

# 富栄養化した停滞性水域の 結氷下の水質挙動と気候変動による影響

杉原 幸樹<sup>1</sup>・中津川 誠<sup>2</sup>

<sup>1</sup>正会員 (株)福田水文センター 環境水工部 (〒001-0024 北海道札幌市北区北24条西15丁目2-5)

E-mail: k-sugihara@f-suimon.co.jp

<sup>2</sup>正会員 室蘭工業大学 大学院工学研究科 (〒050-8285 北海道室蘭市水元町27-1)

E-mail: mnakatsu@mmm.muroran-it.ac.jp

本研究は結氷下の水質観測やシミュレーションに基づき、結氷下の水質挙動を明らかにし、気候変動による影響を検討した。観測結果から結氷による再曝気の遮断に伴い底層が無酸素化して栄養塩が溶出し、それが解氷まで蓄えられることがわかった。一方、気温上昇により結氷期間が短縮され、蓄えられる栄養塩が減少するが、解氷後に植物プランクトンの増殖が促進され、BODが上昇傾向を示した。これらの実態を反映し、気候変動の影響を検証して将来予測を行うために、結氷を勘案できる水質シミュレーションモデルを構築した。これによる計算結果から気温の上昇により結氷期間が短縮し、春季のBODが増加することが示され、観測結果と一致した。これらの結果より結氷する積雪寒冷地の水域において気温上昇が春季の富栄養化を促進することが示唆された。

**Key Words :** *eutrophication, freezing, ecosystem model, climate change*

## 1. はじめに

気候変動により水資源の減少や水質の悪化など水域への悪影響が想定されている<sup>1)</sup>。福島ら<sup>2,3)</sup>は霞ヶ浦の水質や公共用水域水質データの統計的解析から、温暖化により一次生産が増大し、水質が悪化すると報告している。また、森<sup>4)</sup>は木曽川において気温が高い年と平均的な年の比較から、温暖化により夏季に無酸素化が進行し、生物学的酸素要求量(BOD)が増加することを示唆している。このほか、停滞性水域における水質障害の発現機構の解明やその対策など多くの研究<sup>5,6,7)</sup>がなされている。これら水質障害の多くは、無酸素化が重要な要素となり、主に夏季に強固な温度成層が形成されることにより、内部水塊の鉛直循環が抑制されることで起る。このような夏季の無酸素化については全国的に報告され、観測例も豊富である。

一方で、冬季の水質、特に結氷する水域での水質については水質観測も十分には行われておらず、水質形成機構も不明な点が多い。これは、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の要因が考えられる。北海道のような積雪寒冷地の停滞性水域は12月～4月までの5ヶ月ほどが結氷することも珍しくはない。さらに、富栄養化し、春季と秋季に鉛

直混合する湖などでは、経年的な変動を考慮するうえで結氷時期の把握や結氷下の水質挙動を把握することは極めて重要である。汽水湖である春採湖<sup>8)</sup>では結氷時に投げ込み式機器による水温や溶存酸素(DO)、電気伝導度の鉛直観測が行われ、塩水楔により鉛直混合が抑制され、無酸素化が進行することが報告されている。同様に、汽水湖の網走湖<sup>9)</sup>では機器観測に加え、栄養塩の鉛直分布を採水分析により観測し、底層ほど栄養塩濃度が高いことを報告している。大高ら<sup>10)</sup>は淡水湖で機器観測と採水分析を行い、結氷下で無酸素化し、アンモニウム態窒素が増加することを報告している。また、海外の事例<sup>11,12)</sup>でも結氷下の水質について鉛直的な観測が行われているが、DOやプランクトン組成に注目し、栄養塩の連続的な変化についての観測例が乏しい。これらの結果は結氷下で無酸素化が進行し、栄養塩が増加することを示しているが、いずれも連続的な変化や結氷との因果関係について、定量的な面では不明確な点が多い。

また、IPCC第4次評価報告書<sup>13)</sup>では世界各地の河川・湖沼における結氷日と解氷日の観測結果から気温の上昇傾向によって結氷日が100年あたり5.8±1.6日遅く、解氷日が100年あたり6.5日±1.2日早くなっており、結氷期間が短縮されていることが報告されている。しかし、結氷期間の短縮による水質影響については不明確である。

この点については気温の上昇により結氷期間が短縮されると無酸素化する期間が短縮されるため、水質が改善されることが想定される。しかし、解氷後には気温上昇により水質が悪化することも想定されており、相反する効果がどのように影響するかは不明確である。

そこで、本研究は結氷下の水質挙動を明らかにし、気候変動による結氷期間の変化に対する水質への影響を明らかにすることを目的とした。以下に本研究で行ったことをまとめる。なお、本研究では河川での現地観測や室内試験は北海道開発局札幌開発建設部により実施され、そのデータを活用している。

- (a) 結氷下の水質観測および底泥を用いた室内試験の結果を整理し、結氷下の水質挙動を把握した。
- (b) 過去の水質観測結果、気象データを整理し、気温変化に対する結氷状況や水質変化について考察した。
- (c) 結氷を考慮した物質循環モデルを構築し、結氷を含めた通年での水質予測を行うことを目指した。

## 2. 対象流域

### (1) 対象流域

対象流域は北海道札幌市北部に位置する茨戸(バート)川(図-1参照)とした。茨戸川は1931年(昭和6年)に石狩川の治水対策を目的とした生振(オヤフル)捷水路の開削にともない形成された石狩川の旧川部分で、延長約20km、平均幅200m、平均水深2.3m(最深部15m)の水域である。茨戸川の水利特性として2箇所の狭窄部(山口橋、観音橋)を有し、流動の阻害が起きている。さらに下流部で志美運河を通じて石狩川と連結しており石狩川の背水影響、石狩湾の潮位影響を強く受けているために閉鎖性が高く、滞留時間が8~20日の水域<sup>14)</sup>である。加えて創成(ソウセイ)川、伏籠(フシコ)川から札幌市の汚濁負荷が流入し、アオコの発生も観測されている。また、冬季には全面結氷(写真-1参照)し、氷上ワカサギ釣りなどが行われている。

特に、山口橋より上流から最上流端までの水域(図-1中の上部湖盆地帯が含まれる区間)に注目すると、幅10mほどの水路(山口橋)で下流部と連結され、0~5m<sup>3</sup>/sの流量で順流(上部湖盆から観音橋に向かう流れ)と逆流(観音橋から上部湖盆に向かう流れ)を繰り返す水利構造<sup>14)</sup>を有し、茨戸川で最も停滞性が強い区域である。主な流入負荷源は逆流による流入と底泥の巻き上げなど内部生産である<sup>15)</sup>。また、水質改善のため2010年6月より最上流部から石狩川河川水の導水が行われている。しかし、石狩川も結氷するため、導水は冬季以外に行われる。よって水質の改善効果を評価するうえでも結氷期の水質挙動を把握する必要がある。

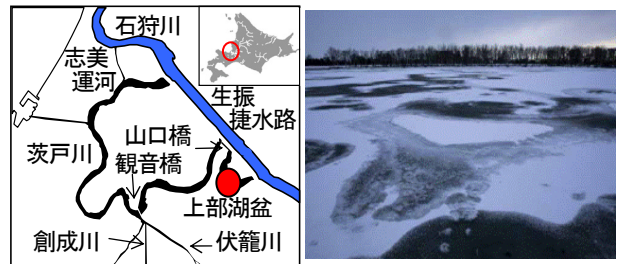


図-1 茨戸川位置図



写真-1 茨戸川結氷状況

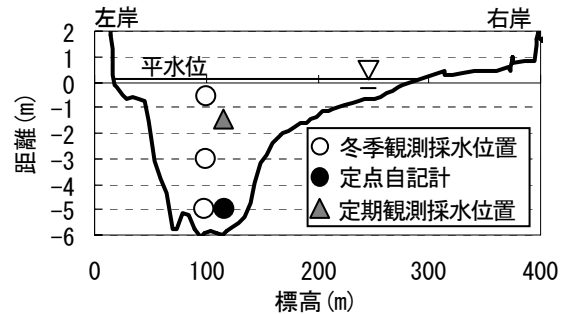


図-2 上部湖盆横断形状



写真-2 薄氷時観測状況



写真-3 氷上観測状況

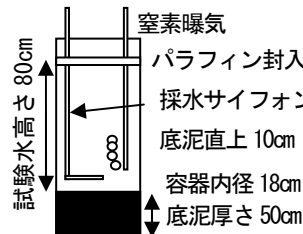


図-3 溶出装置略図



写真-4 溶出実験状況

## 3. 観測方法

図-1の上部湖盆地帯において北海道開発局<sup>16)</sup>により、底泥分析、定点自記計観測、鉛直自記計観測及び採水分析、上部湖盆の不攪乱柱状底泥試料を用いた溶出試験が行われている。各観測方法の詳細を以下にまとめる。

- (a) 底泥分析：2009年10月5日にエクマン-バージ採泥器を用い、上部湖盆の底泥を採取し、化学的酸素要求量(COD)、全窒素(T-N)、全リン(T-P)、強熱減量、硫化物、密度、中位径について底泥分析を行った。
- (b) 定点自記計観測：図-2に上部湖盆の横断形状を示す。上部湖盆流心の底泥直上1m(図中黒丸)に自記観測機器(アイオーテック HJ-402)を設置し、2009年10月8日

～2010年3月15日において1時間間隔でDOと水温の連続観測を行った。

(c) 鉛直機器観測および採水分析：バンドーン式採水器を用い、図-2中白丸に示す水深(上層0.5m, 中層3m, 下層5m)から採水試料を採取し、水質分析を行った。分析項目はBOD, COD[Mn], T-P, オルトリン酸態リン(PO<sub>4</sub>-P), T-N, 亜硝酸態窒素(NO<sub>2</sub>-N), 硝酸態窒素(NO<sub>3</sub>-N), アンモニウム態窒素(NH<sub>4</sub>-N), クロロフィルa(Chl-a)である。

ここで、BODの分析方法は一般希釈法(JIS K0102(2008)-21.32.1)により行われている。そのため溶存酸素が豊富な試料では植物プランクトンの呼吸量も含まれることになる。一方、溶存酸素が乏しい試料では植種を行い、同時に植種プランクを測定し、プランクを減じた値であり、ほぼ呼吸の影響はないと考えられる。本論文ではBODは植物プランクトンや有機物と相関性のある物質を表す値と考えている。つまり、分析における植物プランクトンの呼吸等も含めた値が、プランクトンや流入によって供給される有機物と相関性がある物質を表すものとして研究を行った。

また投げ込み式機器(アレック電子 ACL208-PDK, YSI ナノテック YSI6600)を用いて水温、濁度、DOの鉛直分布を0.5m間隔で観測した。調査日は2009年12月7日, 2010年1月12日, 19日, 27日, 2010年2月8日, 15日, 22日の計7回の調査を行った。このとき12月中は氷が薄く、氷上での観測ができなため、写真-2に示すように氷を砕きながら、船上で作業した。その後は写真-3のように氷に観測坑を開けて観測を行った。

(d) 溶出試験：上部湖盆における底泥をダイバーにより不攪乱状態で採取し、現地水(2009年10月5日上部湖盆で採取)を試験水として充填し、溶出試験を行った。このとき、底泥と接触させない試験水のみを対照試験とした。ここで、試験段階では結氷下での底泥付近の水温が不明であり、温度条件は底泥採取日の下層水温にあわせ室温15℃、無酸素条件(試験装置は図-3, 試験状況は写真-4参照)で30日間の試験期間で採水分析を行った。分析項目はBOD, COD, T-P, T-N, PO<sub>4</sub>-P, NO<sub>2</sub>-N, NO<sub>3</sub>-N, NH<sub>4</sub>-Nである。

これら観測及び試験は北海道開発局札幌開発建設部で実施されており、データを提供いただき、本研究において整理して、以下に示す。

#### 4. 観測結果

##### (1) 底泥分析結果

表-1に底泥分析結果をまとめる。参考として志美運河(図-1参照)付近での分析結果を加えた。志美運河は石狩川からの逆流影響が強く、石狩川とほぼ同様の水質を示

表-1 底泥分析結果

項目	単位	上部湖盆	志美運河
COD	mg/g	38.9	13.6
T-N	mg/g	5.00	1.32
T-P	mg/g	2.07	1.20
強熱減量	%	11.60	4.86
硫化物	mg/g	1.76	0.22
密度	g/cm <sup>3</sup>	2.402	2.614
中位径(D50)	mm	0.009	0.399

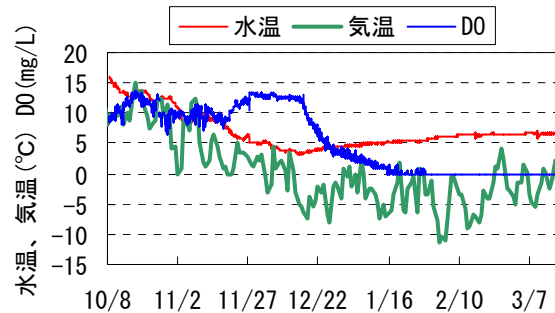


図-4 定点自記計観測結果

している地点である。この結果から上部湖盆は志美運河に比べ、CODや強熱減量が高く、有機物が豊富であることがわかる。このため、密度や中位径が小さくなっていると考えられる。さらに窒素やリンの含有量が高く、富栄養化した状態であると推察される。

##### (2) 機器観測結果

###### a) 定点自記計観測結果

図-4に定点自記計の観測結果を示す。ここで、DOは観測された飽和値と水温から濃度に換算した値を示し、参考として近傍にあるアメダス(石狩)の気温データも加えた。

図-4より気温が氷点下に下がった12月16日を境に水温は低下傾向から上昇傾向に反転し、DOは急激に減少し始めた。DOは減少を続け1月30日でゼロとなり観測終了までゼロを維持していた。また水温が5℃以上のとき(10月8日～12月1日)は水温、DOともに日周変動がみられるが、5℃以下(12月1日以降)からは日周変動が小さく、安定した挙動を示していた。このとき現地での目視観察から12月9日は所々に氷が浮いているが、水面全体を覆ってはいなかった。12月16日には水面が氷で覆われ、岸際でのみ(岸から50cmほど)水面が露出していた。12月24日には全面結氷しており、氷上に乗れるほどの厚さとなっていた。これより氷の有無によりDOの変動に大きな違いがあることがわかる。

###### b) 鉛直機器観測結果

投げ込み式自記計による鉛直観測結果を図-5に示す。横軸に日時、縦軸に水深をとり、コンター図としてあらわした。観測1回目の12月9日には全ての項目で鉛直方向に均一な値であり、秋季の鉛直循環がおこっていること

が示唆される。また12月20日前後には全面結氷したと考えられ、水温、DO、濁度ともに鉛直分布に変化があらわれ始めている。

水温は結氷後に表面は冷却され、下層は底面から水温が上昇し、ゆっくりと上層に広がる挙動がみられた。また観測期間における鉛直方向の温度差は4°Cほどであり、明確な躍層はみられなかった。結氷後の下層の水温上昇について、茨戸川の水利構造から観音橋下流地点で札幌市の下水排水が流入しており、上流域にも伝播するが、観測地点までは6kmほどの距離がある。そのため、水平方向の熱輸送は考えづらく、河床からの熱供給によるものと考えられる。その供給方法としては地熱による供給や地下水の流入が考えられるが、現状では詳細は不明である。

DOは下層から減少する挙動がみられ、上層方向に低酸素層が拡大していた。2月以降は水深3m以深ではDOが3mg/L以下となった。また表層も6mg/Lまで減少し、氷により酸素供給が遮断されることを示している。

濁度は結氷後に下層ほど高くなっていた。観測開始時に比べ、表層では清澄になっており、懸濁成分が沈降していると考えられる。また下層では観測開始時よりも濁度が増加していた。ここで、下層の採水試料は黄褐色透明であり、鉄の溶出が推察されるが、硫化鉄などによる明瞭な黒色の濁りは確認されなかった。そのため、下層の濁度上昇は沈降粒子が全て河床に堆積していないことや鉄分の影響であると推察される。この結果は氷により

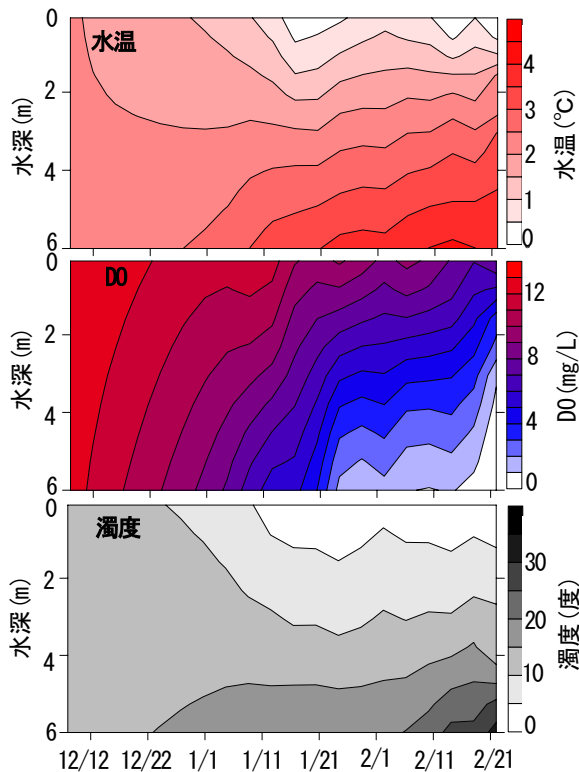


図-5 鉛直自記計観測結果

風などによる攪乱が抑制されることを示唆している。

また、図-4の結果と比較すると、下層付近の水温やDOに差異が見られる。これらは鉛直機器観測が大気中から機器を投下(気温が氷点下15°C程度から水温4°Cに投入)するために、機器自体の温度等によりセンサー近傍の水塊が十分に安定しなかったことに起因すると思われるが、大まかな傾向は十分に反映されていると考えられる。

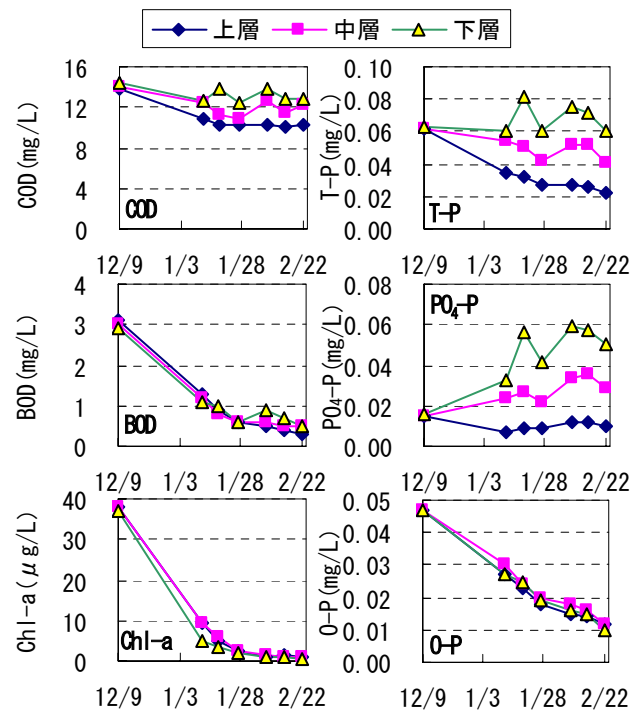


図-6 COD, BOD, Chl-a, T-P, PO<sub>4</sub>-P, O-P 観測結果

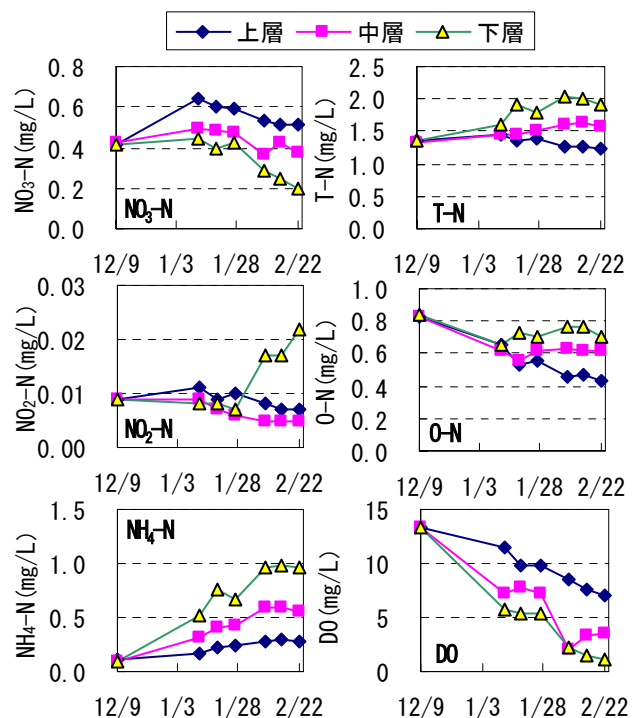


図-7 NO<sub>3</sub>-N, NO<sub>2</sub>-N, NH<sub>4</sub>-N, T-N, O-N, DO 観測結果

### (3) 採水分析結果

次に、水質分析結果を各層の時系列変化として図-6、図-7に示す。観測開始時の12月9日には、いずれの項目もほぼ同値であった。機器観測の結果からも鉛直循環により均一に混合された状況からの変化を表している。

#### a) 有機物指標

図-6より有機物の指標となるCOD、BOD、Chl-aの分析結果をみると、CODは結氷により全層で減少傾向を示し、層毎では下層ほど濃度が高くなっていった。底質のCOD含有量が高い(表-1参照)こと、濁質が下層に沈降する(図-5参照)傾向があることから、懸濁物に由来するCOD物質が下層へ沈降移動していると考えられる。

BOD、Chl-aは結氷により急激に濃度が減少し、結氷期間中は、ほぼ定量下限値の低い濃度で推移している。水温が低く、日射が阻害されるため、プランクトンが増殖せず、BOD物質も増加しない傾向が見られる。

#### b) リン

図-6のT-Pは上層で減少し、下層でやや増加していた。上層ほど観測開始時と比べ、濃度の減少量が大きくなっていった。

また、 $PO_4\text{-P}$ は下層での顕著な増加傾向が見られる。

ここで、1月19日にはT-P、 $PO_4\text{-P}$ ともに下層でスパイクが観測され、CODの結果からも懸濁成分の沈降に由来すると推察される。

さらに、T-P濃度から $PO_4\text{-P}$ 濃度を減じた値を有機態リン(O-P)濃度として算出し、図-6に示す。この算出では懸濁態と溶存態を含むために、厳密には有機態のみを表してはいない。しかし、水質挙動を把握するために目安とした。O-Pは全層でほぼ同程度の減少傾向を示した。このことから、全層で同程度で減少するBODに挙動が類似しており、内部生産の減少が推察される。

以上から、結氷により下層から無機態リン濃度が増加することが確認された。実際の現象としては沈降による供給、下層の無酸化化による底泥からの溶出、さらに内部生産の減少による未消費分の $PO_4\text{-P}$ の蓄積が複合的に起こっていることが示唆される。一方、結氷後のT-Pと $PO_4\text{-P}$ の各層を比較すると分解や沈降による影響よりも、溶出による供給が優先することが示唆される。

#### c) 窒素

図-7よりT-NもT-Pと同様に上層での減少と下層での増加傾向が見られる。

また、 $NO_3\text{-N}$ は1月12日までは全層で増加するが、その後は減少に転じていた。12月9日から1月12日までの増加要因としては逆流による供給が考えられる。さらに、有機物の分解によって $NH_4\text{-N}$ が増加し、この期間においてはDOが十分に存在することから好気性細菌による $NH_4\text{-N}$ の硝化で $NO_3\text{-N}$ が増加したと推察される。1月12日以降はDOの減少と共に全層で濃度が減少し、下層ほど

濃度の減少量が大きくなっていった。 $NO_2\text{-N}$ は硝酸態と連動して推移していたが、下層では2月以降に濃度が増加傾向を示した。また、 $NH_4\text{-N}$ は全層で増加傾向を示し、下層ほど濃度増加量が大きくなっていった。下層における大きな特徴として結氷後(1月12日後の結果)と無酸化化が完了した後(図-4も参照し、2月8日後の結果)に挙動の変化が見られている。結氷後には酸化性物質( $NO_3\text{-N}$ )が還元性物質( $NH_4\text{-N}$ )へと転換している挙動がみられる。また、 $NO_3\text{-N}$ は下層ほど濃度が低く、 $NH_4\text{-N}$ は下層ほど濃度が高いことから下層から酸素が消費されることを示している。このとき、観測期間中の下層での濃度変化量を比較すると、 $NO_3\text{-N}$ は0.2mg/Lの減少、 $NH_4\text{-N}$ は0.9mg/Lの増加となる。 $NO_2\text{-N}$ は濃度が2桁低いため無視すると、形態変換以上に溶出による供給の影響が大きいことが推察される。

さらに、 $NO_3\text{-N}$ 、 $NO_2\text{-N}$ 、 $NH_4\text{-N}$ の合算した値をT-Nから減じて有機態窒素(O-N)として算出した結果、上層ではO-Pと同様に減少傾向が顕著だが、下層では明瞭ではない。

また、参考としてDOの採水分析結果を図-7に示す。採水時に酸素が混入するなどの影響もあるが、図-4、図-5と同様に減少傾向が示された。

ここで、図-4～図-7をあわせみると、結氷前半(12月20日～1月28日)と結氷後半(1月28日以降)で水質挙動に変化が見られ、無酸化化に連動していると考えられる。本結果においては採水位置や定点機器観測位置(水深5m)と底泥(水深6m)の間の水質濃度については検討の余地がある。しかし、結氷下の無機態栄養塩濃度の挙動から、溶出が強く影響していると推察される。

### (4) 溶出試験結果

溶出試験において採水分析したデータについて $PO_4\text{-P}$ をI-Pとし、 $NO_3\text{-N}$ 、 $NO_2\text{-N}$ 、 $NH_4\text{-N}$ 濃度を合算したものをI-Nとして整理した。さらに、底泥と接触させた試料の分析値から対照試験試料の分析値を減じた濃度をまとめた。算出された濃度は水中の分解や生物反応を除外した底泥との交換を意味し、図-8に経時変化を示す。

この結果から、上部湖盆の底泥では無酸素条件下でI-P、I-Nが溶出することが示された。このとき、実験期間30日における濃度の変化速度はI-P:0.0023mg/L/day、I-N:0.063 mg/L/dayとなった。試験水が22L、直径18cmの実験容器を用いたので、単位面積あたりの溶出速度はI-P:2.0mg/m<sup>2</sup>/day、I-N:54.7mg/m<sup>2</sup>/dayであった。

ここで、図-6、図-7より上部湖盆の現地観測値との比較を行う。解析データは結氷後の1月12日～2月22日の期間、鉛直方向三水深の平均濃度とした。I-P、I-Nの濃度変化速度はI-P:0.0002mg/L/day、I-N:0.0064mg/L/dayとなり、平水位の湖盆容量は約180万m<sup>3</sup>、底面積は約30万m<sup>2</sup>であ

ることから、単位面積あたりの濃度変化速度はI-P:1.2mg/m<sup>2</sup>/day, I-N:38.4mg/m<sup>2</sup>/dayと概算される。溶出試験結果と比較すると、試験水温15°C、現地水温4°Cであることを考慮すると、試験により見積もった溶出速度はオーダー的に現地観測結果とほぼ一致するといえる。同時に現地での現象を実験室内で再現したことも示しており、試験は静置、密封状況で行ったことを考慮すると、現地では結氷により風などの水面攪乱がおこらないことを示唆するものである。

また、T-PとI-P, T-NとI-Nがほぼ等しい濃度であり、炭化水素以外の有機物の溶出が少ないことが推察される。これらは溶存有機炭素(DOC)の観測を実施していないため、詳細は不明であるが、BODやCODが増加していることから、DOCの挙動を把握することが今後の課題となる。一方、30日目の試料についてICP-AES(誘導結合プラズマ原子発光)による元素分析結果から鉄の増加が確認されており、二価鉄による酸素消費でBODやCODが増加したことも考えられる。さらに、リン濃度は20日目から30日目にかけて低下しており、鉄イオンとpHに影響を受けて難溶化<sup>17)</sup>していることも考えられる。しかし、窒素やリンを含む有機物の溶出は少ないことが示唆された。

### (5) 結氷下の水質

結氷による水質は、水と大気の接触が氷により遮断され、変化が生じはじめる。熱、酸素供給、風の影響などが急変し、表層および下層で変化が明瞭に現れていた。観測および試験結果から茨戸川における結氷下の水質挙動について確認されたことをまとめる。

- (a)結氷中は下層の水温が表層の水温より高い状態で安定する。
- (b)DOが減少して無酸素化していく。
- (c)沈降が優先し、巻上げや再浮上が抑制される。
- (d)内部生産が抑制され、易分解性有機物が特に減少する。
- (e)還元性の無機栄養塩が増加する。
- (f)現地と室内試験の比較から、溶出が無機栄養塩の主な供給源となる。

以上の結果から、富栄養化した水域での結氷下の水質挙動は無酸素化の進行と栄養塩の溶出により支配されていることが明らかとなった。

このことから、結氷下で蓄えられた栄養塩が解氷後には鉛直混合し、植物プランクトンの異常増殖を引き起こすと考えられる。しかし、近年の気温上昇傾向を考慮すると結氷期間の短縮は栄養塩の蓄積を減少させ、解氷後のプランクトン増殖が抑制されることが推察される。一方で、水温の上昇はプランクトン増殖を助長させるとも推察され、このような相反する傾向がどのような水質変

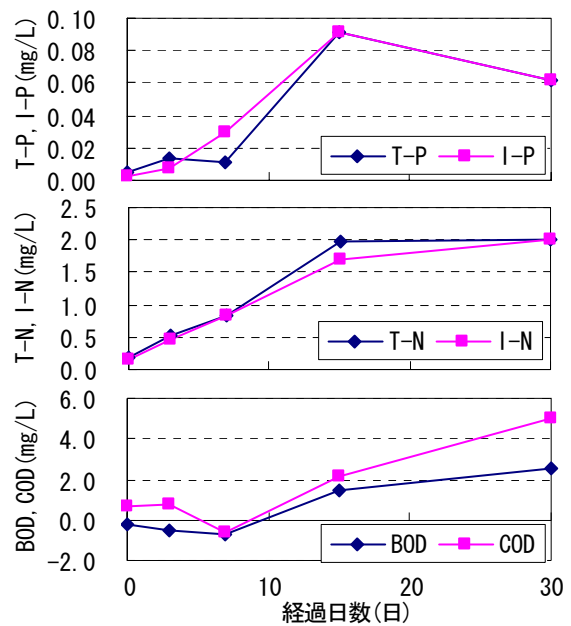


図-8 溶出試験結果

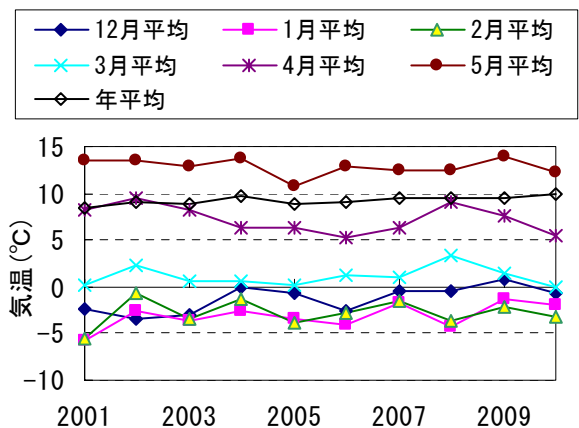


図-9 気温の変化

化をもたらすか把握する必要がある。そこで、北海道開発局札幌開発建設部により実施されている公共用水域水質観測結果(以下、定期水質とし、データは提供頂いた)と気象統計情報(気象庁HP)より入手した気温データの両方を本研究で整理し、過年度の気候変動の影響を精査した。

## 5. 結氷と水質の関係の考察

### (1) 気温の推移

2001年から2010年の石狩地点の気温データを整理し、年平均気温と12月～5月の各月の平均気温の変化を図-9に示す。この間の年平均気温は年々上昇傾向を示し、直線回帰による傾きから0.11°C/年の上昇となっていた。また、各月の平均をみると12月、1月の平均気温の上昇傾向が顕著であり、4月の平均気温は低下傾向を示していた。他の月は明瞭な傾向は見られなかった。

次に、積算寒度、積算暖度、真冬日日数の変化を図-

10に示す。ここで、積算寒度は前年11月1日から4月30日までの氷点下の日平均気温の絶対値を日単位で積算した値(例えば2001年度のデータは2000年11月から2001年4月までの積算値)、積算暖度は1月1日から5月31日までの0°C以上の気温の積算値を表す。

真冬日日数は年々減少し、冬季の気温が上昇傾向にあることを示している。そのため、積算寒度も年々低下傾向を示した。また、積算暖度は低下傾向が見られ、4月の気温が低下している影響と考えられる。この結果から12月、1月は平均気温が上昇するが、4月は低下し、必ずしも年平均気温の上昇傾向とは一致しないことが示唆される。

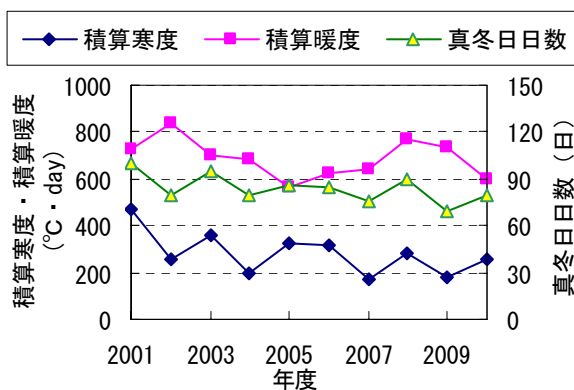


図-10 積算寒度, 積算暖度, 真冬日日数の変化

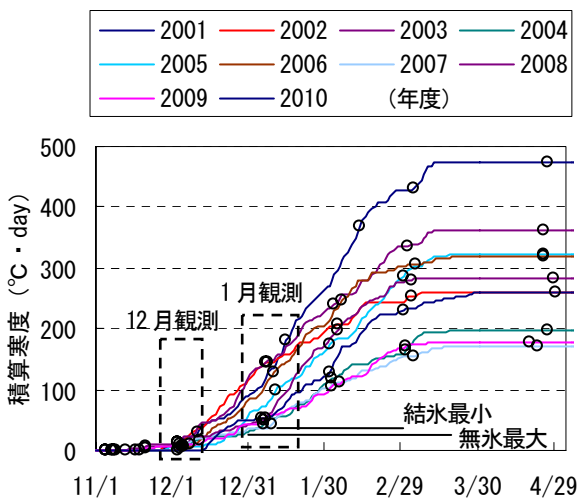


図-11 積算寒度と定期観測日の推移

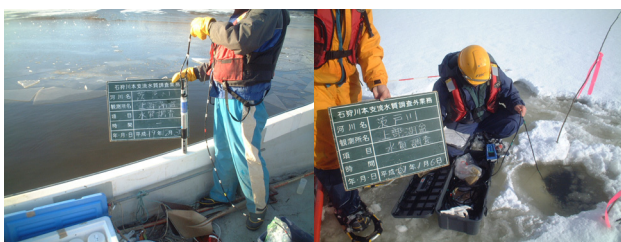


写真-5 12月観測状況  
(2007年12月3日)

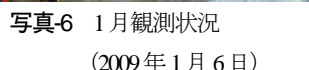


写真-6 1月観測状況  
(2009年1月6日)

また、冬季の気温上昇は結氷期間に影響を及ぼすと考えられるが、茨戸川においては結氷日などの観測は行われていない。そこで、利水者への聞き取り調査や定期観測時の作業写真と積算寒度から結氷日の推定を行った。

## (2) 結氷日, 解氷日の推定

図-11に2001年度から2010年度の積算寒度の推移および定期水質の観測日を白丸で示す。ここで、いずれの年も12月の観測時の写真をみると水面はほぼ無氷であり、凍っていても写真-5に示すように薄氷状態であった。一方、1月の観測時には、いずれの年も写真-6に示すように氷上で観測ができるほどに結氷が進んでいた。本研究では結氷日を全面結氷し、氷上に乗れる程度の厚さまで氷が成長した状態として取り扱う。図-11の12月観測における最大の積算寒度は28.6°C・dayとなり無氷状態の最大値と設定した。次に、1月観測の最小積算寒度は41.6°C・dayとなり結氷状態の最小値と設定した。これらの値の平均(35.1°C・day)を結氷する積算寒度と仮定し、各年の積算寒度曲線から35.1°C・dayとなる日を結氷日と設定した。

次に解氷日を推定する。図-12に積算暖度と定期観測日の推移を示す。現地の観測状況からは3月の観測時に

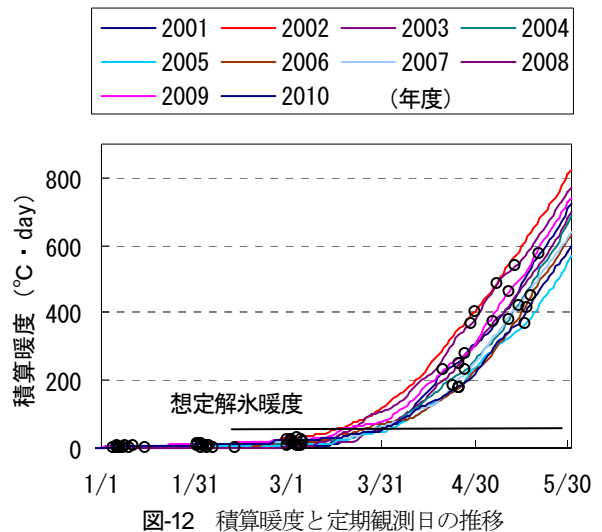


図-12 積算暖度と定期観測日の推移

表-2 結氷日, 解氷日, 結氷期間推定結果

年度	結氷日	解氷日	結氷期間(日)
2001	12月12日	3月23日	102
2002	12月11日	3月9日	89
2003	12月11日	3月25日	105
2004	1月3日	3月23日	81
2005	12月27日	3月22日	86
2006	12月16日	3月17日	92
2007	12月31日	3月24日	84
2008	12月25日	3月16日	83
2009	12月27日	3月14日	78
2010	12月21日	3月19日	89

は、いずれの年も写真-6のような結氷状態であったが、4月の観測時にはいずれの年も解氷状態であった。氷厚を考慮すると図-11中の4月30日の積算寒度と等しくなる日から解氷日を見積もれることや、図-11と同様に3月の最大積算暖度と4月の最小積算暖度の平均から求められると考えられるが、これらの手法では推定した結氷状態が観察状況や利水者の聞き取り情報と一致しなかった。そこで、解氷積算暖度が結氷積算寒度の35.1℃・dayと等しいと仮定し、図-12より各年の解氷日を設定した。この仮定で設定した各年度の解氷日は、おおよそ観察状況や聞き取り情報と一致していた。

表-2に推定した結氷日と解氷日および結氷期間をまとめる。この結果から2010年度の結氷日の推定結果は機器観測時の観察結果ともよく一致した。また結氷期間が最も長い2003年度と最も短い2009年度を比較すると、2009年度は2003年度より結氷日は16日遅く、解氷日は11日早くなり、結氷期間が27日短縮されていた。これらの比較から最近10年の結氷期間は約1ヶ月の差が生じていたことがわかる。

### (3) 結氷期間と水質の関係

2001年から2010年の定期水質データ(採水水深は1.2m(図-2参照)で毎月1回、第1週～第3週に観測が実施される)を整理し、結氷期間の水質の変動傾向を検討した。

結氷時の観測結果から、結氷期間の影響を確認できる項目として定期水質データよりDO、NH<sub>4</sub>-N、PO<sub>4</sub>-Pを選択した。ここで、結氷時の観測結果から各水質濃度は鉛直方向に濃度勾配を有していた。また、定期水質観測は水深1.2mのみの観測である。そのため、定期水質データでは現地の水質変化を十分に表現しているとは考えづらいが、結氷時の観測を単年しか行っていないために、結氷期間と水質との関係性が不明瞭となっている。一方で定期水質観測は同一水深における長期的なデータが蓄積されていること、季節的な変動が見られることから、長期的な傾向を把握することは可能と考え、年周変動の特徴と結氷期間との関係を解析した。

#### a) DOの変化

図-13にDOの年周変動を示す。ここで、年周変動について温暖年と寒冷年の比較を試みたが、年度や水質項目によって挙動が様々であり、結氷期間に対する明瞭な違いは見られなかった。そこで、図-10より積算暖度が最も小さい2005年と、最も大きい2002年を抽出し、年周変動の特徴を示す。図-13から年度により挙動が異なるが、結氷期の12月から3月にかけて濃度が低下する挙動は共通していた。これら結氷期の濃度低下において3月に最も濃度が低くなっている。過去10年の3月のDO濃度は年度により様々な値をとっていたが、表-2における結氷期間との間に明瞭な関係が見られなかった。そのため、年

周変動の比較では結氷日や解氷日、調査実施日などが水質にどのように影響するかを確認できなかった。

そこで、結氷期間とDO変化の関係性について確認を行うため、表-2の各推定日より新たな変数を設定した。表-2の推定結氷日より1月から3月まで観測結果について、各定期水質調査時までの結氷日数を算出し、結氷日数に対する各観測値の分布を図-14に示す。この結果からDOが結氷日数に依存していることが確認され、結氷日数が

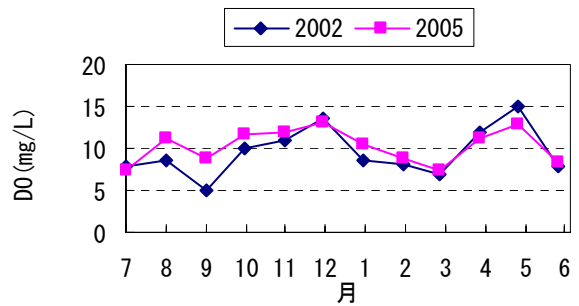


図-13 DOの年周変化比較

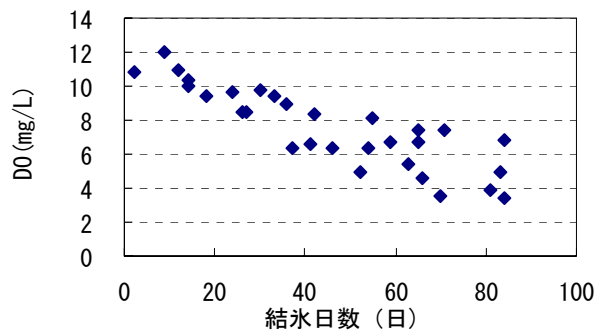


図-14 結氷日数に対するDO濃度変化

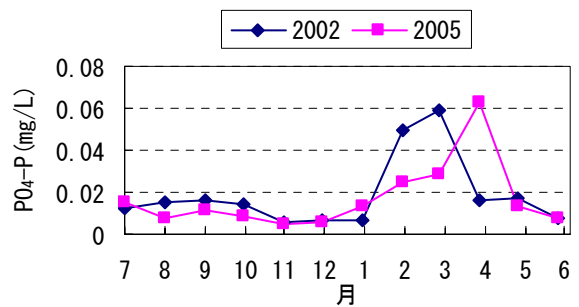


図-15 PO<sub>4</sub>-Pの年周変化比較

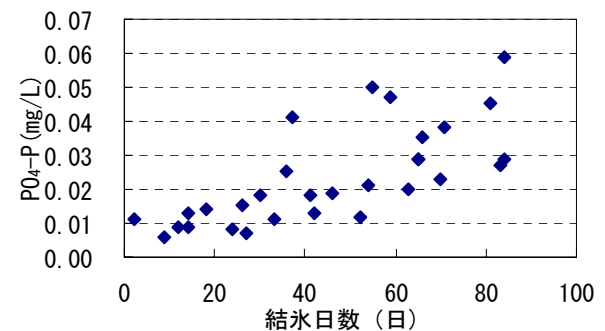


図-16 結氷日数に対するPO<sub>4</sub>-P濃度変化



長いほど、DOが減少することが明らかとなった。この傾向は近年の気温上昇により結氷期間が短縮されると、DOの減少が抑制されることを示唆している。

b) PO<sub>4</sub>-Pの変化

PO<sub>4</sub>-Pの2002年と2005年の年周変動を図-15に示す。年周変動よりPO<sub>4</sub>-Pは結氷した1月から濃度が増加し始め、解氷後の4月や5月には急激に濃度が減少する挙動を示した。過去10年のデータにおいてもピーク濃度やピークとなる月日は年度毎に異なるが、表-2の結氷期間との規則性が確認できなかった。これは、観測実施日が毎年各月毎に同一週に行われているために、年度によって観測日までの結氷日数が異なることが要因と考えられる。

そこで、結氷日数に対する1月～3月の観測値を図-16に示す。ここで、4月のデータについては、すでに解氷後のデータであり、融雪や巻上げなどによる供給される影響を受けていると考えられるために除外した。この結果から結氷日数に依存して濃度が変化し、結氷日数が長いほど、PO<sub>4</sub>-P濃度が増加する傾向が明らかとなった。

c) NH<sub>4</sub>-Nの変化

NH<sub>4</sub>-Nの2002年と2005年の年周変動を図-17に示す。年周変動は12月ごろから濃度が上昇し始め、3月にピークを有する挙動となっている。過去10年のデータにおいてもピーク濃度は年度により異なるが、表-2の結氷期間とは明瞭な関係が確認できなかった。

次に、結氷日数に対する1月～3月の観測値を図-18に示す。この結果から結氷日数が長いほど、NH<sub>4</sub>-N濃度が増加することがわかる。この結果とDOの変化から結氷期間が長いほど下層での無酸素化が継続し、累積の溶出

量が増加することが示唆され、結氷期間の短縮はNH<sub>4</sub>-Nの累積の溶出量を減少させる効果があることが推察される。

これらの結果から結氷中には無酸素化が進行して、無機栄養塩が溶出し、累積の溶出量は結氷日数に依存することが示唆された。図-14の結果から気温上昇による結氷期間の短縮は無酸素化の抑制となり、図-16及び図-18よりPO<sub>4</sub>-P及びNH<sub>4</sub>-Nの累積の溶出量が抑制され、窒素の物質変換を考慮しても無機栄養塩の累積の溶出量が減少することが推察され、結氷中の水質が改善されることを示唆している。

(4) 解氷後の水質への影響

a) 年周変動の比較

図-19～図-21に水温、BOD、Chl-aについての年周変動を示す。積算暖度の最も高い2002年と最も低い2005年の年周変動を比較した。

年周変動はいずれの項目も結氷期の1月～3月に低下し、解氷後の4月以降に急激に上昇する。4月、5月の結果を

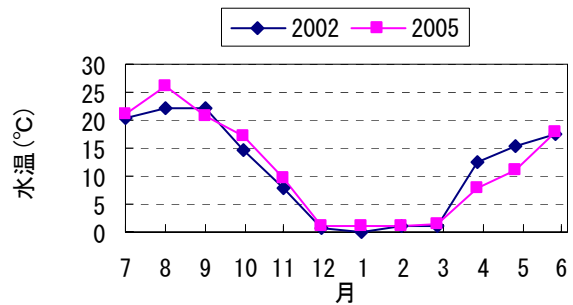


図-19 水温の年周変化比較

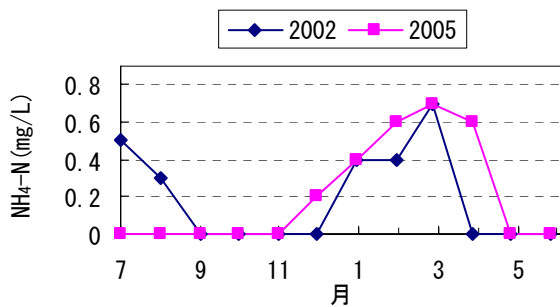


図-17 NH<sub>4</sub>-Nの年周変化比較

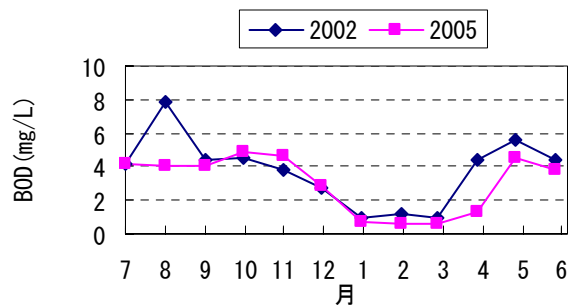


図-20 BODの年周変化比較

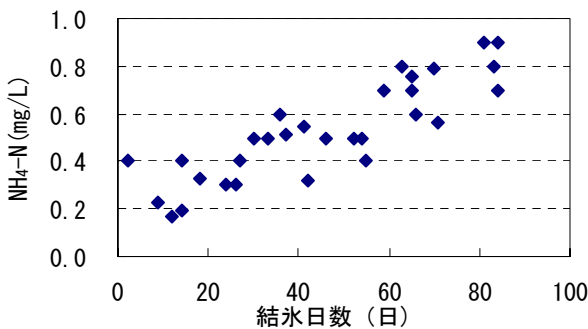


図-18 結氷日数に対するNH<sub>4</sub>-N濃度変化

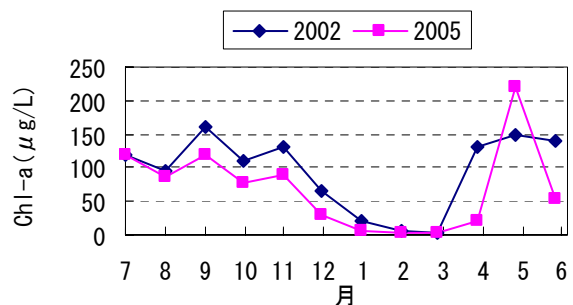


図-21 Chl-aの年周変化比較

見ると、5月のChl-a以外はいずれの項目も積算暖度の高い2002年が2005年よりも高くなっていて、2005年のChl-aは5月に急増し、2002年よりも高くなっていて、これら4月、5月の水質は結氷期間との相関性が明確ではなく、解氷後の変化について検討を加えた。

b) 解氷日と解氷後の水質との関係

まず、過去の定期水質観測はほぼ4月3週、5月1週に実施されており、表-2の解氷日から各年の定期観測実施日までの日数を求め、解氷後の日数に対してその際のデータを整理して図-22に示す。水温は解氷後の経過日数とともに上昇傾向を示した。BODは60日までは日数の経過とともに上昇傾向を示し、60日前後でピークを有すると、その後は減少し、90日付近で微小なピークを有するようみえるが、ほぼ4~5mg/Lほどで推移していた。Chl-aは明確ではないもののBODと同様に60日前後でピークを有すると、その後は減少し、90日前後で再度上昇する挙動がみられる。この結果と定期水質が毎年ほぼ同一日に行われていることから、結氷期間の短縮は定期観測実施日

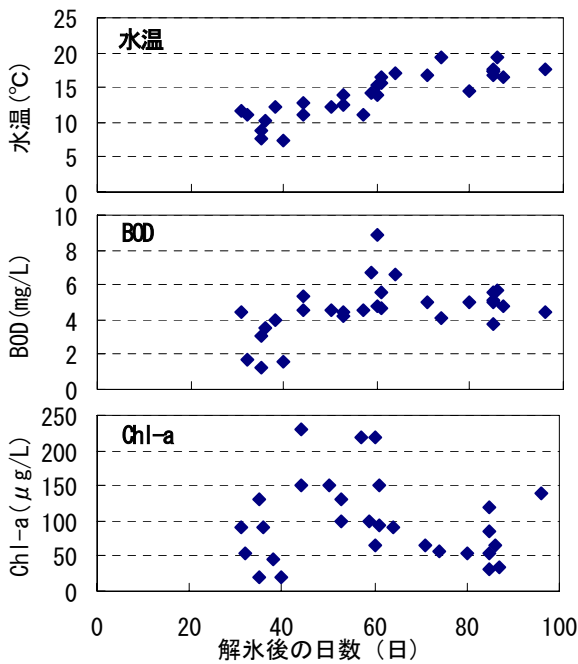


図-22 解氷後の日数による水質挙動

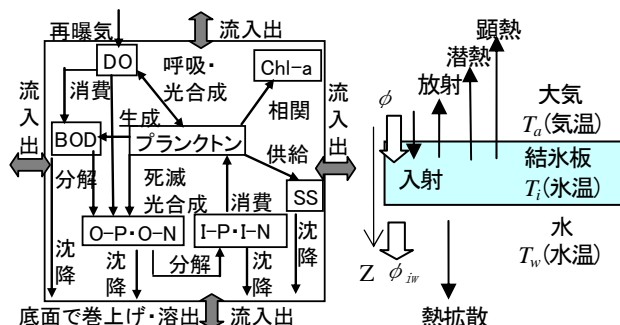


図-23 生態系モデル概念図

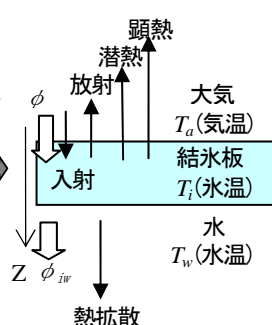


図-24 熱フラックス模式図

までの経過日数が長くなることを意味する。よって解氷後60日以内に相当する4月や5月の水質は水温の上昇によりChl-aやBODも上昇し、水質が悪化することが示唆される。

結氷下の水質挙動の考察からは結氷期間の短縮で蓄えられる栄養塩が減少することが想定され、水質の改善となる一方で、これら相反する影響を検討するためには、現状の観測結果では不十分であり、モデルによる検討が有効となる。そこで、結氷や解氷の影響について検討するために、結氷を考慮できるシミュレーションモデルを構築する。

6. 水質シミュレーションモデルの構築

(1) モデルの概要

これまでに著者らは茨戸川の水質予測を行うため、鉛直2次元生態系モデルに氷の形成を加味したモデルを構築してきた。このとき、結氷下の水質については観測結果が乏しく、鉛直方向の分布形状など不明な点も多かった。そこで、本研究結果の結氷下の調査結果、定期観測結果を反映させモデルの再構築を行った。

まず、流動計算は土木研究所の2次元モデル<sup>18)</sup>を踏襲し、逆流も考慮できるよう改良した。また、対象水域を鉛直直交座標で格子分割した。各鉛直2次元格子(水深方向0.5mと流下方向500m)において図-23に示すような植物プランクトンを中心とする物質循環をモデリングした。さらに、結氷を再現するため、表層の格子において図-24に示す熱収支を考慮した。ここでは簡便のため、氷厚を0mもしくは0.5mとして固定化し、水温が0°C以下となったとき表層(0.5m厚)が結氷板となり、表層水温が0°C以上となったときに水塊となると仮定した。さらに、氷板内の温度変化は考慮しない。以下に基礎式を抜粋する。

a) 連続式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} = 0 \tag{1}$$

ここで  $x, z$ : 流下方向, 鉛直方向の座標(m),  $u, v$ : 流下方向, 鉛直方向の流速(m/s)を表す。

b) 運動方程式

流下方向

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( D_{mx} \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{mz} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \tag{2}$$

鉛直方向

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \tag{3}$$

ここで  $\rho_0$ : 基準密度(1,000kg/m<sup>3</sup>),  $\rho$ : 流水密度(kg/m<sup>3</sup>)で

SS と温度の関数とした,  $P$ : 水圧(kg/ms<sup>2</sup>),  $D_{mx}$ : 流下方向の運動量拡散係数(m<sup>2</sup>/s)でリチャードソンの 4/3 乗則により設定<sup>19)</sup>し,  $D_{mz}$ : 鉛直方向の運動量拡散係数(m<sup>2</sup>/s)でリチャードソンの関数<sup>20)</sup>とした,  $g$ : 重力加速度(9.8m/s<sup>2</sup>)である.

c) 熱収支式

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_{Tx} \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{Tz} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \phi \quad (4)$$

ここで  $T$ : 水温(K),  $D_{Tx}$ : 流下方向の温度拡散係数 ( $1.4 \times 10^7$  m<sup>2</sup>/s),  $D_{Tz}$ : 鉛直方向の温度拡散係数 ( $1.4 \times 10^7$  m<sup>2</sup>/s),  $C_w$ : 水の比熱(4218 J/K/kg),  $\phi$ : 熱フラックス(K/s)である. なお, 熱フラックスについては次節の式(9)に示す.

d) 水質成分の収支式

各水質成分は, 式(5)の基礎式により計算する.

$$\frac{\partial X}{\partial t} + u \frac{\partial X}{\partial x} + (v + v_x) \frac{\partial X}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_x \frac{\partial X}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial X}{\partial z} \right) + \frac{\partial S(X)}{\partial t} \quad (5)$$

ここで,  $X$ : 各水質成分濃度(g/m<sup>3</sup>),  $A_x$ ,  $A_z$ : 水平方向, 鉛直方向の拡散係数<sup>21)</sup>(m<sup>2</sup>/s),  $v_x$ : 各水質成分沈降速度,  $S(X)$ : 物質  $X$  の内部変化項 (生物・化学的変化量)(g/m<sup>3</sup>)である.

e) プランクトン内部変化項の基礎式

次に, 内部変化項についてプランクトンを例として基礎式を式(6)~(8)に示す.

$$\frac{\partial S(P_{all})}{\partial t} = \sum_{i=1,3} \{ (G_{Pi} - D_{Pi}) P_i \} \quad (6)$$

$$G_{Pi} = \beta_s \cdot \mu_{max_i} \left\{ \frac{T}{T_{Si}} \exp \left( 1 - \frac{T}{T_{Si}} \right) \right\}^3 \cdot \frac{I_Y}{I_{Si}} \exp \left( 1 - \frac{I_Y}{I_{Si}} \right) \cdot \frac{C_{IN}}{K_{INi} + C_{IN}} \cdot \frac{C_{IP}}{K_{IPi} + C_{IP}} \quad (7)$$

$$D_{Pi} = R_{ppi} \theta^{(T-20)} \quad (8)$$

ここで,  $S(P_{all})$ : 全プランクトンの濃度変化(cell/m<sup>3</sup>),  $P_i$ : 種別プランクトン濃度(cell/m<sup>3</sup>),  $i$ : 植物プランクトン種 (1; 珪藻, 2; 緑藻, 3; 藍藻),  $G_P$ : 植物プランクトンの増殖率(1/s),  $\beta_s$ : スペース効果係数(1.0),  $\mu_{max}$ : 種別最大増殖率(珪藻: 0.85, 緑藻: 0.64, 藍藻: 0.70 1/s),  $C_{IN}$ : IN濃度(g/m<sup>3</sup>),  $C_{IP}$ : IP濃度(g/m<sup>3</sup>),  $K_{IN}$ : 窒素に関するミカエリス定数(珪藻: 0.25, 緑藻: 0.25, 藍藻: 0.25 g/m<sup>3</sup>),  $K_{IP}$ : リンに関するミカエリス定数(珪藻: 0.002, 緑藻: 0.004, 藍藻: 0.006 g/m<sup>3</sup>),  $D_P$ : 植物プランクトンの死滅率(1/s),  $R_{pp}$ : 植物プランクトンの消滅率(全種共通: 0.13 1/s),  $\theta$ : 死滅率の温度係数(1.04),  $T$ : 水温(°C),  $T_s$ : 最適

水温(珪藻: 15, 緑藻: 20, 藍藻: 25 °C),  $I_Y$ : 日射量(cal/cm<sup>2</sup>/day),  $I_s$ : 最適日射量(全種共通: 300 cal/cm<sup>2</sup>/day)である. なお, パラメーターの決定方法および他の項目についての内部変化項は既往文献<sup>15)</sup>にまとめ, 割愛する.

(2) 結氷条件のモデリング

a) 大気-結氷板の熱収支

表層における熱収支を近藤らの手法<sup>22)</sup>を参考に図-23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(9)~(20)で求めた.

$$\phi = \frac{A}{\rho_i C_i} \left\{ (1 - \alpha) S \downarrow + L \downarrow - \varepsilon \sigma T_i^4 - H - IE \right\} \quad (9)$$

$$L \downarrow = \varepsilon \sigma T_i^4 \left\{ 1 - \left( 1 - \frac{L_d \downarrow}{\sigma T_i^4} \right) C \right\} \quad (10)$$

$$L_d \downarrow = (0.74 + 0.19x + 0.07x^2) \sigma T_i^4 \quad (11)$$

$$x = \log_{10}(0.14e_a) \quad (12)$$

$$e_a = e_{sat} \times RH / 100 \quad (13)$$

$$e_{sat} = 6.107 \times 10^{9.5T_i / (265.3 + T_i)} \quad (14)$$

$$C = 0.826D^3 - 1.234D^2 + 1.135D + 0.298 \quad (15)$$

$$C = 0.2235 \quad (D = 0) \quad (16)$$

$$D = N / N_0 \quad (17)$$

$$H = C_p \rho_a C_H u_a (T_i - T_a) \quad (18)$$

$$IE = l \rho_a \beta C_H u_a \{ e_{sat} - e_a \} \frac{0.622}{P} \quad (19)$$

$$\rho_a = 1.293 \cdot \frac{273.15}{273.15 + T_a} \left( \frac{P}{1013.25} \right) \left( 1 - 0.378 \frac{e_a}{P} \right) \quad (20)$$

ここで,  $\phi$ : 大気と結氷板の熱フラックス(K/s),  $S \downarrow$ : 全日射量(W/m<sup>2</sup>),  $L \downarrow$ : 下向き長波放射量(W/m<sup>2</sup>),  $A$ : 表面積(m<sup>2</sup>),  $\rho_i$ : 氷の密度(914kg/m<sup>3</sup>),  $C_i$ : 氷の比熱(2,100J/K/kg),  $T_i$ : 氷温(K),  $T_a$ : 気温(K),  $\alpha$ : 氷面のアルベド(0.90),  $\varepsilon$ : 射出率(1.00),  $\sigma$ : Stefan-Boltzmann 定数( $5.67 \times 10^{-8}$  W/m<sup>2</sup>/K<sup>4</sup>),  $H$ : 顕熱(W/m<sup>2</sup>),  $IE$ : 潜熱(W/m<sup>2</sup>),  $L_d \downarrow$ : 晴天時の下向き長波放射量(W/m<sup>2</sup>),  $e_a$ : 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( $2.83 \times 10^6$  J/kg),  $\beta$ : 蒸発効率(凝結条件より 1.0),  $C_p$ : 空気の定圧比熱(1,004J/kg/K),  $\rho_a$ : 空気密度(kg/m<sup>3</sup>),  $C_H$ : バルク係数( $1.2 \times 10^3$ ),  $u_a$ : 風速(m/s),  $P$ : 大気圧(hPa)を表す.

b) 結氷板-水の熱収支

水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<sup>23)</sup>が、茨戸川の夏季の流速が0.03m/s程度で順流逆流を繰り返すこと、結氷時の観測結果がないことから、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(21)で示す熱伝達式から与え、熱拡散係数は式(22)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れ、本研究では式(21)に示す鉛直方向に一次元の熱伝導方程式を適用した。

$$\phi_{iw} = \frac{\partial}{\partial Z} \left( K_{iz} \frac{\partial T}{\partial Z} \right) \cong \frac{1}{\Delta Z} \left( K_{iz} \frac{T_i - T_w}{\Delta Z} \right) \quad (21)$$

$$K_{iz} = \frac{\lambda}{\rho_w C_w} \quad (22)$$

ここで、 $T_i$  : 氷温(K),  $T_w$  : 水温(K),  $\Delta Z$  : 層厚(0.5m),  $\rho_w$  : 水の密度(1,000kg/m<sup>3</sup>),  $C_w$  : 水の比熱(4,180J/K/kg),  $\lambda$  : 0°Cの熱伝導率(0.561W/m/K),  $K_e$  : 氷から水への熱拡散係数(1.34×10<sup>7</sup>m<sup>2</sup>/s)を表す。

(3) 水質項目への結氷影響

次に、水質項目の算出にあたり、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<sup>8</sup> K/m<sup>2</sup>/day(上部湖盆での下層水温の増加速度0.02K/day, 図-5参照より)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/m<sup>2</sup>/day, I-N : 38.4mg/m<sup>2</sup>/day (図-6~8参照)として設定した。これは、結氷中の水温変化が小さいこと、さらに水温自体が低いために過去の溶出速度推定式<sup>15)</sup>と比べて差異が生じていた。そのため、結氷中のみ溶出速度は一定とした。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<sup>15)</sup>している。

また、観測結果から確証は得られないが、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。そこで、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 = 0J/m<sup>2</sup>/dayとなる条件を加えた。

(4) 再現計算

調査結果から結氷下の水質挙動が明らかとなり、構築したモデルによる再現を試みた。計算期間は2000年7月1日~2010年12月31日として、気象条件や境界水位、流入量などの入力条件は既報告<sup>14), 15), 24), 25)</sup>を参考にして、観測値をもとに与えた。また、初期条件については2000年6月の定期水質観測結果(茨戸川内には環境基準点が3箇所設定されており、志美運河から観音橋までの代表点、観音橋から山口橋までの代表点、上部湖盆の各観測結果

(図-1参照)より、各区間に対応する観測値を水平方向、鉛直方向共に各々均一として与えた。

さらに、水・堆積物境界について、堆積物の変化は無視し、最下層の水中の格子に巻上げ量や溶出量が供給され、最下層の格子外への沈降水量は除去される設定とした。また、氷・水境界について、結氷判定時には摩擦等は考慮せず、最上層格子が個体となり、直下層の格子との物質の移動や輸送がない設定とした。さらに、解氷時に最上層格子が液体となった場合は、直下層の水質と同一として算出している。

a) 下層での時系列再現状況

2010年について下層(水深5m)での計算結果と冬季調査結果を比較する。水温とDOについては連続自記観測結果との比較し、I-P, I-Nについては水質分析結果との比較を図-25, 26に示す。図-25より下層における水温、DOともに、おおよそ再現できている。水温は12月16日以降の計算結果は観測値に比べて、およそ2°Cほど低く算出された。河床の計算格子(水深6m)には熱量を与え

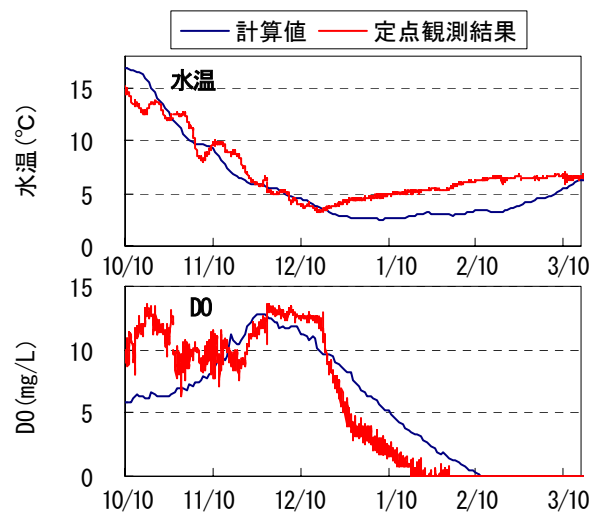


図-25 下層における水温, DOの再現性

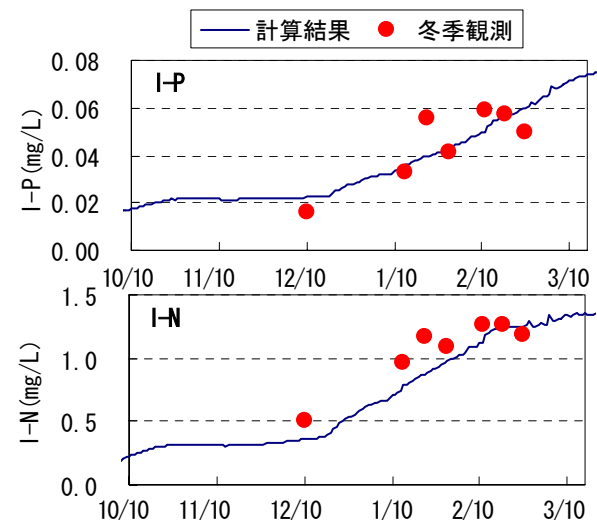


図-26 下層における I-P, I-Nの再現性

ているが、観測値にみられる結氷後の水温の反転状況までは再現できなかった。これは、計算において結氷下の鉛直方向の流速が過小となっていること、熱拡散係数を過小設定していることなどが考えられ、鉛直方向の流れがある可能性が推察される。観測結果(図-5参照)での考察と比較すると、実際には河床から地下水が湧出している可能性が示唆されるが、詳細は不明である。

また、DOは大まかな傾向は一致していたが、水深5mにおいて無酸素となる日は観測では1月30日であったが、計算上は2月7日となり約1週間程ずれる結果となった。しかし、水温、DOともに大まかな傾向や値としては十分な精度を有しているといえる。

図-26より、下層(水深5m)でのI-P、I-Nは、いずれもおおよそ傾向は一致していた。計算上、I-P、I-Nは12月16日より上昇傾向を示し、このとき最下層の格子(水深6m)では無酸素となっており、溶出量が増加したことに由来している。

以上から、本モデルにおいて全面結氷と同時に最下層の無酸素化が進行し、溶出により濃度が増加する現象を表現可能となった。また、ほぼ現状水質を再現できたといえる。さらに、本モデルの計算過程から、実際の茨戸川においても全面結氷のタイミングで、下層の低酸素化が始まることが示唆される。

**b) 鉛直水質分布の再現状況**

次に水温、DO、I-P、I-Nの鉛直分布の再現性を確認した。図-27に2010年2月15日における投げ込み式自記計観測結果と計算値の比較、図-28に2010年2月15日における採水分析結果と計算値の比較を示す。ここで、計算値における水深0~0.5mは結氷の設定上、個体の氷となるため、各項目はゼロとなっている。そのため、表層付近で濃度勾配が生じているように見えるが、計算上は氷と水の間での物質移動がない条件で算出している。この結果から全ての項目でおおよそ鉛直分布は再現されていることがわかる。

**c) 上層の時系列再現状況**

上層での再現性を確認するため、計算値と公共用水域水質データを比較した。ここで、公共用水域水質データは月1回の定期調査で採水水深は1.2mであるため、モデルによる1.0~1.5m層に対応する計算値と比較した。比較項目は水温、BOD、Chl-a、I-P、I-Nとし、図-29に再現計算結果を示す。いずれの項目も観測結果とおおよそ一致しており、夏季から結氷、解氷に至る過程もよく再現できている。また、茨戸川においては2007年より浄化用水の導水が行われており、モデル上は導水も加味して再現している。

さらに、計算上の表層水温から結氷日や解氷日を見積もると±5日の範囲で表-2の推定結果と一致していた。

その他の項目をみると水温15°Cにおいて計算値の傾向

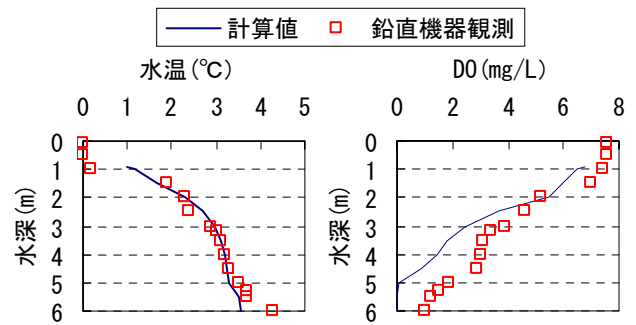


図-27 2/15での水温、DOの鉛直分布の再現性

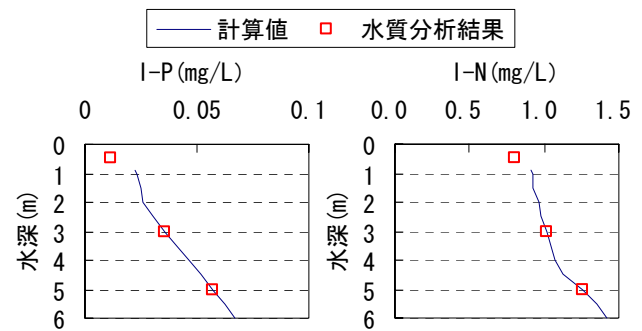


図-28 2/15でのI-P、I-Nの鉛直分布の再現性

に変化が見られる。モデルにおいては珪藻の最適水温を15°Cと設定しているため、15°Cを境にプランクトンの増殖率(式(7)参照)が変化する計算が反映されている。まず11月前後に水温が15°Cを下回り、プランクトンが死滅することで、Chl-aが減少する。次いで無機栄養塩の消費が抑制されI-N、I-Pの濃度が増加する。このときプランクトンの減少、光合成量の減少を反映してBODも減少傾向を示す。12月に結氷すると無機栄養塩の溶出が卓越しI-N、I-Pの濃度が上昇している。3月に解氷すると、以降は水温は上昇し、プランクトンが増殖しはじめChl-aは増加、I-N、I-Pは減少、BODは増加傾向を示す。その後、5月前後に水温が15°C以上となるとプランクトン増殖が活性化し、Chl-a、BODの急激な増加とI-N、I-Pの急激な減少が起きている。その後、I-Nが消費され枯渇するため、プランクトンは増殖停止となり、死滅傾向を示し、BODも減少傾向となる。計算結果から以上のような物質循環が推察され、実際の観測結果とよく一致しており、茨戸川の現状をほぼ再現していると考えられる。

以上の結果から、観測結果をモデルにフィードバックし、十分な時空間の再現性を有するモデルを構築したといえる。これにより茨戸川の水質を結氷や解氷を含めて、連続的に予測可能となった。

**7. 気候変動の水質への影響**

気候変動による結氷と水質への影響を確認するため、図-29の再現計算結果の比較を行った。特にモデルでの結氷日や解氷日の応答を確認した。積算暖度の最も大き

い2002年, 積算暖度の最も小さい2005年を選択し, 図-30にBOD, Chl-a, I-P, I-Nの計算値を示す. 入力条件の気象データや流入負荷データは実測値を用いているため,

降雨や負荷収支などは年により異なり, 定量的な評価までは至っていない. 注目すべきは5/1日前後の無機栄養塩の急減, BODや

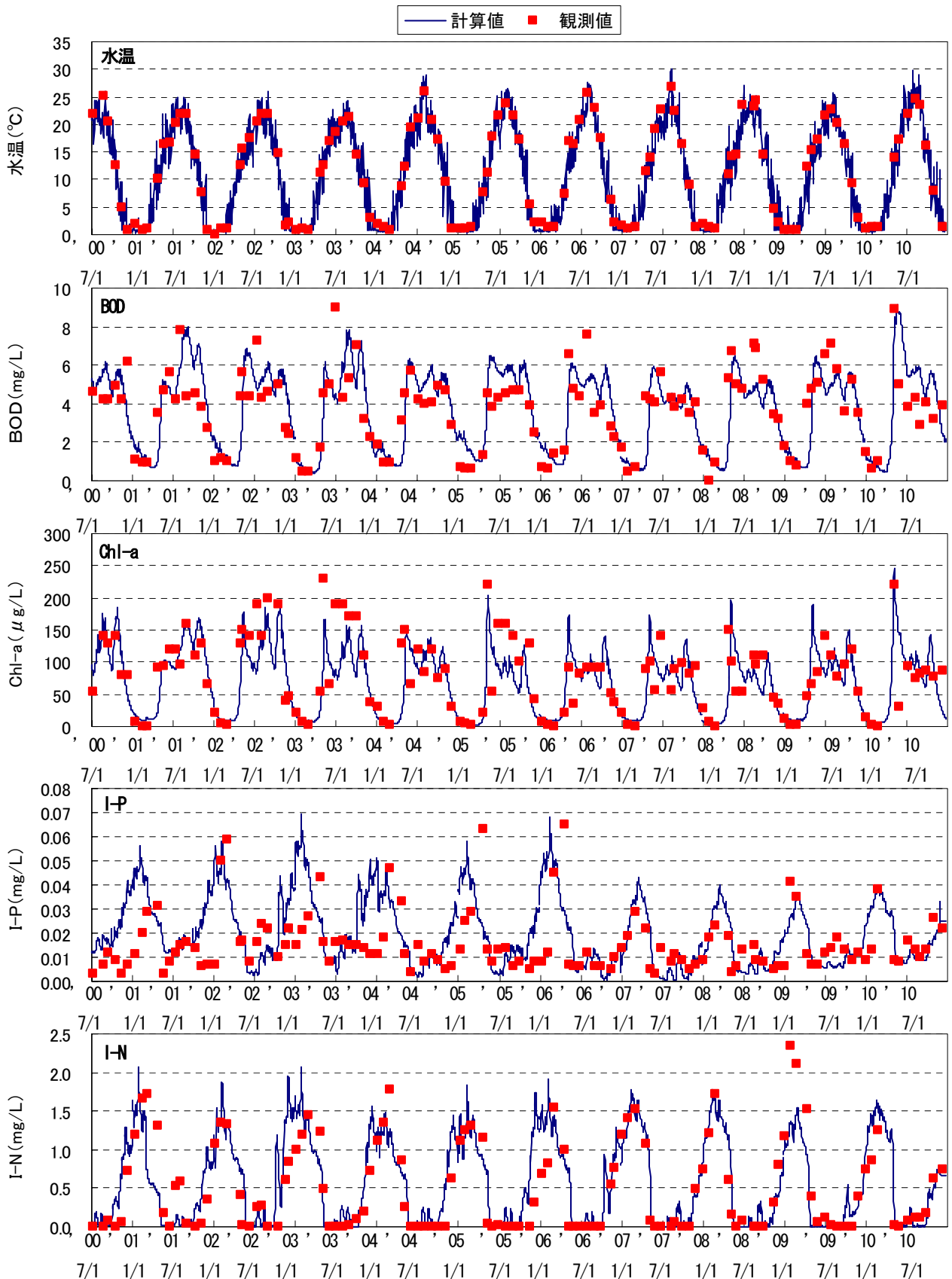


図-29 上層における再現性

Chl-aの急増に約12日の時間差が生じていた。この差は表-2の解氷日の差とほぼ一致しており、本モデルが結氷影響を的確に反映していることを示している。また、2002年の5/1のChl-aのピークは2005年に比べて早期化していた。

このとき2005年のほうが5月のピークが大きくなる結果となった。これは解氷期の無機栄養塩濃度が同程度であることから、計算上は水温の影響が最も強く反映されたためと考えられる。一方、5月のBODのピークは2002年の方が若干高くなっており、気候変動による水質への影響は解氷時期と解氷後の水温が重要と考えられる。しかし、実際の水域では解氷期の水質データ、融雪負荷量の見積もり、解氷時の巻上げ影響など未だ観測されていない要因が残されている。また、モデルにおいては図-29に示すように詳細な値までは再現できておらず、より精度向上が必要な部分も残されている。しかし、本モデルはおおよそ現況を再現できていることから、今後は感度分析など様々な条件を考慮することで、より定量的な評価が可能となると考えられる。

## 8. まとめ

本研究で得られた知見を以下にまとめる。

- (1) 結氷下の水質観測、室内実験から、結氷下では氷により再曝気の抑制、無酸素化、無機栄養塩の溶出が連続的に発現する。また、有機物は増加せず、巻き上げによる濁質も供給されない。
- (2) 積算寒度と積算暖度から結氷期間を推定し、気温の上昇傾向により結氷期間が短縮されることが示された。
- (3) 結氷期間の短縮により、無機栄養塩の溶出量が減少することが示唆された。
- (4) 解氷日の早期化により、5月の水温、BODが増加傾向を示す。
- (5) 結氷期間の短縮は解氷後の水質悪化への影響が小さく、解氷後の水質はその時点の気温に依存する。
- (6) 結氷を考慮したモデルを構築し、時空間的に良好な再現性を示した。
- (7) 解氷期のデータが無い現状においても、本モデルにより結氷から解氷に至る過程を評価できる。

実際の茨戸川においては4~5月に珪藻増殖によるBODの増加がみられ、一方で夏季のプランクトン増殖を抑制するため6月から導水が行われている。さらに近年の温暖化など自然現象の変化もあり、水質への影響は複雑化している。これらの現状を考慮すると、今後は構築したモデルを用いて、1: 適切なシナリオに基づく温暖化の水質への影響予測、2: 現状さらに将来を見据えた水質改善策の提案に結び付けたい。

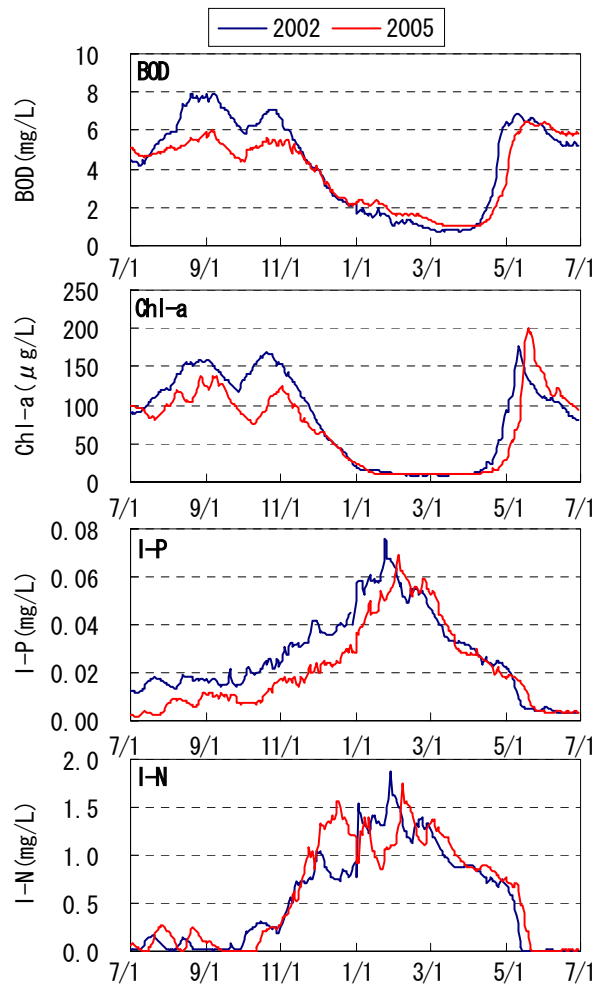


図-30 温暖年と寒冷年の計算結果比較

謝辞：本研究は北海道開発局札幌開発建設部による清流ルネッサンスⅡに係る、茨戸川環境調査において実施された調査に基づいている。札幌開発建設部には貴重なデータを提供いただき、ここに記して謝意を表す。

## 参考文献

- 1) Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. and Miller, H. L.: *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- 2) 福島武彦, 上西弘晃, 松重一夫, 原沢英夫: 浅い富栄養湖の水質に及ぼす気象の影響, 水環境学会誌, 第21巻, 第3号, pp. 180-187, 1998.
- 3) 福島武彦, 尾崎則篤, 河嶋克典, 原沢英夫, 小尻利治: 地球温暖化等の気象変動が河川・湖沼水質に及ぼす影響の統計的解析, 京都大学防災研究所年報 B, 第43号 B-2, pp. 97-107, 2000.
- 4) 森和紀: 地球温暖化からみた水文環境の変化, 地学雑誌, Vol. 11, pp. 52-61, 2007.
- 5) 柳哲雄: 貧酸素水塊の生成・維持・変動・消滅機構と化学・生物的影響, 海の研究, Vol. 13, No. 5, pp. 451-460, 2004.

- 6) 道奥康治, 神田徹, 石川浩: 貯水池の有機汚濁と深水層における逆転水温層・高塩分水塊の消長について, 土木学会論文集, No. 740/II-64, pp. 45-62, 2003.
- 7) 吉川景子, 大久保賢治: 対流循環による深水湖底層への酸素輸送機構, 土木学会論文集 B, Vol. 64, No. 1, pp. 41-48, 2008.
- 8) 知北和久, 福山龍次, 坂本博明, 中路晃平: 閉鎖性汽水湖における死水の挙動特性; 釧路市・春採湖での結氷観測から, 北海道大学地球物理学研究報告, Vol. 60, pp. 13-28, 1997.
- 9) 中村優子, 青井孝夫, 黒木宗尚: 網走湖の植物プランクトンの季節的消長, 北海道大学大学院環境科学研究科紀要, No.3 (1), pp. 35-46, 1980.
- 10) 大高明史, 神山智行, 長尾文孝, 工藤貴史, 小笠原嵩輝, 井上栄壮: 津軽十二湖湖沼群・越口の池湖群における湖水循環と底生動物の深度分布, 陸水学会誌, No. 71, pp. 113-128, 2010.
- 11) Cooke, G. D. and Kennedy, R. L.: Eutrophication of north-eastern Ohio lakes, *The Ohio Journal of Science*, Vol. 150, No. 70 (3), 1970.
- 12) Priscu, J. C., Downes, M. T. and McKay, C. P.: Extreme supersaturation of nitrous oxide in a poorly ventilated Antarctic lake, *Limnol. Oceanogr.*, No. 41 (7), pp. 1544-1551, 1996.
- 13) Veillette, J., Martineau, M.-J., Antoniadis, D., Sarrazin, D. and Vincent, W. F.: Effects of loss of perennial lake ice on mixing and phytoplankton dynamics: insights from High Arctic Canada, *Annals of Glaciology*, No. 51 (56), pp. 56-70, 2010.
- 14) 濱原能成, 加藤晃司, 中津川誠: 茨戸川の富栄養化に関する総合的解析 その 1—水収支, 熱収支と流動の計算一, 北海道開発土木研究所月報, No. 613, pp. 3-15, 2004.
- 15) 杉原幸樹, 濱原能成, 加藤晃司, 中津川誠: 茨戸川の富栄養化に関する総合的解析 その 2—負荷収支の推定と生態系モデルによる水質シミュレーション一, 北海道開発土木研究所月報, No. 615, pp. 10-24, 2004.
- 16) 北海道開発局札幌開発建設部: 平成 22 年度 石狩川本支流水質調査外業務報告書, 2011.
- 17) A. J. ホーン, C. R. ゴールドマン: 陸水学 手塚泰彦訳, 京都大学学術出版会, 1999.
- 18) 建設省土木研究所ダム部水資源開発研究室: 貯水池の冷濁水ならびに富栄養化現象の数値モデル(その 2), 土木研究所資料, No. 443, 1987.
- 19) 松尾直規: 湖沼環境の水理に関する諸問題, 水工学に関する夏期研修会講義集, A.7, pp. 1-20, 1989.
- 20) 松尾直規, 山田正人, 宗宮功: 貯水池上流端における流動特性と淡水赤潮現象との関係, 水工学論文集, 第 40 巻, pp. 575-581, 1996.
- 21) 森北佳昭, 天野邦彦: 貯水池水質の予測・評価モデルに関する研究, 土木研究所報告, 第 182 号-1, pp. 1-109, 1991.
- 22) 近藤純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, 1994.
- 23) 吉川泰弘, 渡邊康玄, 平井康幸: 結氷河川における氷板の形成要因に関する一考察, 平成 20 年度土木学会北海道支部論文報告集, 第 65 号, B-2, 2008.
- 24) 杉原幸樹, 中津川誠, 清治真人: 都市流末水域の水環境に着目した水循環再生の評価, 水工学論文集, 第 53 巻, pp. 1111-1116, 2009.
- 25) 杉原幸樹, 中津川誠, 清治真人: 結氷する停滞性水域の水質に対する気候変動の影響, 水工学論文集, 第 54 巻, pp. 1525-1530, 2010.

(2012.4.2 受付)

## WATER QUALITY CHARACTERISTICS OF ICE-COVERED, STAGNANT, EUTROPHIC WATER BODIES AS INFLUENCED BY CLIMATE CHANGE

Kouki SUGIHARA and Makoto NAKATSUGAWA

This study clarifies the water quality characteristics of stagnant, eutrophic water bodies that freeze in winter, based on our surveys and simulations, and examines how climate change may influence those characteristics.

The survey found that climate-change-related increases in water temperature were suppressed by ice covering the water area, which also blocked oxygen supply. It was also clarified that the bottom sediment consumed oxygen and turned the water layers anaerobic beginning from the bottom layer, and that nutrient salts eluted from the bottom sediment. The eluted nutrient salts were stored in the water body until the ice melted. Climate change was surveyed as having caused decreases in nutrient salts concentration because of the shortened ice-covered period; however, BOD showed a tendency to increase because of the proliferation of phytoplankton that was promoted by the climate-change-related increase in water temperature in spring.

To forecast the water quality by using these findings, particularly the influence of climate change, we constructed a water quality simulation model that incorporates the freezing-over of water bodies. The constructed model shows good temporal and spatial reproducibility and enables water quality to be forecast throughout the year, including during the ice-covered period. The forecasts using the model agree well with the survey results of shortened ice period and climate-change-related increase in the BOD in spring.