



## 結氷する停滞性水域の水質に対する気候変動の影響

メタデータ	言語: jpn 出版者: 土木学会 公開日: 2019-03-13 キーワード (Ja): キーワード (En): water quality, climatic change, ecosystem model, Barato river 作成者: 杉原, 幸樹, 中津川, 誠, 清治, 真人 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10258/00009749">http://hdl.handle.net/10258/00009749</a>

# 結氷する停滞性水域の水質に対する 気候変動の影響

## INFLUENCE OF CLIMATIC CHANGE ON WATER QUALITY OF STAGNATED WATERS THAT FREEZE OVER

杉原幸樹<sup>1</sup>・中津川誠<sup>2</sup>・清治真人<sup>3</sup>

Kouki SUGIHARA, Makoto NAKATSUGAWA, Masato SEIJI

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

<sup>2</sup>正会員 工博 室蘭工業大学 大学院工学研究科 (〒050-8585 北海道室蘭市水元町27-1)

<sup>3</sup>正会員 財団法人建設物価調査会 (〒103-0011 東京都中央区日本橋大伝馬町11番8号フジスタービル日本橋)

The impact of climatic change on water quality in cold, snowy region was examined at the Barato river a stagnated waters. The freezing period of river has been shortening, a finding based on the analysis of weather and water quality data from 1998 to 2008. Moreover, changes have been observed in the water quality variation of water under the river ice, and climatic change has been shown to influence the water quality during the thawing season. An ecosystem model that incorporates freezing was constructed, and the impact of global warming on Barato river was simulated. The model was able to reproduce water quality variation in the freezing period. In the simulation, an atmospheric temperature increase of 6.4 degree centigrade produced an average BOD increase of 3% to 12%. The rate of increase was high at the highly stagnated waters, and the rise in BOD concentration during the thawing season was remarkable.

**Key Words :** water quality, climatic change, ecosystem model, Barato river

### 1. はじめに

気候変動により洪水・渇水リスクの増大など, 水資源量や治水安全度への悪影響が予想されている<sup>1)</sup>. また温暖化により水質が悪化することも想定されており<sup>2)</sup>, これらの適応策が重要な課題となっている. 水質影響について福島らは<sup>3,4)</sup>霞が浦水質の統計的解析から, 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. また琵琶湖において<sup>5,6)</sup>は冬季の酸素循環解析から冷却による全層混合が下層へのDO供給には重要であることを示しており, 温暖化により湖水循環が停滞し, 貧酸素層が形成され水質が悪化することを示唆している. これらの温暖化による水質影響は水温が上昇し, 一次生産の増大, 嫌気層が強固に形成されることによる溶出量の増大, 流入負荷の変化により水質が悪化すると予想されている. しかし, 積雪寒冷地においては冬季に全面結氷することも多い. そのため結氷により再曝気によるDO供給が遮断され, 嫌気化して水質が悪化する傾向がある. このことから結氷河川水質においては, 温暖化により結氷期間が短縮されるため, むしろ水質が改善に向かう可能性もある.

そこで, 本研究は全面結氷する水域における水質の温暖化影響を検討した. 対象水域は全面結氷する茨戸川とし, 気象データ, 水質観測データを用いて冬季を中心とした水質変化を整理した. 次に結氷を考慮した熱収支計算

および結氷下の水質現象を反映させた水質予測モデルを構築し, 気温を変化させたときの予測計算を行った. その結果から温暖化に伴う水質変化について考察を行った.

### 2. 対象流域

対象流域の茨戸川(図-1参照)は札幌市北部に位置し, 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(山口橋, 観音橋)の狭窄部を有し, 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日の水域である. 加えて創成川, 伏籠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<sup>7)</sup>)し, 氷上ワカサギ釣りなどが行われる水域である.



図-1 茨戸川位置図



写真-1 茨戸川結氷状況

### 3. 寒冷年と温暖年の水質の特徴

まず茨戸川の水質定期観測結果と札幌気象官署のデータの整理,比較を行った。ここで茨戸川に流入する負荷はほぼ下水処理場排水であり,処理場施設が改善された1997年以降は平常時の流入負荷量が同程度で推移している<sup>8)</sup>ことから,1998年から2008年までのデータについて整理を行った。

#### (1) 気象データの整理

図-2に年平均気温と前年11月から4月までの積算寒度(例えば2001年であれば2000年11月から2001年4月までの0°C以下の気温の絶対値を積算した値)の推移を示す。平均気温は直線回帰式により年0.05°Cの上昇傾向を示し,それにもない冬季の積算寒度は減少傾向にある。この結果から最も寒い2001年,最も暖かい2004年を抽出し,観測データの比較を行った。

図-3に月毎の積算寒度と積算暖度(0°C以上の気温の積算値)の変化,表-1に気象統計データの比較を示す。これらの結果から①3月~4月の積算寒度,積算暖度がそれぞれ同程度であるが,前年11月~2月の積算寒度に大きな差が見られる。このことは冬季の気温が大きく変化していることを示している。②初雪観測日および累計降雪量から気温の上昇により降雪が遅れ,降雪量も減少する。③融雪の時期(図-3中3~4月および表-1参照)は3月からの積算寒度と積算暖度が大きく影響していることが示唆される。

以上の挙動が見られ,温暖化により降雪期間の短縮傾向が示唆され,結氷期間も短縮されることが推察される。

#### (2) 水質データと積算寒度の比較

次に上部湖盆と樽川合流前(図-1参照)における水質と積算寒度を整理,比較した。各地点の流況,負荷供給の特徴

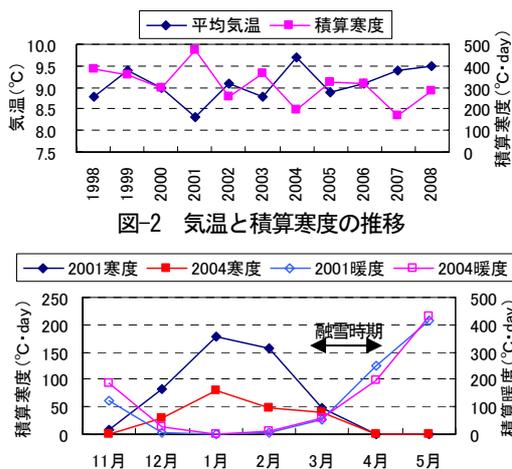


図-2 気温と積算寒度の推移

表-1 気象統計データの比較

	2001年	2004年
初雪観測日	10月18日	10月26日
累計降雪量(cm)	494	397
積雪0cmとなった日	4月2日	4月4日

<sup>9)</sup>は,上部湖盆は滞留時間約20日で負荷供給は逆流によるものと巻き上げによる供給で占められる。樽川合流前は滞留時間約9日で下水処理排水および支川の流入点が直上流に存在する地点である。図-4に上部湖盆,樽川合流前での水質観測結果と冬季の積算寒度(11月1日から5月31までの0°C以下の気温の絶対値を積算した値)の変化を示す。観測された水質項目は水温,SS,DO,全リン(TP),オルトリン酸態リン(IP),全窒素(TN),無機態窒素(IN),クロロフィルa(Chl-a),BODである。ここでINはアンモニウム態窒素,亜硝酸態窒素,硝酸態窒素の合計としてまとめた。なお,観測は毎月第1週に行い,水深1.5m~2m前後での採水試料(上部湖盆地点の全水深7m,樽川合流前地点の全水深10mを基準に潮位等によって上下する)の結果である。また解氷日は水面利用者の聞き取りから推定日を示す。

#### a) 水温, SS, DOの変化

結氷期間中の水温は5°C以下と低く推移し,両地点のSS濃度,DO濃度は,積算寒度の増加に伴って減少する。さらに,解氷後にはSS濃度,DO濃度共に上昇していた。この挙動は,結氷により水面での再曝気や風による攪乱が遮断されるためと推察される。図-4より夏季のSS濃度は10~

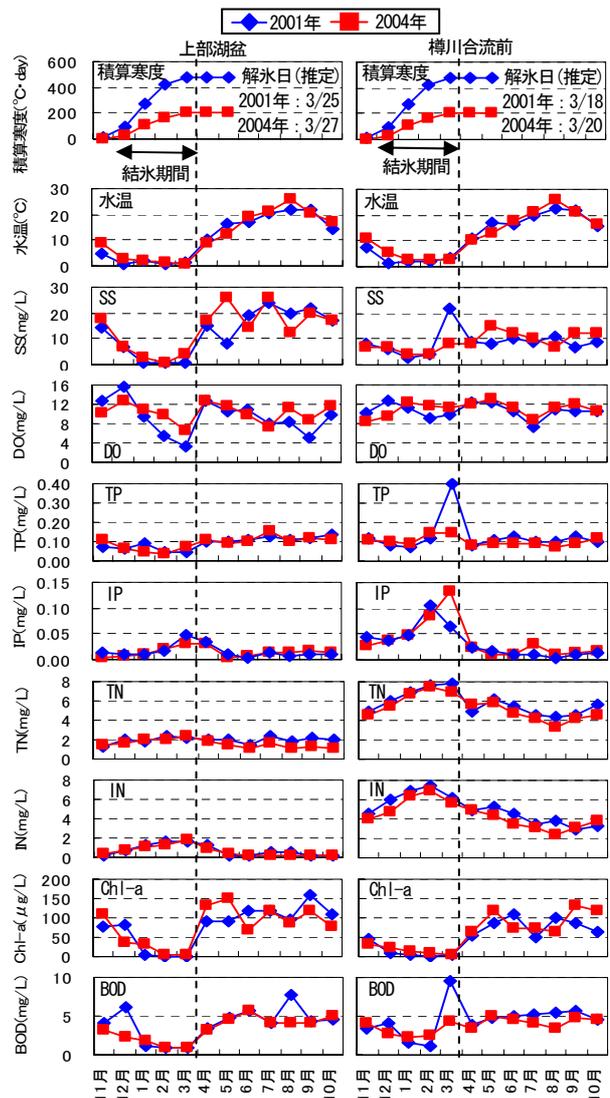


図-4 積算寒度と水質観測結果の変化

20mg/Lで推移している。しかし結氷期には0~5mg/L程に減少しており、巻上げが抑制されていることが示唆される。このとき流入影響の少ない上部湖盆においては結氷期の濃度低下挙動が顕著であった。さらにDOは結氷期間には水面から供給されず、底泥や有機物分解で消費されると推察される。このとき2001年の方が2004年に比べDO低下量が大きくなっていった。また、樽川合流前の冬季水温は、下水処理場排水が流入するために、上部湖盆より3~4℃高い。現地の観察からも樽川合流前では上部湖盆より結氷時期が遅いことや氷厚が薄いことが観察される。図-4から上部湖盆と比べ、樽川合流前でのSS濃度及びDO濃度の低下量が小さくなっており、一部解氷してDOが供給されると推察されること、あるいは創成川など流入支川からSSやDOが供給されることが推察される。

#### b) TP, IP, TN, INの変化

上部湖盆のIN, IP濃度は積算寒度の増加に伴って、増加する。さらに、解氷後には濃度が低く推移する。TPは結氷期に若干低く、開氷後に増加していた。TNは結氷期にやや増加するが、ほぼ一定で推移していた。12月~3月までのIN, IPの濃度増加割合は、それぞれ年によらず一定であり、TN, TP濃度とほぼ同一値となる。上部湖盆では結氷期には巻上げの影響を受けず、無機態から有機態への変換もみられないことから、溶出と有機物分解のみで濃度が決まることが示唆される。また、解氷後のIN濃度は定量下限値以下で推移し、上部湖盆の植物プランクトンは窒素律速の増殖特性であることがわかる。

樽川合流前ではIN濃度のピークが2月となり、上部湖盆に比べて、1ヶ月早くなっていた。さらに2001年と2004年のINのピーク濃度を比較すると、気温が上昇するとINピーク濃度の低下傾向が見られた。この結果から、解氷によりDOが供給され、溶出が抑制されていることが示唆される。また、IP濃度は2~3月に急激に上昇している。これらは融雪時の流入による供給と考えられる。また結氷期にはTNとIN, TPとIPがほぼ同濃度となり、生物による栄養塩の形態変換が起らないことが示唆される。よって、樽川合流前では結氷期には溶出と流入により濃度が決まると考えられる。さらに6月前後にIP濃度が定量下限値以下となることから、樽川合流前の植物プランクトンはリン律速の増殖特性であることがわかる。

#### c) Chl-a, BODの変化

次にChl-a濃度をみると両地点で4月~5月に2004年の方が大きい傾向がみられる。梅田ら<sup>10)</sup>のダムによる藻類増殖特性に関する報告を参考にすると、低リン濃度、低水温(15℃前後)を珪藻が選好する。2004年では積算寒度が低く、DOが低すぎないこと、平均気温が高く、解氷後の水温が至適水温になりやすいことや、この水温帯で競合する藻類が少ないことなどにより、珪藻増殖が有利になりChl-aが増加すると考えられる。2004年6月には上部湖盆では窒素が、樽川合流前ではリンが枯渇しているため夏季の藍藻増殖が抑制される挙動がみられている。

BOD濃度は両地点で、結氷期に濃度が低下し、4月以降に濃度が上昇していた。上部湖盆では結氷期のBOD濃度は0~1mg/Lとなり、Chl-a濃度と相関が高く、プランクトン増殖に強く影響されることがわかる。樽川合流前では結氷期のBOD濃度は1~3mg/Lとなり、上部湖盆に比べ高く推移していた。これらは樽川合流前の位置状況から、流入によるBOD供給に強く影響されていることが示唆される。

これらの結果から結氷期の水質特性として、大気との接触が制限されDO消費が進行する一方で風などの攪乱影響を受けなくなる。さらに有機態が減少し、無機態中心の水質特性を有することが示唆される。そのため栄養塩類の濃度は溶出が主要因になると推定される。また、2004年樽川合流前の挙動より解氷が早まると、解氷期の栄養塩濃度の低下、植物プランクトンの増殖傾向が変化することが示唆される。しかし定期観測データのみでは詳細な変化傾向を把握することは難しく、モデルを構築して温暖化影響を検討した。

### 4. 水質モデル

これまで著者らは茨戸川における鉛直2次元の生態系モデルを構築しており<sup>8),9)</sup>、生態系モデルの概念図を図-5に示す。モデルは各メッシュ内で植物プランクトンを中心とした物質循環を考慮したものである。そのモデルに結氷を考慮した水温や水質影響を加味させた。流動や水質の基本ルーチンについては既報告のため割愛するが、以下に今回モデルに用いた結氷の影響をまとめる。

まず茨戸川における氷厚をStefanの式(1)式)を用いて推定した。

$$h_i = \alpha \sqrt{D_f} \quad (1)$$

ここで $h_i$ : 氷厚(m),  $\alpha$ : 定数,  $D_f$ : 結氷後の積算寒度(℃・day)である。吉川ら<sup>11)</sup>の天塩川による報告を参考に $\alpha=2.5$ として、11月1日~3月31日までの積算寒度を用いて茨戸川の氷厚を推定した。その結果、茨戸川の氷厚は1998年~2008年の間では0.35~0.54mとなった。

結氷のモデリングは氷厚を算出するものが多く、主にStefanの式を用いるもの<sup>11),12)</sup>と、熱収支を用いるもの<sup>13),14),15),16)</sup>がある。茨戸川における氷厚の観測結果がないこと、解氷時期と水質との関係の主眼においたことから、熱収支による結氷推定を行うこととした。基本の水質モデルは(1)式より推定した氷厚から層厚0.5mメッシュの鉛直2次元生態系モデルとした。また簡便のため、積雪層など

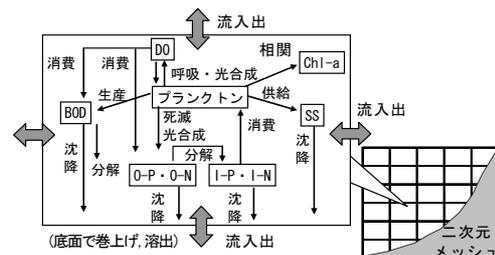


図-5 生態系モデル概念図

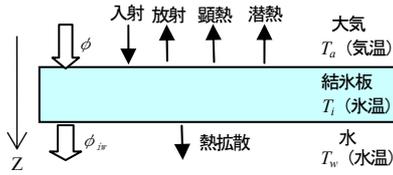


図-6 熱フラックス模式図

は考慮せず、水温が $0^{\circ}\text{C}$ 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 $0^{\circ}\text{C}$ 以上となったときに水塊となると仮定して、近藤らの手法<sup>17)</sup>を参考に熱収支計算を適用した。図-6に熱収支の模式図を示す。氷厚変化を考えると氷板中の熱フラックスを考慮する必要があるが、今回は氷厚を0mもしくは0.5mと固定し、結氷板内の温度変化はしないと仮定し無視した。そのため大気と結氷板の間の熱フラックスを(2)式で求めた。また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、茨戸川の夏季の流速が $0.03\text{m/s}$ 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(14)式で示す熱伝達として与え、熱拡散係数は(15)式のように物性値から求めた。

#### (1) 大気-結氷板の熱フラックス

$$\phi = \frac{A}{\rho_i C_i} \left\{ (1-\alpha)S \downarrow + L \downarrow - \varepsilon \sigma T_i^4 - H - IE \right\} \quad (2)$$

$$L \downarrow = \varepsilon \sigma T_i^4 \left\{ 1 - \left( 1 - \frac{L_d \downarrow}{\sigma T_i^4} \right) C \right\} \quad (3)$$

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

$$x = \log_{10}(0.14e_a) \quad (5)$$

$$e_a = e_{sat} \times RH / 100 \quad (6)$$

$$e_{sat} = 6.107 \times 10^{9.5T_i / (265.3 + T_i)} \quad (7)$$

$$C = 0.826D^3 - 1.234D^2 + 1.135D + 0.298 \quad (8)$$

$$C = 0.2235 \quad (D = 0) \quad (9)$$

$$D = N / N_0 \quad (10)$$

$$H = C_p \rho_a C_H u (T_i - T_a) \quad (11)$$

$$IE = l \rho_a \beta C_H u \left\{ e_{sat} - e_a \right\} \frac{0.622}{P} \quad (12)$$

$$\rho_a = 1.293 \cdot \frac{273.15}{273.15 + T_a} \left( \frac{P}{1013.25} \right) \left( 1 - 0.378 \frac{e_a}{P} \right) \quad (13)$$

ここで、 $S \downarrow$  ; 全天日射量( $\text{W/m}^2$ ),  $L \downarrow$  ; 下向き長波放射量( $\text{W/m}^2$ ),  $A$  ; 表面積( $\text{m}^2$ ),  $\rho_i$  ; 氷の密度( $914\text{kg/m}^3$ ),  $C_i$  ; 氷の

比熱( $2,100\text{J/K/kg}$ ),  $T_i$  ; 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( $5.67 \times 10^{-8}\text{W/m}^2/\text{K}^4$ ),  $H$  ; 顕熱( $\text{W/m}^2$ ),  $IE$  ; 潜熱( $\text{W/m}^2$ ),  $L_d \downarrow$  ; 晴天時の下向き長波放射量( $\text{W/m}^2$ ),  $e_a$  ; 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( $2.83 \times 10^6\text{ J/Kg}$ ),  $\beta$  ; 蒸発効率(凝結条件より1.0),  $C_p$  ; 空気の定圧比熱( $1004\text{J/kg/K}$ ),  $\rho_a$  ; 空気密度( $\text{kg/m}^3$ ),  $C_H$  ; バルク係数( $1.2 \times 10^3$ ),  $u$  ; 風速( $\text{m/s}$ ),  $P$  ; 大気圧(hPa)を表す。

#### (2) 結氷板-水の熱フラックス

熱伝導方程式は任意空間に供給される熱量で表され、本研究では鉛直方向に1次元の熱伝導方程式((14)式)を適用した。

$$\phi_{iw} = \frac{\partial}{\partial Z} (K_{iz} \frac{\partial T}{\partial Z}) \cong \frac{1}{\Delta Z} (K_{iz} \frac{T_i - T_w}{\Delta Z}) \quad (14)$$

$$K_{iz} = \frac{\lambda}{\rho_w C_w} \quad (15)$$

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( $1,000\text{kg/m}^3$ ),  $C_w$  ; 水の比熱( $4,180\text{J/K/kg}$ ),  $\lambda$  ;  $0^{\circ}\text{C}$ の熱伝導率( $0.561\text{W/m/K}$ ),  $K_{iz}$  ; 氷から水への熱拡散係数( $1.34 \times 10^{-7}\text{ m}^2/\text{s}$ )を表す。

#### (3) 水質影響項目

次に結氷による水質影響として水質観測結果から、巻上げ、再曝気のないことが示唆される。さらに、透過光量、風速による影響など水面の外力因子がなくなると考えられる。そこで、水温 $0^{\circ}\text{C}$ を閾値として水質算出項に巻上げ負荷量=0, DOの再曝気供給量=0, 透過光量=0, 風速影響=0の条件に切り替える算出方法とした。

### 5. 再現計算

上述のように結氷影響を組み込み2001年の再現計算を行った。入力条件、境界条件は既報告<sup>9),18)</sup>を参考し、観測値をもとに与えた。結氷期から解氷期にかけて無機態中心の水質挙動(図-4参照)となることから、図-7に上部湖盆と樽川合流前での水温, DO, IN, IP, Chl-a, BODの再現状況を示す。上部湖盆地点(図-7左段)では結氷期間に対応した水質変化, 解氷時期の急変部, 夏季の挙動いずれもよく一致していた。ただし、結氷期のDO消費が過大に算出されているため、嫌気状態が強くなり、IN, IPの溶出もやや過大に見積もる結果となった。またChl-a, BODも結氷, 解氷に対応した変化を示していることがわかる。

次に樽川合流前(図-7右段)でも結氷期間に対応した水質変化を再現していることがわかる。結氷期間のDO消費を過大に見積もっていること、融雪時期のIPやBODにおいて実測値との差が大きくなることなど、融雪流入影響の見積もりに課題が残るが、ほぼ実測値に一致している。

これらの結果から結氷を考慮した水質モデルはおおよそ実現象を再現できているといえる。また結氷を考慮することで、結氷期, 解氷期の水質再現性が向上し、複数年

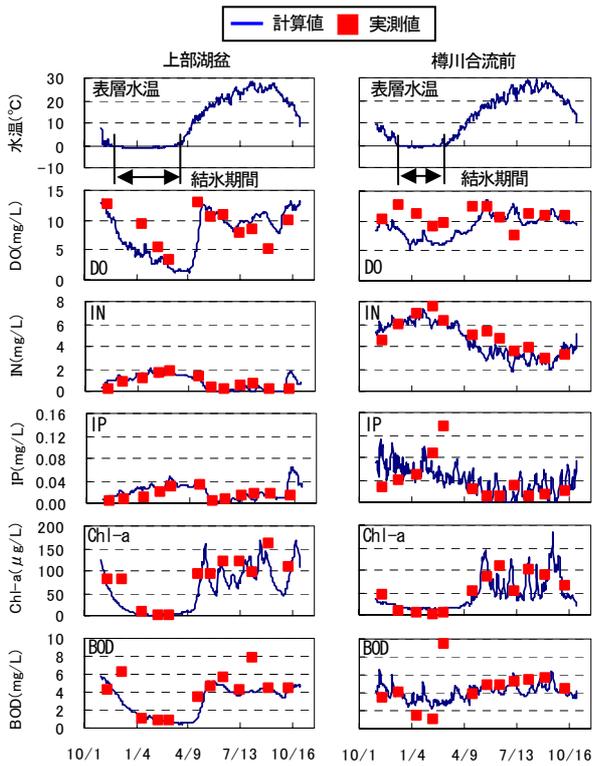


図-7 上部湖盆と樽川合流前の2001年の再現計算結果

を継続的に計算・再現可能となった。

## 6. 温暖化影響の試算

構築したモデルを用いて温暖化による水質影響の試算を行った。IPCCの第4次評価報告書によると2100年までに1.1～6.4℃の気温上昇が予想されている。そこで気温が1.1℃および6.4℃上昇した場合の、茨戸川における水質影響を試算した。予測条件は2001年の再現計算条件を基準とし、気温のみが年間を通して均一に変化し、流入等は変化しないとして行った。

図-8にBODの算出結果を示す。上部湖盆においては気温の上昇により解氷後の珪藻増殖に対応するBODのピークが早期化し、濃度が高くなる傾向が見られる。その後、夏季の藍藻増殖が抑制される結果となった。一方樽川合流前においては気温が高いほど解氷期の濃度が高くなる結果となった。また樽川合流前の結果において5月の同じ時期に温度上昇に伴った濃度の増加が確認される。これは入力条件として下水放流負荷を用いており、基準年の融雪時放流負荷を全てのケースで与えているためと考えられる。この結果は流入負荷が十分にあれば、気温上昇はBOD濃度の上昇となることを示している。表-2に試算結果から年平均BOD濃度、解氷時期、結氷期間をまとめる。上部湖盆、樽川合流前共に気温の上昇に従い、BOD濃度の上昇傾向、解氷時期の早期化、結氷期間の短縮化傾向が結果として算出された。このとき上部湖盆のほうがBODの上昇傾向が強くなっていた。計算上メッシュ内の流出量が少ない(滞留時間が長い)場合ほど、プランクトンの流

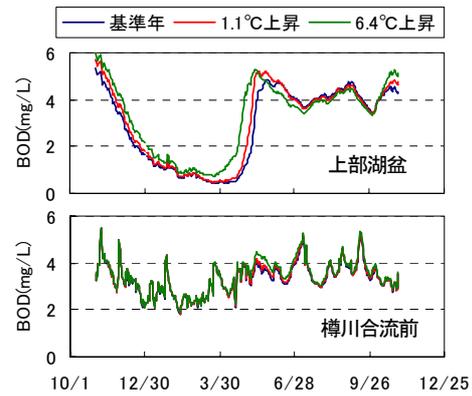


図-8 温度変化による水質試算結果

表-2 試算結果まとめ

		基準	1.1℃上昇	6.4℃上昇
年平均BOD (mg/L)	上部湖盆	2.89	3.04	3.24
	樽川合流前	3.33	3.37	3.44
結氷時期	上部湖盆	11月15日	12月1日	12月11日
	樽川合流前	12月10日	12月17日	12月26日
解氷時期	上部湖盆	3月26日	3月15日	2月20日
	樽川合流前	3月9日	2月26日	2月15日
結氷期間 (日)	上部湖盆	131	105	69
	樽川合流前	89	69	49

出が減少(最終的に増殖が増すと算出)してBOD濃度の増加となる。したがって滞留時間が長いほど、温度上昇により内部生産が活発になりBODの増加を示すことになる。

年平均値の上昇傾向は基準年と気温を6.4℃上昇させた場合で、上部湖盆で1.12倍、樽川合流前で1.03倍となった。福島ら<sup>4)</sup>の報告では河川におけるBODの上昇率は気温1℃あたり1.03倍になると予測している。今回得られた結果より茨戸川においては、気温上昇により解氷期にプランクトンの増殖が盛んになり、無機栄養塩の消費量が増し、無機栄養塩濃度が極端に低下する。そのため夏季には栄養塩が欠乏し、プランクトンの増殖が顕著にならず、BODの増加が緩やかになることが示唆された。

そこで上部湖盆での計算におけるプランクトンのIP消費量の推移を図-9に、積算IP消費量、溶出と有機態分解による積算IP供給量の推移を図-10に示す。上部湖盆においては解氷後には巻上負荷の割合が高く<sup>9)</sup>溶出負荷の10倍ほどの負荷量がある。しかし沈降により除去される負荷量と巻上負荷量が同程度であることから、消費量と溶出、分解の比較を行った。図-9より温度の上昇により全体的なIP消費量が増加しており、特に解氷直後の4月から5月に大きく変化している。図-10より結氷期に溶出と有機物分解により蓄えられたIPは解氷から急激に消費されていることがわかる。積算溶出量と消費量の交点から基準年は5月27日、気温を6.4℃上昇させた場合には5月10日で結氷期に蓄えたIPを消費しきってしまう。その後は巻上などの供給と消費のバランスにより濃度が決まるが、INが欠乏するため増殖が抑制される傾向が示唆された。一方で樽川合流前においては流入負荷による供給のため、夏季に最もIP消費量が増加する傾向がみられるが、IPの欠乏により増殖が抑制されることが示唆された。茨戸川に

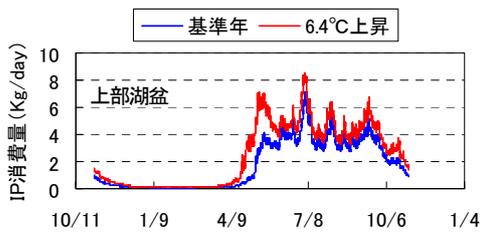


図-9 計算によるIP消費量の変化

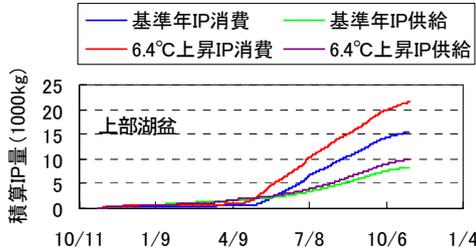


図-10 計算によるIP消費量と供給量の各種算値の変化

おいては地点によりプランクトンの利用する栄養塩が欠乏するため、温暖化による影響が小さくなっていると考えられる。

## 7. まとめ

本研究により得られた知見としては次の通りである。

①気温の上昇傾向により結氷期間の短縮傾向があり、解氷期の水質変化が顕著である。②結氷現象を加味した水質モデルを構築した。③結氷の水質への影響は、嫌気溶出による栄養塩供給とプランクトン増殖可能期間の制限がある。④結氷期間の短縮により、栄養塩の溶出供給が減少するが、プランクトンの増殖増加の影響が大きい。⑤温暖化により年間平均BODは悪化する。地点別には、滞留傾向が強く、栄養塩が欠乏する地点では、解氷、結氷開始時期にBOD濃度が高く、夏季に減少する。流入負荷が多い地点では、夏季を中心に全体的にBODの上昇傾向を示す。

温暖化による水環境への影響は一次生産が増加する。一方で、栄養塩が欠乏すると、その後の生産量が抑制される結果を得た。このことは負荷供給の制御により生態系のバランスをとりながら、温暖化に対する水質影響を低減できることを示唆している。今後は栄養塩の欠乏状態を創出することが重要と思われる。そのためには覆砂によって、溶出量を低減させることが効果的(通年で溶出量の低減、底泥の酸素消費量の低減、巻上負荷の低減として有効)と考えられる。また、下水処理場の高度処理化、および分流式下水処理場を整備することで、流入負荷を低減させることが可能となる。さらに、滞留時間を短縮させるための導水も有効であると考えられる。

**謝辞：**本研究にあたり北海道開発局石狩川開発建設部よりデータを提供いただいた、ここに記して謝意を表する。

## 参考文献

1) 社会資本整備審議会：水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について（答申），平成20年6月。

- 2) 「気候変動等によるリスクを踏まえた総合的水資源管理のあり方について」研究会：「気候変動等によるリスクを踏まえた総合的水資源マネジメント」について（中間とりまとめ），平成20年5月。
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) 細田尚，細見知彦：琵琶湖北湖の水質鉛直分布の季節変化に関する簡易モデルと温暖化の影響への適用，河川技術論文集，第8巻，pp.495-500, 2002.
- 6) 古川博一，河村賢二，原稔明，木戸研太郎，福壽真也：琵琶湖深層部への溶存酸素供給に関する基礎的考察，土木学会論文集B，vol.63 No.2，pp.144-153, 2007.
- 7) 石狩川開発建設部：茨戸川清流ルネッサンスⅡ事業パンフレットより抜粋
- 8) 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.
- 9) 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-，北海道開発土木研究所月報，No.615，pp.10-24, 2004.
- 10) 梅田信，富岡誠司：貯水池における水質環境要素と藻類増殖の関係，水工学論文集，第51巻，pp.1373-1377, 2007.
- 11) 吉川泰弘，渡邊康玄，平井康幸：天塩川における解氷現象と気温の関係について，第52回 北海道開発技術研究発表会，AA-6，安-23, 2008.
- 12) 八田茂実，早川博，朴昊澤，山崎剛，太田岳史：Lena川流域における長期流出解析，第26回 土木学会関東支部新潟会研究調査発表会，Ⅱ-3，2314, 2008.
- 13) 笠井秀男，神藤謙一，横辻宰：冬季貯水池における結氷版の形成過程と挙動に関する研究，水工学論文集，第49巻，pp.1105-1110, 2005.
- 14) 木岡信治，本間大輔，山本泰司，窪内篤，西多道祐：実用的な港湾結氷シミュレーション手法の構築とその活用方法，海岸工学論文集，第52巻，pp.1311-1315, 2005.
- 15) 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.
- 16) 賀達，小島崇，石川忠晴，中村恭志：氷層内部状態を考慮した貯水池氷層モデルに関する基礎的研究，水工学論文集，第53巻，pp.415-420, 2009.
- 17) 近藤純正：水環境の気象学，朝倉書店，1994.
- 18) 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-，北海道開発土木研究所月報，No.613，pp.3-15, 2004.

(2009. 9. 30受付)