

2008年度 修士論文

手賀沼の流動と水質変化
Study on Flow Dynamics and Water Quality Changes
in Lake Tega

2009 年 1 月提出
指導教員 鯉渕 幸生 講師

66889 木村 真理
Kimura, Mari

東京大学大学院新領域創成科学研究科
社会文化環境学専攻

目次

| | | |
|-------|-----------------------------|----|
| 第1章 | 序論..... | 5 |
| 1.1 | 研究の背景..... | 5 |
| 1.1.1 | 湖沼の水質問題..... | 5 |
| 1.1.2 | 富栄養化のメカニズムと流動..... | 6 |
| 1.1.3 | 手賀沼の富栄養化..... | 7 |
| 1.1.4 | 手賀沼の地形特性と流動..... | 9 |
| 1.2 | 研究の目的..... | 11 |
| 1.3 | 研究の概要と本論文の構成..... | 11 |
| 第2章 | 水質の変遷..... | 13 |
| 2.1 | 研究概要..... | 13 |
| 2.2 | 手賀沼の水質の変遷..... | 14 |
| 2.3 | 優占植物プランクトン種の変化..... | 18 |
| 2.4 | 流入河川水の水質..... | 20 |
| 2.5 | 手賀沼への浄化用水の放流（北千葉導水概要）..... | 24 |
| 2.6 | 水質の変遷のまとめ..... | 25 |
| 第3章 | 手賀沼における広域流動・水質調査..... | 27 |
| 3.1 | 研究概要..... | 27 |
| 3.2 | 観測概要（手賀沼における広域流動・水質調査）..... | 28 |
| 3.3 | 広域流動・水質観測の結果..... | 33 |
| 第4章 | 手賀沼における定点水位・水質連続観測..... | 55 |
| 4.1 | 研究概要..... | 55 |
| 4.2 | 観測概要（水位および水質の連続観測）..... | 56 |
| 4.3 | 水位・水質連続観測の結果..... | 58 |
| 4.4 | 手賀沼における定点水位・水質連続観測まとめ..... | 63 |
| 第5章 | 出水後の短期水質変動..... | 65 |
| 5.1 | 研究概要..... | 65 |
| 5.2 | 手賀沼の管理水位..... | 67 |
| 5.3 | 観測期間の気象条件..... | 68 |
| 5.4 | 出水時の水交換に影響を与える因子の整理..... | 69 |
| 5.5 | 流量および水位（貯水量）概算結果..... | 73 |
| 5.6 | 出水時の水質変化（滞留水の希釈・交換）..... | 75 |

| | | |
|-------|-------------------|-----|
| 第 6 章 | 出水後の長期水質変動 | 91 |
| 6.1 | 研究概要 | 91 |
| 6.2 | 先行滞留時間 | 92 |
| 6.3 | 植物プランクトンの増殖 | 94 |
| 第 7 章 | 結論 | 105 |

第1章 序論

1.1 研究の背景

1.1.1 湖沼の水質問題

都市部に位置する湖沼は、流域の開発などによる水循環や水質の変化など様々な環境変化を経験してきた。

流域の開発は水田、畑、森林などの土地利用面積を減少させ、コンクリート被覆を拡大させた。このような土地利用面積の変化は、集水域の雨水涵養能力の低下をまねき、降雨水の急激な流出や平常時の河川流量の低下など河川水の湖沼への流入形態の変化をもたらし、加えて流入水とともに運び込まれる栄養塩類（リンや窒素など）の負荷量を増大させた。

このような環境変化の中で、都市部に位置する湖沼はその栄養塩類の受け皿となってきた。その結果、栄養塩類を吸収し増殖する植物プランクトンの異常増殖やそれに伴う異臭、アオコの発生などの水質障害を引き起こしてきたのである。

さらに植物プランクトンの死骸や排泄物はデトリタスとして底層へ沈降し、湖底に蓄積され、微生物による分解や溶出などの生化学的作用を受け湖水に回帰することにより長期にわたりその水質を悪化させている。

加えて、底層に蓄積されたデトリタスが好気性細菌の働きによって分解されるとき、大量の溶存酸素(DO) が消費されるため水中や底泥のDOが低下し無酸素状態となると、底生生物や魚介類を死滅させ生物多様性の低下を招くことになるのである。

流域下水道整備など栄養塩類負荷の軽減の取り組みが行われている。しかし前述したように湖底に蓄積された栄養塩類の動態により富栄養化が進行してしまうと、その水質改善には時間を要することが分かる。

1.1.2 富栄養化のメカニズムと流動

前項で解説したように、過剰にもたらされた栄養塩類が植物プランクトンの異常増殖を招き、その後植物プランクトン体に取り込まれ粒子化した栄養塩類が死骸や排泄物とともに沈降、蓄積されることにより富栄養化を著しく促進するというメカニズムがある。

一方、このような植物プランクトンの増殖や湖底での微生物による分解作用および底泥からの栄養塩類の溶出などの生化学的変化は水中で起こっている。すなわち、水の動き（流動）に伴い、物質自体が常に移流・拡散の影響を受けながら変化していると言える。

このような植物プランクトンの増殖や物質の溶出などの生化学的変化と流動などの物理的変化の時間スケールを比較すると、植物プランクトンの増殖など生化学的変化は比較的緩慢な変化と言える。それに対して、流動などの物理的変化は急激な変化である。

例えば、河川では比較的流れが速く、流入してきた水は水域に長期間滞留することはない。そのため水中の生化学的変化による影響が目に見える形で現れる前に水が水域から排出される。しかし湖沼では水が水域内に長期にわたり滞留するため、滞留している間に大気との熱交換や底泥からの溶出などの物理・生物・化学反応が進行し、富栄養化や貧酸素化など目に見える形での水質変化となるのである。

したがって、このような流動特性の違いが特に湖沼で水質悪化が問題となる要因と言える。

1.1.3 手賀沼の富栄養化

本研究で取り上げる手賀沼は、千葉県北西部に位置する淡水湖である。その流入河川を含めた流域には、流山市、柏市（旧沼南町を含む）、松戸市、鎌ヶ谷市、我孫子市が含まれる。手賀沼は 1940 年代の干拓事業により沼の面積が半減し、本手賀沼と下手賀沼に分断された。なお本研究では本手賀沼のみを研究対象とする（図 1-1 手賀沼流域概要図）¹⁾。

主要な流入河川はほとんど沼の上流（西側）に位置し、その流入河川は流入順から、大堀川：流山市、柏市、大津川：鎌ヶ谷市、松戸市、その他手賀沼直接流入域：我孫子市などを流れている。これらの都市は 1960 年代の人口増加に伴い開発が進み、現在は流山市：約 15 万人、柏市：約 33 万人、鎌ヶ谷市：10 万人、松戸市：47 万人、我孫子市：13 万人を抱える地方都市と言える。また、千葉県で松戸市は人口数第 3 位、柏市は 5 位である。²⁾

一方、下流側唯一の流入河川である染井入落は旧沼南町（現在は柏市）など水田や畑が残る農村型地域を流れ手賀沼に至る。

その水質は、1960 年頃までは水草が豊かに茂る透明度の高い沼であったが、1950 年代以降の干拓や流域の市街化などにより、水質をめぐる環境が激変し、夏季にアオコが発生するなど水質障害が引き起こされてきた。

また有機物汚染の指標である COD では、1974 年～2000 年まで我が国の湖沼において連続ワースト 1 を記録するなど富栄養化が進み、1979 年（昭和 54 年）には COD で年平均 28[mg/l]を記録した。

そのため、流域下水道整備、浚渫および北千葉導水事業などの浄化対策が実施され、2001 年以降ワースト 1 を脱している。さまざまな浄化施策の中でも比較的水質がよいとされる利根川の水を浄化用水として手賀沼に注水する北千葉導水の稼働は、手賀沼に流入する水量を数倍にも増加させた。したがって導水の影響は流入水の水質を変化させるにとどまらず、手賀沼の流れを含めた物理的特性を大きく変化させたと考えられる。

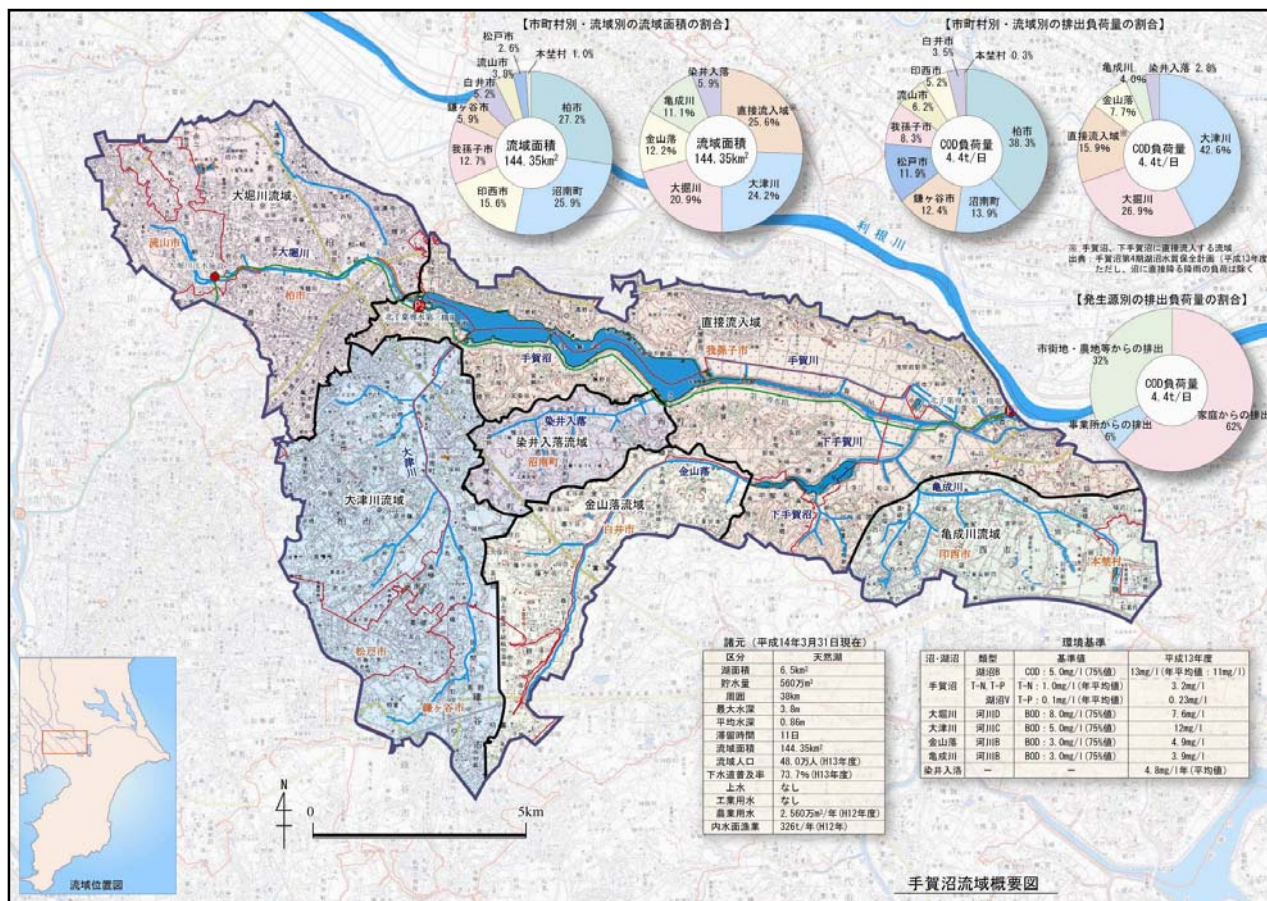


図 1-1 手賀沼流域概要図
出典：手賀沼水循環回復検討基礎調査（平成 13 年度 環境省）

1.1.4 手賀沼の地形特性と流動

手賀沼は表面積 650[ha]，平均水深 0.85[m]，最大水深 3.8[m]の浅い沼で，容積は，約 5.6×10^6 [m³]である．日本の主要な湖沼と比較すると琵琶湖の約 1/5000，霞ヶ浦の約 1/140，諏訪湖の約 1/11，印旛沼の約 1/4 で比較的小さい．

その形状は東西に細長く，全長 約 7[km]，幅は約 0.3~1[km]である．主要な流入河川は，西の上流端から流入位置順に大堀川，北千葉導水，大津川となり，下流側に農業用排水路である染井入落がある．流出河川は下流端の手賀川のみである．

図 1-2 に手賀沼の深度分布を示す．上流部（西側）には，浚渫により掘り下げられた部分が各所に見られ，比較的深くなっている（最大水深約 3.8[m]）．下流部（東側）は菱形のように浅く広がったお皿のような地形をしている．また，その上流と下流をつなぐ中流部は，細く浅い．

このように手賀沼の細長く河川のような形状と，流入・流出河川の位置から手賀沼にある程度の水が供給されれば，水は上流から下流に流下すると考えられる．

一方，流入水量が減少すると，上流から下流へ水が流下する移流効果が弱まり，滞留傾向が強くなると言える．したがって，流入河川が集中し河川水の供給がある上流側と河川による流入水の供給が少ない下流側で状況が大きく異なってくると考えられる．

すなわち流入水量の変化により，沼を流下する間の物質輸送能力が高い河川的狀態や滞留しその間の物理・生物・化学的変化が顕著になる湖沼的狀態に流動が変化するため，手賀沼の水質変化を理解するためには，水中での物理・生物・化学的作用のみならず流動による移流・拡散効果を考慮する必要がある．

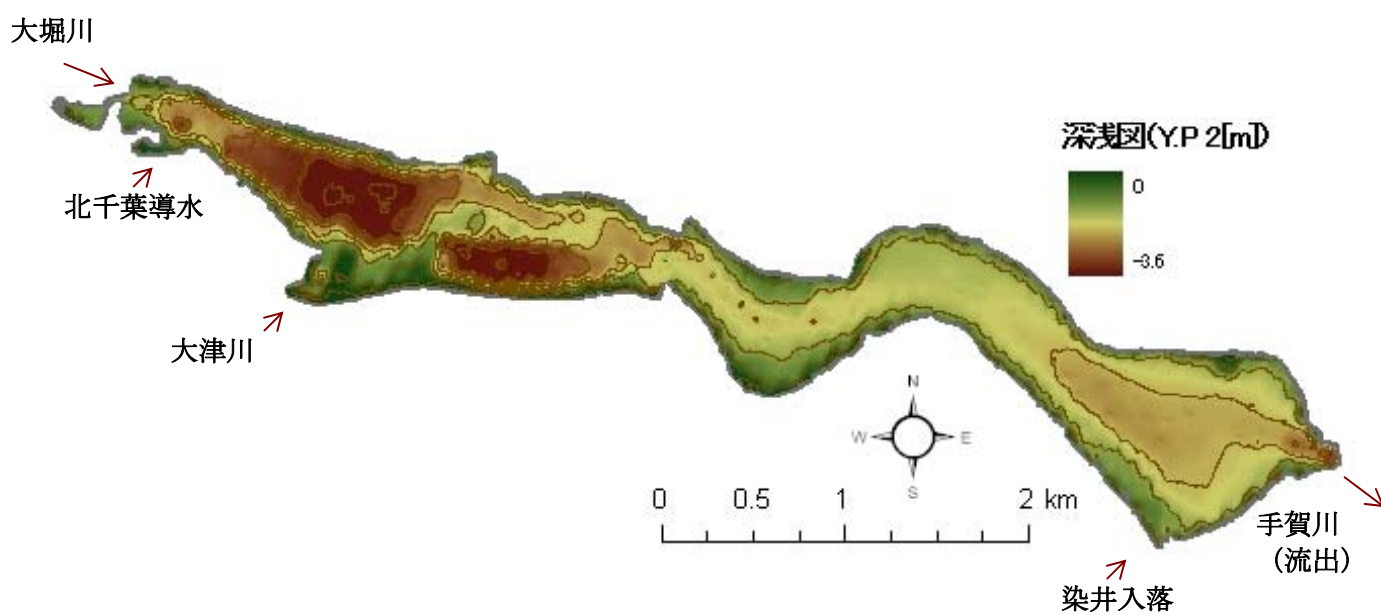


図 1-2 手賀沼深浅図 (Y.P.2[m])

*平成 18 年度 深浅測量図 千葉県東葛飾地域整備センター柏事務所より図化

1.2 研究の目的

前節で議論したように、富栄養化問題を抱える手賀沼において、植物プランクトンの増殖およびそれに伴う栄養塩類の蓄積を抑制するためには、水質変化と流動変化の双方を考慮する必要がある。

そこで本研究では、水質の空間分布やその時系列変化と流量や貯水量など流動に影響を与える環境因子を総合的に概算し比較することで、手賀沼の流動構造の変化による水質への影響を推定し、手賀沼での水質変化を理解する。

その知見から手賀沼の富栄養化を抑制する対策を提案することを目的とする。

1.3 研究の概要と本論文の構成

第2章では既往のデータを用い、手賀沼の水質の変遷を整理するとともに、特に北千葉導水によりその流入量や流入水の水質が変化したことに注目し、その前後の水質や水質分布の変化を考察する。

第3章では異なる気象条件下で行われた手賀沼における広域流動、水質観測の概要と観測結果から手賀沼での水質変化の傾向とその水質変化に影響を与えた環境因子を考察する。

第4章では水位・水質連続観測の観測概要および観測結果を整理し、第5章～第7章で連続観測により捉えられた現象を個別に検証していく。

第5章では出水後の短期水質変動、第6章では出水後の長期水質変動をとりあげ議論する。

参考文献

- 1) 手賀沼水循環回復検討基礎調査（平成 13 年度），環境省
- 2) 千葉県ホームページ
- 3) 北千葉導水路運用状況（平成 20 年），国土交通省 利根川下流河川事務所
- 4) 湖沼における水理・水質管理の技術（平成 19 年）湖沼技術研究会
- 5) 手賀沼の汚染と生態系，千葉県水質保全研究所，1981
- 6) 木内浩一，平間幸雄，吉澤正，小林節子，1992，千葉県水質保全研究所年報
手賀沼における浄化用水導入に伴う水の流れの数値計算
- 7) 小林節子，平間幸雄，1998，千葉県水質保全研究所年報
手賀沼の流域管理に関する基礎調査
- 8) 二瓶泰雄，山崎裕介，谷脇大介，大竹野歩，西村司，2003，水工学論文集，
第 47 巻，現地観測に基づく手賀沼における水温・Chl.a 濃度・流動特性に関する
検討

第2章 水質の変遷

2.1 研究概要

本研究で対象とする手賀沼は、千葉県北西部に位置し、面積 650[ha]、平均水深 0.85[m]、最大水深 3.8[m]の浅い沼である。その容積は、約 5.6×10^6 [m³]で、日本の主要な湖沼と比較すると琵琶湖の約 1/5000、霞ヶ浦の約 1/140、諏訪湖の約 1/11、印旛沼の約 1/4 である。

その水質は、1960 年頃までは水草が豊かに茂る透明度の高い沼であったが、1950 年代以降の干拓や急速な人口増加による市街化などにより、水質をめぐる環境が激変し、有機物汚染の指標である COD では、1974 年～2000 年まで我が国の湖沼において連続ワーストワンを記録するなど富栄養化が進み、夏季のアオコの発生など水質障害が引き起こされてきた。

そのため、流域下水道整備、浚渫および北千葉導水事業などの浄化対策が実施され、2001 年以降ワーストワンを脱している。2001 年にワースト 2 位、2002 年にワースト 9 位、2006 年にはワースト 11 位とその水質は徐々に改善していたが、2007 年には再びワースト 7 位になるなど、未だ解決したとは言えない状況にある。

柏市の広報資料では、「手賀沼の流域住民としては、ワースト 1 位を脱したことに伴い水質が良くなったと思いがちであるが、未だ、環境省の定める環境基準 5[mg/l]の 2 倍の水の汚れがある・ワースト 10 位以内は決して自慢できる水質ではなく、引き続き関心を持つ必要がある」とまとめている。かしのタウンニュース No.1428 (2008/12/25) より。

ところで、手賀沼のような湖沼で水質が問題になるのは、水が水域内に長期間滞留することによる。河川では流入した水は短期間に水域から流出するため、流下する間の水質変化はあまり問題にならないが、湖沼では流入した水が水域内に長期間滞留するため、その過程で大気との熱交換や底泥からの溶出などの物理・生物・化学反応が進行し、やがて成層の形成や貧酸素化、富栄養化など目に見える形での水質変化が起きることとなる。また、沼内で起こる様々な変化や反応の中でも、植物プランクトンによる栄養塩の同化（粒子化）→枯死→沈降による沼への栄養塩類の蓄積は、湖沼の富栄養化に大きく寄与していると考えられる。

そこで本章では、特に沼での一次生産（植物プランクトンの増殖）に係る水質変化に注目して、手賀沼の水質の経年的な変遷および季節的な変化をまとめる。

2.2 手賀沼の水質の変遷

図 2-1 は、千葉県公共水域定点水質調査の結果より図化した、手賀沼の COD, DO, PH, SS, クロロフィル *a* 濃度（以下, Chl.*a*）の経年変化である。手賀沼には上流側中央（根戸下）と下流側中央（手賀沼中央）に水質観測地点があり、月 2 回の水質調査が行われている。図 2-1 は月平均の値を表している（図 2-2）。

また、図 2-1 の赤の点線は 2000 年 4 月の北千葉導水による手賀沼への浄化用水の放流が本格稼働した時期を示している。北千葉導水事業による手賀沼への浄化用水の放流については、2.5 を参照願いたい。

各年の 8 月に注目してみると、北千葉導水稼働前に COD, DO, PH, SS, Chl.*a* の上昇が見られる。これは、藍藻類などの集積性の植物プランクトンの増殖によるものと推測される。なお手賀沼における植物プランクトンの優勢種の変遷、季節変化についての詳細は後述する。

また特徴的なのは、上流側での COD の増加が顕著であることである。手賀沼は主要な流入河川が上流の西側に集中しているため、その河口付近で植物プランクトンの増殖が特に顕著であったことが示唆される。また、下流までその高濃度が持続していないことから、異常増殖した植物プランクトンが下流に流れつく前に、枯死、沈降し、沼に堆積していたと考えられる。

木内ら（2000）は、夏季（1999 年 8 月～9 月）の注水期間実験において、導水前と導水時の水質変化を検証し、導水前に上流側で COD, Chl.*a*, TN, TP の局所的なピークがみられ、植物プランクトンの優勢種は藍藻類 ミクロキスチス属 アナベア属であったことを報告している。また、木内ら（2000）は、導水により上流側に集積していた COD, Chl.*a*, TN, TP が下流に押し流され、ピークが解消される場合と COD, Chl.*a*, TN, TP 等の濃度低下が局所的である場合があることを示した。

これは手賀沼の水質分布に流入水による移流効果に加え、風による攪乱などが作用することを示唆している。

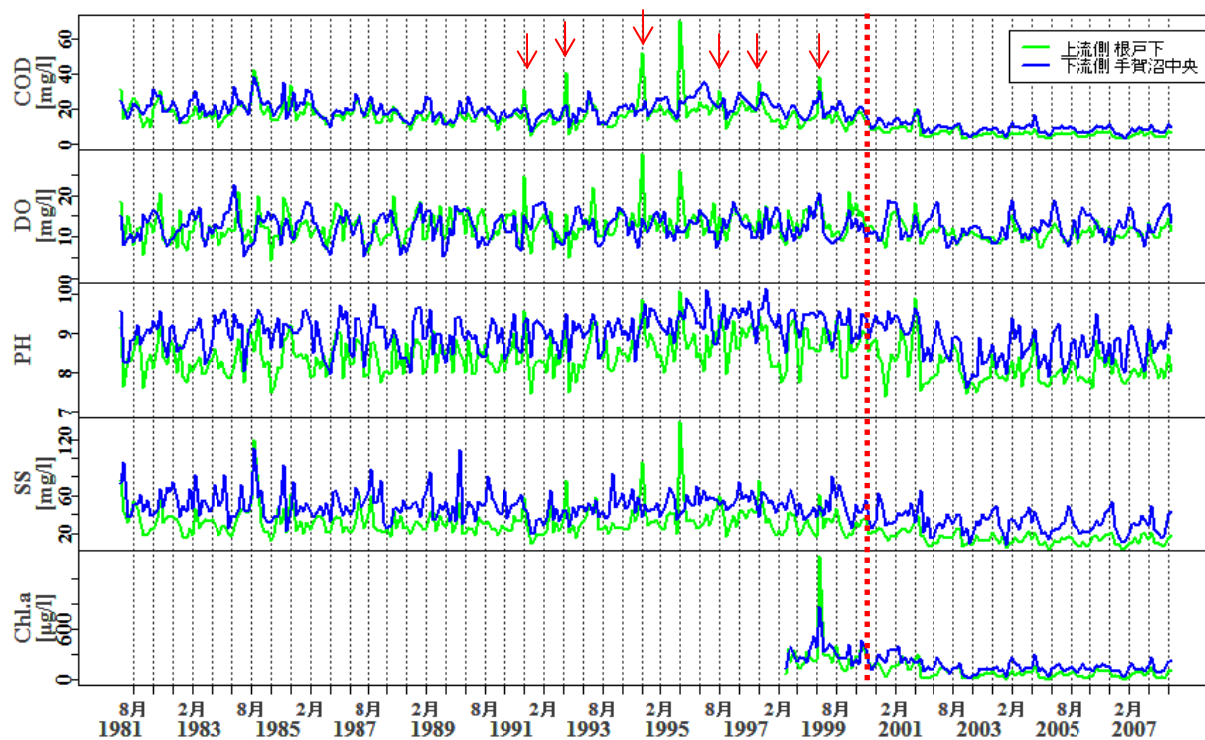


図 2-1 手賀沼の COD, DO, PH, SS, Chl.a の時系列変化 (月平均)

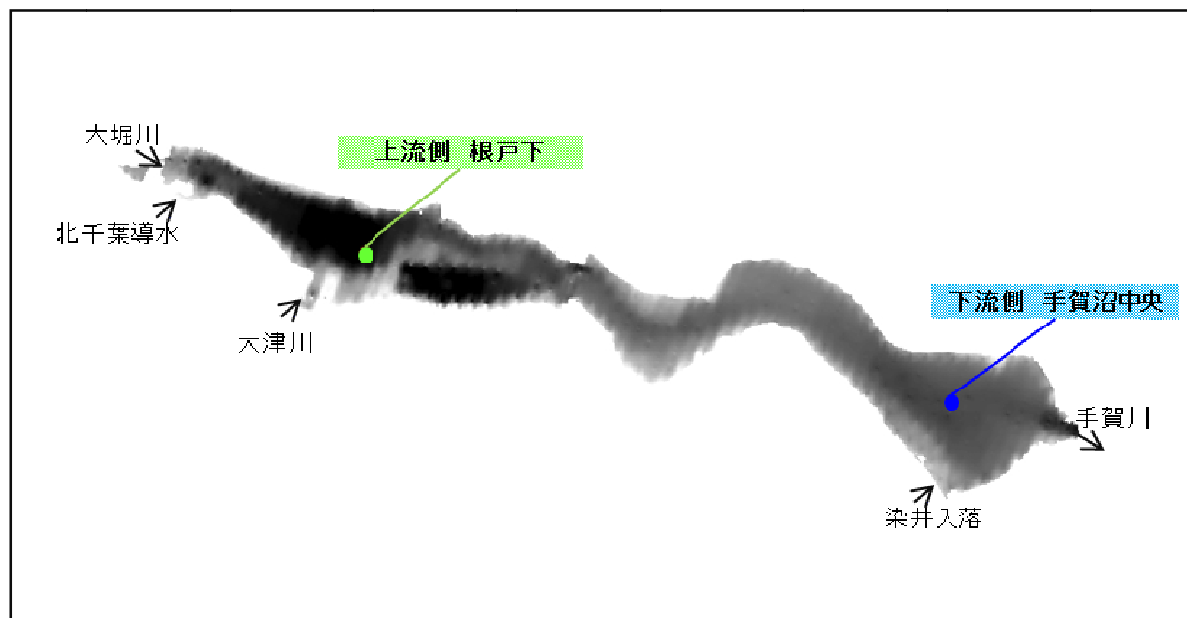


図 2-2 手賀沼の水質観測地点と流入・流出河川の位置

図 2-3, 2-4 は、千葉県公共水域定点水質調査の結果より図化した手賀沼の TN, NO₃-N, NO₂-N, NH₄-N, PN および TP, PO₄-P, PP の経年変化である。手賀沼には上流側中央（根戸下）と下流側中央（手賀沼中央）に水質観測地点があり、月 2 回の水質調査が行われている。図 2-1 は月平均の値を表している。また、図 2-2, 2-4 の赤の点線は、2000 年 4 月の北千葉導水の本格稼働時期を示している。北千葉導水事業による手賀沼への浄化用水の放流については、2.5 を参照願いたい。

ここで PN, PP はそれぞれ下記のように求めた。

$$\begin{aligned} \text{PN} &= \text{TN} - (\text{NO}_3\text{-N} + \text{NO}_2\text{-N} + \text{NH}_4\text{-N}) \\ \text{PP} &= \text{TP} - \text{PO}_4\text{-P} \end{aligned}$$

経年的には、北千葉導水稼働前後で TN, NO₂-N, NH₄-N, PN, TP, PO₄-P, PP が減少傾向にあり、NO₃-N が上昇傾向にあることが分かる。

一方、その水質分布に注目してみると、導水前は下流側（手賀沼中央）に比べて上流側（根戸下）で TN, TP, NH₄-N, NO₂-N が高濃度になっている。また、PO₄-P は、夏に、上流・下流双方で高く、冬には上流側で高濃度であるのが目立つ。また、PN, PP は、上・下流で同程度か上流でやや高い。これは、COD の変化からも示唆されたとおり、植物プランクトンが上流で増殖し、下流に流れ着く前に枯死・沈降・蓄積されていたことを裏付けている。

導水後は、NO₃-N や PO₄-P などの溶存態栄養塩類が上流側で高濃度、下流側で低濃度であり、PN, PP などの粒子態栄養塩類が上流で低濃度、下流側で高濃度になる傾向が見られる。

これは、沼の水が植物プランクトンを増殖させるのに十分な栄養塩類を含んでおり、上流から下流に水が流下する間に植物プランクトンが溶存栄養塩類を同化・増殖していることを示している。しかし、導水による滞留時間の短縮により、導水前とは異なり、増殖した植物プランクトンは、枯死→沈降→蓄積に至る前に下流地点に流れついていると考えられる。したがって、トータルとして TN, TP の濃度は上・下流で同程度になっている。

季節的な変化としては、TN, NO₃-N のピークが秋から冬に見られるが、TN のピークがやや NO₃-N のピークのあとの続くように見える。

また、NH₄-N のピークが 2 月にあり、NO₂-N のピークは、季節的に一定ではなくイベント的に上昇していた。PO₄-P は、8 月、2 月の 2 つのピークを持ち、冬は上流で高濃度、夏は下流で高濃度になることが分かる。

このように水質の時系列変化から、導水前後でその水質および水質の空間分布が大きく変わったことが明らかになった。

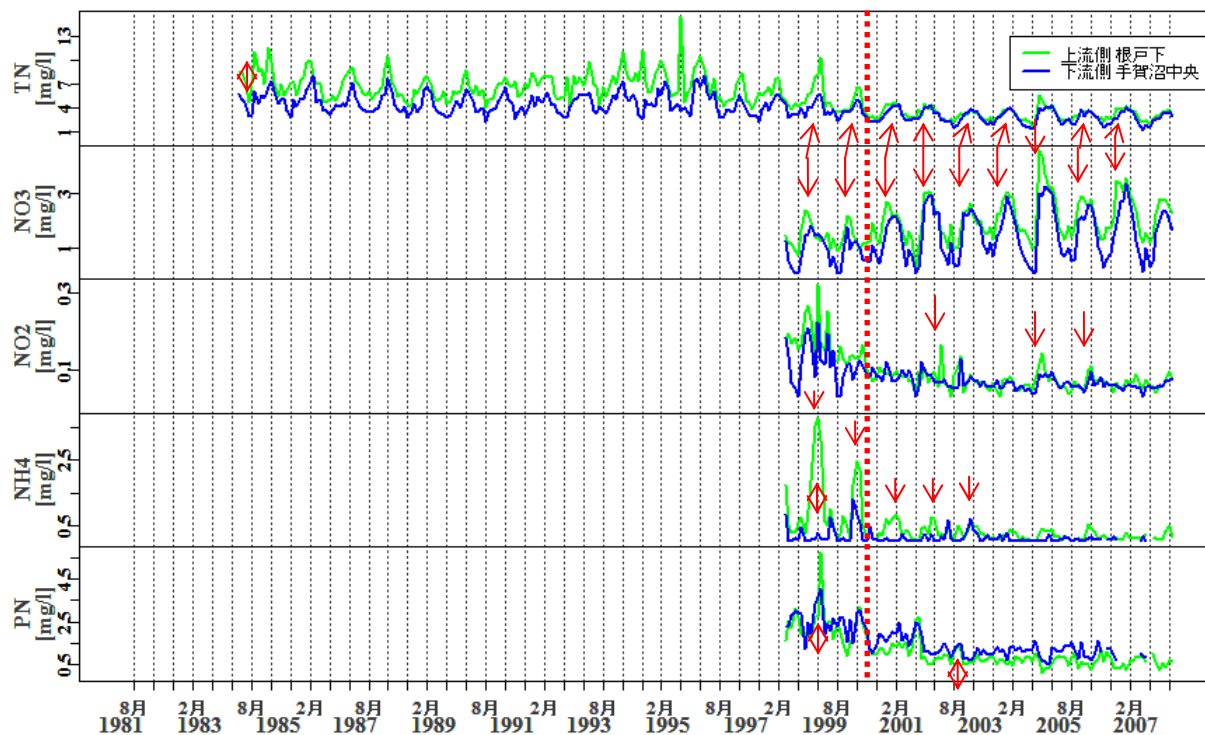


図 2-3 手賀沼の TN, NO₃-N, NO₂-N, NH₄-N, PN の時系列変化 (月平均)

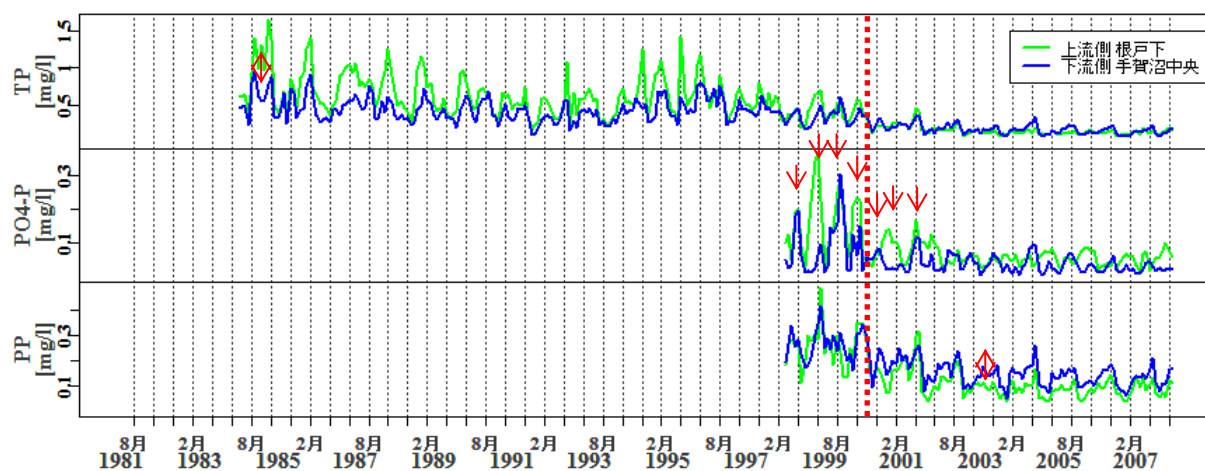


図 2-4 手賀沼の TP, PO₄-P, PP の時系列変化 (月平均)

2.3 優占植物プランクトン種の変化

前節で、手賀沼の水質の経年変化を検証し、沼内での一次生産やそれらに伴う栄養塩類の濃度およびその空間分布が導水前後で大きく変化し、導水後は、増殖した植物プランクトンが沼内に沈降→蓄積される前に下流に到達していることが示唆された。

この要因として、導水により、水の滞留時間が短くなったことや、希釈効果により栄養塩濃度自体が低濃度になったことが挙げられる。

すなわち、導水による流入量の増加は、沼の流動や流速を変化させ、植物プランクトンの増殖や枯死・沈降速度の関係を変化させ、その結果栄養塩の物質収支をも変化させたと言える。

さらに、このような滞留時間や栄養塩濃度の低下は、植物プランクトンの優占種を変化させている可能もある。

Rennella & Quiros (2005) らは富栄養化した浅い湖沼である Gomes Lake および Carpincho Lake において、滞留時間の変化がプランクトンの現存量や群落組成へ与える影響について調査し、湖の水理学的特性が静水的状況から動水的状況に変化することにより、その湖の物理化学および生物的特徴が変化することを示した上で、水理学的特性の変化が結果的に植物プランクトンの現存量や栄養塩濃度を変化させたことを明らかにした。

また、特に浅い湖沼では、植物プランクトンの現存量や組成について、水理学的特性の変化の影響を受けやすいことを指摘している。

手賀沼は、面積 650[ha]、容積 5.6×10^6 [m³]、平均水深 0.85[m]の浅い沼であり、年や季節による水理学的特性の変化を大きく受けると考えられる。加えて、2000 年 4 月以降の北千葉導水の本格稼働により、平常時の流入量が 5 倍～10 倍になり、COD や栄養塩類の経年変化で示されたように、水質および水質分布が変化している。

また一般に、自然の河川では夏季に流量が多く、冬季に流量が少なくなると考えられるが、浄化用水の放流は、利根川の流況や気象状況にもよるが、通年で行われており、季節的な状況も一変させたと言える。

そこで、導水稼働前後に注目し、手賀沼における植物プランクトン種の組成（優占種）の変遷を捉えるとともに、近年の植物プランクトン優占種の季節変化を確認し、手賀沼の水環境の変遷をより詳細に捉えることにした。

手賀沼では千葉県公共水域水質監視調査の一環としてプランクトン種の同定が毎月 2 回実施されている。観測地点は水質監視地点と同地点で上流側中央（根戸下）と下流側中央（手賀沼中央）である。（図 2-2）

図 2-5 は、上流側と下流側の地点のプランクトン種同定個体・群体数を比較。図 2-6、図 2-7 は、上流側および下流側の出現プランクトン種シェアおよび個体群体数の経年変化をそれぞれ示した図である。

導水前には、夏季に藍藻類（*Microcystis aeruginosa*, *Micractinium* spp. など）、春先に緑藻（*Chlamydomonas* spp. など）が優占していたが、導水後はその傾向が見られない。

また導水後の 2003 年頃からは、1 年を通して、珪藻類やその他の植物プランクトンが優占しており、1 年を通しての個体・群数数の出現数のピークが夏から春および秋に移行したことが分かる。また、個体・群数数をみると、珪藻類やその他の植物プランクトンは導水前後で同程度か、やや減少を示している程度であるが、藍藻類、緑藻類がその個体・群数数を大幅に減らした。そのため、導水後、珪藻類やその他の植物プランクトンが優占種となった。珪藻の優占種は、梅雨から夏あたりで *Skeletonema potamos*, 春は *Thalassiosiraceae*—5, 10, 25 が多く見られるようである。

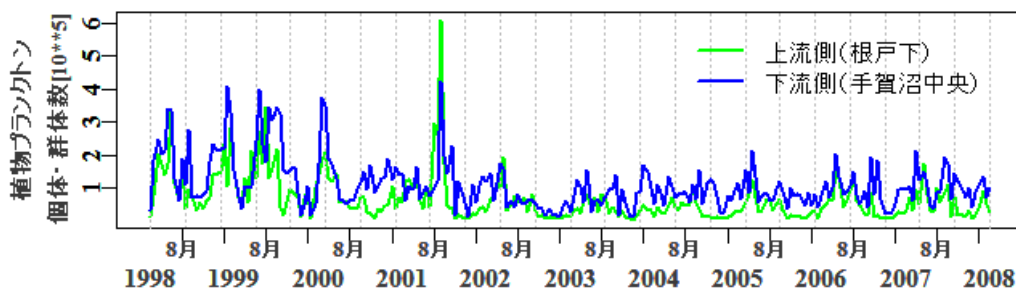


図 2-5 上流側（根戸下）と下流側（手賀沼中央）
プランクトン種同定個体・群数比較

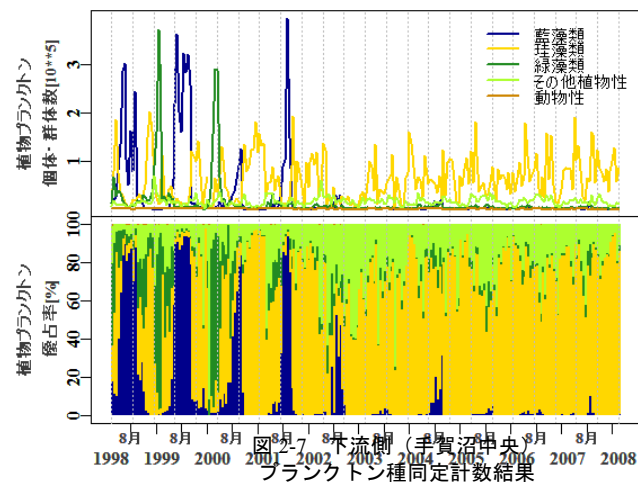
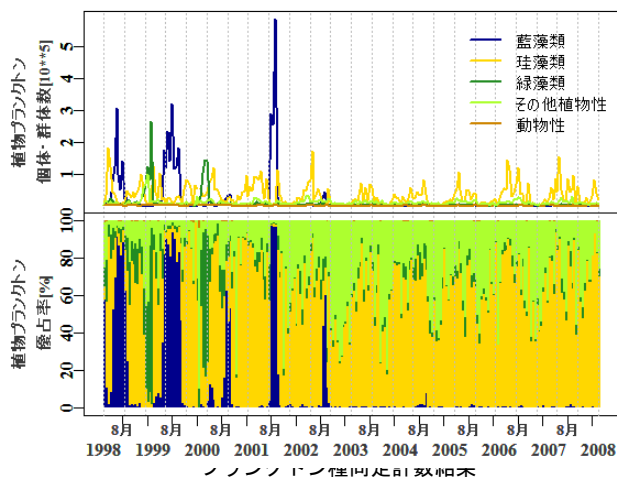


図 2-6 下流側（手賀沼中央）
プランクトン種同定計数結果

2.4 流入河川水の水質

手賀沼への主流な流入河川は、西の上流端から流入位置順に大堀川、北千葉導水、大津川となり、下流側に農業用排水路である染井入落がある。図 2-8 に各河川の手賀沼への流入位置を示す。

北千葉導水は河川として登録されているが、利根川の水を地下配管により通水するもので開水路ではないため表流水を通水する機能はない。

それぞれの河川の概要および土地利用の状況を、図 2-9 に示す。

各河川の土地利用状態から、大堀川は都市型、大津川は都市・農村混合型、染井入落は農村型の河川と言える。

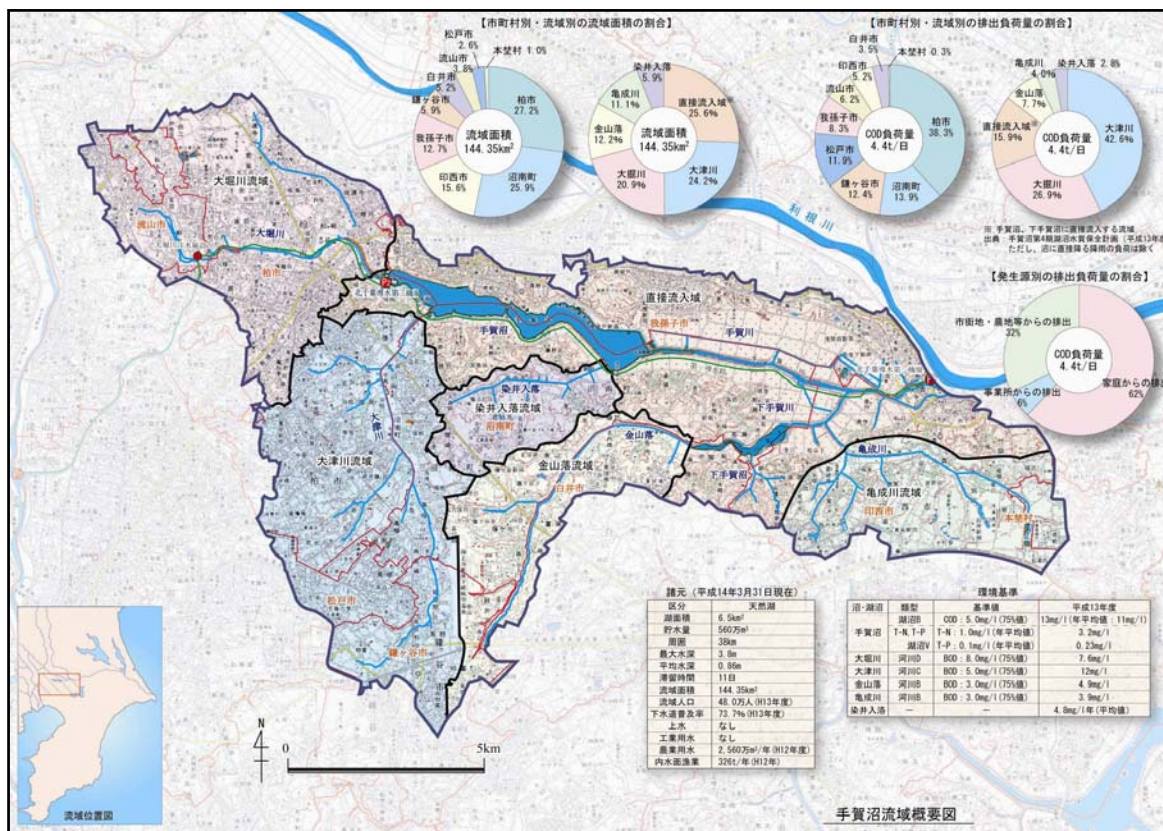
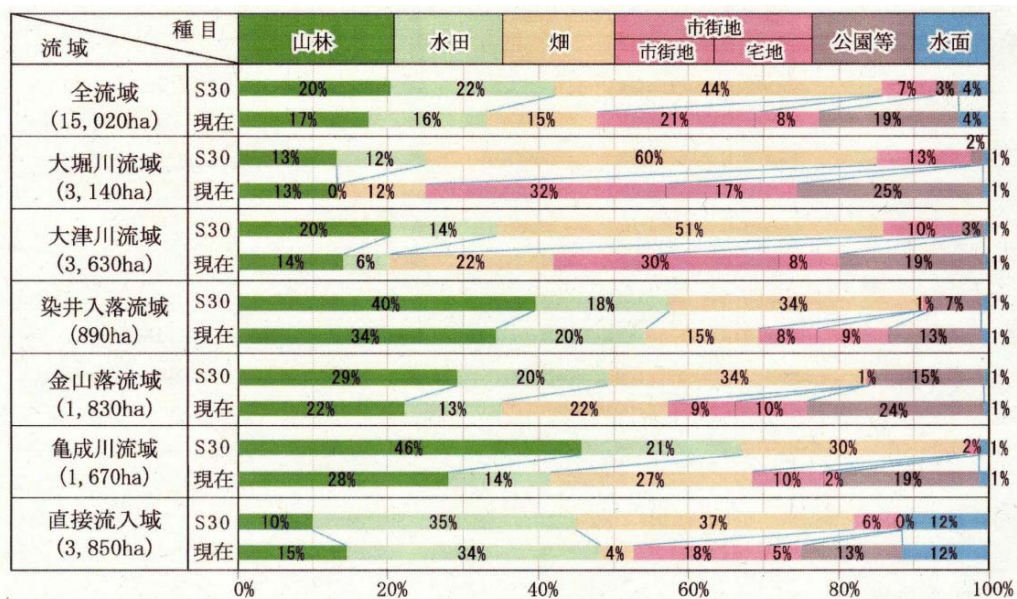


図 2-8 手賀沼流域概要図

出典：手賀沼水循環回復検討基礎調査（平成 13 年度 環境省）



※昭和30年代：当時の航空写真と地形図から判読した。

※現在：細密数値情報（10mメッシュ、国土地理院、平成6年）から区分した。

図2-9 手賀沼流入河川の土地利用区分
出典：手賀沼水循環回復検討基礎調査（平成13年度 環境省）

図 2-10 に千葉県公共水域定点水質調査の結果(1998/4～2008/3)をもとに図化した大堀川、大津川、北千葉導水、染井入落の流量、COD、DO、pH、SS の経年変化を示す。

なお、北千葉導水の水質は、北千葉導水取水口付近である利根川の環境基準点である布川(栄橋)のデータを用いた。北千葉導水の流量は導水量となるのでプロットしていない。

これを見ると、農村型河川である染井入落では灌漑期(4月後半から9月)の特に代掻きや田植えの時期にあたる5月あたりでCODやSS濃度が高くなるという季節変化を明確に示しており、集水域の土地利用が河川の水質に寄与していることが分かる。

また、利根川(布川)では8月すぎにSSが高濃度になる時が見受けられる。この時期は台風の時期であることから、大きな出水後の濁流の影響ではないかと推測される。

また、図 2-11、2-12 に、千葉県公共水域定点水質調査の結果より図化した、流入河川のTN、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{NO}_2\text{-N}$ 、 $\text{NH}_4\text{-N}$ 、PN および TP、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 、PP の濃度の経年変化を示す。

河川の栄養塩濃度の傾向は、冬にTN、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{NH}_4\text{-N}$ のピークが見られ、 $\text{NO}_2\text{-N}$ は全般的に低濃度である。また、大堀川、大津川では、2002年頃まで、TP濃度が0.5～1[mg/l]と高濃度であったが、近年は減少傾向である。

大津川では、2001年に逆井リン除去施設が稼働を開始した。また、大堀川には、2000年の北千葉導水の本格稼働後に1[m³/s]程度の導水が行われている。

北千葉導水(利根川 栄橋)の水質に注目すると、 $\text{NO}_3\text{-N}$ が比較的、高濃度であるが、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 、TPなどリンが大堀川や大津川に比べて低濃度であり、導水による栄養塩の希釈効果としてはリンへの影響が大きいと思われる。

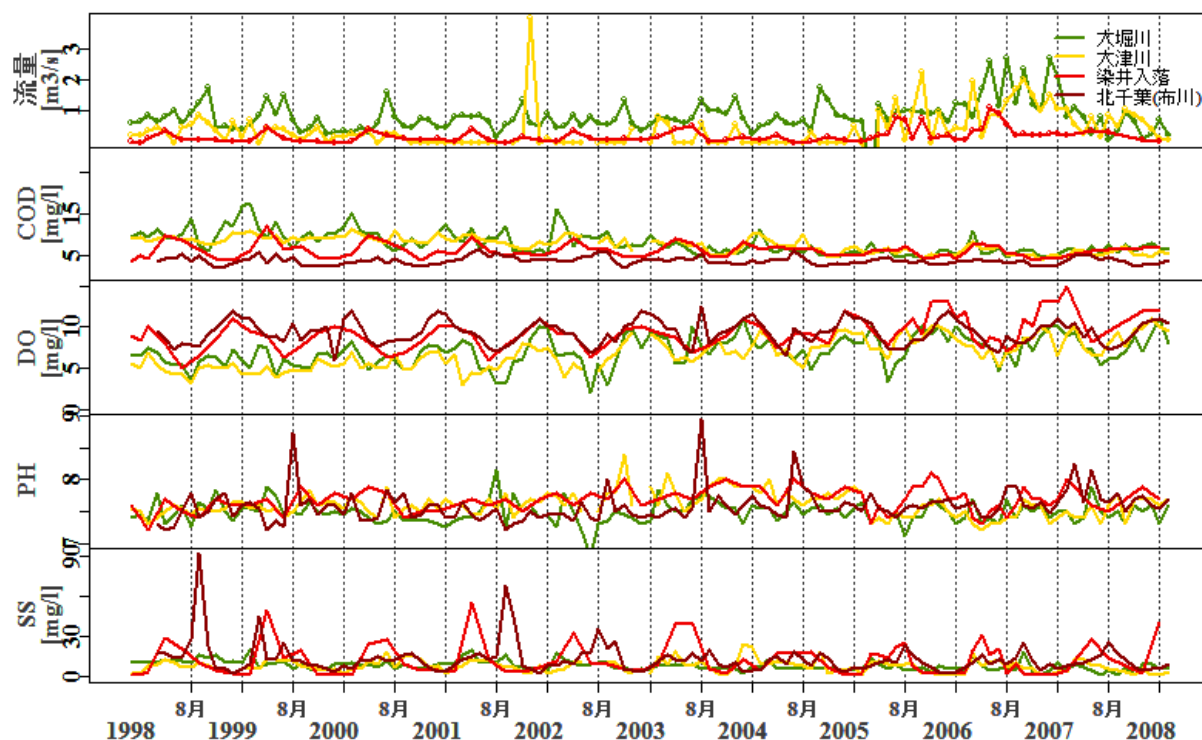


図 2-10 流入河川の流量、COD、DO、pH、SS の経年変化
(大堀川、大津川、北千葉導水、染井入落)

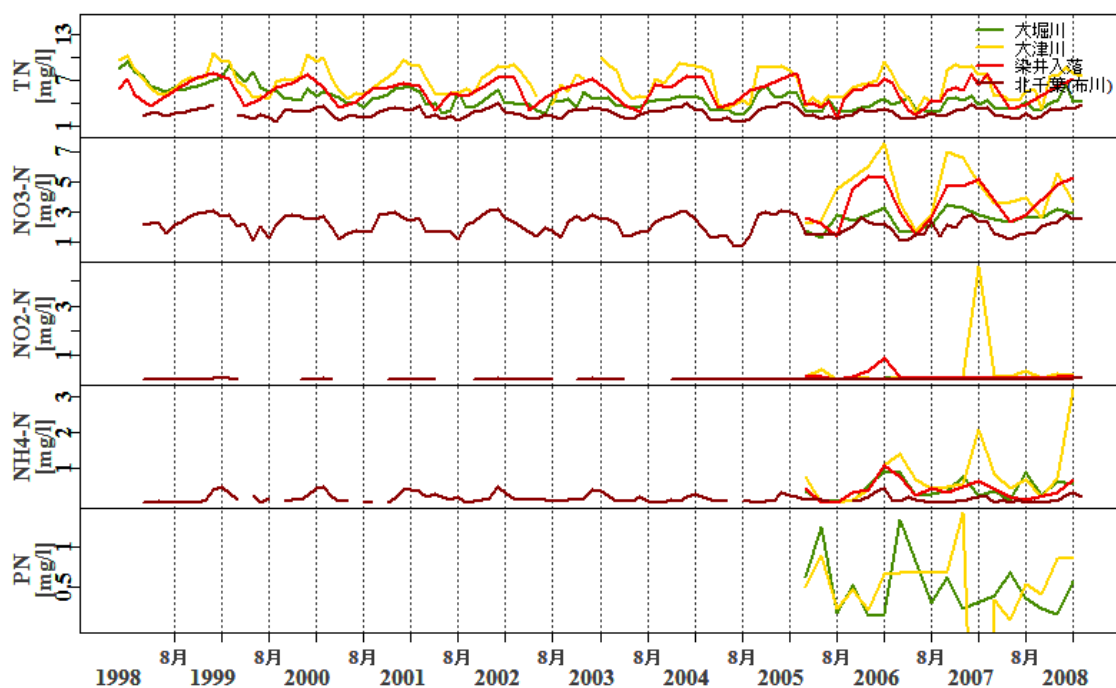


図 2-11 流入河川の TN, NO₃-N, NO₂-N, NH₄-N および PN の経年変化
(大堀川, 大津川, 北千葉導水, 染井入落)

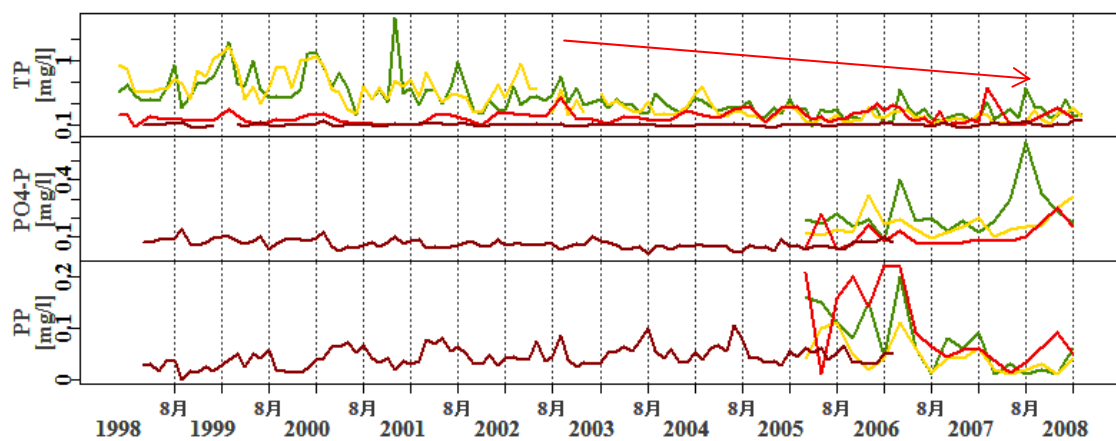


図 2-12 流入河川の TP, PO₄-P および PP の時系列変化
(大堀川, 大津川, 北千葉導水, 染井入落)

2.5 手賀沼への浄化用水の放流（北千葉導水概要）

手賀沼への浄化用水の放流は、北千葉導水事業の一環として行われているもので、手賀沼に比較的、水質が良いとされる利根川の水を浄化用水として放流し、水質改善を図ろうとするものである。

北千葉導水事業は、坂川や手賀沼流域の洪水の軽減、水質浄化、都市用水の導水を目的とする多目的事業である。

手賀沼への浄化用水の放流は、2000年に本格運用が開始された。手賀沼への流入河川のひとつである大堀川へも $1[\text{m}^3/\text{s}]$ 程度の浄化用水の放流が行われている。

図 2-13 に浄化用水の取水地点（第1 機場）および放流地点（第2 機場）の位置を示す。浄化用水の放流地点は上流西側に位置している。

図 2-14 に浄化用水の放流量を示す。浄化用水の放流量は、平成 19 年度実績 $16,200$ 万 $[\text{m}^3]$ で、大きな出水時以外は、ほぼ常時、浄化用水の放流が行われている。平均放流量は $6 \sim 7[\text{m}^3/\text{s}]$ である。

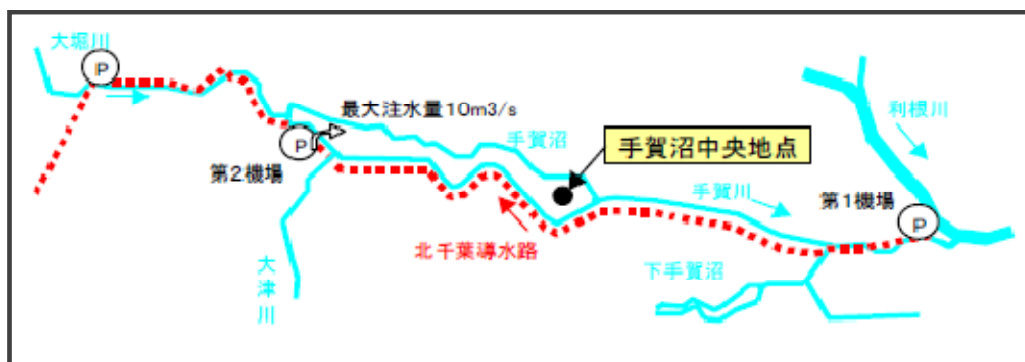


図 2-13 手賀沼浄化用水注水量
出典：北千葉導水路運用状態（平成 20 年度）

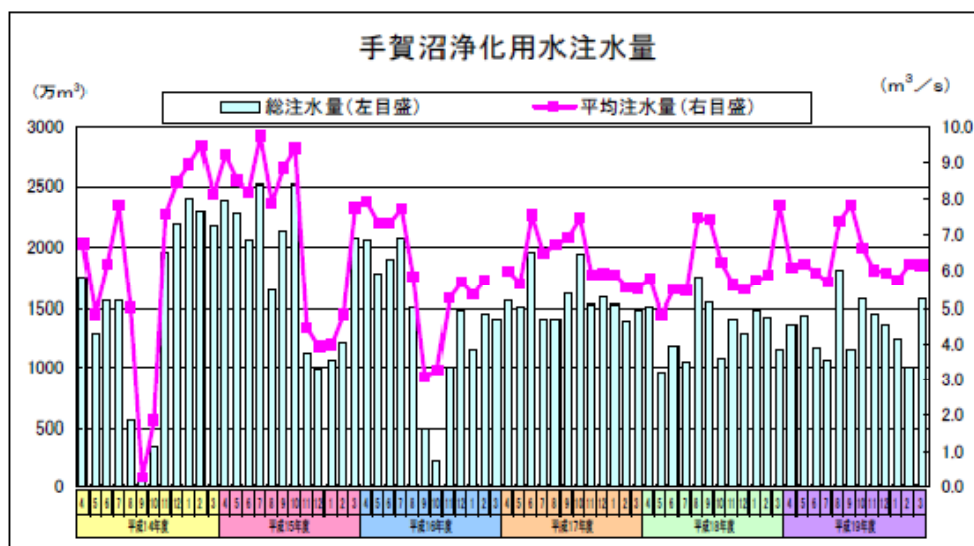


図 2-13 手賀沼浄化用水注水量
出典：北千葉導水路運用状態（平成 20 年度）

2.6 水質の変遷のまとめ

千葉県公共水域定点水質調査の結果をもとに、手賀沼の水質の変遷を検証し水質や水質分布が北千葉導水の稼働前後で大きく変化したことが分かった。

栄養塩類の物質収支の視点から、その水質分布を検証してみると、導水以前は、水が沼に滞留している間に、溶存栄養塩類が植物プランクトンにより同化、粒子化され、その後、枯死、沈降、蓄積されていたことが明らかになった。

また導水後は水が沼を流下する間に溶存栄養塩類が植物プランクトンにより同化、粒子化される傾向は導水前と同様であるが、その後の沈降、蓄積による濃度低下が抑制されていることが分かった。（図 2-14 導水前後の栄養塩類の挙動 概念図）

また流入河川の水質の変遷から、手賀沼の主要な流入河川である大堀川、大津川、染井入落に比べ北千葉導水の浄化用水は、リンの濃度が低濃度であり、リンの希釈効果が高いと言えた。

このように導水による流入量の増加は、植物プランクトンの増殖・枯死・沈降速度と水の流下速度の関係を変化させ、結果的に栄養塩類の物質収支を変化させたと考えられた。

また、導水前後で、優占植物プランクトン種が変化し、特に夏に出現していた藍藻類（*Microcystis aeruginosa*）など、集積性の植物プランクトン種の出現が見られなくなったことも、一次生産の時間スケールを変化させる要因となっていることが考えられた。

以上のように、手賀沼での水質変化は、植物プランクトンの増殖に係る時間スケールと水の移動の時空間スケールにより理解することができると考えられる。

よって次章より、水の移動と水質変化の時間スケールという視点で行った、現地観測に基づき、手賀沼の水質および水質分布の変化を考察する。

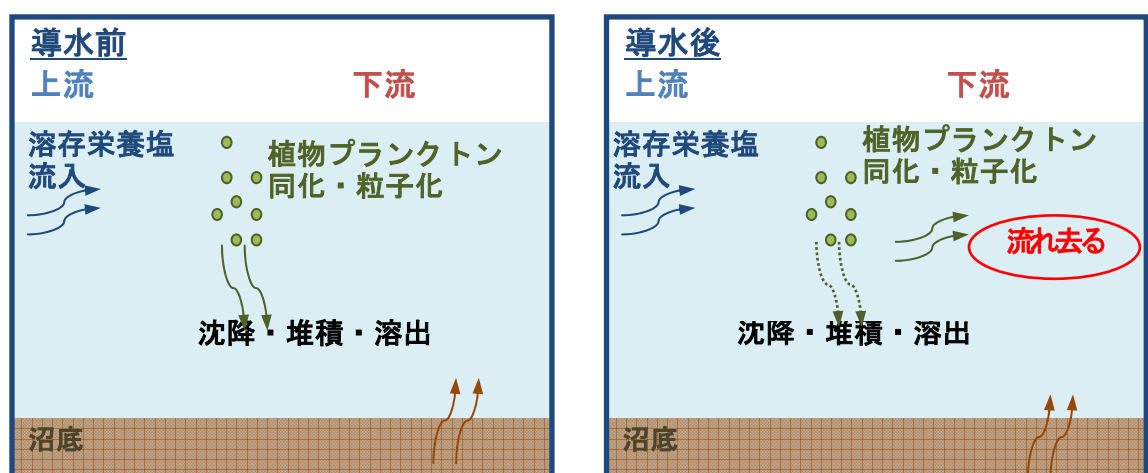


図 2-14 導水前後の栄養塩類の挙動 概念図

参考文献

- 1) 公共用水域地点別水質測定結果データベース
- 2) http://www.pref.chiba.jp/syozoku/e_suiho/3_kansi/3_sokutei.html
- 3) 木内浩一, 導水による手賀沼の水質変化について, 千葉県水保研年報 (平成 12 年度) 71~76
- 4) M. Rennella & R. Quirós, 2005. The effects of hydrology on plankton biomass in shallow lakes of the Pampa Plain
- 5) *Hydrobiologia* (2006) 556:181–191
- 6) 一級河川手賀沼, 大津川の整備状況 (平成 18 年 3 月 23 日) 手賀沼・印旛沼・根木名川圏域流域懇談会資料 手賀沼部会事務局
- 7) 北千葉導水事業の運用に伴うモニタリング調査結果について (平成 16 年度 北千葉導水事業モニタリング委員会 (関東地方整備局)
http://www.wec.or.jp/center/jyohou/ronbun/H16syohou/pdf/h16_1-7-2.pdf
- 北千葉導水運用状況 (平成 19 年度 国土交通省 利根川下流河川事務所)
http://www.ktr.mlit.go.jp/tonage/kitachiba/sokuho/pdf/H19_3kitachiba.pdf

第3章 手賀沼における広域流動・水質調査

3.1 研究概要

第2章では、手賀沼の水質の変遷を考察し、水の移動の時間スケールとその水中での生物活動の時間スケールの関係において、手賀沼での水質分布が変化することが分かった。

また、その水質分布の変化は、手賀沼での栄養塩類をめぐる物質収支が変化していることを示していた。

そこで、本章では、水の移動と水質変化の関係を具体的に捉えるために、気象条件が異なる日に手賀沼やその流入・流出河川を対象に、流速測定や水質調査を行った。

このような観測によって、気象条件の違いによる流動特性とその水質分布の変化から現在の手賀沼の水質を支配している要因を検証するとともに、水の移動の時間スケールとその水中での生物活動の時間スケールという観点において、手賀沼の現状を捉えることを目的とする。

3.2 観測概要（手賀沼における広域流動・水質調査）

a) 観測地点と観測機器

2007年9月8日，2007年10月19日，2008年3月13日の3日間に，手賀沼全体およびその流入・流出河川を対象に，水質や流速の測定を行った。

図3-1a,は，観測現場の様子を示している。観測は図3-1bやcのような船外機船を用いて行った。

また，観測地点を，図3-2に示す。2007/9/8は沼内15地点，流入・流出河川4河川，2007/10/19は，沼内15地点，流入・流出河川5河川，2008/3/13は沼内38地点，流入・流出河川5河川で計測を行った。

沼内の観測地点では，2007/9/8は，Flow Tracker，2007/10/19，2008/3/13は，ADCP（RDInstrument, WorkhouseADCP, 1200Khz, Zedhed）を用い，流向・流速の鉛直分布を測定した。

水質は，投込み式水質計(AAQ1183, アレック電子株式会社)を用い，水温，PH, DO, クロロフィルa・濁度の鉛直水質を測定した。

現地での測定に加え，流入・流出河川では，水面より50cm以浅で，沼内の各地点では，表層に加え，底面より20cm付近で水サンプルを採取した。なお水サンプルは，濾過なし，濾過ありの2種類を採取した。濾過ありサンプルは，現地で即座に0.45 μ mの濾過フィルターで濾過した。採取した水サンプルは即座に保冷バック（暗冷所）に保存し大学の実験室に持ち帰り，栄養塩濃度（全窒素，全リン，NO₃-N，NO₂-N，NH₄-N，PO₄-P，SiO₂-Si）およびSS濃度等の分析を行った。

栄養塩濃度は，オートアナライザー（ブラン・ルーベ(株)製，AACSⅢ），SSは，Hach社製分光光度計を用いて定量した。

計測機器および分析機器を図3-3 a,b,c,d,eに示す。



図 3-1a 船着場の様子



図 3-1b 観測船



図 3-1c 作業の様子

観測地点

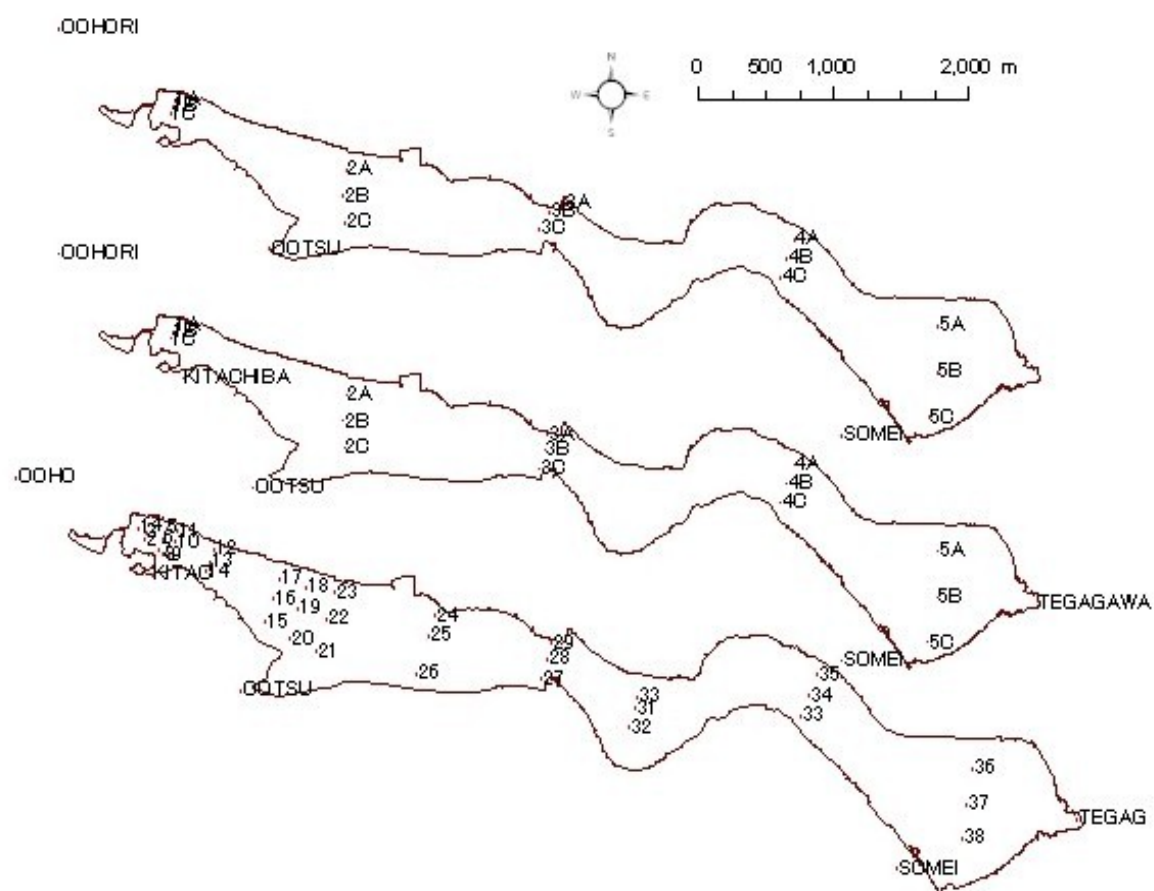


図 3-2 手賀沼広域 流動・水質調査 観測地点

観測機器



図 3-3a Flow Tracker



図 3-3b ADCP



図 3-3c AAQ1183



図 3-3d AAQSIII



図 3-3e 分光光度計

b) 観測日付近の気象

図 3-4 および図 3-5a,b,c に、観測日の 1 か月前～観測日までにアメダス我孫子で記録された降雨量，風速・風向，気温の時系列変化と観測時の手賀沼の水面の様子を示す。

2007/9/8 は、台風が通過した直後で、日平均風速は 2.3[m/s]であったが、特に日中は風が強く、その風速は 3～4[m/s]で、南南西の風が 1 日を通して連吹していた。

また、台風による降雨により、降雨流出による流入量の増加があったと推測できる。

現場写真からも水面がやや波立っている様子が分かる。気温は、日中 24.7[°C]から 31.6[°C]まで 7[°C]近く上昇し、台風が通過した後の暖かい陽気であった。

2007/10/19 は、朝方 8 時ごろまでは静穏であったが、日中 9 時～18 時に平均時間風速 2～3[m/s]の東北東の風が連吹していた。気温は、12.6[°C]から 19.5[°C]程度まで、約 7[°C]近く上昇した。夕方から降雨があったが、観測中は曇りであった。

2008/3/13 は、朝方まで、北西よりの風で 1[m/s]程度の風であったが、午後から南東の風に変わり、15 時から 18 時ごろには、平均時間風速 2～3[m/s]の風が吹いていた。気温は、3.4[°C]から 14.7[°C]程度まで、11[°C]以上上昇した。

2007/10/19 と 2008/3/13 では、風の強まる時間がやや 2008/3/13 が遅かったが、双方とも平均時間風速が 2～3[m/s]であった。しかし、観測当時の水面の様子（図 3-5b, 図 3-5c）から見られるように、2008/3/13 の沼の水面には、波がほとんどなく、静穏であった。

この二つの観測日では、卓越した風向が 2007/10/19 東北東、2008/3/13 南東と異なっていた。また、2008/3/13 は気温の上昇幅が大きかったことなどから、風向の違いによる、連吹距離の違いや風の連吹時間、気温上昇による、水温日成層の形成などが、沼の流動に何らかの影響を与えていたことが示唆される。

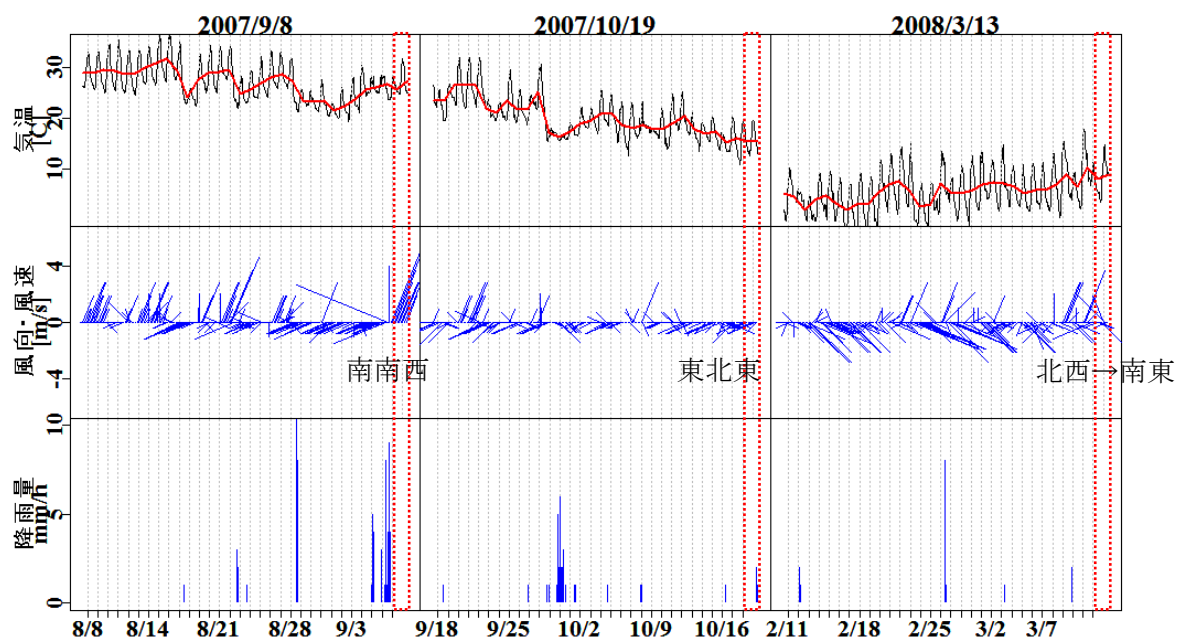


図 3-4 観測時および観測日前 1 か月の気象



図 3-5a
2008/9/8 水面の様子

図 3-5b
2008/10/19 水面の様子

図 3-5c
2008/3/13 水面の様子

3.3 広域流動・水質観測の結果

a) 流速の空間分布

図 3-6a～i に各観測日の表層，中層，底層の水平流速分布を示す。

なお，2007/10/19 および 2008/3/13 の流速測定には ADCP を用いたため，鉛直方向に 5cm 刻みで流速分布が計測された。そこで表層，中層，底層の流速は，それぞれ下記のように定義した。

2007/9/8 の Flow Tracker による計測では，全水深の 20%，50%，80%で計測したため，表層を全水深の 20%での計測値，中層を 50%での計測値，底層を 80%での計測値として図化してある。

表層流速＝計測ブランクの下から水深 20%以浅の流速・流向成分平均

中層流速＝水深 40%から 60%の流速・流向成分平均

底層流速＝水深 80%以深の流速・流向成分平均

2007/9/8 は台風直後であったが，平均流速は約 5[cm]であった。南南西の風が吹いていた。流速分布は，通常表層は風と同じ向きに流れ，それを補間するように底層の水が逆向きに流れることが知られているが 2007/9/8 の観測結果では吹送流の影響は捉えることができなかった。しかし，中層の流速分布を見るときれいに流下方向の流れが観測されている。台風により流入量が増加し，沼中層を通り流下していることが考えられる。

2007/10/19 は風速約 2[m/s] 東北東であった。2007/10/19 も風向きの流れはほとんど観測できず，ほぼ全域で流下方向の流れが観測されている。

2008/3/13 は風速約 2[m] 南東であった。2008/3/13 の観測では観測地点を増やし，北千葉導水の注水口付近で密に流速を測定した。浄化用水は南西の方から流入し，その流速は約 11[cm]であった。また流入した水が左岸にぶつかり，やや大堀川河口付近に逆流していることがわかった。

今回観測された流速がほとんど 5[cm]以下だったことから，手賀沼の流速が非常に緩やかであるため計測精度も問題になる。

風向 南南西

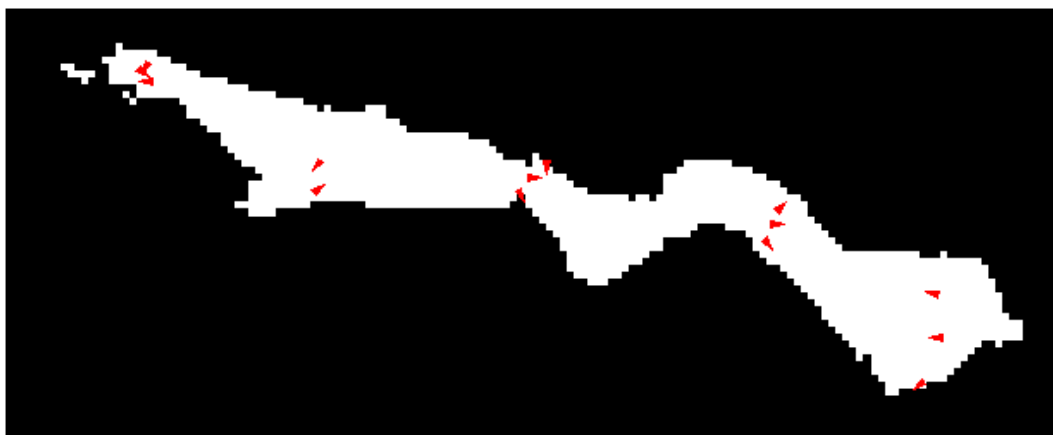


図 3-6a 2007/9/8 表層の流速分布

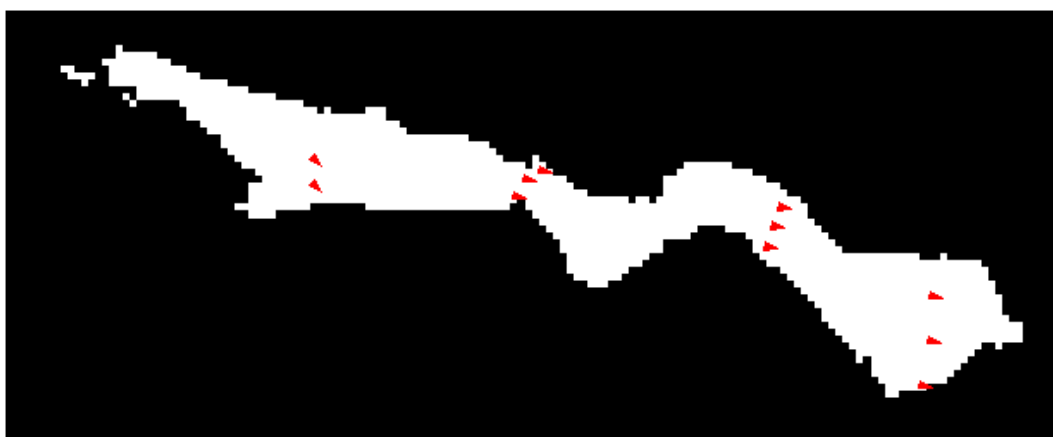


図 3-6b 2007/9/8 中層の流速分布



図 3-6c 2007/9/8 底層の流速分布

風向 東北東

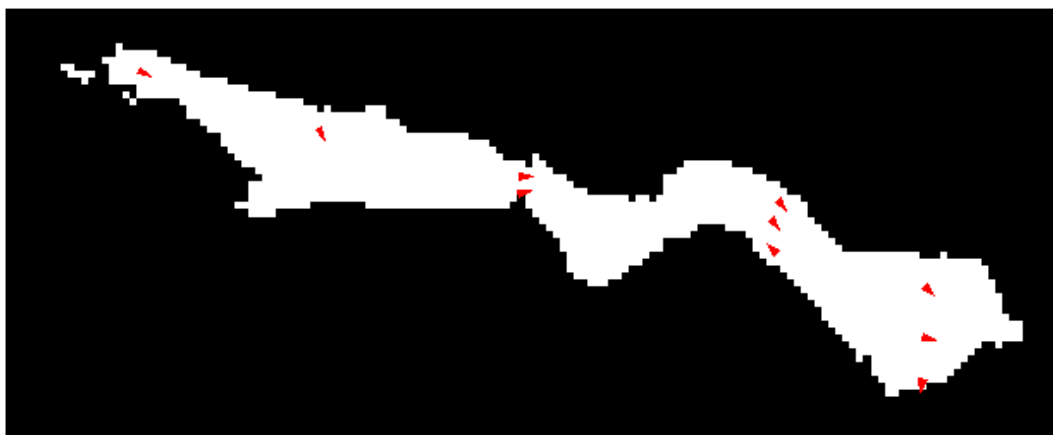


図 3-6c 2007/10/19 表層の流速分布



図 3-6d 2007/10/19 中層の流速分布



図 3-6e 2007/10/19 底層の流速分布

風向 南東

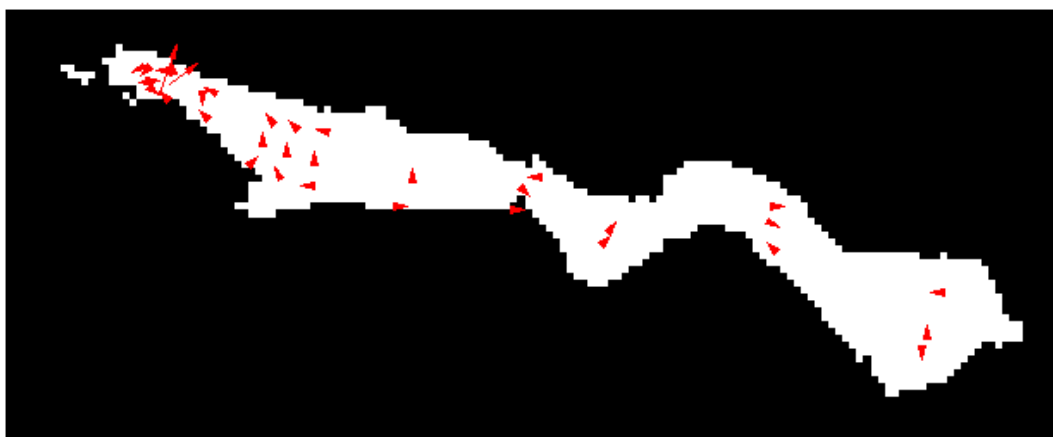


図 3-6g 2008/3/13 表層の流速分布

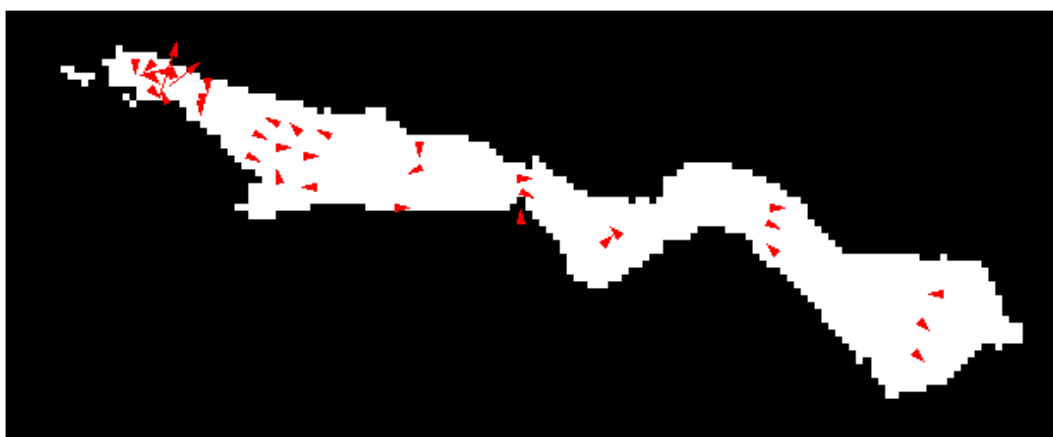


図 3-6g 2008/3/13 中層の流速分布

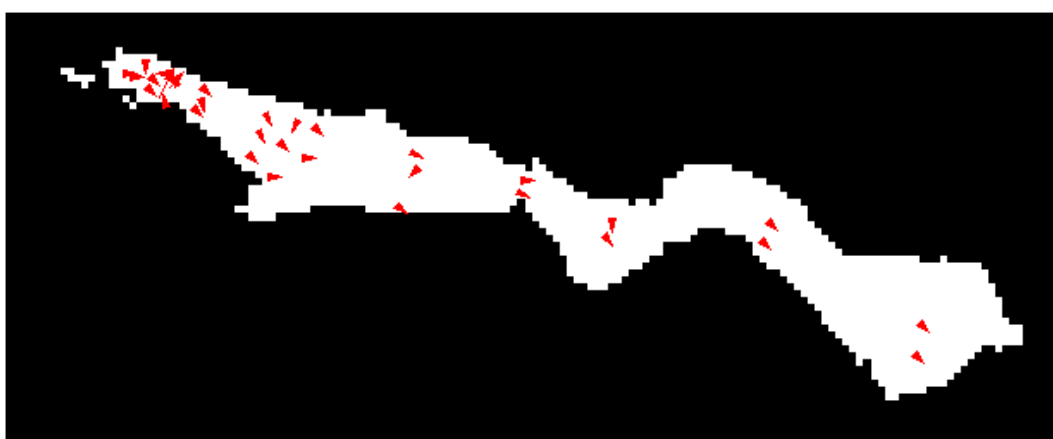


図 3-6h 2008/3/13 底層の流速分布

b) 水温の空間分布

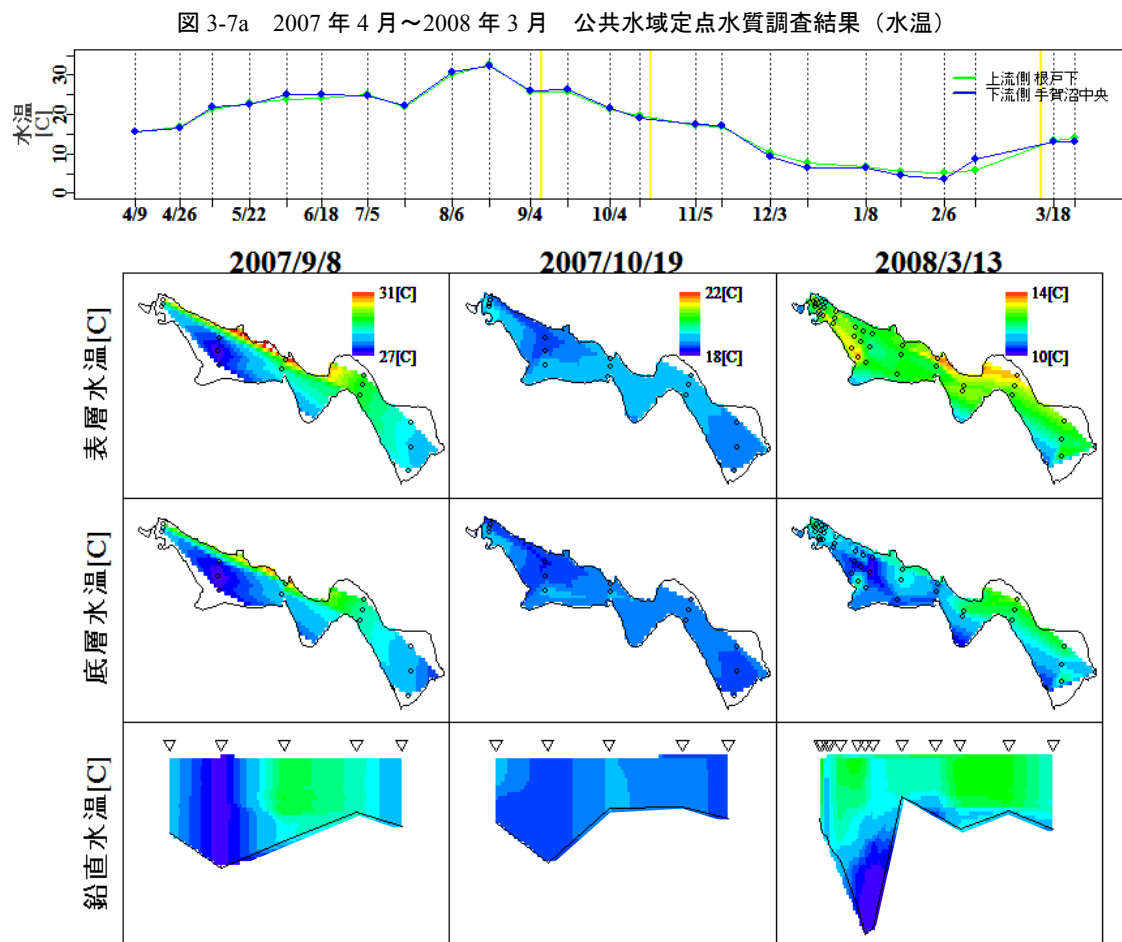


図 3-7b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果（水温の空間分布）

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 28 | 19 | 12 |
| 水平濃度差 | 5 | 1 | 3 |
| 鉛直濃度 | 1 | 1 | 3 |

図 3-7a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の水温経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された水温の空間分布である。

2007/9/8 は水平の水温差が大きく、表層と底層の水温差（以下、鉛直水温差）が小さかった。季節的には、受熱期から放熱期への移り変わりの時期である。（図 3-7a 参照）鉛直水温分布に注目すると、水温が水柱のような塊で分布し、特に、中流付近に水温の高い水塊が確認できる。これは前日の台風によってもたらされた、降雨流出水の流入で上流から下流に押し流す、移流効果が強く表れていると言える。

2007/10/19 は、水平、鉛直ともに水温差が小さかった。季節的には、放熱期の初期であった。

2008/3/13 は、水平および鉛直水温差が 3[°C]程度で季節的には、放熱期から受熱期へ移り変わった時期である。水平方向の水温分布は、局所的に水温の高い部分があり、上流地点の水深の深い箇所の表層と中流から下流に注ぎ込むあたりで顕著であった。鉛直には、水深のある上流側で水温差が大きかった。水平および鉛直の双方に水温分布がみられ、水温分布の不均一性が高い状態であった。

c) pH の空間分布

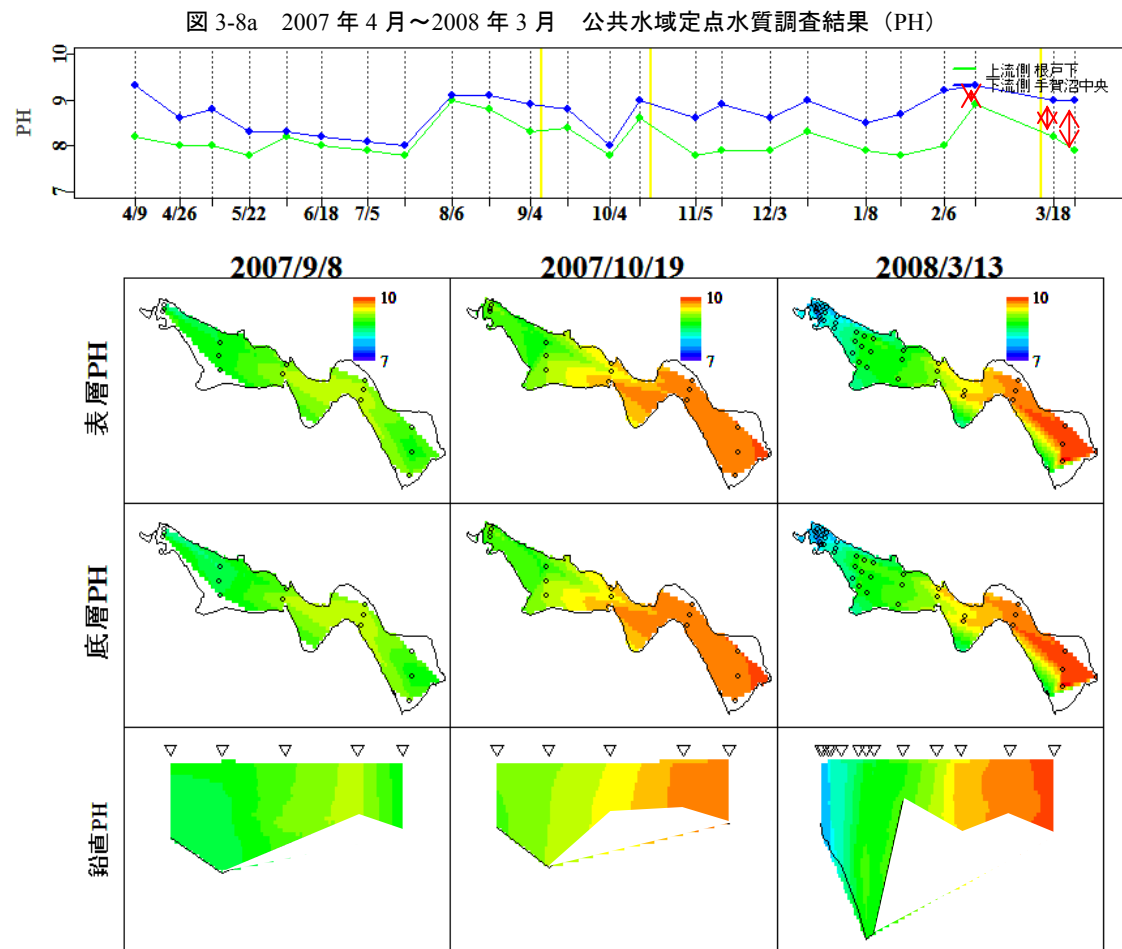


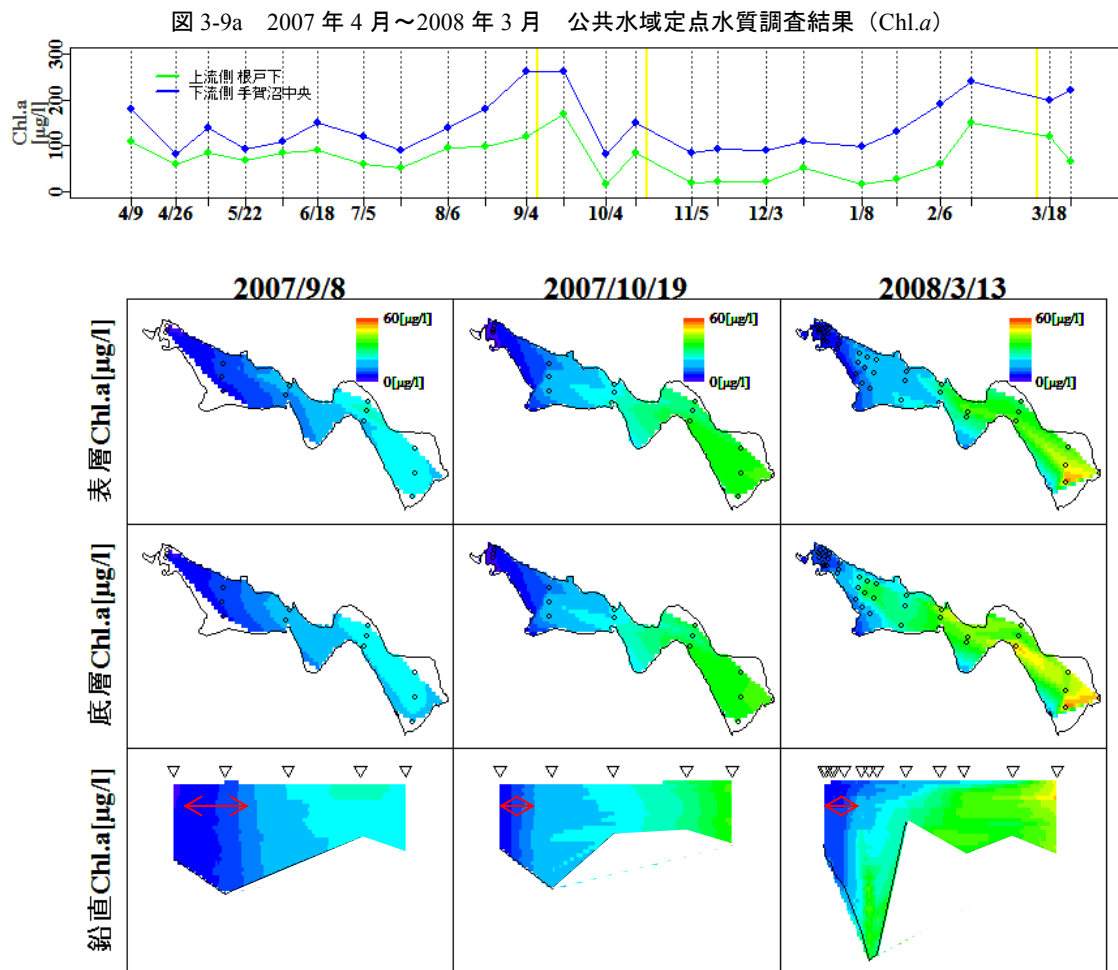
図 3-8b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果 (PH の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 8.7 | 9.2 | 8.5 |
| 水平濃度差 | 0.9 | 1.3 | 2.5 |
| 鉛直濃度 | 0.3 | 0.1 | 0.3 |

図 3-8a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の PH 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された PH の空間分布である。

2007/9/8 は、空間的な PH 差がほとんどなかった。2007/10/19 は、水平方向の PH の勾配が上流<中流<下流であった。全平均としては、3 観測日中で最大であった。鉛直には、ほとんど差がなかった。

2008/3/13 は、水平方向の PH の勾配が上流<中流<下流であり、2007/10/19 と分布の傾向は似ているが変化幅が大きい。水温分布では鉛直差が見られたが、PH は鉛直差は少なく、流下方向へ PH が変化していくことが分かる。また全平均では、2007/10/19 の方が高い値を示しているが、水平的な PH の差の広がりが大きく、最小 7.3～最大 9.8 と水温同様、不均一性が高い。また、千葉県公共水域定点水質調査の結果からも 2/18, 3/18, 3/26 と時間経過に伴い上流と下流の PH の差に広がりが大きくなっている。

d) クロロフィル *a* の空間分布図 3-9b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果 (Chl.*a* の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 12 | 35 | 20 |
| 水平濃度差 | 20 | 17 | 49 |
| 鉛直濃度 | 7 | 6 | 32 |

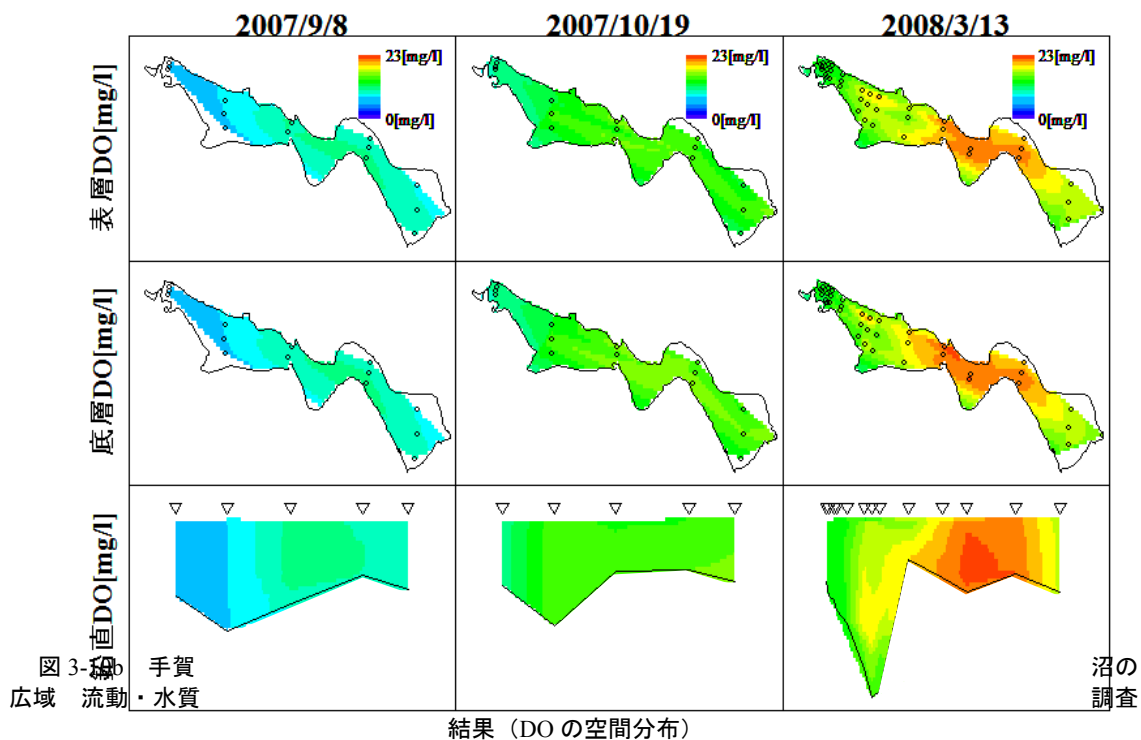
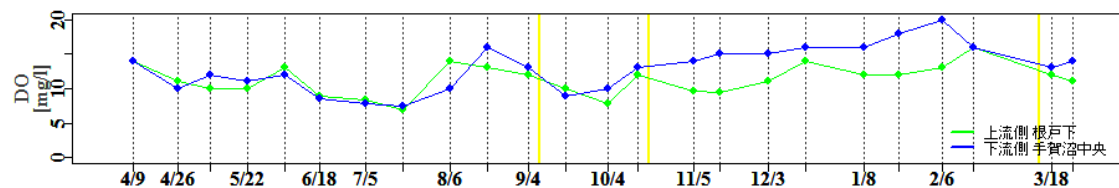
図 3-9a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の Chl.*a* 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された Chl.*a* の空間分布である。

2007/9/8 は、Chl.*a* 全体的に濃度が低く、その要因として上流付近にみられる低濃度の水柱の幅が他の観測日に比べて大きいことによると考えられる。前日の台風の影響で、Chl.*a* 濃度の低い、降雨流入水に水交換されていることが示唆される。

2007/10/19 は、全平均は最大であるが、水平・鉛直ともにその濃度分布の広がり小さかった。それに比べ 2008/3/13 は、他の日と異なり、上流側（西）で Chl.*a* の鉛直差が見られた。その分布は、上流端から特に深いところの表層を伝わるように、低濃度の部分が分布している。水温の分布で、2008/3/13 は、鉛直水温差（水温成層）が形成されていることが考えられることから、水温成層による流動変化が示唆された。

e) 溶存酸素濃度 (DO) の空間分布

図 3-10a 007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果 (DO)



結果 (DO の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 7.8 | 12 | 15.5 |
| 水平濃度差 | 4.2 | 7.6 | 10.5 |
| 鉛直濃度 | 1 | 2 | 4.2 |

図 3-10a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の DO 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された DO の空間分布である。

2007/9/8 は、全般的に他の観測日より DO が低濃度であり、やや中流付近で高くなっているものの全域でほぼ均一であった。

2007/10/19 は、水平的な濃度差が 7.6 であったが流入河川付近のごく一部であり沼内では濃度がほぼ均一であった。

2008/3/13 は、水平、鉛直ともにその濃度分布の広がりが大きく、特に中流の底層で DO が高濃度になっていた。また DO 自体も全体的に高くなっていた。千葉県公共水域定点水質調査の結果と比較すると直近の観測日である 3/18 には DO の上流・下流間の濃度差が小さくなっており、DO は Chl.a や PH などより瞬間的な状況 (日変化程度) を示すと思われる。

f) 懸濁物質（SS）および濁度の空間分布

図 3-11a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果（SS）

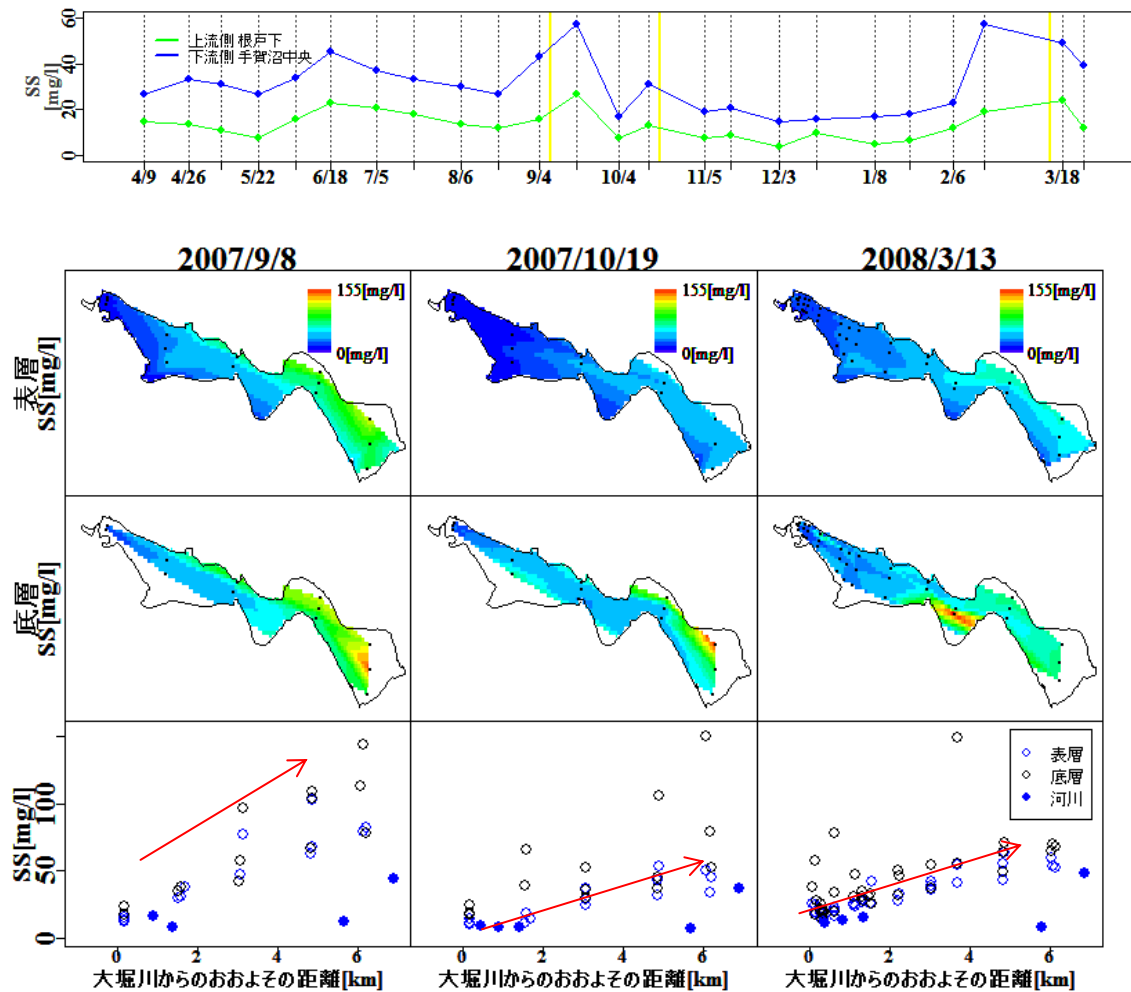


図 3-11b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果（SS の空間分布）

SS

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|-----------------|-----------|
| 全平均 | 51(60) | 33(40) | 35(37) |
| 水平濃度差 | 105(100) | 93(86) | 87(81) |
| 鉛直濃度差 | 65 | 100.2(5A)(他 17) | 108 |

濁度

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 27 | 26 | 13 |
| 水平濃度差 | 69 | 14 | 28 |
| 鉛直濃度差 | 50 | 20 | 80 |

*括弧内は沼内のみで検討した全平均，水平濃度差，鉛直濃度差の値である。

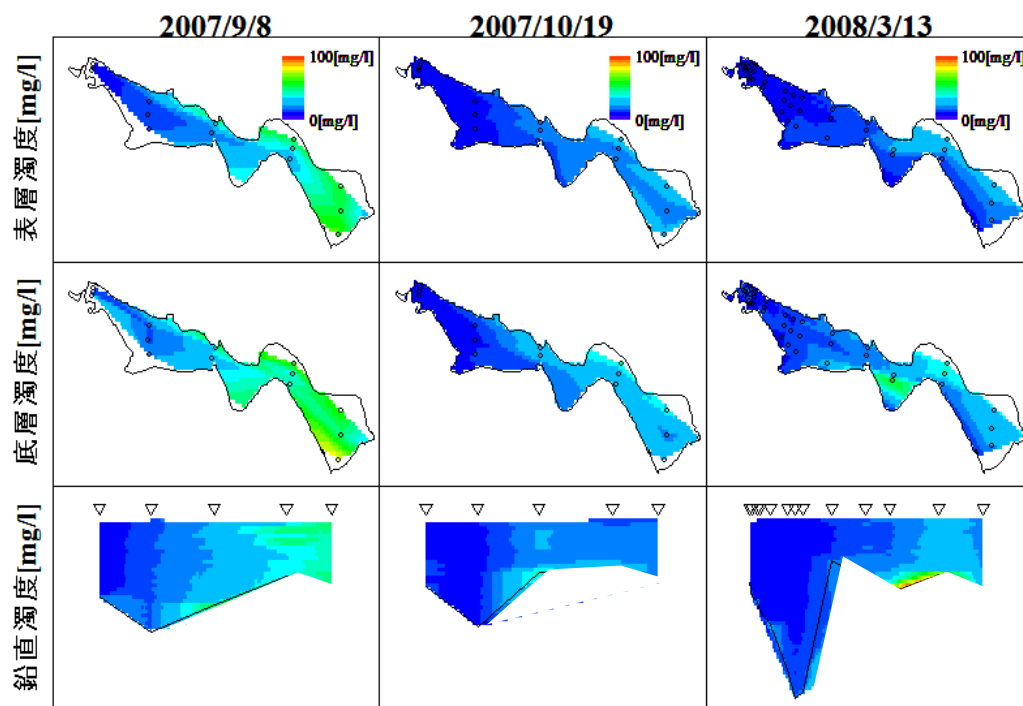


図 3-11c 手賀沼の広域 流動・水質調査結果（濁度の空間分布）

図 3-11a,b,c はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の SS 経月変化，手賀沼広域流動・水質観測で計測された SS および濁度の空間分布である。

SS および濁度は全般的に，上流から下流にすすむにつれて，高濃度になる傾向にあるが，2007/9/8 に比べ 2007/10/19，2008/3/13 の流下方向への濃度変化は小さかった。また 2007/9/8 は，鉛直濃度差は小さく，表層・底層ともに SS が高濃度であった。反対に 2007/10/19，2008/3/13 は鉛直濃度差が大きくなっていた。現場においても 2007/9/8 は水が乳白色をしており他の観測日とは水の様子が異なっていた。（観測概要 図 3-5a 参照）また流入河川が集中する上流側で SS，濁度ともに低濃度であることから観測時には，前日の台風により濁水が流入しているとは考えられなかった。

したがって 2007/9/8 の流下方向への SS および濁度の上昇は，台風時の強風による攪乱で手賀沼自体の底泥の巻きあがり起きた。もしくは台風直後に濁度の高い水が河川水とともに運び込まれ水塊となって移動しているものと推測できる。あわせて水温，Chl.a，DO の分布を検証してみると濁度や SS と同様に水柱のように分布していた。これらの水質項目は，巻き上がりによる濃度上昇とは考えにくい。したがって 2007/9/8 の流下方向への SS および濁度の上昇は，台風直後に高濁度水が流入し移流，拡散しながらも水塊となって移動してことによることが示唆された。2007/10/19 は，前述したとおり，2007/9/8 の傾向と異なり，比較的，底層で局所的に高濃度であった。2008/3/13 も，2007/9/8 の傾向と異なり，底層で局所的に高濃度になっていた。また，2007/10/19 と異なりその直上水でも高濃度になっていた。

g) 全窒素（TN）の空間分布

図 3-12a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果（TN）

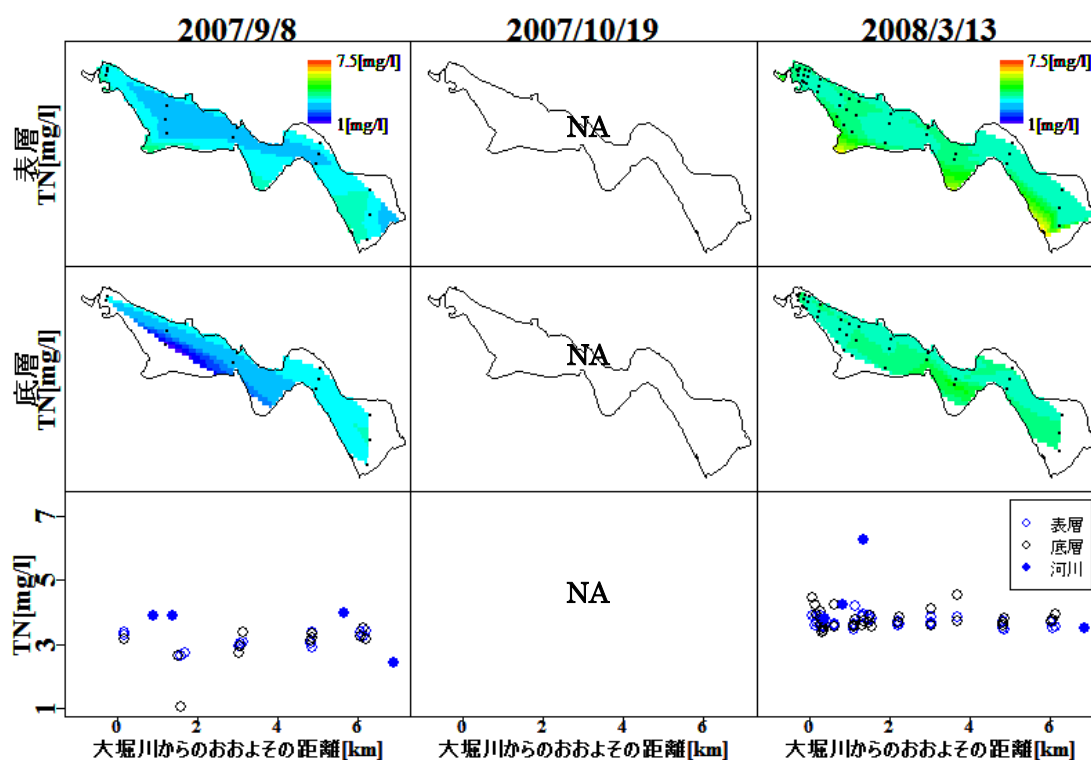
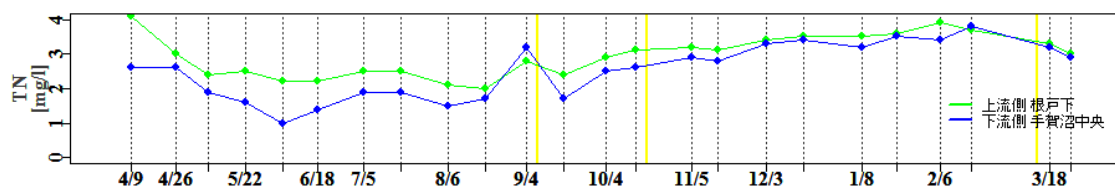


図 3-12b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果（TN の空間分布）

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 3.2(3.0) | NA | 3.9(3.7) |
| 水平濃度差 | 2.2(1.5) | NA | 3.8(0.8) |
| 鉛直濃度 | 1.6 | NA | 0.7 |

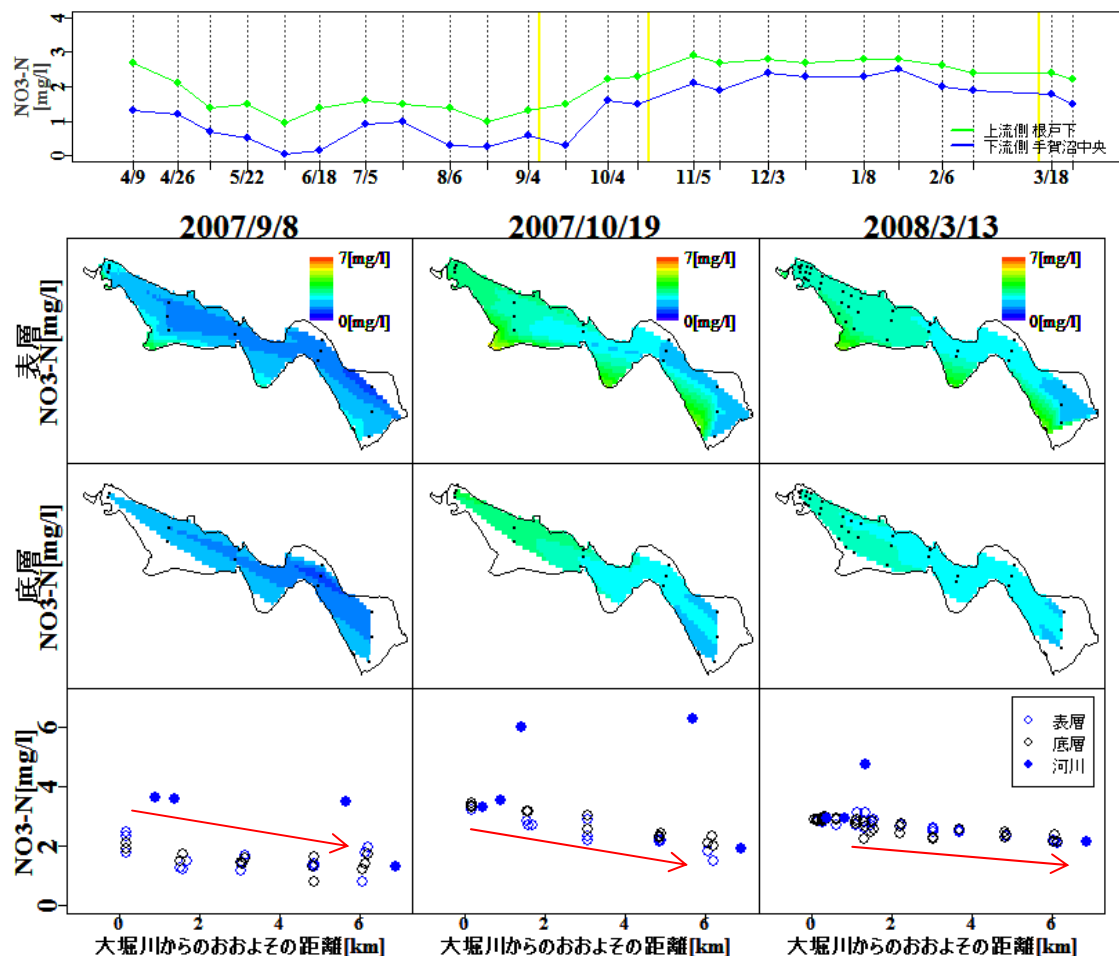
*括弧内は河川の値を含まず沼内のみの値で算出した全平均，水平濃度差，鉛直濃度差の値。

図 3-12a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の TN 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された TN の空間分布である。

2007/9/8 は、河川水との TN 濃度差があまり見られないが、2008/3/13 は、大津川、染井入落で TN が高濃度を示した。

また、TN は先の水質項目と異なり、流下方向の濃度勾配が見られない。

なお、2007/10/19 は、サンプル水の処理に不手際があったため、測定値に異常がでたため、欠測とした。

h) 硝酸態窒素 (NO₃-N) の空間分布図 3-13a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果 (NO₃-N)図 3-13b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果 (NO₃-N の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 1.9(1.6) | 3.0(2.6) | 2.8(2.7) |
| 水平濃度差 | 2.6(1.3) | 4.5(1.6) | 3.3(0.9) |
| 鉛直濃度 | 0.6 | 0.5 | 0.5 |

*括弧内は河川の値を含まず沼内のみの値で算出した全平均、水平濃度差、鉛直濃度差の値。

図 3-13a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の NO₃-N 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された NO₃-N の空間分布である。

NO₃-N は、河川水で高濃度であり、流下方向にやや減少する傾向を示していた。その減少の勾配は 2007/10/19 に大きかった。また、2007/10/19 は、大津川 5.9 [mg/l]、染井入落 6.2 [mg/l]、2008/3/13 は大津川 4.8 [mg/l]、染井入落 5.4 [mg/l] で高濃度を示していた。なお、大堀川、北千葉導水で 2～3 [mg/l] 程度である。

大津川、染井入落は、それぞれ、都市・農村型河川、農村型河川であり、このような農村型河川は、冬に NO₃-N 濃度が高くなる。(2 章 水質の変遷 流入河川の水質参照)

このような季節変化は、図 3-13a の公共水域水質調査の結果とも一致している。

i) 亜硝酸態窒素（NO₂-N）の空間分布

図 3-14a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果（NO₂-N）

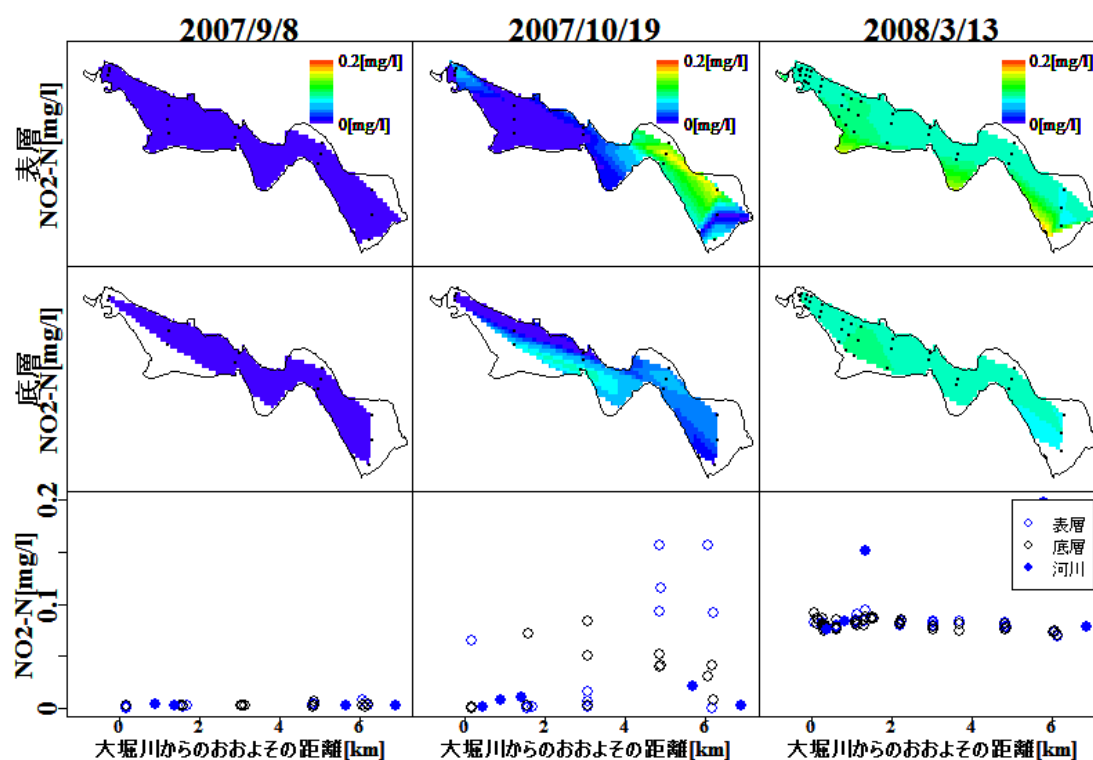
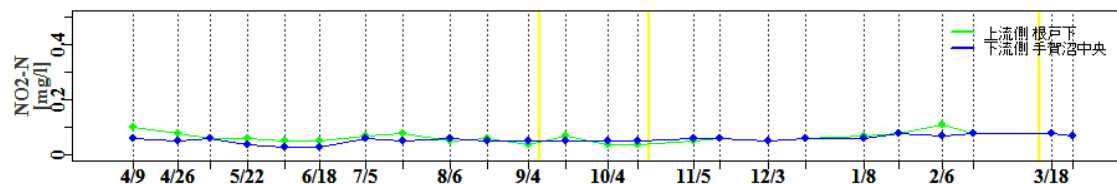


図 3-14b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果（NO₂-N の空間分布）

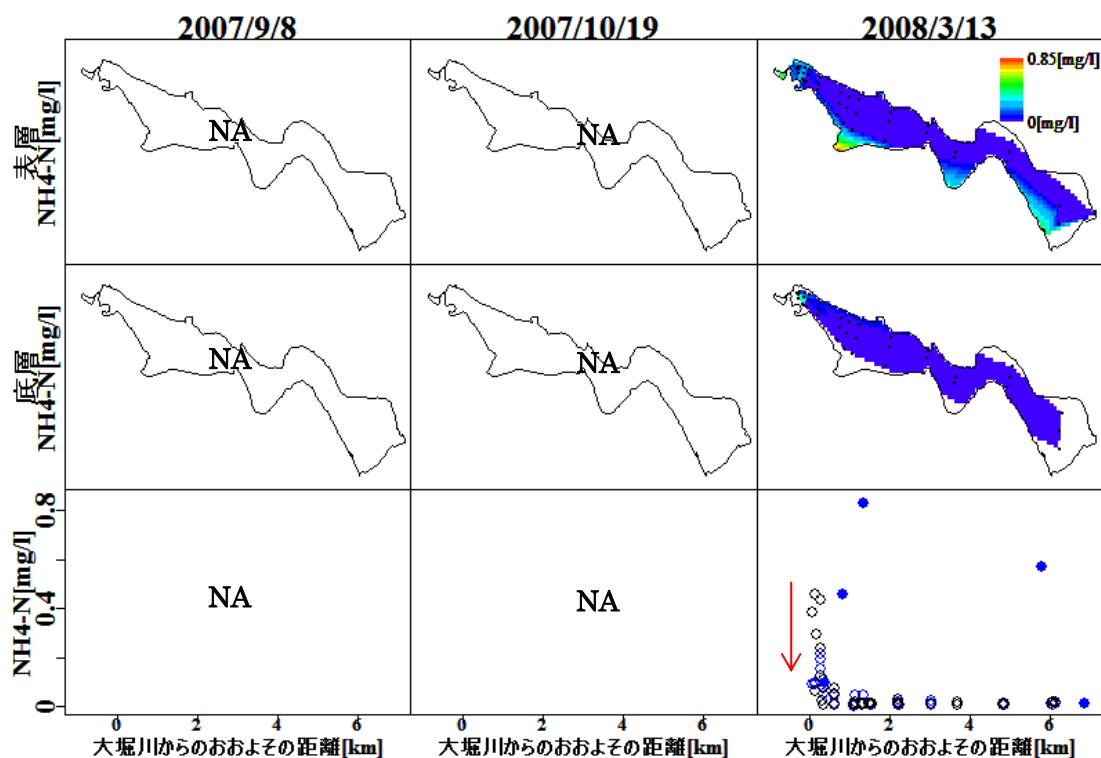
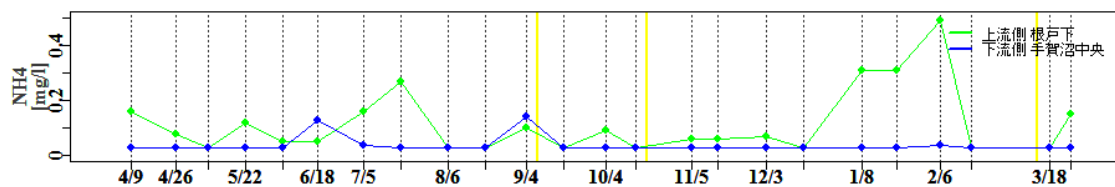
| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------------|--------------|--------------|
| 全平均 | 0.002(0.0029) | 0.03(0.037) | 0.085(0.080) |
| 水平濃度差 | 0.0043(0.0043) | 0.103(0.103) | 0.128(0.020) |
| 鉛直濃度差 | 0.0055 | 0.126 | 0.01 |

*括弧内は河川の値を含まず沼内のみの値で算出した全平均，水平濃度差，鉛直濃度差の値。

図 3-14a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の NO₂-N 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された NO₂-N の空間分布である。

NO₂-N は，2007/9/8 には，全体的にかなり低濃度であり，鉛直，水平ともに空間的な濃度分布はほとんどなかった。2007/10/19 は，局所的に，NO₂-N 濃度が高くなる個所があった。高濃度になる個所は中流では底層付近で，下流では表層であった。

2008/3/13 は，全般的に 0.1[mg/l]程度であった。また大津川 0.15[mg/l]，染井入落 0.2[mg/l]と高濃度を示した。

j) アンモニア態窒素 ($\text{NH}_4\text{-N}$) の空間分布図 3-15a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果 ($\text{NH}_4\text{-N}$)図 3-15b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果 ($\text{NH}_4\text{-N}$ の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|--------------|
| 全平均 | NA | NA | 0.097(0.057) |
| 水平濃度差 | NA | NA | 0.821(0.308) |
| 鉛直濃度差 | NA | NA | 0.057 |

*括弧内は河川の値を含まず沼内のみの値で算出した全平均、水平濃度差、鉛直濃度差の値。

図 3-15a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の $\text{NH}_4\text{-N}$ 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された $\text{NH}_4\text{-N}$ の空間分布である。

$\text{NH}_4\text{-N}$ は、サンプル水が足りなかったため、2007/9/8 および 2007/10/19 で欠測となった。

2008/3/13 の値を見ると、河川水および河口付近で高濃度を示し、沼に入ってすぐに急激な減少を示していた。

k) 懸濁態窒素 (PN)

*2007/9/8 は $\text{NH}_4\text{-N}$ が欠測しているが、 $\text{NH}_4\text{-N}$ は、沼内では微量であると判断し、 $\text{PN}=\text{TN}-(\text{NO}_3\text{-N}+\text{NO}_2\text{-N})$ で算出した。10/19 は TN が欠測のため PN も欠測となった。

図 3-16a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果 (PN)

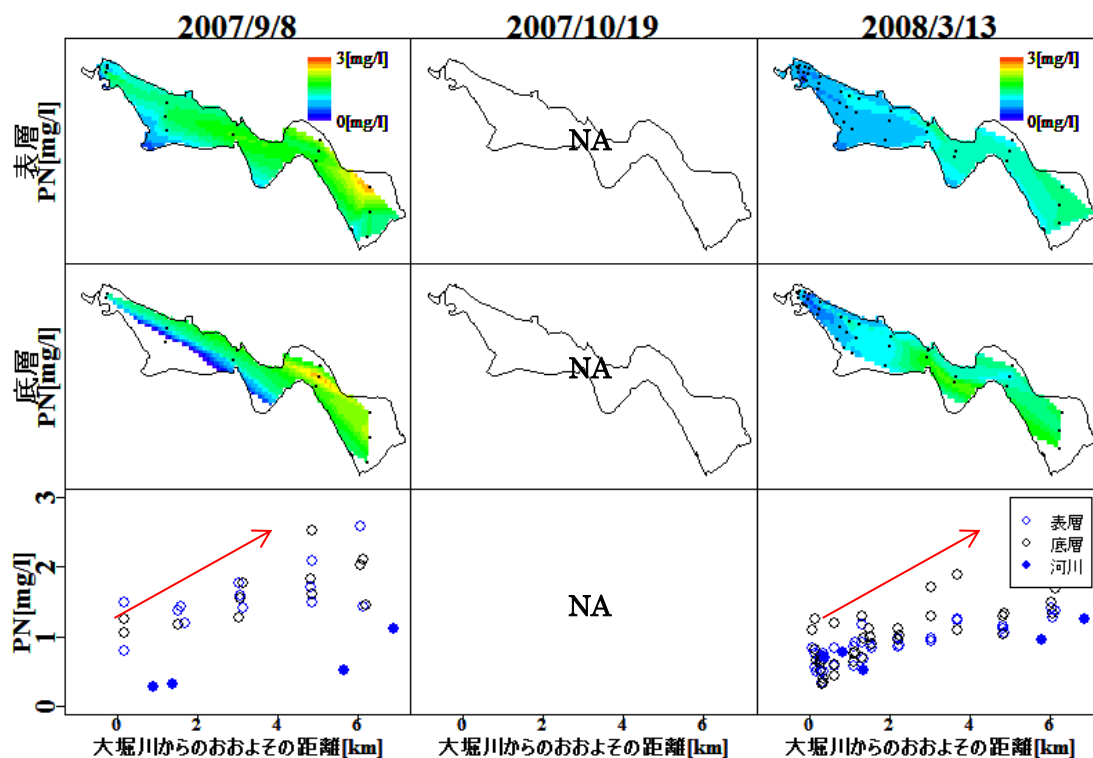
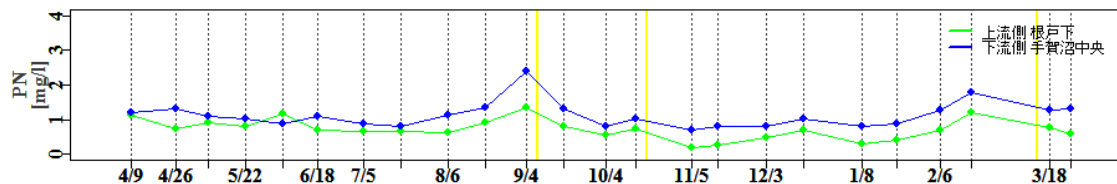


図 3-16b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果 (PN の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 1.3(1.5) | NA | 0.9(0.9) |
| 水平濃度差 | 2.0(1.9) | NA | 1.2(1.2) |
| 鉛直濃度差 | 2.1 | NA | 0.8 |

*括弧内は河川の値を含まず沼内のみの値で算出した全平均，水平濃度差，鉛直濃度差の値。

図 3-16a, b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の PN 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された PN の空間分布である。

PN は、流下方向に明らかな、増加傾向を示している。先に TN の濃度変化がほとんどみられなかったが、TN の内訳として、溶存態として流入してきた、窒素が、粒子態に変化したことが示された。これは、植物プランクトンによる同化、粒子化の影響が示唆される。また、2007/9/8 は、沼内での流下方向への SS の増加が顕著で、水温分布などから、水が塊となって移動している可能性が示唆された。これは、移動中の生物活動のみならず、場所による水塊自体の PN 濃度の違いによる傾向であるとも考えられる。

l) 全リン（TP）の空間分布

図 3-17a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果（TP）

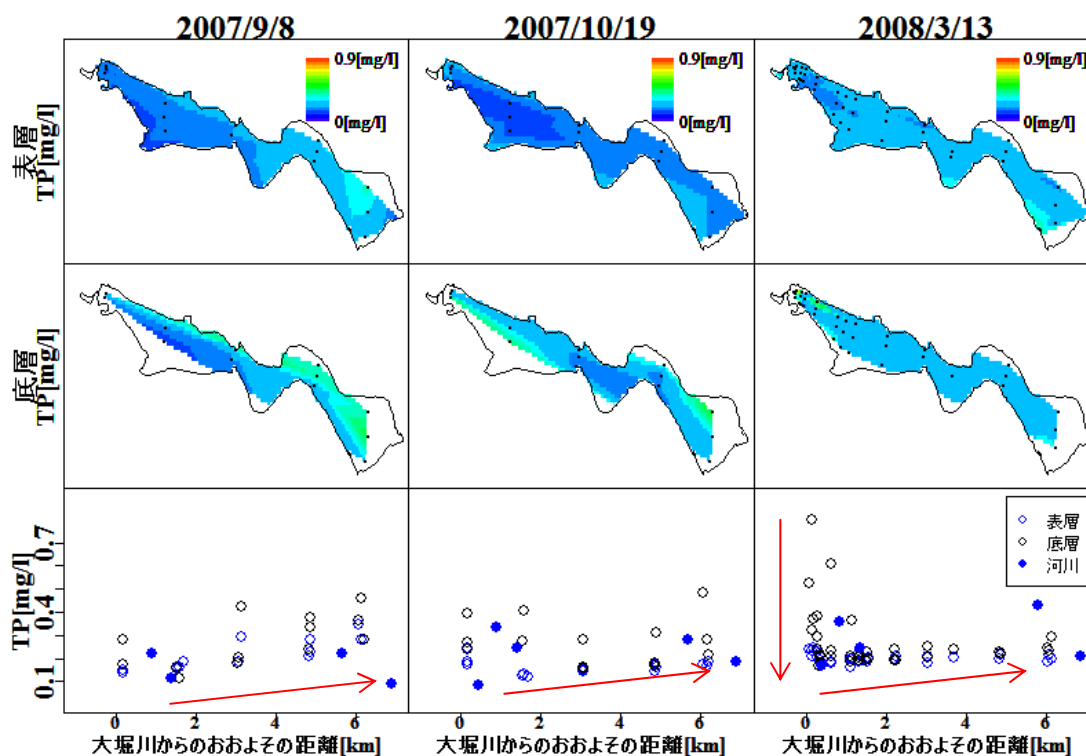
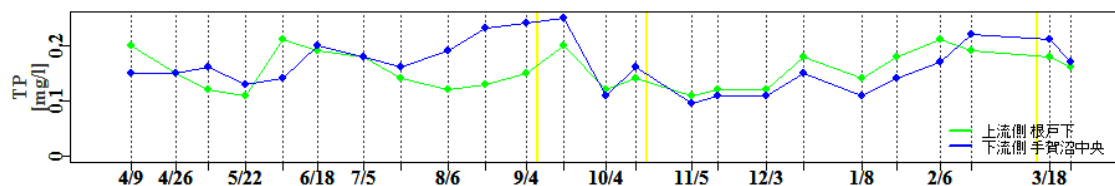


図 3-17b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果（TP の空間分布）

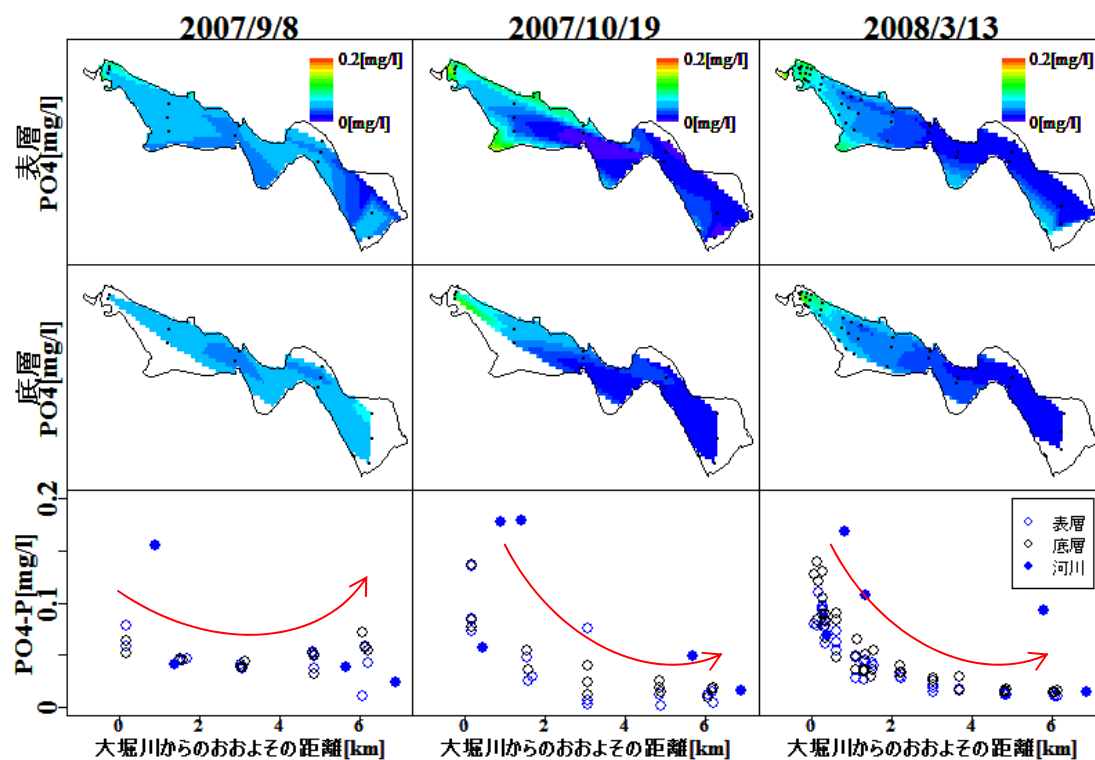
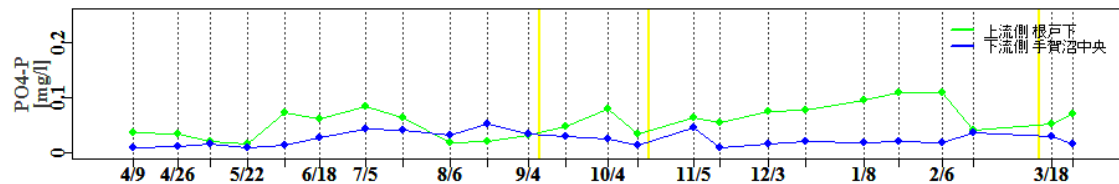
| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|------------|------------------|------------|
| 全平均 | 0.2(0.2) | 0.22(0.21) | 0.24(0.23) |
| 水平濃度差 | 0.26(0.23) | 0.25(0.21) | 0.35(0.35) |
| 鉛直濃度差 | 0.18 | 0.31(5A)(他 0.05) | 0.57 |

*括弧内は河川の値を含まず沼内のみの値で算出した全平均、水平濃度差、鉛直濃度差の値。

図 3-17a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の TP 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された TP の空間分布である。

TP は、2008/3/13 の結果で、河口付近の底層で特に高濃度になっており、その後急激な減少がみられる。この傾向は、NH₄-N の傾向に類似しているが、NH₄-N は、比較的、表層でも高濃度であった。

その後の沼内での挙動としては、2007/10/19 は、全体的に底層でやや高濃度になる傾向が見られるが、全般的には、沼内での流下方向への明らかな濃度変化はない。

m) リン酸態リン (PO₄-P) 空間分布図 3-18a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果 (PO₄-P)図 3-18b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果 (PO₄-P の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|------------|--------------|---------------|
| 全平均 | 0.05(0.05) | 0.052(0.037) | 0.056(0.051) |
| 水平濃度差 | 0.13(0.04) | 0.171(0.128) | 0.156 (0.102) |
| 鉛直濃度差 | 0.06 | 0.036 | 0.055 |

*括弧内は河川のを含まず沼内のみの値で算出した全平均、水平濃度差、鉛直濃度差の値。

図 3-13a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の PO₄-P 経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された PO₄-P の空間分布である。

PO₄-P は、2007/10/19 および 2008/3/13 では、流下方向に指数関数的に減少する傾向を示している。その減少の傾向は、NH₄-N や TP に類似しているが、NH₄-N や TP は、河口付近で急激に減少しているのに対し、PO₄-P は、比較的緩やかに減少する。また、9/8 は、その他の観測日と異なり、PO₄-P の減少傾向が見られなかった。

n) 懸濁態リン (PP)

図 3-19a 2007 年 4 月～2008 年 3 月 公共水域定点水質調査結果 (PP)

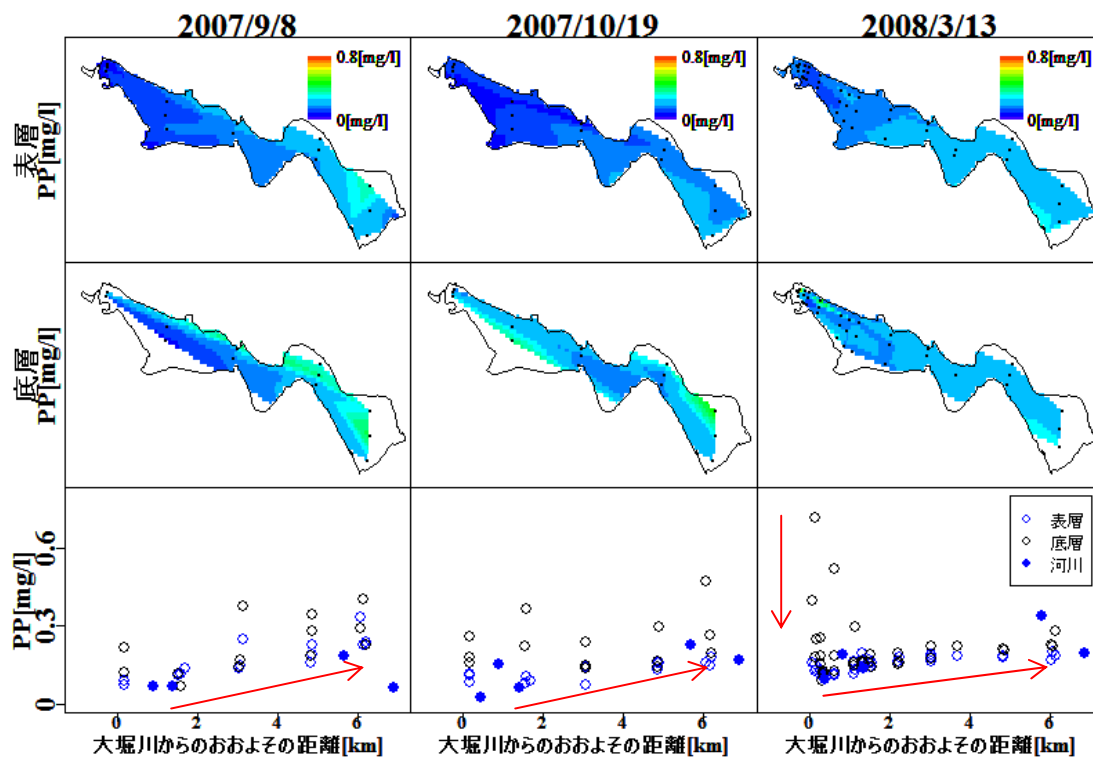
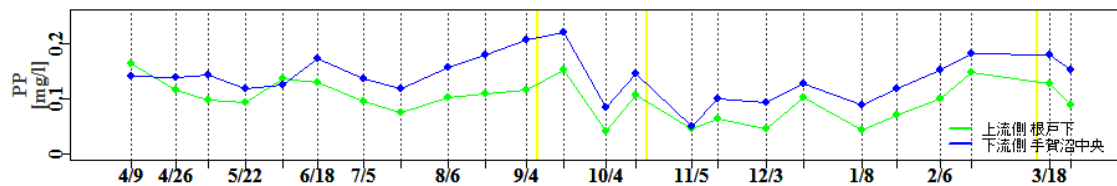


図 3-19b 手賀沼の広域 流動・水質調査結果 (PP の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|------------|------------------|------------|
| 全平均 | 0.17(0.19) | 0.16(0.17) | 0.18(0.18) |
| 水平濃度差 | 0.25(0.24) | 0.29(0.22) | 0.35(0.35) |
| 鉛直濃度差 | 0.18 | 0.31(5A)(他 0.08) | 0.56 |

*括弧内は河川の値を含まず沼内のみの値で算出した全平均、水平濃度差、鉛直濃度差の値。

図 3-19a,b はそれぞれ千葉県公共水域定点水質調査の 2007 年度の PP の経月変化および手賀沼広域流動・水質観測で計測された PP の空間分布である。

PP は、 $\text{PO}_4\text{-P}$ とは対照的に、沼内では流下方向に増加する傾向を示している。これは PN の変化の傾向と類似していた。したがって、溶存態として流入してきたリンが、粒子態に変化したことが示唆される。これは、植物プランクトンによる同化、粒子化の影響であると考えられる。しかし 2007/9/8 は、沼内での流下方向への SS の増加が顕著で、水温分布などから水が塊となって移動している可能性が示され、さらに $\text{PO}_4\text{-P}$ の減少が見られなかった。

したがって、2007/9/8 の場合生物活動の影響ではなく、場所による水塊自体の PP 濃度の違いによる傾向であると考えられた。

さらに 2008/3/13 の結果では、河口付近の底層で PP が高濃度であった。河口では、TP、 $\text{PO}_4\text{-P}$ 、PP の全てが高濃度であったことが分かる。その後、TP、PP が急激に減少していることから、河口付近では、2008/3/13 の状態では、粒子態リンが沈降蓄積されると考えられる。2007/9/8 および 2007/10/19 の結果からは、このような急激な懸濁態リンの減少が見られないことから、懸濁物質の沈降特性になんらかの違いがあったことが示唆される。

o) 溶存態シリカ ($\text{SiO}_2\text{-Si}$) の空間分布

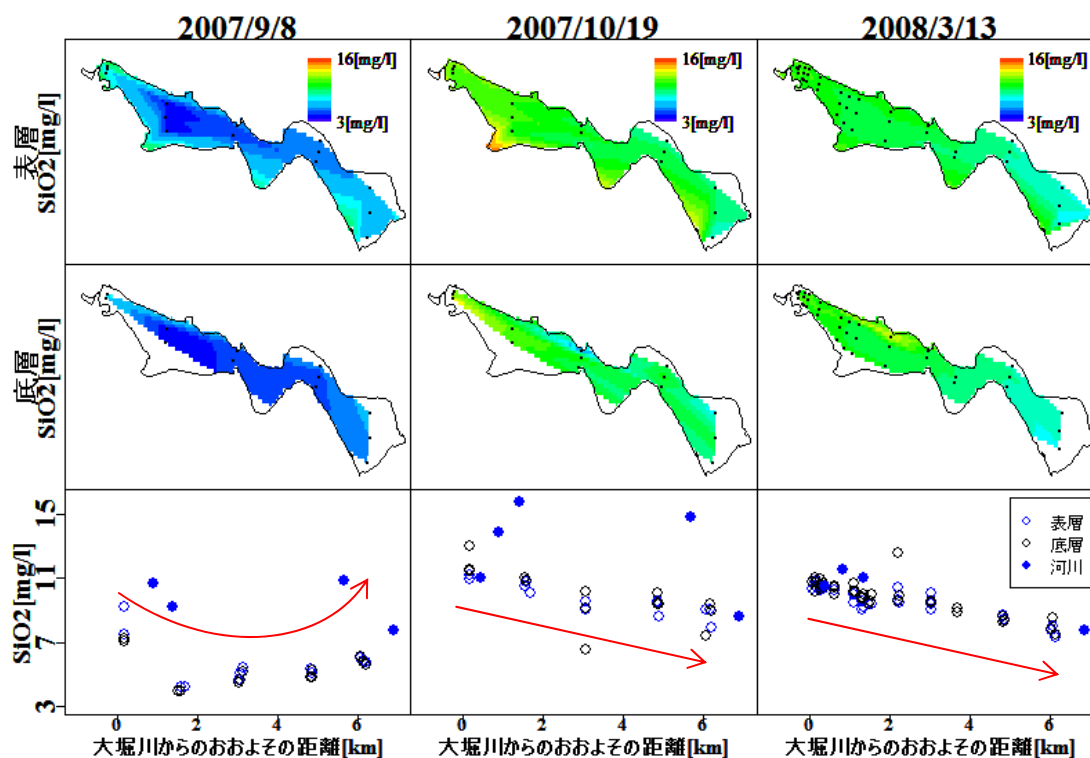


図 3-20a 手賀沼の広域 流動・水質調査結果 ($\text{SiO}_2\text{-Si}$ の空間分布)

| | 2007/9/8 | 2007/10/19 | 2008/3/13 |
|-------|----------|------------|-----------|
| 全平均 | 6.4(5.6) | 10.6(9.8) | 9.8(9.7) |
| 水平濃度差 | 6.9(5.3) | 7.7(3.9) | 4.5(4.1) |
| 鉛直濃度差 | 0.5 | 3.0 | 2.2 |

*括弧内は河川の値を含まず沼内のみの値で算出した全平均、水平濃度差、鉛直濃度差の値。

2007/9/8 および 2007/10/19 は、流入河川の $\text{SiO}_2\text{-Si}$ 濃度が比較的高くなっていた。また 2007/10/19、2008/3/13 は流下方向に明らかな減少傾向を示していた。

また 2007/9/8 には、その傾向が見られず、 SiO_2 の分布は、同日の $\text{PO}_4\text{-P}$ の分布に類似していた。このように 2007/9/8 は流下方向への粒子態物質 (SS, PN, PP, TP) の増加傾向がみられたが、 SiO_2 および $\text{PO}_4\text{-P}$ の減少を伴っておらず、2007/10/19、2008/3/13 と状況が異なっている。したがって 2007/9/8 の場合、流下方向の水質変化は、沼内での生物活動の影響ではなく水質の異なる水塊の流下に伴う、水質の不均一性によることが示唆された。

3.4 広域流動・水質観測のまとめ

2007年9月8日、2007年10月19日、2008年3月13日の3日間に、手賀沼全体およびその流入・流出河川を対象に、水質、流速測定を行った。

観測を行った3日間の気象は、それぞれ特徴的であり、2007/9/8は、台風通過直後、2007/10/19は曇りで東北東の風が連吹し風速の時間平均は2~3[m]程度であった。2008/3/13午前中は北西よりの風で風速は約1[m/s]、午後から南東風に変わり、風速の時間平均は2~3[m]であった。また、2008/3/13は、日中の気温上昇幅が約11[°C]で、他の観測日(約7[°C])より気温の上昇が大きかった。

2007/9/8の水質の空間分布を検証してみると、水温、Chl.a、DOなどの分布が、鉛直方向に類似し、水平方向に広がりがあり、水柱状に水が移動していることが示唆された。

また、栄養塩類の分布を検証してみると、PNやPPなどの粒子態の栄養塩類が、流下方向に増加する傾向を示し、その増加は、SSの増加に対応していた。しかし、2007/10/19、2008/3/13と異なり、PO₄-P、SiO₂-Siなどの溶存態栄養塩の減少傾向が小さかった。(図3-20 SSとPO₄-PおよびPPの相関図)

したがって、2007/9/8の流下方向への粒子態栄養塩の増加は、植物プランクトンの同化による粒子化というよりは、底泥の巻き上げもしくは、降雨流入水による濁水の流入およびその移動によるものであることが示唆された。

また、観測時の河川流入水のSSおよび濁度は低濃度であり、河川からの濁流の供給はみられなかった。

しかし、水温、Chl.a、DOなどの分布も水柱状に鉛直方向に類似した分布になっており、さらに、水温、DOは中流付近に比較的、高濃度の水が存在していた。SS濃度の流下方向への増加が巻きあがりの影響であるとする、このような水質項目が同時に上昇するとは考えにくく、SSや濁度が高く、沼の水と性質の異なる水塊が、河川流入水により運びこまれたと考える方が自然である。

以上のことから、出水時は、沼の水と性質の異なる水が供給されることが分かった。さらに、降雨流入水として供給される水の水質は、時間経過とともに変化することが示唆された。これは、出水の規模によっては、降雨初期の高濃度の懸濁物質や栄養塩類を含んだ水が沼の中に留まったり、排出されたりすると考えられ、出水後の水質変化にも大きな影響を与えると言える。

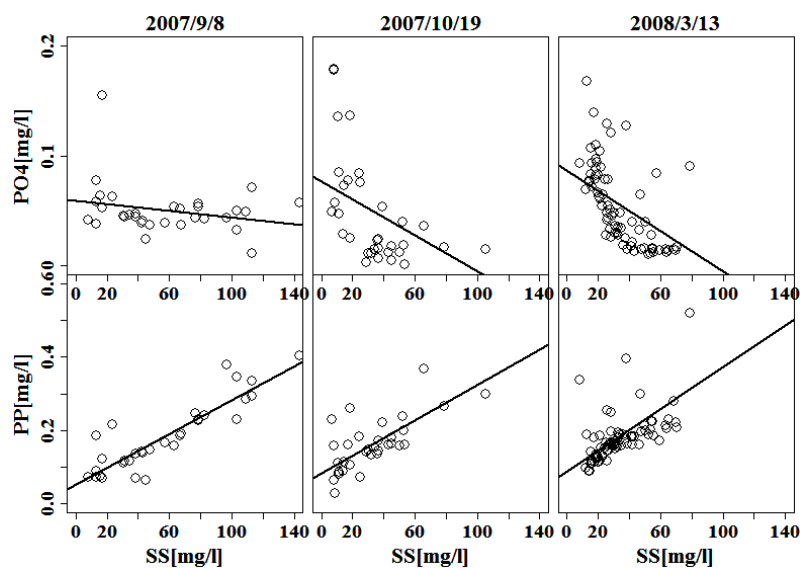


図 3-21 SS と PO₄-P および PP の相関図

2007/10/19 および 2008/3/13 は、PH の分布や溶存栄養塩類 ($\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{PO}_4\text{-P}$, SiO_2) が流下方向に減少し、逆に懸濁態栄養塩類 (PP) が上昇する傾向が一致していた。

このような流下方向への栄養塩の変化の傾向に加え、植物プランクトンの現存量の指標である Chl.a も流下方向へ増加の傾向を示していた。したがって、水が沼を流下する間に、溶存態栄養塩が植物プランクトンにより同化、粒子化されていることが示された。

また、2008/3/13 と 2007/10/19 の Chl.a の濃度差の広がり注目してみると、2007/10/19 は流下方向への濃度変化が見られるが、鉛直方向には比較的水質が均一であった。それに対し、2008/3/13 は水温や Chl.a などの水質項目で流下方向への濃度変化に加え、鉛直方向へも水質が不均一に分布することが分かった。

また、同じく植物プランクトンの光合成量の指標となる、DO の分布に注目してみると、2007/10/19 は全平均が 12[mg/l]で、水平方向の濃度差が約 7.2[mg/l]であったが、空間分布をみると、河口のごく局所的な部分で DO が低濃な個所があるが、沼内は、ほぼ均一な濃度分布であった。鉛直方向への濃度差は 2[mg/l]であった。

それに対し、2008/3/13 は、全平均が 15.5[mg/l]と高濃度であり、さらに、水平方向の濃度差が約 10[mg/l]、鉛直方向への濃度差が約 4[mg/l]と水平、鉛直双方に濃度の空間分布が大きくなっていた。

これらの水質分布の違いについて、観測日の気象条件を考えてみると、両日ともに風速が 2~3[m/s]であったが、風向が 2007/10/19 東北東、2008/3/13 南東と異なっていた。現地の様子からも 2007/10/19 は波が立っていたのに対し、2008/3/13 は水面が穏やかであった。

(図 3-5b,c) また 2008/3/13 は日中の気温上昇幅が 11[°C]と他の観測日 (7[°C]) より大きく、水温分布から水温成層の形成が示唆された。(鉛直の水温差が約 3[°C]) 他の観測日の鉛直水温差は 1[°C]程度であった。

これらの気象条件の違いが水質分布に与える影響については、さらに観測データを蓄積し各気象条件との対応を詳細に検証する必要がある。

以上、手賀沼における広域流動・水質観測によって得られた水質の分布を検証することにより、手賀沼の水質は水の流下方向への変化が大きいことが分かった。またその水質変化は、2007/9/8 に見られたように異なった水質の水塊が移流・拡散されながら沼を流下することによる水質変化と水が流下する間の植物プランクトンの増殖による水質変化があることが分かった。

また、手賀沼の水質分布の特性から手賀沼の水質変化を理解するためには、水質の時系列変化と流下方向への空間的变化の双方を捉える必要があると考えられた。

そこで、手賀沼の流下方向に観測地点を設け水質の連続観測を行い、水質の時系列および空間的变化を総合的に捉える。

参考文献

ワイエスアイ・ナノテック株式会社 HP
<http://www.nanotech.co.jp/Products/sontek/flow-outline.html>
株式会社エス・イー・エイ HP
http://www.seanet.co.jp/products/products01_01EX.html
JFE アレック 株式会社 HP
<http://www.jfe-alec.co.jp/>
Hack Japan HP
<http://www.hach.co.jp/hachweb/index.php/archives/19>
ビーエルテック株式会社 HP
<http://www.bltec-online.com/>

第4章 手賀沼における定点水位・水質連続観測

4.1 研究概要

第2章では、手賀沼の水質の変遷を考察し、水の移動の時間スケールとその水中での生物活動の時間スケールの関係において、手賀沼での水質分布が変化することが分かった。

また、その水質分布の変化は、手賀沼での栄養塩類をめぐる物質収支が変化していることを示していた。

また、水の移動と水質変化の関係を具体的に捉えるために、気象条件の異なる日に手賀沼およびその流入・流出河川を対象に、広域な流動・水質調査を行い、手賀沼の水質が流下方向へ変化することが示された。（第3章）さらに、その変化は、流入水の水質が移流・拡散されながらも、維持されることによる水質変化と、水が流下する間の植物プランクトンの増殖などの生物活動の結果として現れる水質の変化があることが分かった。

このような、手賀沼の水質分布の特性は、手賀沼の水が基本的に、上流から下流に流れていることを示していた。そこで、手賀沼における水質変化を理解するためには、水質の時系列変化と流下方向への空間的変化の双方を捉える必要があると考えられた。

以上のことから、手賀沼の流下方向の水質変化を捉えるために、沼の流下方向に3地点の観測地点を設け、水位・水質の連続観測を行った。

本章では、水位・水質連続観測の観測概要および観測結果を整理する。また、観測された現象については、第5章において出水後の短期水質変動、第6章において出水後の長期水質変動として現象を分け詳細を考察する。

4.2 観測概要（水位および水質の連続観測）

2008年3月28日～7月22日, 2008年8月13日～10月13日の期間に手賀沼内3地点(以下, 上流地点, 中流地点, 下流地点)に水位計, DO計, 濁度・クロロフィル計を設置し連続計測を行った。測器の設置地点を図4-1に示す。

なお, 上流および下流地点は千葉県公共用水域水質測定地点に登録されている地点と同地点である。(登録地点名はそれぞれ根戸下, 手賀沼中央) これらの地点では, 毎月2回の水質検査が行われていることから, 手賀沼の経年水質変化と今回の観測結果を比較し議論することが可能になる。

用いた装置およびその計測設定は以下の通りである。

| | |
|---------------|--|
| 水位計 | : Onset 製 U20-001-01 water level (計測間隔 15 分) |
| DO 計 | : Alec 電子製 COMPACT-DOW (計測間隔 15 分, 10 回計測) |
| 濁度・クロロフィル計 | : Alec 電子製 COMPACT-CKU (計測間隔 15 分, 10 回計測) |
| * 全ての測器は水温を計測 | |

測器は各地点それぞれ, 2008年3月28日時点の水面より40cmの深さにDO計, 濁度・クロロフィル計を, 底面に水位計を設置した。加えて, 上流地点は水深が他の2地点より深いことから鉛直分布を捉えるため, 底面から40cmにもDO計を設置した。測器の設置位置は固定であるため, 測器の水面からの距離は, 水深により変化することになる。(図4-2a,b,c 設置の状況, 図4-3a,b 設置イメージ)

2008年3月28日時点の水深はそれぞれ, 上流地点: 2.23m, 中流地点: 1.38m, 下流地点: 1.51mであった。計測された水深変化から測器の設置位置は2008年3月からの計測期間で上流: 2.23~2.64 (約40cm), 中流: 1.38~1.76 (約40cm), 下流: 1.5~1.87 (約40cm) の範囲で変化したことが確認できた。なお, 全ての測器は水温を記録しているため, 全3地点の表層, 底層の水温の時系列変化が測定されたことになる。



図 4-2a 設置した機器

DO計 (左) 濁度・クロロフィル計 (中央)
水位計 (右)



図 4-2b 設置の様子



図 4-2c 設置の様子

観測地点

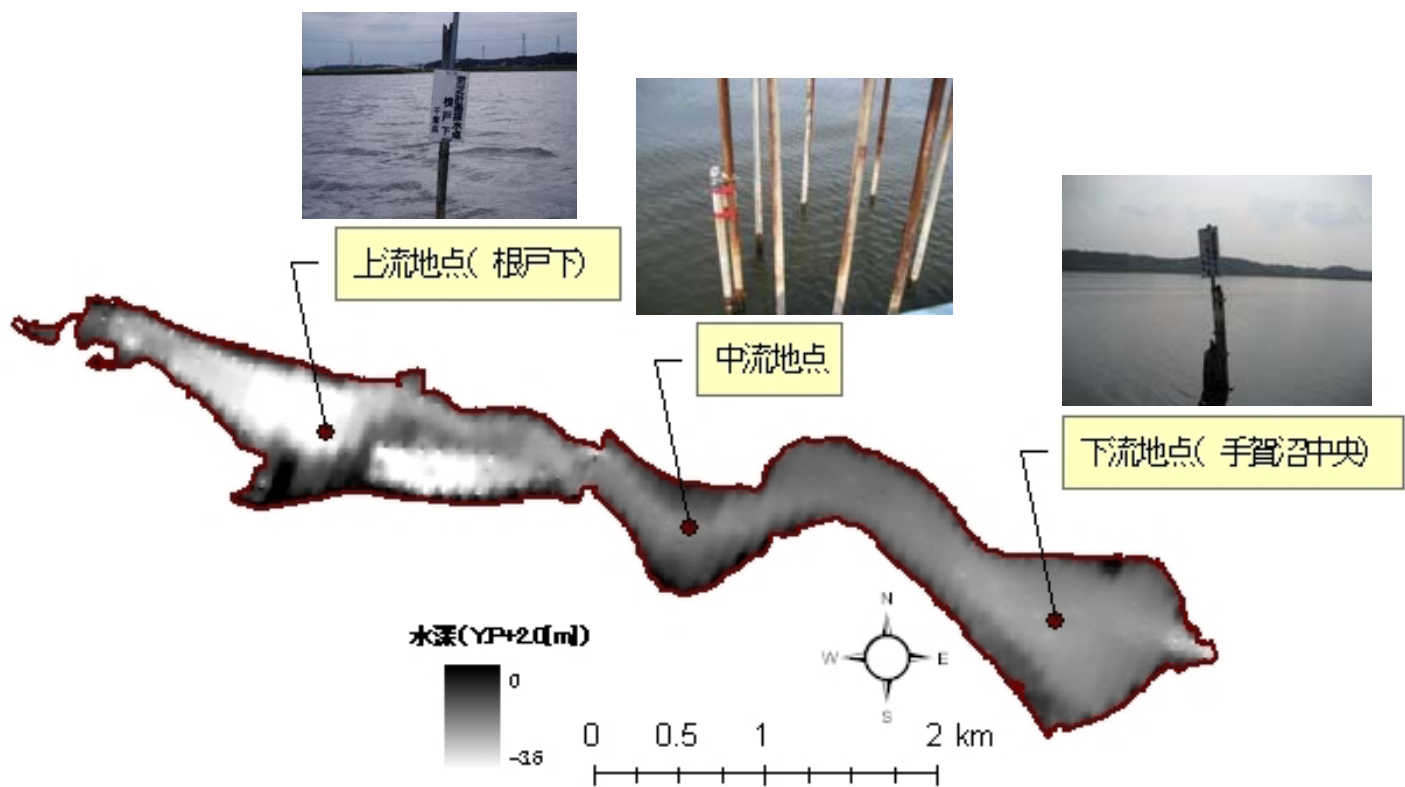


図 4-1 水位・水質計設置地点

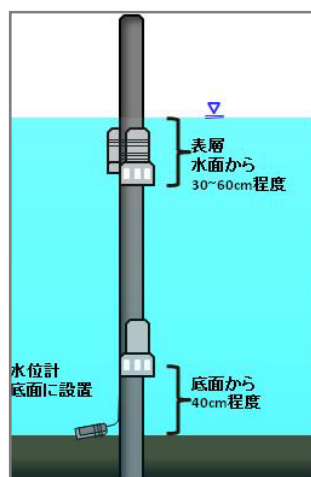


図 4-3a 上流地点 測器設置イメージ

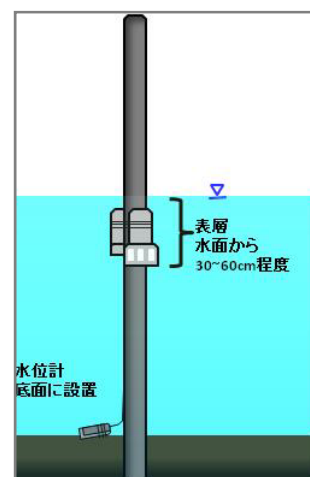


図 4-3b 中・下流地点 測器設置イメージ

4.3 水位・水質連続観測の結果

a) 水位の観測結果

図 4-4 は、連続観測された上・中・下流地点の水深および手賀沼からの流出地点である曙橋の水位の時系列変化である。

曙橋の水位に注目すると、第 1 回の観測期間(2008 年 3 月 28 日～2008 年 7 月 22 日)は、灌漑期の管理水位 Y.P 2.2[m]、第 2 回の観測期間 (2008 年 8 月 19 日～2008 年 10 月 14 日)は、非灌漑期の管理水位 Y.P 1.8[m]で水位調整されていたことが分かる。また、大きな出水前後は、水位が下げられている。赤の矢印で示した時は、日累計降雨量が 40mm 以上見られた日である。

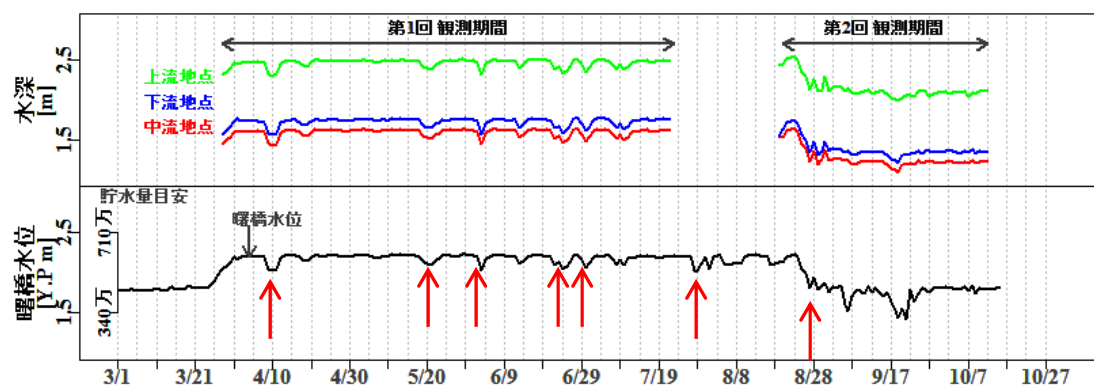


図 4-4 水深および水位の時系列変化（日平均）

b) 水温の観測結果

図 4-5 は、連続観測された上・中・下流地点の水温の時系列変化である。

水温は各地点の表層に設置した DO 計（水面から約 40[cm]）および底層（0cm）に設置した水位計により計測した。

図中の赤線は表層で観測された水温、青線は底層で観測された水温を表し、ピンクで塗り潰された部分は、表層と底層の水温の差を表している。

水温の季節変化に注目すると、第 1 回の観測期間（2008 年 3 月 28 日～2008 年 7 月 22 日）は、春から夏への季節が移り変わっていく時期であり、熱収支の観点からは、受熱期であったと言える。

第 2 回の観測期間（2008 年 8 月 19 日～2008 年 10 月 14 日）は、水温が次第に低下し始めていることから、放熱期に転換した時期であったと考えられる。

上層と下層の水温差に注目すると、第 1 回観測期間は徐々にその水温差が大きくなっていくことが分かり、受熱期のピークに向かい、鉛直水温成層が形成されていったことが分かる。また、水温成層の形成は、上流＞中流＞下流で大きくなっており、各地点に場の特性があることが伺える。

第 1 回観測期間で上流地点の水深は、2.23～2.64[m]、中流地点の水深は、1.38～1.76[m]、下流の水深は 1.5～1.87[m]であった。

ここで特徴的なのは、上流地点は水深が他の 2 地点より深いことから、水の鉛直混合がされにくく、水温成層が形成されやすいと思われるが、中流地点は、下流地点より水深が浅く、風などの攪乱を受けやすいと考えられる。しかし、観測された水温は、下流地点より中流地点で水温成層が形成されやすいことを示す結果であった。

さらに、水温成層形成の日変化を見てみると、中・下流地点は日中に水温成層の形成（日成層）が見られるものの、夜間には、解消されている。上流地点は、夜間にも水温成層が解消されない場合があり、中・下流地点より安定な水温成層が形成されている。

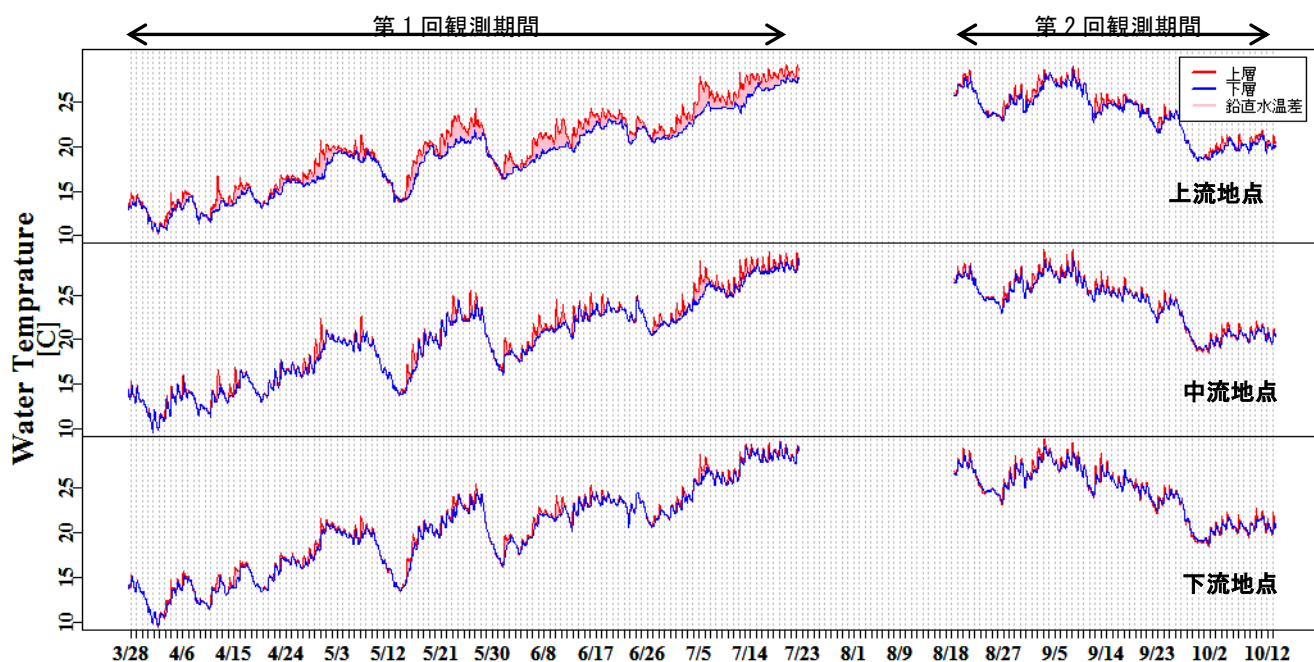


図 4-5 水温の時系列変化（時間平均）

c) クロロフィル a の観測結果

図 4-6 は、連続観測された上・中・下流地点のクロロフィル a（以下、Chl.a）の時系列変化である。

Chl.a は各地点の表層（水面から約 40[cm]）に濁度・クロロフィル計を設置し連続観測を行った。

その季節的な傾向に注目してみると、第 1 回の観測期間（2008 年 3 月 28 日～2008 年 7 月 22 日）は、上流地点は横ばい、中流地点はやや減少傾向、下流地点は明らかな減少傾向を示している。また、時折全ての地点でその濃度が大きく減少するところが見られた。また観測開始時は、沼の Chl.a の濃度勾配は上流<中流<下流であったが、下流地点で Chl.a が低下したため上流・下流間の Chl.a の濃度差は 7 月時点ではほぼ解消されている。

第 2 回の観測期間（2008 年 8 月 19 日～2008 年 10 月 14 日）は、上・中流地点は横ばい、下流地点はやや減少傾向を示している。

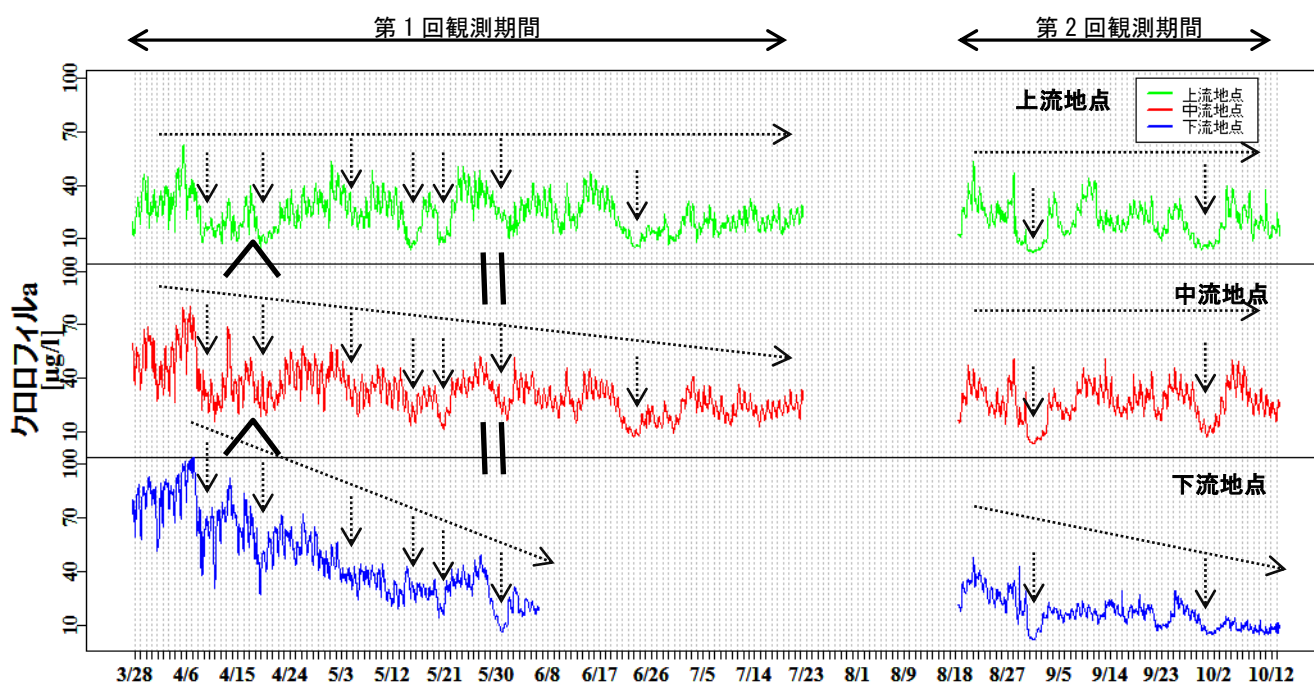


図 4-6 Chl.a の時系列変化（時間平均）

d) 溶存酸素濃度（DO）の観測結果

図 4-7 は、連続観測された上・中・下流地点の溶存酸素濃度（以下、DO）の時系列変化である。

DO は、上流地点のみ表層（水面から約 40[cm]）と底層（沼底から約 20[cm]）に DO 計を設置し、中流・下流地点は、表層のみ観測した。

上流地点の図中の薄い緑線は表層で観測された値を示し、濃い緑線は底層で観測された値を示している。また、黄色で塗り潰された部分は、表層と底層の DO の差を表している。

DO の季節変化に注目すると、第 1 回の観測期間（2008 年 3 月 28 日～2008 年 7 月 22 日）は全体的に減少傾向を示し、特に上流地点の底層でその減少の勾配が大きくなっていた。また、DO は植物プランクトンの光合成によりその濃度が上昇すると考えられるが、その日上昇幅は、上流＞中流＞下流で大きくなっている。

第 2 回の観測期間（2008 年 8 月 19 日～2008 年 10 月 14 日）は、反対に上昇傾向を示していた。このような DO の季節変化は、水温と反対の傾向であった。DO の日上昇幅は中流で大きくなっていた。

また、Chl.a の変化同様に、時折全ての地点でその濃度が大きく減少する傾向があり、Chl.a の減少とほぼ同時点であった。

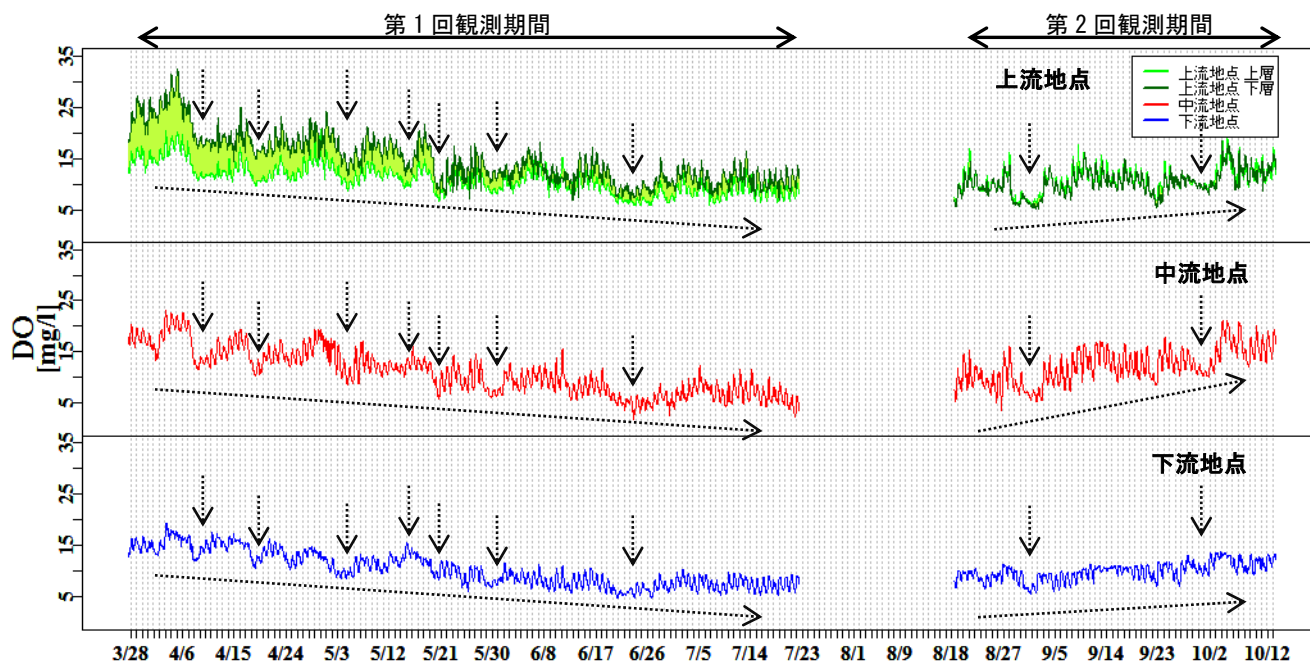


図 4-7 DO の時系列変化（時間平均）

e) 濁度の観測結果

図 4-8 は、連続観測された上・中・下流地点の濁度の時系列変化である。
濁度は各地点の表層（水面から約 40[cm]）で連続観測を行った。

その季節的な傾向に注目してみると 5 月以降で、中・下流で濁度が高くなる傾向が見られる。また、時折、上・中・下流の全地点での濁度上昇が観測された。

また、濁度は上流<中流<下流の順番で高濃度になる傾向があり、特に下流側では長期にわたり、高濁度が続く現象が確認された（約 1 週間）。

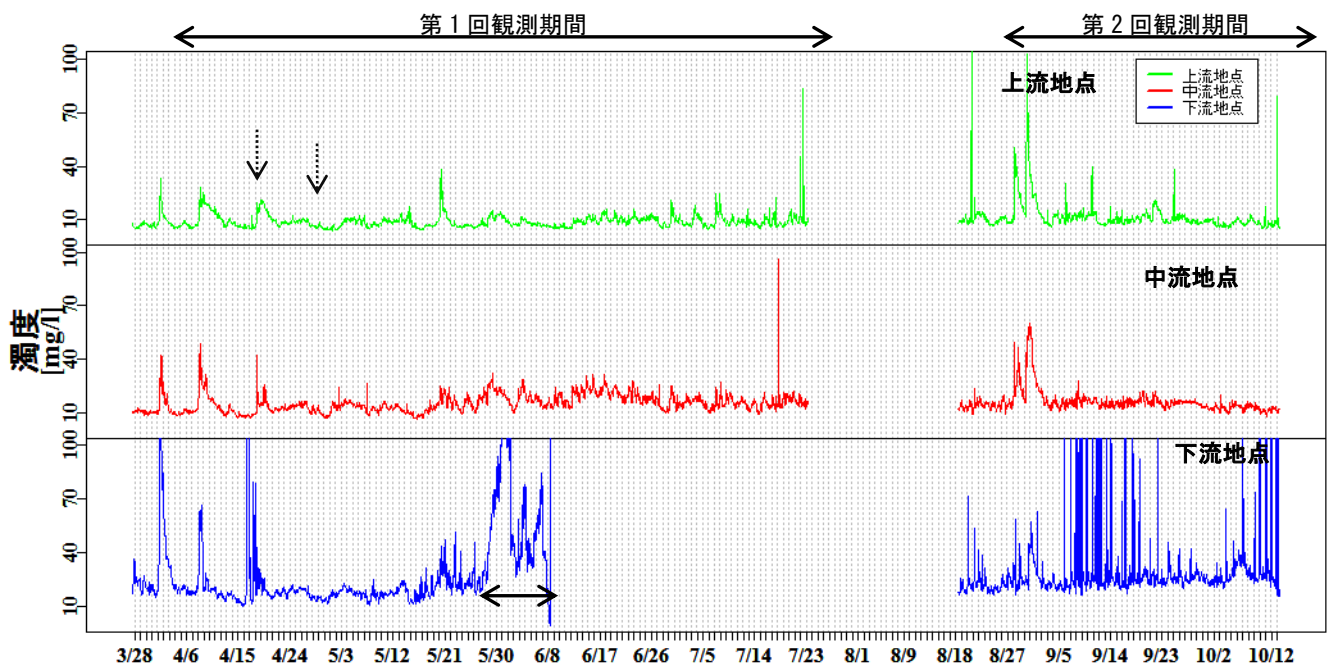


図 4-8 濁度の時系列変化（時間平均）

4.4 手賀沼における定点水位・水質連続観測まとめ

手賀沼の流下方向の水質変化を捉えるために、沼の流下方向に3地点の観測地点を設け、水位・水質の連続観測を行った。

観測された水温の時系列変化から上流側で他の地点より安定的な水温成層が形成されることが分かった。中流・下流地点は日成層が形成されるが夜間には解消されていた。また、下流は中流よりも水深があるにも関わらず、中流の方が日成層が形成されやすいことが分かった。これは、上流・中流・下流地点が違った水の混合特性をもつことを示唆している。

また、Chl.*a* や DO は第1回の観測期間（2008年3月28日～2008年7月22日）において濃度低下が顕著に見られた。特に下流地点で Chl.*a* の低下が大きく、その結果、上流、中流、下流地点の Chl.*a* の水平分布の広がりが小さくなっていた。

以上のように本章では、水位・水質連続観測の観測概要および観測結果をまとめた。観測された現象については、第5章において出水後の短期水質変動、第6章において出水後の長期水質変動として現象を分け詳細を考察する。

第5章 出水後の短期水質変動

5.1 研究概要

第2章では、手賀沼の水質の変遷を考察し、水の移動の時間スケールとその水中での生物活動の時間スケールの関係において、手賀沼での水質分布が変化することが分かった。

また、その水質分布の変化は、手賀沼での栄養塩類をめぐる物質収支が変化していることを示していた。

第3章では、水の移動と水質変化の関係を具体的に捉えるために、気象条件の異なる日に手賀沼およびその流入・流出河川を対象に、広域な流動・水質調査を行い、手賀沼の水質が流下方向へ変化することが示された。さらにその水質変化は異なった水質の水塊が移流・拡散されながら沼を流下することによる水質変化と水が流下する間の植物プランクトンの増殖による水質変化があることが分かった。

このような手賀沼の水質分布の特性は、手賀沼の水が基本的に上流から下流に流れていることを示していた。

したがって手賀沼における水質変化を理解するためには、水質の時系列変化と流下方向への空間的変化の双方を捉える必要があると考えられた。

そこで、手賀沼の流下方向に観測地点を設け、水位・水質の連続観測を行った。(第4章)

一方このように手賀沼で水質変化が流下方向に顕著な要因として、その地形特性が挙げられる。その形状は東西に細長く、全長は約7[km]、幅は約0.3~1[km]程度である。主な流入河川は上流側(西側)に位置し、流出河川は下流端の手賀川のみである。(図5-1 手賀沼の流入・流出河川の位置)

このような、細長く河川のような形状と、流入・流出河川の位置から、流入してきた水が上流から下流に流下する傾向が強まると言える。

一般に湖沼での水交換は、流入してきた水が滞留水と完全に入れ替わるというわけではなく、流入水が滞留水と混合しながら排出されていくと考えられる。¹⁾

しかし前述したとおり、その地形特性から手賀沼では水が上流から下流へ流下する傾向が強く、下流から上流へ水が逆流し沼の水が全体的に混合されるとは考えにくい。

すなわち手賀沼の場合、沼に滞留しながら下流に流れついていた水が下流端から排出されるため滞留水がより多く排出される。加えて、流入水は上流から主に流入するため、より多くの流入水が残留すると考えられた。したがってある程度の出水があれば、滞留水の希釈や交換の影響が沼の水質そのものや滞留している間の水質変化に大きく影響してくると思われる。

第3章の手賀沼における広域流動・水質観測においても、2007/9/8の台風直後の観測において、大きな出水後は流入水の増大により水が押し出されるように移動していることが示唆された。したがって手賀沼では、大きな出水があった場合に水交換が促進され、沼の水質が大きく変化すると考えられる。

そこで本章では出水時に手賀沼にもたらされる流入水量を概算し、水質の時系列変化と比較することで出水後の短期的な水質変動を検証していく。

解析手順

- ① 貯留量の概算
- ② 流入量の概算（河川基底流量，降雨流入量）
- ③ 流量，貯水量の季節変化の考察
- ④ 出水前後の水質変化の考察

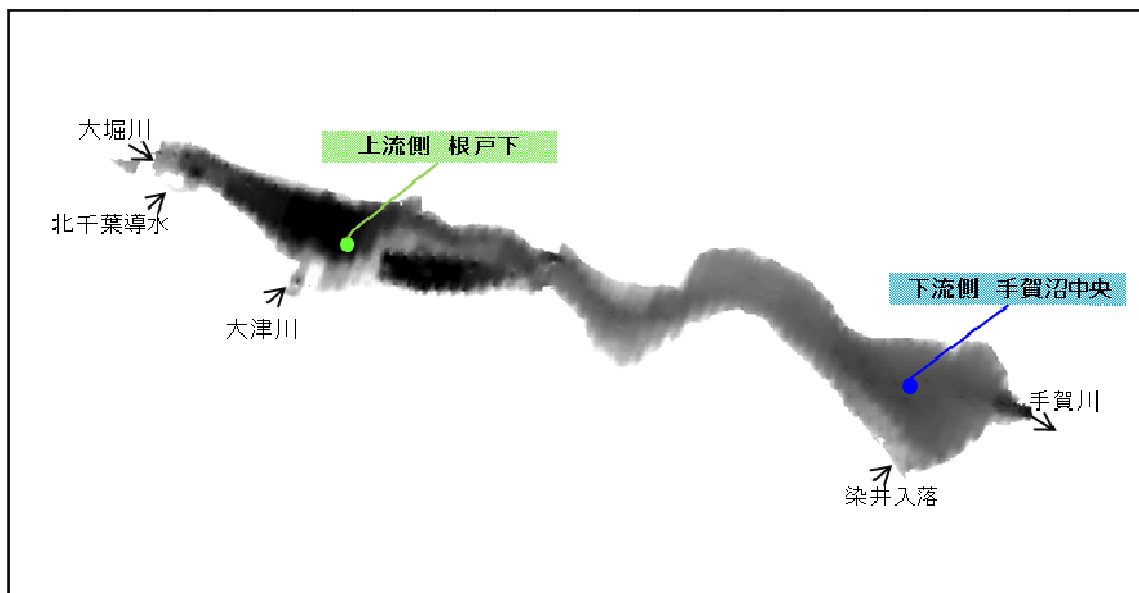


図 5-1 流入・流出河川の位置

5.2 手賀沼の管理水位

手賀沼の水位は、流出河川 手賀川の下流端で利根川との間に位置する手賀排水機場で管理され、平常時は、手賀川と利根川の高低差（通常、手賀川の水位が利根川の水位より高い）を利用した自然排水による放流が行われている。

手賀沼の平常時の管理水位は、灌漑期（4月～9月）で Y.P 2.2[m]，非灌漑期（10月～3月）で Y.P 1.8[m]で、夏は冬より 40[cm]程度水位が高い。

台風や豪雨など大きな出水が予測される場合は、事前に水位を灌漑期で Y.P 2.2[m]を 1.8[m]程度、非灌漑期で Y.P 1.8[m]を 1.5[m]程度と約 30[cm]水位を落とす対策が取られている。また、出水時に利根川の水位が手賀川の水位より高くなった場合は、水門を閉め、ポンプ排水に切り替え利根川の水の逆流を防ぐ措置がとられるため利根川からの水の逆流はない。

このような管理水位の変化や出水時の排水量および流入量の増加は、手賀沼の水の交換速度や希釈状態を変えたと考えられる。

5.3 観測期間の気象条件

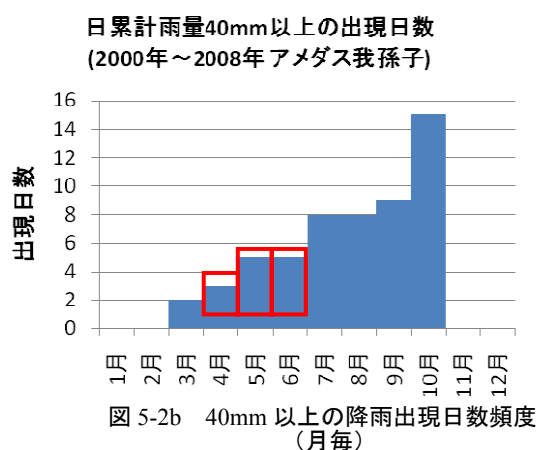
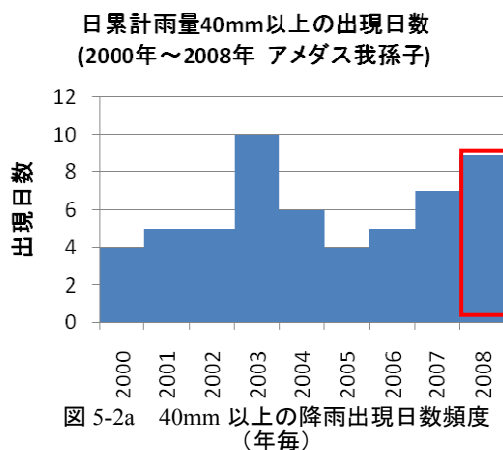
今回の解析には、2008年3月28日～7月22日、2008年8月13日～10月13日の期間に手賀沼内3地点（以下、上流地点、中流地点、下流地点）に水位計、DO計、濁度・クロロフィル計を設置し連続計測したデータを用いた。観測概要については第4章 手賀沼における定点水位・水質連続観測を参照願いたい。

観測期間となった2008年3月～10月は、春の低気圧および梅雨（5月29日ごろ～7月19日ごろ²⁾）の季節にあたっていたこともあるが、期間中に大きな出水（日累計雨量40mm以上）が、3月0回、4月2回(4/8, 4/18)、5月1回(5/20)、6月2回(6/22, 6/29)、7月0回、8月2回(8/28, 8/30)、9月1回(9/21)、10月1回(10/24)、11月0回、12月0回というような頻度で発生していた。

図5-2a,bに、アメダス我孫子の記録による日累計雨量40mm以上の降雨の出現頻度を年毎および月毎に示す。

2008年の大きな出水の出現頻度は、2000年～2008年までの8年間で第2位で、大きな出水が多い年であったと言えよう。また、注目すべきは、出水が4月～6月の通常、大きな出水が頻繁でない月に発生していたことである。2000年～2008年までの8年間で4月～6月に日累計雨量が40mm以上のあった日は、13回で内5回は2008年に発生していた。

気象庁の平成20年の梅雨に関する発表によると、「関東甲信地方では、梅雨入りはかなり早く、降水量は前半かなり多く、後半かなり少なかった。気温は後半かなり高かった。」としている。



5.4 出水時の水交換に影響を与える因子の整理

a) 貯水量の概算

貯水量は、沼底地形と水位の間の体積とした。

手賀沼深浅図は、平成 18 年度統合河川環境整備委託 手賀沼深浅測量図（千葉県東葛飾地域整備センター柏整備事務所より入手）を用いた。

深浅図はスキャンしたのち、GIS 上で測定地点をトレースし、標高データを入力・関連づけしてポイントデータを作成した。それらのポイント群から TIN 補間による 3D サーフェースを作成し、沼底の地形とした。

各水位以下から沼底地形までの体積は、Arc GIS / 3D Analyst / ポリゴン体積を用いてそれぞれ求めた。さらに、手賀沼を図 5-3 に示すように、上流・中流・下流の 3 エリアに分割し、同様の手法でそれぞれの貯水量を求めた。

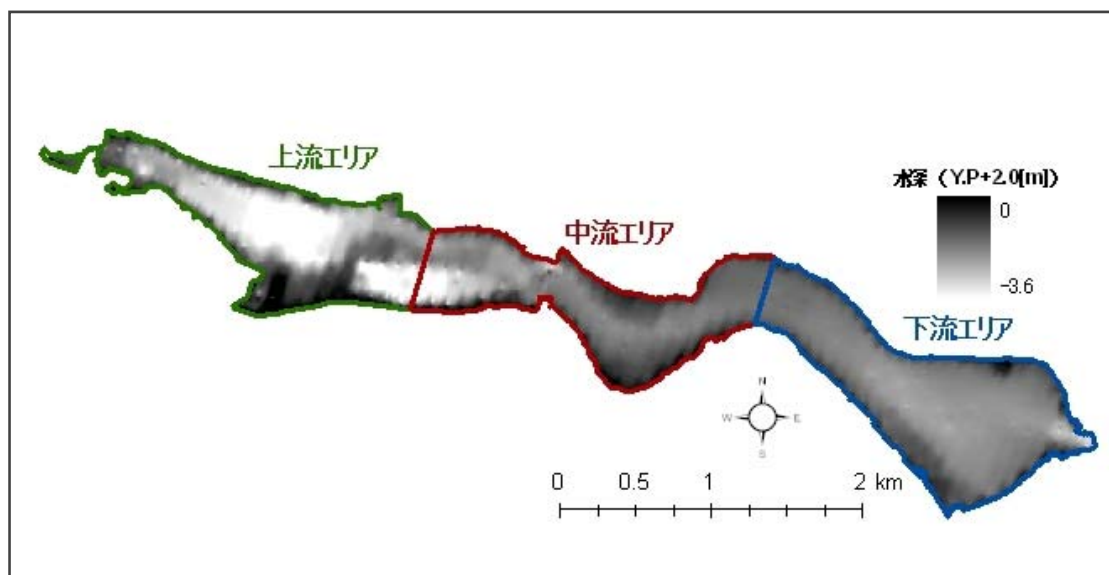


図 5-3 手賀沼の計算エリアの区分

図 5-4a, b はそれぞれ、水位と貯水量、水位と滞留時間[日]の関係を示したグラフである。滞留時間は、貯水量を流量で除することで、貯水量と流量（流入量＝流出量）が変化しないことを仮定し、沼の水が全て入れ替わるのに要する時間を示すものである。

手賀沼の貯水量は、灌漑期の管理水位（Y.P 2.2[m]）で約 580 万[m³]、非灌漑期の管理水位（Y.P 1.8[m]）で約 430 万[m³]となり、その差は約 150 万[m³]である。これは、流量が継続的に 10[m³/s]であると仮定した場合、その滞留時間を 2 日延長するのに相当する水量である。また、流量が継続的に 5[m³/s]では、Y.P 2.2[m]で約 14 日、Y.P 1.8[m]で約 10 日となり、貯水量増加分を水交換するのに、さらに 4 日を要することになる。

したがって、水位が高いほど、貯水量が増え、滞留時間が長くなる。また、流入量が少ないほど、水交換に時間を要するため滞留時間が増える。なお、滞留時間は次式で求められる。

$$R = \frac{C}{V}$$

R: 滞留時間[日], C: 貯水量[m³], V: 流量[m³/s]（流入量＝流出量）

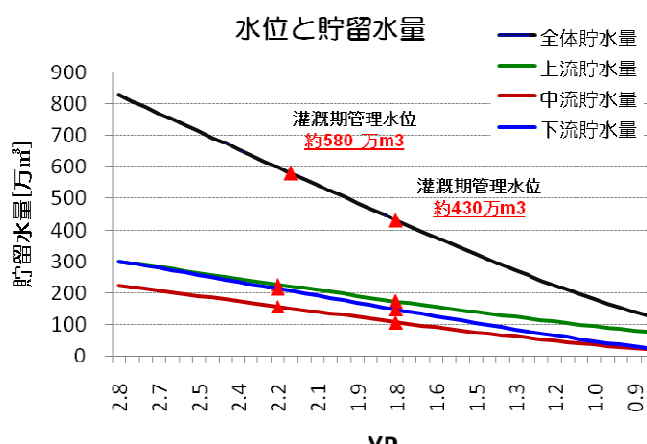


図 5-4a 水位と貯水量の関係

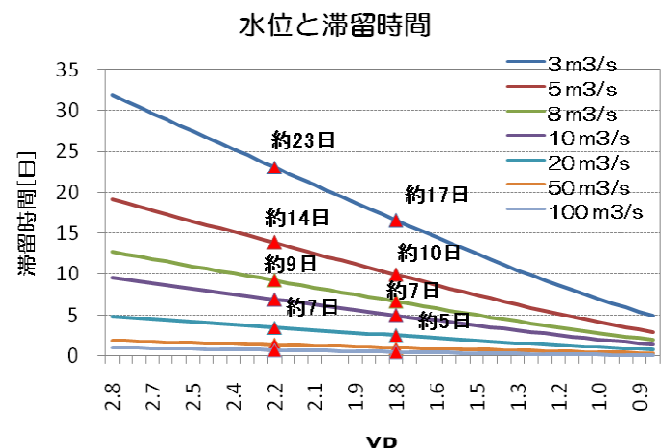


図 5-4b 水位と滞留時間の関係

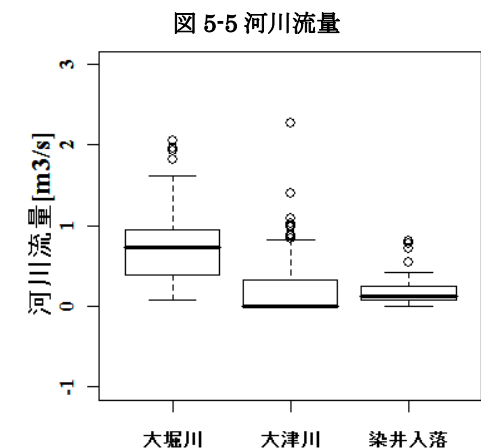
b) 流入量の概算

河川の基底流量は、毎月 2 回行われている千葉県公共用水域水質調査（2000 年 4 月～2008 年 3 月）の各河川流量データの平均を用いた（図 5-5 および表 5-1）。

大堀川へは $1[\text{m}^3/\text{s}]$ 程度の浄化用水の導水が行われているが、北千葉導水稼働後のデータの平均を用いるため、流下中の損失も含めて千葉県公共用水域水質調査結果により反映されていると考え、別途大堀川への導水量データの加算はしないこととした。

手賀沼への直接の北千葉導水による導水量は、導水量の時間データを用いた。

また、農業用排水路などから手賀沼への直接流入する流入量については、該当のデータが発見できなかったため、大津川の流域面積が手賀沼直接流入域の流域面積と近いため、大津川の基底流入量と同程度であると判断した。



降雨時の流量は、河川基底流量と降雨流出量の和と考えられ（式 5-1）により求められる。

降雨流出量は、貯留関数法を Runge-Kutter により提案された差分法を用いモデル化し算出した（式 5-2（計算プログラム Appendix5-1））。

なお、降雨流出量の算出に必要となる、河川の流域面積は「平成 13 年度 手賀沼水循環回復検討基礎調査」（環境省）手賀沼流域概要図より手賀沼流域面積に占める各河川の流域面積割合を読み取り手賀沼流域面積に乗じて求めた。また、貯留関数法の定数（K）は土地利用比率により決定し、その土地利用比率も同調査書を参照した（表 5-2）。降雨量は我孫子アメダス降雨量 1 時間データを用いた。

表 5-1 流入河川の流域面積と基底流量

| | 大堀川 | 大津川 | 染井入落 | 手賀沼 直接 | 北千葉導水 |
|---------------------------|--------|--------|-------|-----------|--------|
| 流域面積[km ²] | 31.48* | 36.34* | 8.89* | 38.44 | NA |
| 流路長[km] | 6.9* | 7.9* | 1.2** | 7** | 23.05* |
| 基底流量設定[m ³ /s] | 0.7 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | データ |

表 5-2 流入河川の土地利用*

| | 流域面積 | 山林+畑+ 水田+公園 +水面 | 宅地 | 市街地 | 定数 K |
|-------|------|-----------------------|-----|------|---------|
| 大堀川 | 31.5 | 16.1 | 5.4 | 10.1 | 2.88*** |
| 大津川 | 36.3 | 22.5 | 2.9 | 10.9 | 3.33*** |
| 染井入落 | 8.9 | 7.4 | 0.8 | 0.7 | 4.28*** |
| 手賀沼直接 | 38.4 | 30.0 | 1.9 | 6.9 | 4.04*** |

*「平成 13 年度 手賀沼水循環回復検討基礎調査」（環境省） **GIS 上での概算 ***計算値

【流出量】(式 5-1)

$$Q = Q_{\text{rain}} + Q_{\text{river}}$$

Q: 流出量, Q_{rain}: 降雨流出量, Q_{river}: 基底河川流量

【貯留関数法】(式 5-2)

Runge-Kutter 法による差分モデル

$$Q_l = \frac{A}{3.6} \left[\frac{S_l}{K} \right]^{1/p}$$

Q_l: 流出量[m³/s], A: 流域面積[km²], S_l: 見かけの貯留高[mm/h]
 , 3.6: 単位調整(1 時間刻み計算), K: 定数, P: 定数(= 0.6)

*流路長が 11.9[km]以下であるため遅れ時間は 0 とし考慮していない。

$$S_l(t + \Delta t) = S_l(t) + \frac{1}{6} (W_1 + 2W_2 + 2W_3 + W_4)$$

$$W_1 = \Delta t \left\{ r_e - \left[\frac{S_l(t)}{K} \right]^{1/p} \right\}$$

$$W_2 = \Delta t \left\{ r_e - \left[\frac{S_l(t) + W_1/2}{K} \right]^{1/p} \right\}$$

$$W_3 = \Delta t \left\{ r_e - \left[\frac{S_l(t) + W_2/2}{K} \right]^{1/p} \right\}$$

$$W_4 = \Delta t \left\{ r_e - \left[\frac{S_l(t) + W_3}{K} \right]^{1/p} \right\}$$

定数 K の決定方法

$$K = \beta A^{0.14}$$

$$\beta = \frac{\beta_1 A_1 + \beta_2 A_2 + \beta_3 A_3}{A}$$

β, β_{1~3}: 流域の β, 山林域(= 5), 開発域(= 1), 密集市街地(= 0.5)

A: 流域面積, A_{1~3}: 土地利用面積 1: 山林 + 畑 + 水田 + 公園 + 水面

2: 宅地, 3: 市街地

有効降雨強度の算出

$$r_e = f_1 r, \quad 0 < R < R_{sa}$$

$$r_e = f_s r, \quad R_{sa} \leq R$$

R: 積算雨量, R_{sa}: 飽和雨量(= 50mm)

r: 流域平均降雨強度(= アメダス我孫子 1hour 降雨量, r_e: 有効降雨強度,

f₁: 1 次流出率(= 0.5), f_s: 飽和流出率(= 1)

5.5 流量および水位（貯水量）概算結果

図 5-6a,b に降雨量，貯留関数法により降雨量から算出された河川流入量，導水量の時系列変化を示す．流入量に注目してみると，平常時は，北千葉導水からの導水が主要な流入であり， $5\sim 7[\text{m}^3/\text{s}]$ と見てとれる．しかし，降雨時には，降雨流出量が日平均で最大約 $90[\text{m}^3/\text{s}]$ になるなど，出水の規模によっては，平常時の 10 倍以上の水が流れこんでくることが分かる．

また，排水量に注目してみると（図 5-7），大きな出水前後で，排出量も大きくなっており，出水時は，流入量が大きく，流出量も大きい．なお，大きな出水時のポンプ排水は，北千葉第一機場からも行われる場合があるが，データ未入手のため，北千葉第一機場からの排水量は図に含まれていない．

次に，連続観測期間の上・中・下流地点の水深（図 5-8a）および手賀沼からの流出地点である曙橋の水位（図 5-8b）の時系列変化を示す．

曙橋の水位に注目すると，第 1 回の観測期間（2008 年 3 月 28 日～2008 年 7 月 22 日）は，灌漑期の管理水位 Y.P 2.2[m]，第 2 回の観測期間（2008 年 8 月 19 日～2008 年 10 月 14 日）は，非灌漑期の管理水位 Y.P 1.8[m]で水位調整されていたことが分かる．また，大きな出水前後は，水位が 20[cm]程度下げられている．

このように，出水時には，水位調整により滞留水が排出され，さらに出水の規模によっては，平常時の 10 倍にもおよぶ降雨流出水が流入することが分かった．このような，出水により，沼の水は大きく交換されることが予想され，その水質が変化すると考えられる．

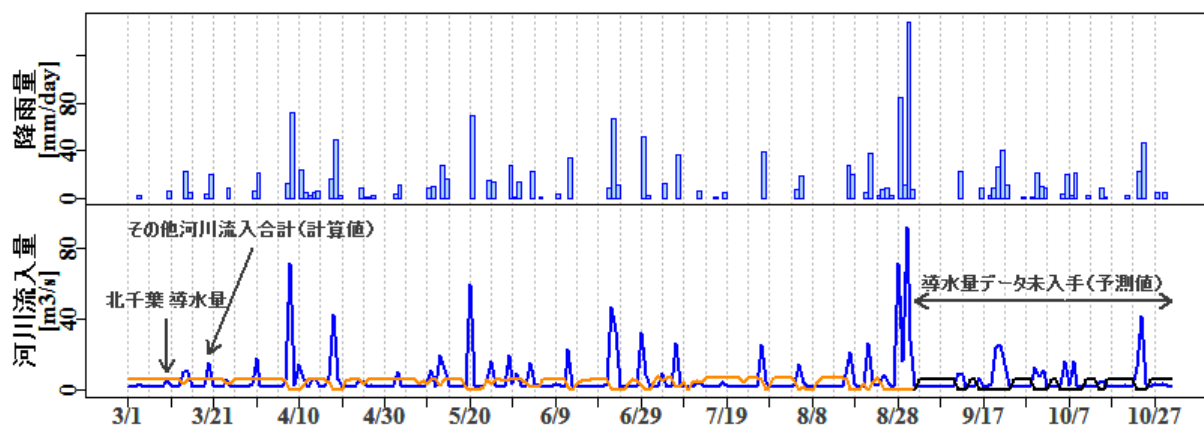


図 5-6a 日降雨量の時系列変化 (上)

図 5-6b 河川流入量 (計算値 日平均) および導水量 (日平均) の時系列変化 (下)

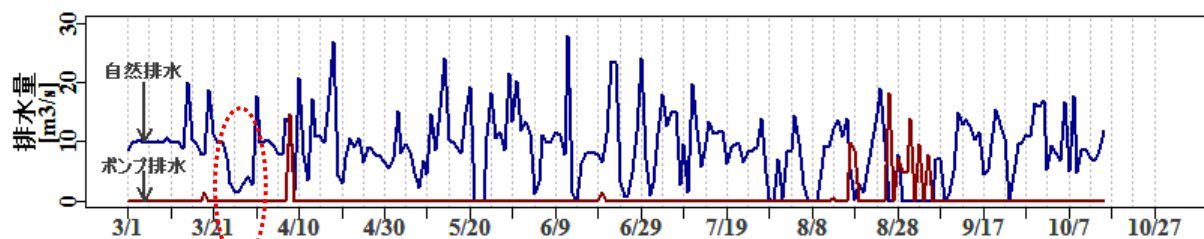


図 5-7 手賀沼排水機場からの排水量 (日平均) の時系列変化

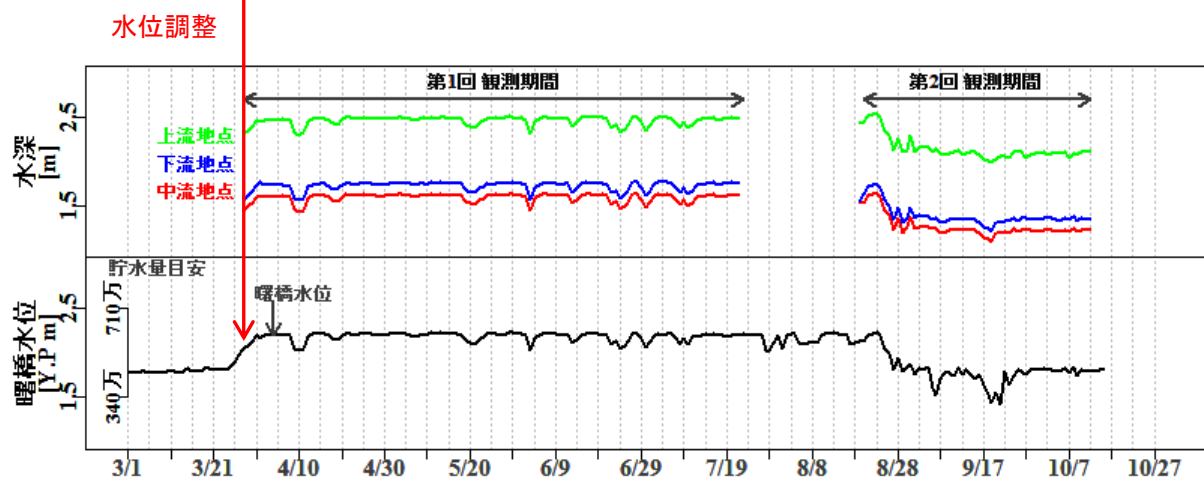


図 5-8a 上・中・下流地点水深 (日平均) の時系列変化 (上)

図 5-8b 堰橋 水位 (日平均) の時系列変化 (下)

5.6 出水時の水質変化（滞留水の希釈・交換）

前項で、貯水量や流量の時系列変化を検証し、手賀沼では出水時に、滞留水が排出され、平常時の数倍にもおよぶ降雨水が流入することが分かった。ここでは、水質の時系列変化と出水の規模等を比較検証し、出水による水の交換状況や出水後の水質変化を検証する。

図 5-9 に上・中・下流地点のクロロフィル a 濃度の日平均（以下、Chl.a）と流量の時系列変化を示す。流量は、計算された降雨流出量、既存のデータより推測した河川基底流量、北千葉導水の導水量の総和である。

Chl.a はほとんどの植物に含まれているが、水域ではその濃度が植物プランクトンの現存量を示す指標となる。³⁾植物プランクトンは、太陽光エネルギーにより光合成を行い、光合成の過程で水中から炭素や窒素・リンなどの栄養塩類を吸収・同化し増殖する。

Chl.a は、植物プランクトンの増殖に伴い、上昇することになる。

通常、河川水および降雨流出水中の Chl.a は、低濃度で、沼に流入後、水が滞留している間に、日射や栄養塩類が十分に供給されると、植物プランクトンの現存量（Chl.a）が上昇する。

また、何らかの要因で、その増殖が抑制され、枯死量が増殖量を上回ったり、Chl.a の低い水と混合または交換されると、その濃度は低下していくことになる。植物プランクトンの増殖を制限する主な要因は、日射、栄養塩、水温などがある。

Chl.a の季節変化に注目してみると、4 月から 10 月にかけて、Chl.a が低下する傾向がみられ、その減少量は、上流<中流<下流で大きくなっている。

また、降雨流出水の流入時に Chl.a が低下し、その後、数日間はその濃度が上昇するが、次の降雨による流入水の増加で再度、濃度が低下するというパターンが見られる。

これは、Chl.a の低い降雨水が流入し、沼の水が混合・希釈・交換がされたことによると思われる。

さらに、4 月から 7 月にかけて、出水後の Chl.a の増加量が徐々に小さくなり、出水時の濃度低下を下まわることにより、結果的に季節的なトレンドとして、Chl.a の低下が引き起こされている。

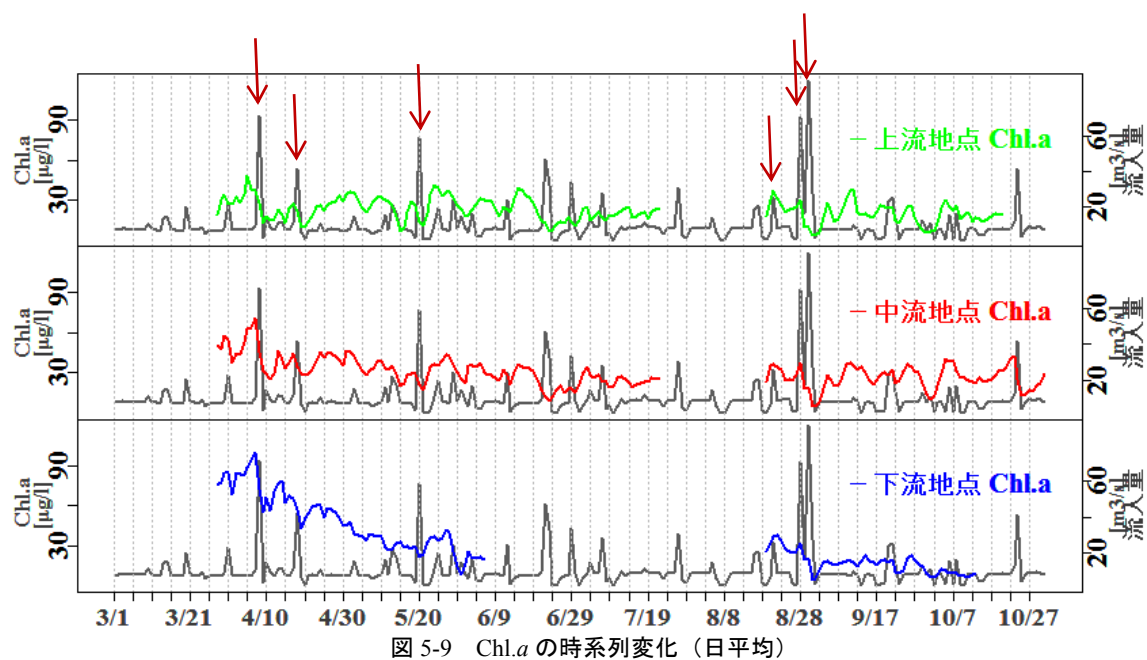


図 5-9 Chl.a の時系列変化 (日平均)

出水による希釈・水交換 (つづき)

流入量と Chl.a の時系列変化の比較から、出水時に沼水が降雨水と混合・希釈・交換され、Chl.a が低下することが示唆された。

そこで、出水前後の沼水の希釈状況を観測期間中にあった大きな出水、4/8、4/18、5/20、8/20、8/28、8/30を取り上げさらに詳細に検証していく。なお、6/22、6/29 は、下流地点の Chl.a が欠測しているため取り上げない。

また、前述したとおり、手賀沼の場合、主要流入河川が上流側に集中し、流出河川は下流端のみであることや、沼全長に対して、沼幅が狭いことなどから、水が下流から上流へ逆流し、全体的に水が混合されるとは考えにくい。

そこで、手賀沼を上・中・下流の 3 エリアに分け、上流から中流へ、中流から下流へ水が供給されると仮定し、各地点間の水収支と濃度変化を考察していく。

上・中・下流のエリア分けは、貯水量計算時に示した通りである。(図 5-3)

a) 出水による希釈効果の概算

出水時に流入水と滞留水が完全混合され、濃度変化すると仮定すると、出水後の Chl.*a* は、流入水の Chl.*a* と滞留水の Chl.*a* および流入量と貯水量から濃度計算により求めることができる。（式 5-3 濃度計算式）

つまり、算出された濃度と観測された濃度を比較することで、上流、中流、下流各エリアの水質変化（Chl.*a* の変化）を理解することができる。

なお、この推定では、計算開始時の水が流入水によりどの程度希釈されたのかのみを推定するものであり、流入水濃度が計算滞留水濃度より低濃度である限り、滞留水は希釈され続ける。つまり、実現象としては、滞留水中で植物プランクトンの増殖による Chl.*a* の上昇があると考えられるがその部分は考慮されていない。

式 5-3 濃度計算式

$$C_a = \frac{C_{in}Q + CV}{Q + V}$$

C_a : 希釈後の Chl.*a*, C_{in} : 流入水の Chl.*a*, C : 滞留水の Chl.*a*
 Q 流入量, V : 出水前貯水量

ここで、手賀沼の水収支を上流・中流・下流エリアに分けると、各地点での流入量、流入水の Chl.*a*, 各地点の希釈後の Chl.*a* はそれぞれ次項 式 5-4, 式 5-5 によって求められる。なお、濃度計算中の滞留水中の Chl.*a* は計算開始時のみ各地点の実測値を用い、その後は、1step 前（1 時間）の Chl.*a* により計算を進める。

また、降雨流入水中の Chl.*a* は、2008 年 3 月 13 日の詳細観測（観測概要は第 2 章 手法を参照のこと）より大堀川、北千葉導水、大津川、染井入落で計測した実測 Chl.*a* の全平均 4.8[μg/l]とした。

（計算プログラム Appendix5-2）

式 5-4 各地点の流量計算

上流エリア

$$Q_u(t) = Q_1(t) + Q_2(t) + Q_3(t) + \frac{Q_4(t)}{3}$$

中流エリア

$$Q_m(t) = \frac{Q_4(t)}{3}$$

下流エリア

$$Q_d(t) = \frac{Q_4(t)}{3} + Q_5(t)$$

Q_u, Q_m, Q_d : 上流, 中流, 下流の流入量
 Q_1, Q_2, Q_3, Q_4, Q_5 : 大堀川, 大津川, 北千葉導水, 手賀沼, 染井入落の流入量
 *流入量=基底流量+降雨量

式 5-5 各地点の濃度計算

上流エリア

$$C_{in u} = C_{in}$$

$$C_u(t) = \frac{C_{in u}(t)Q_u(t) + C_u(t - \Delta t)V_u(t)}{Q_u(t) + V_u(t)}$$

中流エリア

$$C_{in m} = \frac{C_u(t)Q_u(t) + C_{in}(t)Q_m(t)}{Q_u + Q_m}$$

$$C_m(t) = \frac{C_{in m}(t)(Q_u(t) + Q_m(t)) + C_m(t - \Delta t)V_m(t)}{Q_u(t) + Q_m(t) + V_m(t)}$$

下流エリア

$$C_{in d} = \frac{C_m(t)(Q_u(t) + Q_m(t)) + C_{in}(t)Q_d(t)}{Q_u + Q_m + Q_d}$$

$$C_d(t) = \frac{C_{in d}(t)(Q_u(t) + Q_m(t) + Q_d(t)) + C_d(t - \Delta t)V_d(t)}{Q_u(t) + Q_m(t) + Q_d(t) + V_d(t)}$$

Q_u, Q_m, Q_d : 上流, 中流, 下流各地点での流入量
 C_{in} : 降雨流入水の Chl. a(=4.8[μg/l])
 $C_{in u, m, d}$: 上流, 中流, 下流地点流入水の Chl. a
 $C_{a u, m, d}$: 上流, 中流, 下流地点滞留水の Chl. a
 $V_{u, m, d}$: 上流, 中流, 下流地点の貯水量

b) 出水時の希釈効果の概算結果

以下に、前項の手法で算出された 4/8, 4/18, 5/20, 8/20, 8/28, 8/30 の出水による沼水の希釈効果の推定結果を示す。

出水による希釈効果の検証 1

【4月7日から4月9日】

総流入量*： 約 688 万 m^3 (出水前貯水量に対する比率 115%)
 総雨量 (アメダス我孫子)： 84.5mm
 計算時間： (開始) 4/7 1:00, (終了) 4/9 24:00
 計算開始時総貯水量： 598 万 m^3
 計算開始時水位 (曙橋)： Y.P 2.2[m]

* 総流量は計算開始時間から計算終了時間までの総流入量である。

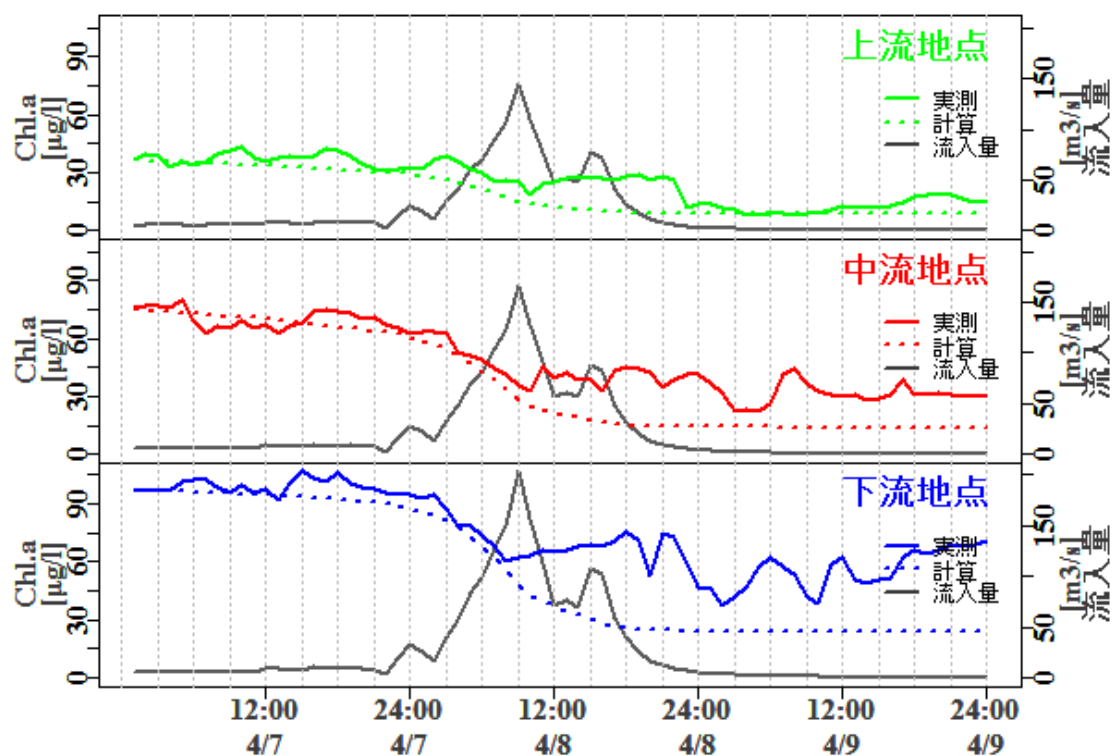


図 5-10a 出水による希釈効果概算結果 1 (流量, Chl.a, 計算結果)

4/7 から 8 は、約 1 日をかけて、84.5mm の降雨があった。降雨流入水の流入のピークを昼前に迎えている。希釈状態は、滞留水の Chl.a が上<中<下流で高濃度であったため、降雨水との濃度差が大きい上<中<下流の順番で希釈効果が大きく濃度低下が大きい。

出水による希釈効果の検証 2

【4月17日から4月18日の出水】

総流入量*： 約 469 万 m^3 (出水前貯水量に対する比率 78%)
 総雨量 (アメダス我孫子)： 67mm
 計算時間： (開始) 4/17 1:00, (終了) 4/19 24:00
 計算開始時総貯水量： 600 万 m^3
 計算開始時水位 (曙橋)： Y.P 2.21[m]

* 総流量は計算開始時間から計算終了時間までの総流入量である。

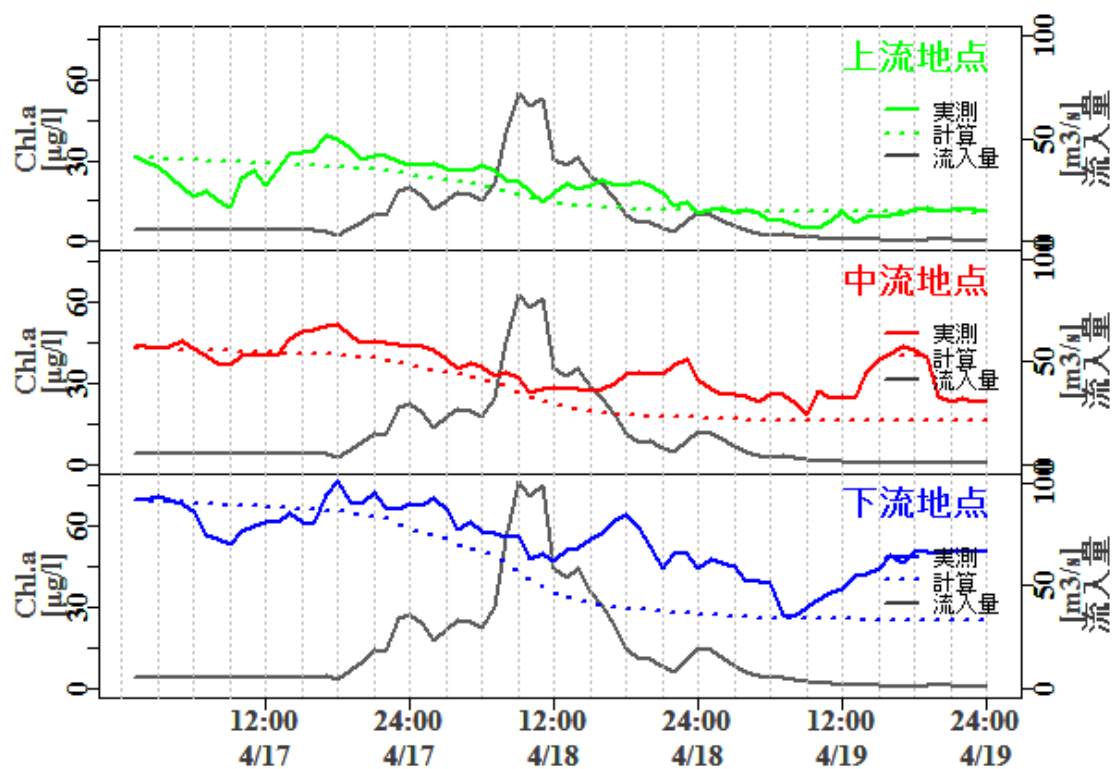


図 5-10b 出水による希釈効果概算結果 2 (流量, Chl.a, 計算結果)

4/17 から 18 は, 約 1 日をかけて, 67mm の降雨があった. 降雨流入水の流入のピークを昼前に迎えている. 希釈状態は, 8 日のケースと同様に, 滞留水の Chl.a が上<中<下流で高濃度であったため, 降雨水との濃度差が大きい上<中<下流の順番で希釈効果が大きく濃度低下が大きい.

出水による希釈効果の検証 3

【5月19日から5月21日の出水】

総流入量*： 約 517 万 m^3 (出水前貯水量に対する比率 86%)
 総雨量 (アメダス我孫子)： 70mm
 計算時間： (開始) 5/19 1:00, (終了) 5/21 24:00
 計算開始時総貯水量： 600 万 m^3
 計算開始時水位 (曙橋)： Y.P 2.21[m]

* 総流量は計算開始時間から計算終了時間までの総流入量である。

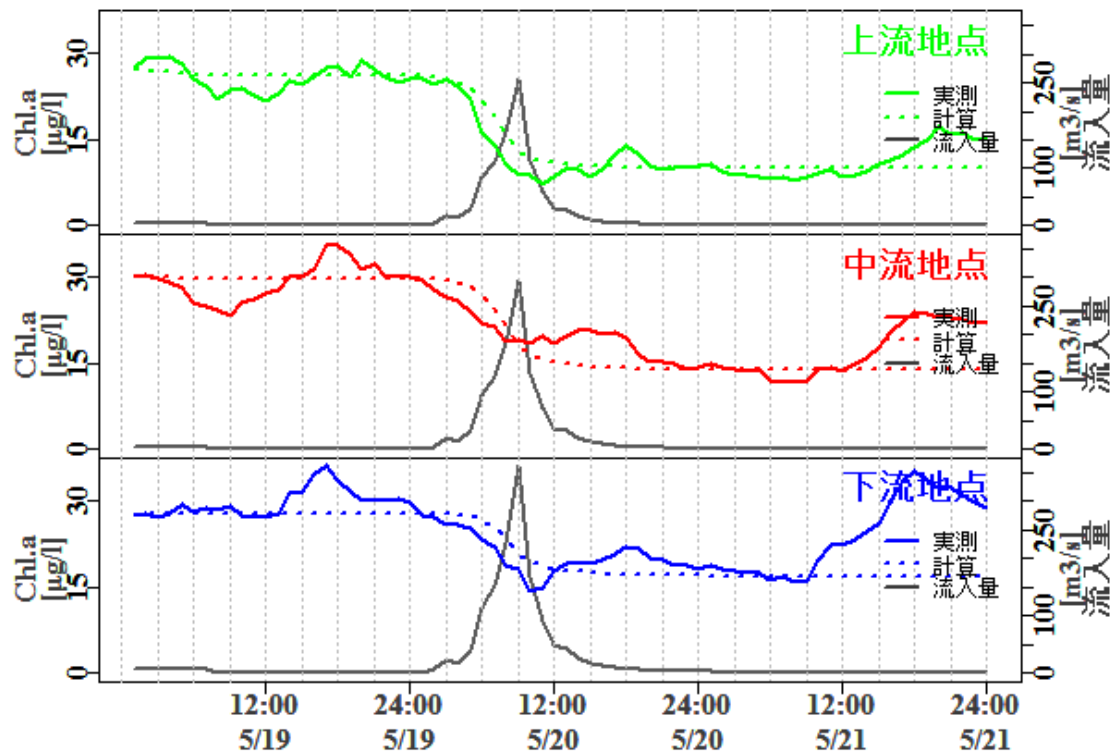


図 5-10c 出水による希釈効果概算結果 3 (流量, Chl.a, 計算結果)

5/20 の降雨は、半日で 70mm の降雨があった。また、降雨は、20 日 0:00～午前中までにピークをむかえていることから、夜間を中心に降雨および降雨流入水の増加があったと推定された。したがって、日中の植物プランクトン増殖の影響が見られず、希釈の効果がよく表れている。また、短時間に大量の水が流入したことも、混合を抑制したと考えられ、計算結果がよく一致している要因と言える。

出水による希釈効果の検証 4

【8月20日から8月22日の出水】

総流入量*： 約 309 万 m^3 (出水前貯水量に対する比率 55%)
 総雨量 (アメダス我孫子)： 41.5mm
 計算時間： (開始) 8/20 1:00, (終了) 8/22 24:00
 計算開始時総貯水量： 564 万 m^3
 計算開始時水位 (曙橋)： Y.P 2.1 [m]

* 総流量は計算開始時間から計算終了時間までの総流入量である。

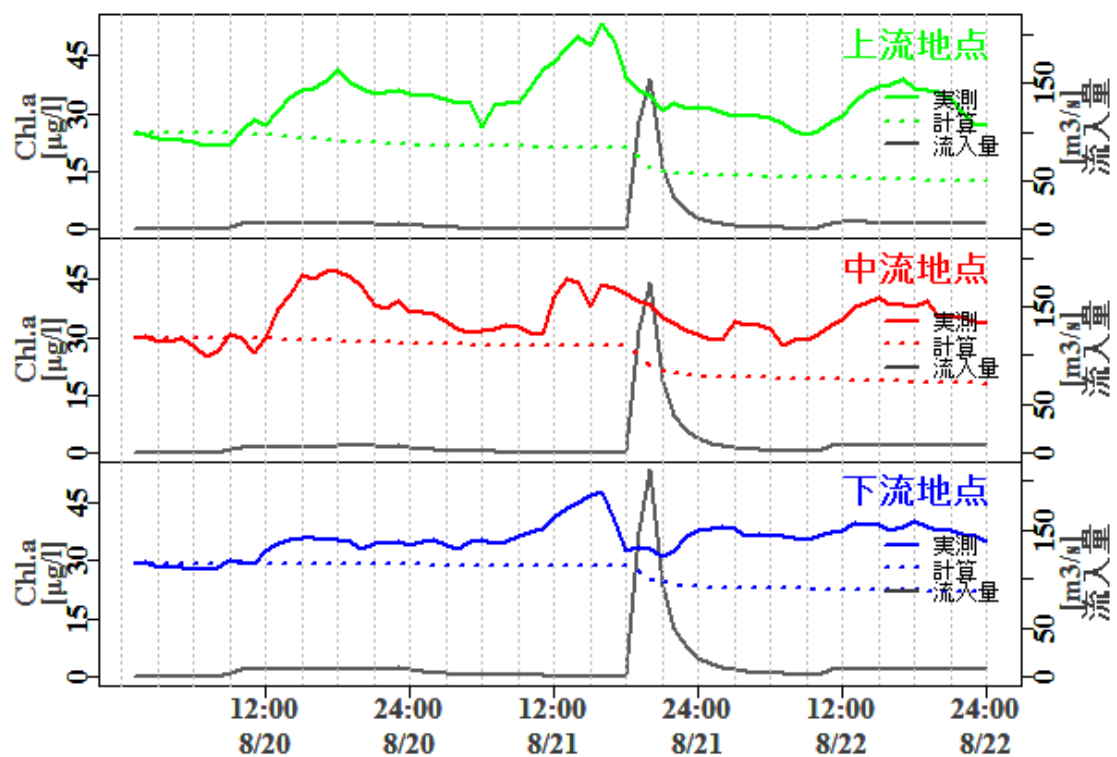


図 5-10d 出水による希釈効果概算結果 4 (流量, Chl.a, 計算結果)

8/21 は、夕方から夜間に 41mm の降雨があった。総流入量の出水前貯水量に対する比率は 55%程度で先の 4/8, 4/18, 5/20 のケースよりは、出水規模が小さいものであった。このケースでは実測値、計算値、双方で濃度低下が小さかった。

実測値の日濃度変化の範囲内と言え、希釈効果が濃度変化に大きな影響を与えたとは言えない。

出水による希釈効果の検証 5

【8月28日から8月29日の出水】

総流入量*： 約 728 万 m^3 （出水前貯水量に対する比率 156%）
 総雨量（アメダス我孫子）： 96.5mm
 計算時間： （開始）8/28 1:00,（終了）8/29 24:00
 計算開始時総貯水量： 467 万 m^3
 計算開始時水位（曙橋）： Y.P 1.85[m]

* 総流量は計算開始時間から計算終了時間までの総流入量である。

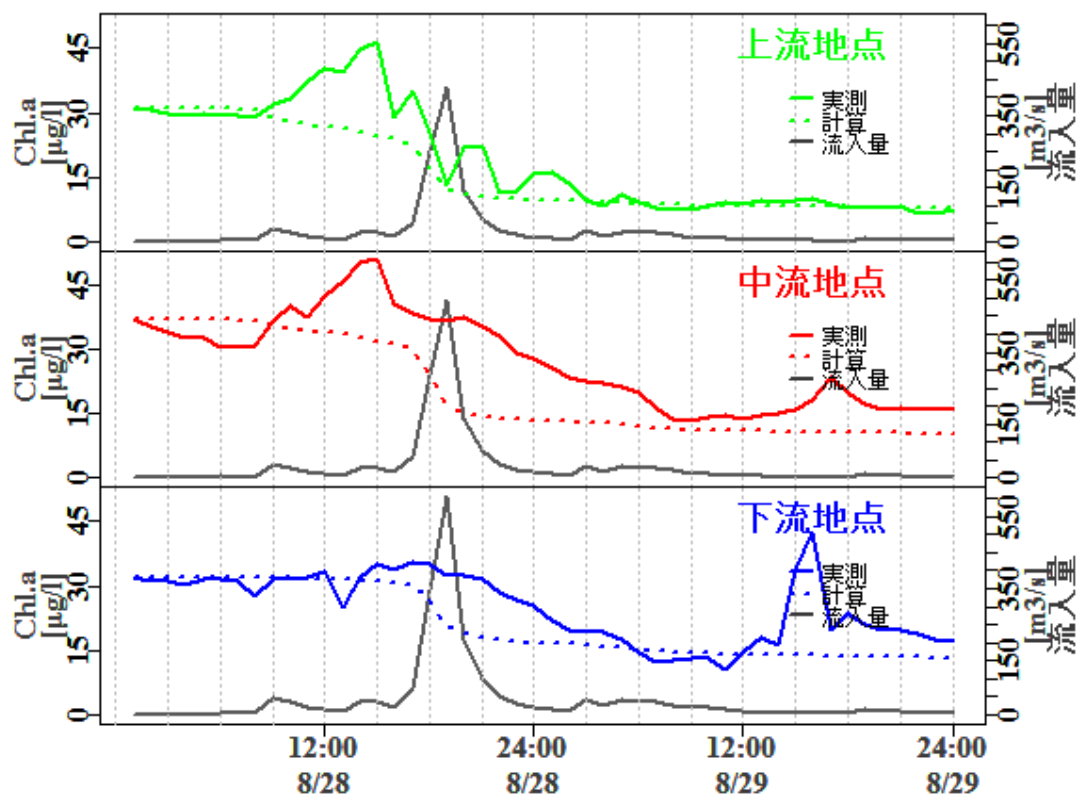


図 5-10e 出水による希釈効果概算結果 5（流量, Chl.a, 計算結果）

8/28 は、半日の間に 96.5mm の降雨があった。また、出水前に水位が Y.P 1.85[m]まで落とされていたため、貯水量が流入水量に対して小さくなり、その比率は、156%であった。希釈効果については、滞留水の Chl.a, 4/8 や 4/18 時点の濃度より低濃度であったため、その濃度低下幅は小さかった。

しかし、事前の水位調整による貯水量の低下は、出水時の滞留水の希釈や水交換を促進させる効果があると思われる。

出水による希釈効果の検証 6

【8月30日から9月1日の出水】

総流入量*： 約 1,010 万 m³ (出水前貯水量に対する比率 243%)
 総雨量 (アメダス我孫子)： 156mm
 計算時間： (開始) 8/28 1:00, (終了) 9/1 24:00
 計算開始時総貯水量： 416 万 m³
 計算開始時水位 (曙橋)： Y.P 1.7[m]

* 総流量は計算開始時間から計算終了時間までの総流入量である。

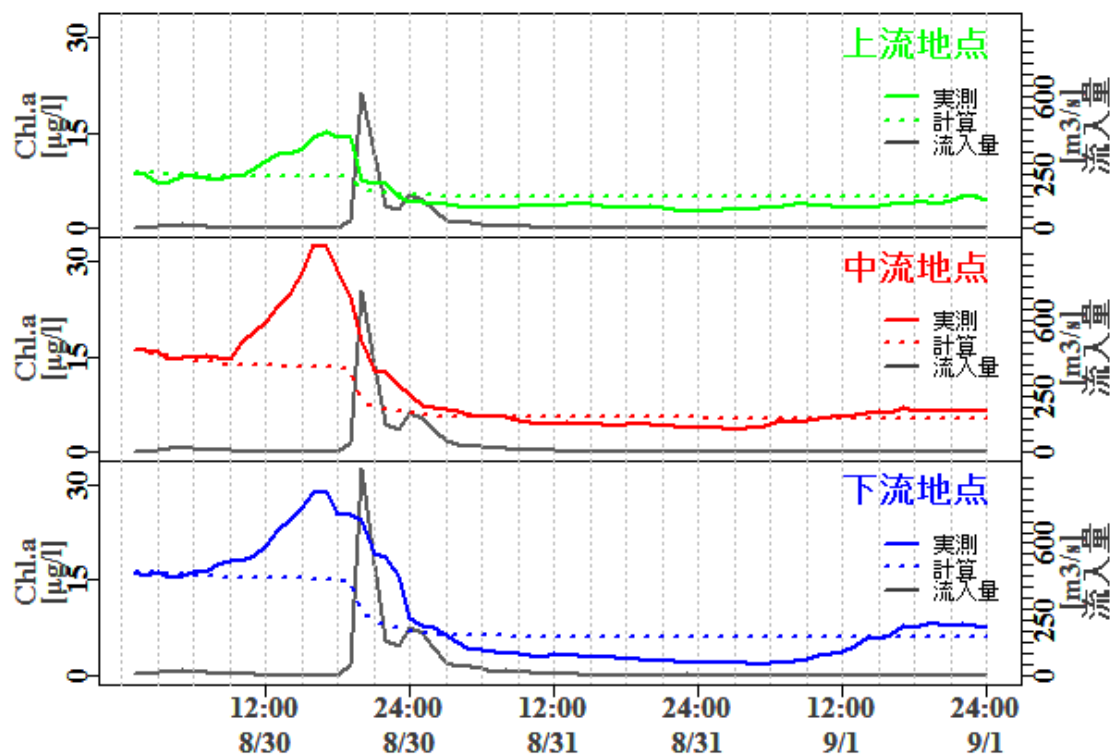


図 5-10f 出水による希釈効果概算結果 6 (流量, Chl.a, 計算結果)

8/30 は、半日の間に 156mm にもおよぶ降雨があった。また、8/28 にも大きな出水があったことから、立て続けの降雨であった。

出水前に水位は、Y.P 1.7 [m]まで落とされていたため、貯水量が流入水量に対して小さくなり、その比率は、243%にもなっている。8/28 のケース同様に、希釈効果については、滞留水の Chl.a があまり高くなかったため、4/8 や 4/18 の濃度低下よりはその幅は小さい。

しかし、大量の流入水により、沼の水はほぼ降雨流入水に入れ替わったのか、上・中・下流の Chl.a の差はほとんどなく、むしろ下流地点で Chl.a が低濃になっている。

また、事前の水位調整による貯水量の低下は、出水時の滞留水の希釈や水交換を促進させる効果があると思われる。

c) 出水時の希釈効果のまとめ

2008/4/8, 4/18, 5/20, 8/20, 8/28, 8/30 の出水時の手賀沼の水の希釈状況を流入量, 貯水量, 出水前の Chl.*a* 濃度を用いて推定した.

日中の植物プランクトンの増殖による Chl.*a* の上昇を考慮していない方法での推定であったが, 全般的に出水時の Chl.*a* の濃度低下を再現していた.

図 5-11 に Chl.*a* の時系列変化, 図 5-12 に希釈状態の推定結果まとめて示す. 図 5-11 でマークしてある部分は, Chl.*a* の希釈状況の推定を行った期間である.

4/8 および 4/18 の出水前は, 手賀沼の Chl.*a* の分布が上<中<下流で高濃度になっており, 比較的高濃度であった. そのため, 出水時の希釈で, 中・下流の濃度が大きく低下した. したがって, 出水前の滞留水の Chl.*a* が高濃度の場合, その希釈の効果が大きいと考えられた.

8/21 の 41.5mm の出水では, 出水前貯水量に対する比率が 55%であったが, 実測値でも計算値でも濃度の低下が小さかった.

以上のように, 出水後の短期水質変動を考察した結果,

大量の降雨流入水が流入することにより, 沼の滞留水が希釈・交換される現象が捉えられた. 希釈の効果は, 流入量, 出水前の貯水量, 出水前の Chl.*a* の濃度などにより異なってくるのが分かった.

今後は, 小規模な出水時も対象に検証を進めるとともに, 出水前の貯水量や濃度に注目し, 数値実験をおこなっていくことで, 手賀沼の水交換特性の詳細が明らかになると思われる.

次章では, さらに, 出水間の長期水質変動に注目し, 手賀沼の水質変化の特性を検証する.

Appendix 5-1 計算プログラム

(貯留関数法による降雨流出量計算 差分：Runge-Kutter 法)

#inputというデータテーブル名で雨量，有効雨量，日付，時間のインプットデータを読み込んでおく，行名はそれぞれr, re, DATE, HOUR
 #下記setwdで指定したフォルダにoutputが保存される.

```
setwd("C:/Users/maripipi/Desktop/desktop")
Rlist<-c("OOHORI","OOTSU","SOMEI","TEGA")
Klist<-c(2.88,3.33,4.28,4.04)
Alist<-c(31.5,36.3,8.9,38.3)
dt<-1
p<-0.6
re<-input$re
r<-input$r
DATE<-input$DATE
HOUR<-input$HOUR

ndata<-1:nrow(input)
output<-data.frame(matrix(ndata,max(ndata),1))
colnames(output)<-c("nrow")

for(j in 1:length(Rlist)){
  K<-Klist[j]
  A<-Alist[j]
  for (i in ndata){
    if(i==1)output$sl[i]<-0 else
    output$sl[i]<-output$sl[i-1]+(output$w1[i-1]+2*output$w2[i-1]+2*output$w3[i-1]+output$w4[i-1])/6
    output$w1[i]<-dt*(re[i]-(output$sl[i]/K)^(1/p))
    output$w2[i]<-dt*(re[i]-((output$sl[i]+output$w1[i])/2)/K)^(1/p))
    output$w3[i]<-dt*(re[i]-((output$sl[i]+output$w2[i])/2)/K)^(1/p))
    output$w4[i]<-dt*(re[i]-((output$sl[i]+output$w3[i])/K)^(1/p))
    output$Q[i]<-A*(output$sl[i]/K)^(1/p)/3.6}
    assign(paste(Rlist[j],sep=""),output)}

f_out<-data.frame(DATE,HOUR,r,re,OOHORI$Q,OOTSU$Q,SOMEI$Q,TEGA$Q)
write.table(f_out,file="flow_in.csv",sep=" ",append=F)
```

Appendix 5-2 計算プログラム (希釈状況の解析)

#希釈状況の計算

```

setwd("C:/Users/maripipi/Desktop/desktop")
d<-input
ndata<-1:nrow(d)
DATE<-d$DATE
DAY<-d$DAY
MONTH<-d$MONTH
HOUR<-d$HOUR

output<-data.frame(ndata,DATE,MONTH,DAY,HOUR)
Cin<-0
output$Qu<-(d$OOHORI.Q+d$OOTSU.Q+d$KITACHIBAIin+d$TEGA.Q/3)*3600
output$Qm<-(d$TEGA.Q/3)*3600
output$Qd<-(d$SOMEI.Q+d$TEGA.Q/3)*3600
output$Vu<-d$upcap
output$Vm<-d$midcap
output$Vd<-d$downcap
output$Cu<-d$CHLO_up
output$Cm<-d$CHLO_mid
output$Cd<-d$CHLO_down

for (t in ndata){
  if(t==1){
    output$Caup[t]<-(Cin*output$Qu[t]+output$Cu[t]*output$Vu[t])/(output$Qu[t]+output$Vu[t])
    output$Cinmid[t]<-(output$Caup[t]*output$Qu[t]+Cin*output$Qm[t])/(output$Qu[t]+output$Qm[t])
    output$Camid[t]<-(output$Cinmid[t]*(output$Qu[t]+output$Qm[t])+output$Cm[t]*output$Vm[t])/(output$Qu[t]+output$Qm[t]+output$Vm[t])
    output$Cindown[t]<-(output$Camid[t]*(output$Qu[t]+output$Qm[t])+Cin*output$Qd[t])/(output$Qu[t]+output$Qm[t]+output$Qd[t])
    output$Cadown[t]<-(output$Cindown[t]*(output$Qu[t]+output$Qm[t]+output$Qd[t])+output$Cd[t]*output$Vd[t])/(output$Qu[t]+output$Qm[t]+output$Qd[t]+output$Vd[t])
  }

  else{
    output$Caup[t]<-(Cin*output$Qu[t]+output$Caup[t-1]*output$Vu[t])/(output$Qu[t]+output$Vu[t])
    output$Cinmid[t]<-(output$Caup[t]*output$Qu[t]+Cin*output$Qm[t])/(output$Qu[t]+output$Qm[t])
    output$Camid[t]<-(output$Cinmid[t]*(output$Qu[t]+output$Qm[t])+output$Camid[t-1]*output$Vm[t])/(output$Qu[t]+output$Qm[t]+output$Vm[t])
    output$Cindown[t]<-(output$Camid[t]*(output$Qu[t]+output$Qm[t])+Cin*output$Qd[t])/(output$Qu[t]+output$Qm[t]+output$Qd[t])
    output$Cadown[t]<-(output$Cindown[t]*(output$Qu[t]+output$Qm[t]+output$Qd[t])+output$Cadown[t-1]*output$Vd[t])/(output$Qu[t]+output$Qm[t]+output$Qd[t]+output$Vd[t])
  }
}
write.table(output,file="output.csv",sep=" ",append=F,row.names=F)

```


参考文献

- 1) 西條八束／三田村緒佐武・著, 1995, 新編 湖沼調査法
- 2) 気象庁 報道発表資料 (平成 20 年 9 月 1 日)
- 3) 「平成 20 年の梅雨入り・明けと梅雨時期の特徴について」
- 4) <http://www.jma.go.jp/jma/press/0809/01a/tsuyu2008.pdf>
- 5) EIC ネット 環境用語集
- 6) <http://www.eic.or.jp/ecoterm/?act=view&serial=711>
- 7) 千葉県公共用水域水質調査データより (2000 年 4 月～2007 年 3 月)
- 8) 「平成 13 年度 手賀沼水循環回復検討基礎調査」(環境省)
- 9) 二瓶泰雄 (2007) : 河川下流域の土砂動態に着目した 富栄養化湖沼の流入負荷特性に関する検討, 水工学文集, 第 51 巻
- 10) 永井 明博 田中丸 治哉 角屋 睦・著森北出版 (2003/11/28 出版)
ダム管理の水文学—河川流域の洪水予測を中心として
- 11) 池淵周一・椎葉充晴・宝馨・立川康人・著, 2006, エース水文学

第 6 章 出水後の長期水質変動

6.1 研究概要

第 5 章では流下方向に設けられた 3 か所の水位・水質観測地点の時系列データより、手賀沼の出水時の短期水質変動を検証し、大規模な出水時は、降雨流入水によって滞留水が希釈、排出されることが示され、このような水の移流・拡散効果により沼の水質分布がダイナミックに変化することが分かった。

一方、このような出水時は、手賀沼への流入量や流出量が平常時の数十倍にもなり、水が沼を流下するスピードもその流量増加にともない加速すると考えられ、平常時の状態とは、水の移動の時空間スケールが異なると言える。

また、第 4 章での降雨流出量の計算結果から、降雨流出水は短期間に流れこむことが分かった。これは、出水後、短期間で水の移動の時空間スケールが、基底流量に依存した状態に戻ることを示唆している。

そこで、本章では、水の移動の時空間スケールを統合的に捉える目安として滞留時間の概念を用い、出水後の長期的な水質変動を一次生産（植物プランクトンの増殖）の視点から検証する。

ここで、一般的に滞留時間は、一定の貯水量に対して、一定の流入量があると仮定し、沼の水が全て入れ替わるのに要する時間を表すものである。すなわち、時事刻々と変化する流入量や貯水量の影響を考慮できていない。

そこで、滞留時間の概念に貯水量と流入量変化を考慮した滞留時間の表現を考案した。（以後、先行滞留時間と呼ぶ。）

先行滞留時間は、先に流入した水が先に流出するという仮定のもと、現在滞留している水が現時点から過去のどの時点までの水と考えられるかを示すものである。

また、水質変動を一次生産量（植物プランクトンの増殖量）の変化の視点で検証していくために、クロロフィル a（以下、Chl.a）および溶存酸素濃度（DO）をその指標として用いる。

なお Chl.a および DO の検証データは、第 5 章と同様に 2008 年 3 月 28 日～7 月 22 日、2008 年 8 月 19 日～10 月 13 日の期間に手賀沼内 3 地点（以下、上流地点、中流地点、下流地点）で連続計測したデータを用いた。観測概要については第 4 章 手賀沼における定点水位・水質連続観測を参照願いたい。

6.2 先行滞留時間

a) 先行滞留時間の概算方法

先行滞留時間は、先に流入した水が先に流出するという仮定のもと、現在滞留している水が現時点から過去のどの時点までの水と考えられるかを求めるものである。

計算方法は、現時点の貯水量から流入量を過去にさかのぼって繰り返し減算していき、値が0かマイナスになった時点までの時間の和とした。

なお、手賀沼の地形特性上、計算は手賀沼を上流・中流・下流の3エリアに分け、各地点での流入を考慮して行う。その先行滞留時間は(式6-1)を用いて算出できる。(計算プログラム Appendix 6-1) 貯水量は、水位と貯水量の関係より水位から算出し、水位は曙橋の時系列データを用いた。貯水量および流入量の概算方法については、第4章貯水量および流入量の概算方法の項を参照願いたい。

(式 6-1)

$$\begin{aligned}
 & V_u[t] - \sum_{t=1}^n \left(Q_1[t] + Q_2[t] + Q_3[t] + \frac{Q_4[t]}{3} \right) \leq 0 \\
 & R_u = n \\
 & V_u[t] + V_m[t] - \sum_{t=1}^n \left(Q_1[t] + Q_2[t] + Q_3[t] + \frac{2Q_4[t]}{3} \right) \leq 0 \\
 & R_m = n \\
 & V_u[t] + V_m[t] + V_d[t] - \sum_{t=1}^n (Q_1[t] + Q_2[t] + Q_3[t] + Q_4[t] + Q_5[t]) \leq 0 \\
 & R_d = n
 \end{aligned}$$

V_u, V_m, V_d : 上・中・下流の貯水量, R_u, R_m, R_d : 上・中・下流の先行滞留時間

t : タイムステップ[1hour], n : 繰り返し計算回数

Q_1, Q_2, Q_3, Q_4, Q_5 : 大堀川, 大津川, 北千葉導水, 手賀沼, 染井入落の流入量

*流入量=基底流量+降雨量

b) 先行滞留時間の概算結果

図 6-1 に算出された先行滞留時間の時系列変化を示す。

季節変化に注目すると、平常時の滞留時間の差が、3 月、9 月、10 月に比べて 4 月～8 月に大きくなることから、手賀沼に流入する河川は、降雨流出水以外の河川基底流量がとても小さく、季節変化が見られない。（第 2 章 水質の変遷 流入河川水の水質参照）

したがって、流入量は、北千葉導水による流入量が主要であると言え、その導水量は観測期間中ほぼ $5[\text{m}^3/\text{s}] \sim 7[\text{m}^3/\text{s}]$ であった。

そこで、平常時の流入量がほとんど変わらないことから、手賀沼の水位が灌漑期の管理水位となり、沼の貯水量が大きくなったことにより、平常時の滞留時間が 4 月～8 月で多少長くなったと考えられる。また、貯水量と滞留時間の関係については、第 4 章貯水量と滞留時間の関係を参照願いたい。図 6-2 に手賀沼下流端 曙橋の水位の時系列変化を示す。灌漑期の管理水位への切り替えが 3 月末に、非灌漑期の管理水位への切り替えが 8 月下旬に行われたことが分かる。

また大きな出水時は流量が大きくなることにより、沼の水交換に要する時間が短縮され、上・中・下流の先行滞留時間の差が小さくなる。（図 6-2 流入量の時系列変化参照）

しかしその後すぐに一定の滞留時間（灌漑期の水位で 10 日、非灌漑期の水位で 7 日程度）に戻るから、降雨流入水は一気に沼を通過していき、その後は導水量に依存した滞留時間が維持されると言える。

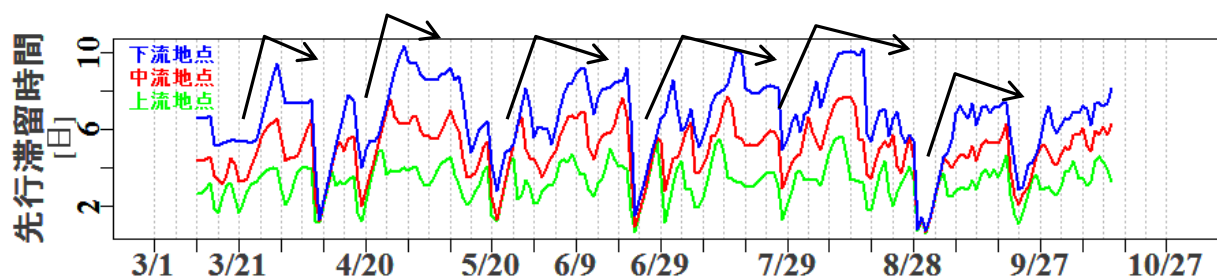


図 6-1 上・中・下流エリアの先行滞留時間 時系列変化

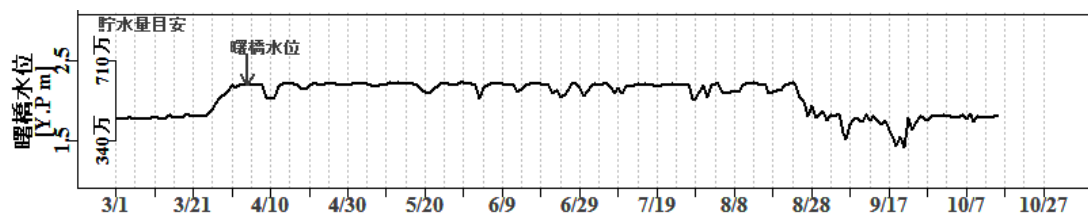


図 6-2 上・中・下流エリアの先行滞留時間 時系列変化

6.3 植物プランクトンの増殖

植物プランクトンは、日中、太陽光エネルギーにより光合成を行い増殖する。

この時何らかの要因により、その増殖が抑制されると枯死量が増殖量を上回り、植物プランクトンの現存量が減少する。植物プランクトンの増殖を制限する主な要因は、日射、栄養塩、水温などがある。

図 6-3a,b は 2008/3/28～2008/7/22 と 2008/8/19～2008/10/13 の期間に連続観測された Chl.*a* および DO の時系列変化である。

その日変化に注目してみると、Chl.*a*、DO とともに日中にその濃度が上昇する傾向が見られる。

図 6-4 に観測された Chl.*a* および DO を月毎に時間平均した値を示す。これらは各月の日変動の傾向を表すと考えられる。

Chl.*a*、DO はともに日中に増加し、Chl.*a* は 18 : 00、DO は 12:00～18:00 にそれぞれそのピークがあることが分かる。その後朝方まで濃度が減少する傾向がみられる。Chl.*a* は 3 月、4 月のみ 18 : 00 頃にピークを迎えた後夜間の濃度減少が小さい。しかし、全般的なピークの時間帯は一致している。これは、日中に植物プランクトンが太陽放射を受けて光合成を行い増殖することによると考えられる。

以上のことから、植物プランクトンの増殖量を日中の Chl.*a* および DO の増加量により表わされ则认为、Chl.*a* および DO 24:00～8:00 までの最小値と 9:00～21:00 までの最大値の差を増殖量と定義した。

なお DO は植物プランクトンの光合成や呼吸に伴う増減に加え、大気との交換による増減が考えられるが今回は考慮しない。

$$\begin{aligned} \text{Chl.}a \text{ 増加量} &= \max(\text{Chl.}a[10:00\sim21:00]) - \\ &\quad \min(\text{Chl.}a[24:00\sim9:00]) \\ \text{DO 増加量} &= \max(\text{DO}[10:00\sim21:00]) - \min(\text{DO}[24:00\sim9:00]) \end{aligned}$$

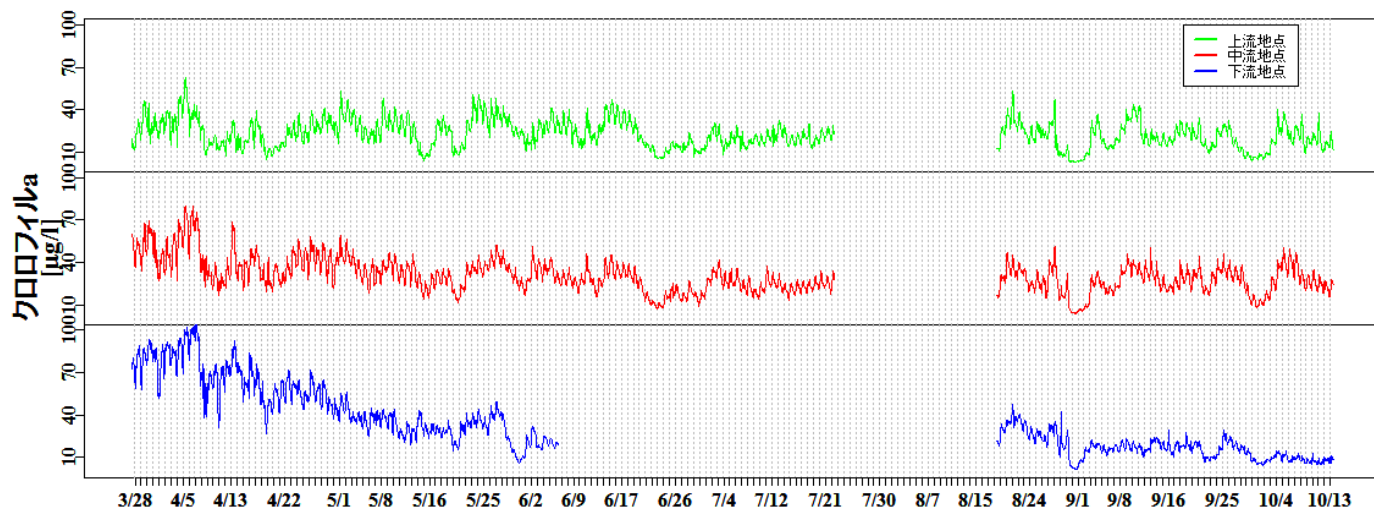


図 6-3a Chl.a の時系列変化 (時間平均)

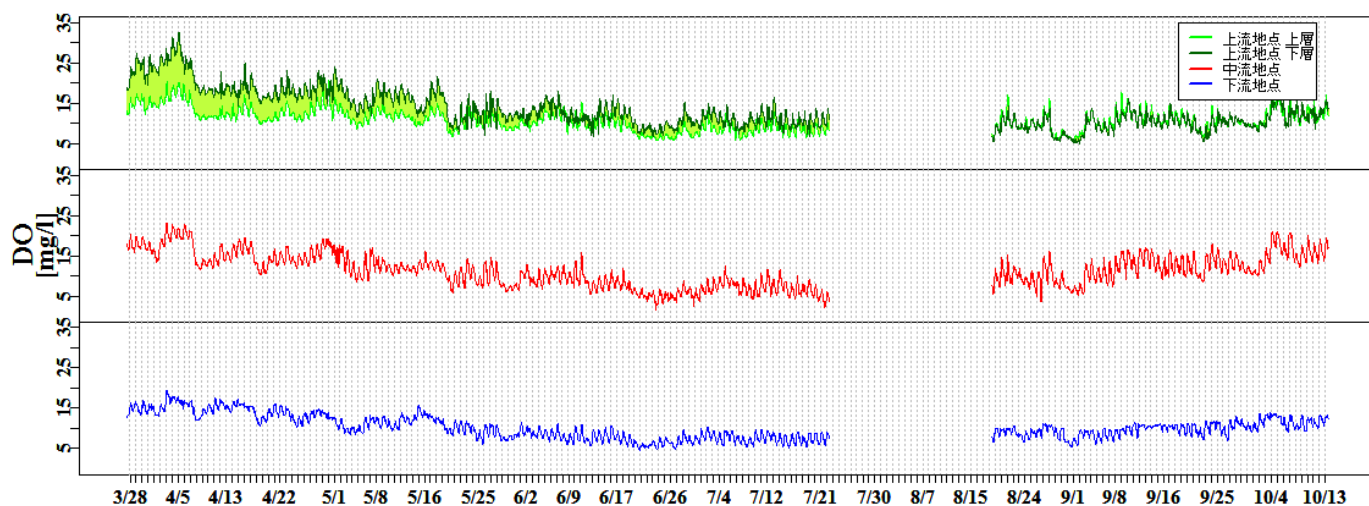


図 6-3b DO の時系列変化時間平均)

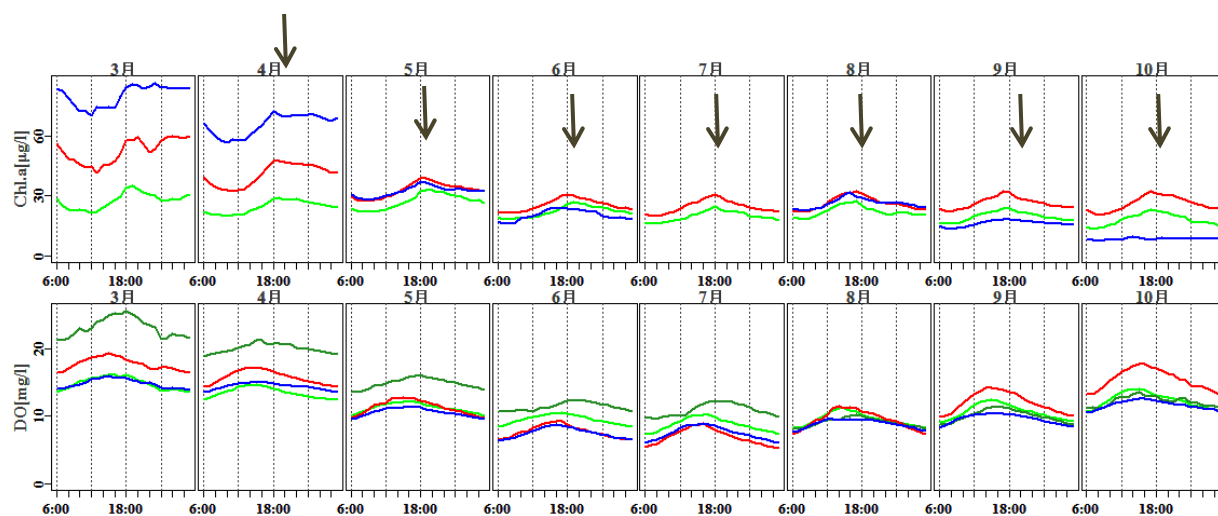


図 6-4 Chl.a および DO の日変化 (月ごとの時間平均)

図 6-4a,b に前項で示した方法で算出された Chl.*a* および DO の日増殖量を日平均とともに示す。

なお、青丸は、濃度上昇前の濃度 (24:00～8:00 までの最小値)、赤丸はピーク時の濃度 (9:00～21:00 までの最大値) を示している。その間を結ぶ線が日増殖量である。

Chl.*a* の増加量の範囲は、最小 $-1[\mu\text{g/l}]$ 、最大 $41[\mu\text{g/l}]$ 、平均 $12[\mu\text{g/l}]$ 、最頻値 $12[\mu\text{g/l}]$ であった。最小値がマイナスになっているのは移流・拡散の影響が考慮されていないことによると思われる。また、季節的な傾向として、4 月中旬あたりから下流側での Chl.*a* 日増加量が減少しており、中流もやや減少している。また、7 月には上流・中流ともにその増加幅がほぼ一定で濃度変化も小さくなっている。

また大きな出水後（日累計降雨量 40mm 以上）の変動に注目すると上流地点では出水後 Chl.*a* 濃度の上昇と同じように Chl.*a* の日増加量も増加しているが、下流地点では出水直後に増加幅が数日大きくなるが次第にその増加幅が小さくなる傾向が見られた（図 6-4a 赤の点線でマークしてある部分参照）。ここで注目したいのは、この時下流地点の Chl.*a* 濃度自体は上昇していることである。また、逆に濃度自体は低下しているが、日増加量が大きくなるという変動を示した期間もあった（図 6-4a 青の点線でマークしてある部分参照）。

DO の増加量の範囲は、最小 $-0.3[\mu\text{g/l}]$ 、最大 $11[\text{mg/l}]$ 、平均 $3.5[\text{mg/l}]$ 、最頻値 $3[\text{mg/l}]$ であった。DO の濃度自体は、全地点で第 1 回観測期間では減少傾向を示し、第 2 回観測期間は上昇傾向を示していた。

日増加量の季節変化は、第 1 回観測期間で上流地点 底層の DO 日増加量が他の地点よりも顕著に減少する傾向があった。また中流・下流地点で 4 月と比較して 5 月以降増加量がやや大きくなっていた。しかし、第 2 回観測期間は、中流でのみ DO 増加量が大きくなり、下流地点では小さくなる傾向が見られた。

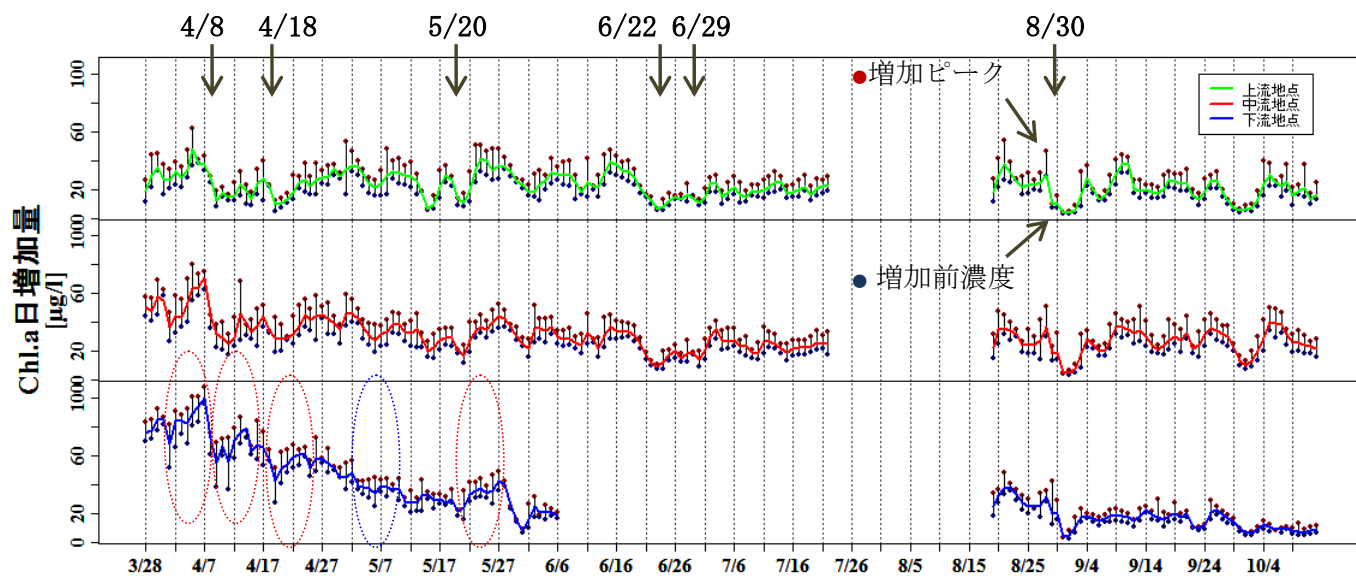


図 6-4a Chl.a 日増加量（黒線）と Chl.a 日平均（色線）の時系列変化

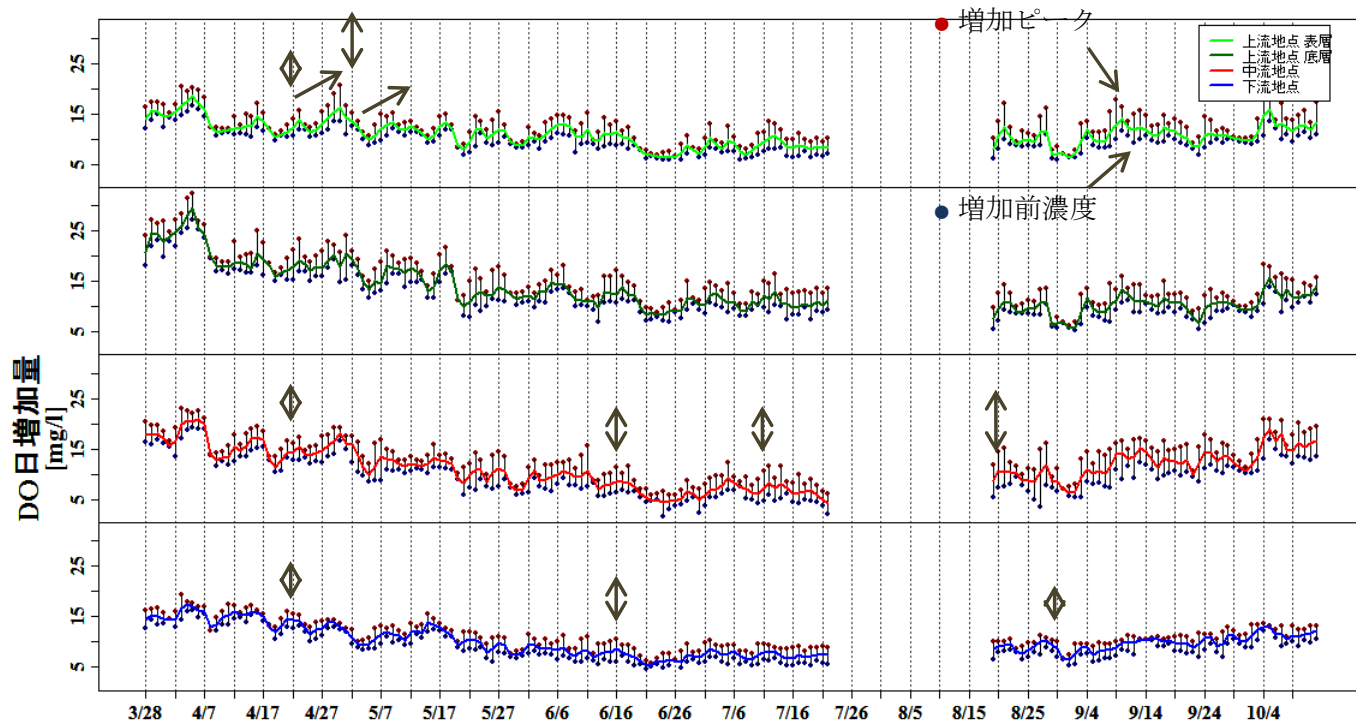


図 6-4a DO 日増加量（黒線）と DO 日平均（色線）の時系列変化

図 6-5a に DO と DO 日増加量および Chl.a と Chl.a 日増加量の相関図をそれぞれ示す。

DO に注目すると DO は日増加量は上流底層，上流，中流，下流の順に値の広がりがあることが分かる。また，下流地点は，DO 日増加量は小さいが DO 濃度自体は他地点と変わらない。

DO に注目すると DO は日増加量は上流底層，上流，中流，下流の順に値の広がりがあることが分かる。また，下流地点は，DO 日増加量は小さいが DO 濃度自体は他地点とあまり変わらない。

Chl.a および Chl.a 日増加量は，値の広がりにはほぼどの地点も変わらないが，Chl.a 濃度は，上流<中流<下流で広がり大きい。時系列変化からも示されたとおり，4 月上旬はその濃度勾配が，上流<中流<下流で大きくなる傾向にあり，その後出水による希釈が繰り返された結果，中流，下流で濃度が低下し，地点間の濃度勾配が小さくなったことから，この値の広がりには，季節変化を反映したものと考えられる。

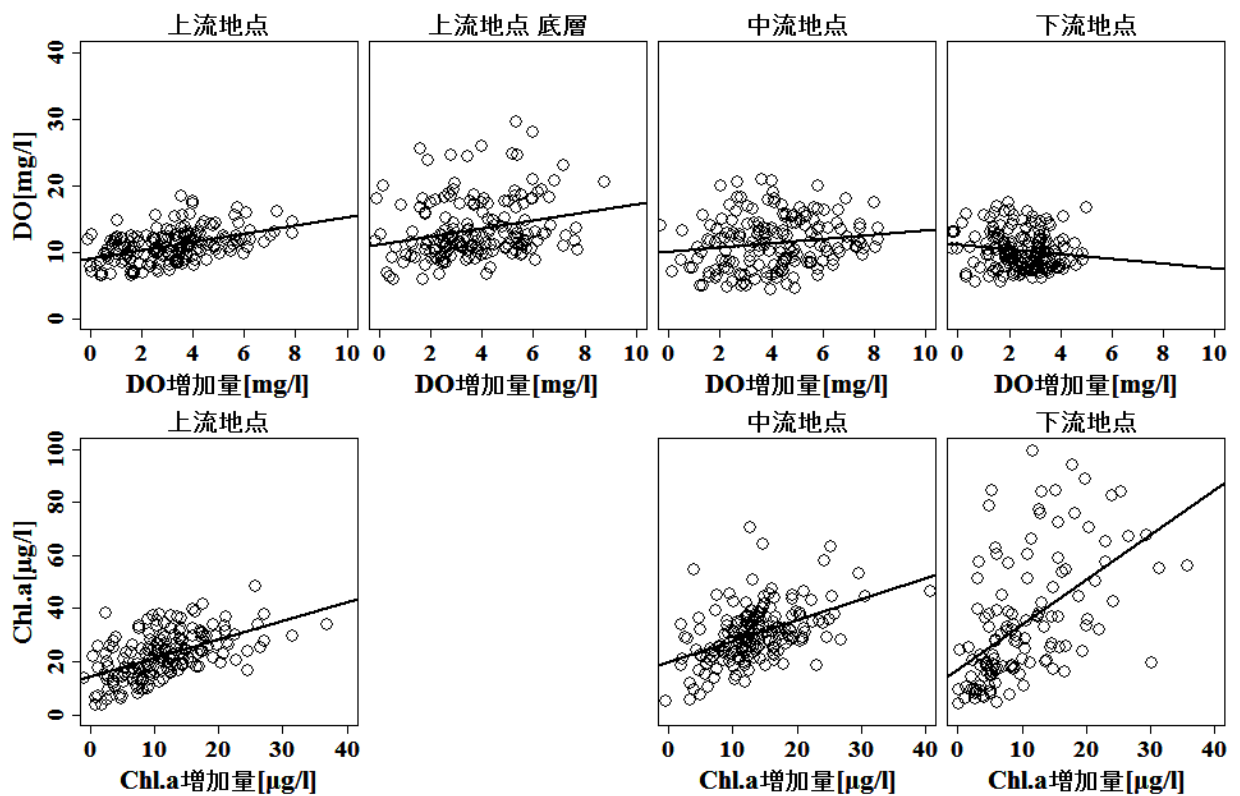


図 6-5a DO 日増加量（黒線）と DO 日平均（色線）の時系列変化

図 6-5b に Chl.a と DO および Chl.a 日増加量と DO 日増加量の相関図をそれぞれ示す。上流地点底層は Chl.a の測定値がないため表層の Chl.a の測定値を用いた。

DO と Chl.a の分布範囲および勾配は、上流<中流<下流の順に大きくなっていた。反対に DO 増加量と Chl.a 日増加量は、値の分布範囲はあまり変わらないが、その相関関係が上流>中流>下流で高くなっている。この違いは、水中の植物プランクトン量は、水が上流から下流へ流下する間にその場その場で増加していくが、流下している間に各地点で増殖する量は一定ではないことを示唆している。

植物プランクトンの増殖が抑制される主な要因として日射、栄養塩、水温などが考えられる。

また手賀沼では水が流下する間に、植物プランクトンが溶存態栄養塩類を同化し増殖するため、水が長く沼内に滞留すると、その間に増殖に十分な日射が得られれば植物プランクトンにより水中の溶存栄養塩類が同化され、溶存栄養塩類の濃度は低下すると考えられる。

すなわち、先行日射量と Chl.a や DO の日増加量を比較することで、栄養塩濃度が植物プランクトン増殖が抑制された要因であるか検証できることになる。

しかし、第 5 章で出水後の短期水質変動を検証した結果、大きな出水により滞留水が希釈・交換されその水質が大きく変化することが明らかになり、出水前後の水質変化を絶対値としてまとめて検証することは困難であると考えられた。そこで算出された先行滞留時間を用い、出水と出水の間の期間を対象に検証を進める。

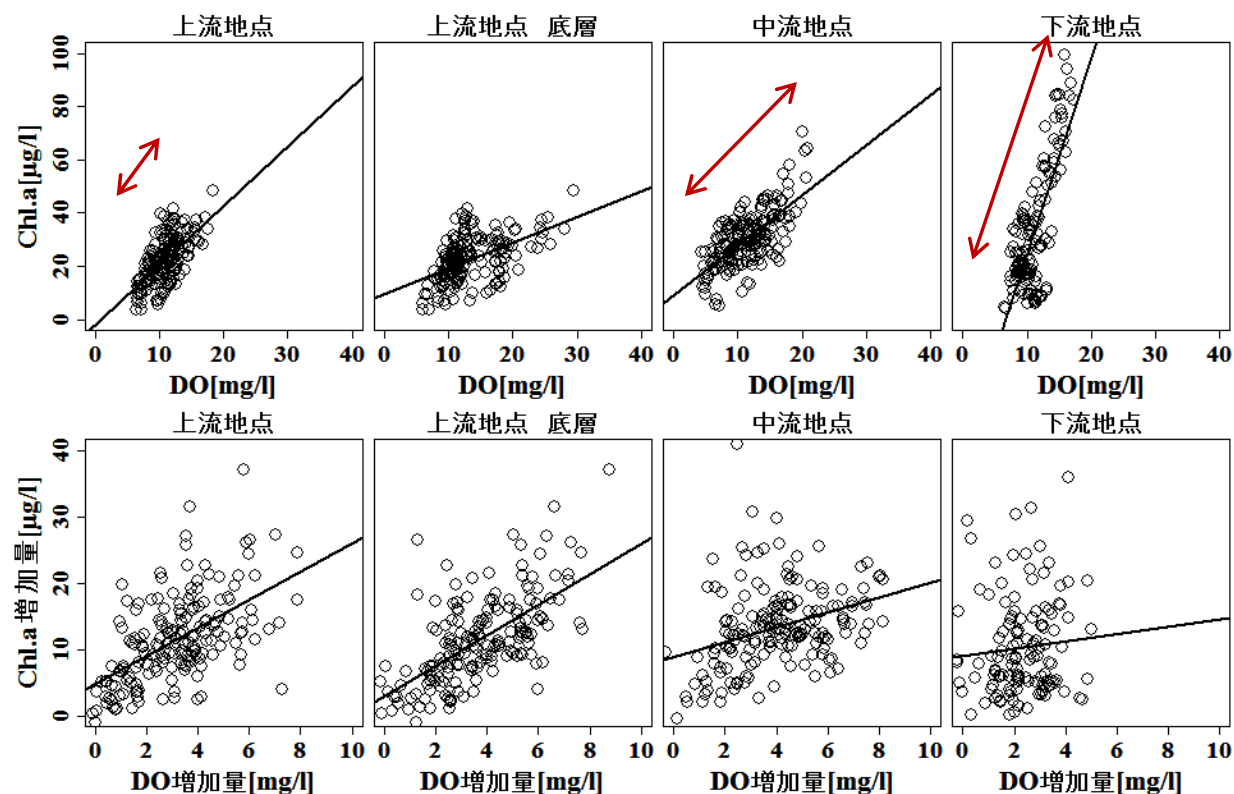


図 6-5b DO 日増加量 (黒線) と DO 日平均 (色線) の時系列変化

図 6-5c に先行滞留時間を示した。

先行滞留時間は、大きな出水時は流量が増加するため、沼の水交換に要する時間が短縮され、上流・中流・下流全てで短縮される。しかし降雨流入水の流入する期間は比較的短く、その後すぐに一定の滞留時間（灌漑期の水位で 10 日、非灌漑期の水位で 7 日程度）に戻り、導水量に依存した滞留時間がほぼ維持される。大きな出水後、導水量に依存した滞留時間になるまでの期間とその先行滞留時間が維持されている期間（次の出水までの期間＝赤の点線で囲った部分）を対象にその間の水質変化を個別に検証する。

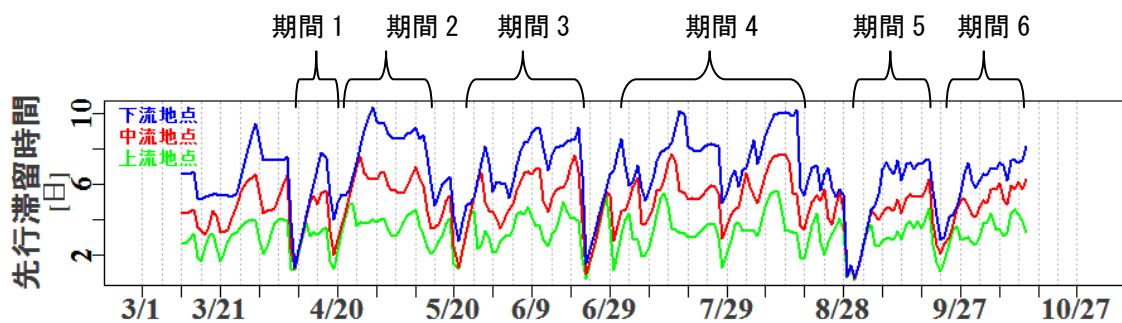


図 6-5 DO 日増殖量と先行滞留時間の時系列変化

図 6-6a,b,c に検証期間を示した先行滞留時間の時系列変化, DO と先行滞留時間の相関図, Chl.a と滞留時間の相関図を示す。

DO は、上流側では、全期間で先行滞留時間が長くなるほど濃度が上昇する傾向を示したのに対し、下流地点は期間 2（4 月末）から、中流地点は、期間 3（5 月末）からその濃度上昇が滞留時間に比例しなくなっていくことが分かる。さらに中流地点は期間 5（8 月末）、下流地点は期間 6（9 月末）から再び DO 上昇が滞留時間に比例するようになった。Chl.a も類似した傾向を示している。

DO や Chl.a の低下が見られた期間はいずれも夏季のピークの期間であった。

同様に図 6-7a,b,c に検証期間を示した先行滞留時間の時系列変化, DO 日増加量と先行滞留時間の相関図, Chl.a 日増加量と滞留時間の相関図を示す。

上流地点は、DO や Chl.a と類似した傾向を示していた。中流地点は DO や Chl.a で濃度上昇がみられなくなった 5 月末～6 月末の期間および 6 月末から 8 月上旬までの期間に DO 日増殖量にバラツキが見られるようになっている。

下流地点は、全期間にわたり、濃度変化が小さくなっていた。

以上、滞留時間と DO, Chl.a, DO 日増殖量, Chl.a 日増殖量の比較から、上流地点では観測期間を通じて DO, Chl.a, DO 増殖量, Chl.a 増殖量が滞留時間とともに上昇していたことから、上流では植物プランクトンが安定して増殖し続けられる状況が季節（春から秋）通じて整っていることが分かった。それに比べ中流地点や下流地点は、夏季に（期間 3, 期間 4）滞留時間に比例して DO, Chl.a の上昇が見られないことが分かった。またその傾向のは下流で先に見られるようになり、その後中流でも見られるようになった。さらにその期間の中流側の DO 日増殖量に値のバラツキが顕著になっていた。下流地点では、中流より値のバラツキが小さい。このような現象は平常時には水が上流から下流へ移動する傾向が弱まり滞留的な状態になるため、滞留時間という概念だけでは説明できない環境因子が影響していると考えられる。今回の観測ではこのような現象が特に夏のピークに観測されたため、水温成層の形成による流動構造の変化が示唆されるが、その検証にはさらに観測データを蓄積し各気象条件との対応を検証する必要がある。

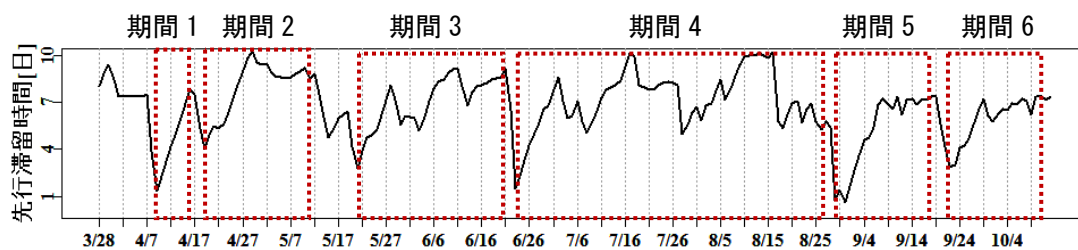


図 6-6a 下流地点の計算先行滞留時間

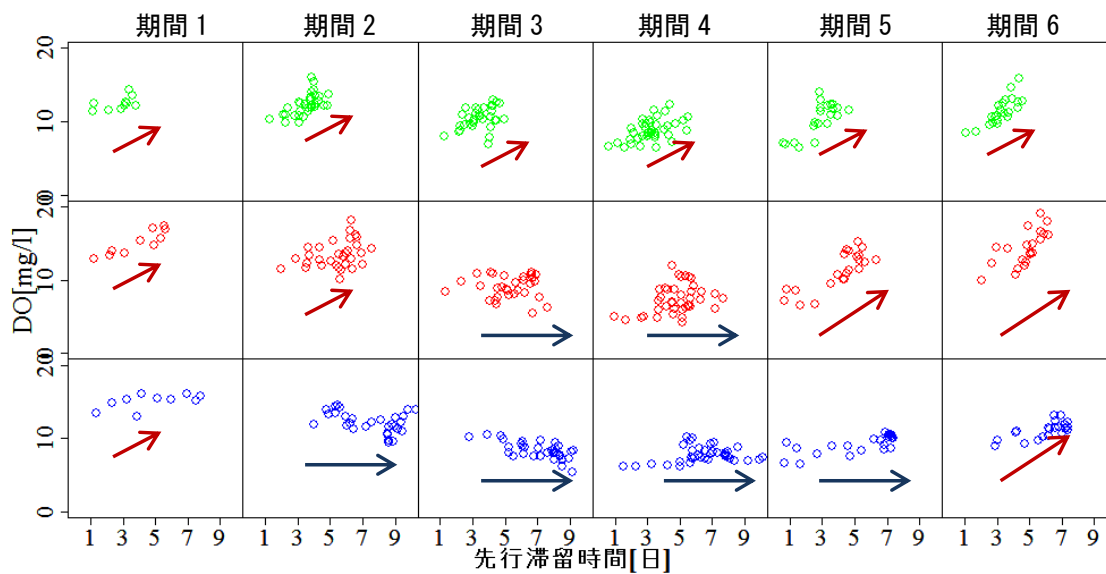


図 6-6b DO と先行滞留時間の相関図

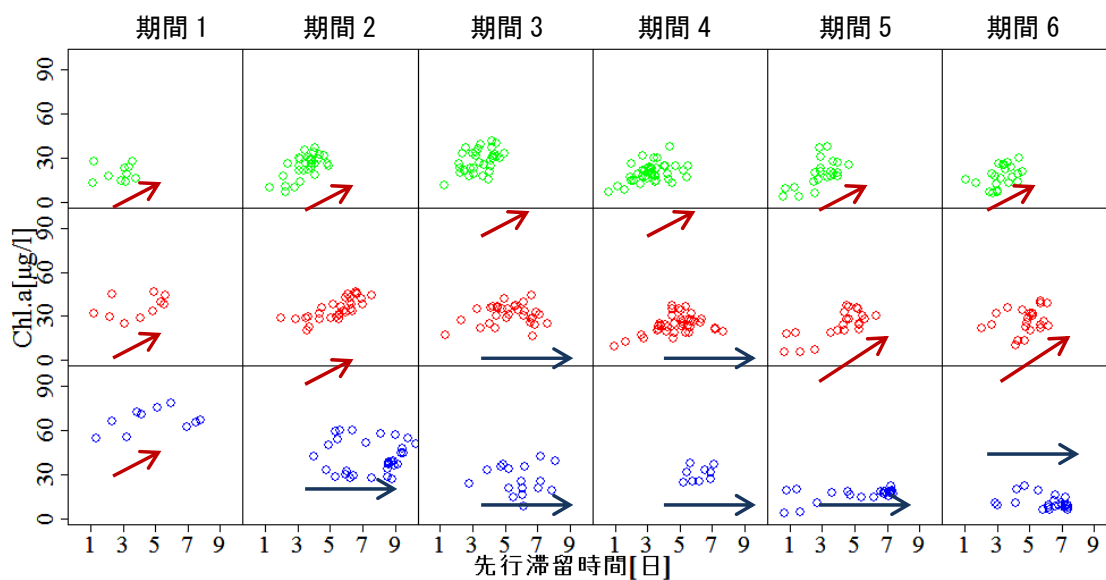


図 6-6c Chl.a と先行滞留時間の相関図

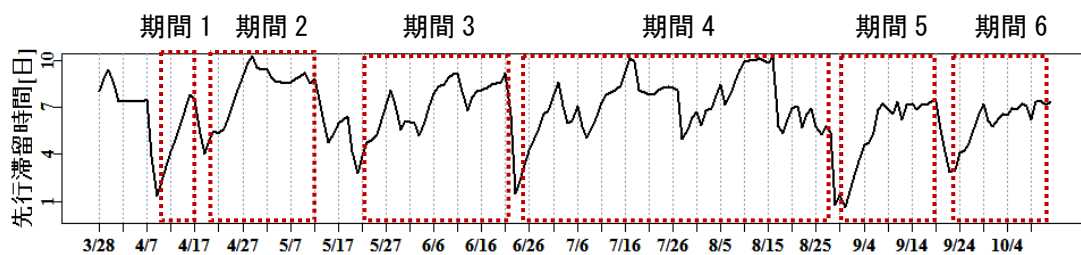


図 6-7a 下流地点の先行滞留時間

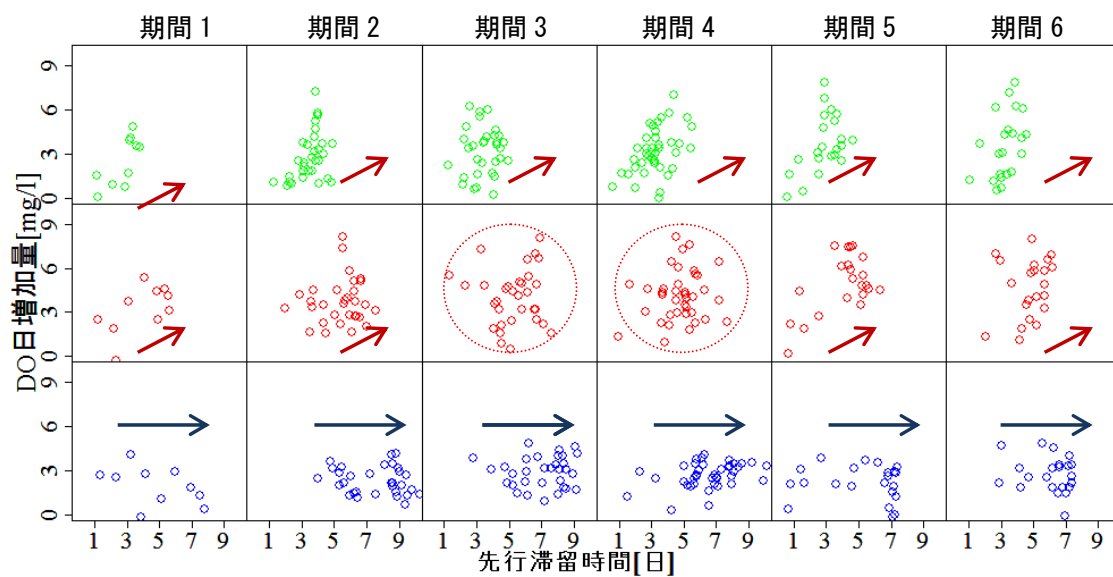


図 6-7b DO 日増加量と先行滞留時間の相関図

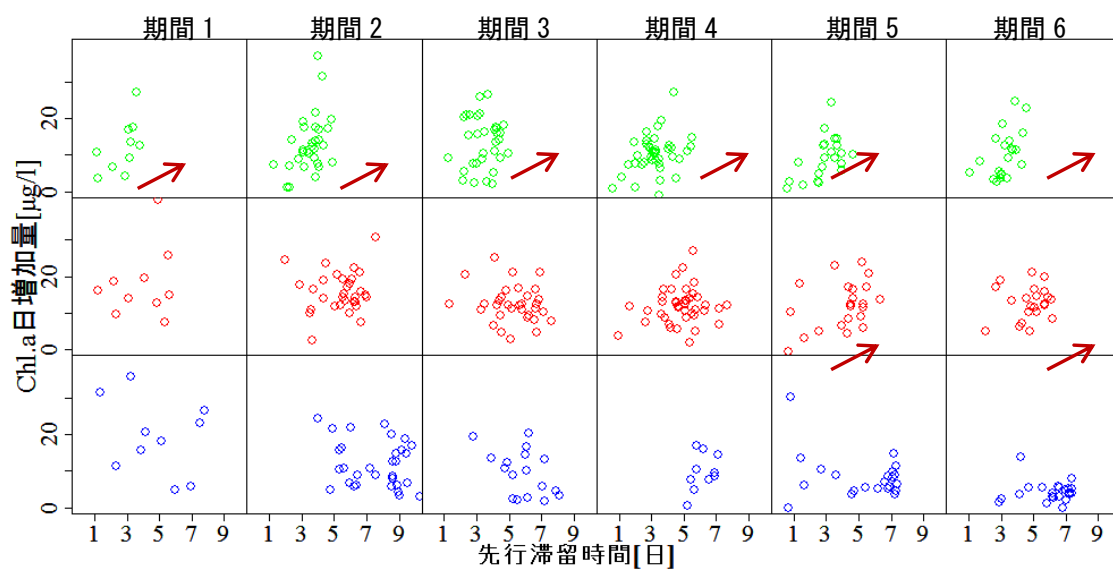


図 6-7c Chl.a 増加量と先行滞留時間の相関図

Appendix 2-2 計算プログラム (先行滞留時間, 先行日射量, 先行日照時間の計算)

#先行滞留時間の計算

```
setwd("C:/Users/maripipi/Desktop/desktop")
d<-input
OOHORIin<-0.7
OOTSUin<-0.3
SOMEIin<-0.2
TEGAin<-0.3
KITACHIBAIN<-d$KITACHIBAIN
OOHORI_rin<-d$OOHORI.Q
OOTSU_rin<-d$OOTSU.Q
SOMEI_rin<-d$SOMEI.Q
TEGA_rin<-d$TEGA.Q
#計算開始列=srow, 最初のデータの先行滞留時間を計算するのに十分な先行データをとっておく
#こと.
srow<-250
ndata<-srow:nrow(d)
DATE<-d$DATE[ndata]
HOUR<-d$HOUR[ndata]
output<-data.frame(ndata,DATE,HOUR)
tarealist<-c("up","mid","down")

for (tarea in tarealist){
  if(tarea=="up"){
    fin<-OOHORIin+OOTSUin+TEGAin/3+KITACHIBAIN
    rin<-OOHORI_rin+OOTSU_rin+TEGA_rin/3
    cap<-d$upcap}

  if(tarea=="mid"){
    fin<-OOHORIin+OOTSUin+2*TEGAin/3+KITACHIBAIN
    rin<-OOHORI_rin+OOTSU_rin+2*TEGA_rin/3
    cap<-d$midcap}

  if(tarea=="down"){
    fin<-OOHORIin+OOTSUin+TEGAin+KITACHIBAIN+SOMEIin
    rin<-OOHORI_rin+OOTSU_rin+TEGA_rin+SOMEI_rin
    cap<-d$downcap}

  Fin_hour<-(fin+rin)*3600
  for(t in ndata){
    Vcounter<-cap[t]
    i<-t
    output$Solar_radi[t-srow+1]<-0
    output$SUNSHINE[t-srow+1]<-0
    output$counter[t-srow+1]<-1
    while ((Vcounter-Fin_hour[i]) >= 0){
      Vcounter<-Vcounter-Fin_hour[i]
      output$counter[t-srow+1]<-output$counter[t-srow+1]+1
      output$Solar_radi[t-srow+1]<-output$Solar_radi[t-srow+1]+d$Solar_radi[i]
      output$SUNSHINE[t-srow+1]<-output$SUNSHINE[t-srow+1]+d$SUNSHINE[i]
      i<-i-1}}
  assign(paste(tarea,sep=""),output)}
output<-data.frame(up,mid,down)
write.table(output,file="output.csv",sep=" ",append=F)
```


第7章 結論

本研究では、千葉県北西部に位置する淡水湖である、手賀沼において現地観測を行い、水質の空間分布および時系列変化から手賀沼の水質変化の支配要因を検討した。以下に各章で得られた知見を統括し、結論と今後の展望について述べる。

第2章では、1981年から2007年の千葉県公共水域定点水質調査の結果を解析し、手賀沼の水質の経年的な変遷および季節的な変化を整理した。その結果、1960年代以降水質が悪化し、夏季の藍藻類の異常増殖などの水質障害を引き起こしていたことが分かった。また水質の変遷から2000年の北千葉導水の本格稼働前後で水質および水質分布が変化したことが示された。その水質分布の変化は、水が流下する（移動）の時間スケールと水中での物理・化学・生物反応の時間スケールの関係が北千葉導水稼働による流入水量の増加により変化したことを示唆していた。

導水前の水質分布は、水の移動の時間スケールが大きく、移動の空間スケールが小さかったために、植物プランクトンの増殖、枯死、沈降、蓄積のプロセスが手賀沼の上流側ではほぼ完了し、富栄養化が促進されていたことを示し、導水後の水質分布は、水の移動の時間スケールが小さく、移動の空間スケールが大きくなったことにより、植物プランクトンの増殖は見られるものの、枯死体の沈降、蓄積は抑制されていることを示していた。

第3章では、気象条件が異なる日に手賀沼やその流入・流出河川を対象に行った流速・水質調査の結果を用い、手賀沼の流動と水質変化を水質の空間分布から総合的に検討した。その結果、手賀沼の水質は流下方向に変化していることが分かった。また、その水質変化は、水質の異なる水が移動することによる水質変化と水が流下している間の生物活動などの結果として引き起こされる変化があることが示された。

第4章では、手賀沼の流下方向3地点（上流、中流、下流）でおこなった水位・水質連続観測の結果を統括した。

第5章では、手賀沼への流入河川が上流側に集中し、流出河川が下流端のみであることや細長い形状などの地形特性により、手賀沼の水質が流下方向に変化する特性に注目し、その地形特性から大規模な出水時に水交換の影響が大きいという仮説のもと、出水後の短期水質変動を水位・水質連続観測により得られた結果および流入量や貯水量の概算結果から比較・考察した。その結果、大規模な出水時は、沼の滞留水が降雨流入水により希釈・混合・交換され、水質がダイナミックに変化することが分かった。また観測期間となった2008年夏季のように、出水頻度が高い場合、出水毎に滞留水が希釈・交換され、結果的に水質変化の季節変化となっていることが分かった。この傾向は、流入水の影響を定常的に受けている上流地点より中流地点で中流地点より下流地点で顕著であることが分かった。

第6章では、平常時の水質変化を捉えるために滞留時間の概念を取り入れ、水の移動の時空間スケールを総合的に捉える試みを行った。その結果、水の滞留状況が出水時に大きく変化し、その後定常流入水量に依存した状態に戻ることが分かった。そこで、大規模な出水から出水までの期間を対象にその間の水質変化および水質の空間分布の変化を検証した。その結果、出水後水が大きく交換されても植物プランクトンが安定して増殖できる環境にあり、現在の手賀沼の滞留時間(灌漑期10日)では、上流地点においてはその増殖に制限がないことを示していた。また、中流、下流地点では夏のピークに増殖量のバラツキが大きくなっていたことから、滞留傾向が強まることにより、上流から下流に流下する傾向が弱まり、風や水温差などの外力の影響を受けやすくなっているのではないかと考えられた。このような現象を説明するにはさらなる観測データの蓄積および気象との対応の詳細な検証が必要になるが、その理解を深める上で有用な知見が得られた。

以上のように、手賀沼の水質変化および水質の空間分布は、流入水量の変化による水の移動の時空間スケールの変化により大きな影響を受けることが分かった。また、出水時と平常時は水の移動の時空間スケールが大きく異なることが示された。

大規模な出水はイベント的な現象であるが、手賀沼の場合その地形特性から滞留水がより多く排出され、流入水がより多く沼に残留するという観点から、その前後で水質を大きく変え、定常状態に戻った後も影響を及ぼすことが明らかになった。したがって大規模な出水時にもたらされる水の水質により、その後の水質変化の挙動も変化させることが示唆される。

本研究で観測を行った期間は、春から夏の出水頻度および出水規模が比較的高い時期であり、貯水量比の100%を超えるような規模の出水もあった。反対に冬季は、出水頻度が少なく、出水規模が小さいと考えられる。したがって同様の観測および

解析を冬季にも継続して行うことにより手賀沼の水質および水質の空間分布の変化を総合的に理解できると考えられる。それらの知見から手賀沼の富栄養化の抑制のための知見が得られると考える。また北千葉導水による導水量を季節や前後のイベントを考慮した運用にすることで、その浄化効果を最適化できる可能性が示唆された。

謝辞

指導教員である鯉渕幸生先生には、研究のノウハウを全く知らない状態で入学してきたにも関わらず、丁寧に指導していただきました。また、研究を進める中では、一筋縄ではいかないことが多々発生しました。そんな時にどのように考え、事を進めるのかといったようなものを学び、自分自身の欠点にも気がつくことができました。また、先生がふっと発した言葉の先には必ず何か学びや発見がありました。

同水圏環境研究室の磯部雅彦先生には、ゼミでの指導やアドバイスにとどまらずバスや電車の中でまで研究に対する疑問を聞いていただき、ご多忙の折にも関わらず丁寧に指導していただきました。知識と理解力が足りず全てのアドバイスを拾いあげることができなかったことが悔やまれます。

同水圏環境研究室の黄光偉先生には、ゼミでのアドバイスに加え、データの入手などでもご協力いただきました。湖沼の流動プログラムについて熱心に指導していただいたにも関わらず私の知識不足のため結果を出すことができず悔いが残りますが、あきらめず勉強を続けたいと思います。

また、副指導教官の辻先生には、研究に対する姿勢を学びました。また、研究の合間にいただいた極上のお酒の味は、修士論文に燃えた日々とともに永遠です。

研究員の村田さんには、2回にわたり観測につきあっていただき、独自の視点を教えていただきました。

千葉県 環境研究センターの小倉先生・平間先生には手賀沼の研究を始めた当初に手賀沼に関する情報やデータなど提供いただくとともに、手賀沼のことをいろいろと教えていただき、同研究室 Deepak とともに大変お世話になりました。

手賀沼土地改良区の武井さん、染谷さんにはおよび職員の皆様には、一方的なお願いでお伺いさせていただいているにも関わらず、温かく迎え協力していただきました。データ収集の成果のみならず手賀沼や我孫子周辺の気象について議論させていただくなど楽しく有意義な時間を過ごすことができました。

同研究室の先輩である寺田さんには、研究で迷っている時にアドバイスや後押しをしてもらい、少しでも前に進む力をいただきました。また、佐藤さん、神野さん、森田さんには、工学の知識が乏しい私にも分かるようにいろいろなことを工夫して教えていただき勉強させていただきました。寺田さん、大城さん、牟田原さん、近藤さん、砂原さん、寺門さん、中村さんには現地観測を手伝っていただき、一人では成し遂げられないことを成し遂げることができました。同期の M2 の三浦さん、東さんには、修士論文執筆中の不安がつのるなか、いろいろ相談にのっていただきました。秘書の室園さんにもいつも癒されました。書ききれないのですが研究室全員いろいろお世話になりました。他にも研究を通してさまざまな人に関わる機会をいただき、親切にさせていただきました。

最後に両親とサントシュ君には、ひとつのことを始めると他が全く手につかない私なのに温かく見守りサポートしてくれたことに心から感謝します。皆様のご協力により何とか修士論文を書き上げることができました。ありがとうございました。