

8.2 寒冷地汽水域における底質及び生物生息環境改善に関する研究

研究予算：運営費交付金（一般勘定）

研究期間：平 23～平 27

担当チーム：水環境保全チーム、寒地技術推進室

研究担当者：新目竜一、谷瀬敦、柏谷和久、

杉原幸樹、水垣滋、田中忠彦

【要旨】

汽水域は独特かつ多様な生物生息環境が形成され、地域の生活や水産資源の面からも重要な位置を占める。さらに寒冷地では水質構造や汚濁負荷の流入特性が異なる。本研究では寒冷地汽水域の底質環境に、濁質が及ぼす影響に着目している。特に汽水湖および河川感潮域において、濁度等の水質による生物生息環境の観測および評価手法の構築を行い、生物生息環境の管理手法を提案した。主な成果は ADCP による濁度空間分布推定手法を開発し、河川域において流量による空間的塩水遡上動態を推定可能とした。また、結氷下の湖沼水質変動を明らかにし、三次元流動・生態系モデルを構築した。以上の成果から汽水域の生物生息環境改善に資する管理手法の提案を可能とした。

キーワード：汽水域、ADCP、ヤマトシジミ、塩水遡上、結氷湖沼

1. はじめに

汽水域は、独特かつ多様な生物生息環境が形成されており、「汽水域でしか生きられない生物の生息・生育の場」として非常に重要である。また、ヤマトシジミやワカサギをはじめとした内水面漁業など、地域生活や産業の場としても、重要な位置を占めている。これら汽水域の水質は、底質環境の影響を強く受けることが知られている。さらに積雪寒冷地では、低水温や結氷による底層部の貧酸素化、融雪出水などにより、底質や水質構造、汚濁負荷の流入特性は温暖地域とは異なる。

近年、これらの寒冷地汽水域の一部において、汚濁負荷が蓄積された底質に起因する水環境の悪化が生じており、河川管理者は、汽水域環境の保全・改善に取り組んでいる。一方、厳しい財政状況から、現状把握、事業の評価・管理等を行うための物理環境、生物相の相互関係を効率的にモニタリングする手法の構築が不可欠である。

本研究では、寒冷地汽水域の水環境の改善のため、平成 23 年度平成 27 年度の 5 か年で以下の 3 項目を達成することを目標とした。

- 1)寒冷地汽水域の底質・濁質が生物生息環境に及ぼすインパクトとその機構解明
- 2)ADCP による濁質・汚濁負荷動態推定手法の開発

- 3)積雪寒冷地における効率的な汽水域環境の評価・管理手法の構築

上記目標を達成するため、湖沼域として網走湖、河川域として天塩川を対象水域として現地調査、現地実験、既往データの収集整理および分析を行った。本報告は達成目標毎に成果を以下にとりまとめる。

2. 寒冷汽水域の底質・濁質が生物生息環境に及ぼすインパクトとその機構解明

2.1 河川域

ヤマトシジミ（以下シジミと略す）は我が国における重要な水産資源であるが、その生産量は 1970 年の 5.6 万トンを超えて減少を続け、2012 年では 0.7 万トンにまで減少している¹⁾。国内のシジミ漁場の北限でもある天塩川水系（天塩川、サロベツ川、パンケ沼）でも漁獲量が年々減少し、特にパンケ沼においては漁獲量の減少が深刻な問題となっている。図-2.1.1 にパンケ沼でのシジミ漁獲量と推定資源量の推移（平成 24 年度天塩しじみ資源環境対策委員会資料より）を示す。漁獲量は 1985 年をピークに減少し、近年ではピーク時の 100 分の 1 以下となっている。推定資源量は漁獲量とほぼ同様の挙動となっている。

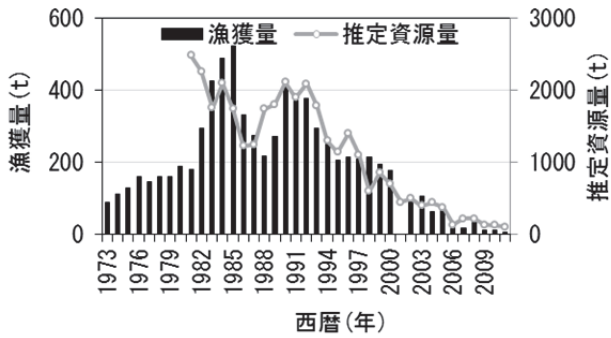


図-2.1.1 パンケ沼のシジミ漁獲量と資源量の推移
(天塩しじみ資源環境対策委員会資料より読取り作成)

2.1.1 シジミ生息環境調査

汽水域生物生息環境の評価指標として、対象生物をシジミとし、底質性状との関係性を確認した。

図-2.1.2 に示す天塩川において国土交通省北海道開発局留萌開発建設部によって2005年に、河口から上流側17kmまでの500m間隔でシジミの現存量調査が実施されている。この調査のデータより、底質性状との関係を分析した。シジミ現存量調査は左右岸の標高-0.5m、-1.0m、-1.5m、-2.0m、-3.0mにおいて実施されている。また同地点において底質調査も実施されている。シジミ現存量調査は年2回実施されており、左右岸の調査結果および2回の調査結果を合算して、取り扱った。

(1) 現存量の縦断分布

図-2.1.3に標高別のシジミ現存量の分布を示す。横軸は河口からの距離を表し上流に向かう距離を示す(KP4.0は河口から4.0km上流を示す)。KP7.0~10.0にかけて現存量がピークとなっていた。また標高方向に比較すると標高-1.5m~-2.0m付近に塩水境界面が存在し、標高-1.5m以下では現存量が急減する分布となっていた。シジミは海水(34psu)では生存できないことが知られており、標高-1.5m以下ではほぼ海水と同等の塩分濃度となることが推察され、昨年度の観測結果(KP11.8における塩分観測)とも一致する。このことから、シジミ現存量と底質性状との関係性を把握するために標高-0.5mと-1.0mの現存量を抽出して以下の分析を行った。

(2) 底質有機物指標とシジミ現存量の関係

図-2.1.4に底質の強熱減量に対するシジミ現存量、図-2.1.5に底質のCODに対するシジミの現存量を示す。これら底質の有機物指標が増加するとシジミの現存量は減少する傾向がみられる。ここで既往文献^{2), 3), 4)}からシジミの好適環境を30日生存率が100%、限界環境を30日生存率が50以下とすると、強熱減量に対するシジミの好適環境は5mg/g以下、限界環境は15mg/g以下となる。天塩川の強熱減量はほとんどが好適環境と限界環境の間にあり、シジミにとっては良好な環境ではないにもかかわらず、現存量が多いことが確認された。



図-2.1.2 天塩川調査位置図

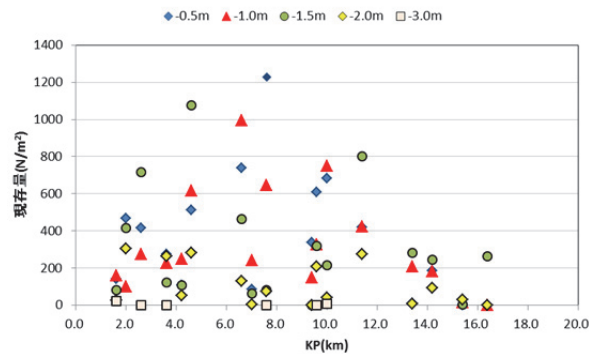


図-2.1.3 シジミ現存量分布

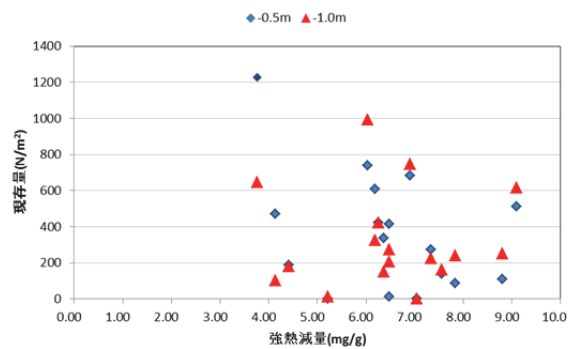


図-2.1.4 底質強熱減量とシジミ現存量の関係

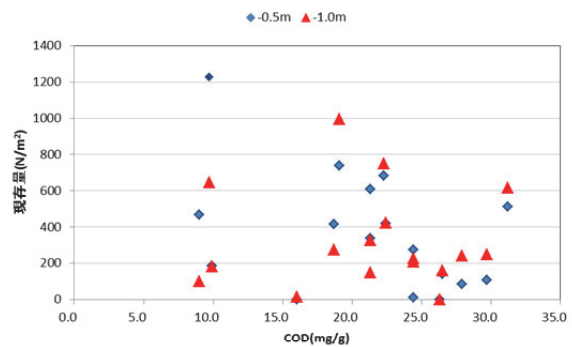


図-2.1.5 底質CODとシジミ現存量の関係

(3) 底質粒度組成とシジミ現存量の関係

次に粒径や組成との関係をまとめる。図-2.1.6に底質の中位径に対する現存量の関係を示す。天塩川河床はシルト・粘土の組成が高く、中位径は0.05mm程に集中し、明瞭な関係性はみられない。

図-2.1.7に底質のシルト・粘土組成率に対する現存量の関係を示す。この結果からはシルト・粘土組成率が高くなるほど現存量が減少する傾向がみられる。ここで、既往文献^{2),3),4)}から好適環境は10%以下、限界環境は50%以下と報告されている。天塩川河床は限界環境よりも劣悪な状況であるが、シジミの大半がその劣悪な環境に生存している結果となった。なお、シジミは卵から孵化したのち浮遊幼生となり、着底して成長するためシルト・粘土組成率によって着底条件が15%以下が適していると報告⁴⁾されている。この着底条件を比較しても、天塩川の河床は不適環境であるものの実際の現存量は多いことが確認された。図-2.1.8に底質の細砂組成率に対する現存量をまとめると、細砂組成率の増加にともない現存量が増加していることが確認された。これらの傾向から底質の粒径に関係する条件としては天塩川は劣悪な状況であるが、シジミは生存しており、実際の生息環境としては水質など他の要因が強く影響していると推察される。

2.1.2 塩水遡上調査

底質による生息環境に有意な関係性がみられないことから天塩川におけるシジミ生息環境には塩分が重要と推定し、塩水遡上形態について観測を実施した。

KP7.8 (河口から 7.8Km 上流) において超音波流速計 (TELEDYNE RD Instruments Workhorse sentinel 1200kHz、以下 ADCP と略す) を河床から鉛直上向きに設置した。設置箇所の横断面を図-2.1.9 に示す。設置箇所の平水時水深は概ね6mであり、10分間隔で、鉛直方向に0.28m間隔で流速を計測した。観測期間は2011年7月22日～11月15日、および2012年6月28日～10月31日である。なお、2011年9月4日～10月1日にかけて出水による土砂堆積が原因とみられる約1か月間の欠測が生じた。また、上記観測期間中に約2週間毎に多項目水質計 (JFE アレック Compact-CTD、以下 CTD と略す) を用い、水温・濁度・塩分の鉛直分布を計測した。なお、このときの鉛直方向の観測間隔は0.1mである。一方で、KP7.8の横断形状を既往の測量成果 (2007年実施) と比較した結果、2005年から2012年にかけて大きな変化は見られなかった。

図-2.1.10、図-2.1.11に2011年および2012年のADCPによる流速観測結果をコンター図として示す。ここで、河道法線に沿うように流速ベクトルを回転補正し、上流向き成分を正值で赤色、下流向き成分を負値で青色としてまとめた。また参考として円山観測所における時刻降雨量を加えている。なお、2011年9月4日～10月1日の間はデータが異常値を示しており、出水による土砂堆積等が影響し

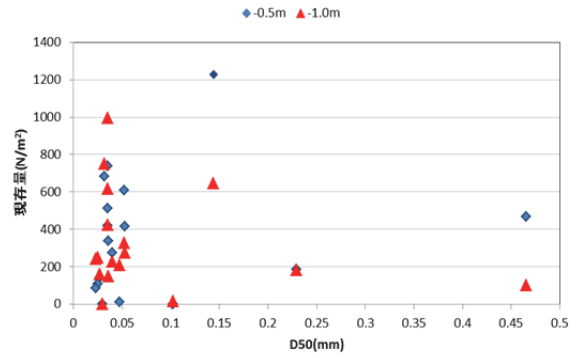


図-2.1.6 底質中位径とシジミ現存量の関係

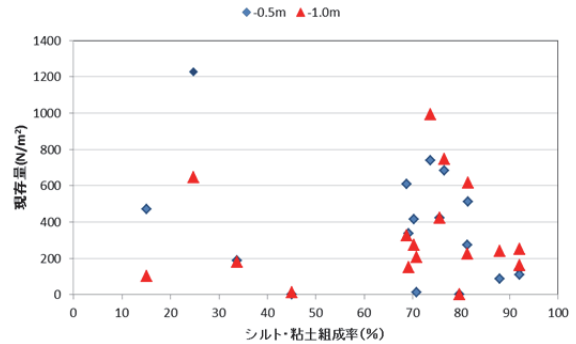


図-2.1.7 底質シルト粘土とシジミ現存量の関係

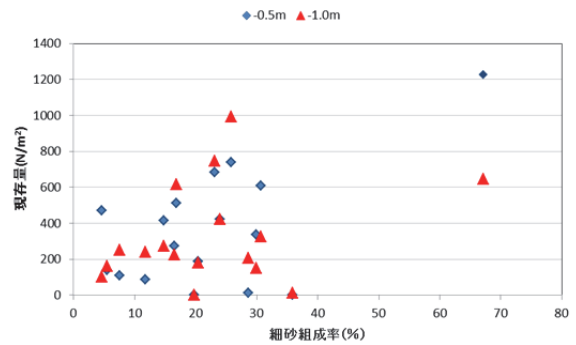


図-2.1.8 底質細砂とシジミ現存量の関係

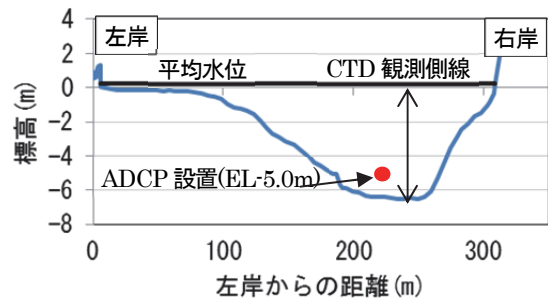


図-2.1.9 天塩川 KP7.8 横断面図

ていると考えられる。観測データから両年ともに、表層では下流向きの流速、下層では上流向きの流速が明瞭にみられた。さらに、下層の流速は日周変動により増減を示し、降雨時には全層で下流向きの流速が卓越することが分かった。

次に図-2.1.12に2011年のCTDによる塩分観測結果、図-2.1.13に2012年の観測結果を示す。両年ともに標高

の高い位置（表層）では塩分濃度が低く、標高の低い位置（下層）では塩分濃度が高くなっていた。かつ、鉛直分布は緩やかに変化せず急激な濃度変化を示す位置が存在している。なお、海水の塩分濃度は31~34PSUであり、下層の水塊は海水であることがわかる。これより天塩川においては明瞭な塩分躍層が見られ、表層はほぼ淡水であり、下層がほぼ海水となっている特徴が見られる。鉛直的にみると急激に塩分濃度が変化する躍層の標高は時期により変動することが確認された。

ADCPの観測結果と併せて考慮すると、天塩川においては混合しない海水が下層を遡上し、河川流量増加時に下層の海水が押し出されることが明らかとなった。シジミの生息塩分帯は5~20PSUが適している⁹⁾といわれているが、以上のことから天塩川におけるシジミ現存量との関係を考慮すると、天塩川では生息に適した標高帯が非常に限定されることが推察される。また塩分は産卵誘発因子であり、水温などの条件と合致しなければ産卵しない。つまり、生息数を増加させるには産卵、成長する再生産サイクルが重要であり、その因子が塩分となる。それらを明らかにするためには時系列の鉛直的な塩分変化の把握が重要となることが示唆された。

2.2 湖沼域

シジミは汽水性二枚貝であり、江戸時代から食用されていた記録がある。現在の国内漁場は汽水湖が漁獲量の9割を占めており、安定した食料供給のためにも水環境保全が重要となる。わが国の主な漁場は小川原湖（青森県）、宍道湖（島根県）、網走湖（北海道）で全漁獲の6割以上となっている。上述三湖はいずれも塩淡水境界を有する汽水湖で、北方二湖は結氷する。そのため、生物生息環境を把握するには湖の特性と結氷による影響を把握する必要がある。本研究は網走湖を対象として現地観測を実施した。

2.2.1 網走湖濁質動態調査

観測地点は、図-2.2.1に示す網走湖内に図-2.2.2に示すように観測機器を設定水深に係留設置して連続的な観測を実施した。加えて採水試料を採取して、室内分析によって含有化学種等を分析した。

女満別湾中央に当たるSt.Aで超音波3次元精密流速計（JFEアドバンテック VECTOR）を湖底に設置し、流速流向連続観測を行った。観測期間は2013年7月22日~8月26日である。設置地点の水深は平水時において概ね2mであった。また同一地点において、濁度・クロロフィル計（JFEアドバンテック製 Infinity-CLW）を水深1m及び底面上約20cmの2層に設置して連続計測を行った。

図-2.2.3に観測結果を示す。このとき観測期間に対応する気象庁の網走地点におけるアメダスより風向風速および雨量データを取得して比較する。図-2.2.3は上から日降雨量、風向風速のベクトル図、底面流速のベクトル

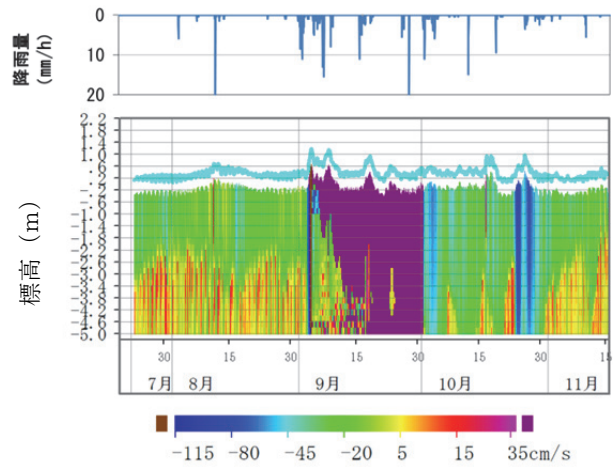


図-2.1.10 2011年 ADCP 観測結果

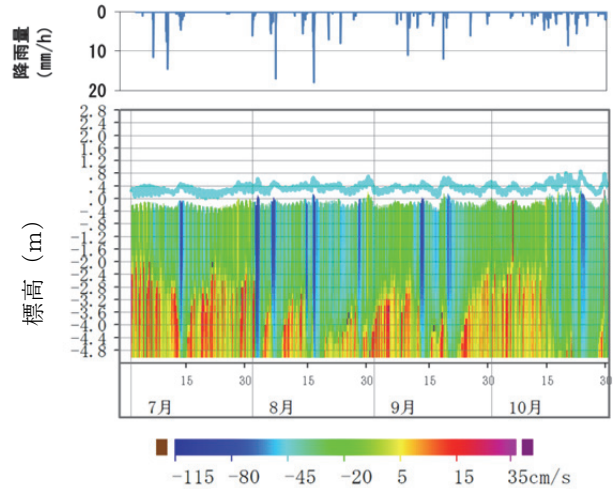


図-2.1.11 2012年 ADCP 観測結果

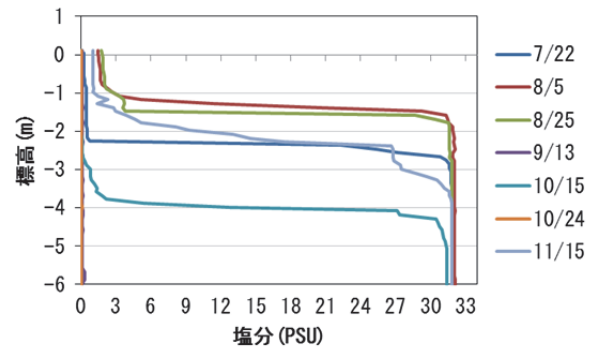


図-2.1.12 2011年におけるCTD 観測結果

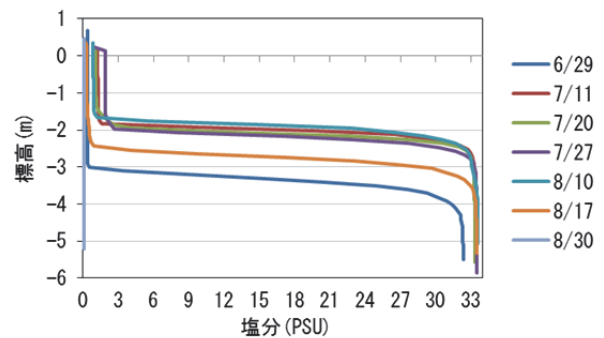


図-2.1.13 2012年におけるCTD 観測結果

ル図、濁度を表している。

この結果から7月23日～7月29日にかけては降雨がなく、風速が強かった。このとき底面付近では10cm/sほどの流速が発生し、底面近傍の濁度が上昇することが確認された。このとき濁度は水深1mにおいても同程度の濃度で同期した挙動を示していた。これらの挙動は降雨がないことから、風による連行流により底質が巻き上げられた現象をとらえていると考えられる。

次に8月16日以降のデータを見ると、強い降雨の後に濁度が上昇していることが確認できる。これらは河川流出にともなう濁質の流入を示していると考えられるが、底面近傍の濁度が中層よりも高くなっている傾向がみられる。これらは河川水流入が下層に潜り込んでいることが推察されるが、詳細は不明である。

また、8月9日～8月12日のデータは降雨と強風が交互にあり、観測された濁度データは巻き上げと流入が複合した濁度上昇と考えられる。

2.2.2 網走湖沈降物動態調査

前述成果より、網走湖においては底質の巻き上げによって水中に懸濁物が供給され、同時に栄養塩が供給されることが示唆された。そこで浮遊懸濁物質の性状把握を目的に現地観測を実施した。

調査地点は、図-2.2.1に示す、網走湖内 St.A、B、C の3地点とした。各観測地点の底面から0.8mの位置にセジメントラップを設置し、沈降物の採集を行った。設置期間は2014年7月2日～7月17日および2014年8月20日～9月3日の約2週間の継続設置を2回実施した。また同一地点・同一位置において、濁度・クロロフィル計（JFEアドバンテック製 Infinity-CLW）、溶存酸素計（JFEアドバンテック製 RINKO W）、水温・塩分計（JFEアドバンテック製 Compact-CT）を設置して連続計測を行った。観測期間は2014年6月23日～10月22日である。さらに採集した沈降物、底泥、設置水深の採水試料について粒径分布や栄養塩含量など、各種分析を実施した。

表-2.2.1に捕集沈降物量をまとめる。表中の①は2014年7月2日～7月17日の採集結果、②は2014年8月20日～9月3日の採集結果である。この結果から網走川の流入点に近い St.A においては沈降物重量が多いが、沖合に位置する St.C では沈降物重量は St.A の1/30ほどの重量であった。このことは St.A では浮遊懸濁物が多いが、St.C では清澄な水域となっていることを示している。

図-2.2.4～2.2.7に各地点の底質及び沈降物の強熱減量、クロロフィル a、全窒素、全リン含有量の分析結果を示す。強熱減量は St.A 及び St.B では底質と沈降物に大きな差はないが、やや沈降物中の含量が増加する。

しかし St.C では底質では非常に小さな値であったが、沈降物は大きく増加する傾向を示した。この傾向はクロロフィルで、より顕著にみられ、St.C では沈降物中のク



図-2.2.1 調査位置図

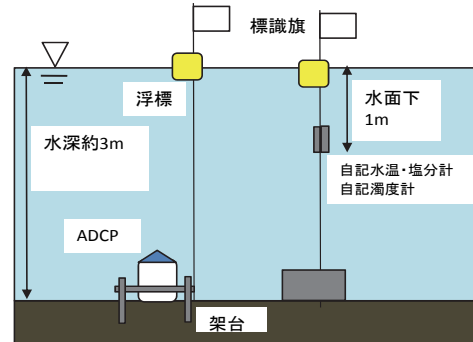


図-2.2.2 設置模式図

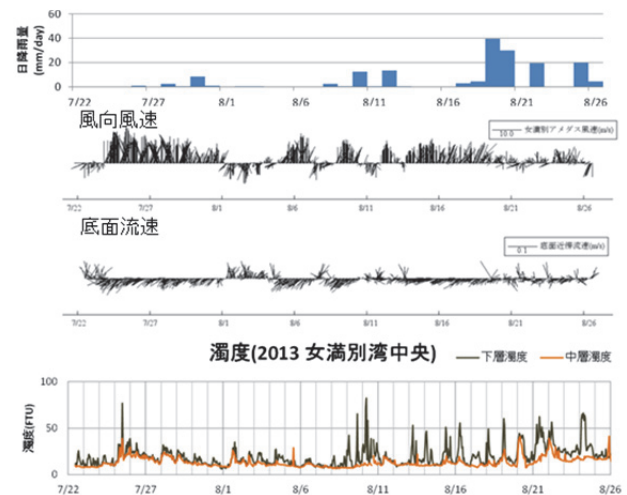


図-2.2.3 巻き上げ観測結果

表-2.2.1 沈降物調査結果

	設置日数 (日)	沈降厚 (mm)	沈降物重量 (g)
St.A①	16	19	320
St.A②	15	17	385
St.B①	16	9	30
St.B②	15	13	18
St.C①	16	5	10
St.C②	15	6	12

8.2 寒冷地汽水域における底質及び生物生息環境改善に関する研究

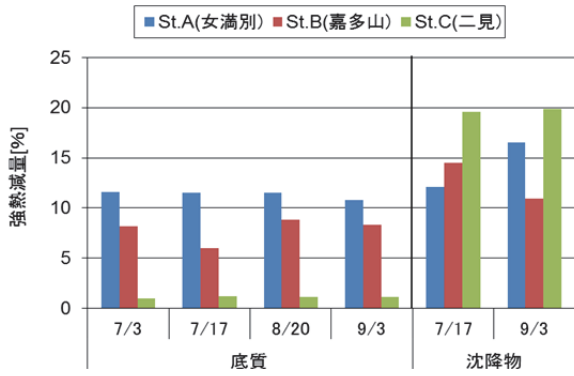


図-2.2.4 底質及び沈降物の強熱減量

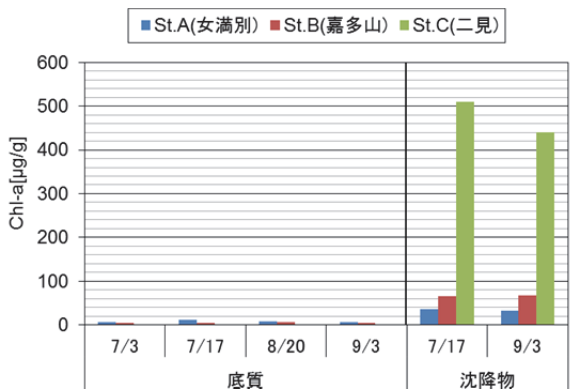


図-2.2.5 底質及び沈降物のクロロフィル a

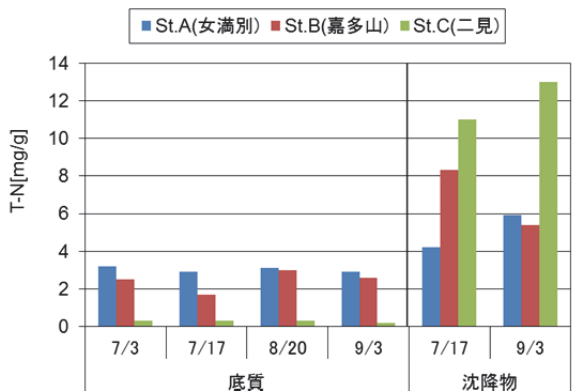


図-2.2.6 底質及び沈降物の全窒素

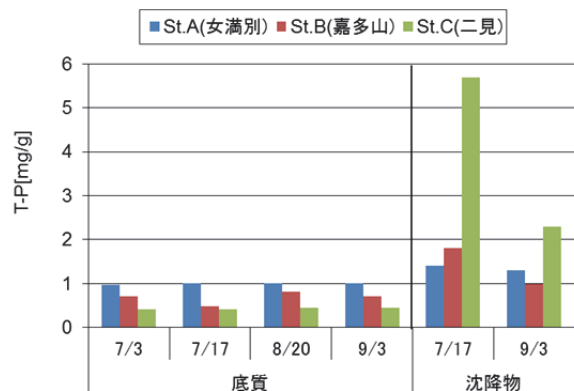


図-2.2.7 底質及び沈降物の全リン

クロロフィル含量が極端に大きくなっていった。これらの挙動は St.A や St.B では底質と同様の成分が浮遊して水中に懸濁して、沈降していることが示唆され、St.C では植物プランクトンが懸濁・沈降していることが推察される。次に全窒素、全リンをみると底質中の含量は St.A から St.C に向かうほど小さくなっていくが、沈降物中では St.C ほど値が大きくなっていった。クロロフィルの結果を参照すると、St.C ほどプランクトンが栄養塩を消費して、固定していることが推察される。

このときの底質及び沈降物を構成する粒子の大きさを比較した結果を図-2.2.8~2.2.10に示す。St.A (図-2.2.8)の底質および沈降物の構成粒子はほぼ同様の組成を有していた。St.B、St.C と流入点から離れるほど、底質の粒子組成は粗粒成分が増加する傾向が見られる。しかし沈降物は全地点でほぼ同様な粒子組成を有していた。この結果から流入点では底質の巻き上げによる濁質供給または懸濁物の堆積による底質形成が進行していることが示

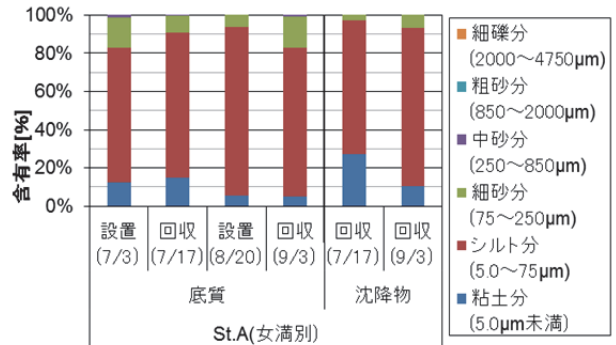


図-2.2.8 St. A の底質及び沈降物の粒子組成

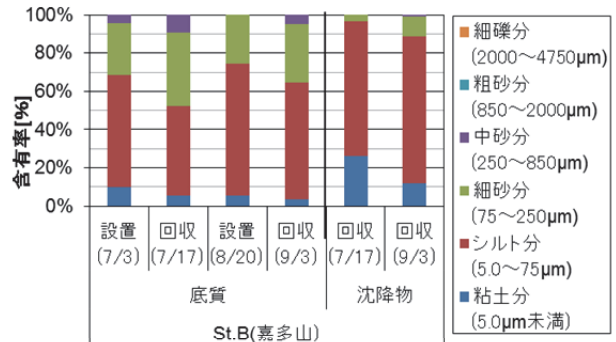


図-2.2.9 St. B の底質及び沈降物の粒子組成

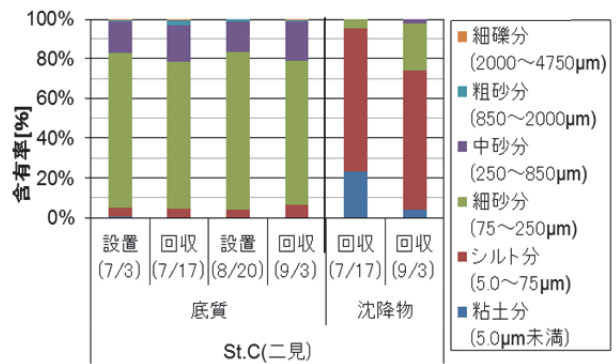


図-2.2.10 St. C の底質及び沈降物の粒子組成

唆された。また、沖合ほど底質の巻き上げによる濁質供給はなく、懸濁している粒子状成分は水中で発生もしくは輸送されてきたことが示唆された。

次に各地点の水質分析結果を図-2.2.11~2.2.14に示す。SS(図-2.2.11)は流入点であるSt.Aが他地点に比べて高い。クロロフィルa(図-2.2.12)は8月20日の結果はSt.Aが突出するが、それ以外はほぼ同程度であった。リン成分(図-2.2.13)はいずれの時期も沖合ほど濃度が低くなる(図中黒点)が、有機態の構成比が高くなっていた。同様に窒素成分も沖合で濃度が低くなるが、有機態の構成比が高くなる傾向を示した。これらの結果から、湖内に均一にプランクトンが分布するが、無機栄養塩は網走川流入点で供給され、沖合に向かって無機態が有機態へと変換されていることが示された。

以上の結果から、河川および底泥の巻き上げによって濁質が水中に供給され、同時に無機栄養塩が供給される。供給された栄養塩は沖合に輸送されながら、プランクトンの成長に寄与していることがわかった。一方で底泥の粒径組成から、河川流入点付近の濁質が沖合までは輸送されていない。この点から流入地点付近の浅水域で濁質が直接的にインパクトを与えるが、その後は溶存栄養塩を仲介して湖内全域へと影響を及ぼすことが示唆された。また、底生生物であるシジミの漁場もSt.Cに集中しており細粒土砂が除去され、栄養塩のみが輸送されることで良好な生息環境を形成していることが推察される。

2.2.3 網走湖結氷下水質動態調査

汽水湖水質について既往研究においては主に夏期の挙動について検討されている。例えば、池永ら^{6,8)}は北海道の網走湖での塩淡水境界について多くの成果を示し、汽水湖の水質挙動について重要な知見を報告している。佐々木⁹⁾、梅田^{10, 11)}、望月¹²⁾らは青森県の十三湖での現地観測と数値計算について報告し、塩分濃度や溶存酸素の時空間分布の再現を行い、シジミ産卵環境を検討している。また、西田¹³⁾、鈴木¹⁴⁾、鶴田¹⁵⁾らは青森県の小川原湖における現地観測や水質分布およびシジミ生息数の数値計算について報告し、水質形成要因の分析とシジミの生息分布について検討を行っている。これらの結果はいずれも夏期に発達する貧酸素水塊および塩分の挙動に注目し、シジミの生息環境を評価している。一方、結氷下の水質挙動については観測例も少なく、不明な点が多いため、複数年での水質予測を行う上で課題が残されている。

結氷下の水質挙動については、冬季に目立った水質障害が起らないこと、結氷により観測自体が困難となることなどから、断続的な鉛直機器観測もしくは採水分析による水質調査が行われているのみで観測例が非常に少ない。これらの結果からは底層に貧酸素水塊が形成され、栄養塩の溶出が進行することを示している。一方で、結氷期には鉛直方向の水温勾配が夏期と逆になるなど、水

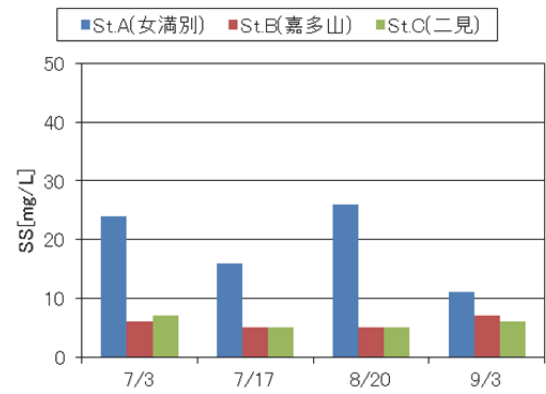


図-2.2.11 水質分析結果 (SS)

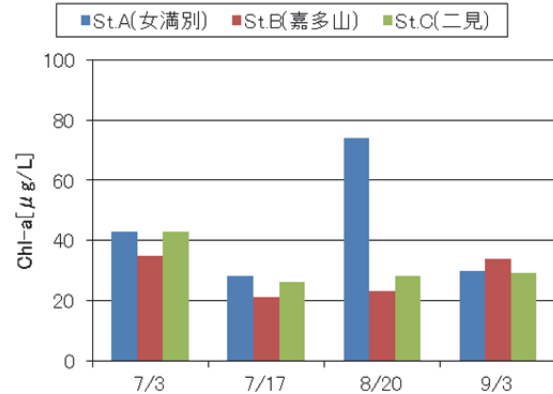


図-2.2.12 水質分析結果 (クロロフィル a)

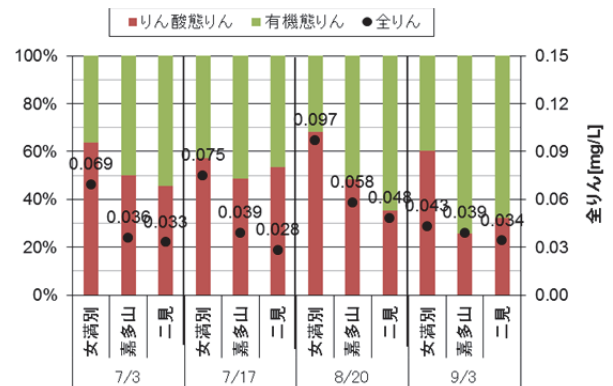


図-2.2.13 水質分析結果 (リン)

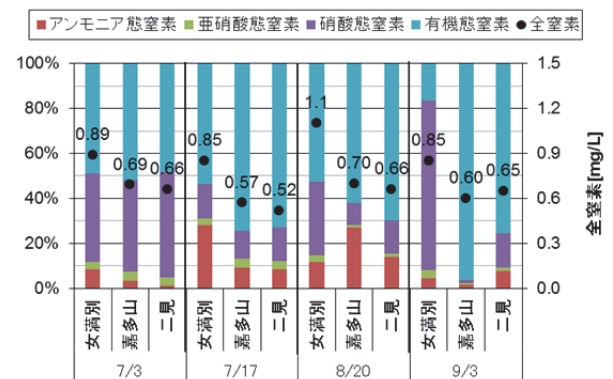


図-2.2.14 水質分析結果 (窒素)

温躍層に起因する夏期の水質形成メカニズムとは異なることを示唆している。

塩淡水境界を持つ汽水湖の結氷下の水質挙動は、通年で

の水質変化を考慮するうえで極めて重要である。さらに、シジミ資源保全において越冬環境を把握しなければ連続的な複数年の生息環境を評価することは困難となる。そこで、本研究は塩淡水境界を持つ網走湖において結氷下の水質挙動観測を実施した。

対象水域の網走湖(図-2.2.15 参照)は面積 32.3km²、最大水深 16.1m、平均水深 6.1m、貯水量約 2 億 3 千万 m³ の海跡湖である。主な流入河川は網走川と女満別川であり、網走川が流入河川水量の約 97%を占める。平均水位は T.P.0.39m で、1971 年から大きな変化はない。また、下流部では網走川を通じてオホーツク海に接続し、海水が遡上して湖内では塩水と淡水の二層構造を形成している。塩水層では貧酸素化が進行し、アオコや青潮が毎年のように見られるなど、水質汚濁が顕著であった。加えて、網走湖は例年 12 月～3 月まで湖面が全面結氷する。

St.1(図-2.2.15 参照)において、連続機器観測、鉛直機器観測、採水水質調査を行った。結氷期の網走湖では、広範囲で氷下引網漁が行われるため、操業範囲から十分離れた漁業区外の水深を確保できる地点を選定した。

a)連続機器観測

St.1(機器設置時全水深 7.4m)において鉛直方向 3 層に観測機器を係留してデータを取得した。図-2.2.16 に係留の模式図を示す。EL-1.5m、EL-3.0m、EL-5.5m に塩分水温計(JFE アドバンテック Compact-CT、以下 CT と略す)、光学式溶存酸素計(JFE アドバンテック RINKO-W、以下 ADO と略す)、クロロフィル濁度計(JFE アドバンテック Infinity-CLW、以下 ACLW と略す)を係留し、EL-2.5m に圧力式水位計(Onset Computer Corporation HOBO-U20)を設置した。観測期間は 2014 年 12 月 13 日～2015 年 6 月 4 日において 1 時間間隔でデータを取得した。なお、目視による結氷状況確認では、2014 年 12 月 20 日～2015 年 3 月 13 日まで全面結氷していた。

b)鉛直機器観測

St.1 において 2014 年 12 月 13 日～2015 年 6 月 29 日の間に氷上穿孔もしくは船上作業によって、約 2 週間毎に多項目水質計(JFE アレック Compact-CTD)および投げ込み式溶存酸素計(YSI ナノテック 556MPS)を用いて、水温、塩分、濁度、DO の鉛直分布を鉛直方向 0.1m 間隔で計測した。

c)採水水質調査

鉛直機器観測実施日と同一日に図-2.2.16 に示す連続機器観測の機器設置標高毎に採水し、室内分析を行った。分析項目は化学的酸素要求量(COD)、全窒素(T-N)、アンモニウム態窒素(NH₄-N)、硝酸態窒素(NO₃-N)、全リン(T-P)、オルトリン酸リン(PO₄-P)、全有機炭素(TOC)、溶存態有機炭素(DOC)とし、いずれの項目も河川水質試験方法(案)(国土交通省、2009)に準拠した分析を行った。

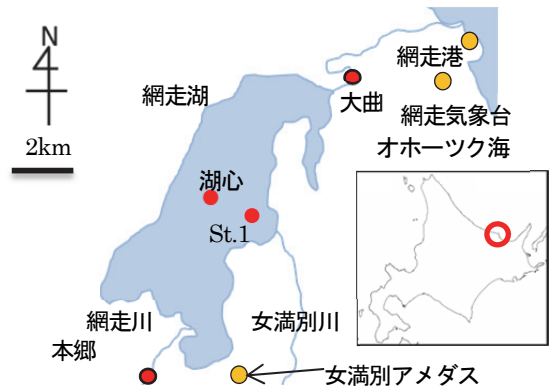


図-2.2.15 調査位置図

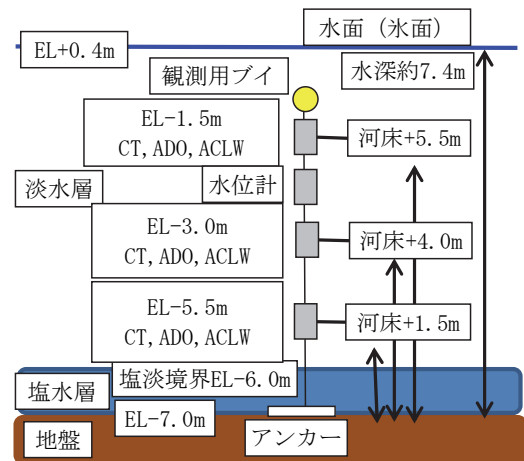


図-2.2.16 観測模式図

d)その他

国土交通省北海道開発局網走開発建設部より、観測期間に対応する網走川の水位、流量、塩分データ(大曲観測所、本郷観測所(図-2.2.15 参照))を提供いただいた。また、気象庁 web サイトより網走港潮位データ、網走気象台および女満別アメダス地点の気温、降雨量の毎正時データを入手した。

(1)連続機器観測結果

図-2.2.17 に連続機器観測結果を示す。全ての項目で EL-5.5 と他 2 層で挙動が大きく異なっていた。水温は観測開始から 4/17 日までは EL-5.5 の水温が高く、結氷下において逆転水温層を形成している。4/17 日以降、特に 5/5 日以降の EL-5.5 において、EL-3.0 と EL-1.5 の水温まで上下動する挙動が見られた。EL-3.0 と EL-1.5 の水温を見ると、1/13 日まではほぼ同水温で推移した後、EL-1.5 の水温が低下して、逆転水温勾配を形成した。3/8 日に EL-1.5 の水温が EL-3.0 の水温より上昇し、4/17 日以降は EL-1.5 と EL-3.0 の水温はほぼ同水温となっていた。

塩分をみると、EL-5.5 では観測開始から塩分が上昇し、一定値となった後、4/3 日以降は 0～15PSU の間の値で上下動していた。EL-3.0 は 4/3 日まで緩やかに上昇し、その後 1PSU 以下となっている。EL-1.5 は 1/13 日以降はゼロとなった後、4/5 日から上昇して 4/17 日以降は EL-3.0

と同程度の値で推移している。

濁度をみると、EL-5.5では12/27日～1/26日、4/3日にピークがみられる。観測期間中は緩やかな上昇傾向を示していた。EL-3.0では4/17日、4/30日に濁度の上昇が観測された。EL-1.5では3/8日、3/23日、4/3日、4/30日に濁度の上昇が観測された。

DOをみると、EL-5.5では観測開始後から減少し、1/3日に無酸素となった。5/5日以降にEL-3.0とEL-1.5の値と無酸素の間を上下動する挙動が観測された。EL-3.0では観測開始から低下傾向を示し、4/3日に8mg/Lから上昇に転じた後、10mg/L以上で推移している。EL-1.5では1/13日にやや低下したが、4/3日までほぼ一定値で推移した。その後はEL-3.0と同程度で推移している。

次に潮位、水位、流量、塩分、気温、降雨量データを図-2.2.18に示す。なお、流量データの負値は逆流(海から湖への流入)を示す。St.1水位をみると12/18日～1/15日に0.2mほど増加した。このとき、大曲地点のデータから海水が逆流していることがわかる。1/15日～3/13日まではほぼ横ばいで推移し、3/13日から上昇し始めている。4/5日にピーク値0.95mとなった後に平水位である0.4mとなった。潮位データをみると、12月～2月にかけて湖水位よりも潮位が高くなる頻度が多くなっており、湖内に海水の逆流が起こりやすい状況であった。

河川流量をみると大曲では12月～1月に逆流量が増加し、塩分も高頻度で検出されている。4/3日以降は大曲、本郷ともに同程度の流量で順流量が増加していた。

気象データをみると、今回の観測期間においては降雪となるため、降雨はほとんどなかった。網走気温は3/10日以降は0℃以上の気温で推移し、女満別気温も4/3日以降は0℃以上となっている。

これらの結果から、結氷初期の12/20日前後に海水が流入してEL-5.5は塩水となっている。3/10日前後に解氷し、融雪出水によって淡水が流入する。そのため融雪ピークの4/5日以降において、EL-5.5は塩水と淡水が交互に入れ替わる状況となっていた。

(2) 鉛直機器観測結果

図-2.2.19に鉛直機器観測結果を示す。なお、図は2014年12月13日、2015年2月23日、2015年4月22日を抽出して示す。各観測日の氷厚は、それぞれ2cm、90cm、0cmであった。

12/13日には全ての項目で標高-6mに明瞭な躍層がみられる。淡水域となる標高0～-6mにおいては、各々の項目が鉛直方向に均一に分布していた。標高-6m以下の貧酸素塩水は水温が8℃ほどあり、躍層位置の標高-6m付近に濁度のピークが観測された。

2/23日には、水温と塩分は連続的な勾配を有する分布となっている。このとき、12/13日と比べて下層の水温はほぼ変化しないが、塩分値は増加していた。一方で、

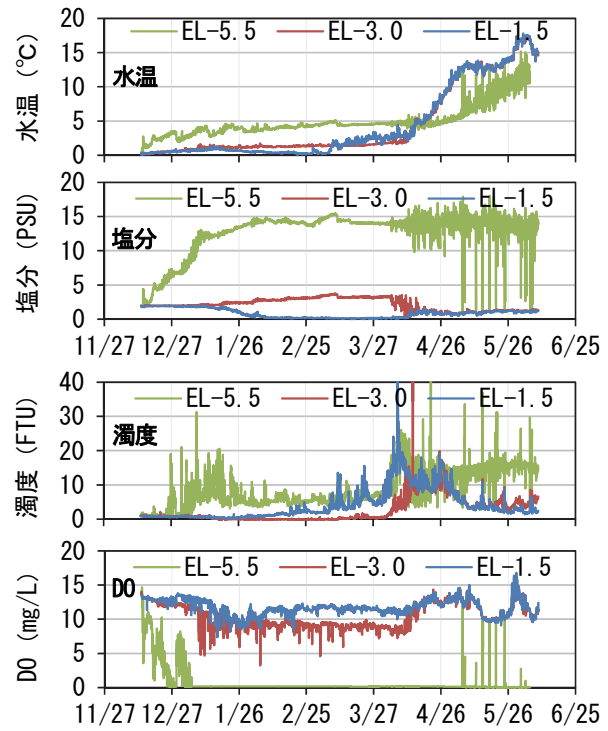


図-2.2.17 連続機器観測結果

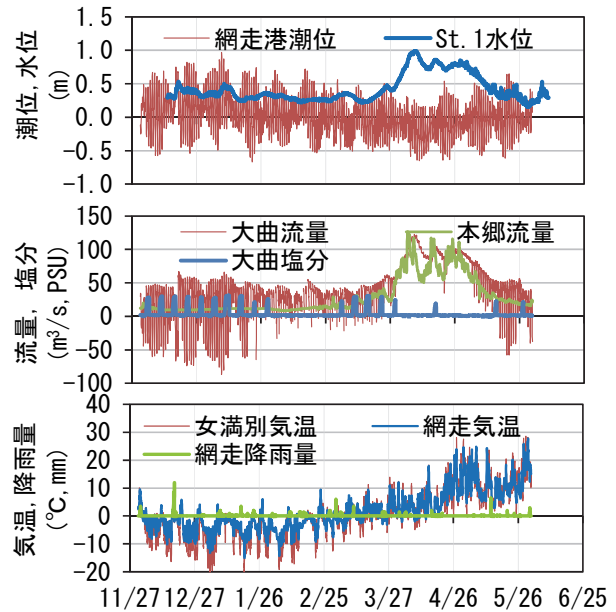


図-2.2.18 潮位、水位、流量、気象データ

濁度とDOは標高-5m付近にピークと躍層を形成していた。このとき、標高0～-5mのDOは12/13日の結氷初期と比較すると12mg/Lから8mg/Lへと減少していた。また、他の結氷下の観測結果からも、塩分値が11PSUの標高に濁度のピークとDOの躍層が確認された。

4/22日には標高-4.5m付近に塩分とDOの躍層、濁度のピークが観測された。水温は標高0～-4.5mでは水深とともに温度が低くなり、標高-4.5m以下では水深とともに温度が高くなっていた。また、濁度は水面近傍と標高-4.5m付近に極大値を持つ分布となっていた。

(3) 水質分析結果

図-2.2.20 に COD、TOC、DOC の分析結果を時系列で示す。なお、COD は過マンガン酸カリウムを酸化剤とした分析結果であり、EL-5.5 の結果は右軸を目盛りとする。COD の結果から、EL-1.5、EL-3.0 では結氷下(1月～3月)において 4mg/L ほどの一定値で推移し、解氷後の4月以降に増加して 5mg/L 前後で推移する。一方で、EL-5.5 では12月調査時は 5mg/L であり、結氷中かつ無酸素状態の1/13日には19mg/Lまで増加し、その後は緩やかに増加傾向を示した。解氷後の3/16日には13mg/Lに減少したが、融雪出水後の4/22日には34mg/Lまで増加した。その後は 20mg/L ほどで推移した。これまでの観測結果から、EL-5.5 は DO 躍層付近に位置し、無酸素層に入ると EL-1.5 や EL-3.0 の水質挙動との相違がみられる。

次に、TOC は EL-1.5、EL-3.0 では 3～4mg/L で推移している。EL-5.5 では1/13日に6mg/Lと高い値となるが、結氷下では 4mg/L で推移し、4月以降は 4mg/L～6mg/L へ増加する傾向を示した。DOC は TOC に追従する傾向を示した。観測期間中の各層の TOC に占める溶存有機炭素(DOC/TOC)は 75～100%で平均 86%となり、ほぼ同一構成比であった。また、TOC や DOC は EL-5.5 が無酸素層となっても、深度別に大差がない結果であった。

図-2.2.21 に T-P と PO₄-P の分析結果を示す。なお、EL-5.5 については右軸を目盛りとする。T-P は12/13日には全層で 0.06mg/L であり、EL-1.5 と EL-3.0 は 0.04～0.06mg/L の間で変動している。一方で、EL-5.5 では無酸素層となった1/13日以降は EL-1.5、EL-3.0 と比べて濃度が10倍以上高くなり、解氷した後も継続的に増加する傾向であった。

次に、EL-1.5、EL-3.0 の PO₄-P をみると、結氷期間中(1/13日～3/13日の観測結果)では濃度の増加を続けていた。解氷後の4/22日には急激に濃度が低下し、6月以降はゼロで推移していた。一方、EL-5.5 では解氷を含めて観測期間中は増加傾向を示している。

図-2.2.22 に T-N、NO₃-N、NH₄-N の分析結果を示す。亜硝酸態窒素は濃度が非常に小さいために割愛し、NH₄-N について EL-5.5 の結果は右軸を目盛りとする。EL-5.5 の T-N は解氷前後となる3/13日に大きく減少するが、観測期間全体としては時間とともに増加する傾向がみられる。EL-3.0 では結氷下から解氷後の4/22日まで増加し、以降は減少に転じていた。EL-1.5 では結氷初期となる1/13日及び解氷初期となる3/13日に 3mg/L とやや高い値が観測されたが、その他の期間は EL-3.0 と同様の傾向を示した。

EL-5.5 の NO₃-N は1/13日以降ではほぼ検出されない。EL-1.5 と EL-3.0 では T-N と同様の挙動を示すが、T-N に対する比(NO₃-N/T-N)は、結氷中(1/13日～3/4日の観測データ)で異なっていた。EL-1.5 では平均 0.60(0.35～0.75

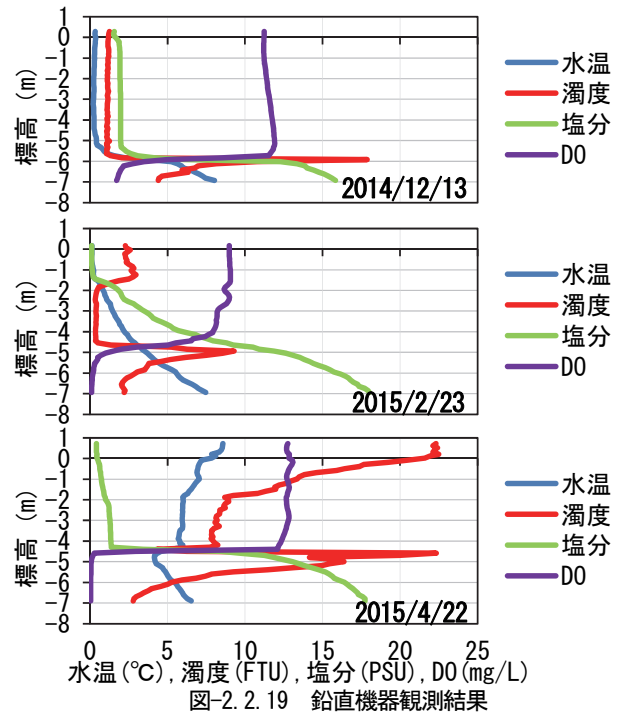


図-2.2.19 鉛直機器観測結果

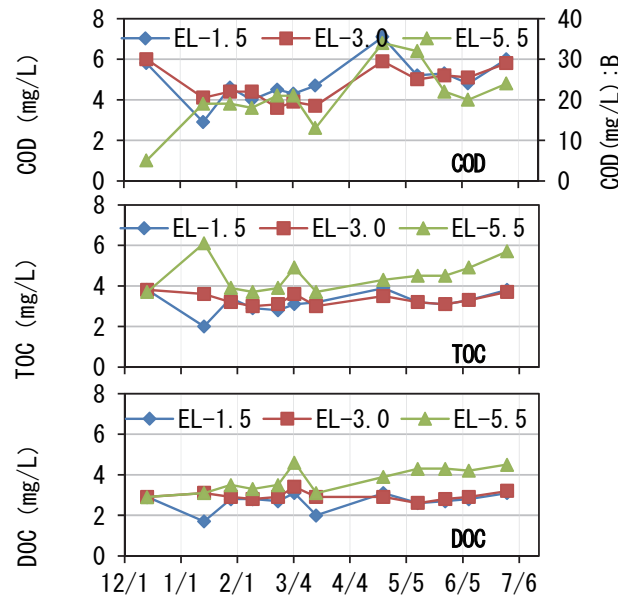


図-2.2.20 水質分析結果(COD, TOC, DOC)

の変動幅)であり、EL-3.0 では平均 0.25(0.12～0.36 の変動幅)となり、標高が低いほど硝酸態の割合が減少していた。

次に、EL-5.5 の NH₄-N は T-N と同様の挙動を示し、継続的に増加する傾向が見られる。EL-3.0 の結氷中(1/13日～3/4日の観測データ)は単一増加傾向を示す。しかし、3/13日以降は急激に濃度が減少した。3/13日および4/22日は NO₃-N が増加したことから、解氷によって速やかに酸化されたと推察される。EL-1.5 では2/9日に最大値となり、以降は減少を続けていた。EL-3.0 に比べて、解氷よりも早い段階で硝酸へと形態変換されていることが推察されるが、詳細は不明である。また、結氷中の全窒素中の無機態窒素比((NH₄-N+NO₃-N)/T-N)は、EL-1.5 と

EL-3.0 とともに平均 0.65(変動幅 0.5~0.7)であり、解氷以降は 0.1 まで減少していた。このことから EL-1.5 と EL-3.0 では無機態窒素が均一に分布し、解氷後は有機態へと変換されている結果であった。

得られた観測結果から、網走湖における結氷から解氷にかけての水質挙動を考察する。現地調査時の目視から結氷期間は 2014 年 12 月 20 日~2015 年 3 月 13 日である。観測開始時の塩淡境界は EL-6.0m であったが、結氷直後に海水が逆流して塩淡境界標高は EL-5.0m 以上となった。結氷期間中は淡水流入が少ないため、結氷下では EL-5.0m でも塩分濃度が 10PSU 以上とやや高い値を維持していた。また、結氷下では水温と塩分濃度は躍層が破壊され、連続的な鉛直勾配を有する分布となった。しかし、DO は躍層を維持し、塩分値 11PSU となる標高に高濁度水塊が存在していた。ここで、結氷下においては鉛直方向の流速が小さいため、温度、塩分、酸素分子の拡散係数は温度 $1.4 \times 10^3 \text{cm}^2/\text{s}$ 、塩分 $1.5 \times 10^5 \text{cm}^2/\text{s}$ 、酸素分子 $2.1 \times 10^5 \text{cm}^2/\text{s}$ であり、塩分と酸素は同程度の拡散分布を示すことが示唆される。しかし、観測結果では DO は躍層を維持していた。さらに、濁度のピーク標高と DO 躍層標高はよく一致しており、DO の鉛直分布は濁度に依存していると推察される。結氷下では河川流入量が減少し、濁質供給の影響がほぼない。また、水面を氷が覆うことで風速など水面での応力影響も排除される。そのため、高濁度水塊は湖内内部での生成、無氷期の流入濁質の残存、逆流海水による供給などが考えられる。

次に DO の鉛直分布から、底層の無酸素域と上層の有酸素域に区別して呼称する。底層の栄養塩濃度の変化速度は EL-5.5 の結果より $\text{PO}_4\text{-P}$ で $3.9 \times 10^3 \text{mg/L/day}$ 、 $\text{NH}_4\text{-N}$ で $1.1 \times 10^2 \text{mg/L/day}$ となる。湖水容量 $2.3 \times 10^8 \text{m}^3$ 、底面積 $3.2 \times 10^7 \text{m}^2$ とし、溶出速度を概算すると、 $\text{PO}_4\text{-P}$ で $27.7 \text{mg/m}^2/\text{day}$ 、 $\text{NH}_4\text{-N}$ で $74.1 \text{mg/m}^2/\text{day}$ となる。結氷する淡水停滞性水域である茨戸川の結氷下の溶出速度¹⁶⁾は $\text{PO}_4\text{-P}$ で $1.2 \text{mg/m}^2/\text{day}$ 、 $\text{NH}_4\text{-N}$ で $38.4 \text{mg/m}^2/\text{day}$ であり、網走湖の栄養塩溶出速度が高くなっていた。

次に、結氷下の上層の栄養塩濃度変化速度は EL3.0 の結果から $\text{PO}_4\text{-P}$ で $1.0 \times 10^4 \text{mg/L/day}$ 、 $\text{NH}_4\text{-N}$ で $1.9 \times 10^3 \text{mg/L/day}$ となる。底層の濃度変化速度と比較すると、結氷下の外力影響が少ない場合には、底層から上層への栄養塩の供給が少ないことがわかる。このことは、水面付近への栄養塩供給には、DO 躍層の攪乱が必要であることを示唆している。また、底層の COD は上層に比べ 10 倍ほど高いが、結氷期の TOC や DOC は底層も上層も大差ない。通常 COD の分析上、アンモニアや鉄、硫化物など還元性の物質によって数値が上昇する。そこで図-2.2.20、2.2.22 の 2/23 日の EL-5.5 の結果から、COD より酸素、TOC より炭素、 $\text{NH}_4\text{-N}$ より窒素の物質量を概

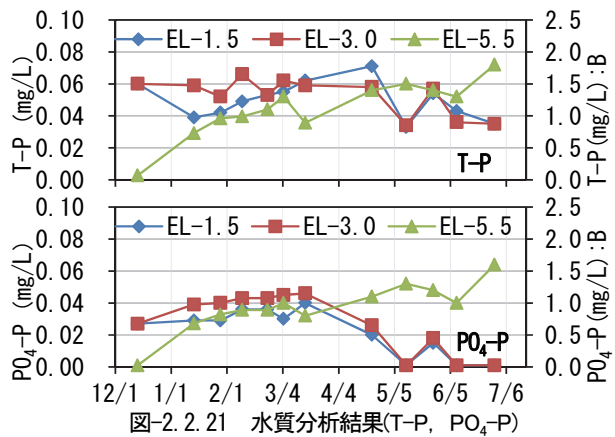


図-2.2.21 水質分析結果(T-P, $\text{PO}_4\text{-P}$)

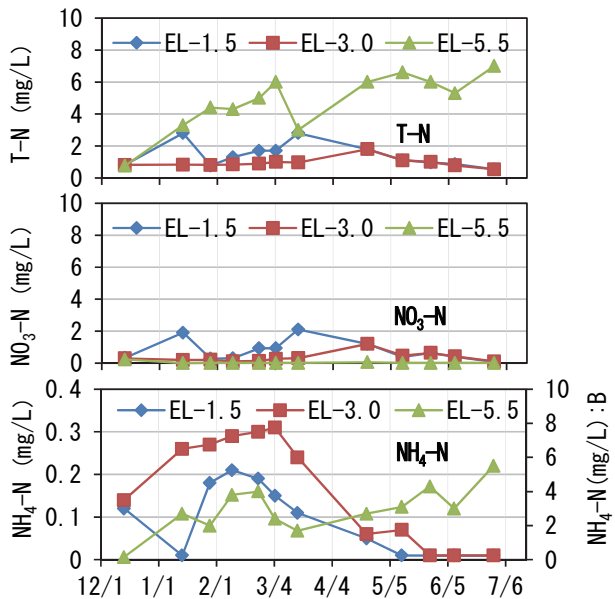


図-2.2.22 水質分析結果(T-N, $\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{NH}_4\text{-N}$)

算すると $\text{O} : \text{C} : \text{N} = 1.3 : 0.3 : 0.3(\text{mol})$ となる。窒素の酸化に酸素 3 原子が必要と仮定すると、COD の約 70% が $\text{NH}_4\text{-N}$ に由来すると推察される。今後、詳細な水質分析を実施することで、より定量的に水質構成因子を把握できると期待される。

既往報告^{9)~8)}より、夏期の網走湖では塩分、DO は EL-6.0 に躍層を形成している。本観測結果と併せ、通年での塩水躍層の標高変動は以下の機構が推察される。結氷後に海水の逆流が卓越して、躍層位置は上昇すると同時に塩分は水面に向かい拡散する。池永ら⁹⁾は、出水によって塩分が連行されること、内部セイシュによって塩分が吸い上げ流出することを報告しており、これにより躍層位置が低下する。このため結氷期に上昇、無氷期に下降を繰り返し、長期的に躍層位置が安定すると考えられる。また、池永ら⁹⁾は内部セイシュによって岸際で塩水が弱混合から強混合になるため、青潮が発生することを報告している。本研究結果から結氷下では、栄養塩は無酸素域に蓄積され、有酸素域に供給されづらい傾向であること、融雪出水によって塩分躍層が破壊されないこ

と、解氷後には融雪出水の流入に加え、淡水層内のみで鉛直混合が起こっていることがわかった。これらから、通年で湖内の栄養塩循環は結氷下の無酸素域で栄養塩を蓄積し、解氷後に内部セイシュによって水面付近に供給されると考えられる。しかし、プランクトンを含めた物質循環については今後の課題である。

2.3 まとめ

本研究で得られた知見を以下にまとめる。

- ・天塩川下流域でのシジミの底質に関する生息環境は好適ではないが、現存量は多いことが分かった。
- ・河川域のシジミ生息環境は底質・濁質インパクトより塩水など水質の影響が強く関係していると推察された。
- ・天塩川では表層に淡水が下流向きに流れ、底層では海水が上流向きに流れる、弱混合型の二層流を形成する。
- ・網走湖の巻き上げ現象を観測し、風により底質が分散されることが分かった。
- ・沈降物調査より網走湖の水中の濁りは女満別地点では晴天時は底質の巻き上げに由来し、降雨時には河川からの土砂供給に由来する。二見地点では巻き上げや河川供給がなく、プランクトンなど有機態が分散している。
- ・濁質による栄養塩供給は河川流入点である女満別地点に集中する。その他の地点では濁質による栄養塩供給はほとんどないが、底層貧酸素層からの供給に依存すると推察される。
- ・網走湖において、結氷下の水温と塩分の鉛直分布は躍層が破壊されて連続的分布となる。一方で、DOは躍層を維持し、濁度はDO躍層と同一標高に高濁度層を有していた。上層では酸素がほぼ消費されず高DOを維持していた。
- ・結氷下における栄養塩の鉛直分布から、DO躍層の下層から上層への栄養塩の移動は少ないことが明らかとなり、汽水湖における栄養塩の鉛直循環はセイシュなど強制的な混合が必要であることが推察される。
- ・結氷下では水温や塩分躍層とDO躍層は必ずしも一致せず、DO躍層と高濁度層が水質挙動に影響することが示唆される。
- ・解氷によって淡水層内では鉛直混合が起こるが、塩水層は結氷期間を含めて鉛直混合しないことが観測された。解氷後には水温、塩分、濁度、DOの鉛直分布は同一標高に躍層を有する分布となった。

3. ADCPによる濁度・汚濁負荷動態推定手法の開発

3.1 目的

閉鎖性が強い水域では、底泥の再浮上や河川の流入などによる「濁り」によって栄養塩が供給されプランクトンの異常増などの原因となっている。そのため「濁り」度合いを広域的に把握することが重要となる。

しかしながら、一般的な濁度計測（採水分析、濁度計）

は、ある時刻における点データを取得するものである。自記式濁度計は、ある点における時系列データを取得可能だが、空間分布把握には多数の機器を同時設置が必要になる。つまり空間的に「濁り」を把握するには多大な労力を必要とする。これらの課題に対するアプローチの1つとして、超音波多層式流速計（ADCP）を用いた濁度の時空間分布推定が提案され、汽水域¹⁷⁾、¹⁸⁾や湖沼¹⁹⁾、海域²⁰⁾含めて多くのフィールドで適用されている。ADCPを用いた濁度推定手法は、濁度挙動に大きく影響を及ぼす流れ場の状況を同時に把握できる利点がある。本研究ではADCPを用いて、濁度の空間分布を比較的簡便に推定する手法を開発することを目的とした。

3.2 現地調査の概要

本研究では河川、湖沼、ダム貯水池など多様な水域で現地観測を実施し、濁度推定の実用性検証と精度向上を行った。以下に研究期間中の観測地点概要および観測方法を示す。

(1) 石狩川（石狩大橋）

図-3.2.1a)に示す、石狩川河口から約27km上流である石狩大橋地点の右岸部では、2005年から国土交通省北海道開発局により、河床から上向きにADCPが設置されており、河川流量の連続観測が行われている。観測地点は感潮区間に位置するが、順流が卓越しており、塩水侵入もほとんどみられない。検討対象期間は2009年8月から10月までの3か月とした。ADCP計測期間中に多項目水質計（アレック電子ASTD-687）による水温・濁度・塩分鉛直分布測定を計5回実施し、濁度推定値との比較データとした。

(2) 茨戸川

茨戸川は、石狩川の最下流に位置する河跡湖である。茨戸川の下流端は、石狩川河口から約6kmの地点で水門により接続している。平水時には水門は開門しており、石狩川感潮区間の背水により、日周期の流動が生じる。茨戸川では流域外からの導水や流入河川もあるが、水収支では下流端での本川との流出入が卓越している。調査は下流端から約7km上流に当たる樽川合流前地点で行った。ADCPは河床に上向きに設置している。観測期間は、2010年6月～10月である。ADCP計測期間中に多項目水質計（アレック電子ASTD-687）による水温・濁度・塩分鉛直分布測定を概ね半月ごとに実施し、濁度推定値との比較データとした。

(3) 天塩川、パンケ沼

図-3.2.1b)に示す天塩川KP7.7地点に石狩川と同様、ADCP（RD Instrument Workhorse 1200kHz）を河床から鉛直上向きに設置した。観測期間は2011年7月～11月および2012年7月～11月までであり、途中2011年9月4日から10月1日にかけて出水による土砂堆積が原因とみられる約1か月の欠測が生じた。濁度校正用の実測濁

度は、TP-2.5m (概ね 5 割水深) に自記濁度計 (JFE アレック Compact-CLW) を設置し、ADCP 計測期間中の濁度を 10 分間隔で連続計測した。また天塩川 KP11.8、サロベツ川音類橋、パンケ沼中央及びパンケ沼出口近傍である St.1、St.2 では、国土交通省北海道開発局留萌開発建設部ならびに北のもい漁業協同組合天塩支所による水温・塩分連続観測が行われている。また、塩分鉛直分布の季節変化を把握するため、多項目水質計 (アレック電子 ASTD-687) による塩分、濁度、水温計測を ADCP 観測期間中、概ね 10 日に 1 回の頻度で実施した。

(4) 網走湖

網走湖は、オホーツク海に流入する網走川河口から約 8km 上流に位置する海跡湖である。網走湖は春季から秋季にかけて強固な塩淡水境界層が水面下約 6m に存在しており、上層部は概ね 1psu 以下、下層部は約 20psu の塩水が存在する。

a) 定点連続調査 (St.2)

観測は流入河川付近で、内湾部の出口に位置する St.2 で実施した (図-3.2.1c)。ADCP は湖底から上向きに設置している。観測期間は、2010 年～2012 年の無氷期である 6 月～10 月に行った。測定間隔は 10 分、層厚は 0.2m とした。ADCP 計測期間中に多項目水質計 (アレック電子 ASTD-687) による水温・濁度・塩分鉛直分布測定を計 5 回実施し、濁度推定値と比較した。

b) 湖内全域調査

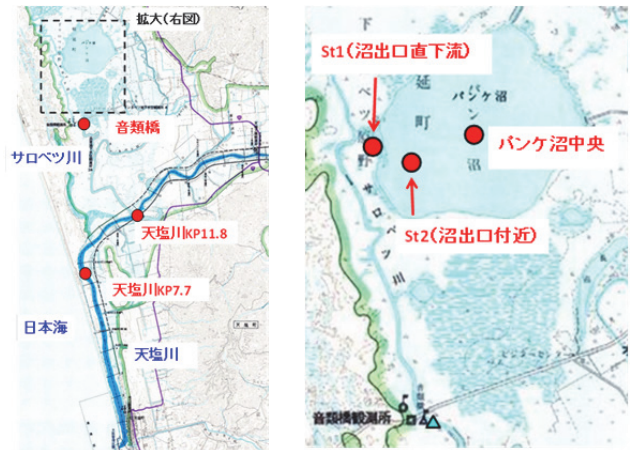
網走湖内での場所や淡水・塩水層での濁度推定精度を比較するため、湖内の 8 地点で計測を行った (図-3.2.1c)。内湾部 2 地点 (St.1、St.8)、流入河川付近 (St.2)、流出河川付近 (St.7)、湖心部 (St.3、St.4、St.5) である。St.3～St.5 は水深 6m 以上のため、下層に塩水層が存在する。観測は 2011 年 10 月 24 日の実施結果を紹介する。ADCP 観測では水深約 10m 以下で流速流向が異常値あるいは欠測を示したため、濁度推定は水深 10m までとした。観測は ADCP を船上から下向きに機器を設置し、各観測地点で船を約 10～15 分間ほぼ静止した状態を保って実施した。サンプリング間隔は約 10 秒、層厚は 0.2m である。ADCP 計測と同時に多項目水質計 (アレック電子 AAQ-1182) による水温・濁度・塩分鉛直分布計測を各観測地点で行い、濁度推定値との比較データとした。

(5) 桂沢ダム貯水池

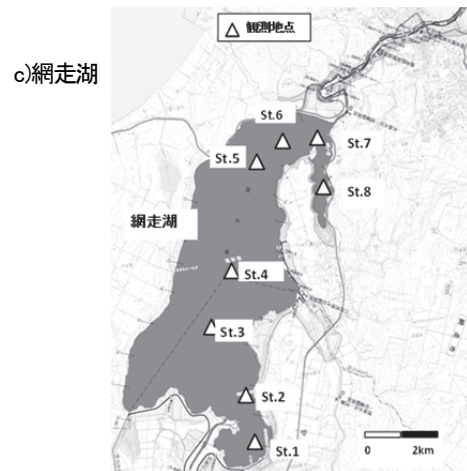
桂沢ダムは、石狩川支川の幾春別川にあり、融雪期及び夏季出水期には高濃度濁水が流入する。FRP 船に ADCP (RD Instrument Workhorse 600kHz) を取り付け、図-3.2.1d) に示す経路で水面から下向きに ADCP 曳航観測を行った。またダムサイトのほか、河川流入部 (5 か所) で多項目水質計 (JFE アレック Compact-CTD) を用い水温・濁度鉛直分布を計測 (0.1m 間隔) した。湖内濁度の最大値は、2012 年 5 月のダムサイトで約 1500ppm



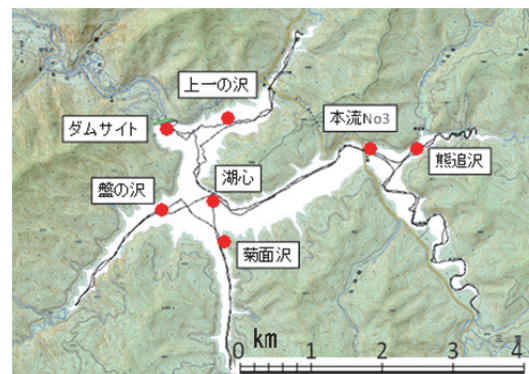
a) 石狩大橋、茨戸川



b) 天塩川、パンケ沼(サロベツ川)



c) 網走湖



d) 桂沢ダム(幾春別川)

図-3.2.1 検証調査地点

である。観測ではダムサイトのほか、河川流入部も網羅するように曳航経路を設定した。各地点での水深はダム貯水位変動に応じて変化し、最も深いダムサイトでは概ね25~45mで推移している。また河川流入部に位置する各観測点は、出水時は20m近い水深がある一方、渇水時は3~5m程度と浅くなることもみられた。観測は2011年に1回(11月23日)、2012年に2回(5月15日、8月23日)、2013年に2回(8月、11月)の計5回行った。

3.3 観測結果と濁度算出手法(初期)

ADCPに用いられている超音波の反射強度は、濁度と相関があることは、数多くの研究により知られている。ADCPによる反射強度と懸濁物質濃度の間には、ソナー方程式による以下の式(3.1)が成り立つ²⁰⁾。

$$\log M(r) = 0.1 \times \{K_c(E - E_r) + 2r\alpha + 20 \log \psi r\} - 2 \log k_s k_r \quad (3.1)$$

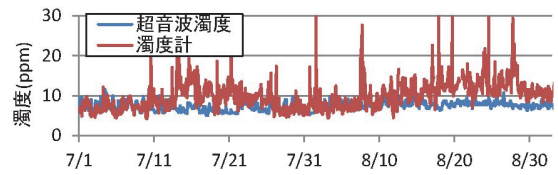
ここで $M(r)$: ADCPからの距離 r における浮遊懸濁物濃度、 K_c : トランスデューサーに関する定数、 E : ADCPの反射強度、 E_r : 反射強度の参照値、 α : 吸収に関する係数、 ψ : 音源付近における音波伝搬の近距離補正係数、 k_s 、 k_r : 懸濁物質や機器特性により決定するパラメータである。

本研究では、式(3.1)を基礎式としたADCPデータ解析ソフトウェア(Visual ADCP Tools Ver3 : (株)ハイドロシステム開発)を用い、ADCP反射強度から濁度を推定した。以下、ADCPデータから算出した濁度を「超音波濁度」と称する。なお超音波濁度の算出方法の詳細は橋田らによる研究事例²¹⁾に述べてあるので、割愛する。

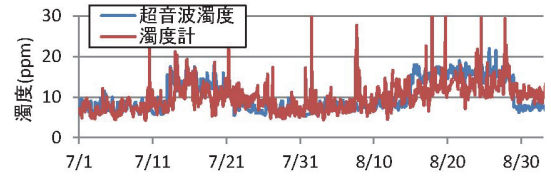
超音波濁度算出のためのパラメータ設定に当たっては、まず平水時の代表的な濁度鉛直分布からキャリブレーション用のパラメータを設定し、観測期間全体にわたる濁度変遷傾向を算出することとした。なお出水等による濁度上昇時には、平水時のパラメータから算定した超音波濁度は、実測値と比べて過小評価する傾向があるため、高濁度には別途パラメータ設定が必要となる。そこでこの期間は自記濁度計による水質連続観測結果をもとに較正を行い以下に、超音波濁度の算出結果とその精度を述べていく。

図-3.3.1は、石狩川における超音波濁度と自記濁度計による実測濁度を比較したものである。7~8月については、平水時の濁度にあたる8月3日の水質鉛直観測結果、9月については、出水直後の濁度上昇がほぼ収束したとみられる9月14日の実測濁度をもとに超音波濁度算出用のパラメータを設定した。得られた超音波濁度は、7~8月については10FTU前後、9月については20FTU前後で変化している。

図-3.3.1をみると、超音波濁度は出水のない7月下旬から8月中旬の間の実測濁度をほぼ再現している。7月



(a) 補正前



(b) 補正後

図-3.3.1 超音波濁度と実測濁度の比較(7~8月)

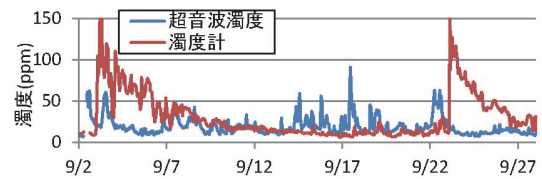


図-3.3.2 超音波濁度と実測濁度の比較(9月)

11~15日、8月15日前後及び25日前後に小規模な降雨があり、実測濁度もそれに応じて増加する傾向が見られる。その期間の超音波濁度は、実測濁度のほぼ半分の値で推移する。これは当初のパラメータ設定に、濁度が低い8月上旬のデータを用いたことが一因といえる。試しに、この期間の超音波濁度の値を2倍になるように補正係数をかけて補正した結果、超音波濁度は実測値とほぼ一致している。このことは、小規模な出水による濁度上昇は、濁度の時系列データをもとに、超音波濁度を適切に補正できることを示している。

図-3.3.2は、出水による影響が大きい9月の観測結果である。出水による濁度上昇が概ね終息した9月7~21日にかけて超音波濁度は変動もあるものの、全体的な傾向としては現地濁度を概ね再現している。一方濁度が急激に増加している9月2~6日、9月22日以降は、超音波濁度は実測濁度を明らかに過小評価しており、濁度の短時間の増加をとらえられていない。またこの差は、前述した濁度連続観測結果をもとに、超音波濁度に補正係数をかける方法では補正しきれない。

出水時の超音波濁度の再現性低下の一因として、濁度の急変時に、同一反射強度に対して濁度がとりうる幅が広く、相関が悪いことも考えられる。このようにパラメータを適時設定することで、おおよその濁度挙動は推定可能であることが分かった。しかし、高濁度時の再現性やパラメータ設定の煩雑さなど課題となった。

3.4 観測結果と濁度算出手法 (中期)

式形を簡素化し、かつ各項の感度分析も行いやすい豊田らの手法¹⁹⁾を用いて、式(3.2)の適用を試みた。

$$A \log_{10} C = I - B + k \log_{10} D + \alpha D \quad (3.2)$$

ここで、 C :濁度推定値(ppm)、 A :機器による定数 (=40)、 I :ADCPの反射強度(count)、 B :反射強度の基底値(count)、 k :機器による定数 (=46.6)、 D :ADCPの超音波発信部からの距離(m)、 α :超音波の水中減衰定数である。

濁度推定は、豊田らの方法に倣い、以下の順に行った。

- (1) α を設定すると、式(3.2)から B が算出できる。 α の値は Thorp の理論式もあるが、深海域を対象としたものであり、河川・湖沼では実験的に付与することが多い。豊田らは α を 1~6 の範囲で 1 ずつ変化させて感度分析しており、本研究もこれに従った。
- (2) 算出した B を鉛直方向に平均し、式(3.2)から SS または濁度を算出した。水面及び底面近傍 1m 程度は、反射強度の値が急変するケースが多いため、そのようなデ

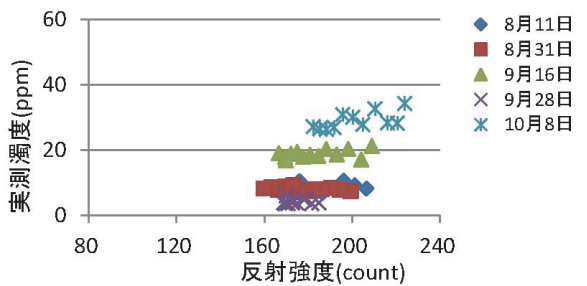
ータがみられた場合は除去した。

- (3) 上記で算出した超音波濁度と実測濁度で誤差が最も小さくなる α を選定した。

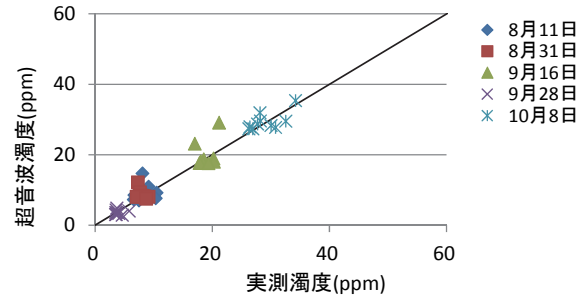
以上の手順より石狩川、茨戸川、網走湖への適用を検証した。ここで B は、同一地点であっても観測時期によって異なる値をとる。ただし石狩川では平水時である 8 月 1 日、31 日及び 9 月 28 日は、 B はほぼ同じ値をとる。 α の値は、石狩川では平水時は概ね 1~2 であり、出水等による濁度上昇時には 3~6 の範囲をとる。茨戸川及び網走湖では、 $\alpha=1$ の場合が大半であった。

図-3.4.1 は、各観測地点の ADCP 反射強度と実測濁度の関係を、観測日別に示したものである。

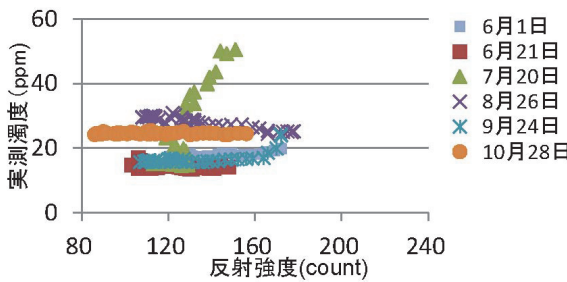
石狩川 (図中(a)) では、濁度が 20ppm 以下の場合、濁度は反射強度にかかわらずほぼ一定値をとる。また濁度が 20ppm 以上では、濁度と反射強度には弱い正の相関がみられる。また計測ケースを重ね合わせた全体でも、濁度と反射強度に弱い正の相関がうかがえる。



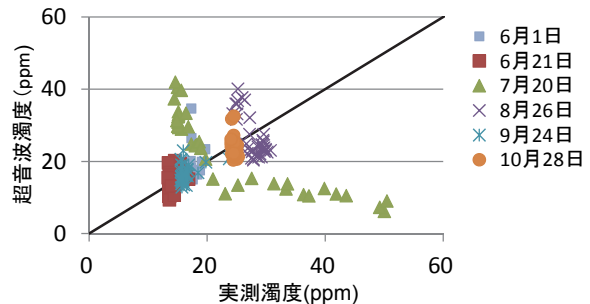
(a) 石狩川 (2009年8~10月)



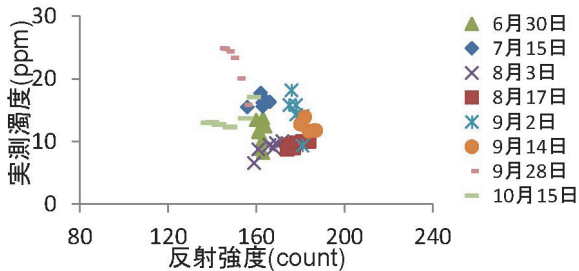
(a) 石狩川 (2009年8~10月)



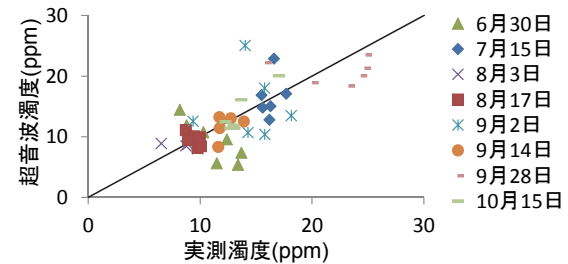
(b) 茨戸川 (2010年6~10月)



(b) 茨戸川 (2010年6~10月)



(c) 網走湖 (2011年6~10月)



(c) 網走湖 (2011年6~10月)

図-3.4.1 SS 実測値と ADCP 反射強度の関係

図-3.4.2 実測濁度と超音波濁度の比較

8.2 寒冷地汽水域における底質及び生物生息環境改善に関する研究

茨戸川（図中(b)）では、他の地点に比べて水深が深いこともあり、各ケースで反射強度がとる幅は 80count と他の水域に比べて広い。しかし濁度は反射強度の増減と関係なく、ほぼ一定の値をとる場合が多い。例外として、7月20日は、濁度と反射強度には明瞭な正の相関が、8月26日は濁度と反射強度には緩やかな負の相関がみられる。これは底泥巻上げとみられる下層部濁度上昇の影響を受けたものである。

網走湖（図中(c)）では、石狩川、茨戸川と異なり、濁度と反射強度にある一定の傾向がみられず、ケースによりばらばらである。また観測結果全体でみても、濁度と反射強度に一定の関係はみられない。

次に式(3.2)により算出した超音波濁度の再現性について、実測値との比較・検証を行う。

減衰係数 α は、石狩川では平水時は概ね 1~2 であり、出水等による濁度上昇時には 3~6 の範囲をとった。茨戸川では、 $\alpha=1$ の場合が大半であったが、8月26日及び10月28日は $\alpha=3$ となった。網走湖では α は 1~6 いずれの値でも精度にはほとんど差がないことから、全ケースで $\alpha=1$ として計算を行った。反射強度の基底値 B は、前項での説明のとおり、観測日・層別の基底値を算出し、その後観測日ごとに層全体で平均したものをを用いている。

図-3.4.2に地点別の実測濁度と超音波濁度を示す。

石狩川（図中(a)）では、超音波濁度は実測値に対して最大で約 10ppm の誤差をもつ。しかし全体でみると、実測値と超音波濁度は概ね一致しており、濁度がいずれのレンジにあっても、相関はよい結果が得られている。

茨戸川（図中(b)）では、7月20日の実測値と超音波

濁度に大きな差がみられる。過去の観測結果から、茨戸川では夏季に下層部で濁度上昇がみられ鉛直分布があることから、今後鉛直分布との関係について検討していく。

網走湖（図中(c)）については、観測日別では、実測値と超音波濁度の間では再現性に差異がみられる。しかし各ケースのデータを重ね合わせて期間全体でみると、超音波濁度は実測値と概ね適合する。

次いで平水時の濁度変動と外的因子の関係について検証する。閉鎖性の強い水域では、風による底質巻上げが濁度に与える影響が大ききことが知られている。そこで、得られた超音波濁度の鉛直分布と風速風向、流速流向の関係を検証する。

図-3.4.3は、網走湖St.2 地点における期間中に降雨がほとんどなく、出水による濁度上昇の影響が小さいことが確認されている7月20日から8月13日までの、超音波濁度の鉛直分布の時系列変遷を示したものである。網走湖は感潮区間であるため、日周期での流速流向の変動が窺える。また流速流向と風の影響をみると、強風時に表層付近の流れが同方向に加速される傾向もみられる。しかし下層部の流れは必ずしも風による加速を受けているとはいえない状態である。

超音波濁度は、鉛直方向に概ね一様の値をとっており、巻上げ現象は不明瞭である。期間中の風速が大きくなる8月10日及び8月12日には、濁度がわずかに上昇するが、その他の期間については、風と濁度変遷に明瞭な関係は見いだせなかった。

次に塩水による影響を確認した。図-3.4.4は、網走湖内の観測地点別の、各時期の実測濁度と ADCP 反射強度の

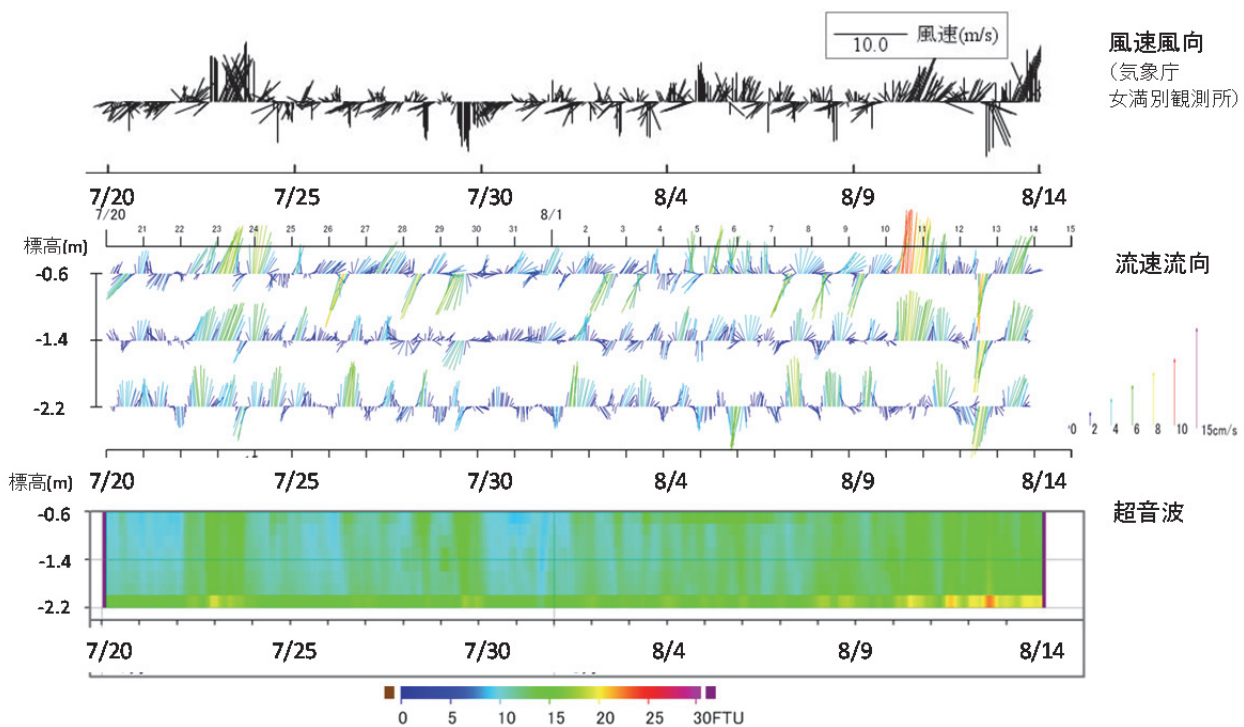


図-3.4.3 網走湖平水時（7月20日～8月13日）の超音波濁度変遷と風速風向、流速流向

相関を示す。図中(a)より、流入河川に近いSt.2、St.3では濁度と反射強度に正の相関がみられる。その他の水域については、濁度と反射強度には相関はほとんどみられない。数日前に降雨による流入河川の水位上昇がみられており、(降雨による濁質流入の影響も想定される。

図中(b)は、塩水層(塩分10psu以上で定義、以下同じ)における実測濁度と反射強度の関係である。全体として正の相関がみられるが、これは塩淡水境界層で濁度が極大値をとる一方、淡水層から塩水層への遷移箇所では反射強度が急激に低下するためである。

図-3.4.5は、網走湖内の同日観測による、実測濁度と超音波濁度の相関について、示す。淡水層(図中(a))では、個々の地点の超音波濁度の再現性にばらつきがある。しかし各地点の算定結果を重ね合わせると、超音波濁度は実測濁度を概ね再現している。

一方、塩水層(図中(b))では、超音波濁度はいずれの層でも5ppm程度である。実測濁度は最大15ppmであるが、これは塩淡水境界層付近での濁度上昇部に当たる。塩淡水境界層付近での濁度再現性は芳しくなく、密度の変局点であること、水質観測結果からも濁度の集積がみられることなどの影響は排除しきれない。

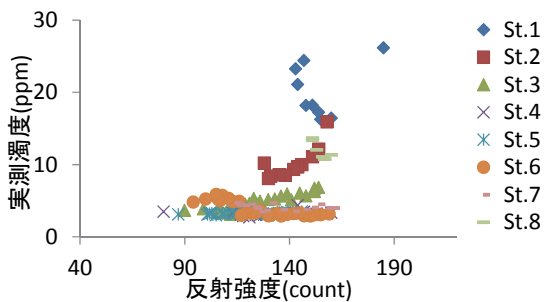
次に時系列での再現性を検証する。図-3.4.6は、網走湖St.2に設置した2012年7月1日から31日までの1か月間におけるADCP観測結果から算出した超音波濁度である。

2012年7月の濁度上昇は2回みられる。7/6~7の濁度上昇は、下層部でピーク時150ppmまで到達している。

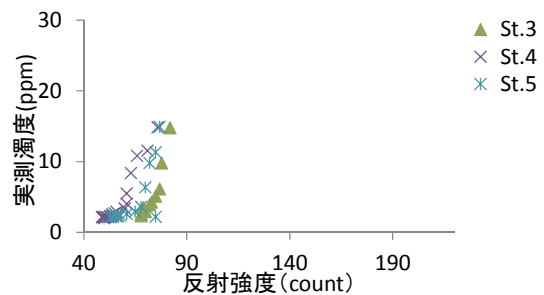
濁度上昇の前日に本郷地点の水位が上昇していることから、出水による濁質流入と考えられる。一方、7/19~20の濁度上昇は、下層部で最大70ppmまで到達している。濁度上昇前には降雨はみられない。本郷地区の水位は上昇していないこと、吹送距離の長い風向きである北風が2日にわたり継続していることから、風による底質の巻き上げと推測される。

図中(a)の算出結果は、平水時(6月及び8月)の実測濁度を用い、7/1~31まで濁度の連続変動を推定した結果である。平水時の濁度は概ね10ppm以下で変動しているが、この時期の濁度変動は、1日の間の細かい変動も含めて、良好に再現できている。しかしながら、全需集した2回の濁度上昇期には、実測濁度が大きく変動しているのに対し、超音波濁度は平水時の変動範囲でしか上昇しておらず、出水時の濁度変動に追随して変化していない。特に7/6出水前には、実測濁度が上昇開始するとともに、超音波濁度はむしろ低下傾向にあり、実態と異なる変動傾向を示している。

7月19~20日のみ、濁度上昇ピーク時の分布から得られたパラメータに補正した場合の濁度算定値を図-3.4.6(b)に示す。このように、数十ppm程度であれば、濁度上昇の履歴に応じた係数を設定することにより、実測の濁度上昇をある程度再現することは可能である。しかし濁度が100ppmを超えるような出水時では、濁度上昇のピーク時が実測とずれているため、短時間の濁度変動は、パラメータの補正のみでは再現できない。

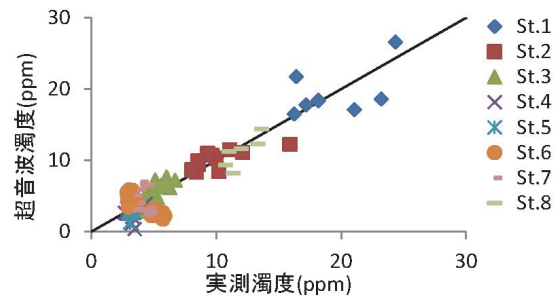


(a) 淡水層

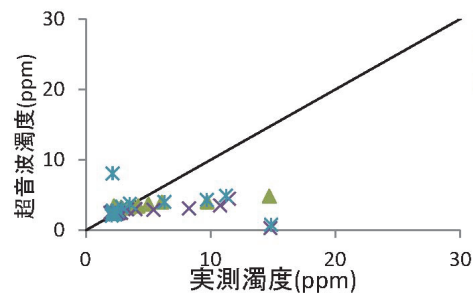


(b) 塩水層

図-3.4.4 網走湖淡水層と塩水層の実測濁度とADCP反射強度の関係(2011年10月24日観測)



(a) 淡水層



(b) 塩水層

図-3.4.5 網走湖淡水層と塩水層の超音波濁度再現性(2011年10月24日観測)

3.5 観測結果と濁度算出手法（後期）

高濁度時や密度境界での適用を考慮し、ADCP から発射された超音波は水中伝搬距離に応じた損失（発散損失）及び水中での音波吸収による損失（吸収損失）について検証した。濁度算出では、反射強度からこれらの損失を考慮した後方散乱強度に変換するソナー方程式により、後方散乱強度と濁度の相関を検討することとなる。ソナー方程式を用いた濁度推定にはいくつかの手法があり、横山らが提案する濁度による吸収損失²²⁾を考慮し、式(3.3)、式(3.4)で濁度推定を行う。

$$\log_{10} C = S \times dB' + K_s \quad (3.3)$$

$$dB' = K_c I + 20 \log_{10} r + 2\alpha r + 2\beta Cr \quad (3.4)$$

ここで C : 濁度 (ppm)、 S : 後方散乱係数、 K_s : 機器による定数、 dB' : 後方散乱強度(dB)、 K_c : ADCP の反射強度(count)を音圧(dB)に変化する定数(dB/count)、 I : 反射強度(count)、 r : トランスデューサーからの距離(m)、 α : 超音波の水中伝搬による吸収係数(dB/m)、 β : 濁度による損失係数(dB/m)である。

濁度推定の手順は、式(3.4)により反射強度 I から後方散乱強度 dB を算出する。次いで dB と濁度（常用対数）の間で回帰式を作成し、式(3.3)から推定濁度を算出する。

K_c は既往研究により 0.43~0.45 程度の間をとるとされており、暫定的に 0.43 を採用した。吸収係数 α は、水中伝搬する超音波の減衰に影響する係数であり、様々な係数値が検討されてきた。本研究では、ADCP 周波数が 1200kHz の場合は、今回の現地濁度条件に近い Kim ら²³⁾ が算出した $\alpha=0.48$ を、周波数 600kHz の場合は真水の場合の Thorp の式²⁴⁾ から $\alpha=0.11$ を採用する。濁度による吸収係数 β は、現地濁度に適合する値に調整し、河川では $\beta=0.005$ 、湖沼では $\beta=0.002$ を設定し、推定濁度と実測濁

度の差を比較した。

なお、式(3.4)を水中での吸収に関する項をまとめて整理すると以下の式(3.5)のとおりであり、水の吸収係数が濁度増加に伴い見かけ上増加するのと同様となる。

$$dB' = K_c I + 20 \log_{10} r + 2(\alpha + \beta C)r \quad (3.5)$$

図-3.4.7 は天塩川における 2011 年 8 月 26 日から 10 月 15 日までの濁度（自記濁度計による時間平均値）と、式(2)から算出した ADCP 後方散乱強度 dB の関係を示したものである。濁度上昇による超音波吸収を考慮することによる精度向上を検証するため、濁度に応じた超音波吸収を考慮しない場合 ($\beta=0$) と考慮した場合 ($\beta=0.005$) の場合を比較している。それぞれの β に対し、実測値から得られた濁度と dB' の回帰式は式(3.3a)、(3.3b)である。

$$\log_{10} C = 0.0476 \times dB' - 2.31 \quad (R^2=0.741): \beta=0 \quad (3.3a)$$

$$\log_{10} C = 0.0424 \times dB' - 2.02 \quad (R^2=0.745): \beta=0.005 \quad (3.3b)$$

β がいずれの場合も、超音波濁度と dB に正の相関がみられる。回帰式に対する実測値のばらつきは、実測濁度が 100ppm 以上で顕著な差がみられる。 $\beta=0$ では回帰式上にプロットされないデータが多い一方、 $\beta=0.005$ では実測値は回帰式上にほぼプロットされている。これは $\beta=0.005$ では $\beta=0$ の場合に比べ、高濁度下では濁度変化に対する dB' の変化幅が広いためである。

図-3.4.8 は、式(3.3a)、(3.3b)から濁度推定を行った結果である。濁度による超音波減衰を考慮しない $\beta=0$ では、実測濁度が 150ppm 以上では推定値は実測値に対して過少評価となっている。一方、濁度による減衰を考慮した $\beta=0.005$ はほぼすべての濁度レンジで推定濁度が実測値をほぼ再現できている。 $\beta=0.005$ は高濁度域で dB' の変化幅が大きく、回帰式上にもよく追従しているためである。

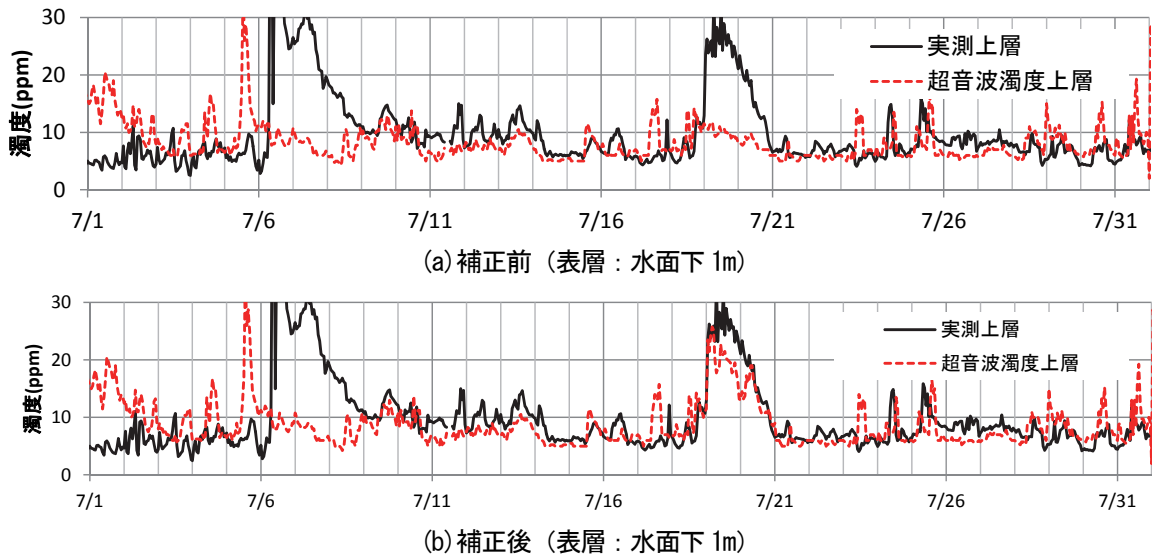


図-3.4.6 実測濁度と超音波濁度の時系列変化比較（網走湖）

以上から、高濁度域での超音波吸収減衰を考慮することで、高濁度域で濁度の再現精度は向上する可能性が示された。一方 50ppm 以下の低濁度域では β の設定に関係なく、再現性はほとんど変化していない。

次に石狩川での ADCP による定点連続観測結果と定期採水による SS から得られる複数年の長期間 SS 変化の推定値とその精度について検証を行う。

図-3.4.9 は石狩川における 2009 年 7 月から 2013 年 4 月まで採水による SS 濃度と、採水水深に最も近い層の ADCP 観測反射強度 (毎時平均) から式(3.3)、(3.4)で算出した後方散乱強度 dB' との関係プロットしたものである。国土交通省による定期採水は出水による高濁度時は行っておらず、SS 最大値が 100mg/L、データの大半は 50mg/L 以下である。そこで 2013 年 4 月に融雪出水ピークを狙い採水を行い、SS 濃度 200mg/L 以降の 3 データを追加した。 β は天塩川と同様、 $\beta=0.01$ としている。それぞれの β に対し、実測値から得られた濁度と dB' の回帰式を作成し、濁度推定を行った。得られた式はそれぞれ(3.3c)、(3.3d)である。

$$\log_{10} C = 0.0457 \times dB' - 2.64 \quad (R^2=0.481); \beta=0 \quad (3.3c)$$

$$\log_{10} C = 0.0414 \times dB' - 2.44 \quad (R^2=0.452); \beta=0.005 \quad (3.3d)$$

SS 濃度と dB' の間には天塩川と同様、いずれの β でも全体として正の相関がみられる。 $\beta=0.005$ では $\beta=0$ の場合に比べ、高濁度下では濁度変化に対する dB' の変化幅が広い。しかし回帰式に対する dB' の誤差は、いずれの β

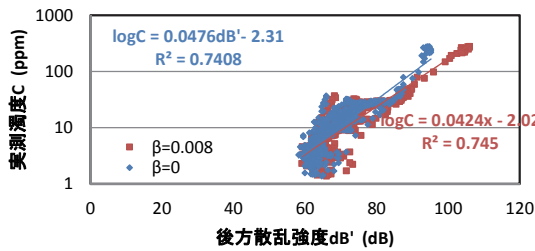


図-3.4.7 濁度と ADCP 後方散乱強度の関係 (天塩川：2011 年 8 月 26 日～10 月 15 日)

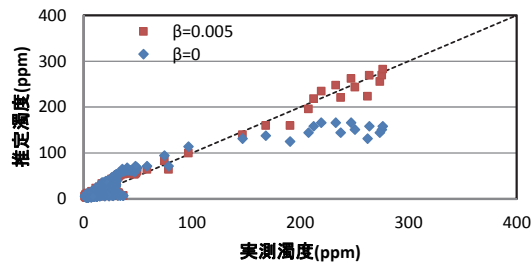


図-3.4.8 濁度による後方散乱強度減衰を考慮した推定濁度を考慮した推定濁度 (天塩川：2011 年 8 月 26 日～10 月 15 日)

でも SS が 100mg/L 以上の高濃度で大きい。

図-3.4.10 は式(3.3c)及び式(3.3d)から推定した石狩川における濁度推定値である。 $\beta=0.005$ の場合は、 $\beta=0$ 場合に比べて SS が 100mg/L 以上の場合で、実測値の再現精度はやや向上している。ただし天塩川の場合と異なり、 $\beta=0.005$ の場合でも SS が 100mg/L 以上では再現性は低い。

濁度の再現性が低い原因として、年別で dB' と SS の関係が異なることが考えられる。しかし、年別でも dB' と SS には正の相関があるが、年別でみるとプロット (図 3.4.11 参照) される領域にはばらつきがある。またデータは SS が 50mg/L 以下に集中し、100mg/L 以上の高濁度時採水データは少ない。天塩川の事例からも、高濁度時のデータが多いと SS 濃度と dB' の相関はよくなることが期待できる。今後も出水時の採水データを追加取得することで、回帰式の精度向上の可能性はある。

次に桂沢ダム貯水池で行った ADCP 曳航観測から得られる観測データをもとに、濁度の空間分布を推定する。なお桂沢ダムでは、2011 年から 2013 年にかけて計 5 回

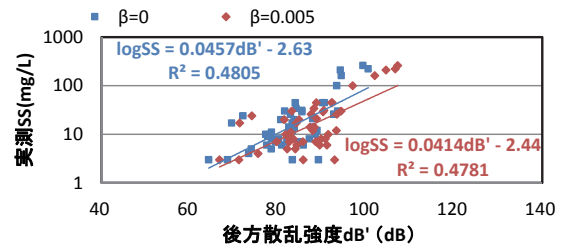


図-3.4.9 SS と ADCP 後方散乱強度の関係 (石狩川：2009 年 8 月～2013 年 4 月)

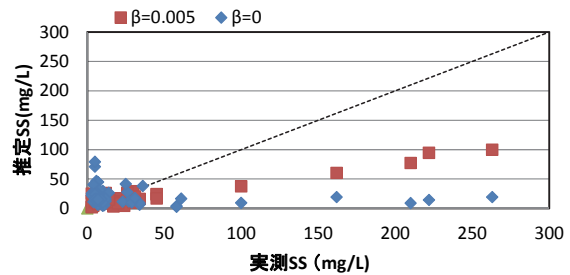


図-3.4.10 SS 濃度による後方散乱強度減衰を考慮した推定 SS (石狩川：2009 年 8 月～2013 年 4 月)

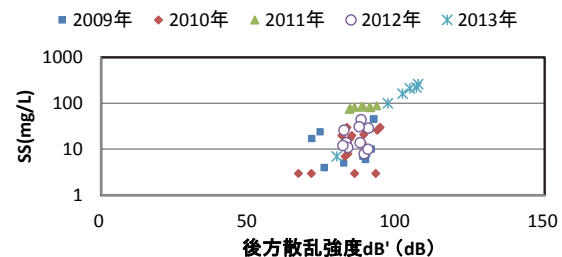


図-3.4.11 式(3d)による後方散乱強度と実測 SS の年別相関

観測を行っているが、湖内全域で濁度がほぼ一定であった2013年8月の観測は検討対象外とする。

図-3.4.12はダムサイトと河川流入部に分けて、後方散乱強度 dB' と実測濁度の相関を示したものである。ダムサイトでは、実測濁度が200ppmを境に dB' と濁度の相関が大きく変化している。濁度200ppm以上では dB' と濁度には明瞭に正の相関がみられる。濁度200ppm以下では dB' と濁度に必ずしも正の相関がみられない場合もあり、100ppm以下では両者の相関はさらに不明瞭である。

河川流入部では、 dB' と濁度の相関がダムサイトとは異なることが多い。ダムサイトでは dB' と濁度に正の相関がみられるが、河川流入部は dB' と濁度の相関がみられないことが多い。濁度は変化する一方、 dB' はほとんど変化をしていない。河川流入部とダムサイトで dB' と濁度の相関がほぼ同一の式となる2012年5月は、融雪期に当たり高濃度濁質が流入していること、河川流入部の水深が10m以上と深いことが原因と考えられた。すなわち河川からの流入濁度が高くなく、貯水池水位が低い状態では、河川流入部の ADCP 後方散乱強度からの濁度推定は誤差が大きくなることが示唆される。

なおダムサイトで100ppm以下となるのは表層部が大半であり、河川流入部も水深は数m程度と浅いことが多い。超音波のトランスデューサー近傍では、超音波の減

衰特性がその他の領域と異なり、その補正もより複雑になる。本研究ではより少ないパラメータで濁度推定を行うことが主旨であり、表層部の補正は本研究中では対象としない。

図-3.4.13はダムサイトでの観測から得られた、濁度200ppm以上での dB' と濁度の相関から式(3.3)、(3.4)に示す回帰式を作成し、ダム湖の全地点に適用した場合の濁度推定結果である。比較検討は、ダムサイトと河川流入部の dB' と濁度の相関に特徴的な差があるケースとして、2012年5月、8月、2013年6月の3ケースを選定した。

図中(a)は2012年5月の濁度推定結果である。500~1400ppmの範囲内で推定濁度と実測濁度はほぼ合致している。1200ppm以上で推定濁度と実測濁度に差が生じているが、これは1200ppm前後でダムサイト濁度の鉛直分布に変曲点が存在するためである。500ppm以下では推定濁度の精度は著しく低下する。ダムサイトの実測濁度の最低値(表層)が約500ppmであることから、回帰式の適用範囲外であることがその原因と推測される。これらの問題は、濁度の変曲点で回帰式の係数を変えることで濁度推定の向上は可能であるが、本研究の主旨は限ら

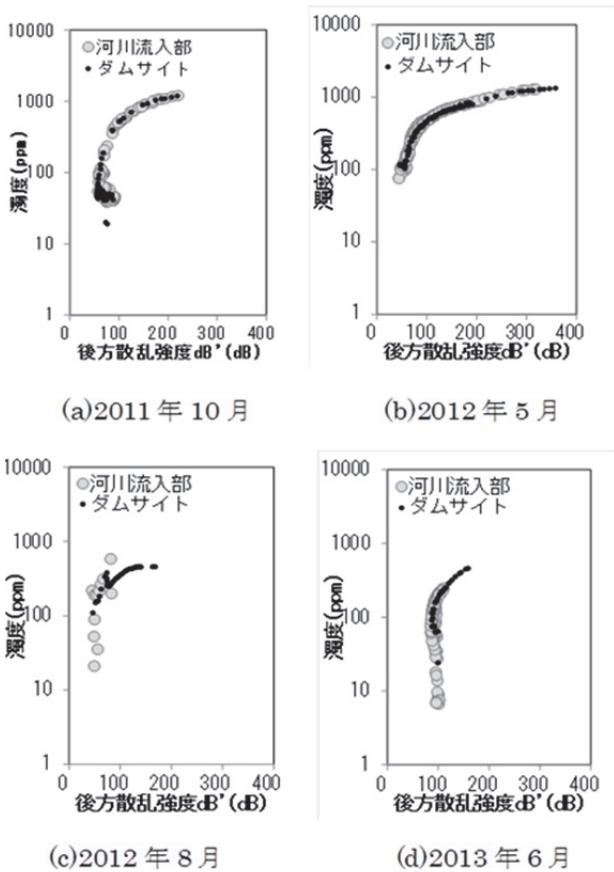


図-3.4.12 桂沢ダムの後方散乱強度と濁度の関係

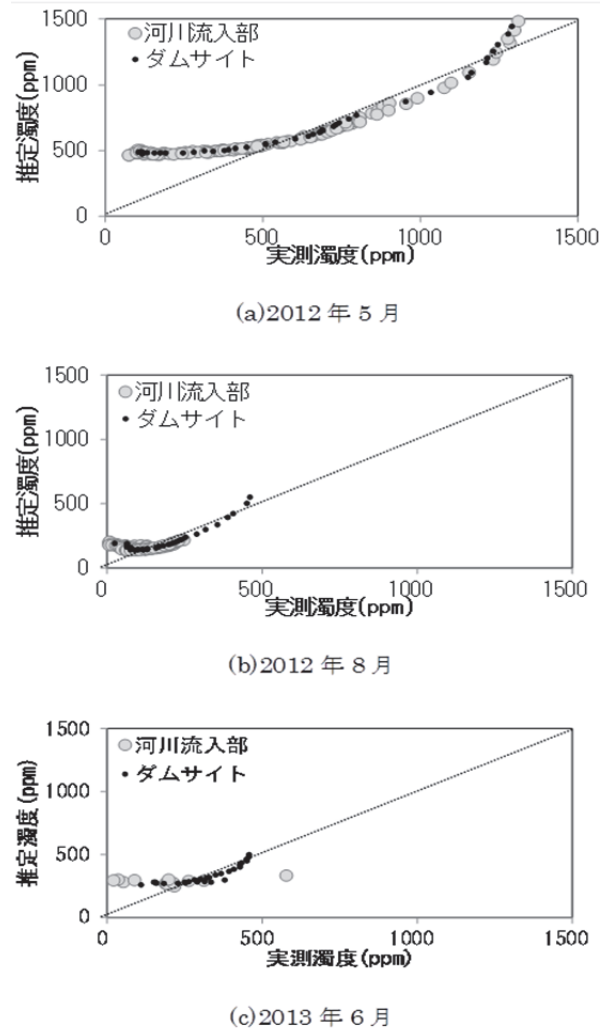


図-3.4.13 桂沢ダムの実測濁度と推定濁度の関係

れた地点の濁度鉛直分布から広域の濁度推定を行う手法の適用性検討のため、全領域で同一回帰式で推定した。

図中 (b) は 2012 年 8 月の濁度推定結果である。ダムサイトの推定濁度は概ね実測濁度と合致するが、河川流入部の推定濁度は実測濁度が 100ppm 以下では過大評価となっている。これは 2012 年 5 月と同様、ダムサイトの実測濁度の最低値 (表層) が約 100ppm であることから、回帰式の適用範囲外であることがその原因と推測される。

図中 (c) は 2013 年 6 月の濁度推定結果である。実測濁度が 100ppm 以上では、推定濁度は実測値と概ね適合している。一方濁度 100ppm 以下では、推定濁度は実測値と異なる。ダムサイト表層の最低濁度は 20ppm であり、表層の低濁度付近の再現精度は低い。

以上から、濁度が 200ppm 以上でかつ濁度の鉛直変化が明瞭なケースでは、ダム中心部の濁度は概ね良好に推定できた。一方、濁度が 100ppm~200ppm では濁度推定精度が低いケースもみられる。特に 100ppm 以下は実測値と比較して誤差が大きい結果となった。

本手法を用いたダム湖内の濁度空間分布を図-3.4.14 に示す。夏期出水前の図中 (a)、(c) では、高濁度層が水深 20m 以深に存在し、夏期出水後の図中 (b) では、高濁度層が消失し、全域で濁度が高くなる現象が把握できた。

これらの結果は水面を ADCP を曳航し、数点の鉛直濁度分布を実測するのみで得られる。これまでの空間的濁度分布の観測に比べ、大幅な省力化が実現できた。ここまで述べてきた ADCP の後方散乱強度から式(3)による手法で実測濁度から濁度推定を行う方法では、実測濁度が 200ppm 以上では濁度と後方散乱強度のばらつきは小さく、濁度推定時にも誤差が小さくなる。一方、実測濁度が 200ppm 以下では、濁度と後方散乱強度の相関が低いケースがみられる。

そのため、実測濁度は数 10ppm レンジだけでなく、数 100ppm のものまで、時間的・空間的に網羅することが精度確保に必要である。実測濁度の値が一定のレンジに集中した場合は、後方散乱強度の変化に対して濁度変化が得られず、濁度推定自体が困難となる。

3.6 観測結果と濁度算出手法 (まとめ)

ここまで述べた上記の式を現地に適用する場合には設定する変数が多く、変数中に濁度が含まれるなど、実用しがたい面もあった。

そこで、より簡便に濁度推定ができるよう、式の改良とその適用範囲を検討した。

中川ら²⁵⁾の推定式を参考に式(3.5)を変更し、式(3.6)を適用した。

$$dB' = I + k \log_{10} r + 2\alpha r \quad (3.6)$$

ここで k : 拡散による減衰係数である。なお、 I および r は ADCP による観測値である。

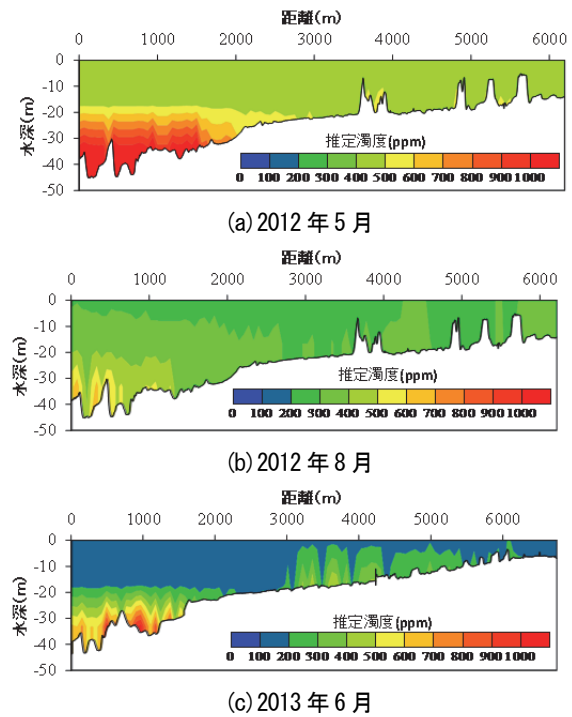


図-3.4.14 ダムサイトでの濁度鉛直分布の縦断変化推定

濁度推定の手順は、式(3.6)により反射強度 I から後方散乱強度 dB' を算出する。次いで dB' と濁度 (常用対数) の間で回帰式を作成し、式(3)から推定濁度を算出する。

この手法では、補正を行うために現地で最深地点における濁度の鉛直分布を 1 点実測する必要があるが、それにより式(3.3)において各 r 毎に C を設定可能となる。これにより設定する必要のある係数は k 、 α の 2 個に集約される。 k 、 α は諸説の報告値が存在するため、本研究で行った過去の観測結果を用いて、その感度を検討した。

推定精度検証は桂沢ダムで、2011 年から 2013 年にかけて計 4 回観測を行った結果を用いた。流域内で最も水深のあるダムサイトにおける投げ込み式濁度計での観測値および ADCP の曳航観測結果を利用した。なお、観測日は 2011 年 10 月 23 日、2012 年 5 月 15 日、2012 年 8 月 23 日、2013 年 6 月 12 日である。

図-3.4.15 に水深毎の濁度計の観測値の自然対数と同一水深における式(3.6)から推定した後方散乱強度を示す。なお、図は $k=250$ 、 $\alpha=2.8$ の場合を示している。二つの係数を同一としても、実測濁度と後方散乱強度は観測時期によらず、直線的な関係を示すことが分かる。このとき一次式で近似することで、式(3)と同型式となり S および Ks が決まる。

ここで、一次式の決定係数に注目すると、 k および α の組合わせで変化する。図-3.4.16 に 2012 年 8 月の決定係数の分布を示す。図に示すように山型の分布となり決定係数が大きくなる範囲があることが分かる。決定係数が 0.8 を超える範囲は観測時期によらず、ほぼ共通して

おり $200 < k < 400$, $2 < \alpha < 5.6$ の範囲であった。この結果は時期によらず係数を同一として設定可能なことを示唆している。

そこで $k=250$, $\alpha=2.8$ として濁度を推定した結果を図-3.4.17に示す。このとき図-3.4.15より時期毎に S および K_s を求めている。この結果より 2011 年 11 月ではやや過小評価し、2012 年 8 月では決定係数がやや低い、いずれの時期においても非常に精度良く濁度を推定できている。言うまでもなく時期毎に k および α を設定することで、推定精度は増すが、簡便さを考慮すると同一水域では時期によらず同一係数を利用できる方が重要である。

以上の結果から、本手法によって濁度の空間分布が推定可能となった。一方で、時期毎に S および K_s を求める必要があること、図-3.4.17に示すように濁度が 1200ppm 前後で推定直線式から乖離することなどが留意点となる。時期による変化は水域に流入する濁質の種類（例えば融雪時期は土粒子、秋期は植物遺骸など）の違いが影響していると思われる、実用上は観測時期によって係数を変化させることが望ましい。また濁度の適用範囲が 1200ppm 前後であることは、音波の特性に依存していると考えられ、機器の性能によるものと考えられる。しかしながら実用上は濁度の適用範囲があっても本手法は有効であると思われる。

以上から式(6)を用いて $200 < k < 400$, $2 < \alpha < 5.6$ の範囲で選択した変数によって、同一水域内では通年で 0ppm ~ 1200 ppm の濁度を推定可能となった。これにより比較的簡便に濁度の空間分布及び時間変化が観測可能となった。以下に濁度推定手法を要約する。

$$\log_{10} C = S \times dB' + K_s$$

$$dB' = I + k \log_{10} r + 2\alpha r$$

ここで C : 濁度 (ppm)、 I および r は ADCP による観測値である。

- ① 最深部の鉛直濁度を実測 (補正用の r , C を取得)
- ② 同一地点を ADCP で観測 (I , r を取得)
- ③ $200 < k < 400$, $2 < \alpha < 5.6$ でパラメーター設定し、②で得たデータから dB' を作成
- ④ ③の dB' と①のデータから C vs. dB' 関数を回帰して S , K_s を求める
- ⑤ S , K_s および ADCP 観測データから C を推定

4. 積雪寒冷地における効率的な汽水域環境の評価・管理手法の構築

4.1 目的

汽水域は独自かつ多様な生物生息環境を形成しており、その希少性や重要性は理解されている。しかし、現象の複雑さや観測の困難さによって十分な知見が得られてい

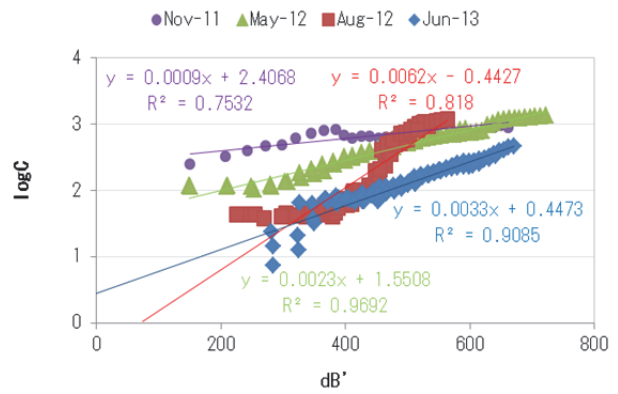


図-3.4.15 実測濁度と後方散乱強度の関係

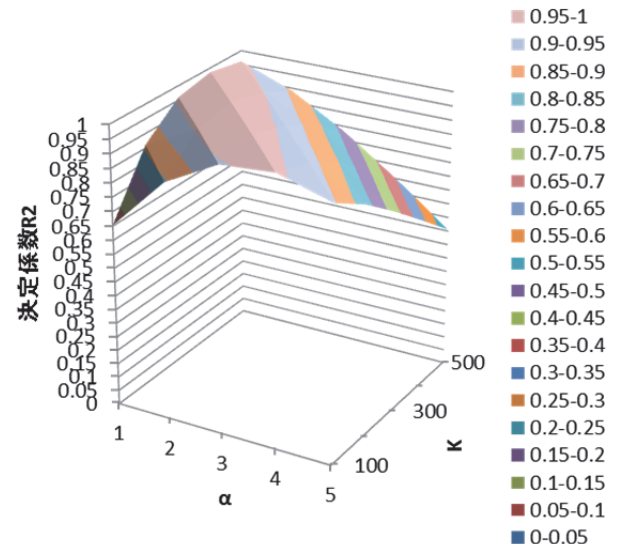


図-3.4.16 各係数と決定係数の関係

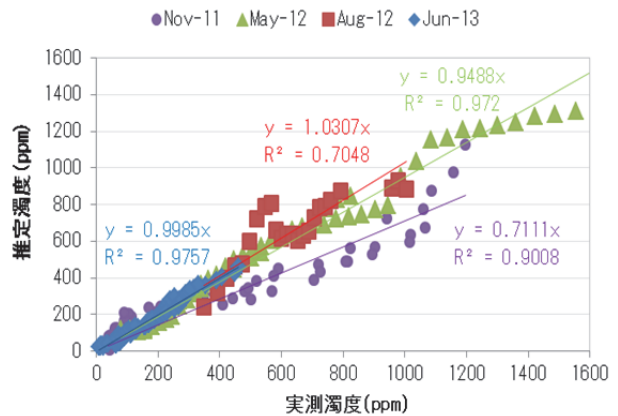


図-3.4.17 濁度推定の精度

ないため、それら環境を評価する手法、管理する手法はほとんどない。本研究では、日本における汽水域の代表的生物であるシジミの生息環境を指標として、汽水環境の保全のための効果的・効率的なモニタリング手法、良好な汽水域生物生息環境を評価する指標や手法構築を目的とした。

4.2 河川域の汽水域環境評価

4.2.1 塩淡水境界標高の推定手法の構築

前述の結果（2章参照）より天塩川水系におけるシジミ生息にとって底質や濁度の影響は小さいことが明らかとなった。天塩川は塩淡水層流を形成する弱混合型の塩水遡上となっていることから、塩水挙動に注目して、評価手法の構築を行った。西田ら²⁶⁾は、石狩川における塩淡水境界層は ADCP の反射強度を利用して推定可能であると報告している。しかし、天塩川においては濁りと思われる反射強度の増大によって、塩分鉛直分布と反射強度鉛直分布はほぼ一致しなかった。そのため、本研究では流速差を用いた境界位置を算出する手法を試みた。

図-4.2.1 に 2012 年 7 月 11 日天塩川 KP7.8 における ADCP の流速鉛直分布と CTD の塩分鉛直分布を示す。ここで、流速の負値は下流向きの流れを表している。標高 0 ~ -2m までは塩分濃度が低く、下流に向かう流れが卓越している。標高 -2m で塩分は急激に増大し、-2.5m ではほぼ海水となっている。このときの流速は標高が -2 ~ -3m で急変し、-3m では流速は正值を示し、上流向きの流れに変化している。塩分と流速の急変部はほぼ同調した挙動を示しているが、急変部の標高位置は 0.5 ~ 1.0m ほど異なっている。これらの流速挙動は塩分躍層が存在する観測時に共通していた。

そこで鉛直方向での流速差に着目して流速の急変部の位置を算出した。ADCP は 0.28m 間隔で鉛直多層の流速を観測しているため、標高 -4.8m から約 20 層の流速を計測している。標高 h の流速を $V(h)$ とすると流速差 $\Delta V(h)$ は式 (4.1) より算出した。

$$\Delta V(h) = V(h) - V(h+0.28) \quad (4.1)$$

例えば標高 -4.8m の流速差は -4.8m の流速から -4.52m の流速を減じた値として算出し、隣接する観測層の下層から上層の流速を減じた値として求めた。流速差の算出例を図-4.2.2 に示す。この流速差は流速が最も大きく変化する位置でピークを示し、ピーク標高は海水の上端位置に良い一致を示していた。さらに流速差ピーク位置と海水の上端の位置は 2011 年及び 2012 年のすべての観測時でよく一致していた。なお、降雨時など河川流量が増加する場合には全層で下流向きの流速となるため、流速差はピークを有する分布にはならず、不明瞭な分布となる挙動を示した。

これらの挙動から、流速差のピーク標高を見積もることで海水面の上端標高（以下、境界標高と称する）を時間変化として、推定できると考えられる。

観測した ADCP データより境界標高を時系列変化として見積もった結果を図-4.2.3、図-4.2.4 に示す。なお、流速差のピークが不明瞭な場合は境界標高を ADCP の設置標高である -4.8m とし、欠測期間は除外している。得られた結果は CTD の観測結果とはよく一致した。また、

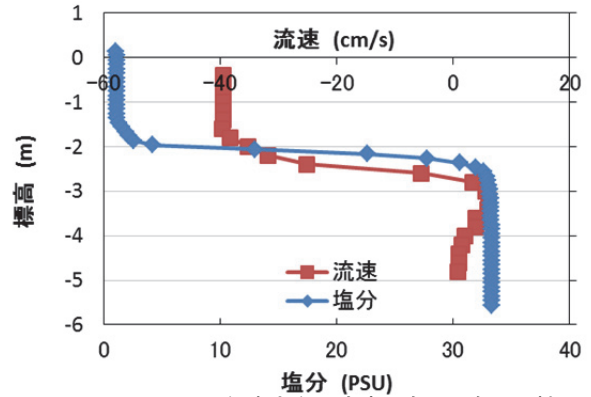


図-4.2.1 鉛直方向の流速と塩分分布の比較

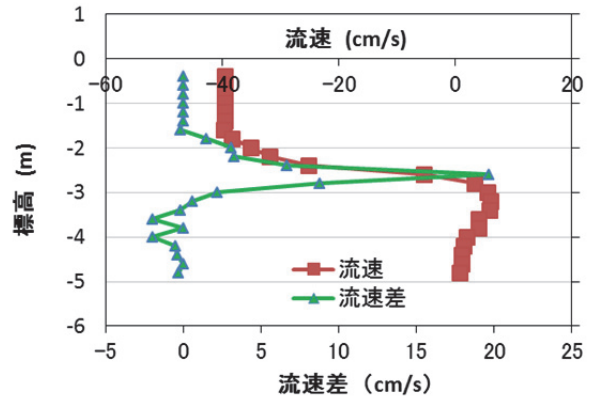


図-4.2.2 鉛直方向の流速と流速差の比較

降雨により境界標高が低下し、ほぼ流速挙動と同調することから、天塩川における境界標高を妥当に表していると考えられる。

以上より、河岸の各標高において塩分と接触する時間が推定可能となった。本研究における ADCP の観測間隔は 10 分間であり、算出した境界標高は 10 分間変化しないと仮定して、各標高における海水が接する時間を見積もった。図-4.2.5 に KP7.8 における標高毎の海水の接触頻度およびシジミ現存量を示す。海水接触頻度は図-4.2.3、図-4.2.4 中の境界標高より集計し、冬季の観測を実施していないため、年毎に観測期間中の割合とした。この結果から天塩川の 2011 年および 2012 年では標高 -1.5m 以上では、ほとんど海水に接触していないことがわかる。しかし、シジミ現存量は標高 -1.0m で最も多くなっている。標高 -1.0m における海水接触頻度は 1% 以下であり、天塩川のシジミは現状では、ほとんどが淡水域に生息していることがわかる。また、海水の接触頻度が 50% をこえる標高 -2.5m 以下ではほとんどシジミが生息していないことが明らかとなった。さらに左右岸のシジミ現存量をみると左岸側の現存量が多くなっていた。横断図をみると法面勾配に差があり、傾斜が急になると生存もしくは着底できないことが示唆される。なお、5PSU 以上の汽水の接触頻度を境界位置 +0.84m (CTD の結果より海水上端と淡水下端の平均幅より) で設定すると、標高 -1.0m で 2% (1 ヶ月に半

日ほどの頻度)、標高-1.5m で20%(1ヶ月に1週間ほどの頻度)であった。

以上より標高が高い位置にシジミが多く生息するが、ほとんど塩分が接触しないことが明らかとなった。天塩川におけるシジミの産卵には塩分 5PSU 以上、水温 25°C以上が必要と報告²⁷⁾されている。本研究結果は天塩川 KP7.8 付近ではシジミは生息しているが再生産には極めて厳しい環境であることを示唆している。以上のことから、現状の資源量は天塩川の上流域で産卵が起こり、流された個体が着底・成長しているものと推察される。資源量を維持または増大させるためには上流域への塩水供給に加え、本川域においても産卵を誘発する環境が重要と考えられ、河川管理上は指標が必要となる。しかし、塩分境界の位置や塩分接触頻度などはリアルタイムでの把握は困難であり、より簡便な指標を模索する必要がある。

4.2.2 境界標高の評価手法構築

本研究では実務において適用しやすく、簡便な指標を目指した。まず流速によって直接的に境界位置を算出することを試みた。

ここで、対象とする流速は全水深に対し水面から2割の位置(以下、2割水深と称す)に相当する標高とした。これは定期流量観測時の測定水深に一致するためである。通常の塩水境界位置は淡水層の平均流速により算出されるが、塩水が静止することなど条件が多く、かつ現地において淡水層の平均流速を測定することは労力を要することからも、定期観測データの援用を考慮した。

まず図-4.2.3、図-4.2.4の結果から各境界標高の出現時間を標高毎に集計して図-4.2.6に示す。標高-4.8mで出現時間が長くなっており、観測期間中の20%が全層で淡水になることを示している。ここで、ADCPの設置条件から観測限界となる最低標高は-4.8mとなる。標高-4.8m以上では、2011年と2012年の両年ともに標高-2.4mをピークとする山型の分布となっていた。

次に2011年と2012年の各境界標高とそのときのADCPによる2割水深流速観測値の分散を図-4.2.7、図-4.2.8に示す。ここで流速の負値は下流向きの流速を表し、標高毎の平均値を青丸で示している。2割水深流速の分散はかなり大きいですが、平均値をみると流速の絶対値が増加するほど、境界位置が低下する傾向を示した。しかし、標高-1.0m以上では流速の増加で境界標高が上昇する挙動がみられ、図-4.2.6に示すように集計母数の少ないこと、水面付近のため観測値の精度が低いことなど、誤差の影響が大きいと考えられる。このとき標高毎の流速の標準偏差は3cm/s~20cm/sであり、標高が低いほど偏差が大きくなっていった。これらは潮汐などの影響により、流速の分散が大きくなっていることが推察される。しかし、図-4.2.7、図-4.2.8における平均値の分布は、全体として流速平均値±20%の精度で境界位置を表現可能と考えられる。

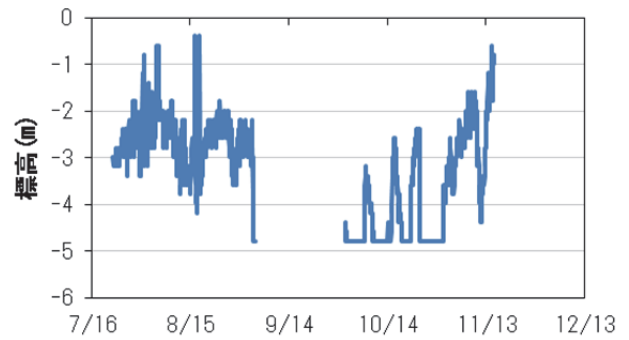


図-4.2.3 2011年境界標高の推定結果

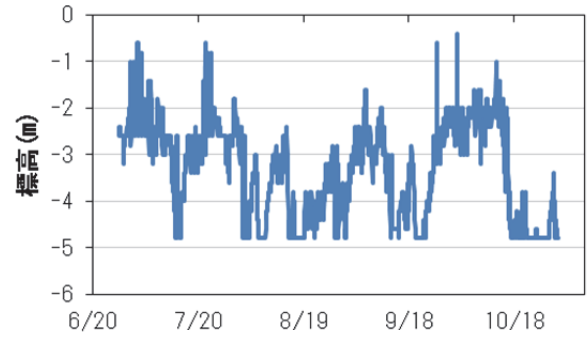


図-4.2.4 2012年境界標高の推定結果

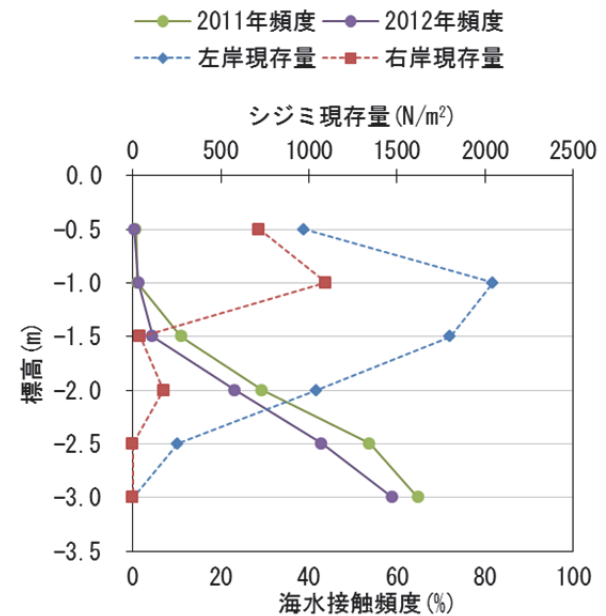


図-4.2.5 海水接触頻度とシジミ現存量の関係

図-4.2.9に2011年と2012年の境界標高と2割水深流速の平均値の関係を示す。ここで、流速は負値が下流に向かう流れの速さを表している。2011年と2012年の結果は完全には一致しないが、流速の精度が±20%ほどであることを考慮すると、ほぼ同様の分布であると言える。この結果から境界標高は断面形状が同じ限り、点流速によって概算することが可能であることが示された。このとき2年分のデータから最小二乗法による相関係数が最も高い、線型近似式を図中に示した。点流速からの境界標高の概算においては、境界標高が-1.0m以上では誤差が大きく、水面近傍の風応力による影響などが考えられる。

8.2 寒冷地汽水域における底質及び生物生息環境改善に関する研究

また、他の経年的なデータが蓄積されている指標と比較するため、同様の解析を天塩川上流 KP30 に位置する円山観測所流量に対して行い、図-4.2.10 に示す。ここで、円山観測所は潮位影響を受けない地点のため、観測データの精度が高く、淡水のみの影響を検討できることから比較地点に選択した。円山観測所の平水流量は約 $110\text{m}^3/\text{s}$ 、低水流量は約 $75\text{m}^3/\text{s}$ (1980年～2012年の平均値) である。図-4.2.10の結果をみると、流量が $110\text{m}^3/\text{s}$ までは境界標高の変動が大きくなっており、流量が $110\text{m}^3/\text{s}$ を超えると境界標高が -3.0m よりも低下する傾向が見られる。このとき最小二乗法による相関係数が最も高い、対数近似式を図中に示す。以上から、上流流量からも境界標高の概算が可能と判断し、既存の観測所データを用いることにより過去の状況推定にも適用できることが示唆された。ADCPによって推定した境界標高は流速や流量との回帰分析から決定係数が 0.797、0.856 となり、相関係数は 0.89、0.92

と高い相関関係にあることが示された。これらの挙動は境界標高を河川管理によって制御できる可能性を示している。

一方で、天塩川直近の潮位観測所である稚内の潮位や、

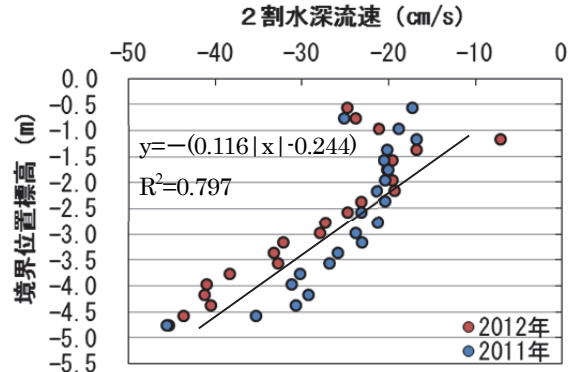


図-4.2.9 2割水深流速と境界標高の関係

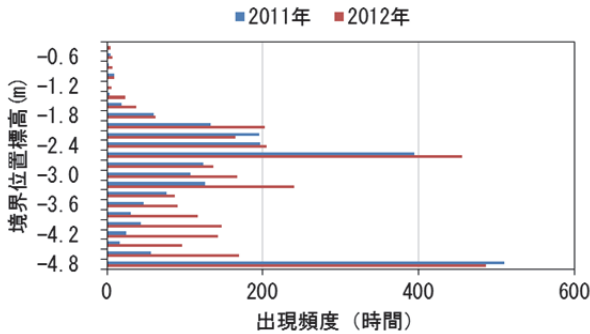


図-4.2.6 境界標高の出現時間

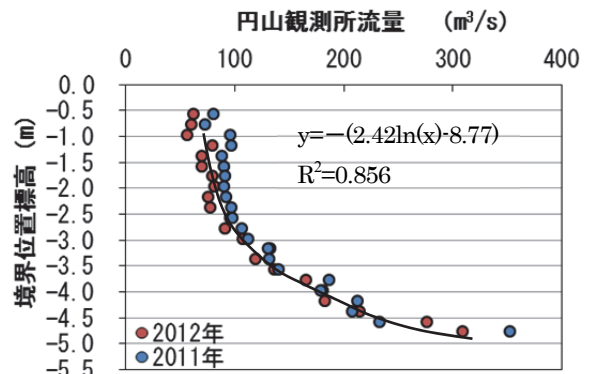


図-4.2.10 上流流量と境界標高の関係

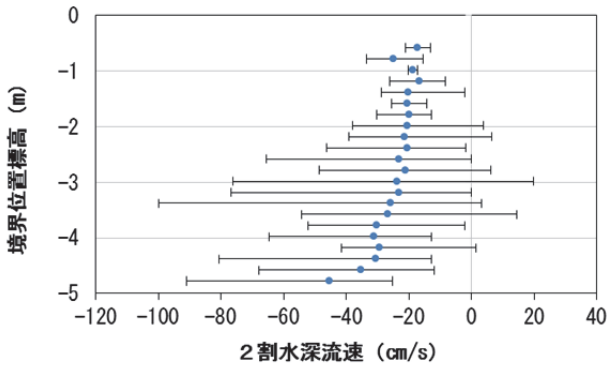


図-4.2.7 2011年の境界標高と流速分散の関係

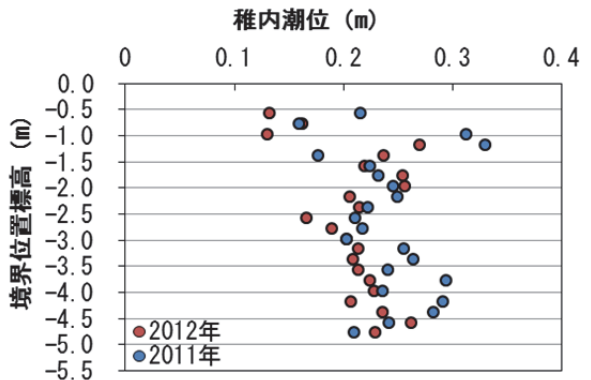


図-4.2.11 潮位と境界標高の関係

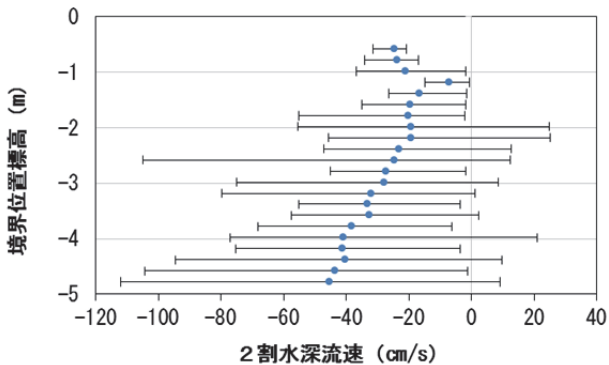


図-4.2.8 2012年の境界標高と流速分散の関係

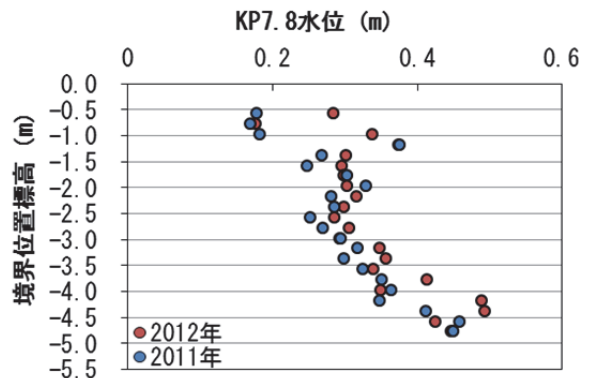


図-4.2.12 KP7.8水位と境界標高の関係

観測地点水位と境界標高の関係を図-4.2.11、図-4.2.12に示すが、潮位とは明瞭な関係性が見られず、水位とはやや関係性があるが相関係数は低い値となった。

また、同様の解析を KP11.8 についても行った結果、KP11.8 における境界標高も河川流量の関数としてまとめられることを確認した。KP7.8 と KP11.8 の境界標高の推定式から両地点の差を外挿することで縦断的な境界標高位置を推定できる。2006 年に北海道開発局で実施された音響測深機による密度境界の縦断観測結果と本研究での塩淡境界標高推定値を図-4.2.13に示す。この結果からも流量データによって塩水環境データの復元が可能であり、良い一致を示していることがわかる。

4.2.3 シジミ生息環境評価

シジミの生息や再生産のためには、塩分濃度、水温、溶存酸素、底質粒度組成が重要であることが知られているが資源保全を考慮すると塩分環境など現況把握が必要となり、さらに河川管理と生息環境保全を両立できる指標が求められる。前述のように本川については河川流量によって塩水環境を評価可能となったので、支川域の影響について検討を行った。

図-4.2.14 に天塩川(流路延長 256km、流域面積 5590km²)の支川であるサロベツ川(流路延長 85km、流域面積 655.4km²)を示す。サロベツ川は国立公園であるサロベツ原野内を流れ、ラムサール条約に登録された湿原域も含まれる。天塩川河口から 11.8km で合流し、合流点から 6km 上流でオンネベツ川、12km 上流にパンケ沼(平均水深 1.8m、面積 3.55km²)が接続している。またパンケ沼にはパンケオンネベツ川が流入している。サロベツ川の河床勾配は 5 万分の 1 以下であり、合流点から 20km ほどまで潮汐による水位変動が確認されている。またパンケ沼はかつてシジミの好漁場であったが、現在ではほとんど漁獲量がない水域となっている。

a)流速、水位機器観測

図-4.2.14 の合流点(川幅 40m、最深標高-4.5m)、沼入口(川幅 25m、最深標高-4m)、上流(川幅 25m、最深標高-4m)において超音波流速計(TELEDYNE RD Instruments Workhorse sentinel 1200kHz、以下 ADCP と称す)を流心部

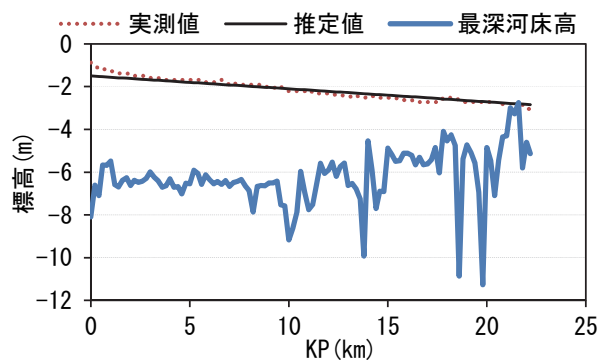


図-4.2.13 縦断的境界標高の推定

の河床から鉛直上向きに設置した。

また、支川 1(川幅 6m、最深標高-1m)、支川 2(川幅 20m、最深標高-2.5m)において電磁流向流速計(JFE アドバンテック AEM-USB、以下 AEM と称す)を、各々平時の 5 割水深に相当する標高-0.5m、-1.3m に設置した。

図-4.2.15 に合流点地点の横断図を示す。全ての観測地点は図のような皿状形状であり、各地点の 8 割水深位置に水位計(Onset Computer Corporation HOB0-U20)を設置した。流速、水位は 10 分間隔で計測した。観測期間は 2014 年 8 月 20 日~2014 年 10 月 31 日である。

b)塩分機器観測

各地点の 8 割水深位置(標高-2m~-5m)に水温塩分計(JFE アドバンテック Compact-CT、以下 CT と称す)を設置した。設置は図-4.2.15 に示すように、流心部に単管を敷設して係留した。なお、支川 1 地点は標高-0.5m の 1 点のみとした。水温、塩分は 10 分間隔で計測し、観測期間は 2014 年 8 月 20 日~2014 年 10 月 31 日である。

c)その他

気象データ、流況データは公表データを取得した。気象データはパンケ沼の北東 8km に位置する豊富(トヨトミ)地点および天塩川上流に位置する中川(ナカガワ)地点



図-4.2.14 サロベツ川位置図

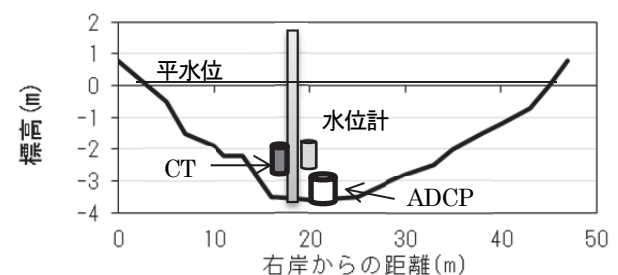


図-4.2.15 合流点地点横断図

のアメダスデータを気象庁より入手した。サロベツ川流量データは国土交通省水文学データベースより音類(オトシルイ)橋地点の流量データを入手した。なお、流況データは1983年～2013年、時刻流量データは1998年～2013年が公表されている。また、天塩川上流(河口から30km上流)の円山(マルヤマ)観測所の流量データ(公表期間1980年～2013年)も収集した。さらに沼中央(図-4.2.14参照)において北海道開発局で観測されている時刻水温・塩分データ(観測水深1.3m)を提供いただいた。

(1) 流速、水位観測結果

図-4.2.16に上流地点における ADCP 観測、水位観測結果および豊富地点の日降雨量を示す。ADCP の観測結果は流速ベクトルを河道法線方向に回転補正し、上流向き成分(逆流)を負値で緑～青色、下流向き成分(順流)を正值で黄～赤色としてコンター図としてまとめた。なお、水面付近のデータは反射強度の乖離が大きいため除外している。図-4.2.16の結果から8月24日の降雨時は水位の大幅な上昇が見られ、流速は100cm/sほどまで増加していた。他の降雨時には、降雨後に順流速が増加するが、60cm/s程度となっていた。晴天時には潮汐に起因すると思われる日周期の水位変動にตอบสนองして、順流速が0～30cm/sの間で増減する。このとき鉛直方向ではほぼ均一な流速分布となっていた。また、9月17日、10月17日に明瞭な逆流速がみられ、鉛直方向では上層で順流、下層で逆流となっていた。

図-4.2.17に沼入口地点における ADCP 観測結果を示す。沼入口においては順流と逆流が交互に見られ、流速範囲は-40cm/s～40cm/sで推移していた。鉛直方向にはほぼ均一な流速分布となっており、図-4.2.16のように表層と下層で流向が異なる挙動は見られなかった。このとき水位の上昇にともない逆流が発生し、水位の下降時に順流が発生していた。この傾向は8月24日の出水時のデータが明瞭であり、日周期の水位変動時も同様の挙動を示していた。

図-4.2.18に合流点地点における ADCP 観測結果を示す。日周期変動は沼入口と同様に水位上昇時に逆流、水位下降時に順流となり、流速範囲は-20cm/s～50cm/sであった。一方で、降雨時にはいずれも順流速となり、50cm/s～120cm/sの流速が発生している。また、鉛直方向の分布はほぼ均一であったが、9月17日、10月17日など下層のみに明瞭な逆流速がみられ、上流地点と比べて流向が上下層で逆向きになる頻度が高かった。

支川1地点における AEM 観測結果は-5cm/s～5cm/sの範囲で、支川2地点では-10cm/s～10cm/sの範囲で順流と逆流を繰り返す挙動で推移していた。また、両地点とも降雨時に順流となるが、上記範囲内で推移していた。なお、8月24日の出水時には支川1で30cm/s、支川2で40cm/sの流速を観測している。

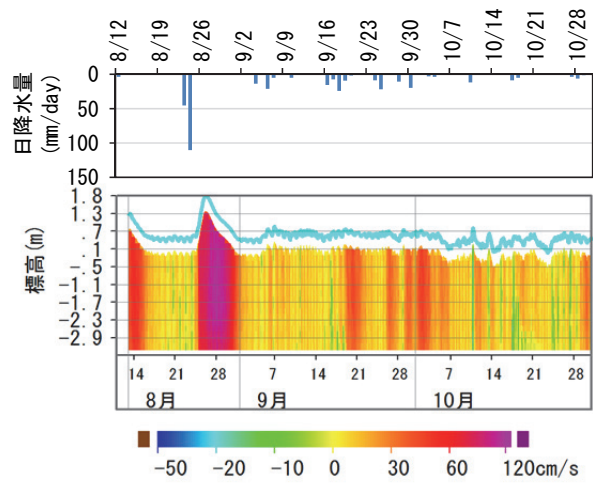


図-4.2.16 上流 ADCP 観測結果

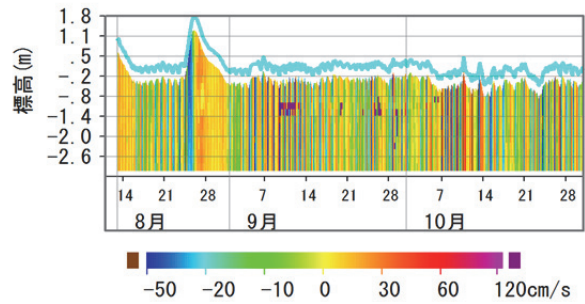


図-4.2.17 沼入口 ADCP 観測結果

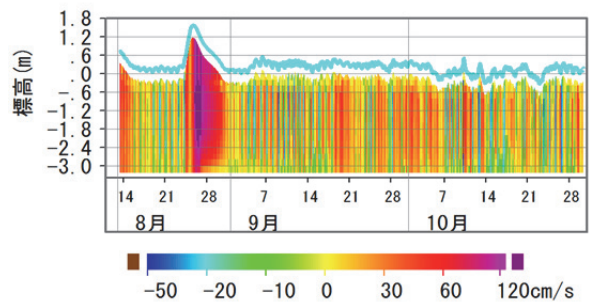


図-4.2.18 合流点 ADCP 観測結果

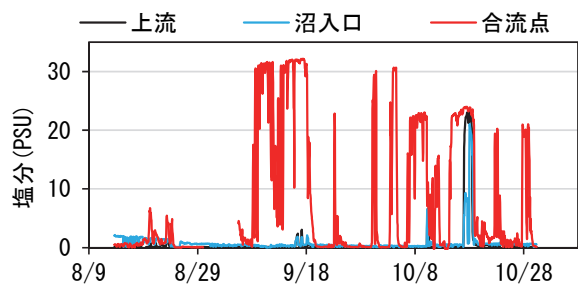


図-4.2.19 CT 観測結果(塩分)

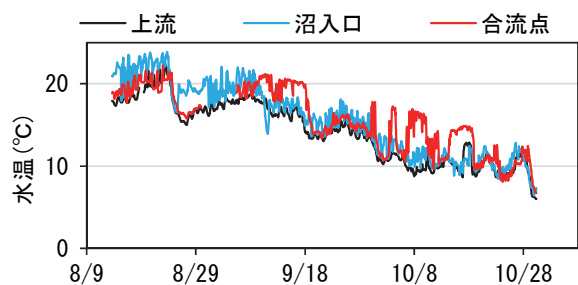


図-4.2.20 CT 観測結果(水温)

(2) 水温・塩分観測結果

図-4.2.19に上流、沼入口、合流点地点の塩分観測結果を示す。上流地点の塩分はゼロで推移するが、8月20日以降には約1ヶ月おきに若干の塩分上昇が確認された。なお、10月17日には大幅な塩分上昇が観測されている。沼入口地点の塩分は8月13日の2PSUから減少し、9月16日にはほぼゼロとなった。9月17日に2PSUまで上昇した後、再度減少を続けていた。これらの挙動から塩分が供給されない限り、淡水化していくことが確認された。一方で、合流点地点においては高塩分が頻繁に観測され、濃度値からほぼ海水が遡上していることがわかる。図-4.2.18とあわせみると、おおよそ標高-2m以下の位置において、海水が逆流していることが確認された。

図-4.2.20に上流、沼入口、合流点地点の水温観測結果を示す。上流地点では降雨に対応して水温が2~5°C低下する。10月17日に塩分の上昇に伴って水温の上昇も確認された。沼入口地点は8月~9月において順流時には上流地点に比べて3°Cほど高い値を示し、逆流時には上流地点と同程度の温度となっていた。合流点地点は上流地点と同様の挙動を示すが、塩分濃度の上昇時には3~5°Cほど高くなっていた。なお、支川1地点では塩分がゼロ、水温は沼入口と同程度で推移し、支川2地点では合流点地点に追従する挙動を示し、塩分濃度の最大は3PSUほどで水温はほぼ同程度であった。

次に国土交通省北海道開発局で観測されている沼中央における塩分と水温の観測値と本研究での沼入口における観測値について2014年の結果を比較する。図-4.2.21に塩分の推移を示す。パンケ沼中央では7/10日から塩分濃度が上昇し、7/17日に8.5PSUの最大値を観測した後、塩分濃度は低下していた。沼入口と沼中央のデータを比較するとほぼ等しい濃度変化を示している。しかし、沼入口では沼中央に比べ、日周期の濃度の低下が見られている。図-4.2.22に水温の比較図を示すが、沼中央と沼入口はほぼ同様の挙動を示し、沼入口において日変動が大きくなっており、特に水温が低下する方向に変動していた。以上の結果から塩分濃度低下時期には逆流によりパンケ沼に淡水が流入している影響を受けていると推察される。

(3) サロベツ川の水移動

観測水位と流速から各地点の流量を算出した。断面流速について、支川1および支川2地点は観測流速(点流速)を断面平均流速とした。ADCP観測地点は観測流速(鉛直分布)から、各標高の水平方向は同一値として、流速鉛直分布を設定した。下流向き(順流)を正值、上流向き(逆流)を負値とし、断面内の総和流量を算出した。図-4.2.23に流量の時系列変化を示す。なお、支川1および支川2の流量は小さい(支川1は±2m³/s、支川2は±5m³/sで変動)ため、ほぼゼロ付近に図化される。8月24日~9月4日は洪水により、合流点や上流地点では流量が大幅に増加しているが、沼入口で



図-4.2.21 パンケ沼塩分比較

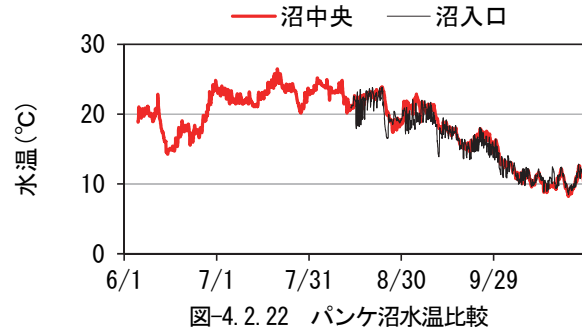


図-4.2.22 パンケ沼水温比較

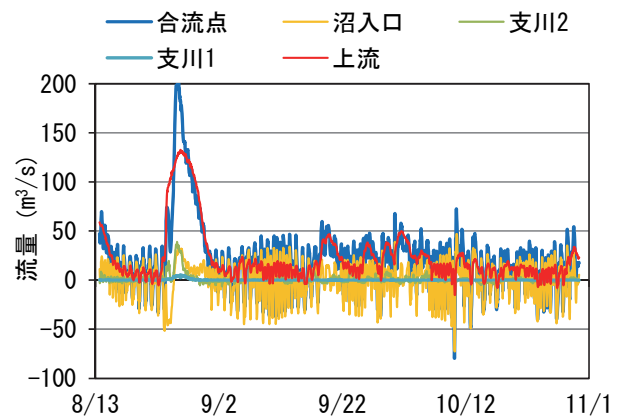


図-4.2.23 流量換算結果

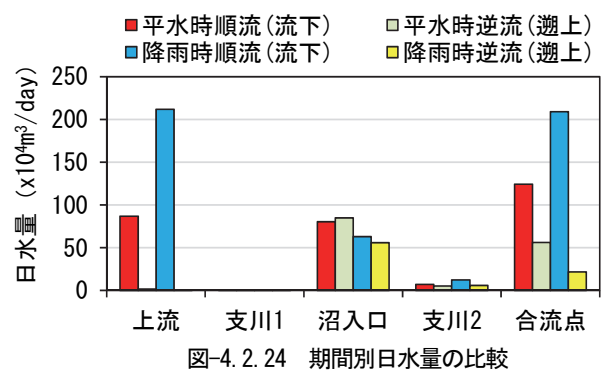


図-4.2.24 期間別日水量の比較

は逆流後に順流に転じる挙動を示した。他の期間において上流地点ではほぼ順流となっており、沼入口や合流点においては±50m³/sほどの順流と逆流を繰り返す流量変化であった。

サロベツ川河道内における水量を比較するため図-4.2.23中、9月4日~9月18日は平水時、9月18日~10月

12日は降雨時として設定し、日水量を順流と逆流に分離して集計・整理した結果を図-4.2.24に示す。平水時は上流で順流が卓越し、沼入口は順流と逆流がほぼ均衡していた。合流点では順流量が逆流量の2倍ほどあり、流出傾向を示す。一方で支川においては水量が非常に小さかった。次に降雨時は、上流および合流点の順流量が増加し、沼入口の水量は減少する。また合流点での逆流量も減少し、順流量の増加により逆流が抑制されることが明らかとなった。

ここで、サロベツ川河道内の水収支を考慮すると、表流水、降雨、蒸発散、浸透・湧出の要素が想定される。降雨量および蒸発散量は羽山ら²⁸⁾がサロベツ湿原で1201mm/y、614mm/yと推定しており、観測区間の水面積(延長12km、平均幅20m)より、直接降雨量789m³/day、直接蒸発散量403m³/dayとなる。表-4.2.1にサロベツ川河道内の水の出入りを考慮して図-4.2.23の結果を流入と流出に区別してまとめる。この結果から直接降雨量と直接蒸発散量は表流水日量と比較すると千分の一以下となる。さらに浸透・湧出は表流水収支の残渣と考え、平水時に14.8万m³/day、降雨時に37.9万m³/dayの浸透量となる。この値は上流から合流点までの約12kmの間での水の出入りであること、対象流域が湿原域であること、流出量合計の1割ほどであることから、サロベツ川では上流と合流点で流量を把握すれば概ね水移動を把握できると考えられる。

パンケ沼におけるシジミの産卵には塩分5PSU以上、水温25℃以上が必要と報告²⁷⁾されている。本研究の観測開始時の沼入口地点においては塩分2PSU、水温23℃であった。また、図-4.2.21、図-4.2.22からも産卵条件に合致する期間が限定的であることが推察される。この結果はパンケ沼において十分な塩分が供給されていないため、産卵環境が悪化していることを示唆している。そこで、各地点の観測結果から断面を通過する塩分量の試算を行った。地点毎における同時刻の塩分データ(g/m³)と流量データ(m³/s)と観測間隔(s)を乗じて、断面を通過する塩分質量として算出し、累加結果を図-4.2.25に示す。図中縦軸の正方向は沼から塩分が流出していることを表している。支川1、支川2においては流量が小さいため、塩分流出は非常に小さくなっている。合流点においては塩分濃度が高いため流出量も大きく見積もられるが、累加した場合には流出傾向を示していた。上流と沼入口はほぼ同程度で推移するが、塩水が上流まで遡上するときに塩分が供給されるが、それ以外は上流の淡水により希釈され、流出することが確認された。なお、沼中央の塩分値が沼全域で同値と仮定すると、沼の容量との積から1PSU当たり6.5tの塩分量に相当する。この値は図-4.2.25の結果に比べやや過小評価となるが、ほぼ一致する変化量であった。

ここで、これら観測結果から推察される水移動の模式図を図-4.2.26に示す。上流では流下が卓越し、塩水遡上の頻度は多くはない。沼入口では下流から塩水、上流から淡

表-4.2.1 水収支解析結果

万m ³ /day		平水時	降雨時	備考
流入	上流	87.1	211.9	
	沼入口	80.3	62.9	
	支川2	7.1	12.2	
	合流点	56.3	21.7	逆流
	IN合計	230.8	308.7	
流出	上流	1.7	0.1	逆流
	沼入口	84.9	55.9	逆流
	支川2	5.1	5.9	逆流
	合流点	124.3	208.9	
	OUT合計	216	270.8	
残渣		14.8	37.9	IN-OUT

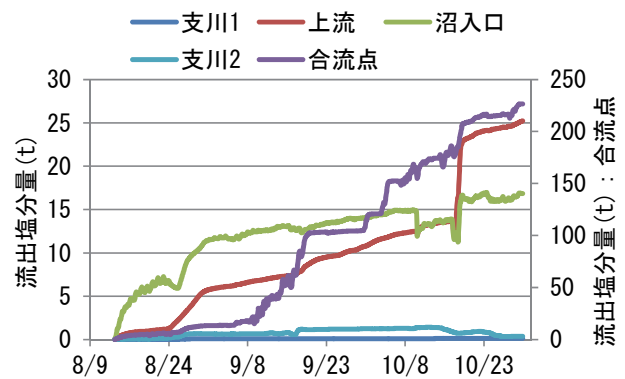


図-4.2.25 各地点での流出塩分量

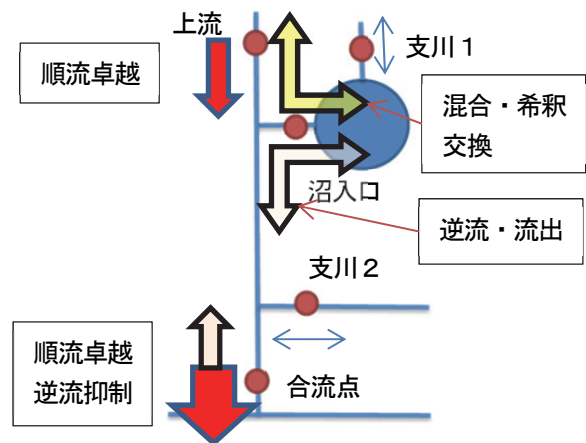


図-4.2.26 サロベツ川における水移動模式図

水が逆流し、汽水環境を形成するが、淡水の逆流が卓越し、塩分は希釈される。合流点では塩水遡上頻度も高いが、順流量の増加によって、塩分流出が卓越する。支川1および支川2においては流量が小さいため、サロベツ川全体としての水移動における寄与は小さい。これらから、パンケ沼における塩水環境はサロベツ本川の順流量が支配的であることが推察される。

(4) 経年的環境変遷

パンケ沼への塩分供給を考慮すると、サロベツ川の流量が重要であることがわかった。そこで経年的な変遷を確認

8.2 寒冷地汽水域における底質及び生物生息環境改善に関する研究

する。まず流路上塩水供給元となる天塩本川の流量を確認した。図-4.2.27に天塩川(円山)の年間流量変化図を示す。1980~1995年にかけては4月~5月に融雪、8月~9月に台風による流量増加が典型的な変動パターンであり、図中には代表例として1980年と1995年を抽出して流量変動パターンを示した。次に2010年の流量曲線を見ると7月~8月に高強度の降雨が発生し、夏期の流量が増加する傾向が見られる。次に図-4.2.28に中川における6月~8月の降水量の推移を示す。6月はほぼ変化がないが、7月、8月の降水量は増加傾向にある。これら降水量の統計処理の例を図-4.2.29に中川における7月降水量の場合について示す。図中には直線回帰した推定値と標準誤差の幅を破線で加えている。回帰直線より月降水量は年々増加する傾向を示し、月降水量の変動幅が大きくなる挙動がみられる。回帰分析を6月~8月の月降水量について行った結果を表-4.2.2にまとめる。表中には回帰直線の傾き、標準誤差、およびデータ収集年を1980年~1996年と1997年~2012年に分け、各期間中の回帰直線からの標準誤差範囲を超過する回数をまとめた。6月降水量は傾き、標準誤差が小さく1980年から2012年まではほぼ変化していないことがわかる。このとき超過回数は標準誤差が小さいため相対的に多くなるが、両期間でほぼ均等に分布していた。しかし、7月および8月降水量をみると傾き、標準誤差ともに6月に比べて大きくなっている。この結果は降水量が年々増加傾向を示し、32年間に平均月降水量が約60mm増加しつつ、変動幅が大きくなっていることを示している。さらに超過回数をみると1997年以降に増加し、特に7月7回数に大きな差があり、降水量の変動幅が大きくなっていることがわかる。また、漁業者への聞き取りから、例年6月~7月に塩水遡上していると考えられる。塩水遡上時期は過去の低流量期と合致していたが、近年では夏期の降水量の増加によって天塩本川からサロベツ川への塩分供給が7月~8月に抑制されていることが示唆される。

次にサロベツ川上流の豊富における月降水量変化をみると同様に7月~8月の月降水量が極端に増加する年が増える傾向であった。また、円山および音類橋における平水流量の変化および直線回帰式を図-4.2.30に示す。天塩川(円山)とサロベツ川(音類橋)ともに、回帰直線は正の傾きを持ち、天塩川は年当たり0.753m³/s、サロベツ川は年当たり0.557m³/sの平水流量が増加する傾向であることを示唆している。同様に年間総流量も年々増加する傾向を示していた。なお、サロベツ川において1990年前後で平水流量の急増がみられる。降水量は1988年~1992年の間に急激な増加はない。一方でサロベツ川上流域において1974年~1992年に土地開発により排水路等の整備が行われており、その影響が推察される。塩淡水境界標高の解析から天塩川流量が110m³/s以下のときにサロベツ川に塩水が供給される。さらにサロベツ川流量が少ないほどパンケ沼に塩

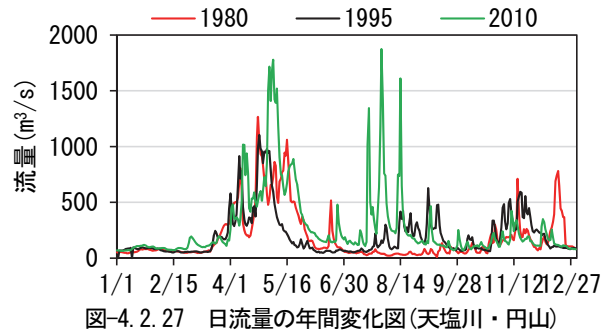


図-4.2.27 日流量の年間変化図(天塩川・円山)

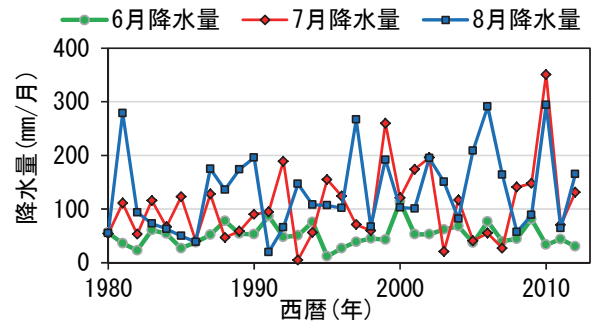


図-4.2.28 月降水量変化図(天塩川・円山)

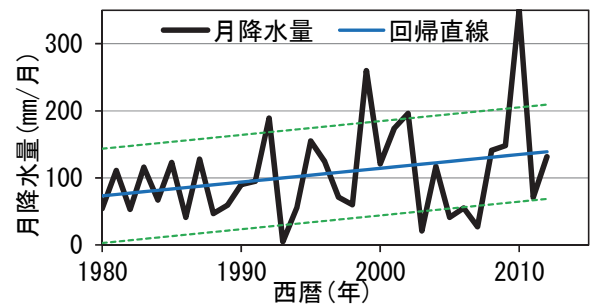


図-4.2.29 月降水量変化図(天塩川・中川7月)

表-4.2.2 月降水量統計値(天塩川・中川)

	傾き (mm/月・年)	標準誤差 (mm/月)	超過回数	
			1980-1996 (回)	1997-2012 (回)
6月	0.14	21.2	5	5
7月	2.06	70.3	2	7
8月	1.92	75.1	2	5

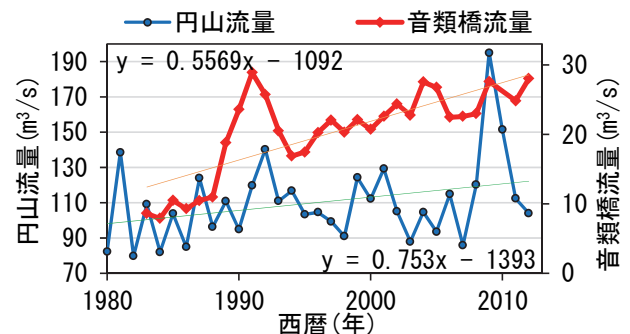


図-4.2.30 天塩川とサロベツ川の平水流量の推移

水が供給されること、7月の降水量が増加することで、高水温期の淡水化が促進されることが推察される。このためシジミの産卵条件である塩分 SPSU 以上、水温 25°C 以上を満たす頻度が減少し、年によっては条件を満たせない場合があるために産卵が抑制され、再生産量が減少する負の循環となっていることが推察される。

(5)シジミ漁獲量とサロベツ川流量の関係

サロベツ川平水流量に対するパンケ沼シジミ漁獲量の同一年における関係と10年前のサロベツ川平水流量に対する漁獲量の関係を図-4.2.31に示す。同一年の結果より平水流量の増加に伴い漁獲量が減少する傾向が見られる。最小二乗法による一次直線近似を行ったところ、相関係数が0.58となり、因果関係があることが推察される。同様の解析を、対応する年数をずらして行い(例えば年数差が5年の場合は1990年の流量に対する1995年の漁獲量)、数年前の流況がどの程度影響するかを確認した。10年前の流量との関係をみるとデータの分散が縮小し、直線近似による相関係数は0.81となった。漁獲量と推定資源量がほぼ同調しているため、資源量についても数年前のサロベツ川平水流量と相関性が高くなる挙動を示した。

次に図-4.2.32に年数差に対する相関係数の変化を示す。この結果から漁獲量については年数差が10年のとき、相関係数が最も高く0.81となり、10年前の流況がシジミ漁獲量に最も影響を与えることを示している。推定資源量については年数差が9年のとき、相関係数が最も高く0.79となっていた。このとき漁獲量と推定資源量の相関係数は年数差に対してほぼ同程度の値となっており、漁獲方法等の人為的な影響は少ないと推察される。一方で、パンケ沼におけるシジミ漁獲殻長制限は21mm以上である。ここで既往文献²⁹⁾³⁴⁾よりシジミの成長曲線を図-4.2.33に示す。これらは輪紋査定により von Bertalanffy 式でまとめられた結果および測定値より作成した。この結果から天塩川及びパンケ沼のシジミは成長速度が遅いことがわかる。また21mmまで成長するには宍道湖で3~5年、網走湖で4~6年、小川原湖で5年を要し、天塩川やパンケ沼では9~10年を要する。これらから北方ほど成長速度が遅い傾向がみられ、水温や給餌環境などが影響していると推察される。

以上の結果から、漁獲量の減少要因について9~10年前の流況が重要との一致する挙動が推察された。これは10年前の新規個体の供給、つまり産卵が抑制されて個体数が減少する契機となったと考えられる。さらに、近年では産卵適期に降水量が増加することで、淡水化し、産卵環境が劣化していることが、再生産サイクルを個体数の減少側に移行していると考えられる。漁獲量と資源量を見ると1991年のピーク後は減少傾向を示しており、10年前の1981年(昭和56年)に再生産サイクルの変化があり、その後は降水状況の変化によって漁獲量、資源量の減少が継続していると考えられる。なお、1981年8月6日は天塩川において既往

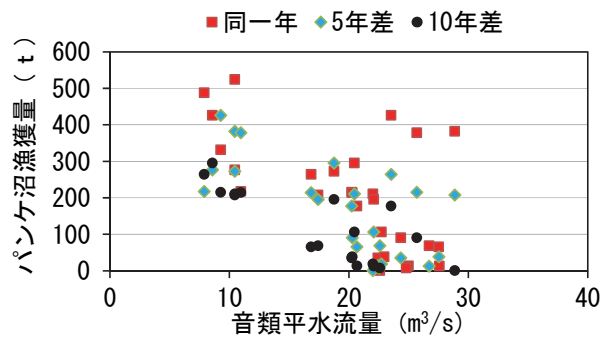


図-4.2.31 サロベツ川平水流量とシジミ漁獲量の関係

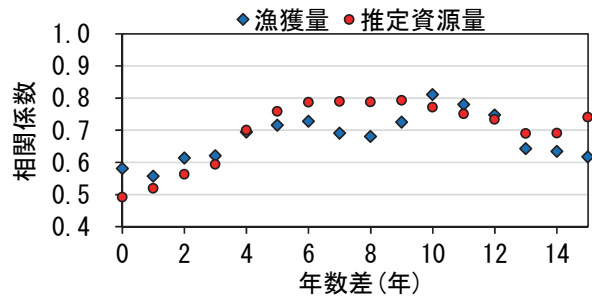


図-4.2.32 シジミ漁獲量と推定資源量に対する音類橋平水流量の相関係数

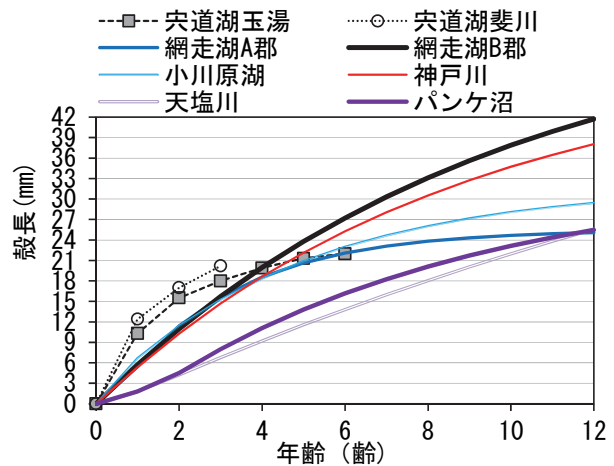


図-4.2.33 シジミの成長曲線比較

最高水位が記録されている。

本研究によりパンケ沼のシジミ資源量は気象変化に影響を受けている可能性が高いことが明らかとなった。降雨量や降雨頻度が変化し、高水温期に天塩川およびサロベツ川の流量が増加して、パンケ沼への塩分供給が抑制されると推察される。そのためシジミ産卵に必要な塩分と水温条件を満たせず、再生産が抑制され、漁獲量が減少すると推察される。一方で、気候変動による海面の上昇影響、河川流量の増加は土地開発の影響も無視できないことなどの課題も多く、今後は慎重な検討が必要である。また、本研究結果から、自然任せの汽水環境ではシジミ保全が困難であると想定される。塩分遡上挙動を把握し、効果的な塩分供給法を検討することで、有効な保全策の提案が可能と思われる。

4.2.4 塩水環境管理手法の提案

天塩本川における塩淡境界標高は河川流量によって評価可能であることを示した。シジミの生息環境を向上させるためには高水温期に平水流量の110 m³/sを維持することが望ましい。これらは降雨時に河川流量をいかに分散するかということを示唆しており、非常な困難な管理となる。現状では有効な手法としてはダム等によるピークカット、遊水池等による余剰流量の貯留などが有効と考えられる。しかし、それらの実行性については別途詳細な研究が必要である。

また、支川域を含めた塩水環境は本川の塩淡境界で評価できる可能性がある。一つの指標として本川流量の逆数とパンケ沼中央部の塩分濃度を図-4.2.34、4.2.35に示す。2007年は沼の塩分値が高く、流量の逆数値が大きく、通年で低水～平水流量を維持した年であり、塩分の上下動と流量指標はよく一致している。2009年は沼の塩分値が低く、流量が多い年であり、この場合も塩分の挙動と流量指標の挙動はよく一致していた。年間の統計値を図-4.2.36にまとめると、パンケ沼の塩分値は天塩川の流量指標と良い相関関係があることがわかる。この結果を活用することで、目標塩分誘導のための流量指標を設定可能となる。しかし、サロベツ川が感潮河川でありH-Q式の精度が不十分であるため、同様の検討をサロベツ川流量で行っても有意な関係はみられないさらに河口潮位などと比較しても関係性は不明瞭であった。現状では支川の塩分環境を含め、本川流量が最も有効な管理指標となる。

4.3 湖沼域の汽水域環境評価

4.3.1 湖水流動モデルの構築

本研究では湖沼域の濁質拡散および栄養塩動態を数値モデルによって評価することを試みた。モデルの構築にあたり以下の点に留意してプログラムを作成した。

- ・潮位変動を境界条件とし、水面形を考慮する。
- ・出水による流入影響を考慮する。
- ・塩水と淡水を考慮した密度水塊を算出する。
- ・風による応力応答と底質巻き上げを考慮する。
- ・結氷による影響を考慮する。

構築手法は流動モデルをベースとして、水面境界、底面境界、流入境界の各条件をサブモデルとして加えた。また水質モデル、生態系モデルをサブルーチン化して、汽水湖内の生態系・水質・流動モデルを構築することを目的とした。

ベースモデルは田中ら³⁵⁾を参考にMEC Ocean Model (以下、MECと称す)を援用した。モデルの詳細は割愛するが、MECのソースコードから海跡湖に適用するよう、下流端境界、上流端境界、水面形伝播の改良を行った。

計算格子は直交座標系で平面方向100m×100m、鉛直方向0.5mとし、降雨出水による濁質拡散予測結果を図

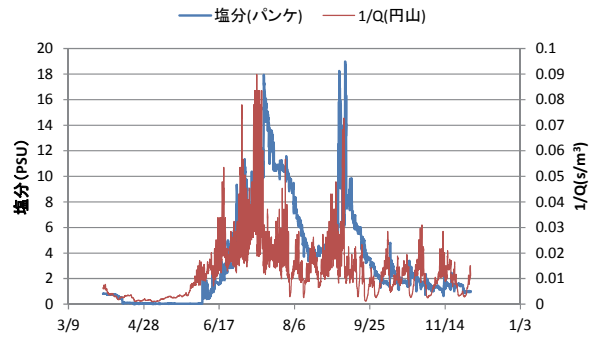


図-4.2.34 パンケ沼塩分と本川流量の関係(2007年)

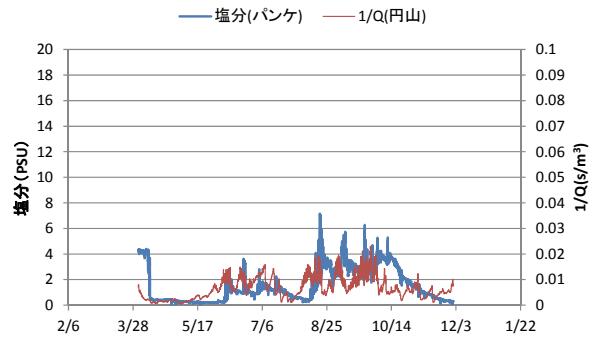


図-4.2.35 パンケ沼塩分と本川流量の関係(2009年)

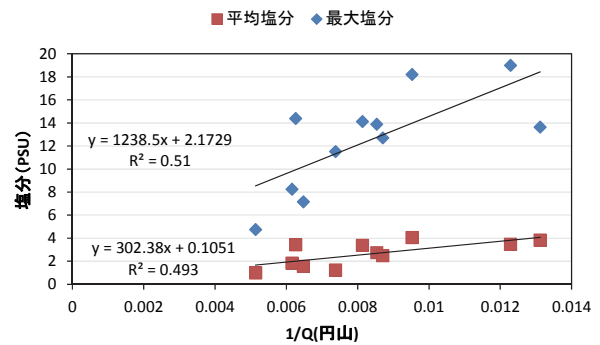


図-4.2.36 パンケ沼塩分と本川流量の関係(統計値)

-4.3.1に示す。図に示すように、あるインパクトに対する広域での濁度分布を算出可能となった。しかし、定量的な精度は不十分であった。これは、塩淡二層境界を有することから、流れや風など物理的要因のみの推定では実現象を再現しきれていないためと考えられる。現状では密度の鉛直分布、密度流発生時の巻き上げ量など鉛直的な濁質分布、密度分布の再現性に課題がある。そのため水温等の水質に係る鉛直分布、特に塩水層における水質定量に課題が残る結果であった。

4.3.2 結氷条件の導入

寒冷地水域においては冬期には水面が結氷するが、既存の水質予測モデルにおいては無氷もしくは冬期を無視する手法で数値計算が行われている。このため結氷下の水質予測さらには越冬する複数年の予測において大きな課題である。特に複数年生存する生物への影響を考慮すると、常に不明な課題を内包することになる。

そこで、結氷条件を水質モデルに組み込んだ。

a) 大気-結氷板の熱収支

表層における熱収支を図-4.3.2のようにモデリングした。大気と結氷板の間の熱フラックスを式(4.1)~(4.12)で求めた。

$$\phi = \frac{A}{\rho_i C_i} \left\{ (1-\alpha)S \downarrow + L \downarrow - \varepsilon \sigma T_i^4 - H - IE \right\} \quad (4.1)$$

$$L \downarrow = \varepsilon \sigma T_i^4 \left\{ 1 - \left(1 - \frac{L_d \downarrow}{\sigma T_i^4} \right) C \right\} \quad (4.2)$$

$$L_d \downarrow = (0.74 + 0.19x + 0.07x^2) \sigma T_i^4 \quad (4.3)$$

$$x = \log_{10}(0.14e_a) \quad (4.4)$$

$$e_a = e_{sat} \times RH / 100 \quad (4.5)$$

$$e_{sat} = 6.107 \times 10^9 \exp(9.5T_i / (265.3 + T_i)) \quad (4.6)$$

$$C = 0.826D^3 - 1.234D^2 + 1.135D + 0.298 \quad (4.7)$$

$$C = 0.2235 \quad (D = 0) \quad (4.8)$$

$$D = N / N_0 \quad (4.9)$$

$$H = C_p \rho_a C_H u_a (T_i - T_a) \quad (4.10)$$

$$IE = l \rho_a \beta C_H u_a \{ e_{sat} - e_a \} \frac{0.622}{P} \quad (4.11)$$

$$\rho_a = 1.293 \cdot \frac{273.15}{273.15 + T_a} \left(\frac{P}{101325} \right) \left(1 - 0.378 \frac{e_a}{P} \right) \quad (4.12)$$

ここで、 ϕ ：大気と結氷板の熱フラックス(K/s)、 $S \downarrow$ ：全日日射量(W/m²)、 $L \downarrow$ ：下向き長波放射量(W/m²)、 A ：表面積(m²)、 ρ_i ：氷の密度(914kg/m³)、 C_i ：氷の比熱(2,100J/K/kg)、 T_i ：氷温(K)、 T_a ：気温(K)、 α ：氷面のアルベド(0.90)、 ε ：射出率(1.00)、 σ ：Stefan-Boltzmann 定数(5.67×10^{-8} W/m²/K⁴)、 H ：顕熱(W/m²)、 IE ：潜熱(W/m²)、 $L_d \downarrow$ ：晴天時の下向き長波放射量(W/m²)、 e_a ：水蒸気圧(hPa)、 e_{sat} ：氷面上の飽和水蒸気圧(hPa)、 RH ：相対湿度(%)、 C ：雲量の関数、 N ：日照時間(h)、 N_0 ：可照時間(h)、 D ：日照率、 l ：氷の昇華潜熱(2.83×10^6 J/Kg)、 β ：蒸発効率(凝結条件より 1.0)、 C_p ：空気定圧比熱(1,004J/kg/K)、 ρ_a ：空気密度(kg/m³)、 C_H ：バルク係数(1.2×10^3)、 u_a ：風速(m/s)、 P ：大気圧(hPa)を表す。

b) 結氷板-水の熱収支

氷と水の熱伝達係数の見積もりには氷板底面流速が用いられるが、夏季の流速が 0.03m/s 程度で順流逆流を繰り返すことから、結氷下でも静水として考えた。よって、結氷板と水の間の熱フラックスは式(4.13)で示す熱伝達式から与え、熱拡散係数は式(4.14)のように物性値から求めた。熱伝導方程式は任意空間に供給される熱量で表さ

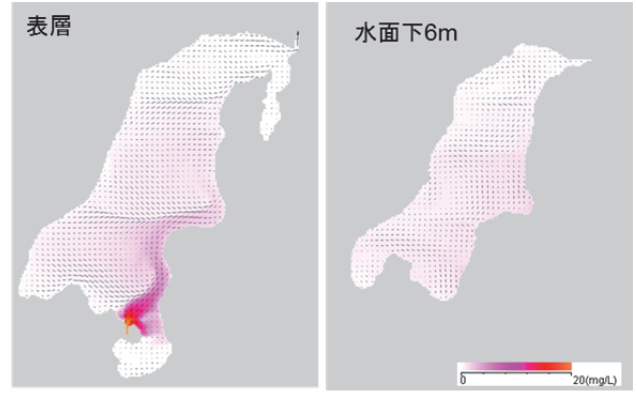


図-4.3.1 網走湖の出水時濁質の拡散予測

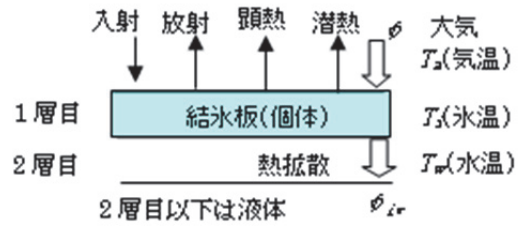


図-4.3.2 結氷モデリングの模式図

れ、本研究では式(4.13)に示す鉛直方向に一次元の熱伝導方程式を適用した。

$$\phi_{iw} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(K_{iz} \frac{\partial T}{\partial Z} \right) \cong \frac{1}{\Delta Z} \left(K_{iz} \frac{T_i - T_w}{\Delta Z} \right) \quad (4.13)$$

$$K_{iz} = \frac{\lambda}{\rho_w C_w} \quad (4.14)$$

ここで、 T_i ：氷温(K)、 T_w ：水温(K)、 ΔZ ：層厚(0.5m)、 ρ_w ：水の密度(1,000kg/m³)、 C_w ：水の比熱(4,180J/K/kg)、 λ ：0°Cの熱伝導率(0.561W/m/K)、 K_{iz} ：氷から水への熱拡散係数(1.34×10^{-7} m²/s)を表す。

c) 再現計算結果

図-4.3.3に湖心における水温再現計算結果を示す。計算期間は2011年1月~2012年12月とした。入力条件は網走アメダスデータを用いて、観測値は北海道開発局網走開発建設部で実施された、定期水質調査結果である。比較する計算結果は水質調査水深にあわせて水深1mの算出結果を比較した。図に示すように冬期に水温0°C付近まで低下する挙動など、良い一致を示している。これにより、結氷現象を含めて、連続して複数年の計算が可能となった。

一方で、水質挙動については十分な再現性が得られなかった。これらは塩淡境界および溶存酸素の挙動についてモデリングしきれていないためと考えられる。このことは現況想定している物質の相関関係に未解明部分があることを示しており、今後の課題である。

4.3.3 モデル検証

構築したモデルの適用性を検証するため、塩淡境界のない結氷する停滞性水域へ適用検証した。

対象とした水域は札幌市北部の茨戸川(図-4.3.4)とした。茨戸川は石狩川のショートカットによって形成された旧川部分である。茨戸川は淡水の停滞によって富栄養化が顕著であるため、図-4.3.5に示すプランクトンを中心とした物質循環をモデリングして水質予測を行った。また、茨戸川は結氷する水域であるため、表層において結氷条件を加えている。水質項目への結氷影響については、結氷条件を反映させるため、結氷時には巻上げ負荷量 = 0g/s、DOの再曝気供給量 = 0g、単位面積あたりの底面への熱供給量 = 6.7×10^{-8} K/m²/day(上部湖盆での下層水温の増加速度0.02K/dayより)とした。さらに、計算において結氷したと判定された場合の無機栄養塩の溶出速度をI-P : 1.2mg/m²/day、I-N : 38.4mg/m²/day として結氷中のみ溶出速度は一定として設定した。なお、夏期など氷の無い場合については、溶出速度を水温とDOの関数として設定している。また、結氷や結氷上の積雪により水中への風の影響や透過光が遮られると考えられるため、結氷中には大気と氷の間の風速は考慮するが、氷と水塊の間の風速影響は無視する設定とした。さらに、結氷中は水中への透過光がないと仮定し、水塊への日射量 = 0 J/m²/dayとなる条件を加えた。

図-4.3.6に2000年7月～2010年12月までの連続計算の結果を示す。ここで、気象条件、流入条件を毎正時の入力条件として、各水質項目の毎正時の予測結果を出力した定期水質調査が行われている水深1.2mに合致する水深の水温、BOD、Chl-a、I-P、I-Nの観測値との比較を示す。なお、観測値におけるI-Nはアンモニウム態窒素、亜硝酸態窒素、硝酸態窒素の合算値、I-Pはオルトリン酸態リンを表している。

いずれの水質項目もおおよそ再現されていた。特に結氷期も再現されており、連続的な越冬状況が再現されている。これにより寒冷地水質においても連続的な複数年の予測が可能となった。詳細をみると、やや再現精度が劣化している部分もみられる。これらは入力データにおいて日データや月データから時刻データを作成していることに由来すると考えられる。しかし、長期的に茨戸川の実情をほぼ再現できており、時系列としては十分な精度を有しているといえる。

また、水温の結果から夏期と冬期の変化が正確に算出され、入力した気象条件が的確に反映されていることが示される。

以上の結果から、構築した三次元結氷生態系モデルは十分な精度を有していることが分かった。しかしながら、塩淡二層湖に適用した場合には、水質再現が芳しくない結果となった。現状では極端な密度差を有する水域の水

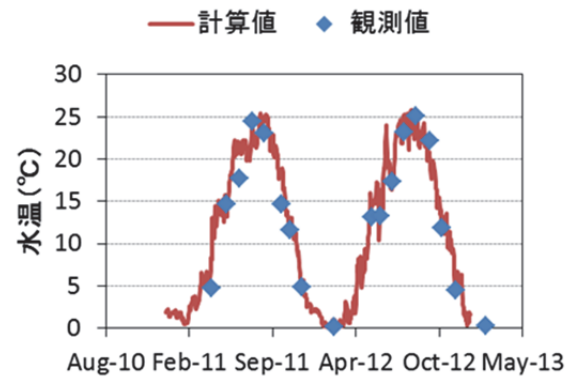


図-4.3.3 網走湖心の表層水温再現結果



図-4.3.4 茨戸川位置図

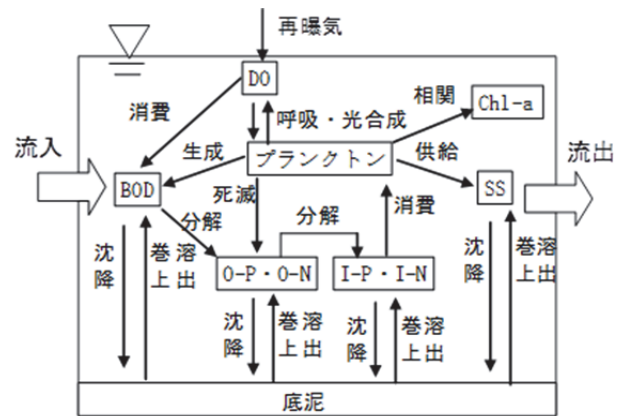


図-4.3.5 生態系物質移動模式図

質形成因子について、未だ解明できていないことに起因していると思われる。これらは塩水層の無酸素化と塩淡水界面の混合状況の定量化が大きな課題と考えられる。一方で、温度による密度差程度であれば、本研究で構築したモデルによって十分に現況を再現できることがわかる。このモデルを用いることで、様々な感度分析が可能となり、対象位置に対する最適施策等の提案が可能となった。

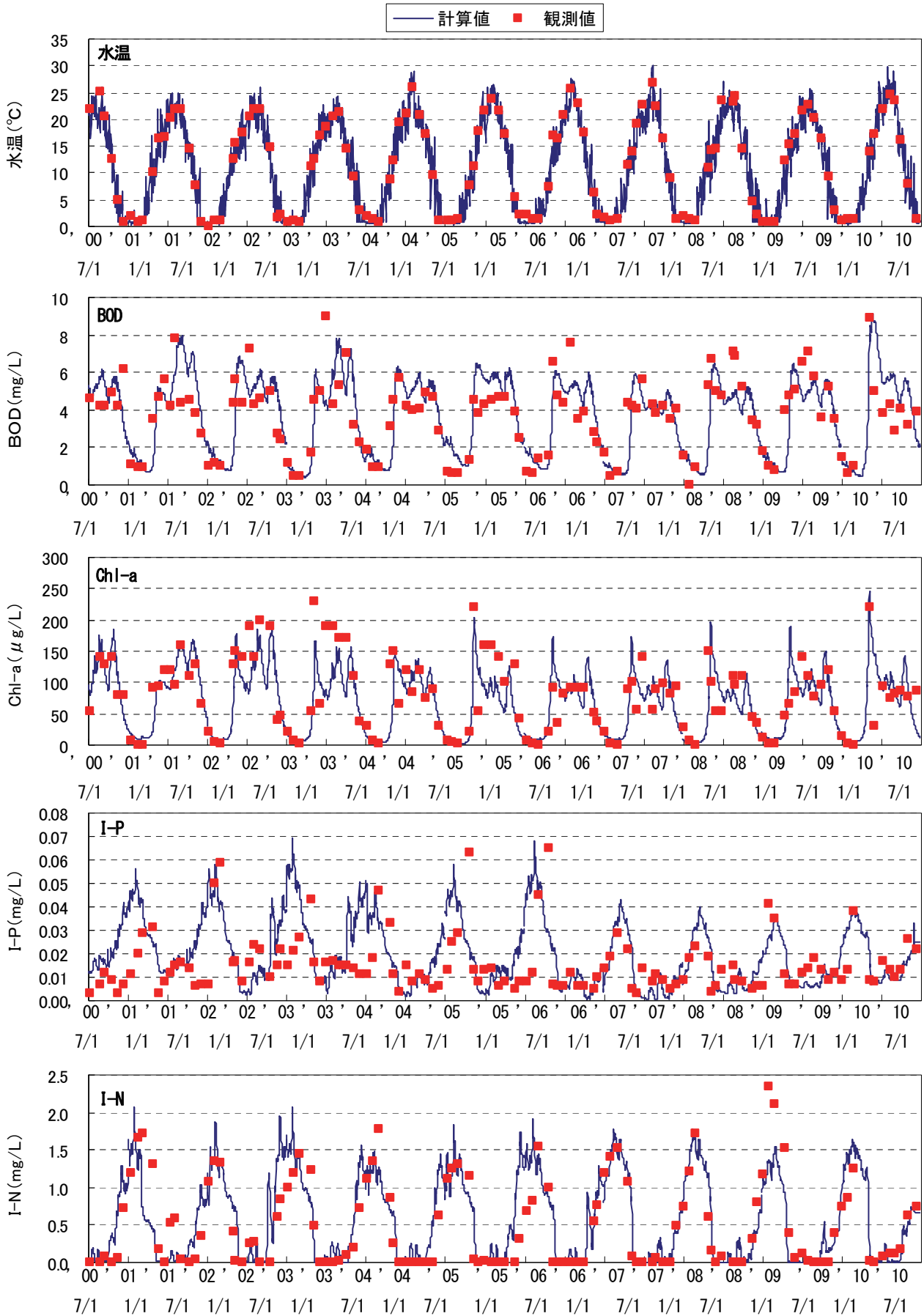


図-3.4.6 上部湖盆の上層における再現性

参考文献

- 1) 農林水産省：内水面漁業生産統計、
http://www.maff.go.jp/j/tokei/kouhyou/naisui_gyosei/index.html.
- 2) 山口啓子、幸内綾子、藤岡克己：ヤマトシジミへの給餌と軟体部増加に関する実験、LAGUNA（汽水域研究）No.15、pp.49-55、2008.
- 3) 森脇晋平、若林英人、三浦常廣、山根恭道：宍道湖におけるヤマトシジミの資源生物学的特性－資源管理に向けて－、島根水技セ研報、No2、pp.31-38、2009.
- 4) 藤原広和、玉井翠、奥山紘平、河野翔太、長崎勝康、細井崇：現地観測に基づく小川原湖の底質環境とヤマトシジミの分布に関する考察、水工学論文集、第 53 巻、pp.1309-1314、2009.
- 5) 中村幹雄：宍道湖におけるヤマトシジミ *Corbicula japonica* PRIME と環境との相互関係に関する生理生態学研究、島根県水産試験場研究報告 第 9 号、1998.
- 6) 池永均、向山公人、大島伸介、吉本健太郎、山田正：網走湖における青潮発生に関する現地観測と数値解析の比較、土木学会論文集、No.775/II-69、pp.11-27、2004.
- 7) 池永均、向山公人、大島伸介、山田正：塩淡二成層を形成する汽水湖沼の長期的な界面変動予測手法の開発、土木学会論文集、No.628/II-48、pp.77-96、1999.
- 8) 池永均、山田正、向山公人、大島伸介、内島邦秀：網走湖の塩水化の機構と塩淡二成層の長期変動特性に関する研究、土木学会論文集、No.600/II-44、pp.85-104、1998.
- 9) 佐々木幹雄、田村保憲、藤田豊：十三湖遡上塩水の挙動特性、水工学論文、第 41 巻、pp.501-507、1997.
- 10) 梅田信、田中仁、小西絵里子、佐々木幹雄：十三湖における塩分と溶存酸素の変動に関する観測と解析、海岸工学論文集、第 55 巻、pp.1051-1055、2008.
- 11) 梅田信、松根駿太郎、田中仁、佐々木幹雄：十三湖におけるヤマトシジミ浮遊幼生数への汽水環境の影響解析、土木学会論文集 B2（海岸工学）、Vol.70、No.2、I_1236-I_1240、2014.
- 12) 望月貴文、天野邦彦、岩見洋一：十三湖における流動及び土砂動態解析とヤマトシジミの生息場評価に関する検討、土木学会論文集 B1（水工学）、Vol.69、No.4、I_1519-I_1524、2013.
- 13) 西田修三、鈴木誠二、中辻啓二：外部攪乱に対する小川原湖の水質応答特性、水工学論文、第 50 巻、pp.1333-1338、2006.
- 14) 鈴木誠二、西田修三、金城周平、小野雅史、中辻啓二：小川原湖におけるヤマトシジミの資源量変動と物質循環、海岸工学論文集、第 52 巻、pp.1041-1045、2005.
- 15) 鶴田泰士、石川忠晴、西田修三、成田舞、藤原広和：小川原湖におけるヤマトシジミの繁殖環境について、土木学会論文集、No.705/II-59、pp.175-187、2002.
- 16) 杉原幸樹、中津川誠：富栄養化した停滞性水域の結水下の水質挙動と気候変動による影響、土木学会論文集 B1（水工学）、Vol.69、No.1、pp.44-59、2013.
- 17) 川西澄、山本洋久、余越正一郎：超音波流速計と散乱光式濁度計を用いた懸濁粒子の濃度、粒径、フラックスの測定、水工学論文集第 42 巻、pp.559-564、1998.
- 18) 横山勝英、金子祐、長屋光彦、山本浩一：筑後川感潮河道の蛇行部横断面における SS 粒子の挙動とフラックスに関する考察、水工学論文集第 53 巻、pp.1411-1416、2009.
- 19) 豊田政史、宮原一道、疋田真、宮原裕一：超音波ドップラー流速計を用いた湖内懸濁物質濃度分布の推定、応用測量論文集、Vol.19、pp.55-60、2008.
- 20) 新井勲、中谷直樹、奥野武俊：海域モニタリングに適した ADCP を用いた濁度の鉛直分布計測手法、日本船舶海洋工学会論文集、(7)、2008、pp.23-30.
- 21) 橋田隆史、横山洋、橋場雅弘、新井勲：ADCP の超音波反射強度を利用した濁度計測技術について、河川流量観測の新時代第 2 巻、pp.49-56、2011.
- 22) 横山勝英、藤田光一：多摩川感潮区域の土砂動態に関する研究、水工学論文集、第 45 巻、pp.937-942、2001.
- 23) Kim, Y. H., Voulgaris, G.: Estimation Of Suspended Sediment Concentration In Estuarine Environments Using Acoustic Backscatter From An ADCP、*Proceedings of the International Conference on Coastal Sediments 2003*, 2003.
- 24) Thorp, W.H.: Analytic description of the low frequency attenuation coefficient、*J. Acoust. Soc. Am.*、Vol.33、pp.334-340、1961.
- 25) 中川康之、吉田秀樹、谷川晴一、黒田祐一：潮汐流による底泥の巻き上げ現象のモデル化と浮遊泥量変動の再現、海岸工学論文集、第 52 巻、pp.441-445、2005.
- 26) 西田修三、吉田静男：天塩川河口二層流の水理特性、海岸工学研究発表会論文集、第 33 巻、pp.601-605、1986.
- 27) 佐々木義隆：ヤマトシジミの人工種苗生産に関する研究、北海道立総合研究機構さけます・内水面水産試験場研究報告、1 号、pp.1-47、2011.
- 28) 羽山早織、中津川誠：湿原植生の変化をもたらす水文要因の解析、水工学論文集、第 48 巻、pp.391-396、2004.
- 29) 佐々木義隆：ヤマトシジミの人工種苗生産に関する研究、北海道立総合研究機構さけます・内水面水産試験場研究報告、1 号、pp.1-47、2011.
- 30) 北海道開発局留萌開発建設部：平成 14 年度天塩川塩水遡上調査業務報告書、2002.
- 31) 鶴田泰士、石川忠晴：殻脈を利用した小川原湖のヤマトシジミの成長速度推定、水工学論文集、第 42 巻、pp.571-576、1998.
- 32) 川島隆俊、山根恭道、山本孝二：神戸川産ヤマトシジミの成長と宍道湖産ヤマトシジミとの形態の相違、島根県水産試験場研究報告、第 5 号、pp.94-102、1988.
- 33) 高田芳博、園田武、中村幹雄、中尾繁：宍道湖のヤマトシジミ個体群の成長および着底稚貝、日本水産学会誌、No.67(4)、pp.678-686、2001.
- 34) 宇藤均：網走湖産ヤマトシジミ *Corbicula japonica* PRIME の成長、北海道立水産試験場報告、第 23 号、pp.65-81、1981.
- 35) 田中陽二、鈴木高二朗：密度流・湧昇流の計算を目的とした三次元沿岸域流動モデルの開発について、港湾空港技術研究所報告、第 49 巻、第 1 号、pp.3-26、2010.

STUDY ON IMPROVEMENT OF SEDIMENT AND HABITAT ENVIRONMENT IN BRACKISH WATER AREA OF COLD REGION

Budget : Grants for operating expenses

General account

Research Period : FY2011-2016

Research Team : Watershed Environmental Research Team,
Cold Region Technology Promotion division

Author : SHINME Ryuichi, TANISE Atsushi,
KASHIWAYA Kazuhisa, SUGIHARA Koki,
MIZUGAKI Shigeru, TANAKA Tadahiko

Abstract : Brackish water is unique and diverse biological habitat is formed, occupies an important position in terms of life and aquatic resources of the region. Furthermore, in cold region, the water quality structure and inflow characteristic of pollution load is different from other area. We attention is paid to the impact of sediment environment in brackish water. Particularly in the brackish water lake and tidal river, we performed the construction of observation and evaluation methods of biological habitat by the water quality of the turbidity, etc. And we have proposed a management technique of biological habitat. The main achievement is that we developed a method of turbidity spatial distribution estimation by the ADCP, and we enable to estimate the spatial salt water intrusion dynamics by the flow rate in the river region. in addition, we clarified the lake water quality variation under freezing, and we constructed a three-dimensional flow and ecosystem models. From these results, we made it possible to propose management practices that contribute to the biological habitat improvement of the brackish water bodies.

Key words : Brackish water bodies, Acoustic Doppler current profilers (ADCP), *Corbicula japonica*, salt water intrusion, freezing lake