

水質予測シミュレーションモデルの概要について

1. 水質予測シミュレーションモデルの概要

1.1 基本方針

水質予測モデル開発の基本方針としては、第7期諏訪湖水質保全計画作成専門委員会において受けた指摘に対応することに加え、新たに環境基準と地域目標に設定された底層溶存酸素量と透明度の評価を行うこと、諏訪湖水質保全計画事業に含まれる各種対策（以下「対策」という。）の効果を時空間的に評価し、より効果的な対策の選定に資することを目的として水質予測モデルを構築することである。第7期モデルと本モデルの比較を表1.1に示す。

表 1.1 第7期モデルと本モデルの比較

	第7期	第8期	理由
地形表現	1ボックス	125m格子	諏訪湖内の水質濃度空間分布を再現することにより、対策の効果範囲をより正確に予測可能となる
鉛直層分割	上下2層	0.5m間隔で多層	底層溶存酸素量の再現の精度向上
流動モデル	—	気象条件に応答する流動モデル。計算項目は、水位、水平流動、鉛直流、水温、密度	諏訪湖の貧酸素水塊の消長には気象条件の影響が大きいことから気象条件に応答する流動モデルを選定
河川流入と流出	水収支結果を1ボックスに投入	各河川からの流入と釜口水門からの流出	諏訪湖内の流動や貧酸素水塊の動きには河川からの流入水の影響もみられる。また、対策の効果範囲を精度よく予測するためにも現実に即した流入出位置の設定が重要
水質モデル	IP、IN OP、ON、COD、 DO 植物プランクトン	PO4、NH4、NOX POP、DOP、PON、 DON、POC、DOC、 DO、ODU 植物プランクトン 動物プランクトン ヒシ、シジミ 底質	第7期モデルでは底泥の溶出は月毎に設定した値を用いていたが、実際には水質や水温と関係していることから、水質と底質を同時に解くモデルを構築する。また、ヒシの刈取りや覆砂によるシジミの生息域増加等の効果を評価するモデルとする
負荷流入	発生負荷量を1ボックスに投入	各河川から流入	流入負荷量に起因する水質濃度空間分布を再現することにより、対策の効果範囲をより正確に予測可能となる

1.2 流動モデルの概要

数値シミュレーションは、対象とする現象を必要な部分だけ抜き出して簡略化・抽象化してモデル化を行い、計算機上で模擬実験を行うことである。本業務において諏訪湖の物理場と水質生態系を計算する数値シミュレーションモデルである諏訪湖貧酸素水塊モデルは、「平成 29 年度 湖沼水質保全対策調査検討業務」（環境省委託業務）において諏訪湖の物理場及び水質の再現計算を行い、その再現性について客観的に妥当性の評価を行ったモデルを基本とした（第 17 回世界湖沼会議（いばらき霞ヶ浦 2018）分科会にてポスター発表）。

モデルは物理場を計算する流動モデルと溶存酸素を計算項目に含む水質生態系モデルから構成される。

流動モデルは流体力学の基礎方程式を差分化することにより解く数値モデルで、基本式は、回転系の非圧縮流体を仮定した運動方程式、連続の式および水温の保存式であり、ブシネスク近似および静水圧近似が施されている。多層レベルモデルの概念図および各変数（流速・水位）の定義点位置を図 1-1 に示す。

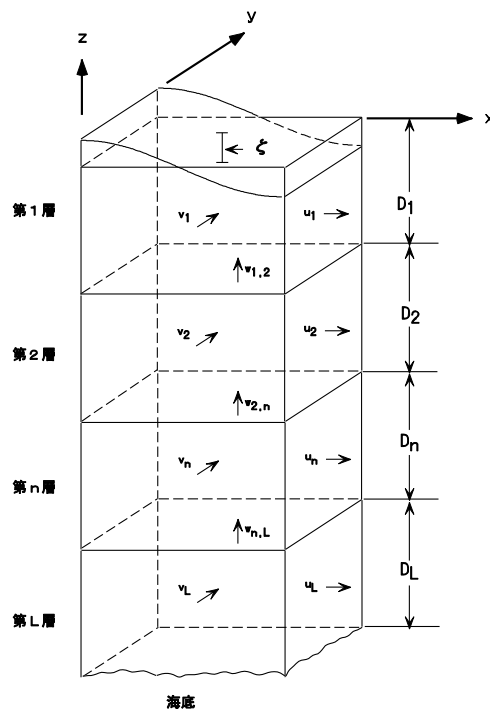


図 1-1 流動モデル(多層レベルモデル)の概念図

(1) 基礎方程式

基本式は、回転系の非圧縮流体を仮定した運動方程式、連続の式および水温の保存式であり、ブシネスク近似および静水圧近似が施されている。

<連続の式>

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

<運動方程式>

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y$$

$$\rho g = -\frac{\partial p}{\partial z}$$

<水温の保存式>

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_\theta$$

ここで、

x, y, z : 右手系の直交座標系、上向きを正

u, v, w : x, y, z 方向の流速成分

p : 圧力

θ : 水温

f : コリオリ係数

ρ_0 : 代表密度

ρ : 密度

K_M : 鉛直渦動粘性係数

K_H : 鉛直渦拡散係数

A_M : 水平渦動粘性係数

A_H : 水平渦拡散係数

g : 重力加速度

t : 時間

$$F_x = A_M \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \quad F_y = A_M \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \quad F_\theta = A_H \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} \right)$$

である。

<湖水の状態方程式>

湖水の密度は塩分を 0 とした上で、以下の国際海水状態方程式(EOS80)に従い水温により算定する。

$$\begin{aligned}\rho &= a_0 + a_1 \cdot T + a_2 \cdot T^2 + a_3 \cdot T^3 + a_4 \cdot T^4 + a_5 \cdot T^5 \\ a_0 &= 999.842594, \quad a_1 = 6.793952 \times 10^{-2}, \\ a_2 &= -9.09529 \times 10^{-3}, \quad a_3 = 1.001685 \times 10^{-4}, \\ a_4 &= -1.120083 \times 10^{-6}, \quad a_5 = 6.536332 \times 10^{-9},\end{aligned}$$

<水平渦動粘性係数および水平渦拡散係数>

水平渦動粘性係数 (A_M)、水平渦拡散係数 (A_H) は、Smagorinsky(1963)¹による以下の計算式を用いて算出する。

$$A_{H,M} = C_{H,M} (\Delta x \cdot \Delta y) \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$$

ここで、 $C_{H,M}$ は経験的な値で 0.05~0.5 程度の値となる。本検討においては 0.1 とした。

<鉛直渦動粘性係数および鉛直渦拡散係数>

鉛直渦動粘性係数 (K_M)、鉛直渦拡散係数 (K_H) は、プラントルの混合距離理論に従って以下の様に表される。

$$K_M = \psi_M l^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|, \quad K_H = \psi_H l^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|$$

ψ_m, ψ_h は密度成層の効果による係数である。Munk and Anderson (1948)²に従い、以下のようになりチャードソン数 R_i の関数で表される。

$$\psi_m = 0.06(1+10R_i)^{-1/2}, \quad \psi_h = 0.06(1+3.33R_i)^{-3/2}$$

リチャードソン数 R_i は以下の式で表される無次元数である。密度成層の強さと水平流速の鉛直シアアの比として表現される。

$$R_i = \frac{-\frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)}{\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2}$$

密度成層の効果が流速（流れ）のシアアによる混合のエネルギーより大きくなれば R_i は大きな値となり、その結果鉛直粘性・拡散係数は小さな値となる。これは、密度成層の発達

¹ Smagorinsky, J. (1963) : General Circulation Experiments with the Primitive Equations I. The Basic Experiment, Monthly Weather Review, 91, 99-164

² Munk, W.H. and E.R. Anderson (1948) : Notes on theory of the thermocline., J. Mar. Res., 7, 276-295

鉛直混合を抑制する事に対応している。逆に、流れのシアーによる混合エネルギーが大きくなれば R_i は小さな値となり、鉛直粘性・拡散係数は大きな値となる。これは、流れによる混合が密度成層を壊して上下に混合する事に対応している。

混合距離 (l) は以下の経験式から求める。

$$l = \kappa H \left(1 - \frac{|z|}{H} \right) \left(\frac{|z|}{H} \right)^{1/2}$$

混合距離は密度中立状態の鉛直方向の乱れを長さのスケールで表したもので、水面と湖底では水の動きが制限されることからゼロとなる。ここで、

R_i : リチャードソン数
 κ : カルマン定数 (=0.4)
 l : 混合距離
 H : 水深
 z : 基準面からの鉛直座標値
 である。

(2) 水面の熱収支

水面における熱フラックス Q_{srf} [$J/m^2/s$] は、大気から水中へ向かう方向 (水を温める方向) を正としたとき、以下の式で表される³。

$$Q_{srf} = Q_s - (Q_b + Q_c + Q_e)$$

ここで、 Q_s : 吸収日射量 [$J/m^2/s$]、 Q_b : 有効長波放射量 (大気-水面間の正味の放射量、 [$J/m^2/s$])、 Q_c : 顕熱量 (大気-水面間の乱流熱伝達、 [$J/m^2/s$])、 Q_e : 潜熱量 (水の蒸発散に伴う熱放出、 [$J/m^2/s$]) である。これらの熱量は、水面直上の気温 (T_a)、相対湿度 (f)、全天日射量 (Q_{s0})、雲量 (n)、水面上 10m 地点の風速 (W) から以下のように計算される。

1) 吸収日射量 (水に吸収される日射量)

水面に達した全天日射量を Q_{s0} [$J/m^2/s$]、水面の短波反射率 (アルベド) を α とすると、吸収日射量 Q_s は、次式で表される。

$$Q_s = (1 - \alpha) Q_{s0}$$

自然水域の水面におけるアルベドは、水中に含まれる懸濁物質の種類と量によって複雑に変化するが、本業務においては $\alpha = 0.09$ とした。

³ 松梨順三郎: 環境流体汚染, 森北出版, 1993.

2) 有効長波放射量(水から放出される正味の長波放射量)

有効長波放射量 Q_b の算定には、雲の影響や気温・水温の温度差を考慮した以下に示す式を用いる事が一般的である⁴。

$$Q_b = S\sigma\theta^4 \left\{ a - b\sqrt{f \cdot e(T_a)} \right\} (1 - cn^2) + 4S\sigma\theta^3 (T_w - T_a)$$

ここで、 S : 水の黒体度(長波放射率、 $S = 0.97$)、 σ : シュテファン-ボルツマン定数 ($\sigma = 5.6704 \times 10^{-8}$ [J/m²/K⁴/s])⁵、 T_a : 水面直上の気温[°C]、 T_w : 水面直下の水温[°C]、 θ : 気温の絶対温度 ($\theta = 273.15 + T_a$ [K])、 $e(T)$: 気温 T [°C] における飽和水蒸気圧[mbar]、 f : 相対湿度 (0~1)、 n : 雲量 (0~1)、 $a \cdot b \cdot c$: モデル定数 ($a = 0.39$ 、 $b = 0.058$ 、 $c = 0.65$) である。なお、モデル定数については、他にも幾つかの組み合わせが提案されている。

3) 顕熱量(大気との熱交換)

顕熱量 Q_c は、以下の式で表される。

$$Q_c = \rho_a c_p C_c (T_w - T_a) W$$

ここで、 ρ_a : 空気の密度 ($\rho_a = 1.293$ [kg/m³])、 c_p : 空気の定圧比熱 ($c_p = 1007$ [J/kg/K])、 C_c : 顕熱輸送係数 ($C_c = 1.3 \times 10^{-3}$)、 W : 水面上 10m 地点の風速[m/s] である。

4) 潜熱量(水の蒸発にともなう熱輸送量)

潜熱量 Q_e は、以下の式で表される。

$$Q_e = \frac{Q_c}{B}$$

ここで、 B はボーエン比と呼ばれ、以下の式で表される。

$$B = 0.66 \frac{T_w - T_a}{0.98 \cdot e(T_w) - f \cdot e(T_a)}$$

⁴ 淵秀隆・西村実・菱田耕造・岩下光男・相馬正樹・鳥羽良明・大久保明: 海洋科学基礎講座1海洋物理I, 東海大学出版会, 1970.

⁵ 国立天文台 編: 理科年表, 丸善株式会社.

(3) ヒシ繁茂による流動抵抗

ヒシ繁茂による流動抵抗は、開水路に樹木が繁茂している場合の摩擦係数 f

$$f = \frac{1}{2} C_d a_w h$$

C_d : 幹や枝葉に関する抵抗係数、 h :水深(m)

a_w : 投影面積密生度(m^2/m^3)、流下方向にみた単位体積の流体塊中にあるヒシの総投影面積)

を用いることとする。抵抗係数は、既存文献値、投影面積密生度は、図 1-5 におけるヒシ群落の株間距離を基に設定した。ヒシ帯における流れ場は、乱流域にあたりと考えられることから、ヒシ分布に伴うせん断応力

$$\tau = \rho f |\mathbf{V}| \bar{V}$$

τ : ヒシ分布に伴う応力、 ρ : 密度、 \mathbf{V} : 流速
が、最上層に加わるものとして計算を行った。

1.3 水質－底質結合生態系モデルの概要

水平方向・鉛直方向ともに小さく分割した計算格子に対して、時々刻々の流動場、気象(日射量)、流入負荷量、地形等を条件として計算項目の現存量を計算する水質－底質結合生態系モデルを構築した。

水質－底質結合生態系モデルは水質、底質、底生生物の相互作用を考慮したモデルであり、水温や沈降する有機物量に応じて底泥からの栄養塩の溶出や DO 消費速度がモデルの中で計算されることから、第 1 回第 7 期専門委員会での溶出と DO に対する指摘事項に対応したものとなっている。第 7 期モデルでは、気象、水収支データ、流入負荷量は月平均値として与え、毎月 15 日の計算値を当月の予測値としているが、水質濃度は気象条件等により日々変動し、特に底層溶存酸素量の変動は大きいことから、気象や流入水量・負荷量は日別値で与え、実際に採水した日と同日の計算結果を再現性の評価に用いる。

モデルの予測計算項目(図中□)間の物質循環経路(図中→)図を図 1-2 に示す。このモデルは、各構成要素間の物質輸送を炭素(C)、窒素(N)、リン(P)、酸素(O)を指標元素として算定する物質循環型のモデルであり、水質と底質、底生生物の相互作用を考慮したものである。水質－底質結合生態系モデルの詳細な計算項目を表 1.2～表 1.4 に示す。有機物項目は分解性を 3 段階考慮しているが、これは近年湖沼域で課題となっている難分解性有機物を表現するものである。

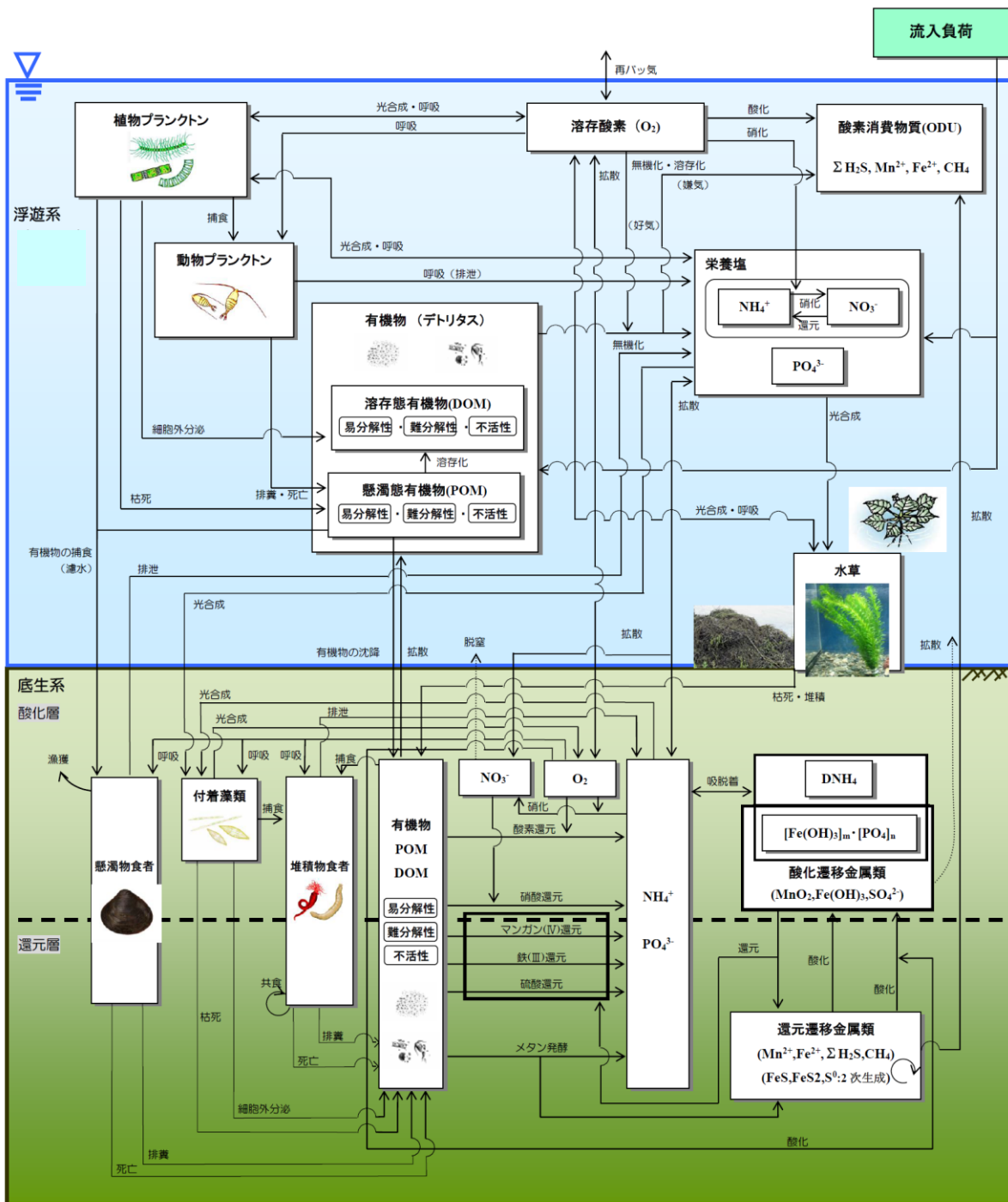


図 1-2 水質-底質結合生態系モデルの物質循環経路図

表 1.2(1) 水質の計算項目

変数名	計算項目	単位
PHY	植物プランクトン濃度	μ g/L
ZOO	動物プランクトン濃度	mgC/L
DO	溶存酸素濃度	mgO/L
POC _{fast}	易分解性の懸濁態有機炭素濃度	mgC/L
POC _{slow}	難分解性の懸濁態有機炭素濃度	mgC/L
POC _{refractory}	不活性物質の懸濁態有機炭素濃度	mgC/L
DOC	溶存態有機炭素濃度	mgC/L
PON _{fast}	易分解性の懸濁態有機窒素濃度	mgN/L
PON _{slow}	難分解性の懸濁態有機窒素濃度	mgN/L
PON _{refractory}	不活性物質の懸濁態有機窒素濃度	mgN/L
DON	溶存態有機窒素濃度	mgN/L
POP _{fast}	易分解性の懸濁態有機リン濃度	mgP/L
POP _{slow}	難分解性の懸濁態有機リン濃度	mgP/L
POP _{refractory}	不活性物質の懸濁態有機リン濃度	mgP/L
DOP	溶存態有機リン濃度	mgP/L
NH ₄ -N	アンモニア態窒素濃度	mgN/L
NO _x -N	亜硝酸及び硝酸態窒素の合計濃度	mgN/L
PO ₄ -P	リン酸態リン濃度	mgP/L
ODU	酸素消費物質濃度 (Σ H ₂ S, Mn ²⁺ , Fe ²⁺ , CH ₄ の合計値)	mgO/L

水質サブモデルにおいては、TOC、COD、全窒素 (T-N)、全りん (T-P) 濃度は、表 1.2(2) のようにモデルの中で計算される解析項目の濃度より換算して算出した。

表 1.2(2) TOC、COD、全窒素(T-N)、全りん(T-P)の算出方法

$$\begin{aligned}
 \text{TOC} &= (\text{植物プランクトン PHY} \times \text{係数 a}') + (\text{動物プランクトン ZOO} \\
 &\quad + \text{非生物態 POC} + \text{DOC}) \\
 \text{COD} &= (\text{植物プランクトン PHY} \times \text{係数 a}) + (\text{動物プランクトン ZOO} \times \text{係数 b}) \\
 &\quad + (\text{非生物態 POC} \times \text{係数 c}) + (\text{DOC} \times \text{係数 d}) \\
 \text{T-N} &= \text{TON} + \text{NH}_4\text{-N} + \text{NO}_x\text{-N} \\
 \text{TON} &= \text{植物プランクトン態 N} + \text{動物プランクトン態 N} + \text{非生物態 PON} + \text{DON} \\
 \text{T-P} &= \text{TOP} + \text{PO}_4\text{-P} \\
 \text{TOP} &= \text{植物プランクトン態 P} + \text{動物プランクトン態 P} + \text{非生物態 POP} + \text{DOP}
 \end{aligned}$$

表 1.3 底質の計算項目

変数名		計算項目	単位
<i>TOC</i>	固相+液相	底泥中の全有機炭素	mgC/g-dry
<i>TON</i>		底泥中の全有機窒素	mgN/g-dry
<i>TOP</i>		底泥中の全有機リン	mgP/g-dry
<i>NH₄-N</i>	液相	間隙水中のアンモニア態窒素	mgN/L
<i>NO_x-N</i>		間隙水中の亜硝酸及び硝酸態窒素	mgN/L
<i>PO₄-P</i>		間隙水中のリン酸態リン	mgP/L
<i>DO</i>		間隙水中の溶存酸素	mgO/L
<i>SO₄²⁻</i>		間隙水中の硫酸イオン	mgS/L
<i>Mn²⁺</i>		間隙水中の Mn(II)イオン	mgMn/L
<i>Fe²⁺</i>		間隙水中の Fe(II)イオン	mgFe/L
<i>ΣH₂S</i>		間隙水中の ΣH ₂ S (=H ₂ S+HS ⁻)	mgS/L
<i>CH₄</i>		間隙水中のメタン	mgC/L
<i>MnO₂</i>		固相	底泥中の二酸化マンガン
<i>Fe(OH)₃</i>	底泥中の水酸化鉄		mgFe/g-dry
<i>FeS</i>	底泥中の硫化鉄		mgS/g-dry
<i>FeS₂</i>	底泥中の黄鉄鉱		mgS/g-dry
<i>S⁰</i>	元素状硫黄		mgS/g-dry
<i>DNH₄⁺</i>	吸着態のアンモニア態窒素		mgN/g-dry
<i>DPO₄⁻</i>	吸着態のリン酸態リン		mgP/g-dry

表 1.4 底生生物の計算項目

変数名	計算項目	単位
<i>DIA</i>	付着藻類	gC/m ²
<i>BSF</i>	懸濁物食者 (シジミ)	gC/m ²
<i>BDF</i>	堆積物食者	gC/m ²
<i>WEED</i>	水草 (ヒシ)	gC/m ²

水質モデル（水質-底質結合生態系モデル）の予測計算項目は、必要に応じて追加・変更して計算することが可能である。

透明度に関しては、環境省委託業務「湖沼水質保全対策調査検討業務（平成 29 年度～令和元年度）」において構築した透明度の推定手法を活用する。本手法では、透明度を低下させる要因として、植物プランクトン、植物プランクトン以外の懸濁物（土粒子等）、有色溶存有機物（以下「CDOM」という。）の 3 成分を想定している。当該業務において、諏訪湖を含めた全国の指定湖沼において透明度の重回帰モデルを構築し、3 成分から透明度を良好に再現できることを確認した。また、CDOM は一般的な水質調査では測定されないため、DOC 濃度から CDOM を推定する手法を構築した。本手法を活用することにより、実測値の SS 濃度と計算項目のクロロフィル a、DOC 濃度から透明度を予測することが可能となった。これにより、各種対策の透明度改善効果を時空間的に評価し、より効果的な対策の選定に活用できるものとする。

なお、過年度の「湖沼水質保全対策調査検討業務」では、諏訪湖の透明度を低下させる主な要因は植物プランクトンと推定されている（図 1-3）。

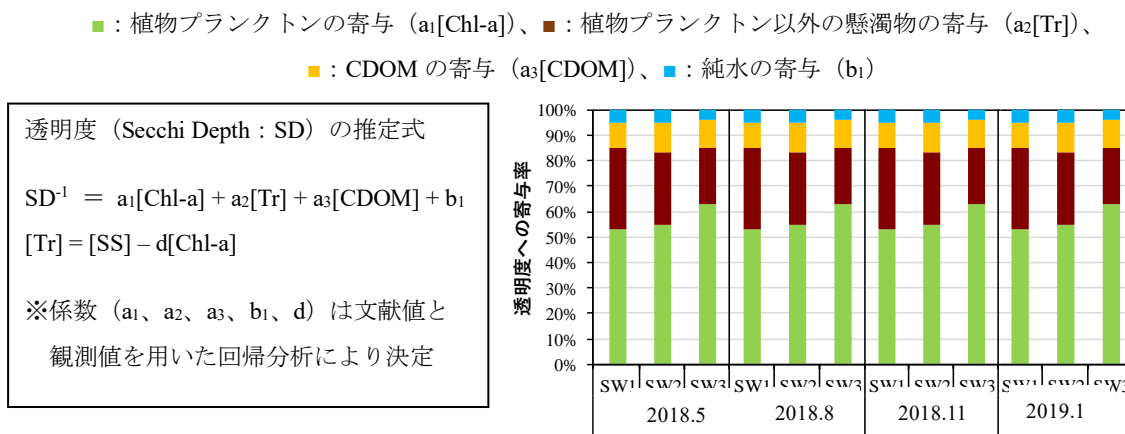


図 1-3 各要因の透明度への寄与率の例
 (SW1:湖心、SW2:初島西、SW3:塚間川沖 200m)

1.4 計算条件の設定

諏訪湖の数値シミュレーションモデルの計算条件（現況再現計算）を表 1.5 に示す。

表 1.5 流動計算条件(現況再現計算)

項目		設定方法
地形・水深条件		最新の測量結果に基づく
水平分割		全域 125m で実施
層分割		0.5m 毎に分割(全 12 層)
境界条件	水位	連続式に基づき、モデル内部で計算
	水温	水温の保存式に基づき、モデル内部で計算
気象条件	風向、風速	近隣のアメダスデータ（諏訪、毎時）を利用
	気温、相対湿度、 全天日射量、雲量	気温・相対湿度：諏訪の毎時データを利用
		全天日射量：長野の毎時データを利用 雲量：気象庁局地数値予報モデル（LSM）の予報初期値データより諏訪湖湖心地点の数値を抽出*
流入・ 流出条件	河川流量	国土数値情報の流域界・貯留関数法により算出し、水収支を考慮して補正
	河川水温	諏訪の気温と上川の水温の相関関係、並びに上川と他河川の水温の相関関係から求めた値を採用
	下水放流量	貸与資料を基に設定
	下水放流水の水温	貸与資料を基に設定
	釜口水門 からの流出量	釜口水門管理日報に基づいて設定
ヒシの流動抵抗		貸与資料を基に設定
計算対象期間		2017 年～2021 年

※従来は長野気象台の目視観測による雲量データが入手できたが、2019 年 2 月 1 日をもって東京を除く関東甲信越地方の気象台で目視観測が終了となったため、本検討では気象庁局地数値予報（LSM）の毎時初期値から諏訪湖地点の雲量データを抽出し使用した。

1) 地形・水深条件

「平成 28 年度 諏訪湖の貧酸素対策効果シミュレーション業務（平成 29 年 3 月）」および「令和元年度 貧酸素水塊の発生及び拡大条件の分析業務（令和 2 年 3 月）」において、諏訪湖の底層 DO 濃度の再現および貧酸素水塊の発生・挙動計算を行うことを目的に、諏訪湖貧酸素水塊モデルを構築し、2016～2018 年度の流動および水質計算を実施した。これらの計算で用いた水深条件は、平成 17 年の測量結果から作成したものであり、最新の測量結果と比べると最大水深で約 0.5m、平均水深で約 0.2m 深い状態のものであった。本業務では最新の測量結果から作成した水深条件を用いる。過年度の計算に用いていた水深条件と本業務で用いる水深条件の比較を図 1-4 に示す。水平方向 125m は諏訪湖湖岸帯に生息するヒシの分布を表現できる格子の大きさとなっている（図 1-5）。

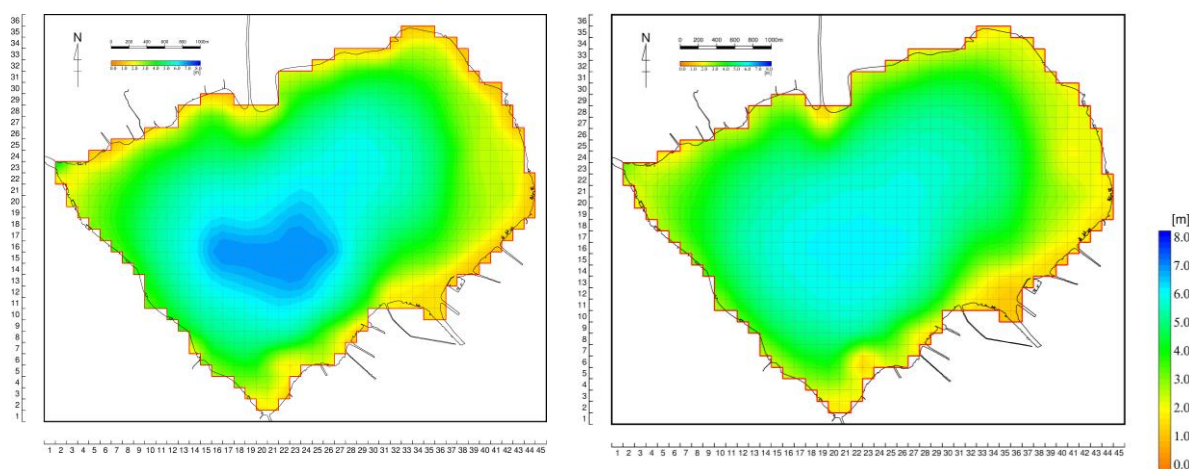


図 1-4 過年度業務の水深条件(左)と本業務の水深条件(右)

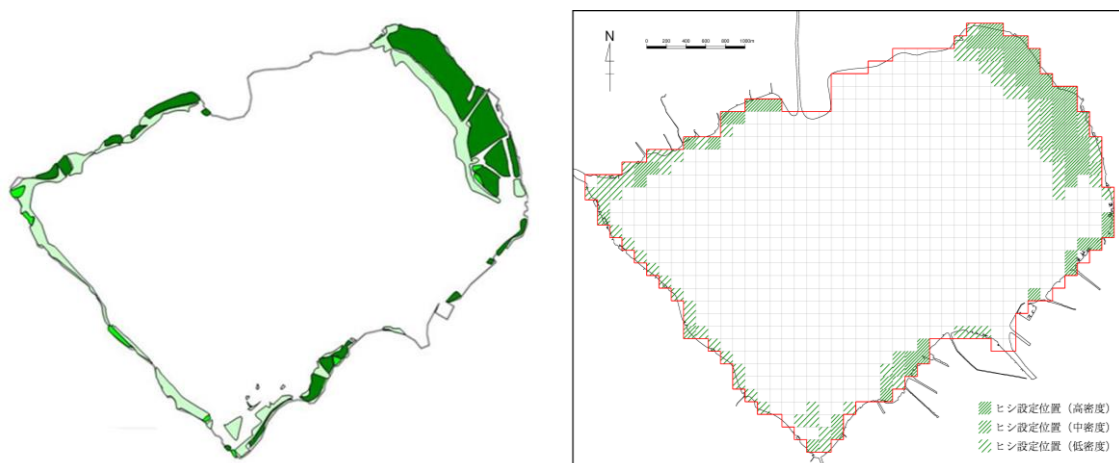


図 1-5 平成 28 年度のヒシ分布(左)と計算格子上での表現例(右)

2) 流入河川水温の設定

各河川の流入水温の設定方法は、いくつかの試行検討の結果、以下の方法により設定した。

- ① 信州大学により計測された上川の水溫連続計測結果(六斗橋地点、2019/6/11～2021/1/5、図 1-6 参照)の日平均水溫、2日間最低水溫を算出する。
- ② ①の日平均水溫・2日間最低水溫と、気象庁アメダス諏訪の2日間(前日・当日)の平均気温の相関を整理する(図 1-7 参照)。
- ③ 夏季の日射による観測水溫上昇の影響を取り除くため、諏訪の平均気温が平均水溫を上回る場合(主に夏季)は②の2日間最低水溫との相関関係を、諏訪の平均気温が2日間最低水溫を下回る場合(主に冬季)は②の平均水溫との相関関係を、中間的な気温の場合は2つの水溫を案分することによって、上川の流入水溫を設定する。
- ④ 2016年度～2020年度の上川、宮川、砥川、横河川における公共用水域水質測定結果による上川水溫と宮川、砥川、横河川との相関(図 1-8 参照)を用い、宮川、砥川、横河川の流入水溫を設定する。
- ⑤ その他の河川の流入水溫は、上川、宮川、砥川、横河川の4河川のうち最も近い河川の水溫を設定する。

下水流入量は、長野県より提供されたデータを用いた。

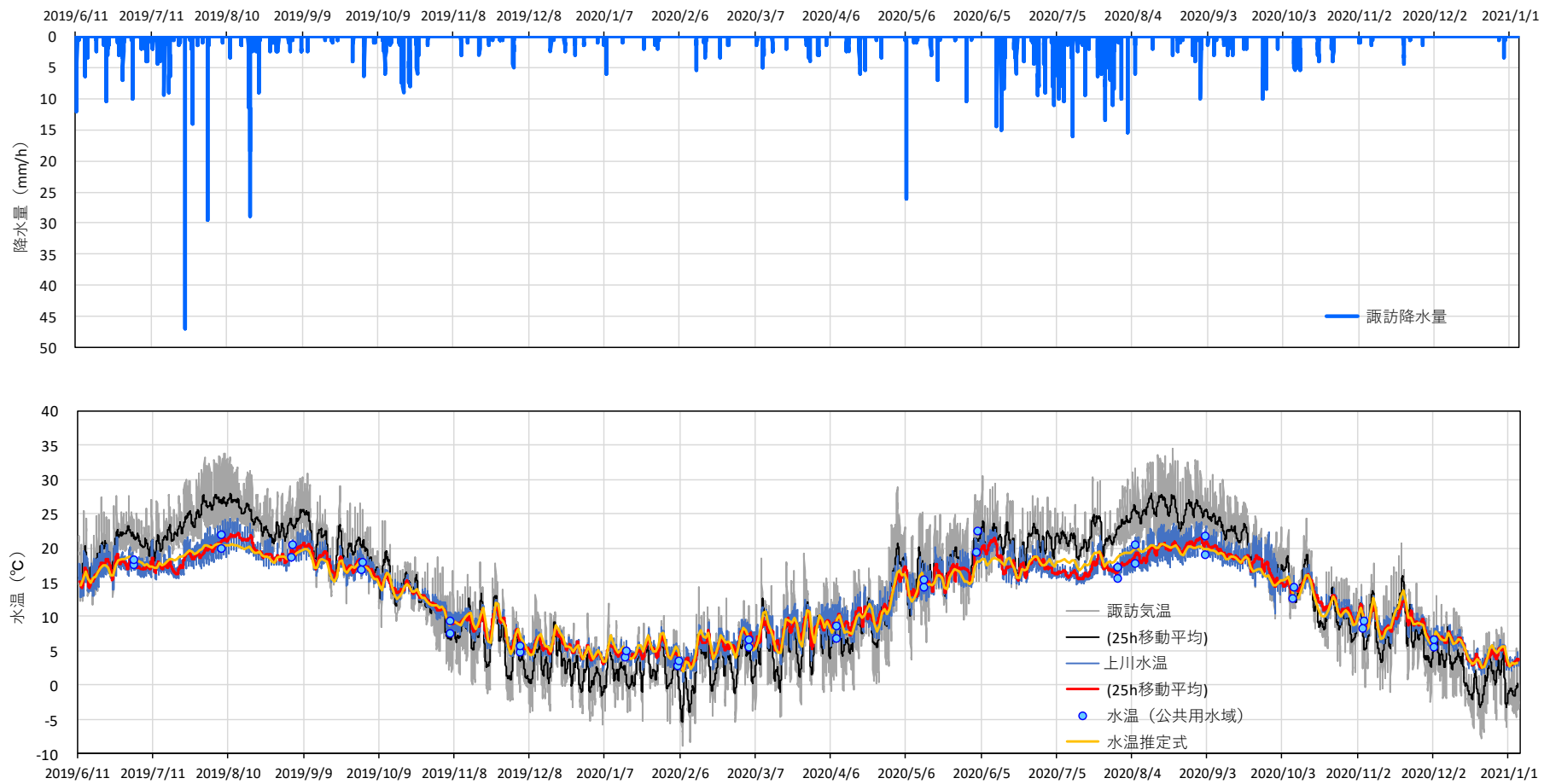


図 1-6 信州大学による上川水温の連続計測結果

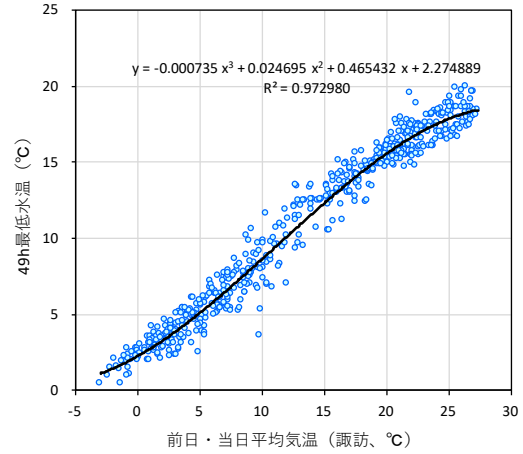
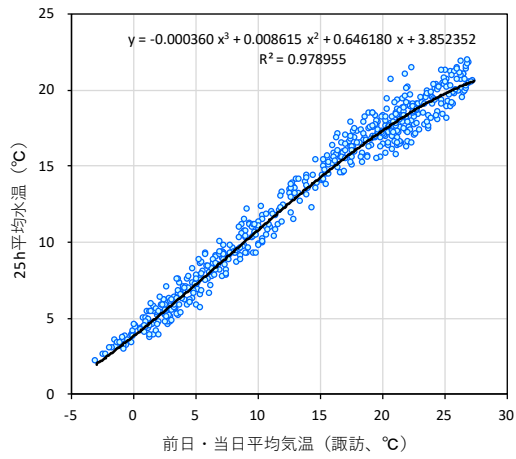


図 1-7 アメダス諏訪の 2 日平均気温と上川の日平均水温・2 日間最低水温との関係

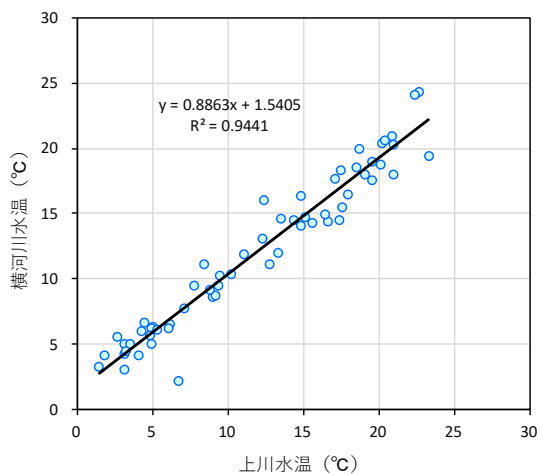
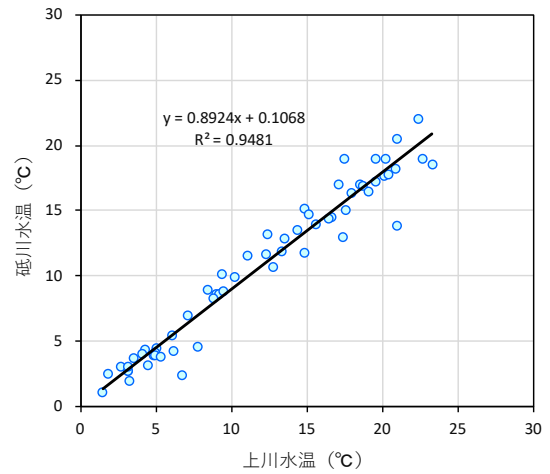
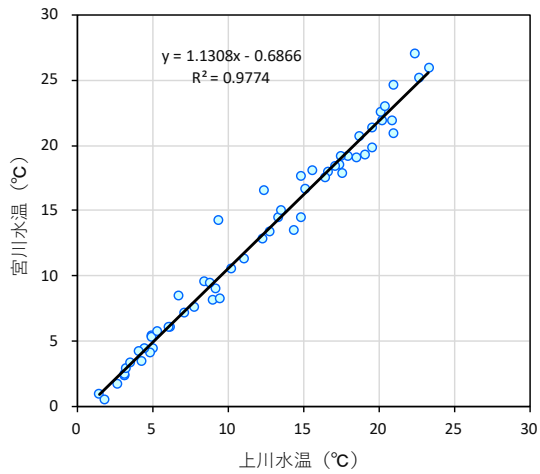


図 1-8 上川水温と宮川・砥川・横河川水温の関係

2. 現況再現計算結果

諏訪湖の湖内定点で毎年4月～10月頃に観測されている水温データを整理し、計算結果と比較した。

湖心における2020年の水温時系列の例を図2-1、図2-2に示す。図2-1は「諏訪湖水質予測モデル開発委託業務」において令和3年度に構築したモデルの計算結果（以下「R3年度版」という。）であり、図2-2はR3年度モデルを改良した本検討の計算結果（以下「R4年度版」という。）である。

R3年度版は夏季の下層水温の計算結果が観測値とやや乖離する傾向にあったが、R4年度版はこの乖離が小さく抑えられ、再現性が向上している。これは、主に流入河川の水温設定の方法を改良したことによるものである。

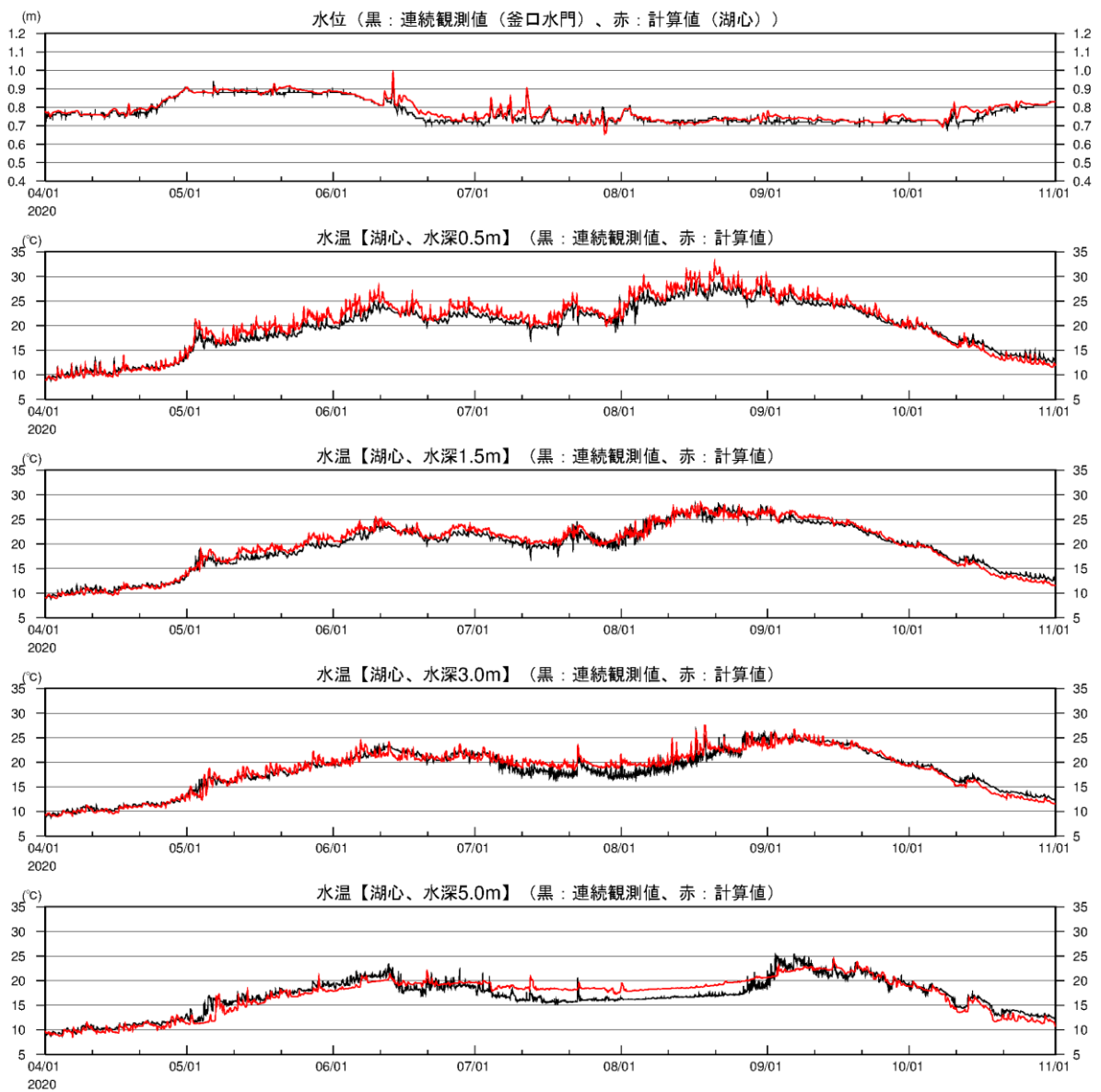


図 2-1 湖内定点の水温時系列の例(2020年、観測結果との比較、湖心、R3年度版)

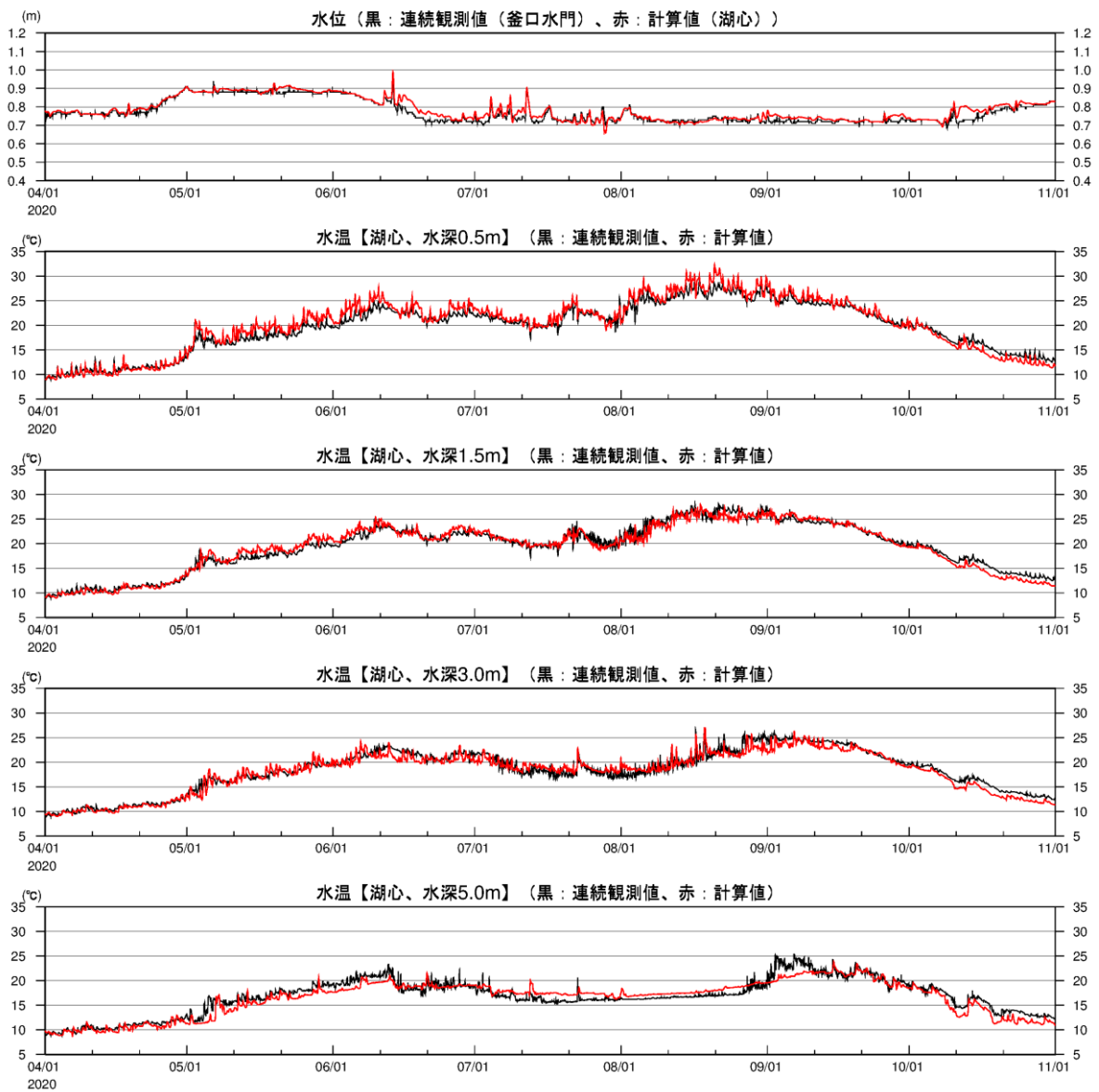


図 2-2 湖内定点の水温時系列の例(2020年、観測結果との比較、湖心、R4年度版)