm以上の干潟への土砂堆積があり，太田川全域でも干潟地盤高が大きく変化した．図2-13には2005年9月に発生した既往最大の洪水後にセジメントトラップに捕捉された沈降土砂量が示されている．図中の太線は容器の深さを示している．なお，St.1-2では洪水による容器の流出により，沈降土砂量の測定ができていない．

St.1-3の低水路干潟では60cm以上の土砂が捕捉され（長さ60cmのセジメントトラップが満杯），低水路干潟には50cm以上の土砂が堆積していたことを確認している．放水路における土砂の輸送は，図2-13や出水後の土砂の堆積状態から，干潟地盤の浸食が起きて土砂の堆積位置が変化するのではなく，上流から運ばれた土砂が新しく干潟に堆積していると推測できる．

2.8.2 洪水下での河川水の淡水化

図2-14には2004年8月～10月における(a)St.1-1，(b)St.1-3，(c)St.1-5の塩分，(d)St.1-1での河川水位と矢口第一での河川流量の時系列変化が示されている．分派前の河川流量が $450\text{m}^3/\text{s}$ を超えると，祇園水門が開放され太田川放水路への流出量が急激に増大するため，本節では太田川放水路を対象として調査が行われた．また，淡水化期間とは河川水の塩分濃度が5以下になった期間とした．

2004年8月～10月に発生した $1000\text{m}^3/\text{s}$ 程度の6回の出水によって太田川放水路全域で塩分の低下が確認されているが，河川水の淡水化期間は6回の出水でそれぞれ異なっている．St.1-5での満潮時の塩分はSt.1-1での干潮時の塩分と同程度であり，干潮時に河口にあった水塊が満潮時にSt.1-5まで遡上していることが考えられる．出水後の数日間，St.1-1での塩分は干潮時に10以下まで低下し，満潮時に30程度まで回復していることから，河道内に淡水が滞留していること，St.1-3，St.1-5では，満潮時においても塩分が0となっていることから，出水後の数日間は放水路の中流～上流域の河川水は全層が淡水化していることがわかる．

太田川放水路の河口域では干潮時に河川水の淡水化の影響が数日間継続し，中流域～上流域にかけては大潮満潮時においても河川水が淡水化しているため，底生生物への影響が予想される．

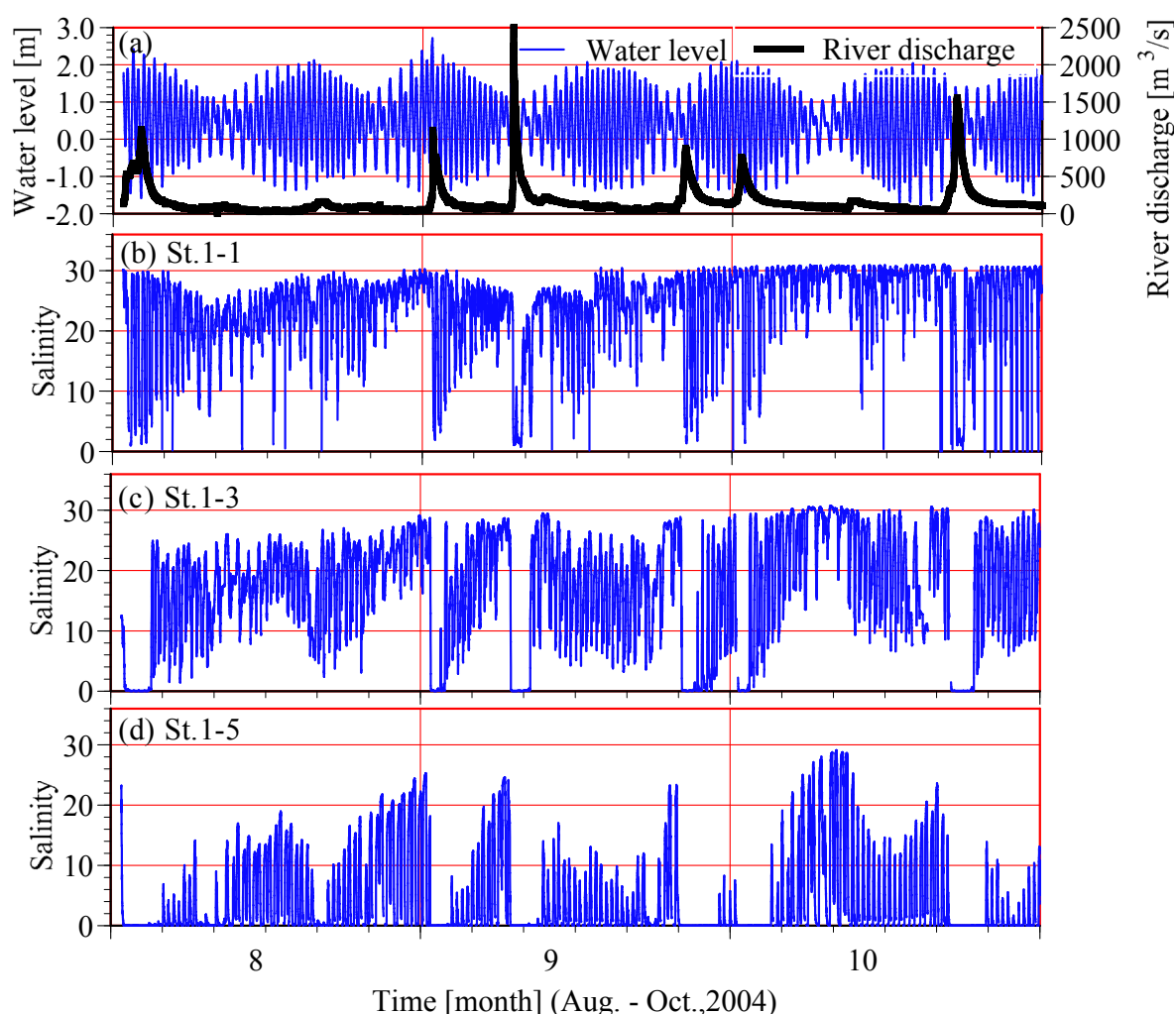


図 2-14 2004 年 8 月～10 月における (a)St.1-1 での水位と矢口第一での河川流量，
(b)St.1-1，(c)St.1-3，(d)St.1-5 での塩分の時系列変化

2.8.3 洪水による底生生物の生息数の変化

図 2-15 には 2004 年の高潮・洪水と 2005 年の洪水の前後で行われた生物調査結果から太田川放水路に生息する代表的な生物種の個体数の変化が示されている。2004 年の高潮・洪水では顕著な個体数の減少は見られないが，2005 年の洪水では全ての生物において個体数の減少が確認できる。カニ類の減少は土砂の堆積した低水路に近い高水敷上で見られたが，土砂が 10cm 程度堆積してもカニ穴が崩壊するわけではなく，壊滅的な状態になるわけではないことを確認している。また，河口域においてイワフジツボの減少が顕著であるが，外洋性のイワフジツボは洪水後に海域からの漂着が期待でき，洪水によって大きく生物相が変化することは考えられない。

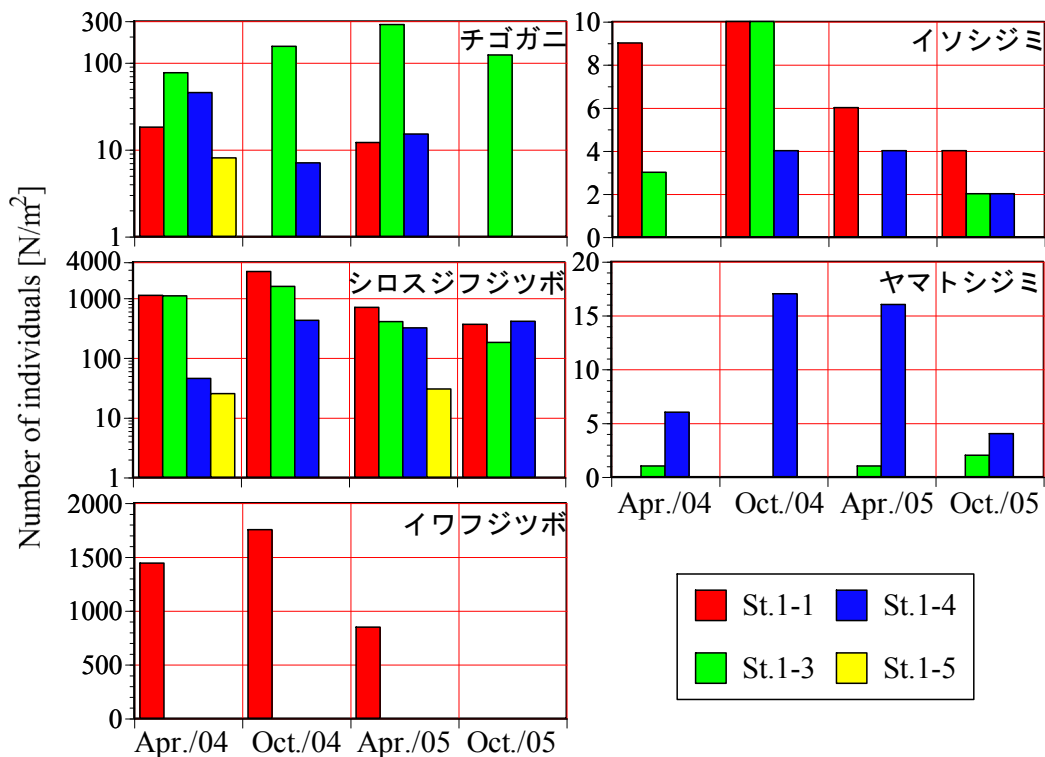


図 2-15 2004 年の高潮・洪水と 2005 年の洪水前後での太田川放水路に生息する代表的な種の個体数変化

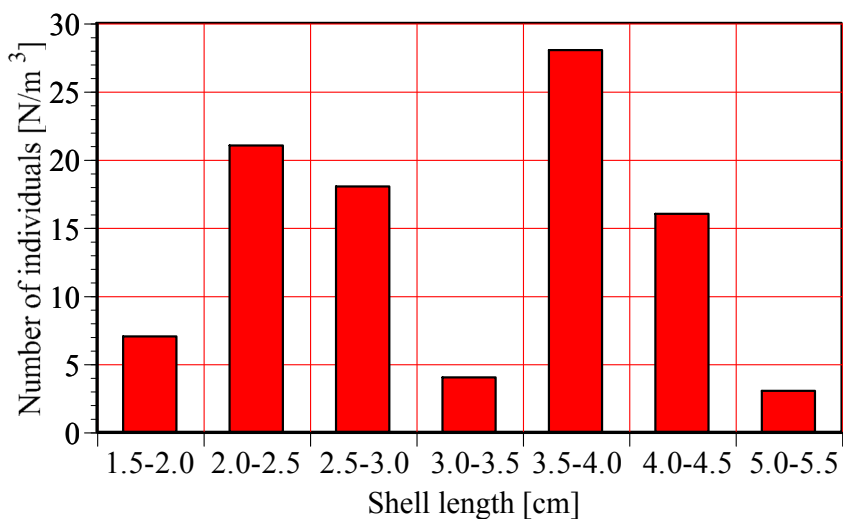


図 2-16 2006 年 3 月（洪水の 6 ヶ月後）に St.1-3 の低水路干潟（1m×1m×1m）で確認されたイソシジミの殻長毎の個体数

2004 年の高潮・洪水では 20～30cm の土砂堆積であったのに対し、2005 年の洪水では図 2-13 に示したように 50cm を超える顕著な土砂堆積があった。図 2-16 には 2006 年 3 月（洪水の 6 ヶ月後）に St.1-3 の低水路干潟（1m×1m×1m）で確認されたイソシジミの殻長毎の個体数が示されている。イソシジミは一般的に干潟表層から 20cm 程度の範囲に生息し、干潟冠水時に表層の懸濁物

質を摂餌し、干潟干出時に地盤内へ潜砂することが知られている¹⁶⁾が、50cm以上の土砂堆積があつたにも関わらずイソシジミは大潮最干時の平均地下水面(LGWL)付近の50cm～80cmに高密度に生息していた。イソシジミの成長速度1～2mm/月程度¹⁹⁾を考えれば、洪水前に地盤表層に生息していたイソシジミが土砂堆積後も50cm～80cmの深い土砂内で生息し続けていたことがわかる。通常、生物調査は干潟表層数10cmの深さで行うため、洪水による土砂堆積後には新しく堆積した土砂上での調査になる場合が多い。図2-15に示した2005年の洪水後には50cmを超える土砂堆積があつたが、洪水後の二枚貝の生物調査は干潟表層から20cmまでの調査結果であるため、洪水後の二枚貝の減少として評価されることになる。

2.8.4 土砂に埋没したイソシジミの生息

前項で示した土砂堆積後の地盤内でのイソシジミの生存機構について現地実験から検討を行った。

a) 実験概要

現地生息実験では己斐の低水路干潟にてイソシジミの鉛直方向の動きを制限し、地盤内での生息可能な条件を検討した。具体的には、現地地盤内に50cm×50cm×深さ80cmの飼育槽(側面を1mmメッシュの網で被覆)を設置し、殻長20～30mmのイソシジミを投入して飼育槽の中でのイソシジミの生態行動を確認した。同時に実験終了後の埋没状態でのイソシジミの生息量と地下水位、底質性状を比較することによって、イソシジミの生息を制限する底質、水環境について検討した。

現地の低水路干潟は干潮時の地盤内地下水位は河川水位よりも常に高い状態にあり、実験区域は朔望最低地下水位(L.G.W.L.)が地盤下30cm程度にある干潟地盤とした。なお、現地地盤内ではL.G.W.L.以下の50cm深で約1 μ g/lのChl-aが含まれており、地盤の湿潤密度は1.35(表層)～2.15g/cm³(80cm深)であった。

表 2-1 現地実験における実験条件

実験CASE	CASE 1-1	CASE 1-2	CASE 2-1	CASE 2-2	CASE 2-3
実験期間 (2006年)	5/14～5/27	5/28～8/8	8/8～9/8	10/7～10/21	10/7～10/21
移動制限	なし	なし	0-10 cm 20-40 cm 40 cm-	0-10 cm 10 cm-	0-5 cm 5-25 cm 25 cm-
イソシジミ投入深さ (イソシジミ投入数)	40 cm (27)	20 cm (5) 30 cm (10) 35 cm (5) 40 cm (5)	0-10 cm (10) 10-20 cm (0) 20-40 cm (10) 40 cm- (10)	0-10 cm (10) 10 cm- (10)	0-5 cm (10) 5-25 cm (10) 25 cm- (10)
朔望最低地下水位	25 cm	35 cm	25 cm	20 cm	15 cm

(距離は地盤面からの深さを表している)

実験では、イソシジミの一般的な生息深さである地盤下 15 cm よりも深い位置（地盤下 20cm~40cm）にイソシジミを投入し、20cm を超える土砂堆積を想定した CASE1, 表層を通じての摂餌, 呼吸を阻害するためにイソシジミの地盤内の移動を制限した CASE2 の生息実験が行われた。地盤内でのイソシジミの移動制限は、飼育槽内に移動制限網（1.5cm 格子の金属網）を入れることで行われた。実験条件は表 2-1 に示されている。実験後、干潟表層から鉛直方向 5cm 毎に、生存率（生存数/投入数×100）、強熱減量（IL）、および単位乾燥重量の堆積泥に含まれるクロロフィル-a 含有量（Chl-a）が計測された。Chl-a は室内実験にて、乾燥重量 100g になるように含水比から求められた試料（堆積泥）を湿潤状態のまま蒸留水 10L に混合し、一定速度（50rpm）で 30 分間攪拌させ、多項目水質計（AAQ-1183, JFE アドバンテック社製）で測定することで算出され、単位は $\mu\text{g/g}$ である。

b) 事前調査

現地実験の事前調査として現地地盤内への IL, Chl-a の輸送実験を行った。この結果、細粒分（シルト・粘土）を除いた現地砂（IL=0.2%, Chl-a=0 $\mu\text{g/g}$ ）を生息実験に用いた飼育槽に入れた場合においても約 4 週間で干潟地盤内の IL と Chl-a は 0.6%, 3 $\mu\text{g/g}$ （それぞれ現地干潟と同程度）まで回復しており、現地の干潟環境にはイソシジミの餌料となる付着藻類等の有機物を地中に輸送する能力が十分にあることが確認された。干潟地盤内における DO の供給は主に干出によって生じている。ただし、L.G.W.L.以深では、DO 濃度が 0.5mg/l 程度の貧酸素状態にあり、イソシジミの連続的な生息は不可能である。これらのことから、実験干潟地盤内の L.G.W.L.付近での摂餌、DO 環境はイソシジミの生息を制限するものではないことがわかった。

c) 実験期間中の地盤内環境

図 2-17 にはイソシジミの生息実験を行った期間のうち、2006 年 6 月 10 日~25 日に測定された(a)河川水位と出水量、(b)低水路干潟地下水（G.L.-0.5m, T.P.-1.0m）の Chl-a と濁度、(c)低水路干潟地下水と河川水（T.P.-1.0m）の水温変動が示されている。(b)、(c)に示す低水路干潟の地下水質は、干潟地盤下 50cm に約 30cm 四方の空隙を作り、その中に直接濁度計（JFE アドバンテック社製）を設置することによって連続測定された。

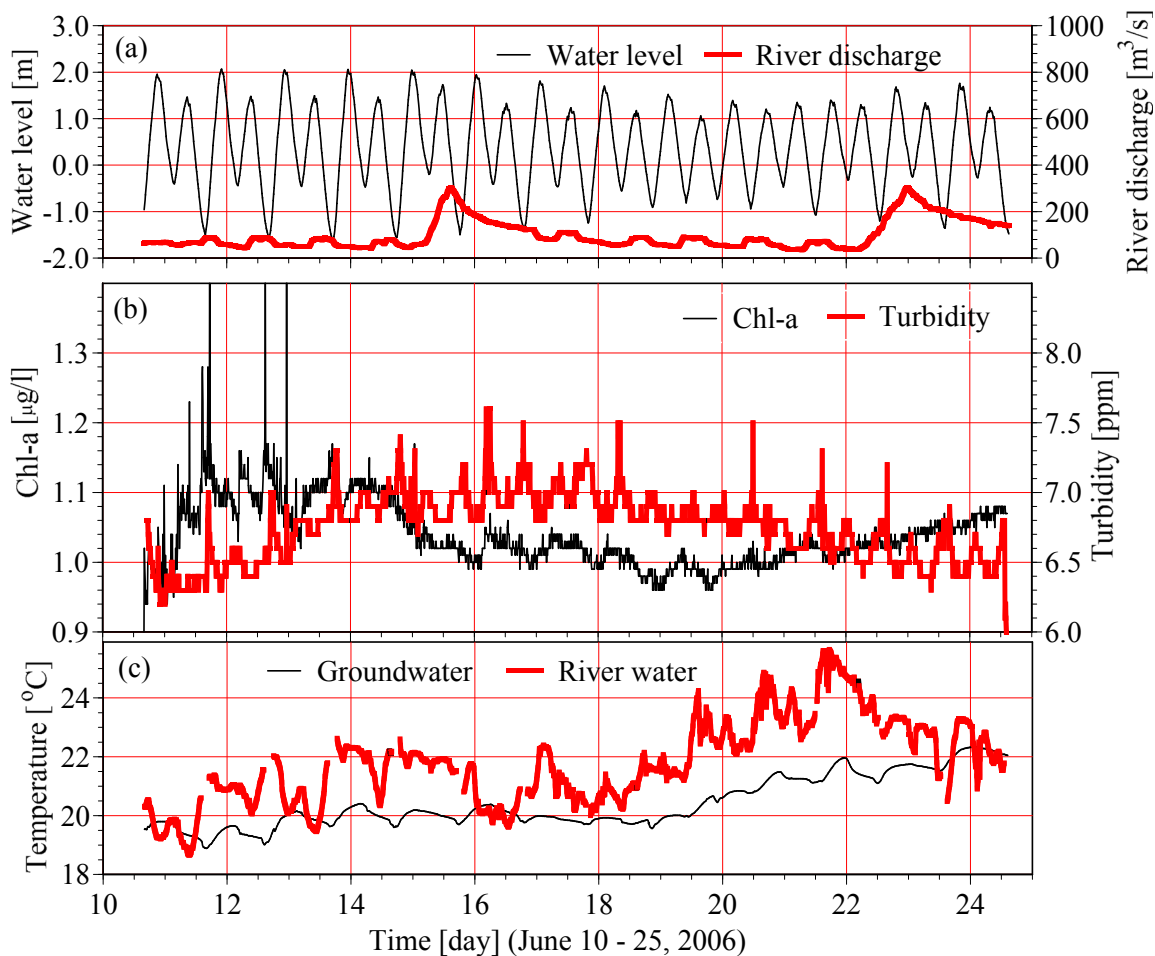


図 2-17 イソジミの生息実験を行った期間(a)河川水位，河川流出量，(b)低水路干潟地下水（G.L.-0.5m，T.P.-1.0m）の Chl-a と濁度，(c)低水路干潟地下水と河川水（T.P.-1.0m）の水温変動

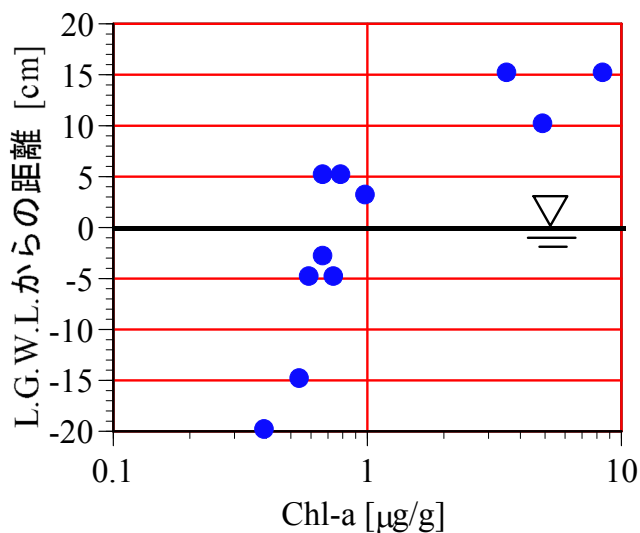


図 2-18 CASE 2 の実験後の L.G.W.L. と Chl-a の関係（水位は L.G.W.L.を示している）

Chl-a の増加は地下水温の上昇時に起こっており、表層で生産された Chl-a が干潟地盤内に輸送されていることが推定される。伊藤らは水温 20°C で 1g (殻長約 20mm) のイソシジミは 1 日に 28 μ g-Chl-a を摂食したことを実験的に試算している²⁰⁾。また、イソシジミは浮遊珪藻のみならず、堆積物中のデトリタスも餌料としていることを示している。図 2-18 には CASE2 として行った 3 回の実験後の L.G.W.L. と Chl-a の関係が示されている。L.G.W.L. 以深では 0.5~1 μ g/g, L.G.W.L. 上 10cm では 5 μ g/g 以上の Chl-a が存在している。図 2-17 に示したように L.G.W.L. 以深の地下水においても 1 μ g/l 程度の Chl-a があり、実験飼育槽 (砂層) 内の L.G.W.L. 付近には 1 μ g/g 程度の Chl-a が含まれていることから、砂層内にはイソシジミが生息するために必要な餌料は十分に輸送されていると言える。

d) イソシジミの生息と移動形態

図 2-19 には土砂が新しく堆積した地盤を想定した場合 (CASE1) のイソシジミの投入深さと個体数、実験後のイソシジミの生息深さと個体数が示されている。図中にはイソシジミの投入深さと個体数、および実験後の生息深さと個体数を●の位置と大きさで示している。図中には破線で L.G.W.L., 数字で個体数が示されている。図 2-20 には表層を通じた摂餌、呼吸を阻害した場合 (CASE2) のイソシジミの生存率が示されている。縦線が移動可能深さと生存率、点線は回収 (大潮干潮) 時の地下水位を示している。

20cm を超える土砂堆積が生じた場合 (CASE1) においても、投入した全てのイソシジミは、2 ヶ月以上生存可能であることが明らかとなった (図 2-19)。L.G.W.L. よりも深い地盤下 40cm に投入したイソシジミはほぼ L.G.W.L. を挟んで生息しており、干潟地盤内の移動が可能であっても表層付近に移動せず L.G.W.L. 付近を好んで生息している。地盤下 20~40cm に分けて投入した場合にも L.G.W.L. 付近に全てのイソシジミが生息していた (図 2-19(b))。これらの結果からイソシジミは地盤内の深い場での生息が可能であれば、表層付近に生息しない (あるいは移動できない) こと、イソシジミの生息可能 (良好) な環境が L.G.W.L. 付近にあることが推定される。

イソシジミの干潟地盤内の移動を制限した場合 (CASE2) には、L.G.W.L. を挟んで移動可能な状態での生存率はどの実験においても 100% であり、L.G.W.L. 以下への動きを制限した (表層から地盤下 10cm までに動きを制限した) 場合の生存率 60~90% と比較して極めて高い生存率であることが確認された (図 2-20)。この結果は表層を通じての摂餌が制限された場合においてもイソシジミの生息に影響が無いこと、生息環境を整えば表層よりも深い場に生息することを示しており、自然擾乱を受け難い地中において二枚貝の生息が可能であることが示された。

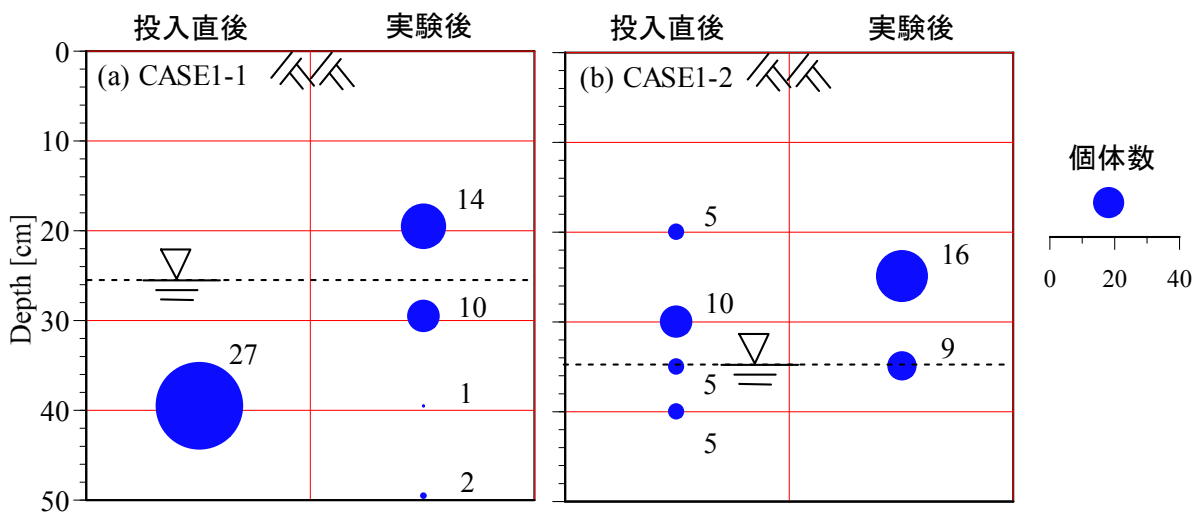


図 2-19 20cm を超える土砂堆積が生じた場合におけるイソシジミの投入深さと実験後の生息深さ（図中には点線で L.G.W.L., 数字で個体数が示されている）

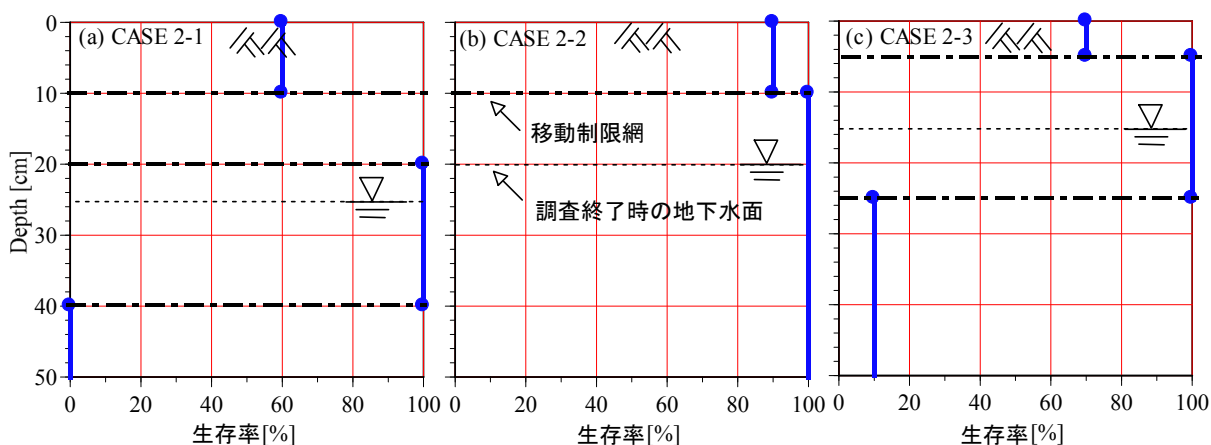


図 2-20 表層を通じた摂餌，呼吸を阻害した場合におけるイソシジミの生存率（図中には縦線で移動可能深さと生存率，点線で回収（大潮干潮）時の地下水位が示されている）

2.9 本章のまとめ

本章では、太田川に形成されている干潟の特性を明らかにし、河口域の水温、塩分等の周辺環境の長期変動や洪水に伴う短期的な擾乱が底生生物の生息数や底質環境に及ぼす影響や干潟環境の形成に重要な要因について検討した。得られた結論は以下の通りである。

- 1) 太田川放水路では全域に干潟地形が発達しており、塩分の遡上距離や底質粒度等の違いにより多様な生態系が形成されている。
- 2) 太田川放水路と天満川では干潟に輸送される有機泥量に大きな違いは見られないが、河川流量の分派量が異なるため、塩分の遡上距離や出水に対する応答が異なる。
- 3) 太田川放水路には主に砂質干潟が、市内派川（天満川）には主に砂泥質干潟が形成されており、市内派川に形成された干潟は上流に向かうにつれて細粒分含有率が高くなり、干潟のヘドロ化が進んでいる。
- 4) 生物生息環境は直接的な水温や降水量の変化よりも、水温変動に伴う大型藻類等の繁茂とそれに引き続く有機泥の堆積状況の変化や、出水に伴うデルタ地下水位の上昇等の様々な環境の変化に依存している。
- 5) アサリやヤマトシジミ等の二枚貝の生息には土壌内に含まれる有機物量のほかに地盤内の間隙が十分保持されること、地下水流動性があることが重要である。
- 6) 放水路干潟では、イソシジミが出水に伴う 50cm を超える土砂堆積が生じた後も地盤下 50～80cm で生息し続けていた。これは、地下水流動に伴う酸素や有機物の輸送が行われることで、深い場においても二枚貝が生息可能であったためである。
- 7) イソシジミの干潟地盤内の移動を制限した場合には、L.G.W.L.を挟んで移動可能な状態での生存率は 100%であり、表層から 10cm までに動きを制限した場合の生存率 60～90%と比較して極めて高い生存率であった。表層を通じての摂餌、呼吸が制限された場合においてもイソシジミの生息に影響が無いこと、生息環境を整えばイソシジミは表層よりも L.G.W.L.付近の深い場を好んで生息することがわかった。

参考文献

- 1) 環境庁水質保全局：底質調査方法とその解説改訂版，pp. 76-86，日本環境測定分析学会・丸善，1988.
- 2) 細川恭史，三好英一，関根好幸，堀江毅：内湾における有機微細粒子の沈降速度の実測，海岸工学論文集，第35巻，pp.372-376，1988.
- 3) 川西澄，筒井孝典，中村智史，西牧均：太田川放水路における土砂動態と底質変動，海岸工学論文集，第52巻，pp.906-910，2005.
- 4) 長戸宏樹，越智達郎，日比野忠史，福岡捷二：太田川河口域における有機泥の循環に関する基礎的研究，水工学論文集，第51巻，pp.1195-1200，2007.
- 5) 日本海洋学会：沿岸環境調査マニュアル2[水質・微生物篇]，pp.65-66，恒星社厚生閣，1990.
- 6) 瀬戸内海総合水質調査：<http://www.pa.cgr.mlit.go.jp/gicyo/suishitu/>
- 7) 武田正倫：原色甲殻類検索図鑑，pp.242-243，北隆館，1982.
- 8) 三宅貞祥：原色日本大型甲殻類図鑑(1)，pp.91-92，保育社，1982.
- 9) 水産庁：干潟生産力改善のためのガイドライン，2008.
- 10) 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，pp.1146-1150，2006.
- 11) 駒井克昭，日比野忠史，阿部徹：太田川デルタにおける河川と沿岸帯水層での水循環，海岸工学論文集，第55巻，pp.1216-1220，2008.
- 12) 富田智，長戸宏樹，日比野忠史，西牧均，松本英雄：太田川河口における有機泥の挙動に関する研究，水工学論文集，第49巻，pp.1411-1416，2005.
- 13) 今川昌孝，駒井克昭，日比野忠史，阿部徹，西田芳浩：デルタ河川河口部に堆積する有機泥の分布特性，水工学論文集，第53巻，pp.1447-1452，2009.
- 14) 西村尚哉，駒井克昭，今川昌孝，日比野忠史：有機懸濁物質の形成に関する基礎研究－有機物の付着特性－，海岸工学論文集，第55巻，pp.1056-1060，2008.
- 15) 鮎川和泰，村上誠，福森亮子，大谷修司，奥村稔，岡田光正，福岡捷二，清家泰：感潮河川DOに及ぼす干潟付着藻類の寄与について，日本陸水学会講演要旨集，第71巻，p.266，2006.
- 16) 新保裕美，田中昌宏，越川義功，柵瀬信夫，池谷毅：現地調査によるアサリ生息量と環境要因との関係の検討－神奈川県金沢湾・干潟湾を対象として－，海岸工学論文集，第46巻，pp.1216-1220，1999.

- 17) 栗原康：河口・沿岸域の生態学とエコテクノロジー, pp.88-92, 東海大学出版会, 1988.
- 18) 川原逸朗, 伊藤史郎, 山口敦子：有明海のタイラギ資源に及ぼすナルトビエイの影響, 佐賀県有明水産振興センター研究報告, 22号, pp.29-33, 2004.
- 19) 伊藤絹子, 佐々木浩一, 大森迪夫, 大方昭弘：現地実験法により求めたイソシジミ *Nuttallia olivacea* の成長速度, 日本ベントス学会誌, Vol.56, pp.9-17, 2001.
- 20) 伊藤絹子, 加賀敏樹, 佐々木浩一, 大森迪夫：干潟二枚貝の生産過程と餌料環境, 水産総合研究センター研究報告別冊 3, pp.1-16, 2005.

第3章 複断面河道周辺に形成される地下水流れ

3.1 概論

太田川放水路は1969年の完成以後、河道内の整備がなされ、1975年頃には中流域に低水路護岸が構築されている。護岸天端高は概ね平均潮位高に構築されているため、満潮時に海水が遡上することで護岸の高水敷側には汽水性の潮だまりが形成されている。低水路には洪水時に輸送された土砂が護岸前面に堆積し、砂干潟が形成されている。以後、それぞれタイドプール、低水路干潟と呼ぶ。河口から中流域に発達する干潟は海域の影響を受ける河口干潟に位置づけられる。中流域に形成されたタイドプール内には50%程度の細泥が堆積し、砂ガニの良い生息場となっている。また、中流域に発達した低水路干潟では細泥分は数%程度と少なく、イソシジミが優先した生物相が形成されており、多様な生態系が維持されている¹⁾。感潮河川（汽水域）において河道が複断面形状を有する場合には、高水敷と低水路間に地下水流れが形成されることが予想される。特に高水敷に潮だまりや湿地帯が形成されている場合には干潟地盤において地下水面が高い位置で維持されることが考えられる。低水路地下では地盤上層からの河川水の浸透の他に高水敷方向から流入する地下水も多くあり、高水敷と低水路間の水位差によって低水路干潟地盤内に流入する地下水の流量と水質は異なると考えられる。そのため、干潟地盤内への地下水の流出入は多様な干潟環境を形成し、生物生息に大きな影響を与えることが予想される。生物の良好な生息環境を維持するために必要な溶存酸素（DO）の供給は横断面方向からの地下水流れによっても行なわれるが、大気や地盤表面に付着した藻類、植物プランクトン等の影響を受けている表層水や河道からの覆流水によって供給される場合が多い。沿岸域に構築された構造物が生態系に及ぼす影響に関しては、防波堤周辺の流れ場に応じて変化する底質環境や生物生息環境について多くの研究がなされている²⁾、³⁾が、河川構造物周辺に形成された地下水場や生態環境を対象とした知見は少ない。

本章では、複断面形状を有する放水路中流域で形成されている干潟地盤内の水環境から河道構造物周辺に形成される地下水流れの発生機構を明らかにし、地下水流れが底質環境や生物生息環境に及ぼす影響について検討した。

3.2 複断面河道周辺に形成されている干潟環境を把握するための手法

3.2.1 調査地点の概要

図 3-1 に太田川放水路河口から約 5.5km 上流の己斐左岸（2 章における St.1-3）における河道断面の横断地形と機器設置位置，写真 3-1 に己斐に形成されたタイドプール，低水路干潟の写真を示す．写真に示すように己斐には石積護岸の前面に干潟，背面に潮だまりが形成されている．

3.2.2 干潟地盤内の地下水質分布の測定

干潟地盤内の地下水質の鉛直プロファイルの測定方法を以下に示す．まず，干潟地盤内にφ25cm×50cm の塩ビパイプを中の砂（泥）を取り除きながら 20～30cm 挿入する．パイプ内の地下水位が周辺地下水位と等しくなった後，パ

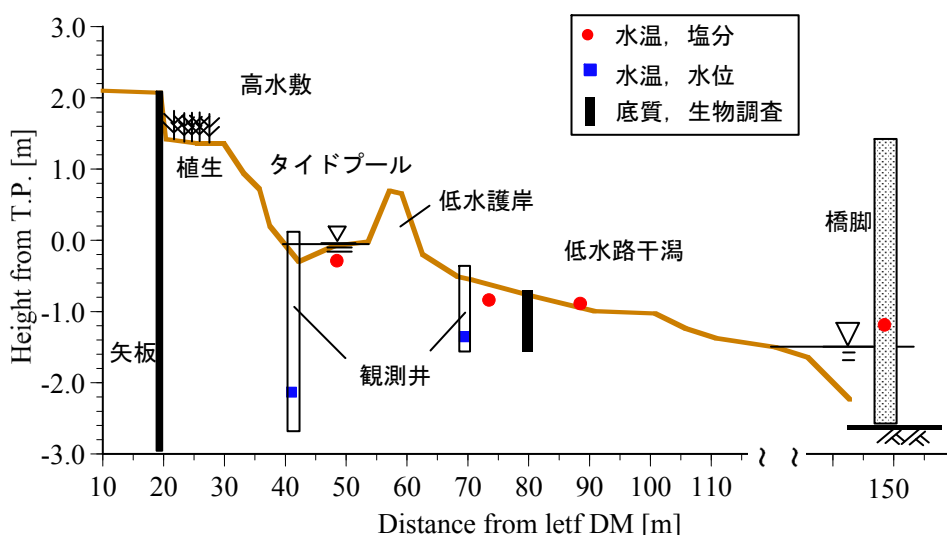


図 3-1 太田川放水路中流域（St.1-3）における横断地形と機器設置位置



写真 3-1 太田川放水路中流域に形成されたタイドプール（護岸左側），低水路干潟（護岸右側）

イプ内の地下水をボイリングが生じないように排水を行う。十分地下水が湧出したことを確認した後、多項目水質計（AAQ-1183, JFE アドバンテック社または 556MPS, YSI ナノテック社）を用いて地下水質を測定する。水質測定後、任意の深さまでパイプを挿入し、同じ操作を繰り返す。この手法により干潟地盤内の地下水質の鉛直プロファイルを測定した。

また、干潟地盤内の地下水質の連続測定は、干潟に敷設された観測井を用いる方法に加え、干潟地盤内に直接塩分・水温計や水温・水位計（Compact-CT, Compact-TD, とともに JFE アドバンテック社）を埋設することで行われた。観測井は全層にφ5mm のストレーナを有する塩ビパイプで井戸底部は閉じられている。また、直接干潟地下の塩分を測定する際には、電気伝導度の測定部に砂が入らないように測器の大きさに合わせた透水性の（φ5mm のストレーナを有した）塩ビパイプを用いた。測定部に砂が満たされた場合の塩分変化とその換算方法については駒井ら⁴⁾の論文に詳しい。

3.2.3 底質環境, 生物生息環境の測定

タイドプールを有する低水路干潟において、干潟表層の地下水質の鉛直分布を測定し、石積護岸周辺で形成される地下水の流れ場（タイドプール方向から低水路干潟への地下水の流出）が推定された。さらに、2007年には大型藻類の繁茂により有機泥が数mm堆積した干潟の凹地において、地下水質の鉛直プロファイルと地盤内の生息生物を測定することで、有機泥堆積下での生態環境が検討された。干潟地盤内の水質は、多項目水質計（AAQ-1183, 556MPS）を用いて測定された。

さらに、図 3-1 に示す低水護岸から約 20m 地点において低水路干潟表層から鉛直方向 10cm 毎に、現地干潟の優占種であるイソシジミ（*Nuttallia olivacea*）の生息数、IL, 湿潤密度, 含水比, 土粒子密度の測定を行い、低水護岸周辺に形成されている生態環境が検討された。生物生息数は 10cm 毎に 30cm×30cm の範囲に出現したイソシジミの個体数（1m² 当りに換算）とし、間隙率は湿潤密度, 含水比, 土粒子密度の分析結果から算出された。

3.3 複断面河道に形成された干潟の地下水質分布

3.3.1 干潟地盤内での塩分分布

図 3-2 には 2007 年 6 月 1 日（大潮最干時）に測定された干潟地盤内での地下水水面と塩分分布が示されている。観測時、タイドプールの塩分は 22.1, 流水部では 18.7 であった。

干潮時にはタイドプールから低水路干潟に水位勾配が形成されており、タイドプールに溜まった河川水が干潟表層を流下するため、低水路干潟では地盤表面と地下水水面は概ね一致（地盤勾配と地下水勾配が一致）している。干

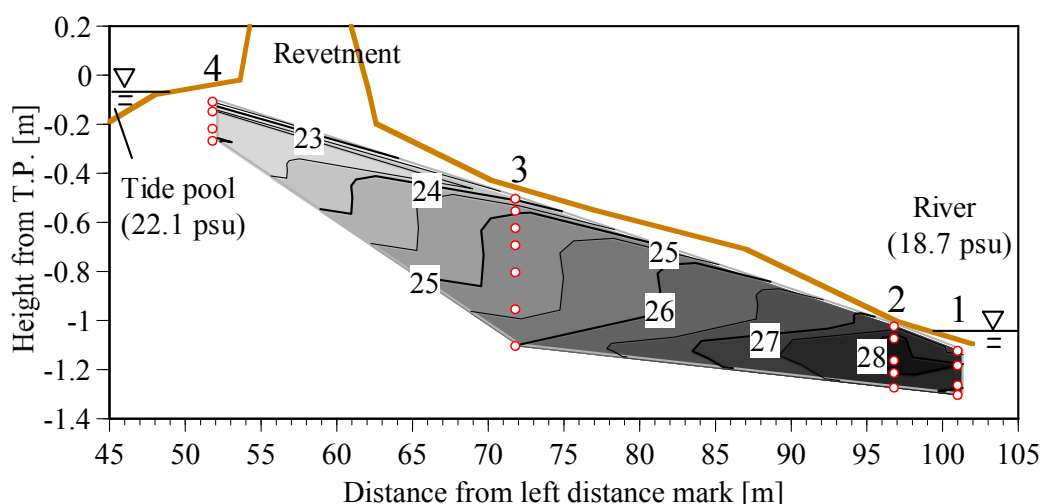


図 3-2 2007 年 6 月 1 日（大潮最干時）に測定された低水路干潟地下水の塩分横断分布（図中の 1～4 は測定地点，○は測定深さを表している）

潮時においても地盤内に高塩分水が残留しており，下げ潮時に河川水の地盤内への浸透の影響が小さいこと，流水部に向かって塩分が高くなっていることがわかる。

3.3.2 干潟地盤内表層の水質プロファイル

図 3-3 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 プロファイルが示されている。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。測定は図 3-2 に示した塩分と同時間に行なわれている。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（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 に維持されていることがわかる。前述のように，流水部河床表面での塩分は 22psu を超えており，遡上した海水が地表面に残留，または流水部河床から地盤内地下水が流出していることが考えられる。

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。すなわち，タイドプール表層では干潟地盤内に比較して 3℃ 以上高く，河川水よりも 1℃ 以上高い（次節でタイドプール⑤地点 -1m と -3m

での地下水温について述べている)。図 3-2 に示す断面に形成された水温分布は干潟地盤内の水温が深い地盤内のさらに低い水温によって維持されていることが推測できる。

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 を超える泥深においても 3mg/l を超える量の酸素が溶存している。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 は流水部に近いほど河川水に近い値を示しており、水際部では干出の有無によって pH の大きさが異なっている。タイドプール地盤内で DO が高いのはタイドプールに残留した河川水が土中に浸透し、DO を輸送しているためと考えられる。また pH の分布は地盤内に海水が残留しており、海水の影響がタイドプールに向かって小さくなっていることを示している。

これらのことから、干潟地盤内の地下水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の影響を受けていることが推測される。

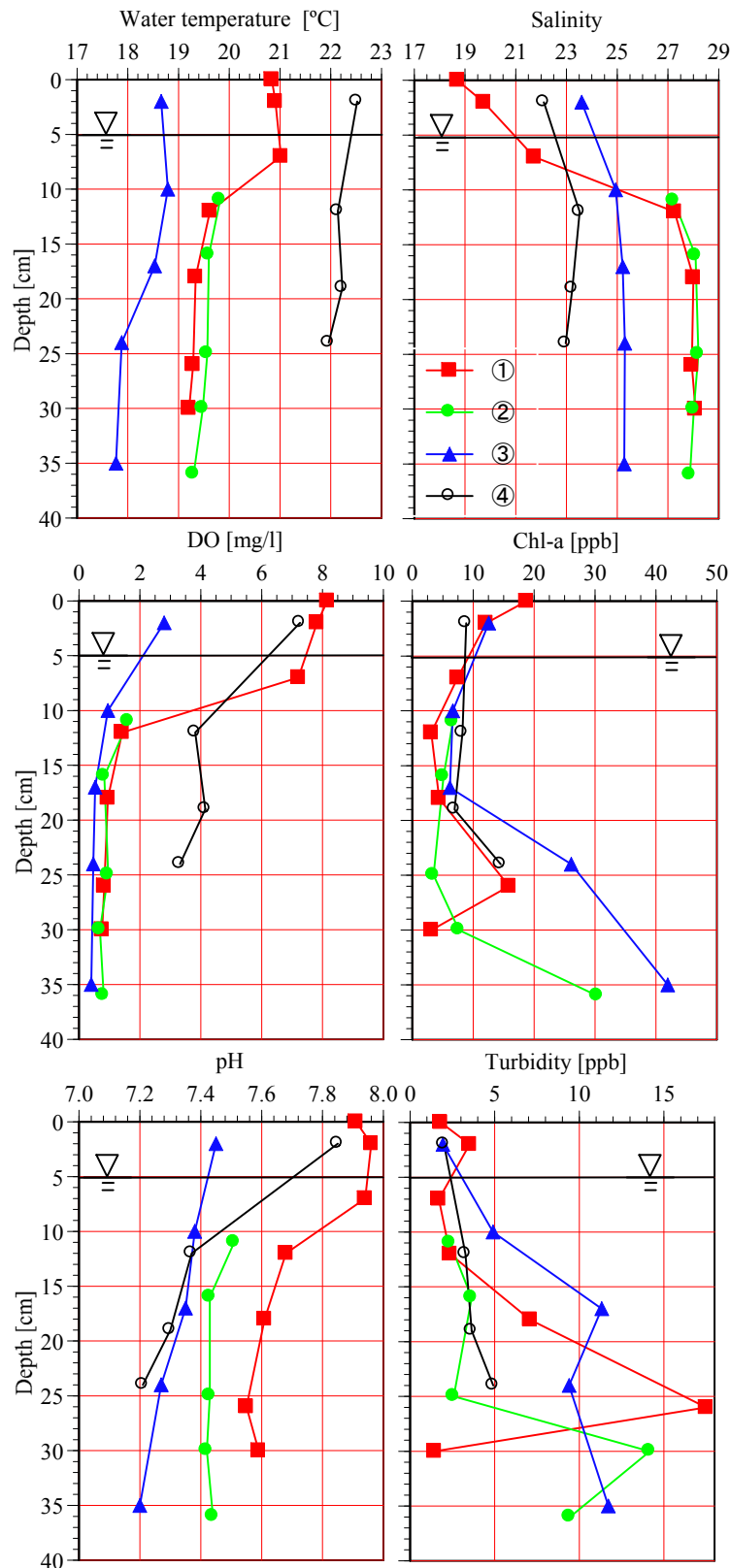


図 3-3 上げ潮に伴って変動する干潟地盤表層の水質（水温，塩分，Chl-a，DO，pH，濁度）変動，①～④は図 3-2 に示した観測点に対応しており，測定深度は各点の地下水面を基準（5cm）にプロットされている

3.3.3 潮汐変動に伴う地盤表層での水質変動特性（非干出期）

図 3-4 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での塩分と水温プロファイル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 3-2 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，緩やかな塩分上昇と水温低下が観測されている。この変化は高満潮位（5 時頃）からの下げ潮に伴って塩分上昇（水温低下）の傾向が強くなり，低干潮位時（15.5 時頃）までその傾向は続いている。これに対し，低干潮位時に地下水位面上になる -5cm と -10cm 層では高干潮位時に地下水位面下にある時にも満潮位時に比較して塩分は低い状態にある。上げ潮当初（図 3-4 の 5～7 時）には，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。

地表面から -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 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 3-4 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透していることがわかる。

b) 下げ潮に伴う干潟地表層での塩分低下

図 3-4 に示した -10cm 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下げ潮に伴って地下水の流動があることが認められる。図 3-2 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 3-4 に示した -30cm 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 より深い層からの地下水の移流があることがわかる。

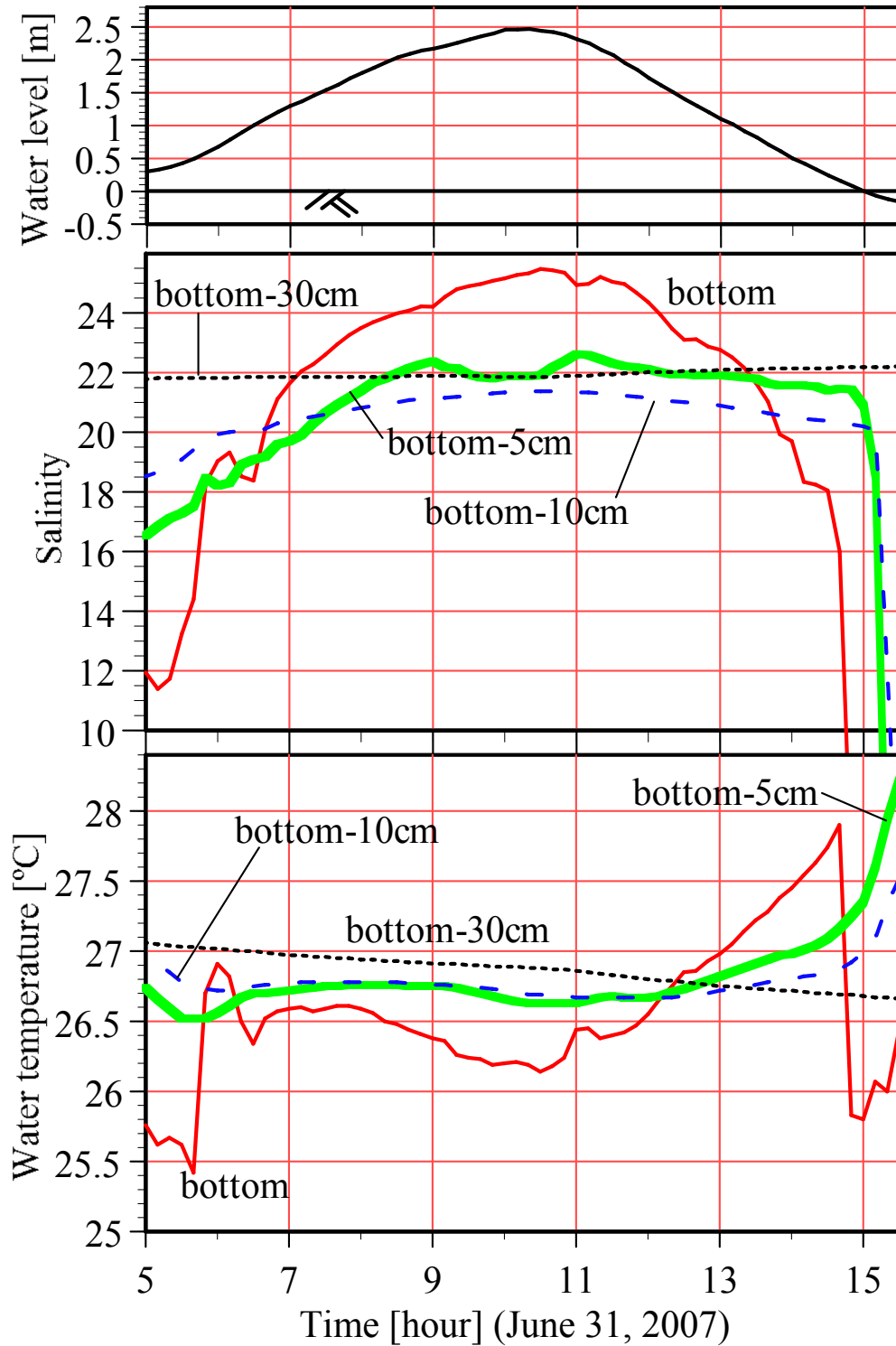


図 3-4 半周潮間に測定された干潟地盤表層での塩分と水温プロファイルの経時変化（上図の実線が地表面でセンサーは地表面、-5、-10、-30cm に設置されている）

3.3.4 潮汐変動に伴う地盤表層での水質変動特性（干出期）

a) 連続調査の概要

太田川放水路中流域（河口から 5.5km 上流）の己斐に形成された砂干潟において地下水質の連続測定を行い，潮汐に伴う干潟地盤内の水温，塩分変化を明らかにした．図 3-5 に調査地点の横断面図と機器設置位置を示す．干潟地盤内の地下水位，水質変動は，塩分・水温計（CT 計，JFE アドバンテック社）と水温・水位計（TD 計，JFE アドバンテック社）を $\phi 8$ cm のストレナ付きパイプ内に設置し，両端を 1 mm メッシュの網で被覆したパイプを地盤内に埋設することにより測定された．各データは 1 分間隔で測定されている．調査は 2008 年 8 月 2 日～18 日，2009 年 1 月 14 日に実施され，河川水位と地下水位の変動，地下水位の上昇，下降に伴う地盤下 20 cm での地下水塊の水温，塩分変動より，地下水の上昇機構と干潟地盤内の水質変動機構が検討された．河川水位は，干潟前面で TD 計（1 分間隔）を用いて測定したが，干潟前面での測定ができていない時には放水路河口（草津）で国土交通省によって計測された 1 時間毎のデータを使用している．放水路河口と中流域は 5.5 km 離れており，調査地点における上げ潮時の水位上昇はおおよそ 20 分の遅れが生じている．

b) 上げ潮に伴う干潟地盤内での地下水位と塩分変化

図 3-6 に 2008 年 8 月 2 日～18 日の間に測定された大潮最干地下水位（Low groundwater level during spring tide : LGWL）と地下水位が上昇を始めた時の河川水位の関係を示す．河川水位は図 6-1 に示すように 130 m 地点，地下水位は 100 m 地点（地盤高：T.P.-1.1 m）で連続測定された．データは調査地点での 5 回の LGWL と河川水位の関係が示されている．地下水位の上昇が河川水の直接の浸透によるものであれば，地下水位の上昇は河川水位が地盤高

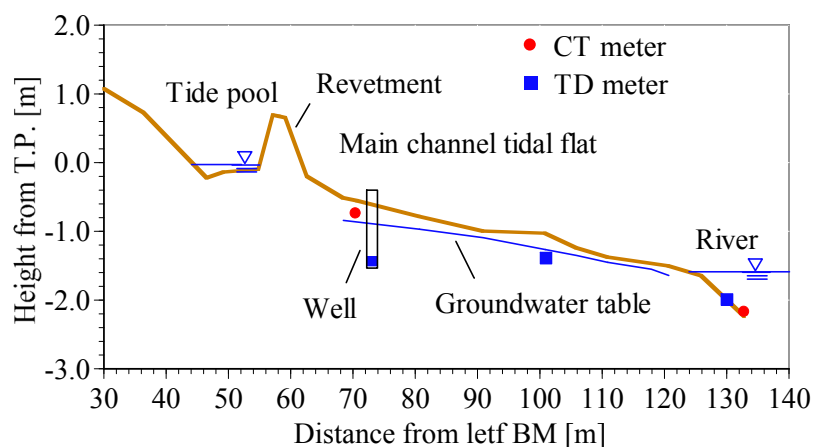


図 3-5 調査地点の横断面図と機器設置位置（図中には 2009 年 1 月 15 日の同時刻に測定された LGWL と河川水位が実線で示されている）

(T.P.-1.1 m) 付近に達したときに生じるはずである。しかしながら、地下水位の上昇が始まる河川水位は、LGWL よりも常に低い状態にあり、河川水位が地下水位よりも低下した場合には、常に河岸側からの地下水の供給があることがわかる。また、地下水位の上昇が始まる河川水位は LGWL の低下に伴って線形的に低下しており、例えば、LGWL が T.P.-1.25 m まで低下した時には、河川水位が地下水位よりも 20 cm 程度低い位置にあるにもかかわらず、地下水位は上昇を始めている。

図 3-7 に 2009 年 1 月 14 日（大潮期）に測定された(a)河川水位（草津）と地下水位、(b)河川水、地下水（機器設置高：T.P.-2.2 m, T.P.-0.75 m）の塩分、(c)水温の時系列変化を示す（機器設置位置は図 3-5 参照）。図(a)には実線で干潟の地盤高（T.P.-0.55 m）が示されている。

地下水位は干潟干出（3 時）後も徐々に低下し続け、約 5 時間で 20 cm 程度低下している。地下水位の低下に伴い塩分も徐々に低下するが、センサー干出前の 20～30 分間（地下水表層の 3 cm 程度）に塩分は急激に 20 psu まで低下しており、地下水表層の塩分が 20 psu 程度であることがわかる（この塩分低下がセンサー測定部の干出によるものではないことは確認されている）。上げ潮初期（8 時 15 分）には、図 3-6 で示したように河川水位が地盤高（地下水位）より低い状態にあっても、地下水位が上昇している。地下水位の上昇に伴って地下水表層の 20 psu の地下水が上昇し、約 5 分間で 24 psu まで増加している。この時、地下水の塩分は河川水の塩分よりも 4 psu 低いことから、河川水の直接の流入によって地下水位が上昇していないことがわかる。塩分の急激な上昇後、河川水が地盤高まで上昇する約 10 分間には、さらに塩分と水温の上昇が生じており、地盤の深い位置にある地下水が上昇していることが予想される。河川水位が地盤高まで上昇すると地盤内に低塩分、低水温の河川水が浸入し、地下水は河川水の水質に近づいている。

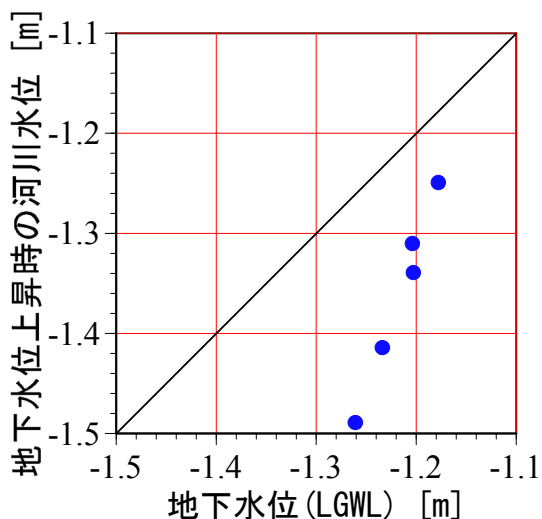


図 3-6 最干時の地下水位 (LGWL) と地下水位が上昇を始めた時の河川水位の関
係

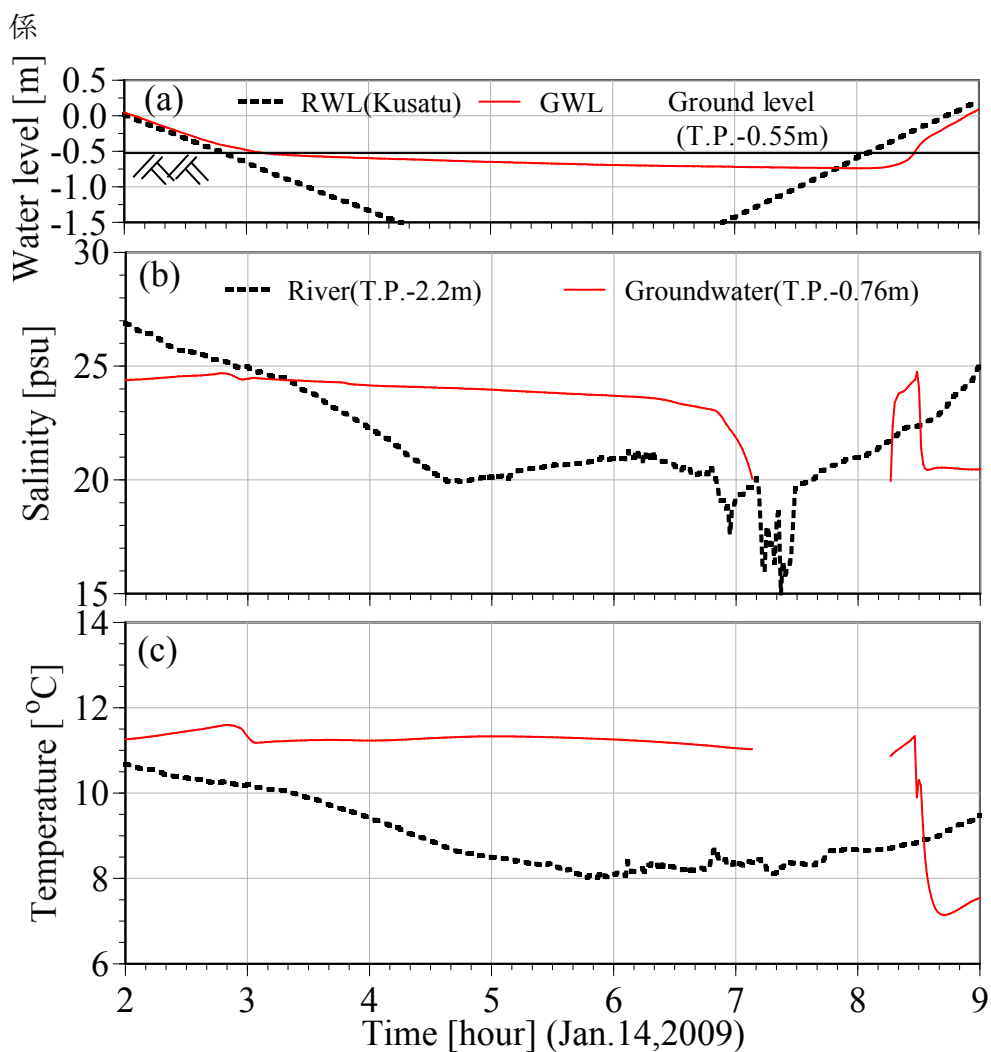


図 3-7 (a)河川水位 (草津) と地下水位, (b)河川水と地下水 (地盤下 20 cm) の塩
分, (c)水温の時系列変化 (機器干出時のデータは除かれている)

c) 塩分・水温プロファイルの推定

図 3-8 に図 3-7 の地下水位の低下，上昇に伴って変動する地下水塊が地盤下 20 cm に設置した塩分・水温計を通過する時に計測された水質変化から得られた干潟地盤内の(a)塩分，(b)水温プロファイルを示す．ここで，作成された水質プロファイルは地下水位の上昇が水平方向からの流入によるものではなく，一次元的に生じている場合には正しい地下水の水質プロファイルを表すことができる．

下げ潮時に低下した水塊と上げ潮時に上昇した水塊はほぼ一様の塩分プロファイルを有している．地下水位の変動が，地盤深部の地下水塊の上昇によるものであるとすれば，地下水位の変動に伴った地下水と河川水の水交換率が低いことになる．上げ潮初期の干潟地盤内の塩分変化は図 3-9 に示すようなメカニズムで生じていることが予想される．地下水位の上昇，低下に伴って同じプロファイルが形成されるためには，河川水位が上昇した時に地下水の河川への流出が制限されること，河岸（低水護岸）側から地下水位に応じた地下水が流入し，水平方向に地盤の深さに対して一様の密度流が形成され，継続していることが必要である．

地下水流れは，一般的には地下水位データを用いて再現計算が行われるが，再現結果を評価するためには地下水流れに伴う地盤内の塩分変動を再現できなければならない．地盤内での塩分移動についてはまだ解明されていない現象が多く残っているため，3.7 節では地盤内での塩分移動について実験的に検討が行われた．

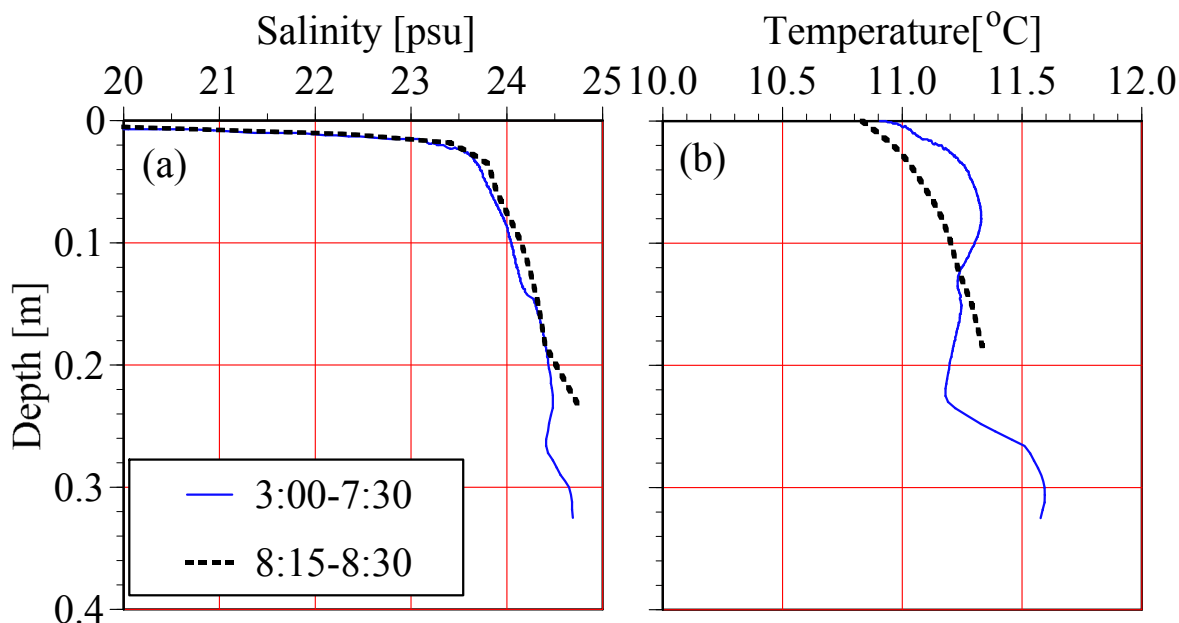


図 3-8 地下水位の低下，上昇に伴って変動する地盤下 20 cm（水温・塩分計の設置高さ）の地下水塊の水質変動から得られた干潟地盤内の(a)塩分，(b)水温プロファイル（凡例は図 6-3 の x 軸と対応している）

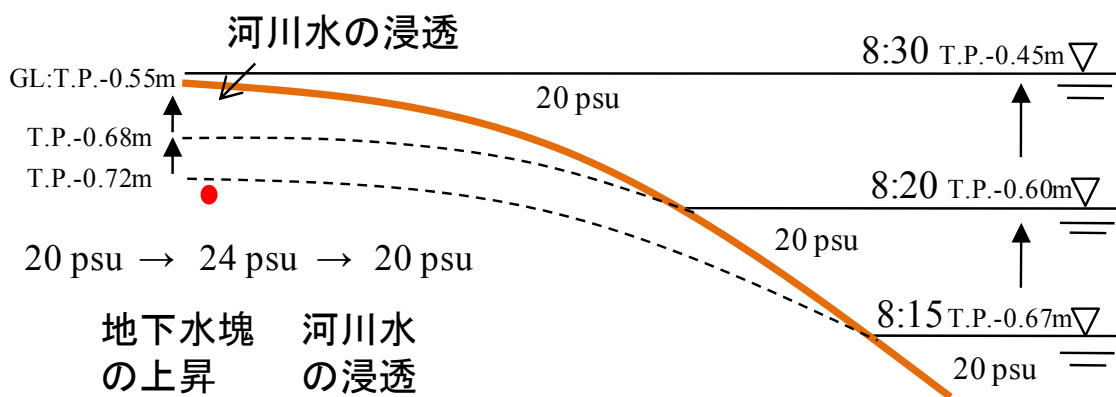


図 3-9 河川水位の上昇に伴う地下水位の上昇と干潟地盤内の塩分変化（模式図）

3.4 地下水流れの発生機構

図 3-10 には 2006 年 10 月 8 日～22 日に測定された低水路干潟とタイドプールの水位，図 3-11 には 2006 年 10 月 8 日～9 日（大潮期）の間に測定された放水路河口（2 章の St.1-1）と己斐のタイドプールおよび低水路干潟での水位変動が示されている．図中には護岸高（T.P.+0.65m）が実線で，低水路干潟地盤高（図 3-2 の 70m 地点，T.P.-0.4m）が破線で示されている．

タイドプール水位の下降速度は護岸の地下構造や土砂の堆積状態によって変化するが，河川水位が護岸高より低くなると，護岸によりタイドプールと低水路に水頭差ができる．この水頭差は水位下降速度に約 3 倍の差（タイドプール：0.08m/h，低水路：0.25m/h）があるため，干潮に向かって低水路に

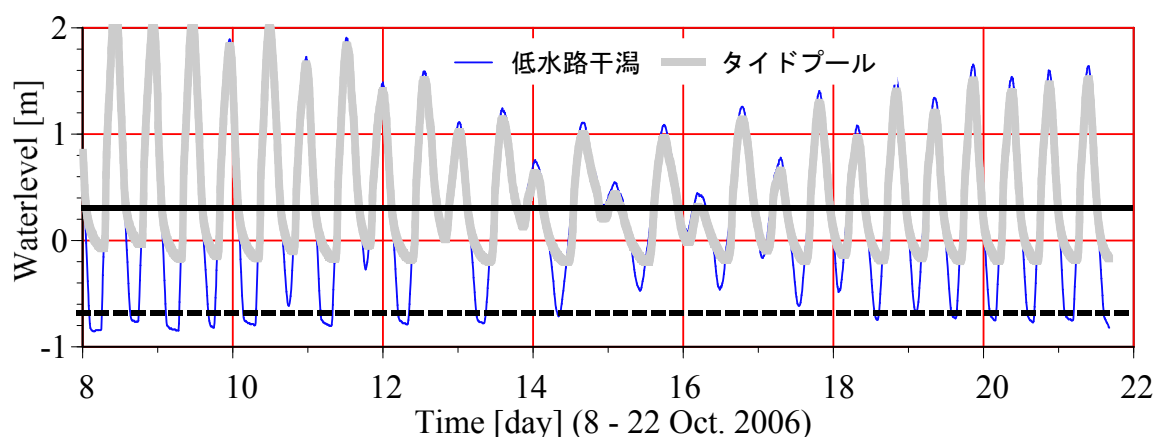


図 3-10 低水路干潟，タイドプールの水位変動（図中には護岸高が実線で，低水路干潟地盤高が破線で示されている）

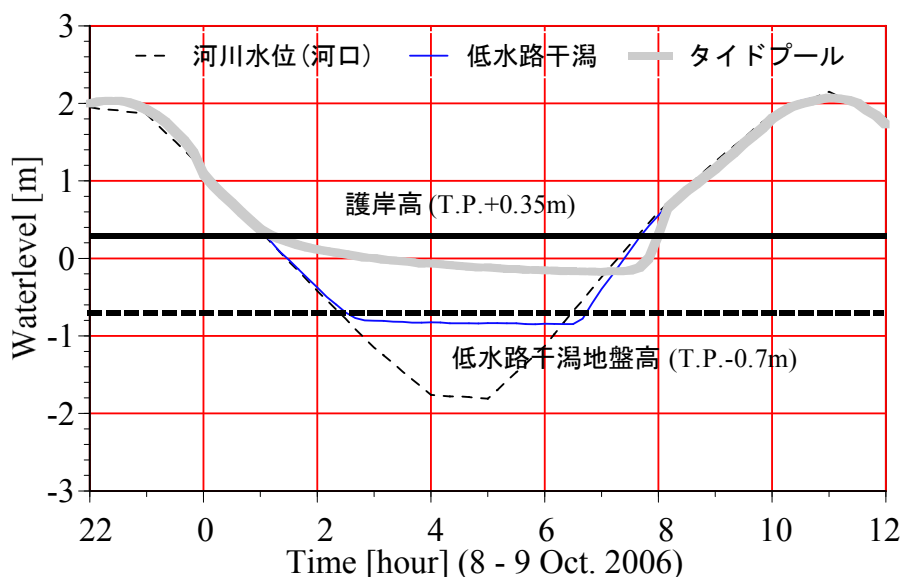


図 3-11 2006 年 10 月 8 日～9 日の河川水位（河口）と低水路干潟，タイドプールの水位変動（河口水位は 1 時間，他は 10 分間隔の測定）

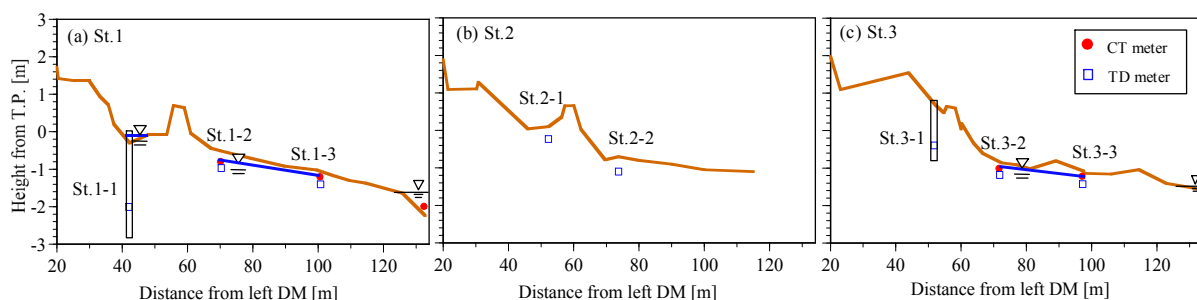


図 3-12 (a)St.1, (b)St.2, (c)St.3 における横断面図と機器設置高さ（図中には実線で大潮最干時の地下水面が示されている）



写真 3-2 (a)St.1, (b)St.2, (c)St.3 におけるタイドプールと低水路干潟

向かう水面勾配が増大していく．図 3-11 では干潮時に河川水位は T.P.-1.5m 程度まで低下するが，干潟地盤内（干潮時の流水際から約 30m 地点）においては，地表面下 20cm (T.P.-0.6m) 程度までに地下水位が保たれている．干潮時に地下水面が高く保たれ，図 3-2 に示す塩分分布が形成されているのは，タイドプールに向かって正の水位勾配が形成され，満潮付近にタイドプールに溜まった河川上層水（低塩分水）が低水護岸内や地盤内を通り低水路干潟へ流出しているためと考えられる．

3.5 タイドプールの有無による地下水環境の相違

タイドプールの有無による地下水環境の違いを明らかにするため，これまで調査を行ってきた地点 (St.1) に加え，St.1 よりも 100m, 150m 下流の地点（それぞれ St.2, St.3 とする）における地下水位，水質変動の比較を行った．図 3-12 に各地点の横断面図と機器設置高さ，写真 3-2 に各地点のタイドプールと低水路干潟を示す．St.2 では St.1 と同様にタイドプールが形成されているが，タイドプールの地盤高が St.1 よりも 0.2m 高いため，干潮時にはタイドプールに溜まった水塊が St.2 から St.1 方向へ流出し，干出している．また，St.3 では砂の堆積によりタイドプールが形成されていない．

図 3-13 には St.1, St.2, St.3 における(a)護岸背面，(b)低水路干潟の地下水

位変動，図 3-14 には(a)放水路河口の河川水位，(b)St.1，(c)St.3 における地下水塩分の時系列変化が示されている．また，図 3-14 の河川水塩分は St.1 の滯筋（図 3-12(a)の 130m 地点）で測定されている．なお，それぞれの機器設置高さは図 3-12 に示されている．

図 3-13 より，タイドプールの存在しない St.3 の護岸背面の水位は St.1 よりも 10cm 程度水位が低いこと，St.3 でも護岸背面の地下水位変動があること，大潮最干時には St.1 から St.3 に向かうにつれて護岸背面の水位が低くなることがわかる．また，干潟地下水位も同様に St.1 から St.3 に向かうにつれて水位が低くなっている．さらに，図 3-12 に示されているように，St.1 と St.3 の地下水水面勾配を比較すると St.1 の方が大きいことから，タイドプールからの地下水流出により地下水位が高く保たれていることが予想される．

図 3-14 より，St.3 の塩分変動は護岸付近と滯筋付近で 2 程度の差しかなく，河川水の塩分変動と同様の傾向が見られる．一方，St.1 の塩分は護岸付近と滯筋付近両者とも St.3 よりも低く，護岸付近で塩分変動が大きい．タイドプールには下げ潮時に表層の河川水が流入するため，塩分の低い水塊がタイドプールに溜まっている．これらのことから，タイドプールと低水路干潟の水位差によって下げ潮時にタイドプールから地下水が流出し，護岸周辺で塩分変動が大きくなることがわかる．

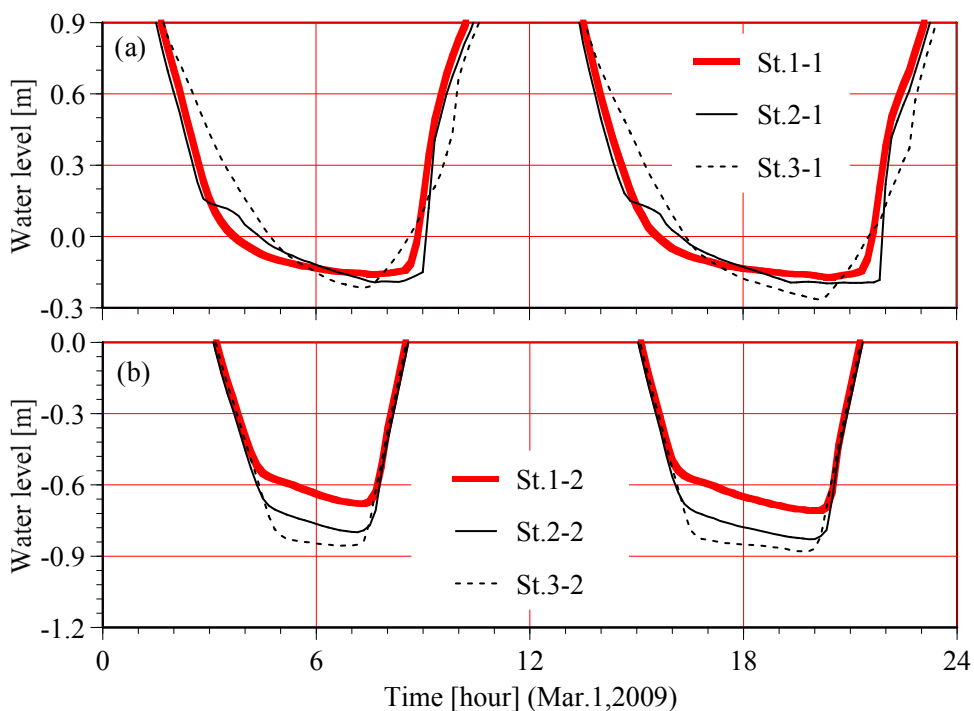


図 3-13 St.1, St.2, St.3 における(a)護岸背面, (b)低水路干潟の地下水位変動

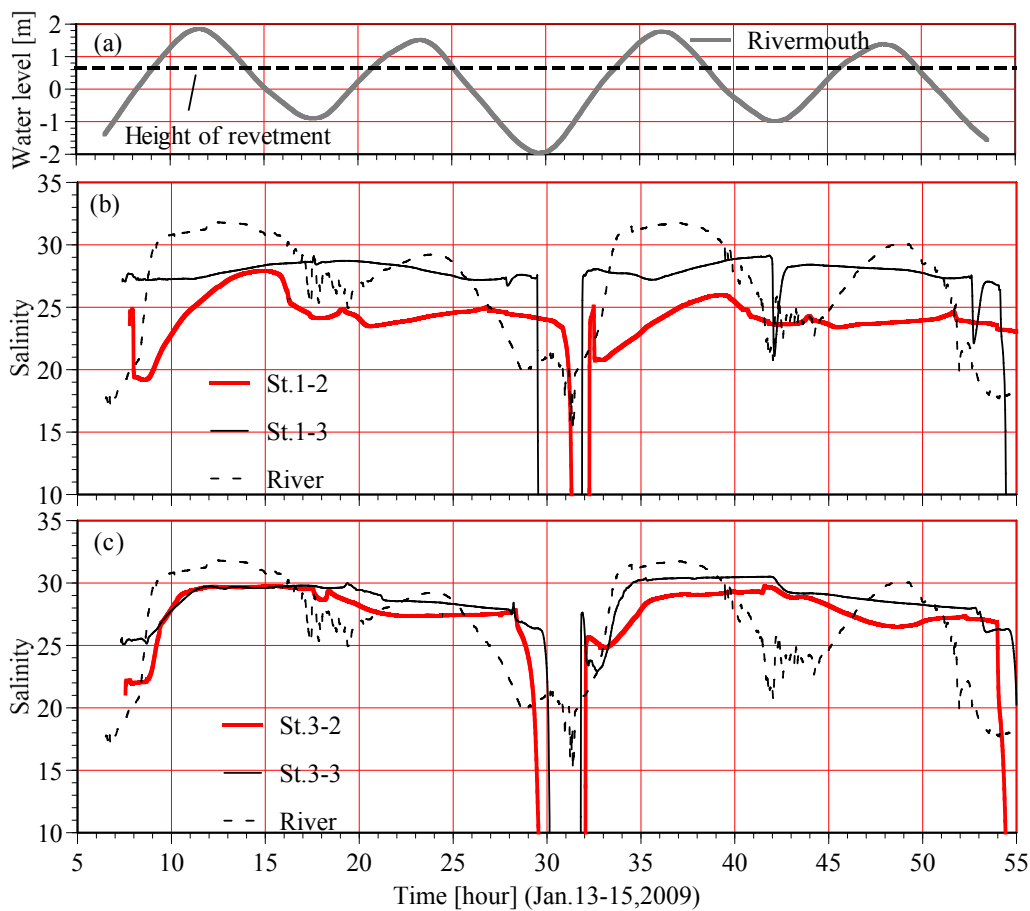


図 3-14 (a)放水路河口の河川水位, (b)St.1, (c)St.3 における地下水塩分の時系列変化 (図(a)には破線で護岸高が示されている)

3.6 複断面河道周辺に形成される干潟環境

3.6.1 生物生息，有機物量の鉛直分布

図 3-15 には(a)2006年5月2日と8月8日に測定された低水路土壌の IL，(b)2006年5月2日に測定された低水路干潟における二枚貝（イソシジミ）の生息量と干潟土壌の間隙率の鉛直分布が示されている（調査地点は低水護岸から 20m 地点，図 3-1 参照）。図(a)には図 3-2 の地下水水面に対応する大潮最干地下水位（LGWL）が実線で示されている。

干潟土壌の間隙率は 50%程度（湿潤密度 1.3g/cm^3 ）と高く， 100N/m^2 を超えるイソシジミが生息している。また，IL は LGWL を境に 2 倍程度の差がある。2.6 節で示したように太田川放水路では夏期に $13\text{g/m}^2/\text{h}$ 程度の有機泥の沈降量があることから，有機泥の分解，消費または地下水流れによる輸送が無ければ，表層で IL が多くなるのが自然である。しかし，LGWL 以深では表層付近より 2 倍程度 IL が高くなっており，地下水の流れによって有機物が下層に輸送されていること，間隙率が高く維持されることが推定される。低水護岸周辺で干潟地盤内に有機物が輸送され，間隙率が高く維持されることで，洪水による土砂堆積後にも干潟深部でイソシジミの生存を可能にしたと考えられる。

3.6.2 クロロフィルの生産と DO の供給，消費

一般的な脱窒機構を図 3-16 に示す。好氣的な状態では有機物に含まれる有機態窒素は動物や好気性菌等によって酸化的に分解・無機化され，無機態窒素として NH_4^+ が放出される。有機物の堆積場が嫌氣的状態であっても 2mg/l 程度の酸素があれば， NH_4^+ はアンモニア酸化菌によって NO_2^- ，亜硝酸酸化菌によって NO_3^- に硝化される。脱窒菌は NO_2^- ， NO_3^- が存在する場において嫌氣的状態（溶存酸素濃度が 0.5mg/l 以下⁵⁾）になると， NO_2^- ， NO_3^- の酸素を利用して周辺の有機物（低分子有機酸）を分解し， N_2 を排出する。すなわち脱窒は好氣的，嫌氣的状態が周期的に現れることによって活性度が向上する。なお，脱窒菌は酸素が存在する場では好気性菌と同様に有機物を分解し， NH_4^+ を排出する。しかし，嫌氣的状態が継続する場合には NO_2^- ， NO_3^- は消費または硝酸還元され，脱窒は起こらなくなる。さらに嫌氣的状態が続くと，硝化菌は消滅することになる。脱窒活性の測定方法は須藤ら^{6),7)}に詳しい。

図 3-17 には 2006 年 11 月 5 日～11 月 25 日の 20 日間に測定された(a)放水路河口の河川水位，(b)低水路干潟地盤下 0.5m（T.P.-1.5m）での DO，Chl-a 変動，(c)日照割合が示されている。日照割合は，午前 7 時から午後 6 時までの間の日照時間の割合である。(a)には実線で低水路干潟地盤高（T.P.-0.7m）が示されている。

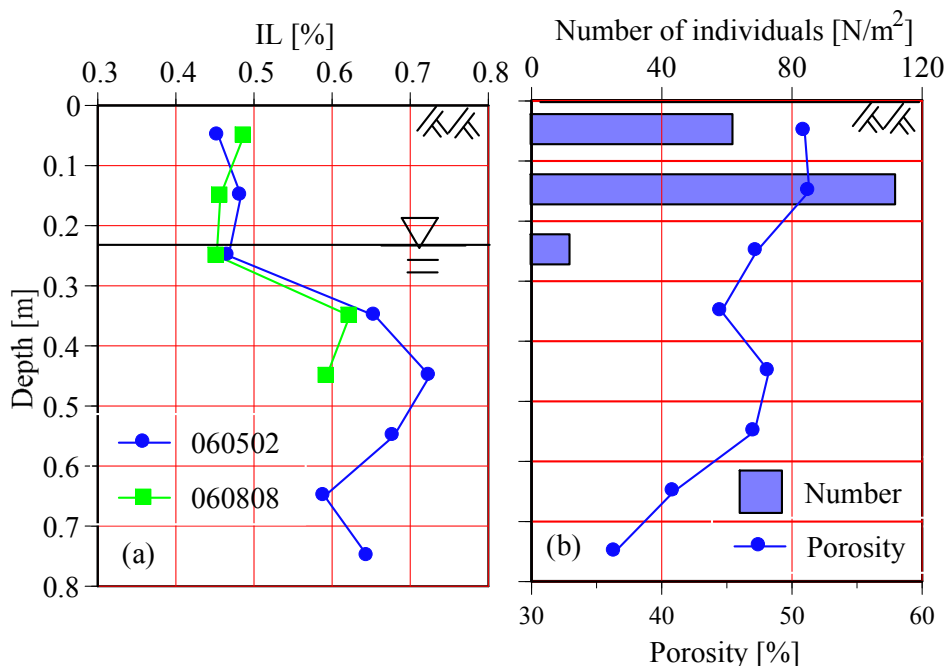


図 3-15 低水路干潟における(a)IL, (b)二枚貝（イソシジミ）の生息数と間隙率の鉛直分布（図中の実線は LGWL を示す）

図より，地盤下 0.5m においても $1 \mu\text{g/l}$ 程度の Chl-a の供給があること，DO は 5%(0.5mg/l)程度の貧酸素状態にある（イソシジミが大潮干潮地下水面以下で生息していない理由）が，大潮期には 10%（1mg/l）を超える濃度になる時期があることがわかる．Chl-a の存在は干潟地盤内に有機物が輸送されていること，DO の変化は干潟地盤内で好氣的，嫌氣的状態が周期的に形成されていることを示している．また，観測期間前半は日照量が多く Chl-a の生産が活発であったと考えられる．Chl-a の増加は低水路水位が地盤高よりも低くなった場合に観測されていることから，干潟地盤内への Chl-a 輸送は下げ潮時に行われていることがわかる．11 月 11 日頃の大潮期には干潟が干出する時間が短く Chl-a の地盤内への輸送が制限されたと考えられる．

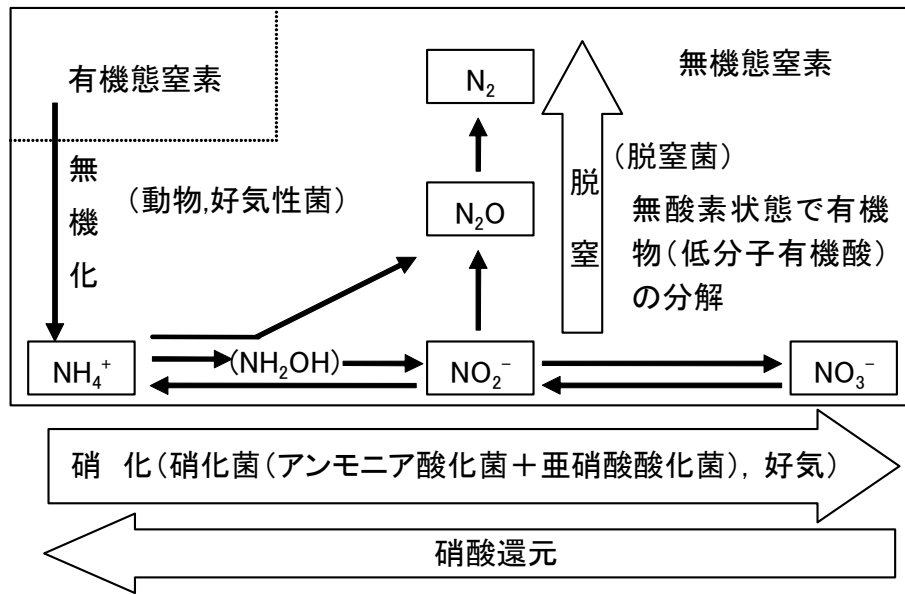


図 3-16 脱窒過程の概念図

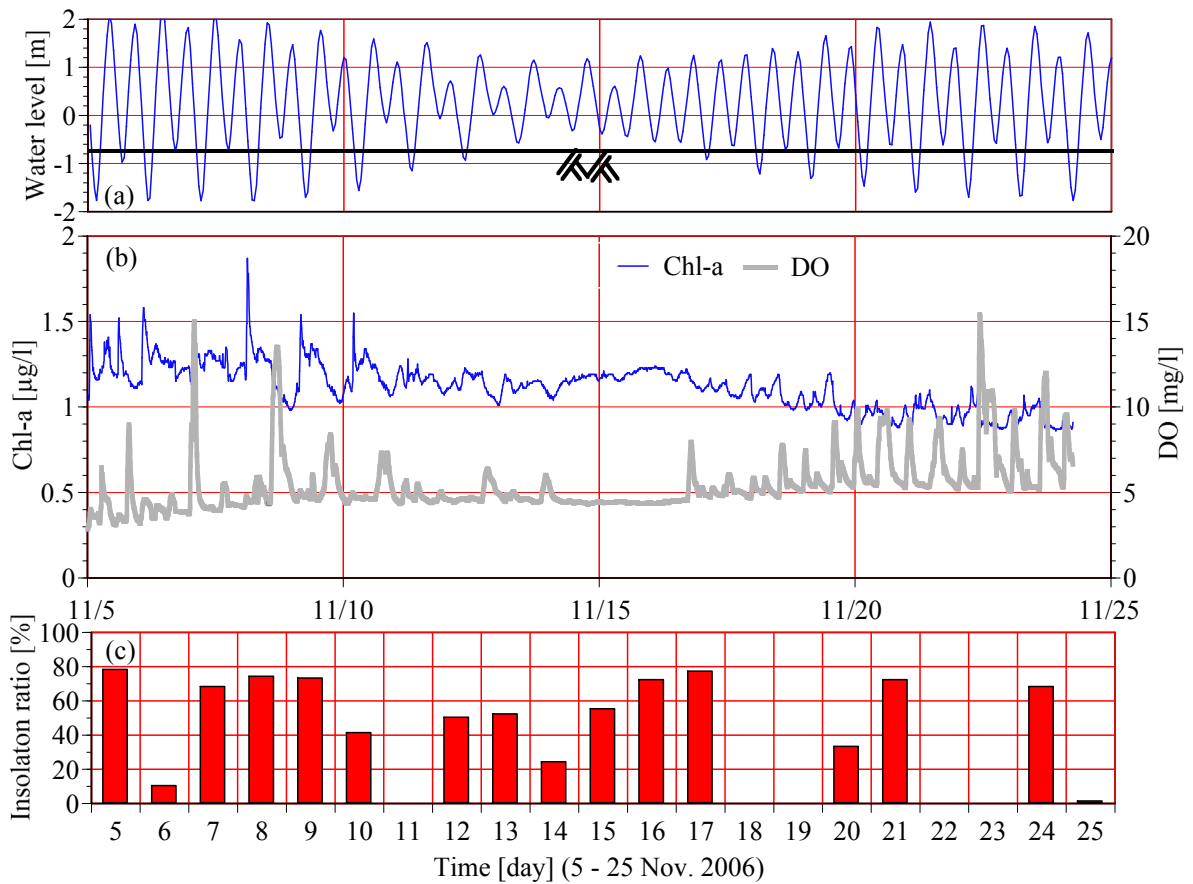


図 3-17 (a)放水路河口の河川水位, (b)低水路干潟地盤下 0.5 m (T.P.-1.5 m) の地下水の DO, Chl-a 変動, (c)日照割合 (2006 年 11 月 5~25 日, 上段図中の実線は低水路干潟地盤高(T.P.-0.7 m)を示す)

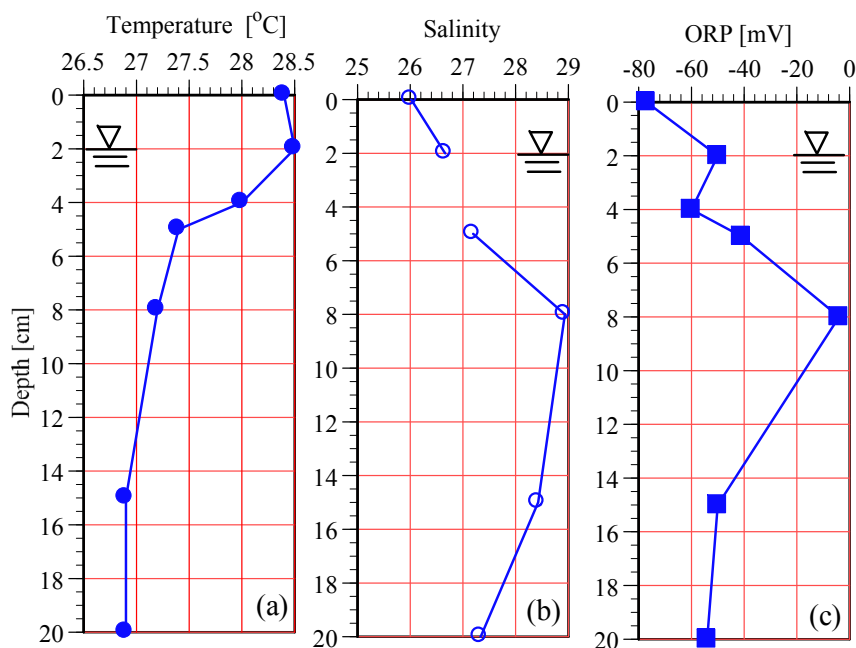


図 3-18 2007 年 7 月 30 日に測定した有機泥が数 mm 堆積した干潟地盤内の(a)水温，(b)塩分と(c)ORP プロファイル

潮汐に起因する地下浸透により，二枚貝のエサとなる Chl-a の干潟地盤内への輸送が行われている．下げ潮に伴う大潮干潮地下水位以深への Chl-a の供給は地下水位の下降等，地下水による輸送が主な要因として推定される．

11 月 17 日頃からの Chl-a の減少に伴って DO が増加しており，DO の増減に Chl-a が関連していることが予想される．半日周潮の周期で見ると，Chl-a の減少が DO の増加に伴っていること，DO の増加は大潮期に大きく，下げ潮のタイミングで起こっていることから，下げ潮に伴う地下水流の変化が DO の供給を生起していることが考えられる．Chl-a の変化は消費（摂餌）または有機物の好氣的分解が行なわれていることを示唆しており，DO の低下は硝化に引き継ぐ脱窒が干潟地盤内で生じていることを示すものである．

Chl-a の地盤内への供給は DO の供給と相まって脱窒活性を向上させており，放水路においては生物の生息環境の維持や有機物の浄化を促進する良好な地下浸透機構が形成されていると予想できる．

3.6.3 有機泥堆積下でのイソシジミの生息

2007 年は降水量が少なく，St.3 では平年に観測されていない海域産のホソジズモ (*Chaetomorpha crassa*)⁸⁾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った．このため，有機泥が堆積している土壤では表層の 2cm 程度が黒色（還元）化しており，ゴカイ類が巣穴を形成していた．泥化した場では，通常期に優占するイソシジミに代わり，細粒分を多く含む土壤内に生息するソトオリガイが優占していた．ただし，低水路干潟に形成

された凸地には有機泥は堆積しておらず、地盤下約 10cm の地盤内にはイソシジミが優占していた。

図 3-18 には 2007 年 7 月 30 日に低水路干潟で測定された有機泥が数 mm 堆積した干潟地盤内の(a)水温、(b)塩分、(c)ORP のプロファイルが示されている。調査地点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 8cm 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。水温は地表面の数 cm まで表面水温の影響が強く現れ、水面下 10cm 層よりも 1℃以上高くなっている。これらのことは地下水面下 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、干潟の泥化を局所的なものにしていることがわかる。

3.7 室内実験による地盤内への塩分浸入機構の解明

3.3.4 項では、地下水流れに伴う地盤内での塩分変化について現地調査の結果から検討を行ったが、本節では地盤内での塩分変動を明らかにするために室内実験が行われた。実験で塩水または淡水で満たした砂試料内に鉛直1次元の浸透流を与え、流出水の塩分濃度の変化から砂層内での塩分の挙動を明らかにした。

3.7.1 実験概要および実験条件

実験は図 3-19 に示す鉛直1次元浸透装置の上端から塩水（または淡水）を浸透させ、流出水の塩分濃度、流量の変化を測定した。流入水の塩分濃度は常に一定であり、流出水は実験開始直後から流量（水頭差）に応じた時間間隔で採取されている。本実験では、①淡水（0 psu）で満たした砂層内に塩水（30 psu）を流入させた場合の流出水の塩分濃度変化から砂層内への塩分残留機構（塩水流入実験）、②塩水で満たした試料内に淡水を流入させた場合の流出水の塩分濃度変化から砂層内への塩分流出機構（淡水流入実験）が検討された。

実験は、砂地盤内での塩分の保持、あるいは流出の機構を明らかにするために、間隙比に加え、種々の流量（水頭差）での塩水流入、淡水流入実験が行われた。試料は太田川放水路中流域の干潟表層で採取された砂を用いた。実験に用いた砂の中央粒径（ D_{50} ）は 0.74 mm であり、同実験装置で測定された透水係数は 0.14 cm/s であった。また、間隙比は土粒子密度が既知の砂試料を一定量装置内に投入し、試料高さを測定することで算出し、砂層内の間隙水量は間隙比から求めた。本実験で用いた試料の間隙比、流量（水頭差）を変えた実施ケースとその条件が表 3-1 に示されている。

3.7.2 浸透流に伴う砂地盤内での塩分挙動

図 3-20 に CASE1 の塩水流入、淡水流入実験における流出水の(a)塩分濃度、(b)流量、(c)塩分流出量の変化を示す。塩分流出量は、流出水に含まれる塩分量を表しており、流出水の塩分濃度に流量を掛けて算出したものである。本実験では、流出水の濃度変化が確認された時間を流入水の到達時間とした。

塩水流入実験では、砂層内にある間隙水（0 psu）と同量の水量が流出した後も流出水の塩分濃度が 0 付近であること、淡水流入実験では、砂層内の間隙水（30 psu）同量の水量が流出した後も流出水の塩分濃度が 30 付近であることから、浸透流に伴う砂層内における塩分の残留・流出が確認された。間隙水と同量の水量が流出した後も流入水と流出水の濃度が等しくならないのは、砂層内における動かない間隙水の存在や間隙水と流入水との交換のためである。

流出水の流量は塩水流入、淡水流入実験ともに時間的に変化しており、こ

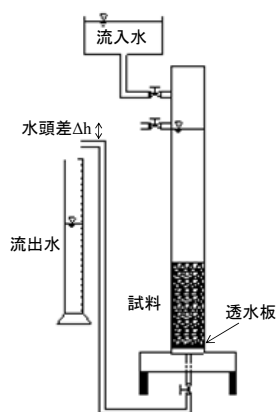


図 3-19 室内実験で用いた鉛直 1 次元浸透装置の概要

表 3-1 実験条件

CASE	1	2				3				
間隙比 e	0.60	0.60				0.52				
水頭差 Δh (cm)	2	1	2	4	6	1	2	4	6	8
流量 Q (cm ³ /s)	0.38	0.11	0.38	0.82	1.28	0.09	0.30	0.74	1.19	1.65

の変化は流出水と流入水の塩分濃度が等しくなるまで継続している。浸透初期に塩水流入実験で流量が大きくなるのは、砂層内の間隙水の塩分濃度が低く、流入水の塩分濃度が高いため密度勾配により、鉛直下向きの流れが助長されるためである。一方、淡水流入実験で流量が小さくなるのは、砂層内の間隙水の塩分濃度が高く、流入水の塩分濃度が低いため、流れが制限されるためである。実験結果より、水頭差が大きい場合には、密度勾配の影響よりも水位勾配の影響が卓越するため、流量の変化が小さくなることが確認されている。

本実験では、砂層全体を 1 つの単位体積を持つコントロールボリュームとし、流入水の塩分量（淡水流入実験の場合は 0）と流出水の塩分量の差が各時間間隔で砂層に残留（または砂層から流出）すると考える。流入水と流出水の塩分濃度差が無くなるまでの間に、塩水流入実験では砂層に残留した塩分量、淡水流入実験では砂層から流出した塩分量を算出した。各塩分量を砂層全体の間隙水量で除することにより、塩水流入実験では実験後の間隙水の塩分濃度、淡水流入実験では実験開始直後の間隙水の塩分濃度が算出された。砂層全体の間隙へ塩分が残留、もしくは砂層全体の間隙から塩分が流出する場合には、算出された間隙水の塩分濃度は 30 psu となる。図 3-21 に(a)塩水流入実験、(b)淡水流入実験から算出された間隙水の塩分濃度と流量の関係を示す。淡水流入実験では、間隙水の塩分濃度が 30 付近であることから、砂層内の全間隙水が流出していることがわかる。

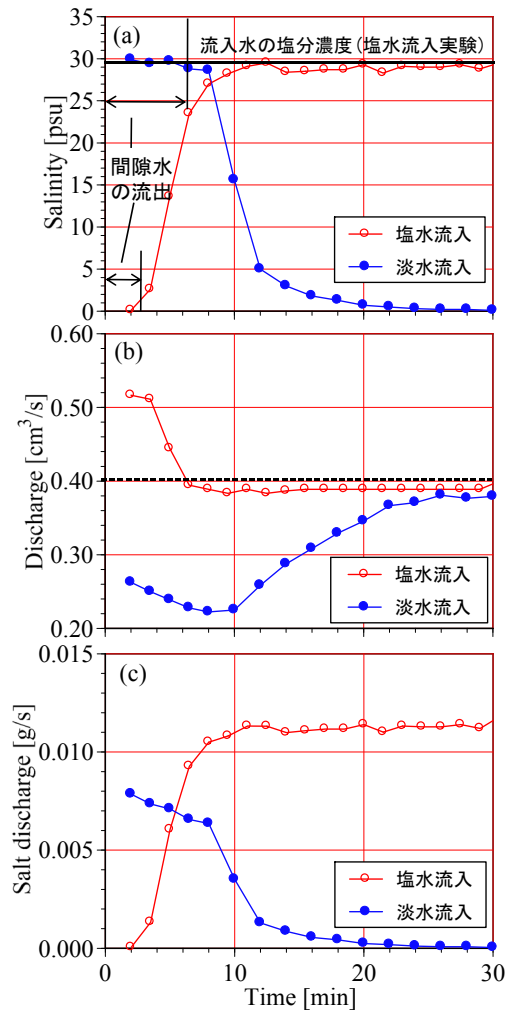


図 3-20 CASE1 の塩水流入実験，淡水流入実験における(a)流出水の塩分濃度，(b)流量，(c)塩分流出量の変化（図(b)には，流入水と間隙水の塩分濃度差が無い場合の流量が点線で示されている）

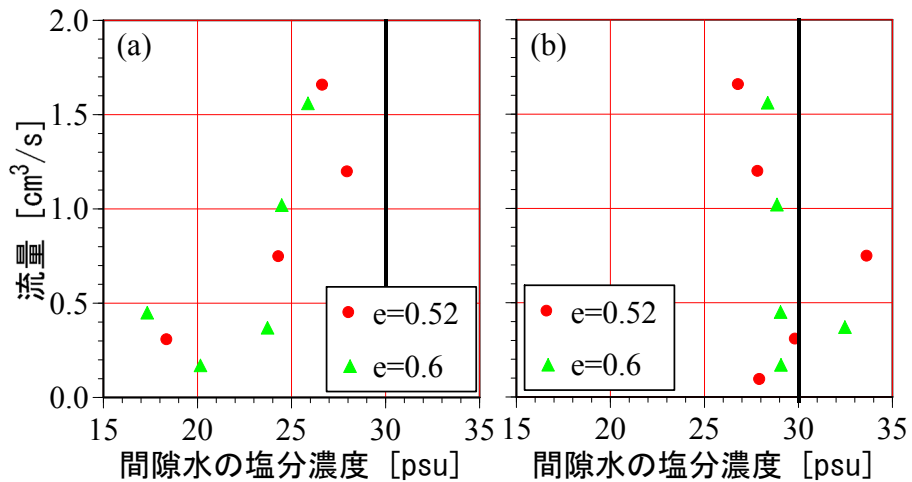


図 3-21 (a)塩水流入実験における実験後の間隙水の塩分濃度，(b)淡水流入実験における実験開始直後の間隙水の塩分濃度と流量の関係

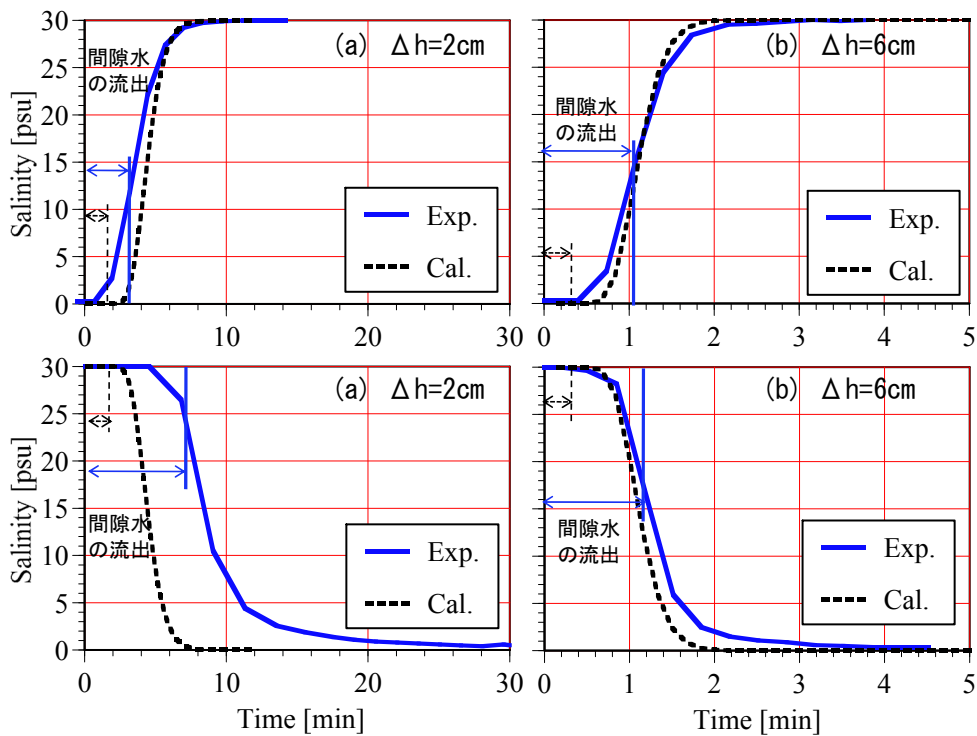


図 3-22 塩水流入(上段), 淡水流入(下段)実験における流出水の塩分濃度変化の実験値と計算値 ((a)水頭差 2cm と(b)6cm)

3.7.3 移流・拡散方程式を用いた砂地盤内での塩分挙動の再現

一般的に帯水層内における物質輸送に関しては, 室内規模のトレーサ実験を行い, 移流・拡散方程式を用いて分散係数が算出されている. 移流・拡散方程式は, 塩水の土粒子への吸着が無く, 均一な多孔質試料内を通過すると仮定し, 式(3.1)が用いられている.

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u' \frac{\partial C}{\partial x} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (3.1)$$

ここに, C : 塩分濃度, u' : 間隙内を通過する流速 ($u' = u/n$, u : ダルシー流速, n : 間隙率), D : 分散係数 ($D = 0.3668 \cdot u' \cdot D_{50}$) である⁹⁾.

初期の試料内が 0 psu の間隙水で満たされ, 塩分濃度が C_0 で一定の流入水が試料内に浸入する場合, 式(3.1)は, 間隙水と流入水の塩分差が小さい場合には解析的に次式で表わすことができる.

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{x - u't}{2\sqrt{Dt}} \right) + \frac{1}{2} \exp \left(\frac{u'x}{D} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{x + u't}{2\sqrt{Dt}} \right) \quad (3.2)$$

図 3-22 に塩水流入実験, 淡水流入実験における流出水の塩分濃度変化の実験値と計算値の変化を示す. 図には水頭差 2cm, 6cm の結果が示されている. 計算結果は塩分の濃度変化を再現できているが, (3.2)式では, 図 3-20(b)で示

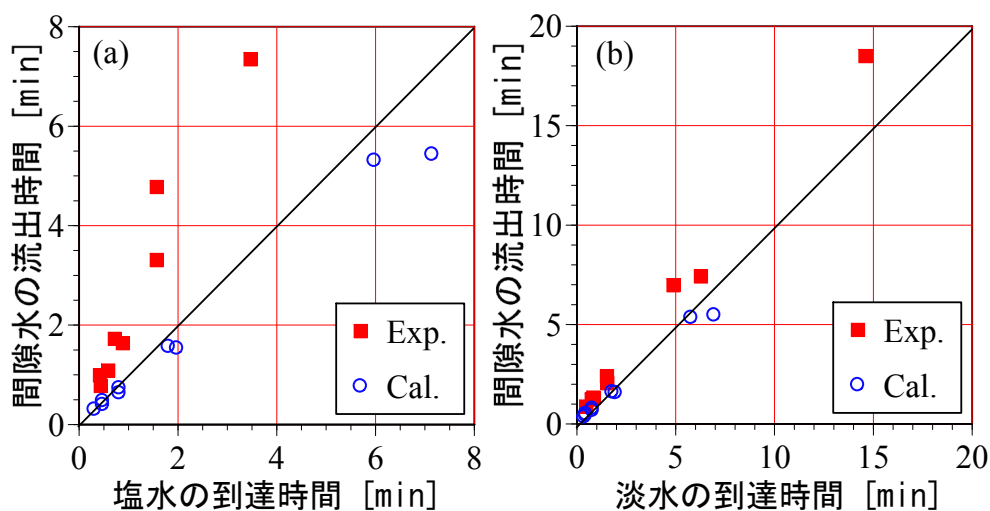


図 3-23 (a)塩水流入実験，(b)淡水流入実験における流入水の到達時間と間隙水の流出時間の実験値と計算値の関係

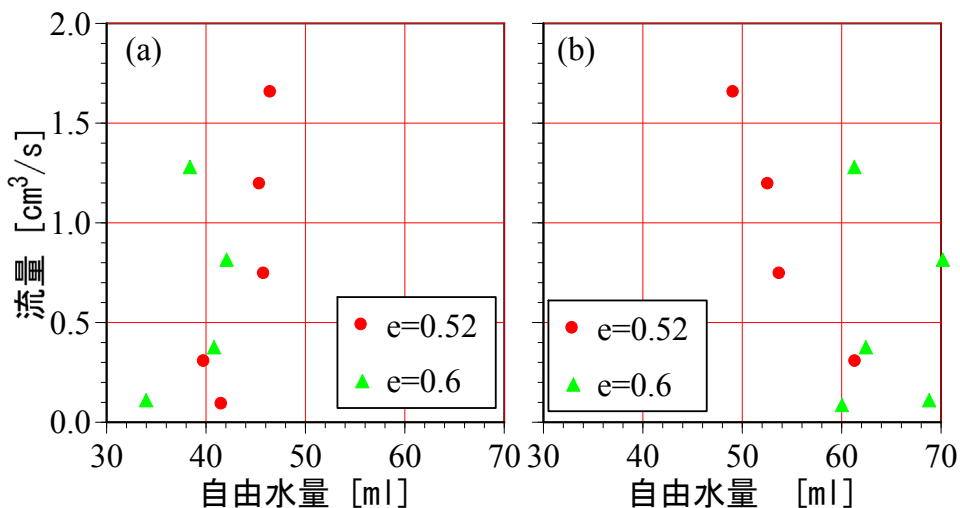


図 3-24 (a)塩水流入実験，(b)淡水流入実験の各流量に対する自由水量の関係

した流量が時間的に変化する現象が考慮されていないため，流量（水頭差）が小さい場合の再現性に課題が残る。

3.7.4 砂層内を移動する間隙水量の変化

図 3-22 には砂層内の間隙水が全て流出する時間（間隙水の流出時間）の実験値が実線，計算値が点線で示されている。図 3-23 には全実験ケースにおける塩水流入実験および淡水流入実験における流入水の到達時間と間隙水の流出時間の実験値，計算値の関係が示されている。(2)式から得られた計算結果では，間隙水の流出時間後に流出水の塩分濃度変化が確認されるが，実験では，間隙水の流出時間より前に流出水の塩分濃度が変化していることがわかる。流入水の到達時間は，密度勾配により鉛直下向きの流れが助長される塩分流入実験において早くなるが，密度勾配により流れが制限される淡水流入

実験においても流入水の到達時間が間隙水の流出時間よりも早いことがわかる。

間隙水の流出時間より前に流出水の塩分濃度が変化する現象を説明するためには、砂層内の全間隙水を砂層内に保持され、動かない間隙水（保留水）と砂層内を移動する間隙水（自由水）に分けて検討する必要がある。自由水を考慮すると、この現象は流入水が自由水の流出とともに流出口へ到達するために生じていることが予想される。保留水は、粒子表面の粒子間での吸着力と粒子の接触点近傍の毛管作用によって保持されているため、自由水量は試料の間隙や流量によって変化することが予想される。図 3-24 にケース 2, 3 における塩水流入実験、淡水流入実験の流量に対する自由水量の関係を示す。淡水流入実験結果より、自由水量は砂層の間隙比が大きいほど増加し、流量（流速）が多くなるほど低下することが明らかとなった。また、自由水量が変化しても、全間隙水の塩分濃度が流入水の塩分濃度と等しいことから（図 3-21(b)）、保留水も塩分濃度が変化していることがわかる。

3.8 本章のまとめ

本章では、複断面形状を有する放水路中流域で形成されている干潟地盤内の水環境から河道構造物周辺に形成される地下水流れの発生機構を明らかにし、地下水流れが底質環境や生物生息環境に及ぼす影響について検討した。得られた結論は以下の通りである。

- 1) 太田川放水路中流域では、石積護岸背面のタイドプールと河川水位の水位差により、下げ潮時に護岸前面の低水路干潟方向へ向かう地下水流れが発生している。
- 2) 低水路干潟の塩分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れの影響を受けており、この流れによって低水路干潟の地下水面が形成されている。
- 3) 河川水位が地盤高より低い時の地下水位の上昇は、地盤深部の水塊の上昇によって生じることが明らかとなった。地下水塊の上昇は、河岸方向からの地下水の供給と河川水位の上昇によって地下水の河川への流入が制限されることで生じていると予想される。
- 4) 護岸背面にタイドプールが形成されている干潟と形成されていない干潟の地下水環境の比較から、タイドプールが形成されることで低水路干潟の地下水位が高く維持されること、地盤内の塩分分布が異なることを明らかにした。
- 5) 地下水流れにより干潟地盤下 60cm においても DO および Chl-a の変動があり、酸素や有機物が表層またはタイドプール方向から輸送されていることが予想される。
- 6) 潮汐に伴う地下水位変動により、地下水位変動域では地盤が緩く保たれる。また、下げ潮時に干出するために周期的に好気、嫌気状態が形成されており、活発に脱窒が行われていることが示唆される。
- 7) タイドプールを有する低水路干潟では、地下水流れにより間隙率が高く、有機物量が低く保たれるため、生物生息に良好な干潟が形成される。

- 8) 干潟地盤内の塩分変動を検討する時には、砂層内の間隙水を砂層内に保持され、動かない間隙水（保留水）と砂層内を移動する間隙水（自由水）に分けて検討する必要がある。

- 9) 自由水量は砂層の間隙が大きいほど、浸透流速が遅いほど増加すること、塩水（淡水）の浸入により、保留水の塩分濃度も変化することが明らかとなった。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 加藤史訓, 佐藤慎司, 三輪竜一 : 海岸域の底生生物とその生息環境に関する全国的調査, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.1136-1140, 1999.
- 3) 上月康則, 村上仁士, 伊藤禎彦 : 海岸構造物周辺の底生動物群集に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第42巻, pp.1201-1205, 1995.
- 4) 駒井克昭, 中下慎也, 日比野忠史, 福岡捷二, 水野雅光 : 河川感潮域における河床面での水交換, 水工学論文集, 第52巻, pp.1315-1320, 2008.
- 5) 北尾高嶺 : 生物学的排水処理工学, p.245, コロナ社, 2003.
- 6) 須藤隆一 : 環境微生物実験法, pp.119-120, 講談社, 1988.
- 7) 土壤微生物研究会編 : 土壤微生物実験法, pp.302-308, 養賢堂, 1975.
- 8) 田中次郎, 中村庸夫 : 日本の海藻 基本 284, p.21, 平凡社, 2004.
- 9) 佐藤邦明, 岩佐義朗 : 地下水理学, pp.109-110, 丸善, 2002.

第4章 太田川デルタにおける河川と沿岸帯水層 での水循環

4.1 概論

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^{1), 2)}、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。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。

本章では、太田川デルタの地下構造を地質データや護岸台帳から明らかにするとともに、長期データを用いて太田川デルタ地下水の特性を明らかにした。太田川デルタ地下水の特性を把握した上で、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(河床間隙水域)の塩分変動を検討し、河床間隙水と広域地下水の循環機構を明らかにした。さらに、矢板の構築によりデルタ地下水との循環が抑制された干潟の塩分変動や底質環境を明らかにした。

4.2 太田川デルタの地下構造

4.2.1 太田川デルタの地質構造

河川堤防には透水を低減・防止し、洪水や降雨に伴う地下水浸透による堤防の破壊や、大地震時の液状化を防ぐために矢板工を構築する場合が多い。兵庫県南部地震以後は地震外力の見直し、耐震性能の照査方法の規定がなされ、堤防の耐震性の強化がすすめられている。太田川においても堤防強化のために、河川護岸に矢板が構築されている。デルタ地下水の特性を把握するためには、まず太田川デルタの地下構造や矢板の構築状況、調査地点の地盤構造を把握することが重要である。

図4-1に太田川デルタの地下構造を示す。このデータは太田川史³⁾から引

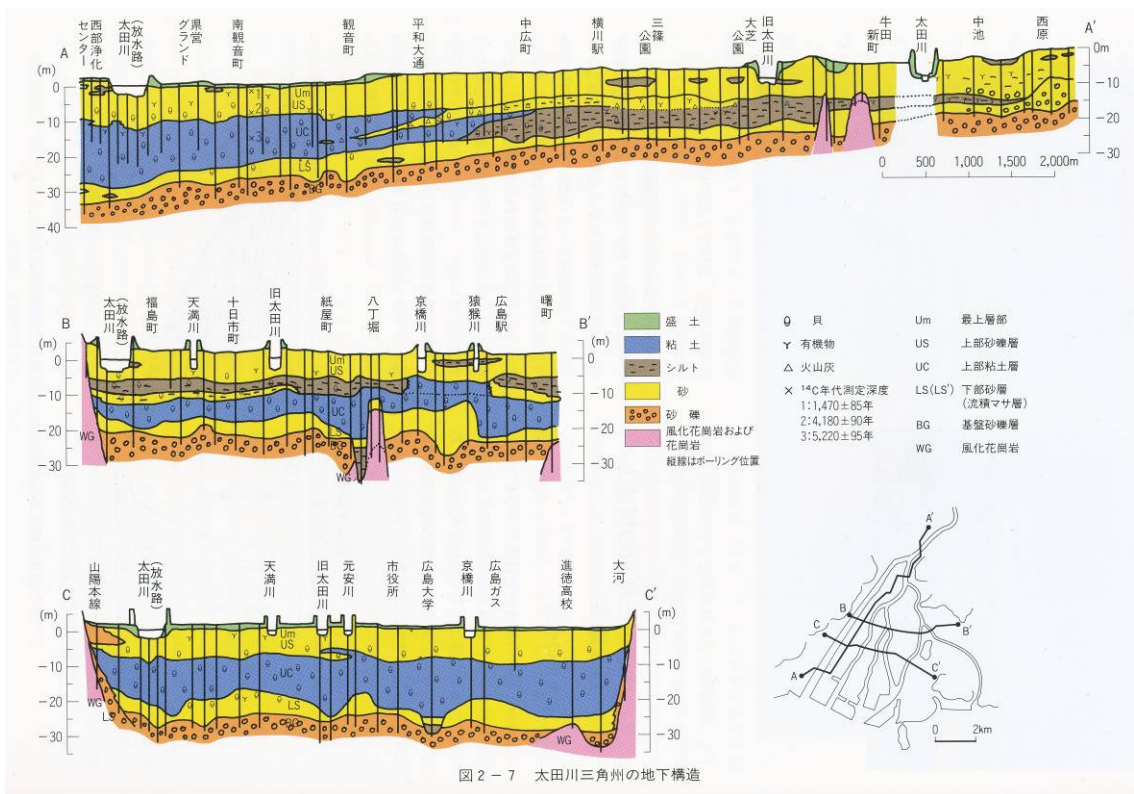


図 2-7 太田川三角洲の地下構造

図 4-1 太田川デルタの地下構造 (参考：建設省中国地方建設局, 「太田川史」³⁾)

(a) A-A' Line, (b) B-B' Line, (c) C-C' Line の地質分布

用したものであり、多地点のボーリング資料から作成されている。以下に太田川デルタの地下構造について太田川史を要約する。

地盤下 30m 程度に存在する下部砂層 LS は粗砂よりなるが、下部に粘土層を伴うこともある。層厚は 4~8m で上面の起伏による場所的違いが大きい。標準貫入試験の N 値では 10~15 で、中には 20 以上の場合もある。

地盤下 10m~30m 程度に存在する上部粘土層 UC は有機物、貝殻などを含む層厚 20m 近いシルト層であり、上流に行くにつれて細砂層となり、急速に薄くなって祇園町西原付近で消滅する。これは完新世海進の内湾性堆積物であり、三角洲における N 値は 0~4 と極めて小さいが、祇園町では 5~10 となる。また、上部砂層は三角洲中央の観音町 (図 4-1(a)) から上流に向かうにつれて上下 2 層に分離していることがわかる。このため、図 4-1(c)の横断面では上部粘土層は厚さ 15m 近い層となっているが、図 4-1(b)では、シルトからなる軟質の下部と砂質シルトのやや締まった上部とに分かれる。この間にある砂層は、約 4200 年前に横川駅付近が海岸線となっていたことから、河口付近に堆積した砂であり、上部のシルト層はその後の海面上昇に伴って堆積したものと考えられる。

広島駅付近では上部泥層の下限が異常に深い、下部砂層に海進直前の堆

積層が含まれるとすれば、地盤下 15m 以深は下部砂層の同時異相と考えられる。上部砂礫層 US は現海岸線付近で 9m の厚さを持ち、その下底を海側に延長すると現海底にほぼ一致する。

最上部層 Um は地表に覆う 1~5m の細・中砂で、三角州の頂置層として堆積したため、河道の移動による層相の場所的变化が大きい。後背湿地・堤間低地などでは有機質シルト層を含む。

図 4-2, 4-3, 4-4 に市内派川の河口付近の地下構造を示す。このデータは太田川河口付近に新たに建設される予定の高速 3 号線の事前調査のために行われたボーリングデータ^{4), 5), 6)}を用いて作成されており、図 4-1(c)よりも約 3km 下流のデータとなる。ボーリングデータは H19, 20, 22 の 3 年間分あり、それぞれ請負会社や対象区域が異なる。また、データ内容は 1. ボーリング柱状図, 2. 代表位置の粒度分布データ (H22 のみ), 3. 地下水位連続測定 (H22 のみ) 4. その他の室内実験結果 (PS 検層波動記録, 原位置せん断試験, 現場透水試験) となっており、図 4-3 の作成には 1 のデータを用いた。図 4-3 にはボーリング柱状図から得られた図 4-2 に示す A~B, C, D~E 地点のシルト層 (不透水層) までの距離とその下にある砂層 (被圧帯水層) までの距離が示されている。また、図 4-4 には C~D 地点 (天満川と旧太田川の間) の地盤横断図 (報告書から引用) が示されている。図 4-3, 4-4 の結果より、表層から T.P.-10m までに砂層があり、T.P.-10m から T.P.-30m まで不透水のシルト層、その下に被圧帯水層となる砂層が表れていることがわかる。この結果は図 4-1(c)の結果と同様であり、太田川の河口から 3, 4km 程度上流まではほぼ同様の地質構造であることがわかる。また、図 4-4 の紫色で示す部分は花崗岩の不透水層であり、C~D 間では間に花崗岩の地層が表層まで出現している。この地点では埋立て以前に 2 つの島が存在しており、C~D 付近では下流域の開発初期に島周辺の埋立てが行われている⁷⁾。このことから、図 4-4 に示す地下構造はこの地点特有のものであり、埋立て以前に島であった場所は比治山、黄金山周辺のみであるため、それ以外の部分は地盤下 10m 程度までが砂質の透水層 (不圧帯水層)、10m~30m 程度は粘土質の不透水層、30m 以深は砂礫の被圧帯水層となっていることがわかる。

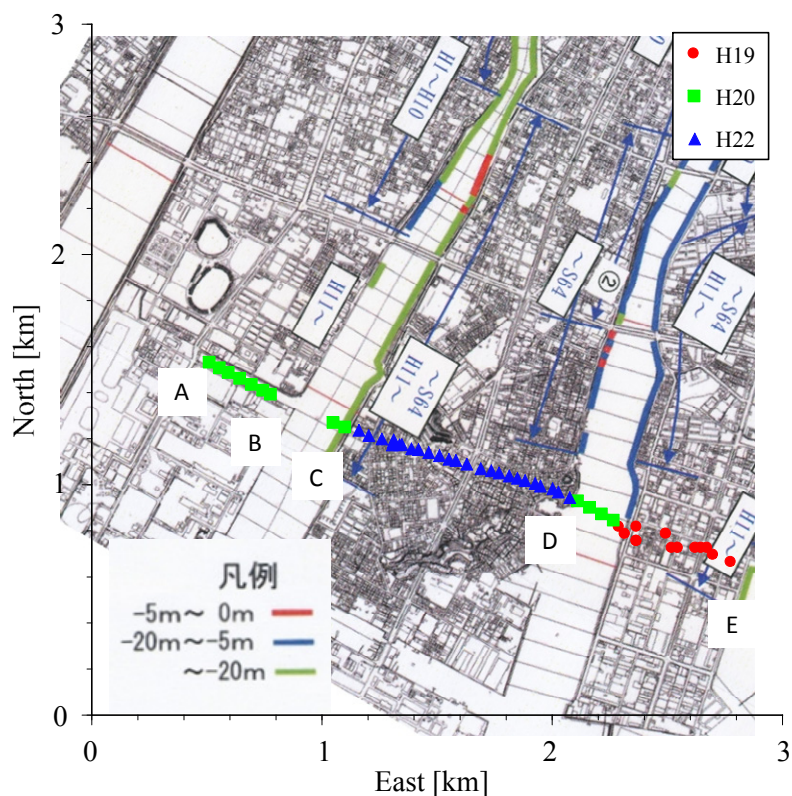


図 4-2 ボーリング調査地点（図中には矢板深さが合わせて示されている）

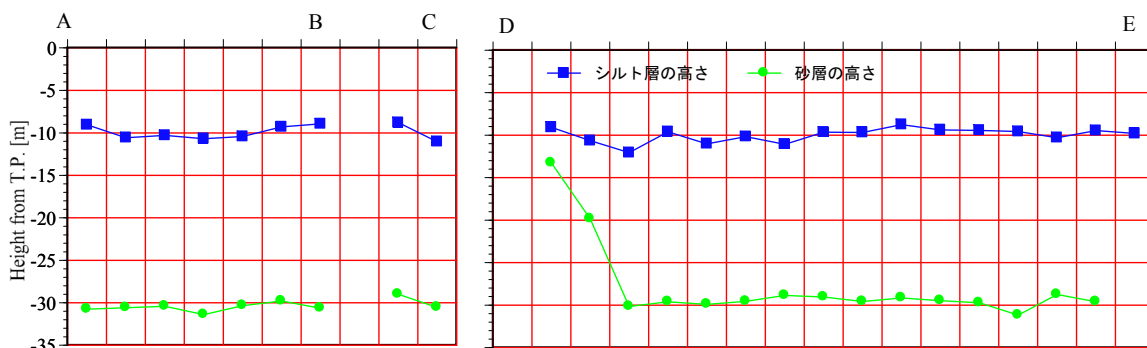


図 4-3 ボーリングデータから得られた太田川地盤横断面図
（図中の A~E は図 4-2 に対応している）

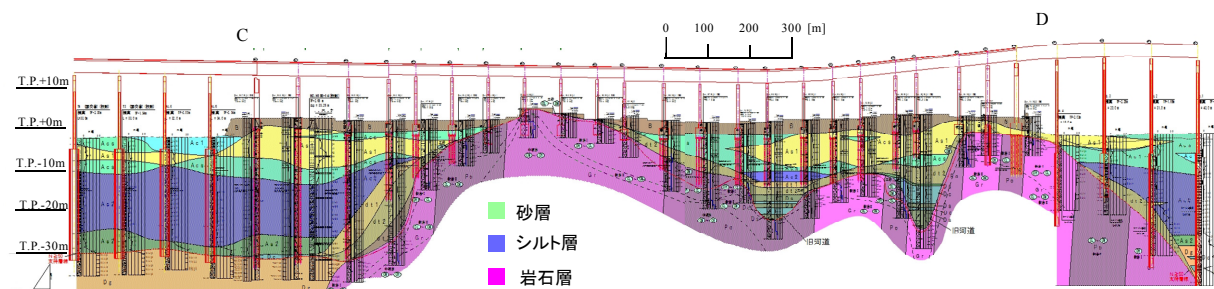


図 4-4 太田川地盤横断面図（荒谷建設コンサルタント「高速 3 号線（江波地区）地質調査業務報告書」⁶⁾を改変）

4.2.2 太田川デルタの地下水調査地点

図4-5に太田川デルタにおける地下水調査地点を示す。広島市内には国土交通省中国地方整備局で管理されている4箇所の観測井（祇園：St.1，大芝：St.2，八丁堀1：St.3-1，八丁堀2：St.3-2）と2009年に新しく敷設された観測井（旭：St.4）があり毎時の地下水位等が記録されている。図4-6には各調査地点の地質柱状図を示している。破線はストレーナの位置，下線付きの数字はストレーナの幅を示しており，St.1，St.3-2は地盤下10m以浅にストレーナがあるため，不圧帯水層の地下水，St.2，St.3-1，St.4は地盤下30m程度にストレーナがあるため，被圧帯水層の地下水を測定している。

また，各地点の地質柱状図は図4-1から予想される太田川デルタ全域の地下構造とほぼ同じである。

4.2.3 太田川デルタにおける矢板の構築状況

図4-7(a)，(b)に太田川デルタにおける矢板の構築状況を示す。図4-7(a)は太田川河川事務所に保管されている護岸台帳データを用いて作成し，図4-7(b)は建設技術研究所の報告書から引用した⁸⁾。太田川デルタにおいては，本節で述べたように地盤下10m程度に粘土質の不透水層が存在するため，デルタ地下水の抑制効果を考えるときには，矢板の根入れ深さが10mを超えるか超えないかが重要となる。そのため，図(a)では矢板深さを0～10mと10m以深で区別している。しかしながら，図(b)においては0～5m，5～20m，20m以深で区別されているため，旧太田川の分派点より河口の調査地点において地下水循環を検討する場合には注意が必要である。

太田川放水路に構築されている矢板の根入れ深さはほぼ10mより浅いこと，市内派川では大部分が10mを超えていることから，太田川放水路では矢板の構築により地下水循環が抑制されていないが，大部分の市内派川では地下水循環が抑制されていることがわかる。

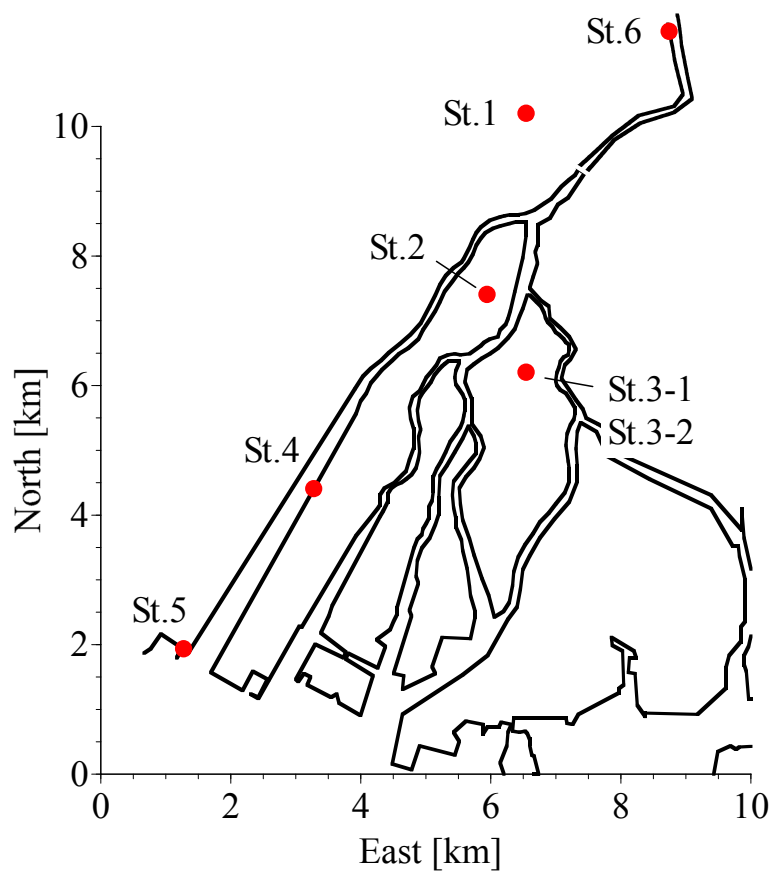


図 4-5 太田川デルタにおける地下水質調査地点

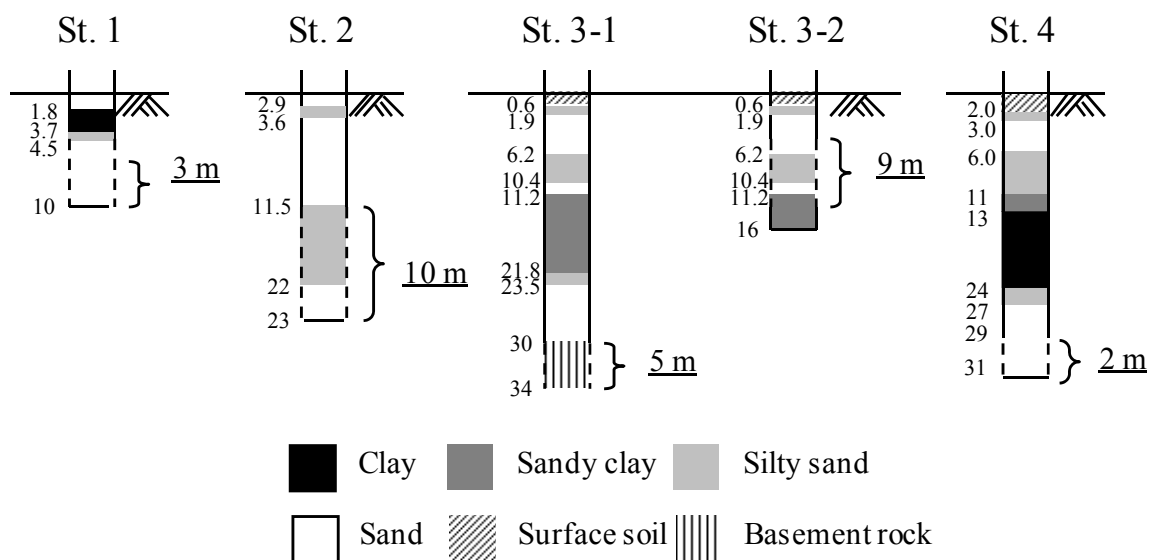
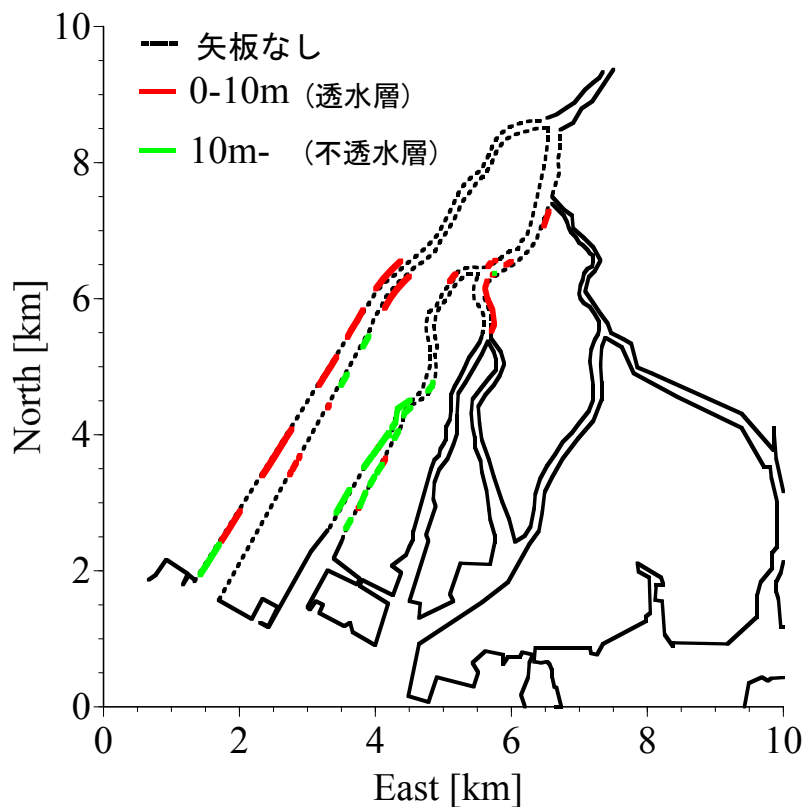
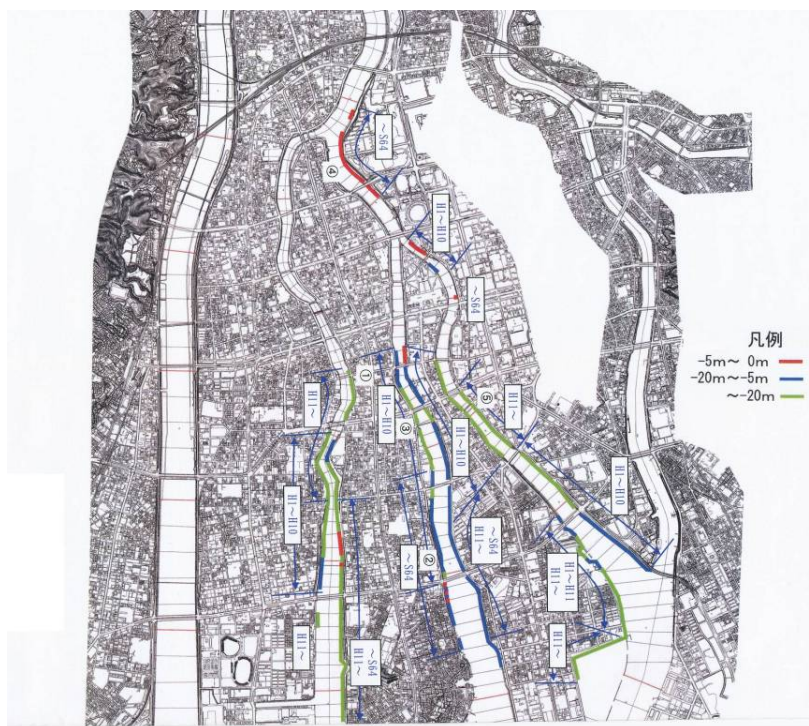


図 4-6 地下水質調査地点の地質構造



(a) 太田川放水路，天満川，旧太田川分派地点までの矢板構築状況



(b) 市内派川における矢板構築状況

(参考：建設技術研究所「太田川市内派川物理環境調査報告書」⁸⁾)

図 4-7 太田川デルタにおける矢板構築状況

4.3 太田川デルタ地下水の特性

4.3.1 地下水位の変動特性

図 4-8 に 2002 年から 2009 年までの (a) 矢口第一における出水量, (b) 不圧帯水層 (St.1, St.3-2), (c) 被圧帯水層 (St.2, St.3-1) の地下水位変動の時系列変化を示す。

図より, 不圧帯水層と被圧帯水層の地下水位変動を比較すると, 不圧帯水層, 被圧帯水層どちらにもかかわらず地下水位の年変動は同様の傾向を示していること, 不圧帯水層よりも被圧帯水層で日変動成分が強く表れていること, 不圧帯水層の方が出水に対する応答が強いことがわかる。これは, St.2 の潮汐変動よりも河口に近い St.3-1 で日変動成分が大きいことから被圧帯水層では太田川デルタの先端部から海域の潮汐振幅が減衰しながら伝わっていること, 不圧帯水層では潮汐エネルギーが伝播する過程で大きく減衰しているため, 日変動成分が小さくなっていることが予想される。また, 出水の影響が不圧帯水層で大きいのは, 海域では出水による水位上昇が小さいため被圧帯水層に及ぼす影響が小さく, 不圧帯水層では出水に伴う河川水位の上昇により河川水位とデルタ地下水に水位差が生じ, デルタ方向へ地下水が流れて地下水位が急激に上昇していると考えられる。

図 4-9 に 2002 年から 2009 年までの (a) 河川流量, (b) 河口水位 (St.5), 不圧帯水層の地下水位 (St.3-2) の潮汐変動を取り除いた成分 (それぞれ SWLT, GWLT と表す), (c) GWLT と SWLT に矢口第一 (St.6, 河口から 15km 上流の非感潮域) で測定された河川水位 (RWL) の 1/3 を足し合わせた水位の変動を示す。

図より, 太田川デルタでの地下水位は海水位の季節変動に分流前の上流河川水位を加えた水位と対応しており, 地下水位が河川と海の両方の水位に依存していることがわかる。すなわち, デルタ地下水位は, 海水位変動の年較差約 50cm と同様の年較差で減衰なく変動し, この年変動に河川の増水による上昇分が重なって変動していることがわかる。日周潮以下の周期変動を除いた海水位の上昇がそのまま地下水位に現われるのに対し, 河川水位の地下への伝達量が 1/3 程度であることから, 浸透場 (透水係数, 浸透距離等) が異なっていることが考えられる。

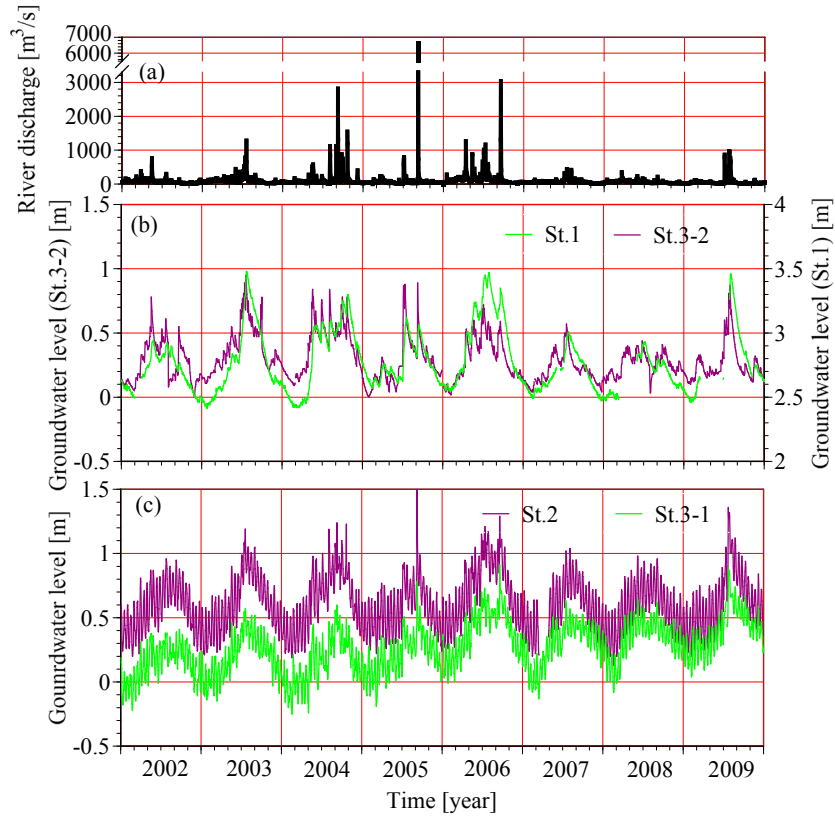


図 4-8 2002 年から 2009 年までの (a)河川流量, (b)不圧帯水層 (St.1, St.3-2), (c) 被圧帯水層 (St.2, St.3-1) の地下水位の時系列変化

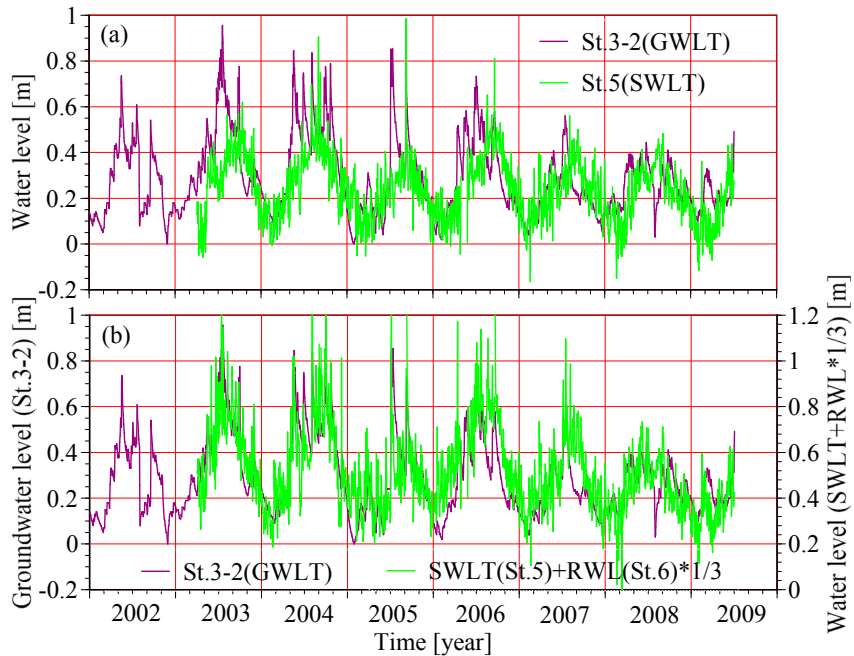


図 4-9 2002 年から 2009 年における (a)不圧帯水層の地下水位 (St.3-2), 河口水位 (St.5) の潮汐変動を取り除いた成分 (それぞれ GWLT, SWLT と表す), (b)GWLT と SWLT に矢口第一 (St.6) の河川水位 (RWL) の 1/3 を足し合わせた水位変動

4.3.2 地下水質の変動特性

2007年から2008年までの(a)河川流量、(b)海域(美能、広島湾奥)水温、(c)太田川デルタ各調査地点で測定された水温、(d)塩分を示す。なお、海域水温は25時間の移動平均値を示している。

図より、地下水温は約 $18^{\circ}\text{C} \pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 程度に保たれていること、海域水温と比較すると冬～春期は海域(河川域)よりも 5°C 程度水温が高く、夏～秋期は 10°C 程度水温が低い状態にあることが分かる。また、不圧帯水層(St.1, St.3-2)の水温は季節的に 0.5°C 程度の変動があるが、被圧帯水層(St.2, St.3-1)の水温は季節的な変動がほとんど見られない。しかしながら、St.2のみ 0.1°C 程度の日変動がある。

塩分はSt.1, St.2ではほぼ0の淡水、St.3-1では5.5で年間を通じて一定の塩分、St.3-2では約15の季節変動を含んだ塩分となっていることがわかる。塩分は上流に向かうにつれて全体的に低下していること、St.3においては不圧帯水層と被圧帯水層ではそれぞれ塩分が異なることがわかる。また、St.3-2においては降水等の影響で夏期に塩分が低下していると考えられる。

これらのことから、太田川デルタ地下水の水温、塩分は一年を通じて安定な状態にあり、デルタ地下水の河川への流出により一定な水温、塩分の地下水が河川へ供給されることが予想される。

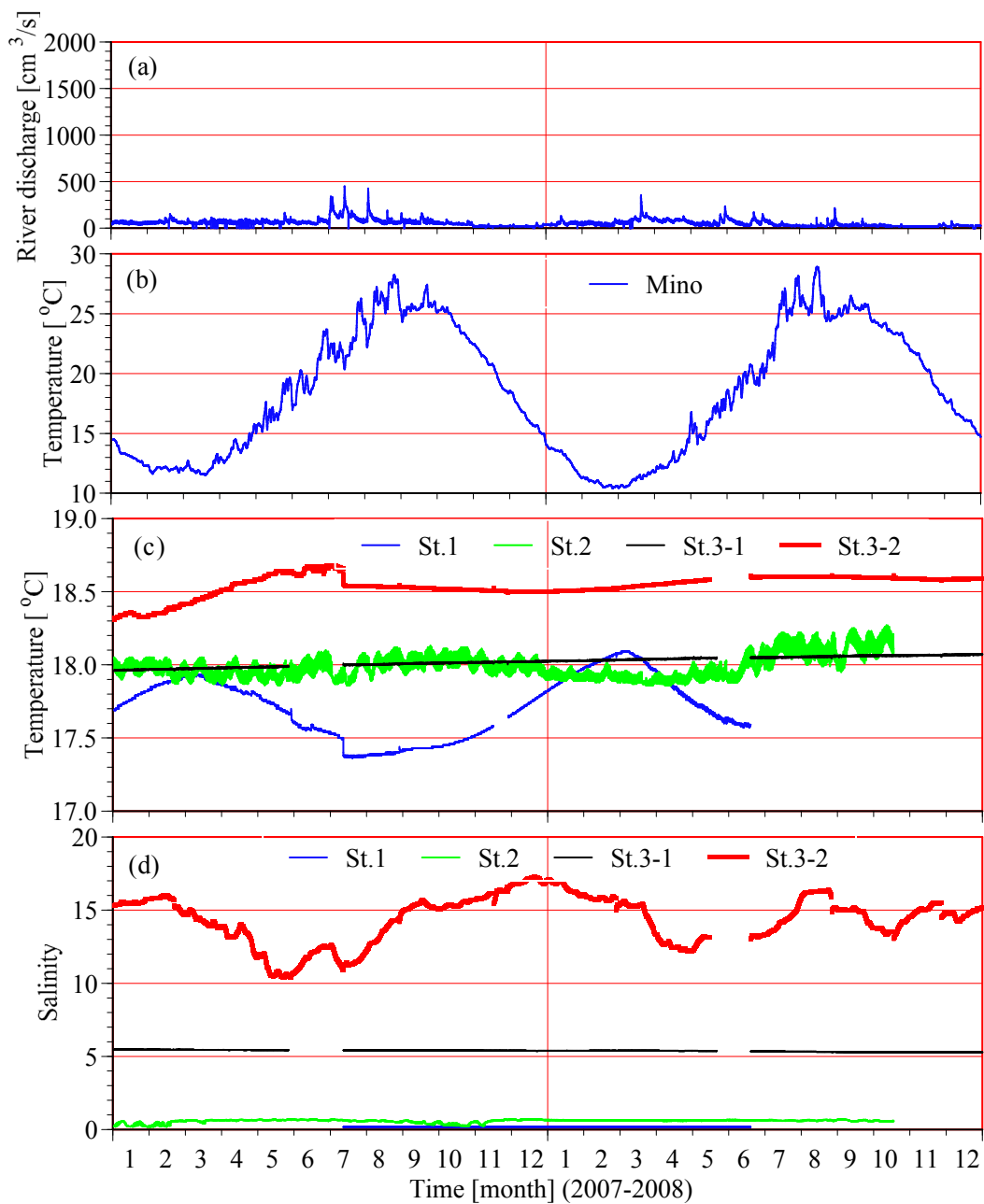


図 4-10 2007 年から 2008 年までの(a)河川流量，(b)海域水温（美能，広島湾奥），(c)太田川デルタ各調査地点で測定された水温，(d)塩分（海域水温は 25 時間の移動平均値である）

4.4 出水期における干潟地下水の水質変動

前節では、デルタ地下水位が海域と陸域の両方の水位変動の影響を受けて変化していること、デルタ地下水質が安定した状態にあることを示した。不圧帯水層においては、太田川デルタと河川水の地下水循環は両者の水位差によって生じていると予想される。そこで本節では、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、河床面での地下水の湧出・浸透速度を現地観測から明らかにした。河床面での地下水の湧出・浸透速度は円筒型容器を用いて河川水、容器内、および河床地盤内の塩分変化から推定する手法が太田川で実施されているが⁹⁾、本論文では河川水位とデルタ地下水位の水位差と底質粒度から推定される透水係数のみを用いて簡易的に算出した。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。

4.4.1 水位差による河床面での浸透・湧出速度の推定

図 4-11 に調査地点の断面形状と浸透流の模式図を示す。調査地点は太田川放水路中流域の己斐（3 章における調査地点と同地点）である。己斐においては図に示すように堤防法尻に T.P.-3m まで深さ 5m の鋼矢板が打設されている。この矢板は不透水層まで達しておらず、不圧帯水層を通じたデルタ地下水の循環が生じていることが予想される。

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 4-11 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 12m 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.-11m 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 (=8m) 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 0.094 cm/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 4-11 中の $x=16$ m 付近にある堤防法尻に打設された鋼矢板に対称の位置（堤防から約 50 m 堤内地側： x_1 ）に設定し、

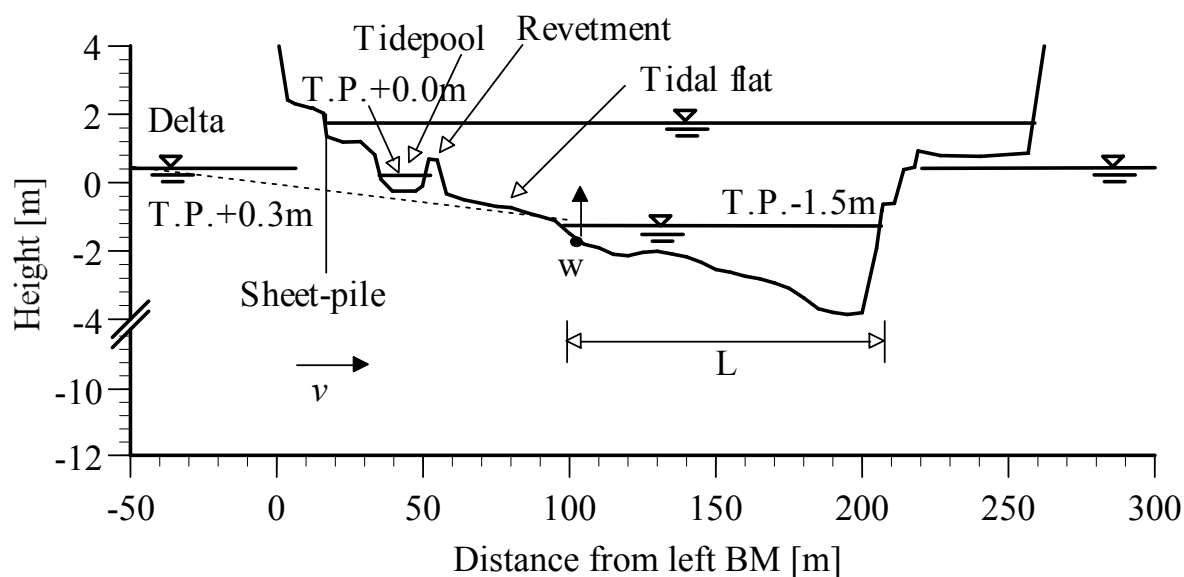


図 4-11 調査地点（太田川放水路中流域，己斐）の断面形状と浸透流の模式図．水位は 2008 年 6 月調査の満潮と干潮時を示す

(4.1)式で示される動水勾配 i 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．

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta x} = \frac{h_2 - h_1}{x_2 - x_1} \quad (4.1)$$

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 を求めた．

$$Q = v \Delta z = ki \Delta z = w \frac{L}{2} \quad (4.2)$$

$$w = v \Delta z \frac{2}{L} \quad (4.3)$$

なお，デルタ地下水位は大芝（図 4-5 の St.2）での地下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ことから，平均地下水面が大芝から草津（図 4-5 の St.5）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．

4.4.2 出水に伴う河床地盤内の淡水化と塩分回復（大潮期）

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．

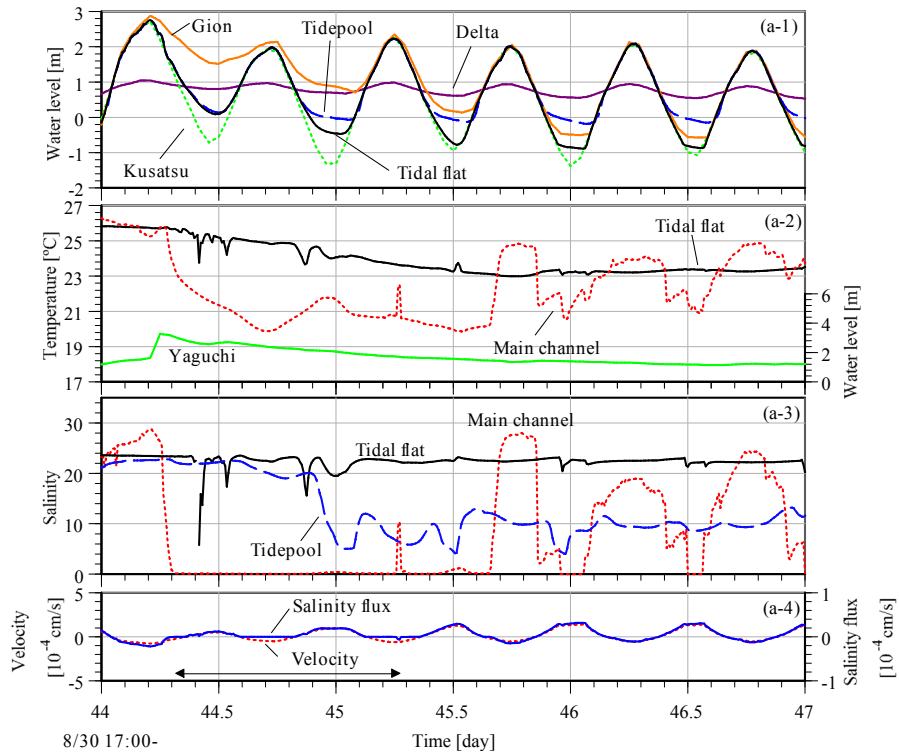
図4-12は大潮期における洪水・高潮に伴う河川水位，デルタ地下水位，低水路干潟およびタイドプール地盤内の地下水位，水温，塩分，湧出速度，および塩分フラックスの変動を示している．図中の下線で示された河川水位（祇園，草津，矢口第一）と水温・塩分（己斐・低水路）はすべて流水部における値を示している．塩分・水温の測定位置は低水路流水部の河床上，低水路干潟地盤では地表面下 25 cm と地表面下 50 cm ，タイドプール地盤では地表面下 25 cm であり，水位は国土交通省による観測値（草津，祇園，矢口第一）に合わせて，T.P.を基準としている．基準時刻（0 day）は観測開始時の7月17日である．湧出速度は正が湧出方向（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4-12(a)では，台風TY0416の接近に伴って矢口第一での出水（水位，図4-12(a-2)）のピークが44.2～44.3 dayに発生し，祇園水門からの放水路への流入（水位，図4-12(a-1)）が45 day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44.3 dayに淡水化し，その後，約1日間続いた．河川水の淡水化の約0.15日以降には44.4～44.6 day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0.1 day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4-12(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44.6～44.8 dayと45.1～45.9 dayの間には最大約 1 m の水位差が生じたが継続時間はわずか0.2 dayであったことである．

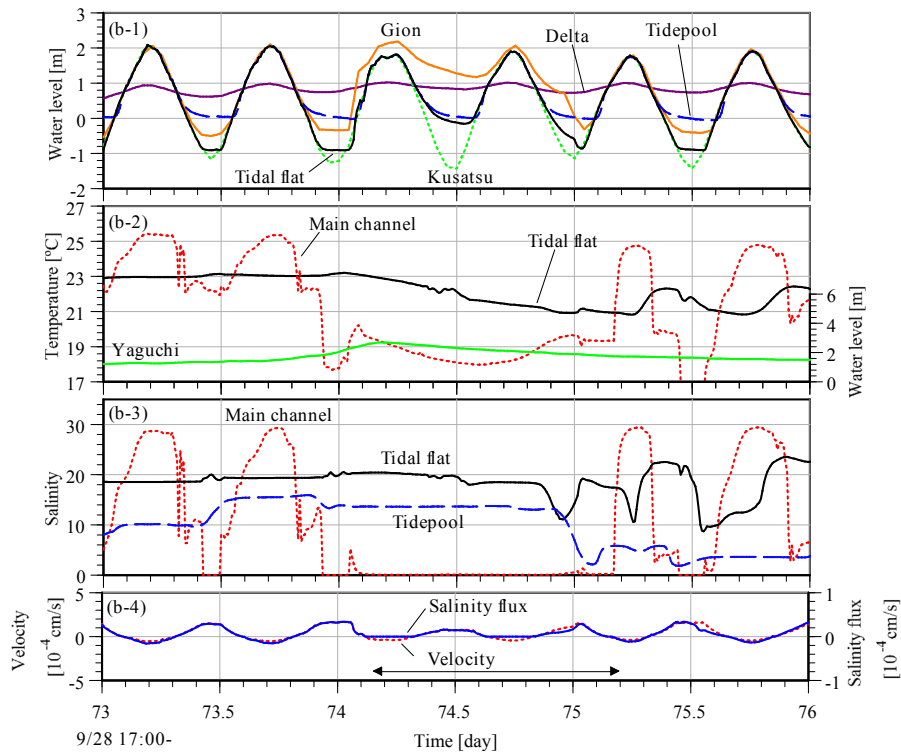
図4-12(b)でも図4-12(a)と同様にTY0421による出水のピークが満潮に重なり，出水に伴う河川水の淡水化は水温低下した時刻と合わせて判断すると74.1 dayに始まっている．河川水の淡水化後の高潮位，すなわちデルタ地下水位が河道内水位より低くなる期間は74.1～74.4 dayと74.6～74.8 dayであり，このときの水位差は最大約 0.8 m に達したものの継続時間は0.2～0.3 dayであった．図4-12(b-4)からもわかるようにデルタ地下水位との水位差に起因

する湧出と地下からの塩分供給によって 74.5 day 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タイドプールの間に水位差が生じ始める 74.8 day 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、あるいはタイドプール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。



(a)大潮期 (TY0416)



(b)大潮期 (TY0421)

図 4-12 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

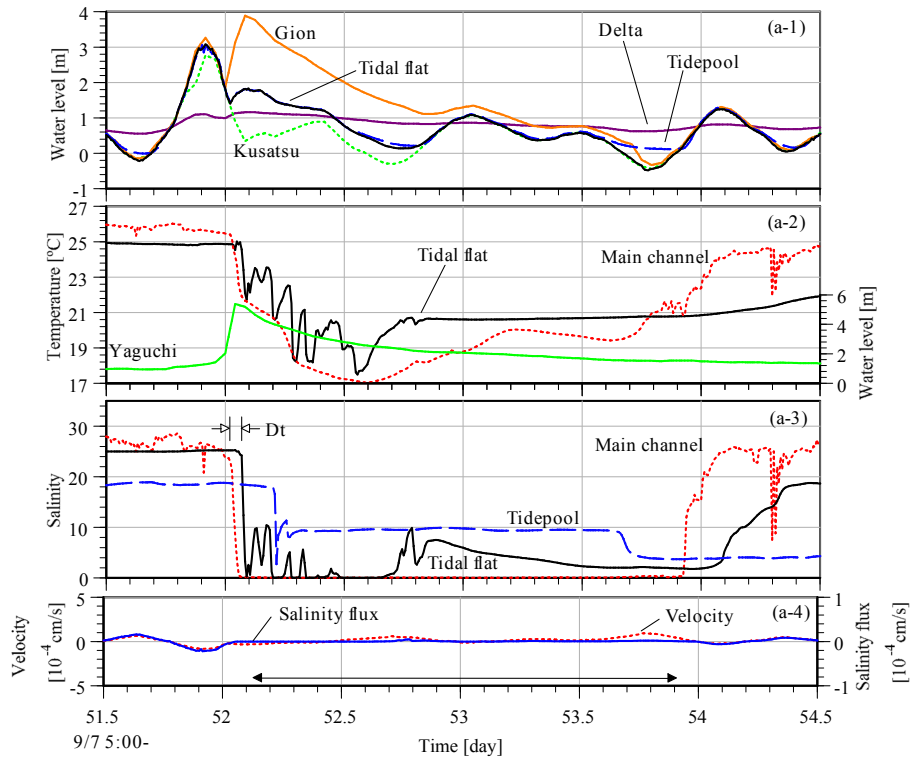
4.4.3 出水に伴う河床地盤内の淡水化の持続（小潮期）

図 4-13 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。

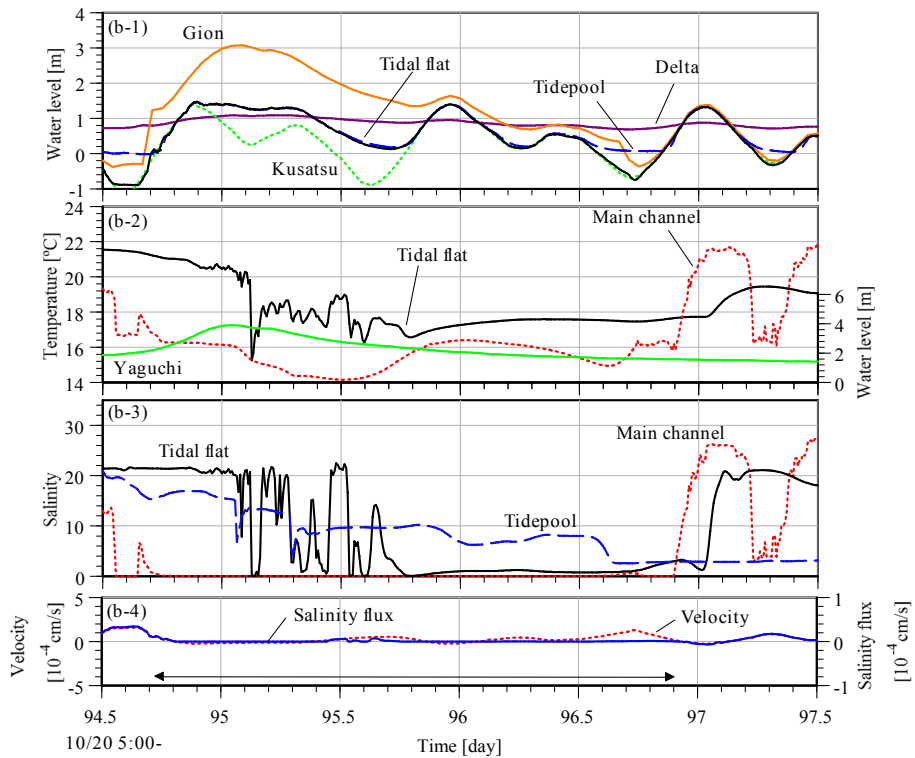
図 4-13 (a)では、TY0418に伴う高潮のピークが 51.8 day, その直後の 52.1 day に矢口第一（図 4-13 (a-2)）での出水ピークが生じた。河川水の塩分低下は祇園水門からの流入量が増大する 52 day に始まり、52.1 day には干潟地盤内は淡水化した。このとき、河道内水位はデルタ地下水位よりも 0.8 m 高いため、図 4-13 (a-4)に示すように河川水が地中へ浸透する方向にあったと考えられる。このため、河川水の淡水化後すぐに干潟地盤内が淡水化した。河道内水位が高い状態が 0.4 日間続いた後、上流からの河川流量の低下によってデルタ地下水位との高低関係が逆転した後に、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 4-13 (b)では矢口第一（図 4-13 (b-2)）での TY0423 による出水のピークが 95 day 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 94.8 day 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 0.4 m であったが、高潮位が 94.9 day 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 95.8 day 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。



(a)小潮期 (TY0418)



(b)小潮期 (TY0423)

図 4-13 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

4.5 地下水循環の抑制が干潟環境に及ぼす影響

現在、太田川放水路では災害時に使用する緊急用河川敷道路（以下、緊急道路と称する）の拡張が進められており、干潟環境の保全に配慮した河道断面が計画され、放水路中流域では2010年4月から実証実験が行われている。干潟環境の保全に効果的な河道断面を検討するために、矢板が打設されている既設の緊急道路の前面に形成された干潟と矢板未構築の河道内に形成された干潟を対象として2009年に事前調査が行われた。本節では、調査結果を用いて太田川放水路における矢板の有無が干潟環境（地下水質、底質、生物生息数など）に及ぼす影響を明らかにすることを目的としている。

4.5.1 調査地点の概要

調査地点は太田川河口から4kmに位置する旭橋周辺（図4-5のSt.4）であり、実証実験場所として干潟造成前の既存の干潟（以下、実験区と称する）で2009年3月からモニタリングが開始された。同時に、旭橋より100m上流側の既設緊急道路の前面に形成された干潟（以下、対照区と称する）でモニタリングが開始された。図4-16には(a)実験区と(b)対照区の横断形状と機器設置位置が示されている。各断面内には地下水質の観測井（No.1, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10）が埋設されており、No.10はNo.6より30m上流の緊急道路上に位置している。また、図中には実線で2009年5月26日の大潮最干時の水面位置と点線で線形補間された地下水水面が示されており、図4-16(b)では太線で矢板深さが示されている。対照区には平成10年から11年にかけて行われた堤防強化工事において長さ13mの不透水性の広幅鋼矢板（IVw型）がT.P.-11mまで打設されている。

4.2節で述べたように、旭においてはボーリング調査が行われており、地盤下12m（T.P.-10m）程度までは主に砂で構成される不圧帯水層、T.P.-25mまでは主に粘土で構成される不透水層、T.P.-25m以深は砂や砂礫で構成される被圧帯水層となっている。また、図4-16(b)に示されている大潮最干時に測定された地下水位は、No.6（矢板背面）でT.P.+0.3m、No.7（矢板前面）でT.P.-1.2mであり、矢板の前後で地下水が分断されていることがわかる。これらのことから、13mの矢板が打設されている対照区では、矢板が不透水層まで達しており、断面内での堤内地側（陸域、デルタ地下水）と堤外地側（河川水、干潟地下水）の地下水循環が抑制されていることが予想される。

表4-1には観測井の諸元、図4-17には観測井のストレーナの構造が示されている。観測井は図-3に示すストレーナを有する塩ビパイプに、砂粒の浸入を防ぐために2mmメッシュのプラスチック製の網を全層に巻いたものが地中に打設されている。なお、井戸底部は閉じられており、塩ビパイプ長さ4m毎の連結部分では10cm程度の無孔帯が存在する。

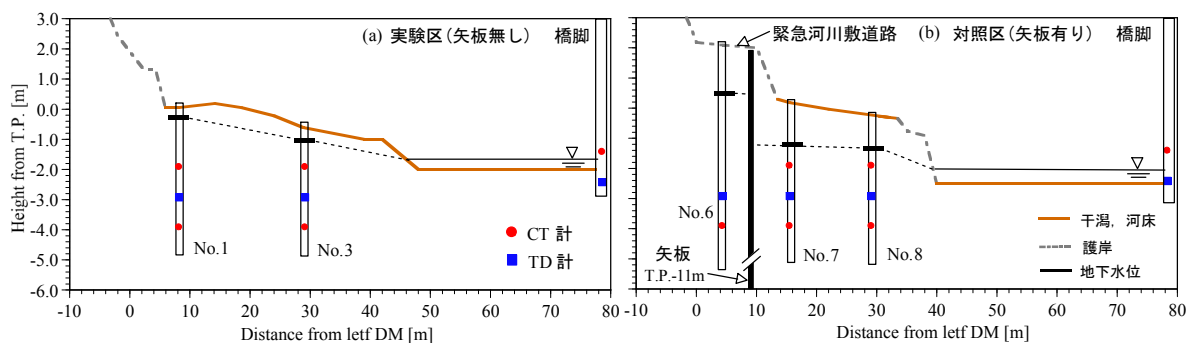


図 4-16 (a)実験区と(b)対照区の横断形状と機器設置位置 (図中には実線で 2009 年 5 月 26 日の大潮最干時の水面位置と点線で線形補間された地下水面が示されている)

表 4-1 観測井の諸元

No	井戸深さ [m]	ストレーナ位置 [m]
No.1	5.0	全層
No.3	5.0	全層
No.4	3.0	全層
No.6	7.5	全層
No.7	5.5	全層
No.8	5.5	全層
No.9	3.0	全層
No.10	32.0	29.3-31.3

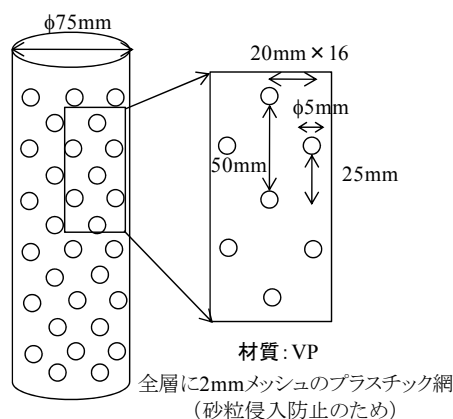


図 4-17 観測井の構造 (模式図)

4.5.2 地下水循環の抑制が地下水循環に及ぼす影響

a) 地下水位変動の相違

図 4-18 には(a)実験区 (矢板無し), (b)対照区 (矢板有り) での 2009 年 5 月 26 日 (大潮期) の河川水と地下水の水位, 塩分変動が示されている. 図中には実線と一点鎖線で各観測井の地盤高が示されており, 機器の設置位置は図 4-16 に示されている.

地下水位変動は実験区と対照区で大きく異なる. 実験区の地下水位は干潮時でも No.1 で 15cm, No.3 で 30cm 程度の低下であり, 河川水位に比べて 75~150cm 程度高く維持されている. また, 上げ潮時の地下水位の上昇は河川水位が No.1, No.3 の地盤高よりも低い位置にあるときから生じていることから, 河川水の地盤面からの直接の浸透によるものではないことがわかる.

一方, 対照区の地下水位は河川水位の低下に伴って 100cm 以上低下し, 実験区よりも 70~100cm 低下する. また, 上げ潮時の地下水位の上昇は河川水位が No.7, No.8 の地盤高よりも高い位置で生じていることから, 河川水が地盤面から直接浸透することにより地下水位が上昇していることがわかる.

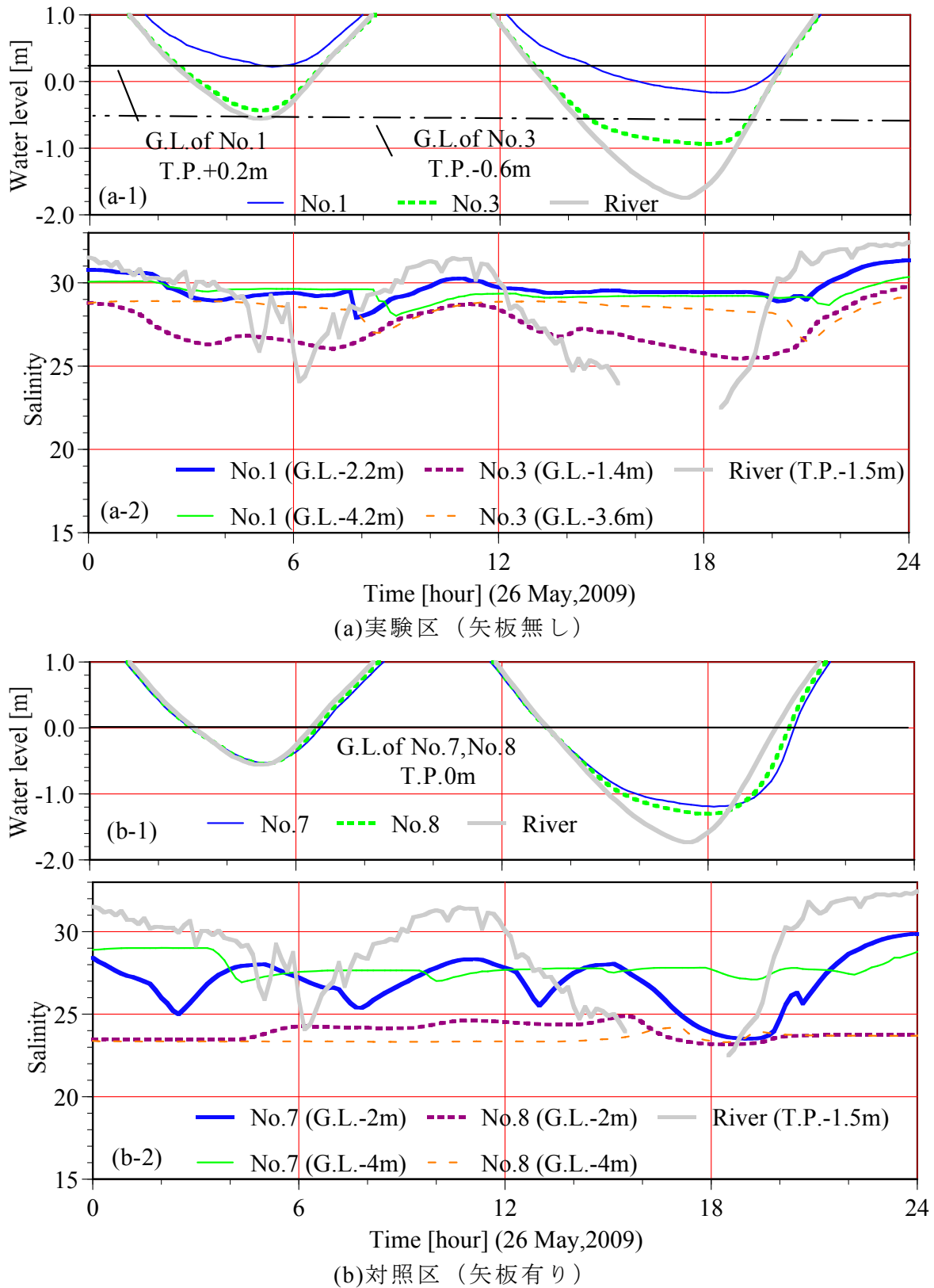


図 4-18 (a)実験区, (b)対照区での 2009 年 5 月 26 日 (大潮期) の河川水と地下水の水位, 塩分変動

b) 干潟地盤内の塩分変動

実験区の塩分変動は干潟干出時よりも満潮時に大きい。満潮時には、No.1, No.3の地盤下4m程度まで河川水の浸透の影響が及んでいる。また、上げ潮時にはNo.1の地盤下2mで8時頃に生じた2程度の塩分低下が70分後に地盤下4mでも生じており、塩分低下が表層から深部へ伝わっていることがわかる。太田川感潮域では、河川水位がデルタ地下水位よりも高いときに干潟地盤内へ河川水が浸透することがわかっており¹⁰⁾、実験区での満潮時の塩分上昇は河川水位(T.P.+2m)とデルタ地下水位(No.6:T.P.+0.3m)の水位差によって生じていることが予想される。8時頃に生じた塩分低下は地盤表層の河川水が浸透したものと考えられ、低塩分水塊が地盤内へ浸透していることから、密度差による浸透ではないことがわかる。

一方、矢板が不透水層まで打設されている対照区の塩分は全地点で実験区と比較して2程度低く、No.7の地盤下2mのみ大きな変動が確認されるが、他の3地点の変動は1以下である。上げ潮時には、No.7の地盤下2mで7時頃に1.5の塩分低下、130分後に地盤下4mで0.5の塩分低下が生じている。これらのことから、矢板の打設により陸域のデルタ地下水と河川水や干潟地下水の循環が制限された干潟においては、満潮時の河川水の浸透は矢板の無い干潟と比較すると僅かであり、塩分がほとんど変化しないことがわかる。また、14時以降の干潟干出時にはNo.7, No.8の地盤下2mで塩分低下が確認されるが、地下水位が地盤下1.2mまで低下していること、塩分が干潮時の河川水の塩分と同程度であることから、干潟表層の河川水が河川水との水位差によって浸透したものであると予想される。

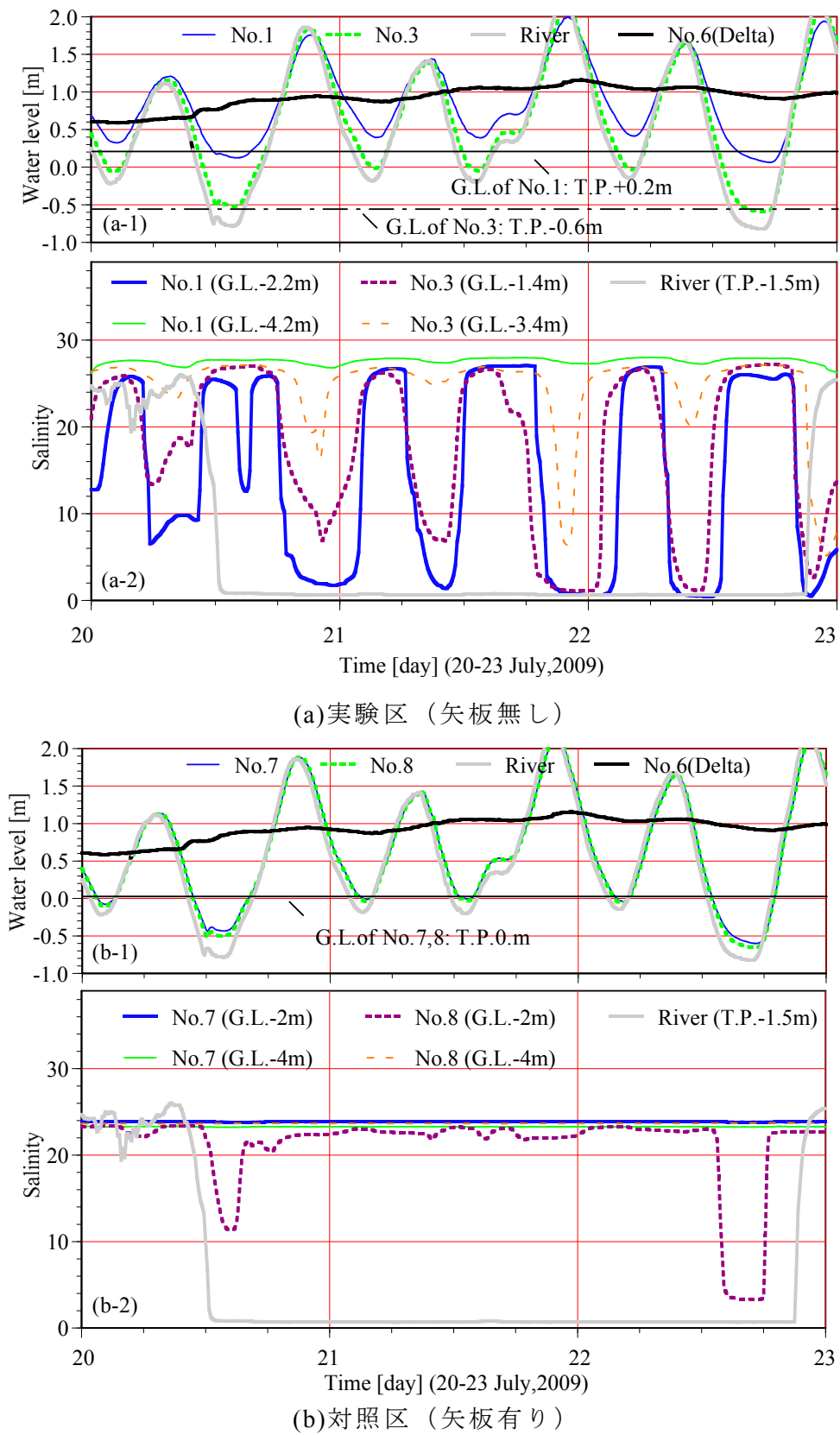


図 4-19 出水に伴う (a)実験区, (b)対照区での河川水と地下水の水位, 塩分変動 (図中にはデルタ地下水位として No.6 で測定された地下水位が示されている)

c) 出水時における干潟地盤内の塩分変動

図 4-19 には(a)実験区（矢板無し）、(b)対照区（矢板有り）での 2009 年 7 月 20 日から 23 日（大潮期）の河川水と地下水の水位、塩分変動が示されている。図中にはデルタ地下水位として No.6 で測定された地下水位、図 4-18 と同様に実線、一点鎖線で各観測井の地盤高が示されている。また、観測期間中には矢口第一で測定された河川流量が $1000\text{m}^3/\text{s}$ を超える出水が 2 度発生し、河川水が 2 日間程度淡水化した。

実験区では、平水時の地盤内塩分変動に比べて著しい変動が生じており、満潮時に地盤下 2m まで淡水が浸透し、No.3 では地盤下 4m まで塩分が低下している。その後、干潮時には塩分は 25 程度まで急激に上昇している。地盤内への淡水の浸透は河川水位がデルタ地下水位より高くなった時に生じている。また、河川水位がデルタ地下水位より低くなったときには、地下水の塩分はすぐに応答せず、2 時間後に遅れて塩分が急激に上昇している。これは、満潮時に浸透した淡水が干潮時に全て流出した後、デルタ地下水が流出しているためと考えられ、平水時には河川水とデルタ地下水の塩分差が小さかったために顕著な差が確認されなかったが、河川水が淡水化したことにより塩分上昇の遅れとして確認されている。一方、対照区では満潮時の塩分変化は見られず、実験区とは逆に干出時に No.8 の地盤下 2m で塩分の低下が確認される。

d) 地下水環境の形成機構

平水時と出水時の干潟地盤内での地下水位、塩分変動の調査結果より、実験区と対照区における地下水環境の形成機構が図 4-20, 21 のように予想される。図 4-20 に示すように実験区（矢板無し）では河川水位がデルタ地下水位よりも高くなると、地盤面付近の河川水が地盤内へ浸透する。河川水位がデルタ地下水位よりも低くなると、まず満潮時に地盤内へ浸透した河川水が流出し、その後デルタ地下水が流出する。そのため、干潟地盤内の塩分はデルタ地下水の塩分の影響を受けたものとなる。一方、図 4-21 に示す対照区（矢板有り）ではデルタ地下水との循環が制限されているため、満潮時の塩分変化は小さく、下げ潮時には河川水位の低下に伴って 1m 以上地下水位が低下し、地下水水面下 1m 程度までの塩分が河川水の影響を受けて変化している。そのため、干潟地盤内の塩分は河川水の影響のみを強く受け、実験区よりも塩分が 2 程度低い分布が形成されている。

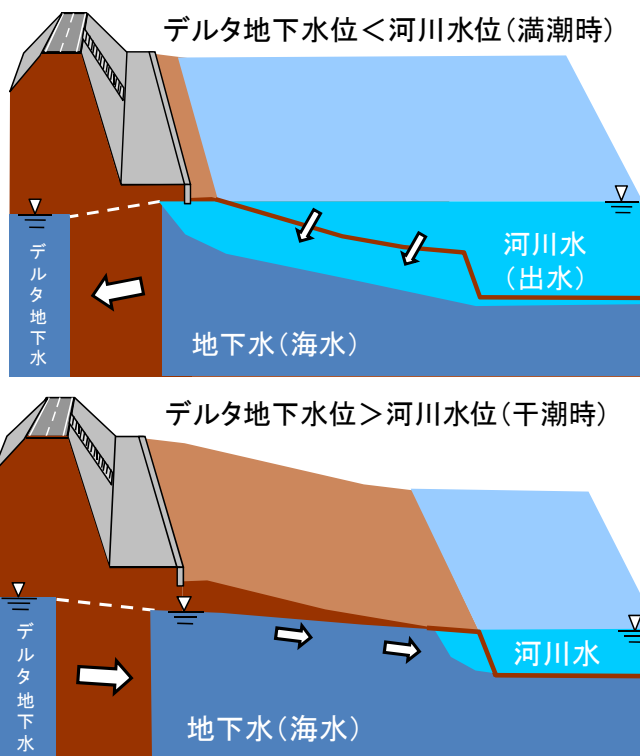


図 4-20 実験区 (矢板無し) における地下水環境の形成機構の模式図

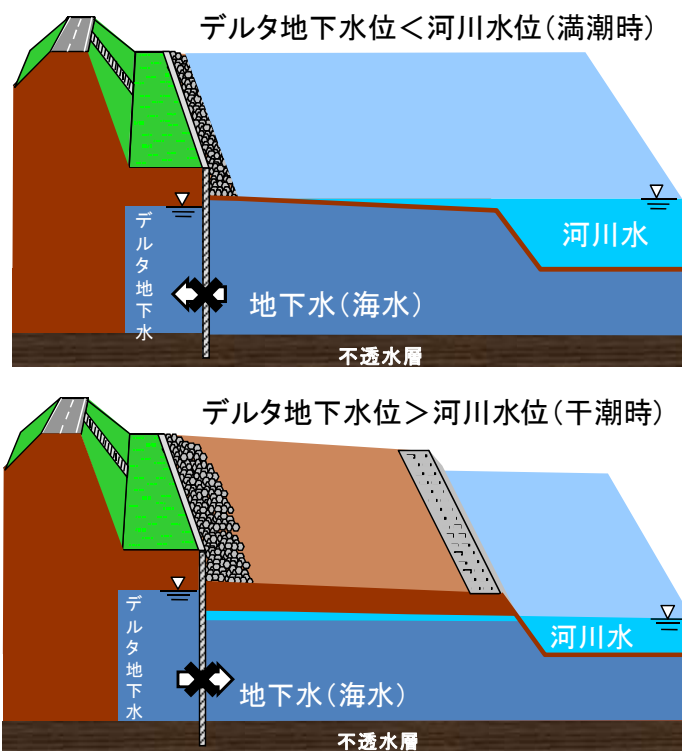


図 4-21 対照区 (矢板有り) における地下水環境の形成機構の模式図

4.5.3 地下水循環の抑制が干潟環境に及ぼす影響

図 4-22 には 2009 年 4 月～2010 年 3 月に測定された干潟堆積泥とセジメントトラップ捕捉泥の(a) SSflux, (b)IL, (c)細粒分含有率の時系列変化, 図 4-23 には(a)実験区と(b)対照区の細粒分含有率の横断分布が示されている. なお, 7 月上旬に発生した 4 回の $500\text{m}^3/\text{s}$ を超える出水によりセジメントトラップが流出したため, 欠測期間がある. セジメントトラップの設置高さは両断面とも図-2 に示すように T.P.+0m 付近で同じである. 図 4-23 で示されている干潟底質の横断分布は井戸の敷設に合わせて土砂を 0.5m, または 1m 毎に採取した後, 粒度分布を測定することで作成された. また, 図中には底質採取地点が○で示されている.

図 4-22 より, 干潟に堆積する有機泥の SSflux, IL は実験区と対照区で大きな違いが無いにもかかわらず, 干潟堆積泥は, 年間を通じて実験区より対照区の方が IL, 細粒分含有量が多いことがわかる. これは, 4.5.2a)で示した実験区と対照区での地盤内への浸透傾向の違いが関係している. すなわち, 実験区では毎潮汐での地盤表面からの直接の浸透が無いが, 対照区では毎潮汐での地盤表面からの直接浸透が干潟表面への細粒分の沈着を促進していると考えられる. さらに図 4-23 より, 干潟表層だけでなく干潟地盤下 1m 程度の範囲まで細粒分含有率が実験区と対照区で異なっており, 対照区の細粒分含有率は矢板付近の No.7 では地盤下 1m でも 8%と高い値を示していることがわかる. これは, 対照区の地下水位変動は矢板付近で大きく, No.7 で 1m を超えていることから, 干潟表層に堆積した有機泥が地下水位の低下に伴い地盤内へ輸送されることにより, 地盤下 1m 程度まで細粒分含有率が高くなったと考えられる.

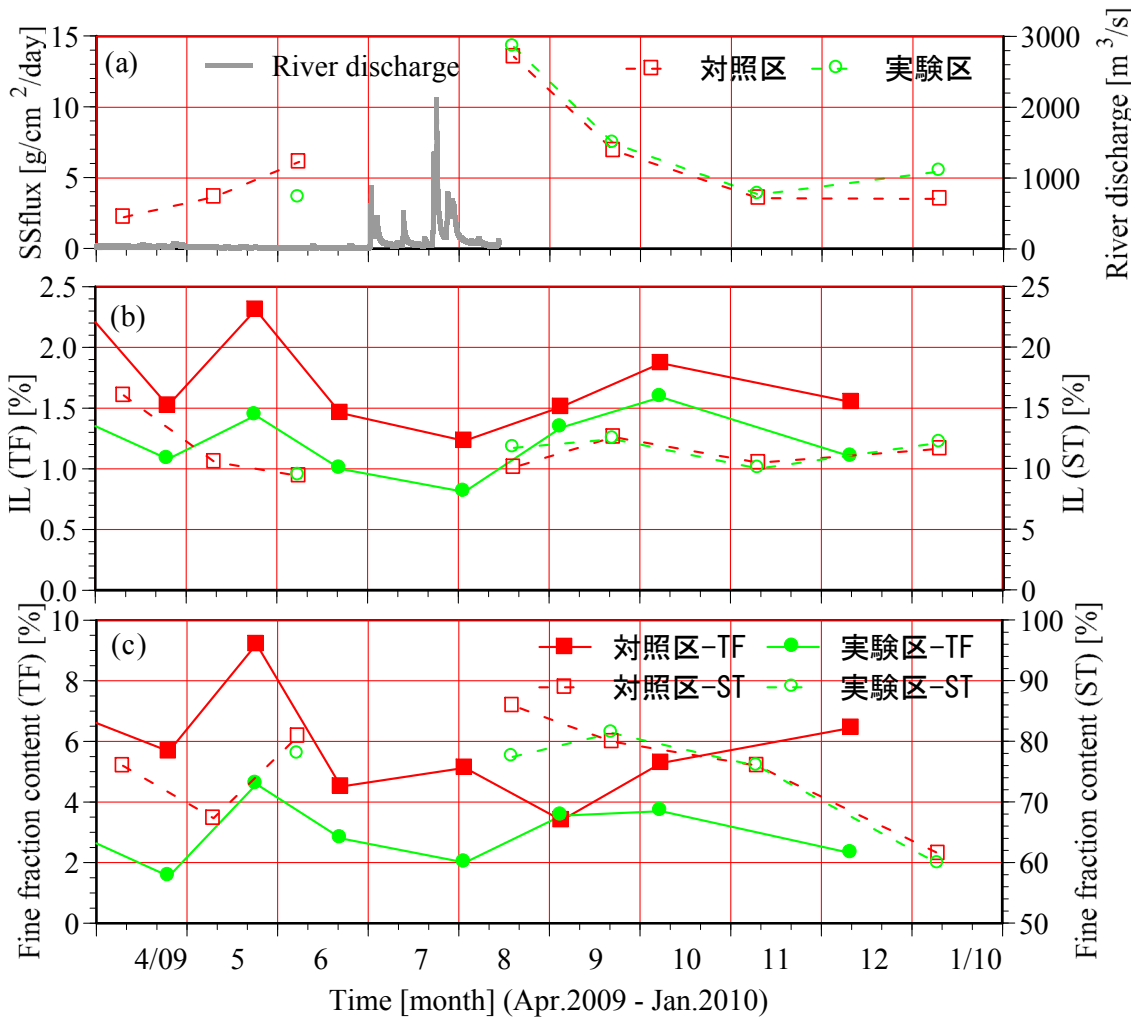


図 4-22 干潟堆積泥とセジメントトラップ捕捉泥の(a)SSflux, (b)IL, (c)細粒分含有率の変化 (TFは干潟堆積泥, STはセジメントトラップ捕捉泥であり, それぞれ実線, 点線で示されている)

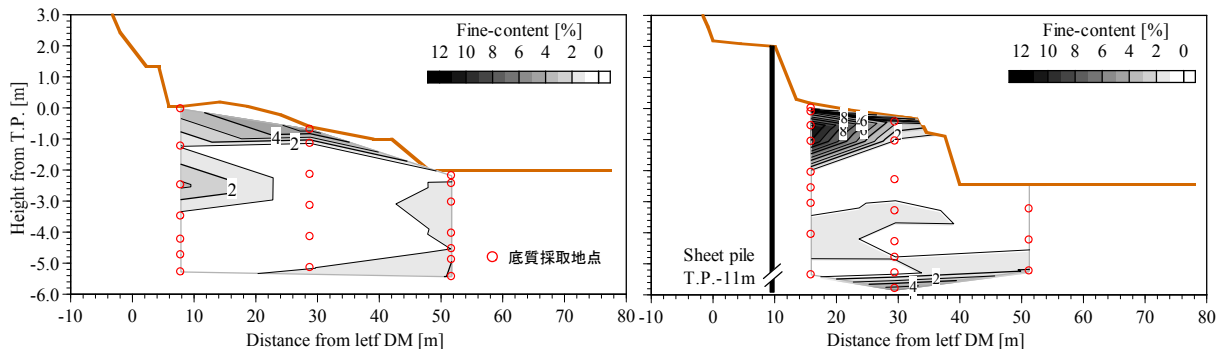


図 4-23 (a)実験区と(b)対照区の細粒分含有率の横断分布

4.6 地下水浸透流解析による地下水流れの再現

これまで地下水流れが干潟環境の形成に及ぼす影響について明らかにしてきたが、既往の研究においては、矢板周辺で形成される流れ場や塩分分布¹¹⁾、淡水と塩水を対象とした地下水の塩水化^{12), 13)}等は数多く議論されているが、地下水循環を考慮した干潟環境へのインパクトについて研究された事例は少ない。さらに、本研究においては地下水流れにおける主流の計算方法である飽和・不飽和浸透流解析ではなく、不飽和領域を考慮しない飽和浸透流解析を行っている。一般的な飽和・不飽和浸透流解析においては、砂層地盤全域を解析対象とできるが、不飽和透水係数と堆積含水率および毛管水頭と堆積含水率の関係を知る必要があり、複雑となる。一方、飽和浸透流解析は砂層地盤内の自由地下水面が解析領域の境界となるために、時々刻々変化する自由水面位置を求める自由境界値問題となるが、地盤内の水分保持特性を考える必要が無いため、取り扱いが容易となる。干潟域に飽和浸透流解析を用いた例は、波による地盤内への浸透と流出を考慮した事例¹⁴⁾はあるものの、地下水流れのみを対象とした研究はない。

本節では、潮汐に伴って干潟地盤内で生じる塩分残留現象について検討するとともに、地下水流れを飽和浸透流解析により再現するプログラムを作成し、解析結果の妥当性を理論解と比較することで検討した。

4.6.1 Laplace 方程式を用いた定常浸透流解析

a) 地下水浸透流解析における基礎式

質量保存則は、あるコントロールボリューム内の質量変化を考えると、以下のように表わされる。右辺はコントロールボリューム内への流出質量差を表しており、その質量の時間変化率を意味している。

$$\rho u \Delta y \Delta z + \rho v \Delta x \Delta z + \rho w \Delta x \Delta y - \left\{ \left(\rho u + \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) \Delta x \right) \Delta y \Delta z + \left(\rho v + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) \Delta y \right) \Delta x \Delta z + \left(\rho w + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) \Delta z \right) \Delta x \Delta y \right\} = \frac{\partial}{\partial t}(\rho S_w n) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (4.4)$$

ここで、 S_w ：飽和度である。

上式をまとめると、

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) \right] = \frac{\partial}{\partial t}(\rho S_w n) \quad (4.5)$$

となり、これが地下水浸透流解析における質量保存則（連続式）である。定常浸透流の場合は右辺=0となる。非定常浸透流については4.6.2項で述べる。

運動方程式は Darcy 式を用いて以下のように表わされる。

$$u = k_x \frac{dH}{dx} \quad w = k_z \frac{dH}{dz} \quad (4.6)$$

ここで、 u 、 w ：それぞれ x 方向、 z 方向の流速、 n ：間隙率、 k_x 、 k_z ：それぞれ x 方向、 z 方向の透水係数、 H ：全水頭 ($\frac{p}{\rho g} + z$) (流速項は微小のため考慮しない)

定常地下水浸透流を考える際には、場所的な密度変化、時間的な間隙率の変化がないとし、帯水層は均質・等方性媒体で構成されているとすると、支配方程式は(4.7)式のような Laplace 方程式で表わすことができる。

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad (4.7)$$

(4.6)式を差分法を用いた数値解析法により解く。数値解析は完全陰解法を用いて離散化すると、(4.8)式となる。

$$\frac{H(I+1,J) - 2H(I,J) + H(I-1,J)}{\Delta x^2} + \frac{H(I,J+1) - 2H(I,J) + H(I,J-1)}{\Delta z^2} = 0 \quad (4.8)$$

b) 計算条件

数値計算では、図 4-24 に示すように、二つのリザーバに挟まれた一様矩形不圧帯水層を想定し、表 4-2 に示すパラメータを用いた。また、 x 軸を岸沖方向、 y 軸を沿岸方向にとり、ポテンシャルに関しては沿岸方向に一様性を仮定して x - z 断面 2 次元の計算を行った。また、連立方程式の解法には SOR 法を用いた。

境界条件は、

$$H = 0 \quad \text{on AD}$$

$$H = h_0 - z \quad \text{on AB}$$

$$H = h_1 - z \quad \text{on CD}$$

$$q = 0 \quad \text{on AD and BC}$$

$$q \leq 0 \quad \text{on AB and CD}$$

とした。

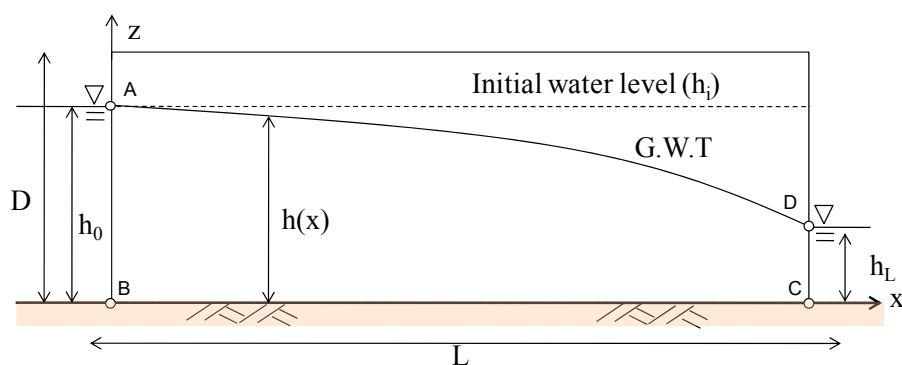


図 4-24 2つのリザーバに挟まれた不圧帯水層に形成される定常地下水浸透流に関する断面2次元計算の概要

表 4-2 数値計算に用いたパラメータ

<i>Parameters</i>			
<i>Physical parameters</i>			
Porosity	n	0.44	
Coficient permiability	k_x, k_z	0.33	(cm/s)
<i>Numerical configuration</i>			
Grid size	$\Delta x, \Delta z$	2	(cm)
Number of grids		200×20	
Thickness of aquifer	D	40	(cm)
Length of aquifer	L	400	(cm)
Water level at left boundary	h_0	30	(cm)
Water level at right boundary	h_L	10	(cm)
Initial water head	h_i	30	(cm)
<i>SOR scheme parameters</i>			
Accelelation coeficient	ω	1	
Iteration criterion	ε	$1 \times 10^{-4} \sim 5 \times 10^{-4}$	(cm)

c) モデルの妥当性に関する検討

Dupuitの準一様流近似を用いた一様地盤中に形成される定常地下水面形に関する理論解と、計算値との比較を行った。自由水面を持つ不圧地下水流れは、水面勾配があまり大きくない場合（水面勾配 $\beta \leq 10^\circ$, 0.17）には、Dupuitの準一様流近似を用い、鉛直流速を無視し、水平流速のみ考えれば良い。図4-24に示すような一様矩形不圧帯水層においては、定常地下水面形 $h(x)$ は以下の式(4.9), (4.10)のように表わされる（Dupuitの公式）。

$$q = k_s(h_0^2 - h_L^2)/2L \quad (4.9)$$

$$h(x) = \sqrt{(h_0^2 - 2qx/k_s)} \quad (4.10)$$

ここで、 q ：単位幅流量（ $=h(x)u(x)$ ）， $h(x)$ ， $u(x)$ ：それぞれ水平方向位置 x における地下水位および水平流速， L ：帯水層の水平方向幅， h_0 ， h_L ：上流側および下流側の境界水位である。

図 4-25 に Dupuit の公式から得られた理論解と計算値の比較結果を示す。計算は、収束値 ε を 1×10^{-4} ， 3×10^{-4} ， 5×10^{-4} (cm) に変化させて行われた。図より、 ε によって計算結果が大きく異なることがわかる。今回の計算条件においては、 $\varepsilon=3 \times 10^{-4}$ で Dupuit 式と同等の水面形を得ることができた。計算結果が Dupuit 式に適合するかどうかは、以下の式を用いて判定を行った。

$$\frac{\sum_n |h(x) - h_d(x)|}{n \cdot (h_0 - h_L)} < 0.015 \quad (4.11)$$

ここで、 $h_d(x)$ ：水平方向位置 x における Dupuit 式から得られた地下水位， n ： x 方向のメッシュ数である。

計算条件を変化させて計算を行った結果、Dupuit 式に合う水面形を得るためには計算条件に応じて ε を変化させる必要があることがわかった。 ε は水面勾配によって変化することが考えられる。そこで、(4.8)式を満たす ε と水面勾配の関係について明らかにした。計算は、表 4-2 に示す条件で行われ、表 4-3 に結果を示す。

表 4-3 より、水面勾配が大きい場合は、収束値に下限値があること、水面勾配に応じて収束範囲が変化することがわかる。これは、Dupuit の仮定（鉛直方向の流速を無視）が成り立たないために生じていると考えられる。定常浸透流計算を行う際は、収束値の設定に注意する必要があり、今後はこの結果をふまえて収束値 $\varepsilon=1.0 \times 10^{-4}$ cm にて計算を行う。

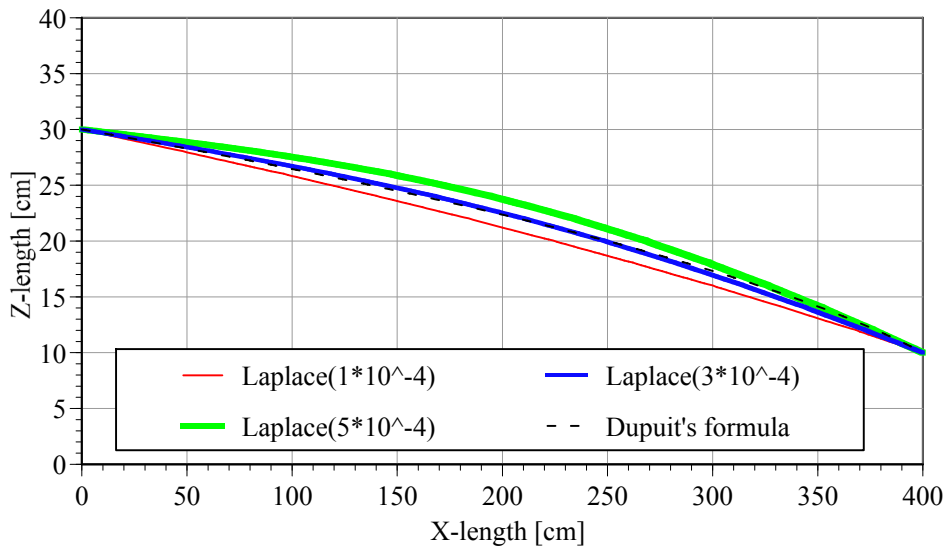


図 4-25 理論解と計算値との比較（計算結果は収束値を 3 通り変化させている）

表 4-3 ε と水面勾配の関係

Δh (cm)	Δh/L	ε low (cm)	ε high (cm)
75	0.15	1.5E-04	3.5E-04
60	0.12	5.0E-04	2.5E-03
40	0.08	-	1.5E-03
20	0.04	-	3.0E-03

4.6.2 非定常浸透流解析

一般的に地下水浸透流解析では飽和域・不飽和域をまとめて扱うことが可能な飽和・不飽和浸透流解析が用いられることが多い。本項では、飽和・不飽和浸透流の基礎式について述べる。

a) 飽和・不飽和浸透流の基礎式

(4.5)式に地下水浸透流の連続式が示されているが、(4.5)式は、定常か非定常か、水の密度 ρ や間隙率 n が変化するか否か、地下水流が被圧か不圧かによって表現を変える。(4.5)式の右辺はコントロールボリューム内の水分質量の時間変化を表しており、それを知ることは難しい。そのため、水頭 h の微分項で表すと以下のようなになる。

$$\frac{\partial}{\partial h}(\rho S_w n) = \rho S_w \frac{\partial n}{\partial h} + S_w n \frac{\partial \rho}{\partial h} + \rho n \frac{\partial S_w}{\partial h} \quad (4.12)$$

(4.12)式は 3 つの項に分解されるが、以下にそれぞれの意味を述べる。第 1 項は水頭変化による空隙率の変化を表しており、それに伴って生じる排水/貯留を意味している。不飽和状態においては空隙が変化してもそれに伴って排水/貯留が生じないのでこの項は飽和状態のみ考慮する。ここで、 $\frac{\partial n}{\partial h} = S_s$ と

すると、第1項は $\rho \cdot S_s$ と表される。 S_s については 4.6.2 c) にて詳しく述べる。第2項は流体を非圧縮性 ($\rho = \text{const}$) とすると 0 となり、一般的には考慮されない。第3項は $n \frac{\partial}{\partial h}(S_w) = \frac{\partial}{\partial h}(nS_w) = \frac{\partial \theta}{\partial h}$ と変形することができる。ここで、 θ : 体積含水率である。 θ は飽和域においては変化しないのでこの項は不飽和域のみ考慮することになる。

飽和浸透流の場合においては、運動方程式は Darcy 則 ($v=ki$) を用いる。また、不飽和帯を考慮する際には飽和流の Darcy 則が準用される。しかしながら、不飽和流速は体積含水率 θ とテンシオメータ水頭 (ピエゾ水頭) h ($h = z + h_c$) に依存する。ここで、 $h_c = -p_c / \rho g$ であり、 p_c : 毛管圧力である。

テンシオメータによって測定された毛管圧力は、主には空気と水の界面現象 (表面張力, メニスカス) によって生じるが、他の要因 (吸着など) も含んでいる。よって、不飽和流速は以下のように表わされる。

$$v(\theta, h_c) = -k(\theta) \frac{dh_c}{dx} = D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (4.13)$$

ここで、 $D(\theta) = -k(\theta) \frac{dh_c}{d\theta} = \frac{k(\theta)}{C_w}$, $C_w = -\frac{d\theta}{dh_c}$ であり、 $k(\theta)$: 不飽和透水係数、

$D(\theta)$: 水分拡散係数、 C_w : 水分容量である。

計算中で必要となるパラメータは θ の関数としての $k(\theta)$, $D(\theta)$ である。それぞれ砂の種類 (多孔媒体の種類) と含水率によって変化するので予め室内実験によって求めておく必要がある。

(4.12)式に(4.13)式を代入すると不飽和浸透流の支配方程式が導かれる。

$$-\nabla \bar{v} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(k(\theta) \frac{\partial h_c}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k(\theta) \frac{\partial h_c}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\theta) \frac{\partial h_c}{\partial z} \right) + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} = \frac{d\theta}{dh_c} \frac{\partial h_c}{\partial t} \quad (4.14)$$

(4.14)式を Richards の式と呼ぶ。

(4.15)式を飽和-不飽和浸透流に対する支配方程式に書き直すと、

$$(C_w(h_c) + \beta_0 S_s) \frac{\partial h_c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(\theta) \frac{\partial h_c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(\theta) \frac{\partial h_c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(\theta) \frac{\partial h_c}{\partial z} \right) \quad (4.15)$$

となる。ここで、 β_0 : 不飽和の場合 0, 飽和の場合 1 をとるダミー変数である。

b) 飽和浸透流

飽和浸透流の場合は、前項の不飽和域を考慮しない計算となり、帯水層は均質・等方性媒体で構成されている ($k_x = k_z$), 密度は一定 ($\rho = \text{const}$) とする

と、支配方程式は(4.5)式と(4.6)式より、

$$k \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + k \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = Ss \frac{\partial H}{\partial t} \quad (4.16)$$

となる。

c) 比貯留係数

貯留係数 (S) や比貯留係数 (Ss) は地盤材料によって異なり、数値計算の際には適切な値を与える必要がある。一般的に、比貯留係数が大きい地盤ほど水位変動に伴う地下水の排出量あるいは吸入量が多いことを意味する。貯留係数 S は、単位水平断面の帯水層柱 (単位体積メッシュではなく、鉛直方向に鉛直積分したもの) において地下水位 (被圧水頭) が単位量変化した場合の貯留水の変化量。被圧と不圧で意味が異なる。被圧の場合は、帯水層骨格と間隙中の水の弾性変化でもたらされる貯留量の変化率を表す。

$$S = Ss \times b \quad (4.17)$$

ここで、 Ss : 比貯留係数、 b : 層厚さである。

S は断面積分値なので、帯水層厚さで割ることで Ss が求まる。不圧の場合は、地下水位の変動により帯水層柱から排出 (へ流入) される貯留水の変化量を表す。表 4-4, 4-5, 4-6 に比貯留係数の一般値を示す。なお、今回の計算においては、太田川放水路に形成されている砂干潟を対象としているため、今回の計算においては $Ss=1 \times 10^{-6}$ (1/cm) を用いた。

表 4-4 比貯留係数の一般値 ¹⁵⁾

	Ss (1/cm)
塑性粘土	$2.0 \times 10^{-4} \sim 2.6 \times 10^{-7}$
硬質粘土	$1.3 \times 10^{-5} \sim 2.6 \times 10^{-5}$
中程度の硬質粘土	$1.3 \times 10^{-5} \sim 9.2 \times 10^{-6}$
密詰め砂礫	$1.0 \times 10^{-6} \sim 4.9 \times 10^{-7}$
接合亀裂性岩	$6.9 \times 10^{-7} \sim 3.3 \times 10^{-8}$
緩詰め砂	$1.0 \times 10^{-4} \sim 4.9 \times 10^{-5}$
密詰め砂	$1.3 \times 10^{-6} \sim 2.0 \times 10^{-6}$

表 4-5 比貯留係数の一般値 ¹⁶⁾ 表 4-6 比貯留係数の一般値 ¹⁷⁾

	Ss (1/cm)
砂質土	1×10^{-6}
粘性土	1×10^{-5}

	Ss (1/cm)
岩	1×10^{-9}
砂礫	1×10^{-8}
砂	1×10^{-7}
粘土	1×10^{-6}

4.6.3 非定常浸透流解析モデルの妥当性

a) 計算の概要

非定常浸透流計算では、図 4-26 に示すような不圧帯水層の境界水位が時間的に変動する場合を考える。計算領域の初期水位計算が h_0 で一定とならない理由については後述する。計算のパラメータを表 4-7、右境界水位の時間変動を図 4-27 に示す。左境界水位に関しては、境界条件を与えていない。なお、右境界水位の水位変動は潮汐変動と同等の周期を与えている。

計算結果を図 4-28 に示す。計算結果は、潮汐変動に伴う地下水面変化を再現できている。

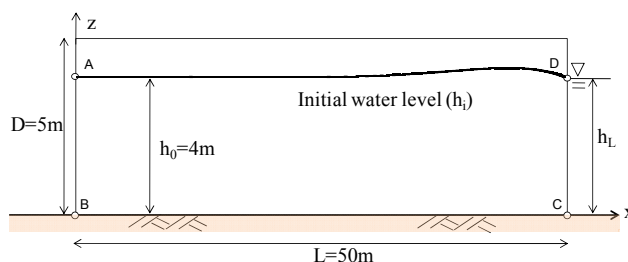


図 4-26 非定常浸透流解析における計算領域

表 4-7 非定常浸透流解析のパラメータ

Parameters			
<i>Physical parameters</i>			
Porosity	n	0.5	
Coficient permiability	k_x, k_z	0.05	(cm/s)
	k_x, k_z	1.8	(m/hour)
Coficient of specific storage	S_s	1×10^{-8}	(1/m)
<i>Numerical configuration</i>			
Grid size	$\Delta x, \Delta z$	0.05	(m)
Number of grids		1000×100	
Time step	Δt	60	(sec)
Thickness of aquifer	D	5	(m)
Length of aquifer	L	50	(m)
Water level at left boundary	h_0	Free	(m)
Water level at right boundary	h_L	Fig.4	(m)
Initial water head	h_i	Fig.3	(m)
Ground level gradient	β	0	
<i>SOR scheme parameters</i>			
Accelelation coefficient	ω	1.5	
Iteration criterion	ϵ	7.5×10^{-5}	(m)

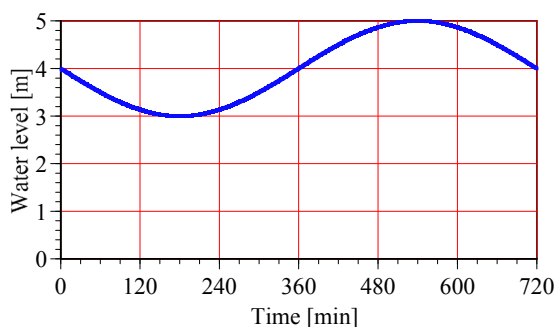


図 4-27 右境界水位の時間変動

b) モデルの妥当性の検討

計算結果（モデル）の妥当性を検討するために、次節では理論解との比較を行った。不圧帯水層の境界水位が時間的に変動する場合の地下水面の基礎方程式は、流速の鉛直方向分布を一様と仮定（Dupuit-Forchheimer の仮定）すると、

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{\lambda}{kh_0} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4.18)$$

となる。上式を境界条件 $h(x=0) = h_0 + a \sin \omega t$ のもと解くと、

$$h(x,t) = h_0 + a e^{-Kx} \sin(\omega t - Kx) \quad (4.19)$$

が得られる¹⁸⁾。ここで、 $K = \sqrt{\frac{\omega \lambda}{2kh_0}}$ 、 ω : 角速度($=\pi/360$)、 λ : 間隙率($=0.5$)、

k : 透水係数($=0.05\text{cm/s}$)、 h_0 :4m である。

計算領域は数値計算と同様に図 4-26、右境界水位の時間変動は図 4-27 を用いた。理論解の初期条件 ($t=0$) は、偏微分方程式の解を(4.18)式の形であるとして解いているため、 $t=0$ において h_0 で一定とならない。図 4-29 に(4.18)式から得られた理論解の時間変化を示す。

Laplace 方程式の解においては、収束値 (ε) によって計算結果が異なるという結果 (最適 $\varepsilon = 1.0 \times 10^{-6}\text{m}$) が得られた。同様に今回の計算においても収束値によって計算結果が異なることが予想されたため、Dupuit-Forchheimer の仮定を用いた理論解に適合する収束値について検討した。計算結果が理論解に適合するかどうかは、以下の式を用いて判定を行った。

$$Error = \sum_T \left[\frac{\sum_n |h(x) - h_d(x)|}{n} \right] / T \quad (4.20)$$

ここで、 $h_d(x)$: 水平方向位置 x における理論解、 n : x 方向のメッシュ数、 T : 時間ステップ (13 個) である。Laplace 方程式の解で用いた ε より大きい値 ($\varepsilon = 10^{-5}\text{m}$) を用いた場合には、地下水の伝播が早すぎてしまい、理論解と大きく異なる結果となった。収束値と各計算結果の Error 値との関係を図 4-30 に示す。非定常解析においては、最適収束値は $7.5 \times 10^{-4}\text{m}$ であることがわかった。

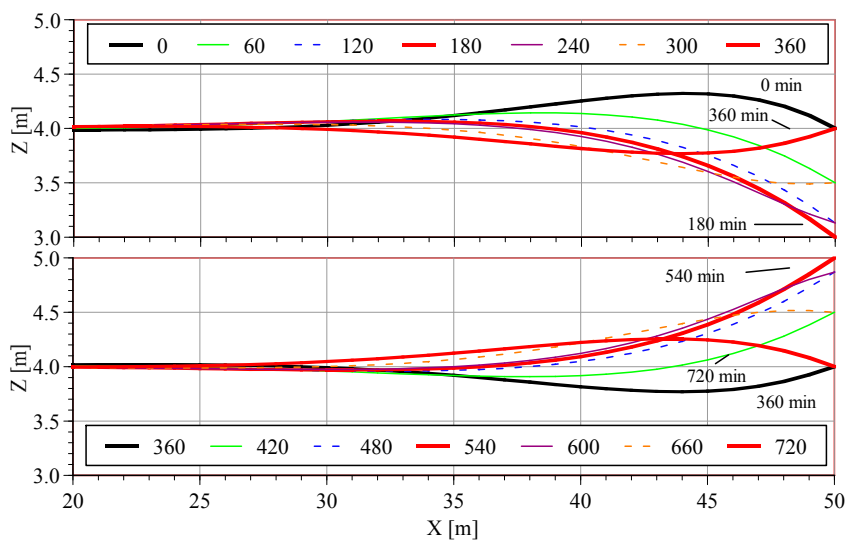


図 4-28 計算から得られた地下水面の時間変化

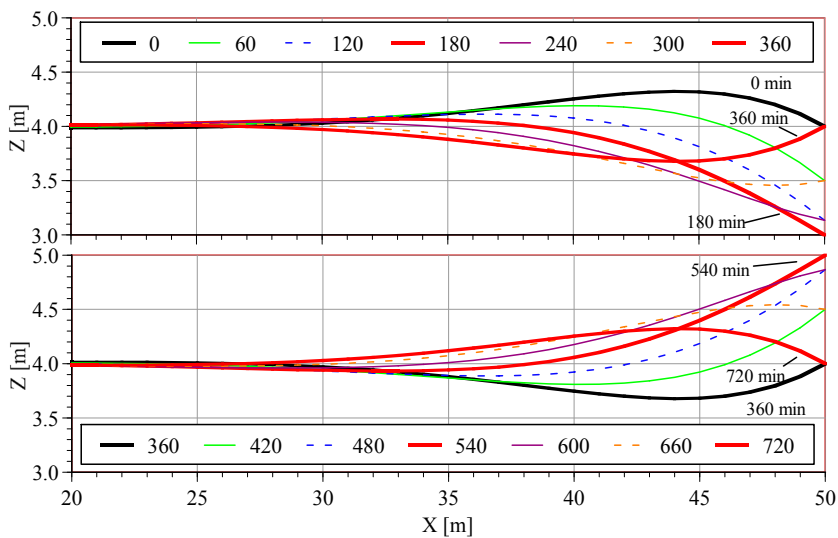


図 4-29 理論解から得られた地下水面の時間変化

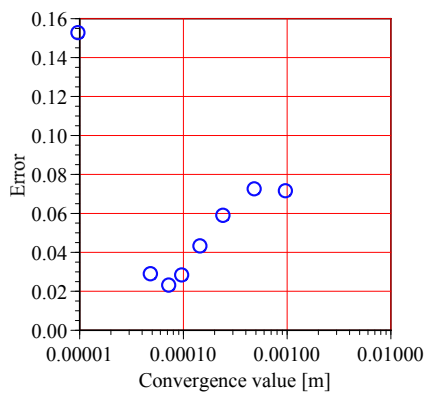


図 4-30 収束値と Error 値の関係

4.6.4 非定常浸透流解析モデルの現地への適応

a) 対象領域と計算条件

図 4-31 に対象領域の横断地形と計算領域を示す。対象領域は 4.5 節で調査対象とした太田川放水路の河口から 4km に位置する旭橋周辺の実験区（矢板無し）である。本計算においては現地干潟の斜面勾配が小さいため、現地干潟を矩形断面と仮定し、計算を行った。

今回の計算に用いた主なパラメータを表 4-8 に示す。透水係数は図 4-23 で示されているように、井戸の敷設に合わせて行われた粒度分布の測定結果から推定された透水係数の全地点の平均値 ($k=0.048\text{cm/s}$) とした。境界水位は右境界において 2009 年 6 月 26 日（大潮期）における実測水位、左境界においてデルタ地下水位として T.P.0m で一定の水位を与えた。

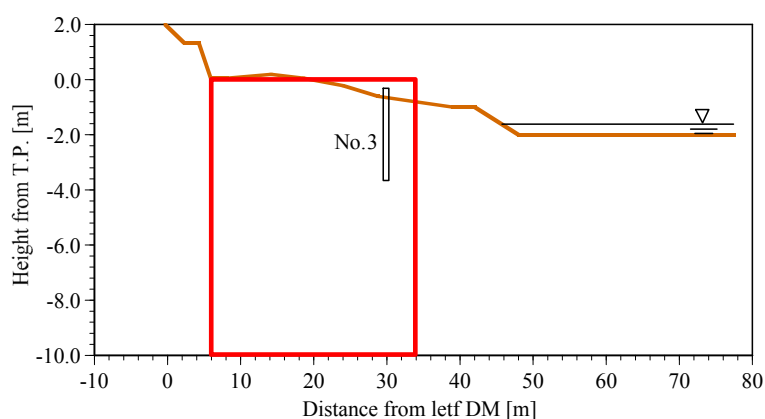


図 4-31 対象領域の横断地形と計算領域（計算領域が実線で囲まれている）

表 4-8 非定常浸透流解析のパラメータ

<i>Parameters</i>			
<i>Physical parameters</i>			
Porosity	n	0.5	
Coefficient permeability	k_x, k_z	0.048	(cm/s)
	k_x, k_z	1.8	(m/hour)
Coefficient of specific storage	S_s	1×10^{-8}	(1/m)
<i>Numerical configuration</i>			
Grid size	Δx	0.05	(m)
	Δz	0.05	(m)
Number of grids		601×201	
Time step	Δt	60	(sec)
Thickness of aquifer	D	10	(m)
Length of aquifer	L	30	(m)
Water level at left boundary	h_0	Constant (0m)	(m)
Water level at right boundary	h_L	Observation data	(m)
Initial water head	h_i	0m	(m)
<i>SOR scheme parameters</i>			
Acceleration coefficient	ω	1.5	
Iteration criterion	ε	7.5×10^{-4}	(m)

b) 実測と計算結果の比較

図 4-32 に計算水位と実測水位を示す．実測水位は計算対象とした 2009 年 6 月 26 日の河川水位と No.3 における地下水位である．

計算結果は現地の地下水位変動を再現できており，上げ潮時の河川水位が地下水位よりも高くなる現象を明確に捉えている．しかしながら，下げ潮時の地下水位変動には数 10cm 程度の差が生じている．これは，現地の No.3 における地盤高さが T.P.-0.6m であるのに対し，計算においては計算領域を矩形断面と仮定しているため，地盤高さが T.P.0m の位置にあるためである．

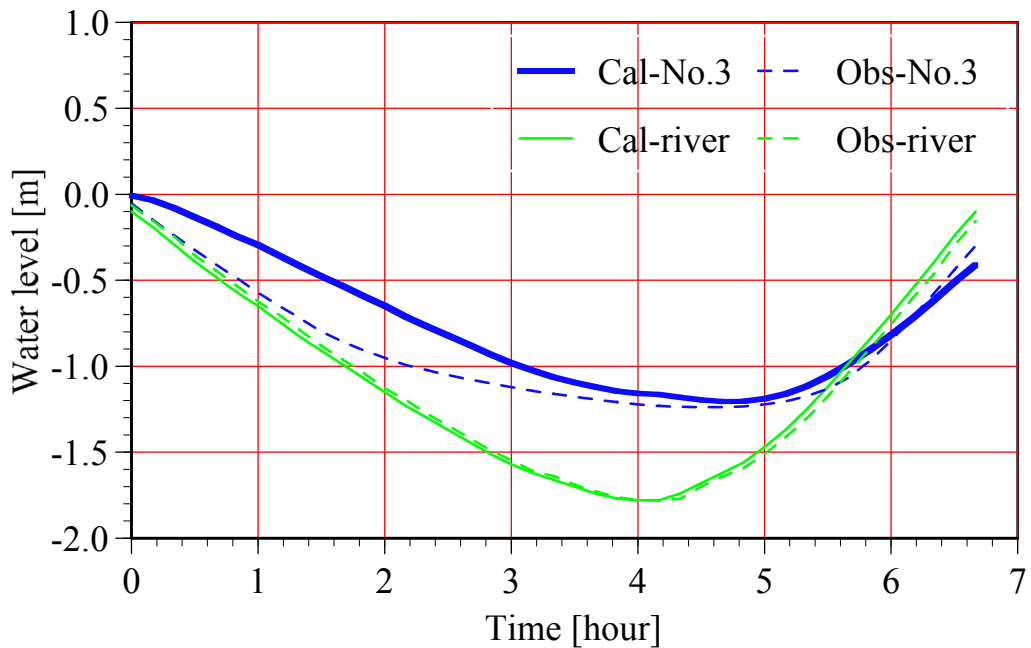


図 4-32 計算水位と実測水位の比較

4.7 本章のまとめ

本章では、太田川デルタの地下構造と太田川デルタ地下水の特性を明らかにした。さらに、河道内とデルタ地下の水位差によって生じる河床間隙水と広域地下水の循環機構を明らかにするとともに、矢板の構築により地下水循環が抑制された干潟における塩分変化や底質環境を明らかにした。得られた結論は以下の通りである。

- 1) 太田川デルタの地質構造は主に地盤下 10m 程度までが砂質の透水層（不圧帯水層）、10m～30m 程度は粘土質の不透水層、30m 以深は砂礫の被圧帯水層となっている。
- 2) 太田川では耐震補強のため、河岸に矢板が構築されている地点が多く存在する。矢板深さは地点毎に異なるため、不透水層まで矢板が達している干潟と不透水層まで矢板が達していない干潟がある。
- 3) 太田川デルタ地下水位は、海水位変動の年較差約 50cm と同様の年較差で減衰なく変動し、この年変動に河川の増水による上昇分が重なって変動している。
- 4) 太田川中流域の己斐では、不透水層まで矢板が打設されていないため、デルタ地下水位と河川水位の水位差によって河床付近の河川水が地盤内に浸透または地盤内から地下水が流出していることが明らかとなった。特に、出水期における干潟地盤内の淡水化とその回復速度は朔望周期で大きく異なる。
- 5) 太田川下流域の旭では、不透水層まで矢板が打設されており、デルタ地下水との循環が抑制されている。そのため、干潟の地下水位低下量が大きくなり、デルタ地下水との水位差に起因する塩分変動がほとんど生じていない。

参考文献

- 1) 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.
- 2) Moore, W. S. (1996): Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments, Nature, Vol. 380, pp. 612-614.
- 3) 建設省中国地方建設局 太田川工事事務所 : 太田川史, p.74. 1993.
- 4) 広島高速道路公社, 株式会社ドゥーユー大地 : 高速3号線(吉島地区)地質調査その他業務報告書, 2007.12.
- 5) 広島高速道路公社, 中央開発株式会社 : 高速3号線Ⅲ期(渡河部外)地質調査業務報告書, 2008.3.
- 6) 広島高速道路公社, 株式会社荒谷建設コンサルタント : 高速3号線(江波地区)地質調査業務報告書, 2010.2.
- 7) 後藤陽一 : 広島県の歴史, p.111, 1972.
- 8) 建設技術研究所 : 太田川市内派川物理環境調査, p.2-9, 2007.12.
- 9) 駒井克昭, 中下慎也, 日比野忠史, 福岡捷二, 水野雅光 : 河川感潮域における河床面での水交換, 水工学論文集, 第52巻, pp.1315-1320, 2008.
- 10) 駒井克昭, 中下慎也, トウナロン, 日比野忠史 : 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, 海岸工学論文集, 第56巻, pp.1156-1160, 2009.
- 11) 山元淳史, 土屋義人 : 沿岸埋立地における地下水の挙動と護岸設計への応用, 海岸工学論文集, 第41巻, pp.906-910, 1994.
- 12) Raymond E. Volker, Qi Zhang, David A. Lockington : Numerical modeling of contaminant transport in coastal aquifers, Mathematics and Computers in Simulation Vol.59, pp.35-44. 2002.
- 13) 内山雄介 : 砂浜海岸帯水層における潮位変動に伴う循環流の形成機構, 土木学会論文集, No.670/II-54, pp.37-48, 2001.
- 14) Md. Azharul Hoque, 浅野敏之 : 浸透・滲出を考慮した波打ち帯の流速場と漂砂に関する数値解析, 海岸工学論文集, 第49巻, pp.456-460, 2002.
- 15) 岡山地下水研究会 : 実務者のための地下水環境モデリング, 2003.
- 16) 財団法人国土技術研究センター : 河川堤防構造検討の手引き, p.70, 2002.
- 17) 佐藤邦明, 岩佐義朗 : 地下水理学, 丸善, p.44, 2002.
- 18) 日野幹夫 : 明解水理学, 丸善, pp.300-301, 1983

第5章 太田川に形成された干潟の分類と地下水 流れ発生機構の構築

5.1 概論

太田川放水路中流域の己斐に形成された干潟を調査した結果、干潟地盤内には干潟表層（0～30cm程度）でタイドプールと河川水位の水位差によって生じる地下水流れと干潟深層（地盤下数m）でデルタ地下水位と河川水位の水位差によって生じる地下水流れが存在することが明らかとなった。干潟表層での地下水流動は潮汐変動に伴い冠水、干出を繰り返すことで地盤内に酸素や有機物を供給し、地盤内での二枚貝等の底生生物の生息を助長する。また、横断方向の地下水流れは干潟地盤内の有機物を輸送し、地下水流動性を維持する役割を持つ。

本章では干潟の地下水流動性を把握し、干潟の地下水環境を類型化する手法を提案する。さらに、ヘドロ（有機泥）の過剰堆積によって劣化した干潟（生物相の多様性が失われた干潟）に地下水環境に応じて種々の地下水流れを生起させる機構を構築することで干潟環境を改善する手法を現地干潟に適応させ、その改善効果について述べる。

5.2 干潟の地下水環境を把握する手法

これまでの調査では干潟の地下水環境を判断する材料として、観測井の敷設による地下水質の連続測定結果に加え、対象干潟の矢板の構築状況や底質の粒度分布（=透水性）などを用いてきた。しかしながら、地下水質の連続測定は大規模なボーリング調査や観測井の敷設、長期的な水質データの測定が必要となる。そこで、本節では作業が簡便で短時間で実施可能な地下水調査手法を提案する。

調査手順は、地盤下30cm程度にφ5cm程度のストレーナ付き塩ビパイプを埋設し、パイプ内に水温・水位計（TD計、JFEアドバンテック社）を設置することで地下水位変動を連続測定する。さらに、表層と地盤下30cm程度の底質の粒度分布を測定し、20%粒径（ D_{20} ）からCreagerの式を用いて透水係数を推定する。地下水位の連続データから地下水位低下率=地下水位低下量/（地盤高-河川水位の最干水位）を算出し、地下水位低下率と干潟干出時の地下水温変動、底質の粒度分布から地下水流動性を検討する。ただし、本調査

では既設の観測井がある場合は井戸内に機器を設置した。また、河川水位として太田川放水路河口(草津)にて1時間毎に測定されている水位を用いた。

5.3 調査対象とした干潟の特徴

図 5-1 には今回対象とした干潟の場所，図 5-2 に各干潟の底質の粒度分布が示されている。調査地点は太田川放水路の河口から 5.5km 上流の己斐(St.1)，4km 上流の旭の矢板が打設されていない点 (St.2-1, 4.5 の実験区) とされている点 (St.2-2, 4.5 の対照区)，天満川の河口から 5.5km 上流の中広 (St.3)，旧太田川河口の吉島 (St.4)，元安川の河口から 3km 上流の空鞆 (St.5)，京橋

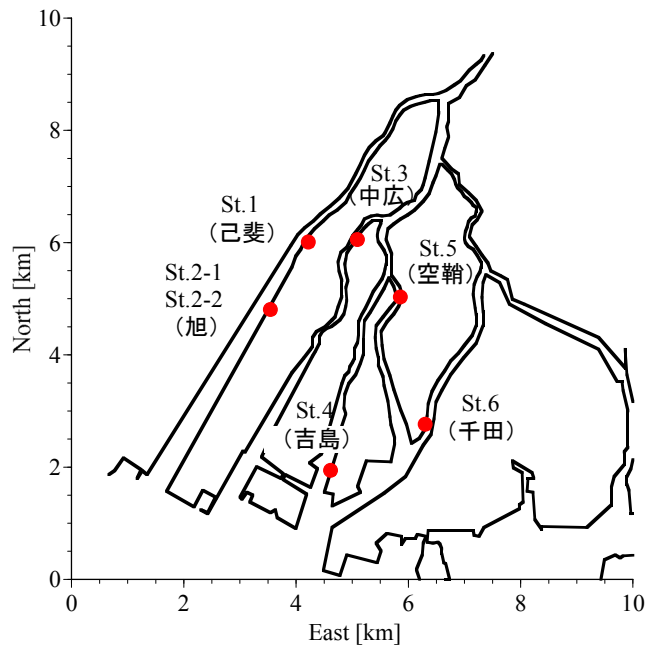


図 5-1 太田川感潮域における調査地点

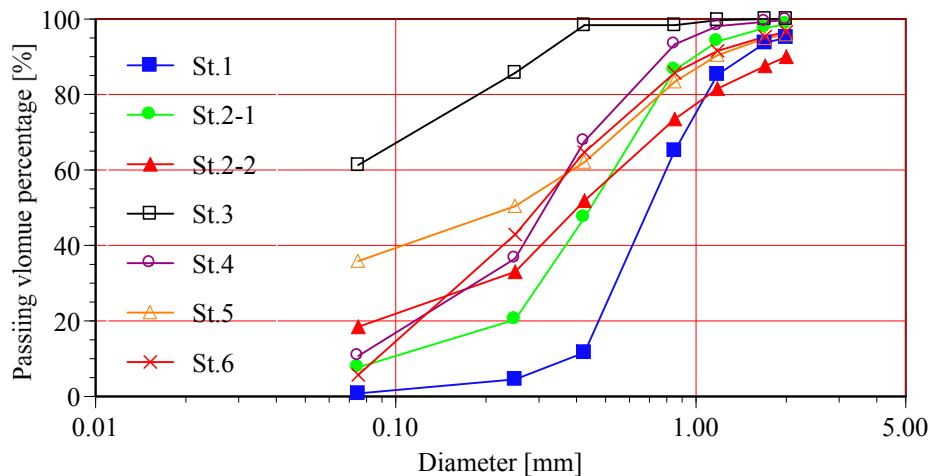


図 5-2 各調査地点に形成されている干潟底質の粒度分布

川河口の千田 (St.6) の7地点である。己斐は第3章、旭は第4章で対象とした干潟で同地点である。図5-2の粒度分布を比較するとそれぞれの地点で干潟底質が大きく異なることが分かる。特に、市内派川においては河口域よりも上流域で細粒分含有率が多くなっており、ヘドロ化が進んでいる状況にあることがわかる。

以下にそれぞれの干潟の写真、横断面図と地下構造、地下水調査結果を示す。

5.3.1 己斐 (St.1)

写真5-1にSt.1で形成されている干潟、図5-3に調査地点の横断面図と測定位置、図5-4にSt.1における(a)河川水位、地下水位変動、(b)地下水温度変動を示す。St.1では地盤内に機器を埋設して地下水位、水温が測定された。St.1に形成されている干潟の底質は表層、地盤下30cmとも D_{20} が0.5mm以上の砂であった。さらに、St.1に敷設されている観測井の掘削時に採取された土砂の分析結果から地盤下3m程度まで砂であることが確認されている。また、St.1では、図5-3に示したように、深さ5mの矢板が打設されているが、不透水層まで達していないため、デルタ地下水との水循環が生じている(第4章)。

地下水位は干潟が冠水するまで低下し続け、地盤下20~30cm程度まで低下すること、水温は干出、冠水前後で変化が大きく、干潟干出後も変化し続けていることがわかる。第3章にて己斐ではタイドプールとの水位差により干出時に横断方向の地下水流れが存在していることを示しており、地下水位、地下水温度の変化は(上下または横断方向の)地下水流動に起因するものである。

5.3.2 旭 (St.2-1)

写真5-2にSt.2-1で形成されている干潟、図5-5に調査地点の横断面図と測定位置、図5-6にSt.2-1における(a)河川水位、地下水位変動、(b)地下水温度変動を示す。St.2-1では既設の2本の観測井(No.1, No.3)を用いて地盤下2mに機器が設置された。St.2-1に形成されている干潟の底質は表層で D_{20} が0.2mm程度の砂であった。さらに、観測井の掘削時に採取された土砂の分析結果から地盤下4m程度まで砂であることが確認されている。また、St.2-1では矢板は打設されていない。

地下水位は干潟干出後に河川水位の低下速度よりも少し遅くなり、No.1では地盤下20cm程度、No.3では地盤下30cm程度まで地下水位が低下する。また、両地点で地下水位が異なるため、干潟地盤内で地下水勾配が形成されている。地下水温度は地盤下2mに設置しているにもかかわらず急激に変化している。これらのことから、St.2-1は地下水流動性が高いといえる。



写真 5-1 St.1 で形成されている干潟

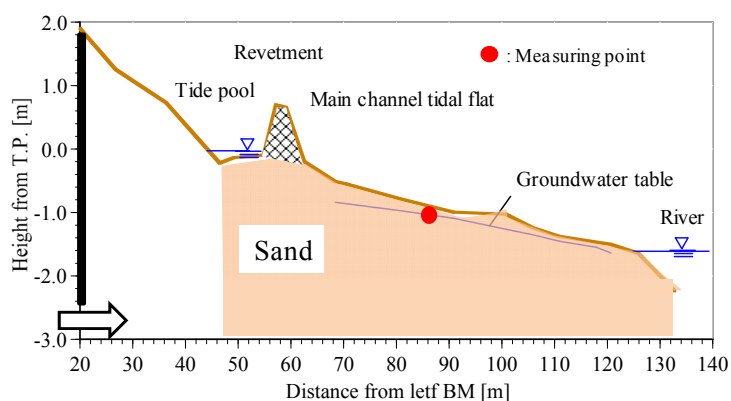


図 5-3 St.1 の横断面図と測定位置（機器は地盤内に埋設されている）

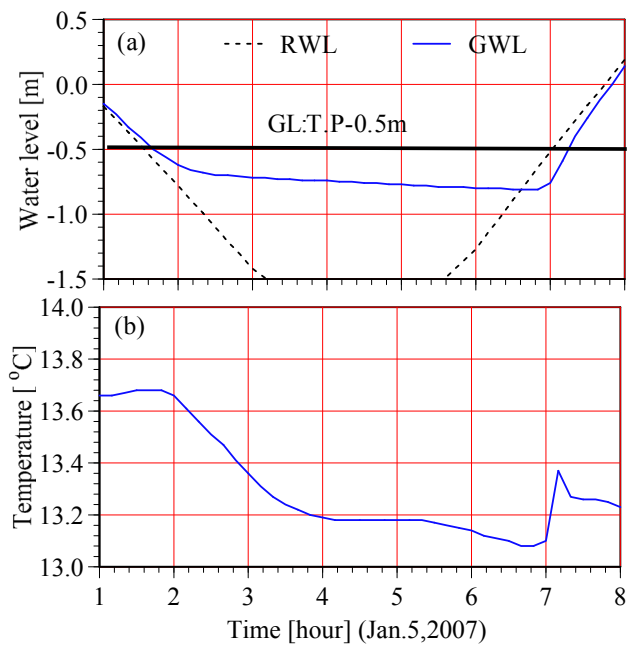


図 5-4 St.1 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温変動（図(a)中には実線で干潟の地盤高さが示されている）



写真 5-2 St.2-1 で形成されている干潟

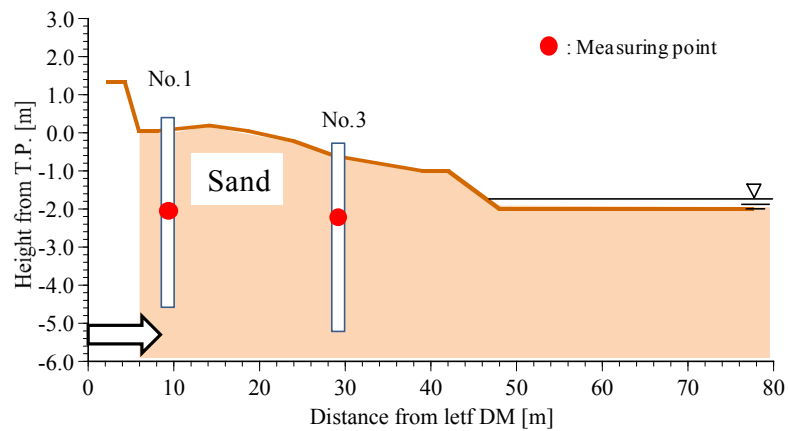


図 5-5 St.2-1 の横断面図と測定位置（機器は井戸内に設置されている）

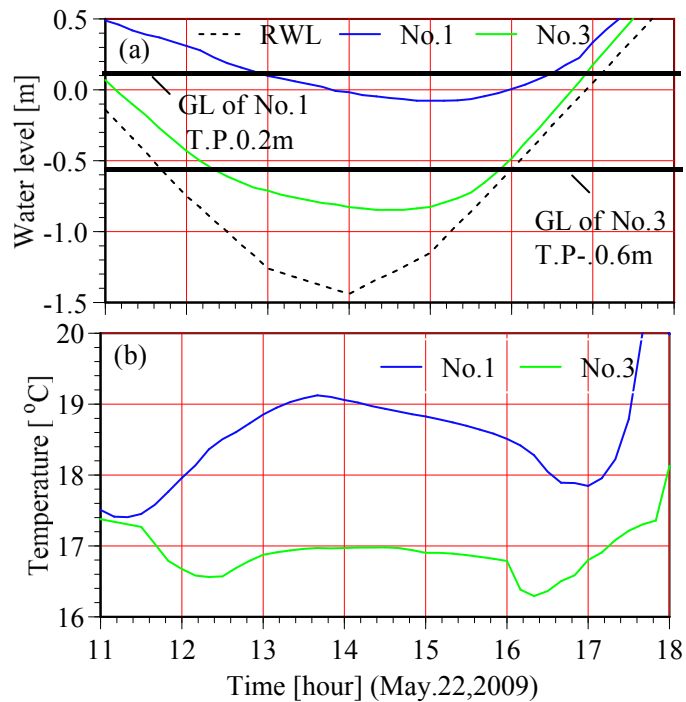


図 5-6 St.2-1 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温変動（図(a)中には実線で干潟の地盤高さが示されている）

5.3.3 旭 (St.2-2)

写真 5-3 に St.2-2 に形成されている干潟，図 5-7 に調査地点の横断面図と測定位置，図 5-8 に St.2-2 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温度変動を示す．St.2-2 では既設の 2 本の観測井 (No.7, No.8) を用いて地盤下 2m に機器が設置された．St.2-2 に形成されている干潟の底質は表層から地盤下 4m 程度まで St.2-1 と同様の傾向であった．また，St.2-2 では不透水層まで達する矢板が打設されており，デルタ地下水との水循環が抑制されている(第 4 章)．

地下水位は干潟干出後も河川水位と似た変動をし，No.7, No.8 の両地点とも地下水位が地盤下 1m 程度まで低下していることがわかる．また，地下水温度は地盤下 2m に設置しているにもかかわらず急激に変化している．これらのことから，St.2-2 においては矢板の存在によりデルタ地下との地下水循環が抑制され，地下水位は河川水位変動に応じた変動となるが，地下水流動性が高いことがわかる．

5.3.4 中広 (St.3)

写真 5-4 に St.3 に形成されている干潟，図 5-9 に調査地点の横断面図と測定位置，図 5-10 に St.3 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温度変動を示す．干潟表層には細粒分含有率が 60%を超えるようなヘドロが堆積しているが，地盤下 50cm 以深には砂層が存在している．St.3 では 30cm 程度穴を掘っても泥層であるため，地下水の湧出は見られないが，地盤下 50cm 以深まで掘ると地下水が湧出することを確認している．そのため，機器は地盤下 50cm の位置に設置された．

干潟干出初期は地下水位の低下が数 cm 程度であるが，河川水位が T.P.-1m よりも低くなると急激に低下し始め，地盤下 30cm 程度まで低下する．同様に地下水温度も地下水位の低下に伴って大きく変動している．河川水位が T.P.-1m よりも低くなったときに地下水質変動が大きいのは，砂層と泥層の境界が T.P.-1m 程度に存在し，地下水位と河川水位の差で砂層内に地下水流れが生じたためであると予想される．これらのことから，St.3 では表層の泥層では地下水流動性は無いが，地盤下に砂層があるため，河川水位が泥層よりも低下したときに地下水流動が生じていることが考えられる．



写真 5-3 St.2-2 で形成されている干潟

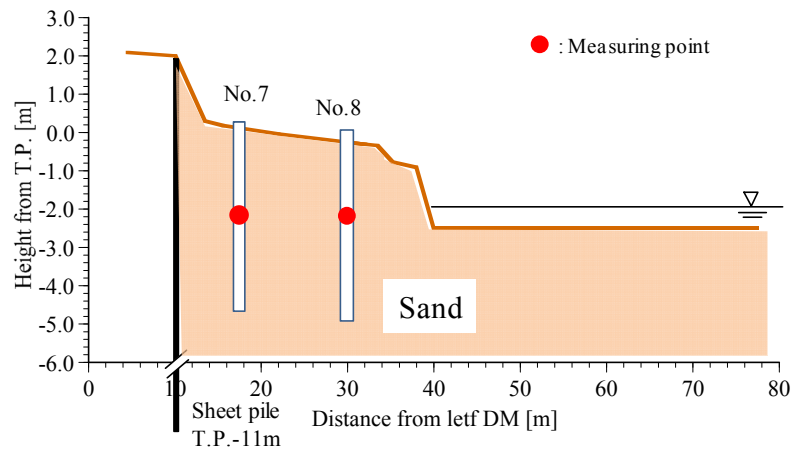


図 5-7 St.2-2 の横断面図と測定位置（機器は井戸内に設置されている）

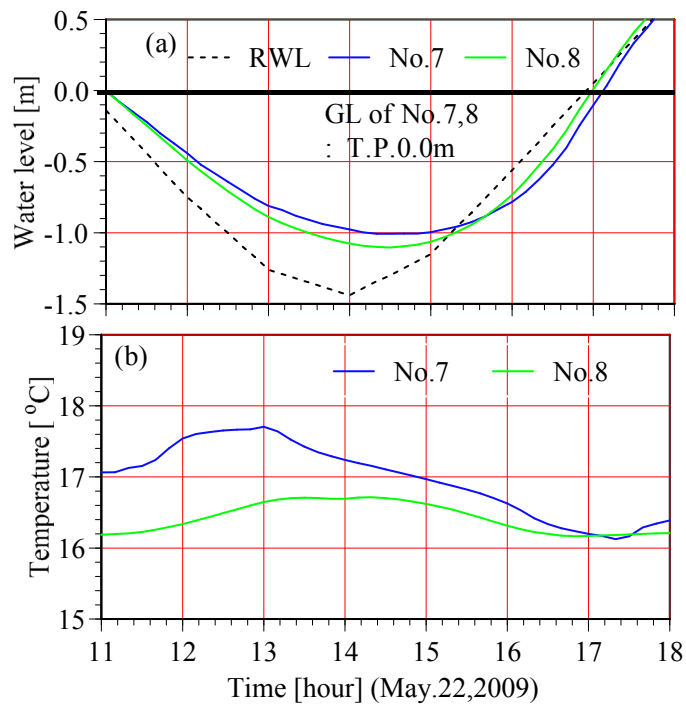


図 5-8 St.2-2 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温度変動（図(a)中には実線で干潟の地盤高さが示されている）



写真 5-4 St.3 で形成されている干潟

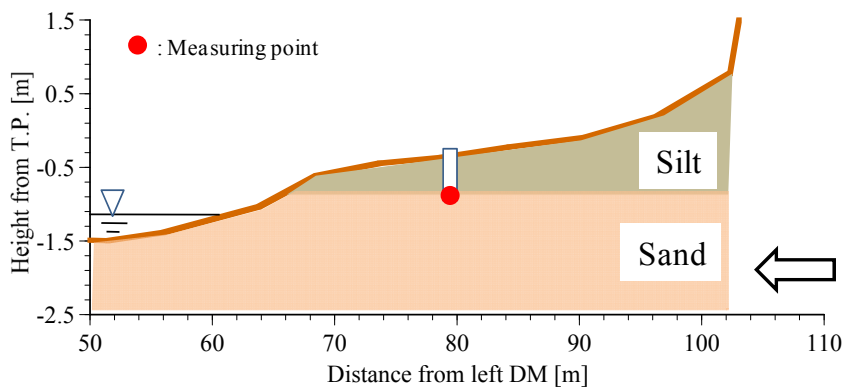


図 5-9 St.3 の横断面図と測定位置（機器は地盤内に埋設されている）

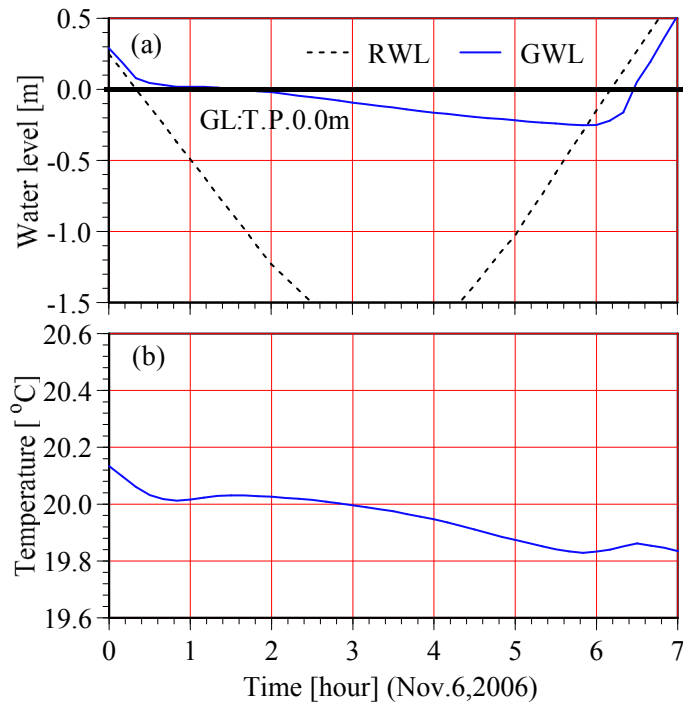


図 5-10 St.3 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温度変動
(図(a)中には実線で干潟の地盤高さが示されている)

5.3.5 吉島 (St.4)

写真 5-5 に St.4 で形成されている干潟，図 5-11 に調査地点の横断面図と測定位置，図 5-12 に St.4 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温変動を示す．St.4 では地盤内に機器を埋設して地下水位，水温が測定された．St.4 に形成されている干潟の底質は表層，地盤下 30cm と D_{20} が 0.13mm 程度の砂泥であった．また，St.4 では不透水層まで達する矢板が打設されている．

地下水位は地盤下 10cm 程度まで低下し，干出時の水温変動が 0.4°C 程度あることがわかる．また，干潟を 20cm 程度掘ったところ，僅かではあるが地下水の湧出が確認された．これらのことから，吉島では地下水流動がほとんど生じていないといえる．

5.3.6 空鞆 (St.5)

写真 5-6 に St.4 で形成されている干潟，図 5-13 に調査地点の横断面図と測定位置，図 5-14 に St.5 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温変動を示す．St.5 は St.3 と似た底質環境にあり，干潟表層には細粒分含有率が 30%程度の砂泥が堆積しているが，地盤下 20cm 以深には砂層が存在している．そのため，機器は地盤下 20cm に設置された．

地下水位は地盤下 30cm 程度まで低下し，干出時にも水温変動があることがわかる．これらのことから，St.5 では St.3 と同様に干潟表層に泥が堆積しているが，泥層の下に砂層が存在するため，地下水流動が生じていると考えられる．

5.3.7 千田 (St.6)

写真 5-7 に St.6 で形成されている干潟，図 5-15 に調査地点の横断面図と測定位置，図 5-16 に St.6 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温変動を示す．St.6 は不透水層まで達する矢板が打設されており，St.4 と似た底質環境にある．St.6 では既設の 2 本の観測井 (No.1, No.2) を用いて地盤下 1m に機器が設置された．

地下水位は干潟干出時にほとんど低下しないこと，水温変動もほとんど生じていないことがわかる．千田においては機器設置高さが地盤下 1m であったため，水質変化が僅かであったと考えられるが，地下水位が 3 地点でほとんど変化していないことを考えると地下水流動がほとんど生じていないことが予想される．



写真 5-5 St.4 で形成されている干潟

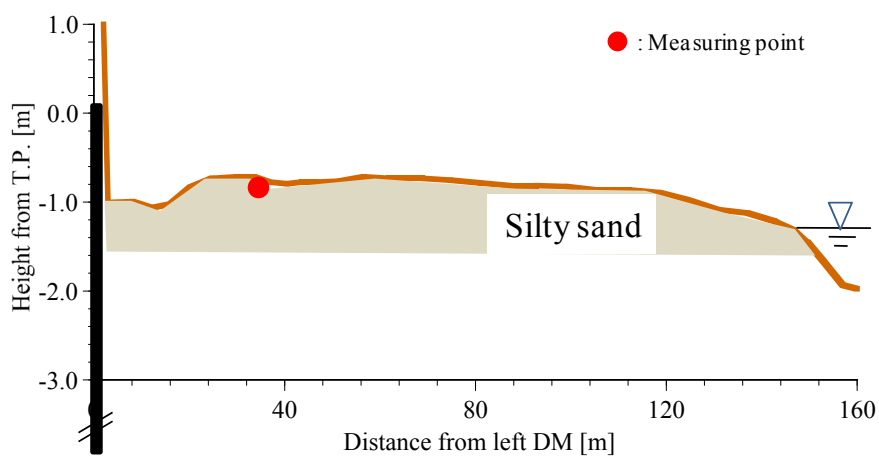


図 5-11 St.4 の横断面図と測定位置（機器は地盤内に埋設されている）

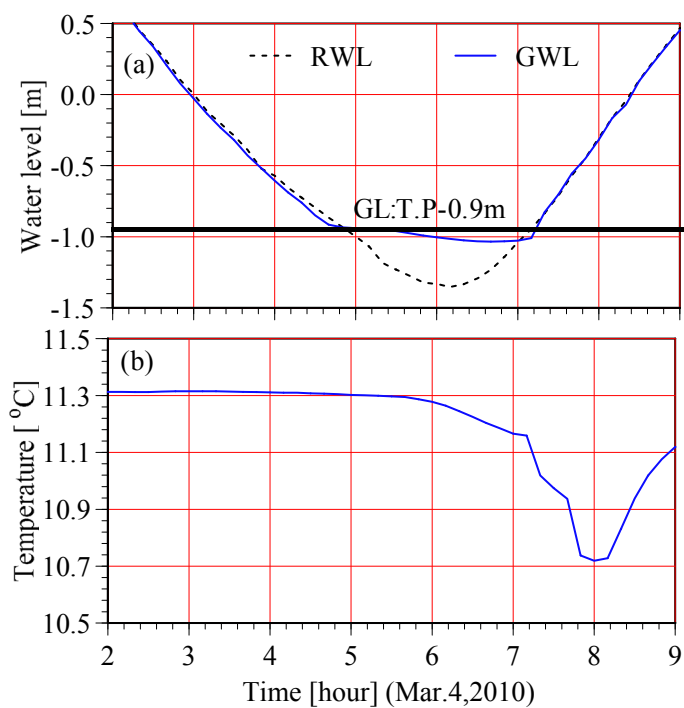


図 5-12 St.4 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温変動



写真 5-6 St.5 で形成されている干潟

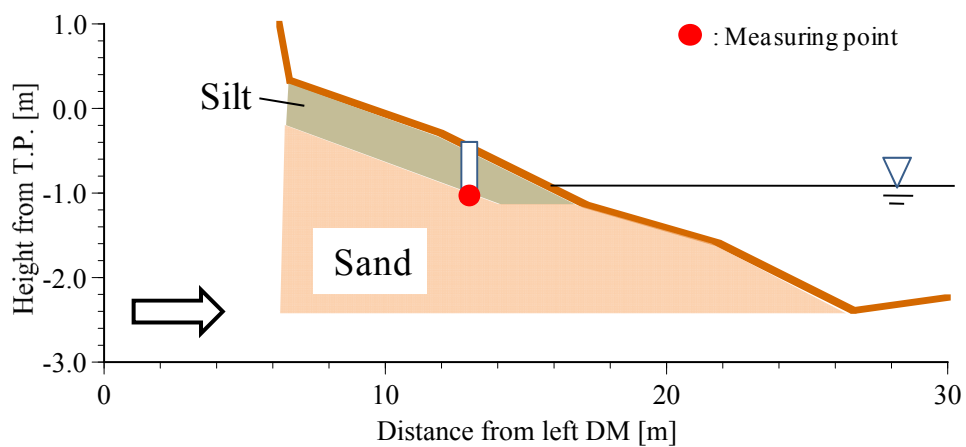


図 5-13 St.5 の横断面図と測定位置（機器は地盤内に埋設されている）

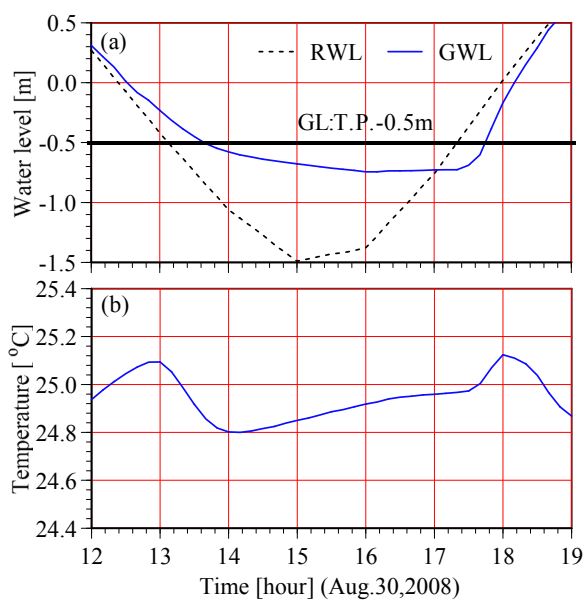


図 5-14 St.5 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温変動



写真 5-7 St.6 で形成されている干潟

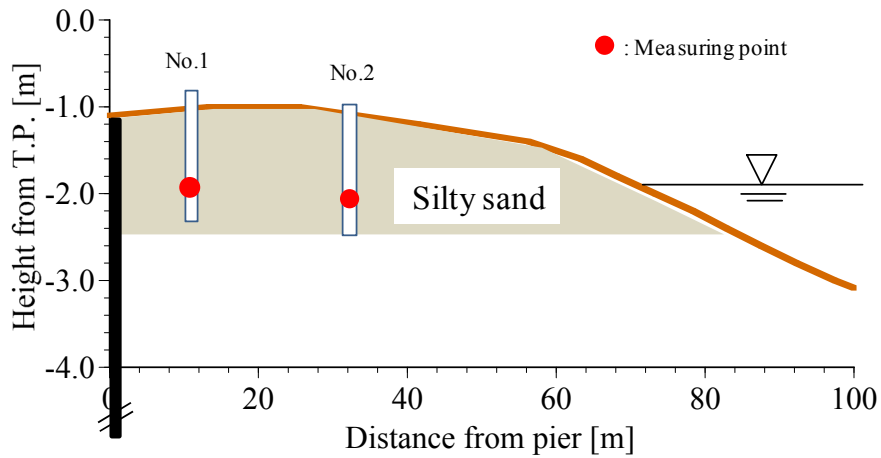


図 5-15 St.6 の横断面図と測定位置（機器は井戸内に設置されている）

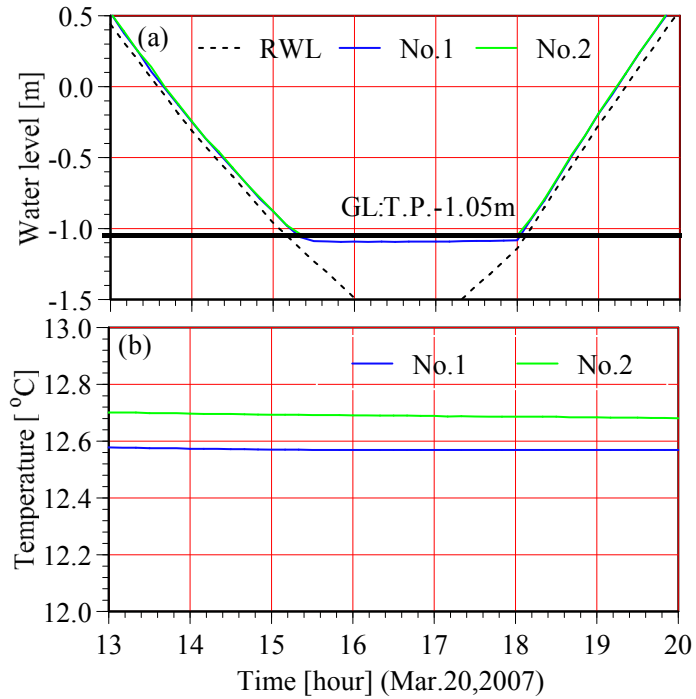


図 5-16 St.6 における(a)河川水位，地下水位変動，(b)地下水温変動

5.3.8 地下水流動の有無による干潟の分類

地下水調査結果を用いてそれぞれの干潟を分類した結果を表 5-1 に示す。表には各地点の干潟表層、深層（地盤下 20～50cm 程度）の粒度分布（ D_{20} ）、地下水位低下率、矢板の有無、地下水流動性の有無などが示されている。また、図 5-17 には地下水位低下率と平均底質粒度（平均 D_{20} ）の関係が示されている。干潟の種類は干潟表層と深層の底質、不透水層まで達する矢板の有無、地下水位低下率の 3 点から分類された。以下に、それぞれの干潟タイプの特徴を述べる。

a) 干潟タイプ 1

干潟の底質が表層から深層まで D_{20} が 0.2mm 以上の砂であり、矢板により地下水循環が抑制されておらず、干潮時に地下水面が 30cm 程度低下する干潟で、太田川では放水路の己斐 (St.1) や旭 (矢板無し, St.2-1) に該当する。

b) 干潟タイプ 2

干潟の底質が表層から深層まで D_{20} が 0.2mm 程度の砂であり、矢板により地下水循環が抑制されているため、干潮時の地下水面が大きく低下する干潟で、太田川では旭 (矢板有り, St.2-2) に該当する。

c) 干潟タイプ 3

干潟表層に D_{20} が 0.1mm 以下の砂泥（またはヘドロ）が堆積しているが、深層に砂層が存在する。矢板により地下水循環が抑制されていないため、干潮時に泥層よりも河川水位が低下したときに地下水位が低下する干潟で、太田川では市内派川上流域の中広 (St.3) や空鞆 (St.5) に該当する。

d) 干潟タイプ 4

干潟の底質が表層から深層まで D_{20} が 0.2mm 以下の砂泥であり、矢板により地下水循環が抑制されているため、干潮時に地下水位低下率が低い干潟で、

表 5-1 各干潟の特性と干潟タイプの分類

	表層 D_{20} [mm]	深層 D_{20} [mm]	平均 D_{20} [mm]	平均k [cm/s]	水位 低下率	不透水層まで達する 矢板の有無	地下水 流動性	干潟 タイプ
St.1	0.521	0.54	0.531	0.080	0.169	×	○	1
St.2-1	No.1	0.247	0.275	0.261	0.016	×	○	1
	No.3	0.247	0.476	0.362	0.033			
St.2-2	No.7	0.163	0.13	0.147	0.004	○	○	2
	No.8	0.163	0.471	0.317	0.024			
St.3	0.028	0.488	0.258	0.015	0.143	×	×	3
St.4	0.139	0.155	0.147	0.004	0.163	○	×	4
St.5	0.084	0.471	0.278	0.018	0.261	×	×	3
St.6	No.1	0.123	0.128	0.126	0.003	○	×	4
	No.2	0.169	0.128	0.149	0.004			

太田川では市内派川河口の吉島 (St.4) や千田 (St.6) に該当する。

干潟タイプや図 5-17 では不透水層まで達する矢板の有無で分類が行われている。これは、不透水層まで達する矢板によりデルタ地下水と河川水の循環が抑制されるため、地下水環境が変化するためである。特に地下水位低下率は矢板有りの場合は 0.8 程度まで高くなる (河川水位と同じ変動をする) が、矢板無しの場合はデルタ方向からの地下水の供給により 0.3 程度まで抑えられる。最近は生態系に配慮した透水性矢板の構築も行われている。透水性矢板の開孔率 1%程度であっても砂地盤であれば矢板前後での地下水循環が維持されるという結果も得られており¹⁾、太田川においても透水性矢板の打設を考慮することが望ましい。

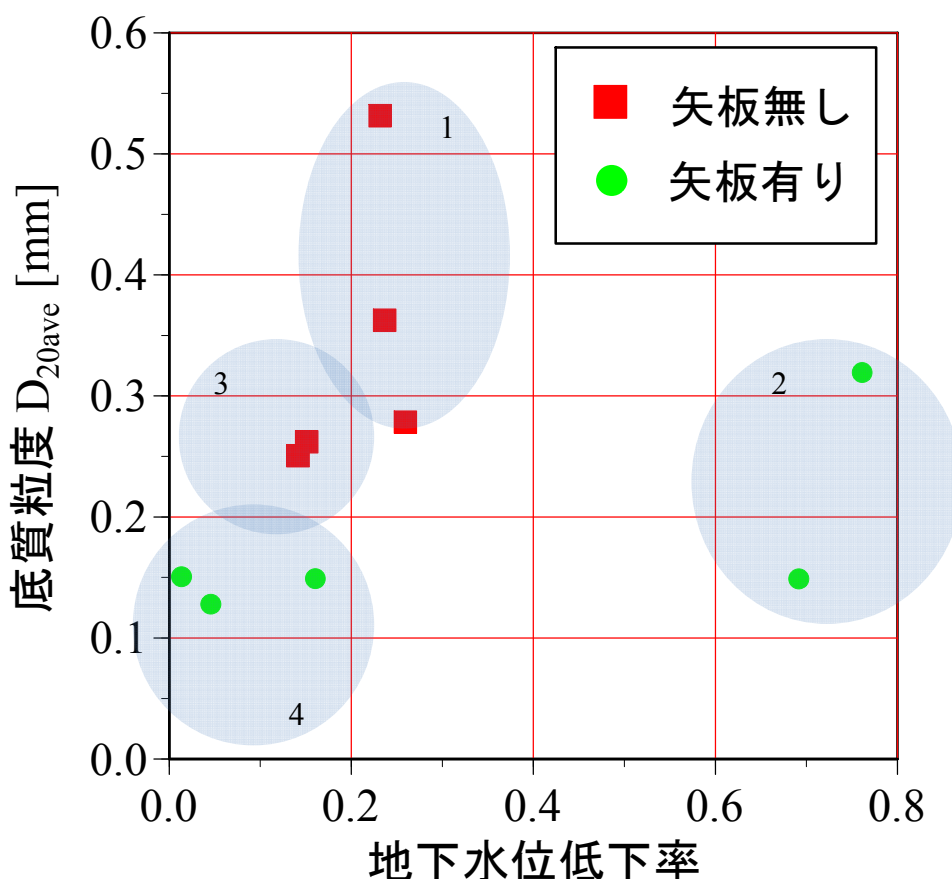


図 5-17 各干潟の地下水位低下率と底質粒度 (平均 D_{20}) の関係 (図中には各干潟タイプが○で分類されている)

5.4 地下水流れ発生機構の構築

前節で太田川に形成された干潟を4つのタイプに分類したが、主に太田川放水路に形成されている砂質干潟は干潟タイプ1, 2に分類され、地下水流動を持つ干潟となっている。一方、干潟表層が砂泥質の市内派川に形成されている干潟は干潟タイプ3, 4に分類されている。干潟表層にヘドロが顕著に堆積している市内派川の干潟においては、底質改善が望まれており、太田川放水路に形成されている干潟が有するような地下水流動を生起させることで、底質改善が可能であると考えられる。現在、干潟に地下水流れを生起させる方法として2つの手法が現地に適応されているが、それぞれ干潟タイプに応じて使い分ける必要がある。以下にそれぞれの手法と底質の改善効果について述べる。

5.4.1 浸透柱を用いた環境改善

浸透柱による環境改善とは、石炭灰造粒物（石炭火力発電の副産物）を用いた浸透柱をシルト・粘土層の下にある砂層まで貫入させることで、潮汐の干満を利用して浸透柱内の地下水循環を生起させるものである^{2), 3), 4), 5)}。本手法のイメージ図を図5-18に示す。

河岸に浸透柱を設置することによって堆積した有機泥内に酸素を含む河川水等を流入させることにより泥内に酸素が供給される。これによって、堆積泥の生物生息環境を向上させることが期待できる。すなわち、浸透柱は地下水流動性が低下したシルト・粘土層に地下水流れを発生させ、底生生物の活性を上げることで干潟に堆積した有機泥の分解を促進させるものである。

本手法の有効性を検討するために、2005年から旧太田川空鞆橋（St.5）付近で実証実験が行われており、以下に浸透柱後の干潟環境の変化について述べる。

a) 調査地点の概要

図5-19に調査地点と調査地点の横断面図と機器設置高さを示す。2005年12月に実証試験区域の施工が行われ、約100m×3mの試験区域内に浸透柱エリアと周辺エリアの2つのエリアが造成された。浸透柱エリアは泥質の改善を目的としたエリアであり、浸透柱設置による底生生物の良好な生息環境の創造を目指している。一方、周辺エリアは、未施工のエリアであり、生物エリアとの比較対照としての区域である。

b) 浸透柱構築後の地下水位、水温変動

浸透柱周辺の水循環を把握するために、浸透柱下端に水温・水位計およびDO計を設置し、2007年9月10日から10月12日の間、浸透柱内のDO、浸透柱内および河川流水部の水位、水温の変動を計測した。図5-20に浸透柱底面と河川流水部における(a)水位、(b)水温および(c)浸透柱底面のDO変動を示

す。夏期の浸透柱底面における間隙水は、水位の変動に伴って水温およびDOが変化している。

浸透柱底面で観測される水位は、河川水位が浸透柱上端高より低い下げ潮時においては河川水位に対して数 cm~20cm の水位差での低下が観測（図 5-20 ①から②）されている。浸透柱内水位と河川水位の水位差は、河川水位と堤内地下水位の差により浸透柱底面での圧力水頭位が河川水位より高いことや浸透柱底面下の砂層の透水性によるものと考えられる。浸透柱底面の間隙水温は、24℃~26℃の範囲で変動しており、水位および河川水温の変動に伴う間隙水温の変化が確認された。大潮期の河川水温は、満潮の約 2 時間後に最高値、干潮の 2~3 時間後に最低値が観測され、浸透柱底面の間隙水温は河川水温より日変動が少なく、河川水温の平均的な水温である。小潮期には、小潮から数日後に最大となる河川水温の上昇があり、浸透柱底面間隙水温に比較して最大で約 4℃の水温差が生じていることから河川水が浸透柱底面までは流入していないと考えられる。

浸透柱底面間隙水温の明確な変動は、水位上昇時に浸透柱上部から河川水

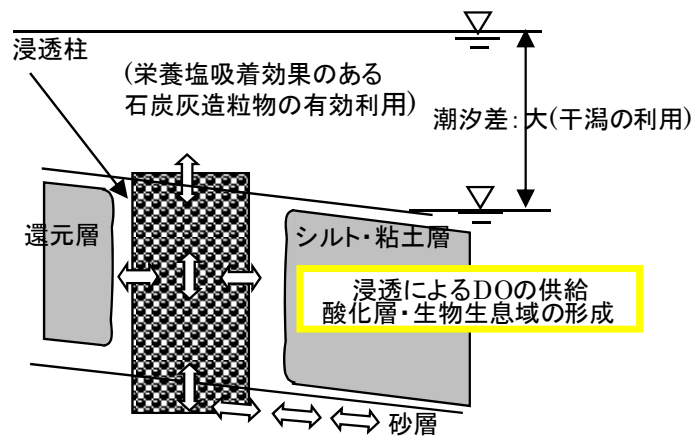


図 5-18 浸透柱のイメージ図

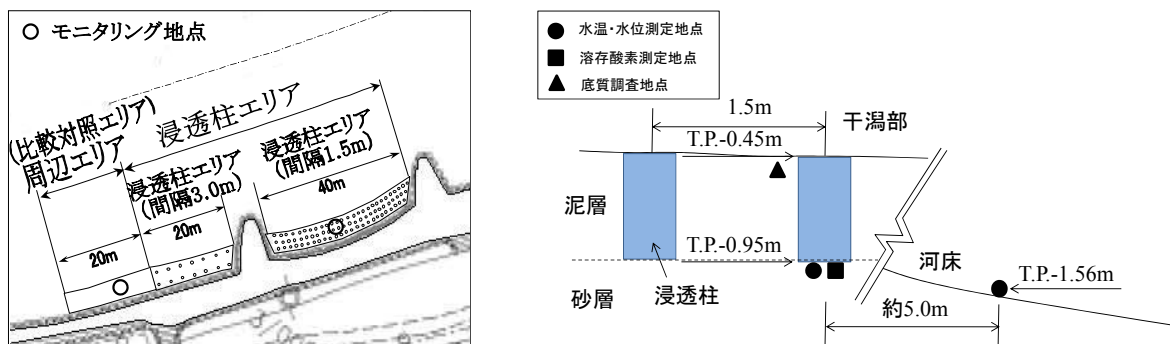


図 5-19 (左) 調査地点と (右) 調査地点の横断面図と機器設置高さ

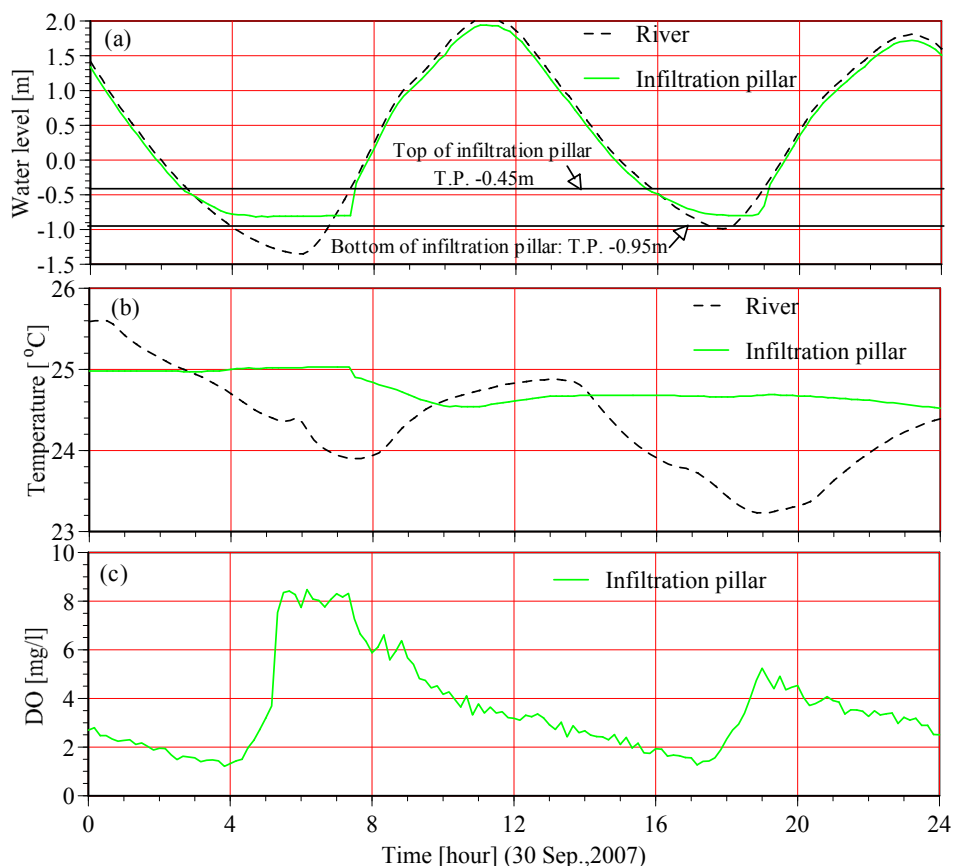


図 5-20 浸透柱と河川流水部における(a)水位，(b)水温，(c)浸透柱の DO 変動

が流入する時（7.5hour）や満潮前後に浸透柱内の流れが鉛直下向きの際に河川水温との差が縮小する水温変化がある（10, 23hour）。

c) 浸透柱内への酸素の供給

DO は、河川水位の上下動に伴い、0～10mg/l の範囲で変動しており、河川水位が浸透柱底面より低くなる大潮期の干潮時（5hour）および水位上昇時に浸透柱上部から河川水が流れ込む時（7.5hour）や満潮前後に浸透柱内の流れが鉛直下向きの際（9hour）に DO が上昇または変動する傾向にある。

図 5-20 に示す期間の浸透柱底面の DO 変化は、浸透柱底面が干出した後に DO が上昇しており、浸透柱底層の一部干出により大気中の酸素の供給があったものと考えられる。その後、水温変化が 1℃未満の状況下で、水位の上昇とともに DO が徐々に低下し、満潮時には DO が 3mg/l 程度の準好気過程にある。また、水位が浸透柱上端付近まで低下した時には、DO が 2mg/l 以下の嫌氣的過程になっており、一潮汐の間に DO の供給と消費が繰り返されている。

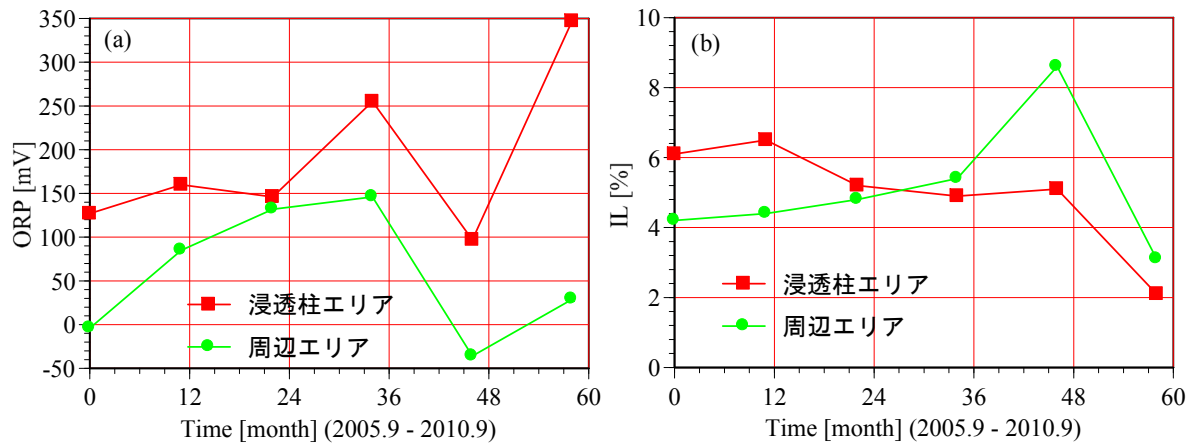


図 5-21 (a)ORP, (b)IL の経時変化 (浸透柱エリア, 周辺エリア)

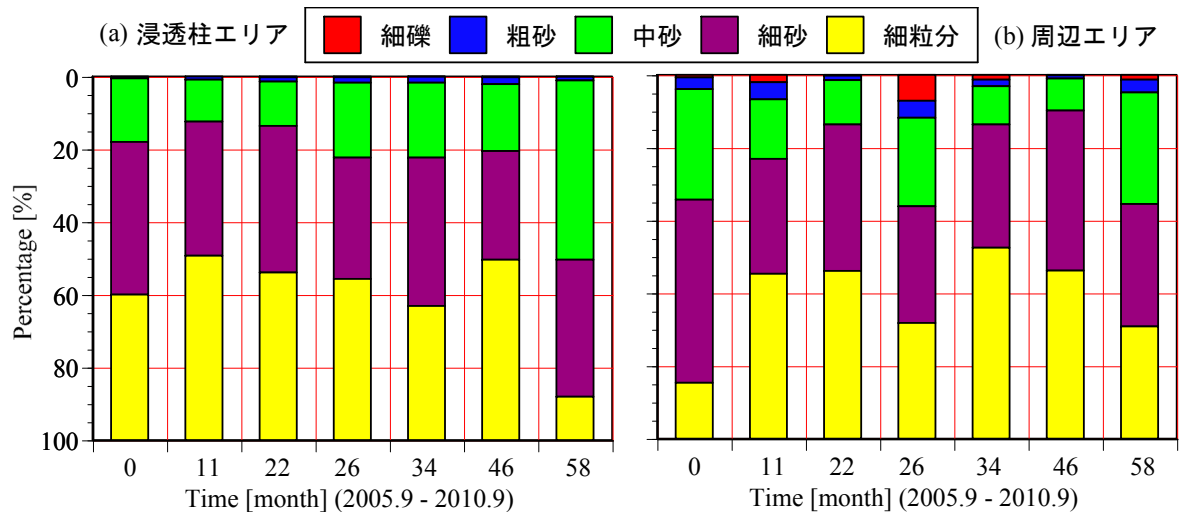


図 5-22 (a)浸透柱エリア, (b)周辺エリアの底質粒度の経時変化

d) 干潟環境の改善効果

浸透柱施工前の 2005 年 9 月および浸透柱施工後 11 ヶ月 (平成 18 年 10 月), 22 ヶ月 (平成 19 年 9 月), 26 ヶ月 (平成 20 年 1 月), 34 ヶ月 (平成 20 年 9 月), 46 ヶ月 (平成 21 年 9 月), 58 ヶ月 (平成 22 年 9 月) の底質調査結果 (代表地点の表層 10cm 程度で測定) を図 5-21, 図 5-22 に示す (図 5-22 中では, 細礫: 4.75~2mm, 粗砂: 2~0.85mm, 中砂: 0.85~0.25mm, 細砂: 0.25~0.075mm, 細粒分: 0.075mm 以下としている)。

浸透柱施工後から浸透柱エリアでは徐々に IL が低下する傾向にあるが, 周辺エリアにおいては増加する傾向にある。底質粒度は浸透柱エリアで砂分が増加する傾向にあり, 有機泥が減少している (分解されている) ことがわかる。約 5 年が経過した 58 ヶ月後の底質データは浸透柱エリア, 周辺エリアともに大きく変化している。これは, 浸透柱施工後から 2010 年までは大きな出水が生じていない (図 4-8) こと, 2010 年夏期に最大流量約 4200m³/s の出水

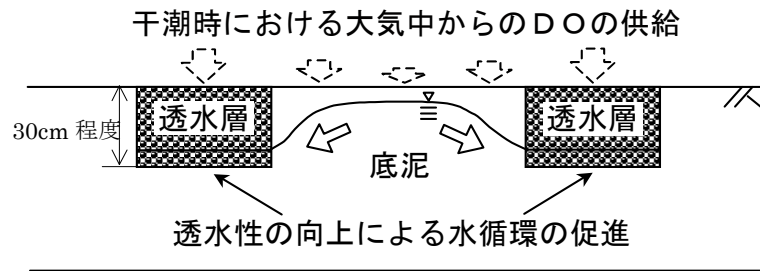


図 5-23 浸透溝のイメージ図

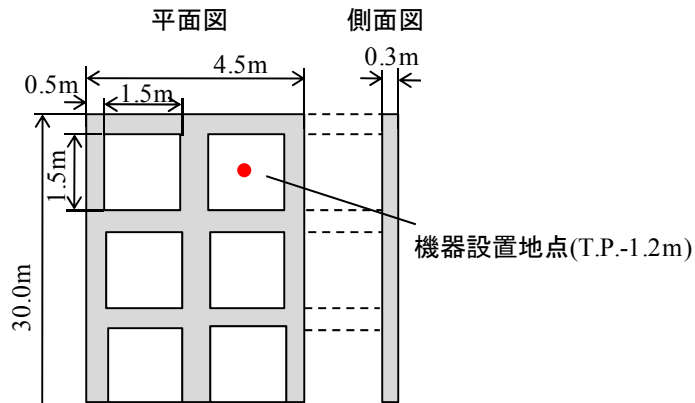


図 5-24 浸透溝の構築状況

が発生していることから、出水により底質が流出したものと考えられる。また、出水後の浸透柱エリアと周辺エリアの底質粒度を比較すると、浸透柱エリアで砂分が多い。これは、有機泥の分解が進むことにより底質が流出しやすい状況にあったことが考えられる。

5.4.2 浸透溝を用いた環境改善

前項では泥層の下に砂層があり、デルタ地下水との循環が生じる干潟に対して砂層まで達する浸透柱を構築することで、干潟干出後に砂層を通じて地下水位が低下し、干潟地盤内に酸素が供給されること、冠水時においても河川水とデルタ地下水位の水位差によって干潟地盤内に DO が高い河川水が流入することがわかった。しかしながら、この手法は干潟地盤下に砂層が存在すること、不透水層まで達する矢板が無く、太田川デルタ地下水との循環が存在することの2つが必要条件となる。そのため、地下水循環が抑制され、地盤下に砂層が存在しない干潟タイプ4には浸透柱の構築による干潟環境改善は難しい。そこで、干潟タイプ4に対しては以下に示す手法で現地干潟に地下水流れを発生させ、干潟環境改善を行う。

図 5-23 に浸透溝のイメージ図を示す。浸透溝は砂泥質の干潟に石炭灰造粒物等を用いて現地盤よりも透水性の高い透水層を構築し、干潮時に透水層内の地下水位が低下することで現地盤との地下水位差が生じ、現地盤の地下水位が低下することを期待するものである。地下水位の低下に伴い、干潟の干

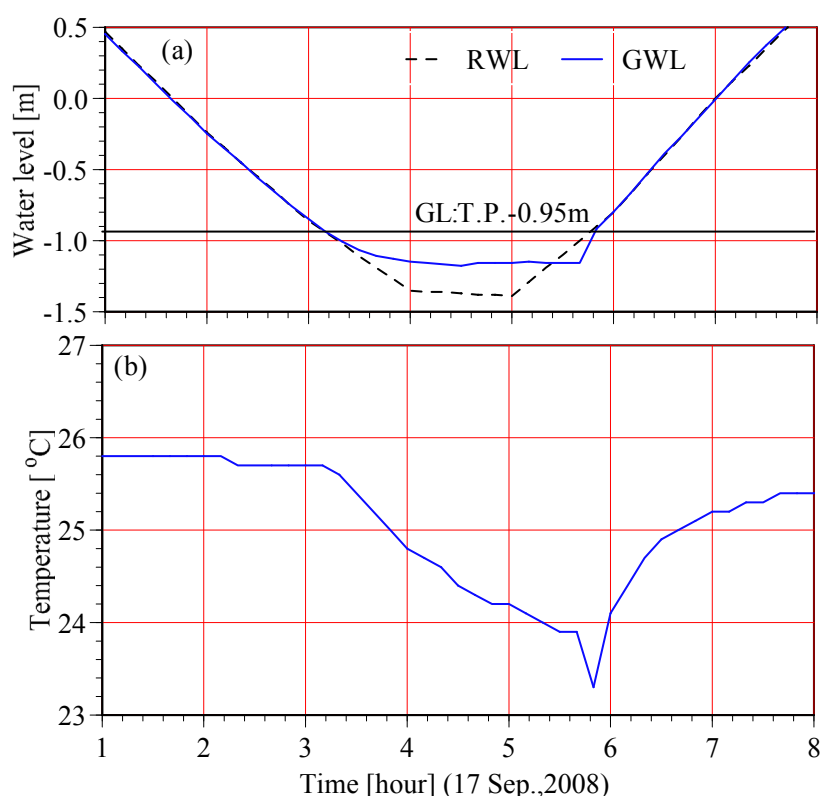


図 5-25 浸透溝内での(a)地下水位, (b)地下水水温変動

出によって地盤内に DO が供給されることや地下水流れが生じることで底質環境が改善されることが予想される。

本手法の有効性を検討するために、2007 年から京橋川河口の千田地区 (St.6) にて実証実験が行われている。現地干潟には図 5-24 に示すような浸透溝が構築され、横断方向には滯筋まで達するように 30m の長さで構築されている。図中の色付きの部分に石炭灰造粒物を敷き詰め、透水層としており、浸透溝構築後の地下水位、水温変動を明らかにするため、地盤下約 20cm に水位・水温計 (JFE アドバンテック社) が設置された。

図 5-25 に浸透溝構築後の(a)地下水位, (b)地下水水温変動を示す。干潟干出時には浸透溝は干出 (地下水位が 30cm 低下) しており、浸透溝の地下水位の低下に伴い、干潟の地下水位も低下している。浸透溝構築以前の図 5-16 と比較すると、浸透溝構築以前は地下水位の低下幅が数 cm であったのに対し、構築後は干潟地盤下 20cm 程度まで低下している。また、干潟干出時に地下水温が 2°C 以上変化している。浸透溝の構築により干潟地盤内に地下水流動が生起されていること、干潟の干出により酸素が供給されていることから、今後底質、生物生息環境が改善されることが期待される。

5.5 本章のまとめ

本章では干潟の地下水流動性を簡易的に調査する手法を提案し、地下水環境によって干潟を分類した。さらに、ヘドロ（有機泥）の過剰堆積によって劣化した干潟に干潟の地下水環境に応じて種々の地下水流れを生起させる機構を構築する手法とその改善効果について検討した。得られた結論は以下の通りである。

- 1) 水温・水位計を用いた簡便な地下水調査と底質の粒度分布、デルタ地下水の循環の有無（矢板の構築状況）から太田川に形成された干潟を地下水環境別に分類した。
- 2) 地下水流動性が高い干潟は太田川放水路に多く、地下水流動性が低い干潟は市内派川に多い。地下水流動性の低下は干潟に有機泥が堆積することで生じている。
- 3) 砂層の上に数十 cm の有機泥が堆積した干潟の底質改善には、砂層まで達する浸透柱の構築が有効である。干潮時に砂層を通じた地下水位の低下が生じ、酸素の供給に伴う有機泥の分解が生じる。
- 4) 地盤下数十 cm まで泥または砂泥層の干潟においては、地下水流動を強制的に生起させる浸透溝の構築が有効である。干潮時に浸透溝の水位が低下することで干潟の地下水位が低下し、酸素が供給される。

参考文献

- 1) 島谷幸宏, 中村圭吾, 渡辺昭彦, 島崎肇一, 佐藤邦明, 磯崎総一郎, 勝谷雅彦, 森川孝義, 篠原雅樹, 土谷正幸, 昇健次, 吉野久能, 木曾英滋, 飯田久雄, 中川憲一 : 生態系に配慮した鋼矢板河川改修工法-透水性鋼矢板の導入-, 地下水技術, 第38巻第4号, pp.1-8, 1996.
- 2) 富田智, 日比野忠史, 末國光彦, 田多一史, 水野雅光 : 石炭灰造粒物を用いた底質改善技術の検討, 海洋開発論文集, 第21巻, pp.743-748, 2005.
- 3) 日比野忠史, 末國光彦, 山田恭平, 田多一史, 富田智, 水野雅光 : 有機泥の堆積した河岸の親水性向上のための施工技術の検証, 海洋開発論文集, 第22巻, pp.939-944, 2006.
- 4) 藤原哲宏, 日比野忠史, 末國光彦, 末次弘道, 富田智, 水野雅光 : 浸透柱による水循環の形成と底質改善効果の把握, 海洋開発論文集, 第23巻, pp.1135-1140, 2007.
- 5) 藤原哲宏, 日比野忠史, 吉岡一郎, 田多一史 : ヘドロが堆積する河岸での浸透柱の敷設による水循環の形成, 海洋開発論文集, 第24巻, pp.651-656, 2008.

第6章 結論

6.1 概論

太田川では4mを超える潮差と緩やかな河床勾配により太田川放水路には砂質干潟、市内派川には砂泥質から泥質の干潟が発達している。太田川放水路に形成された干潟においては、アサリやシジミ等が多く生息し、親水性が高い場が作られている。一方、市内派川に発達している干潟の一部は有機泥が過剰に堆積し、ヘドロ化が進行している。平成15年に国、県、市が策定した「水の都ひろしま」構想のモデル事業のひとつとして市内中心部の河川でも水に直接接触し、水に親しむことのできる空間を再生する「泳げて遊べる川づくり」が挙げられており、干潟環境の改善が望まれている。

本論文では太田川放水路と市内派川に形成されている干潟環境を比較し、地下水流れが干潟環境の形成に重要であることを示した。さらに、複断面河道や太田川デルタの帯水層において地下水流れが発生する機構や地下水流れが干潟環境に及ぼす影響について検討した。ヘドロ化の進行した市内派川の干潟に地下水流れを生起させる手法を適用し、干潟環境の改善効果を検討した。

第1章では、太田川デルタの形成過程を踏まえながら、現在の太田川における問題点を明らかにし、本研究の目的を示した。

第2章では、十数年にわたる河川水質、海域水質、生物生息などの連続調査結果から、太田川に形成された干潟の特性を明らかにし、干潟環境の形成には直接的な水温や塩分変化に加え、地下水の動きやデルタ地下水との関係などが重要であることを示した。特に、太田川放水路中流域では出水による河川の淡水化や土砂の堆積を経験した場合においても二枚貝が地盤内で生存可能な（酸素や有機物が輸送される）機構が地下水面付近に形成されていることを明らかにした。

第3章では、太田川放水路中流域の複断面河道を有する干潟を対象に護岸周辺で形成される地下水流れの発生機構や干潟環境に及ぼす影響について明らかにした。地下水質、地下水位調査から、石積護岸背面の潮だまり（タイドプール）と護岸前面に形成された低水路干潟の地下水の水位差によって低水路干潟方向へ向かう地下水流れが発生していること、地下水流れが干潟地盤内の水質を変化させるだけでなく、干潟地盤内に有機物や酸素を供給する効果や地盤内に二枚貝を生息可能にする役割を有していることを明らかにした。

第4章では、太田川デルタの帯水層で形成される地下水循環機構や地下水流れが干潟環境に及ぼす影響について明らかにした。太田川デルタの地盤構造や矢板の構築状況、デルタ地下水質の調査結果から、太田川デルタ地下水と河川水の水位差によって地盤下数mで潮汐変動に伴って変化する地下水流れが存在することを明らかにした。特に、出水時には河川水位とデルタ地下水位の水位差が大きくなるため干潟地下水質が大きく変化する、不透水層まで達する矢板の構築により太田川デルタと河川の地下水循環が抑制され、地下水位や水質変動の異なる場が形成されることを明らかにした。また、地下水流れを飽和浸透流解析により再現するプログラムを作成し、解析結果の妥当性を理論解と比較することで検討した。

第5章では、簡易的に地下水流動性を把握する手法を提案し、地下水流動性や底質粒度、矢板の有無などから太田川に形成された干潟を幾つかのタイプに分類した。地下水流動が停滞し、底質のヘドロ化が悪化しているタイプの干潟に対して、強制的に地下水流れを発生させる機構を構築することで干潟環境を改善する手法を紹介し、底質改善効果を示した。

第6章では、これらの知見をまとめ、太田川における干潟環境の形成機構を明らかにし、ヘドロ化が進んだ干潟に対する対策についてまとめた。以下に各章の結論をまとめる。

6.2 太田川における干潟環境の形成

- 1) 太田川放水路では全域に干潟地形が発達しており、塩分の遡上距離や底質粒度等の違いにより多様な生態系が形成されている。
- 2) 太田川放水路と天満川では干潟に輸送される有機泥量に大きな違いは見られないが、河川流量の分派量が異なるため、塩分の遡上距離や出水に対する応答が異なる。
- 3) 太田川放水路には主に砂質干潟が、市内派川（天満川）には主に砂泥質干潟が形成されており、市内派川に形成された干潟は上流に向かうにつれて細粒分含有率が高くなり、干潟のヘドロ化が進んでいる。
- 4) 生物生息環境は直接的な水温や降水量の変化よりも、水温変動に伴う大型藻類等の繁茂とそれに引き続く有機泥の堆積状況の変化や、出水に伴うデルタ地下水位の上昇等の様々な環境の変化に依存している。
- 5) アサリやヤマトシジミ等の二枚貝の生息には土壌内に含まれる有機物量のほかに地盤内の間隙が十分保持されること、地下水流動性があることが重要である。
- 6) 放水路干潟では、イソシジミが出水に伴う50cmを超える土砂堆積が生じた後も地盤下50～80cmで生息し続けていた。これは、地下水流動に伴う

酸素や有機物の輸送が行われることで、深い場においても二枚貝が生息可能であったと考えられる。

6.3 複断面河道周辺に形成される地下水流れ

- 1) 太田川放水路中流域では、石積護岸背面のタイドプールと河川水位の水位差により、下げ潮時に護岸前面の低水路干潟方向へ向かう地下水流れが発生している。
- 2) 低水路干潟の塩分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れの影響を受けており、この流れによって低水路干潟の地下水面が形成されている。
- 3) 護岸背面にタイドプールが形成されている干潟と形成されていない干潟の地下水環境の比較から、タイドプールが形成されることで低水路干潟の地下水位が高く維持されること、地盤内の塩分分布が異なることを明らかにした。
- 4) 地下水流れにより干潟地盤下 60cm においても DO および Chl-a の変動があり、酸素や有機物が表層またはタイドプール方向から輸送されていることが予想される。
- 5) 潮汐に伴う地下水位変動により、地下水位変動域では地盤が緩く保たれる。また、下げ潮時に干出するために周期的に好気、嫌気状態が形成されており、活発に脱窒が行われていることが示唆される。
- 6) タイドプールを有する低水路干潟では、地下水流れにより間隙率が高く、有機物量が低く保たれるため、生物生息に良好な干潟が形成される。

6.4 太田川デルタにおける河川と沿岸帯水層での水循環

- 1) 太田川デルタの地質構造は主に地盤下 10m 程度までが砂質の透水層（不圧帯水層）、10m～30m 程度は粘土質の不透水層、30m 以深は砂礫の被圧帯水層となっている。
- 2) 太田川では耐震補強のため、河岸に矢板が構築されている地点が多く存在する。矢板深さは地点毎に異なるため、不透水層まで矢板が達している干潟と不透水層まで矢板が達していない干潟がある。
- 3) 太田川デルタ地下水位は、海水位変動の年較差約 50cm と同様の年較差で減衰なく変動し、この年変動に河川の増水による上昇分が重なって変動している。
- 4) 太田川中流域の己斐では、不透水層まで矢板が打設されていないため、デルタ地下水位と河川水位の水位差によって河床付近の河川水が地盤内

に浸透または地盤内から地下水が流出していることが明らかとなった。特に、出水期における干潟地盤内の淡水化とその回復速度は朔望周期で大きく異なる。

- 5) 太田川下流域の旭では、不透水層まで矢板が打設されており、デルタ地下水との循環が抑制されている。そのため、干潟の地下水位低下量が大きくなり、デルタ地下水との水位差に起因する塩分変動がほとんど生じていない。

6.5 太田川に形成された干潟の分類と地下水流れ発生機構の構築

- 1) 水温・水位計を用いた簡便な地下水調査と底質の粒度分布、デルタ地下水の循環の有無（矢板の構築状況）から太田川に形成されている干潟を地下水環境別に分類した。
- 2) 地下水流動性が高い干潟は太田川放水路に多く、地下水流動性が低い干潟は市内派川に多い。地下水流動性の低下は干潟に有機泥が堆積することで生じている。
- 3) 砂層の上に数十 cm の有機泥が堆積した干潟の底質改善には、砂層まで達する浸透柱の構築が有効である。干潮時に砂層を通じた地下水位の低下が生じ、酸素の供給に伴う有機泥の分解が生じる。
- 4) 地盤下数十 cm まで泥または砂泥層の干潟においては、地下水流動を強制的に生起させる浸透溝の構築が有効である。干潮時に浸透溝の水位が低下することで干潟の地下水位が低下し、酸素が供給される。

謝辞

本研究を進めるにあたり、広島大学工学研究院日比野忠史准教授には学部1年、修士2年、博士3年の計6年間の長期にわたり研究に関することのみならず、教育者としての心構え、男の生き様など様々な部分に関して御指導を頂きました。特に、修士課程から博士課程へ直接進学したため、社会の厳しさを知らぬ私に対し、時には厳しく、時には優しく指導して頂きました。これまでは日比野先生に守られながら研究を進めてきましたが、今後は自分一人で闘い、困難に立ち向かっていかなければなりません。これまで日比野先生からいただいた言葉を胸に刻み、辛い時はその言葉を思い出しながら日々精進してまいりたいと思います。

私は、海岸工学研究室での6年間で多くの方に出会い、多くの御尽力や有益な助言を頂きました。駒井克昭助教には、研究面のみならず、研究室の全てのことを教わりました。駒井先生のおかげで自分達の研究が成り立っていたと言っても過言ではありません。今後は先生と学生という立場ではなく、一人の研究者として駒井先生と同じ立場で議論ができるように頑張りたいと思います。川西澄准教授には、太田川の研究のみならず海外の研究など貴重なお話しをして頂きました。岡野津奈江秘書には研究室の活動が円滑に進むように様々な雑事をこなして頂き、大変感謝しております。岡野さんとコーヒーを飲みながら休憩する時間は様々な話を聞くことができ、大変興味深く、楽しい時間でした。この6年間でともに研究や勉学に励んだ海岸研のメンバーとは、辛い時、苦しい時を一緒に共有することができ、一生忘れることのない経験をしたと思います。海岸研究室では、これまで自分ができなかったことに対して努力することでその問題を解決するという過程を学ぶことができました。この研究室で経験したこと全てが自分の財産であり、これからの自分の武器になると思います。皆様、本当にありがとうございました。

末尾になりましたが、研究を進める上で100回以上一緒に太田川で現地調査を行った日比野組メンバーの皆様には心より感謝申し上げます。夜中の観測や24時間を超える観測など多くの大変な観測が多くありましたが、皆様の御尽力のおかげで本論文が完成していると言っても過言ではありません。また、本研究で使用した河川・海域データの一部は国土交通省中国地方整備局、広島県から、生物調査データは広島県環境サポーターから提供を受けております。ここに記して皆様に謝意を表します。