

## I 釜房ダム貯水池における気候変動の適応推進事業

### 水質シミュレーションモデルの構築について

令和 7 年 2 月 7 日

いであ株式会社

## 1. 水質シミュレーションモデルの設定

### 1.1 貯水池内の内部生産メカニズムの解析に係る水質シミュレーションモデル

「第 7 期釜房ダム貯水池湖沼水質保全計画策定業務」で作成した水質シミュレーションモデル（以下「第 7 期モデル」という。）を、気候変動適応策の検討用に更新した。

第 7 期モデルは、流れ・水位・水温の計算を行う「流動モデル」（3 次元密度流モデル）と、窒素・リンなどの栄養塩とプランクトンといった生物・化学的な項目を計算する「生態系モデル」（水質－底質結合生態系モデル）の 2 つのモデルから構成される。生態系モデルでは、流動モデルで得られた結果を計算条件として使用することとした。

釜房ダム貯水池の計算格子（水平格子間隔 100m）を図 1-1 に、生態系モデルの物質循環経路図を図 1-2 にそれぞれ示す。

なお、本年度（令和 6 年度）実施する「水質予測シミュレーション」及び「気候変動適応策の検討」に向けて、昨年度は気候変動による水温上昇に対する温度関数等の見直し、およびモデルの条件設定の検討を行った。

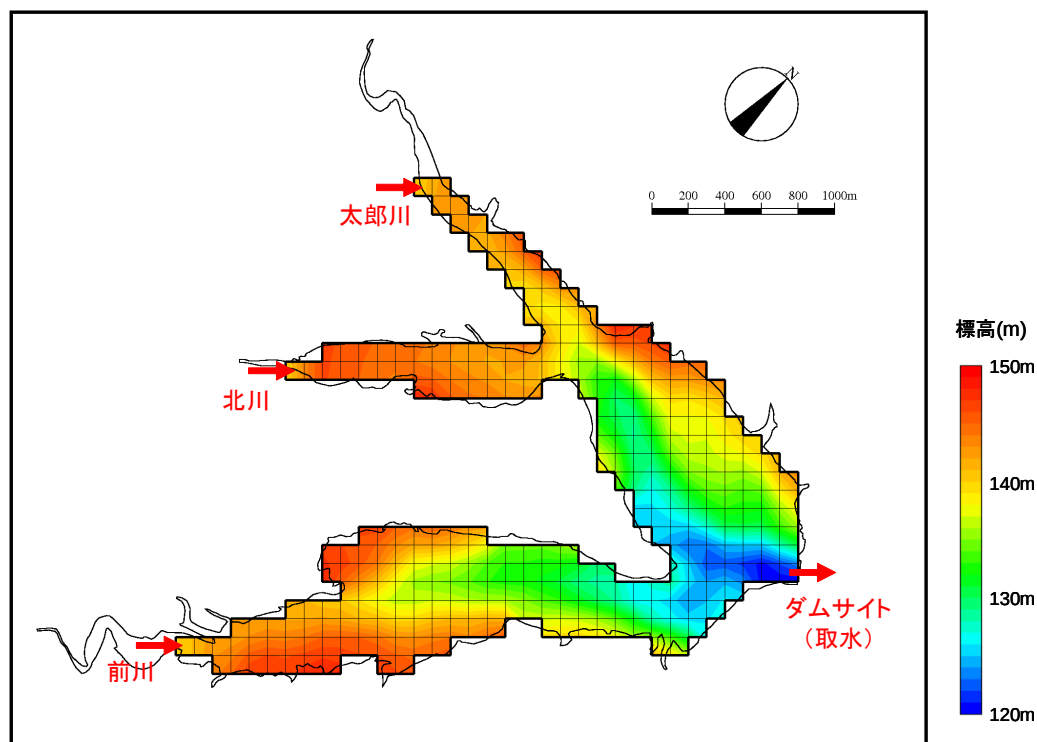
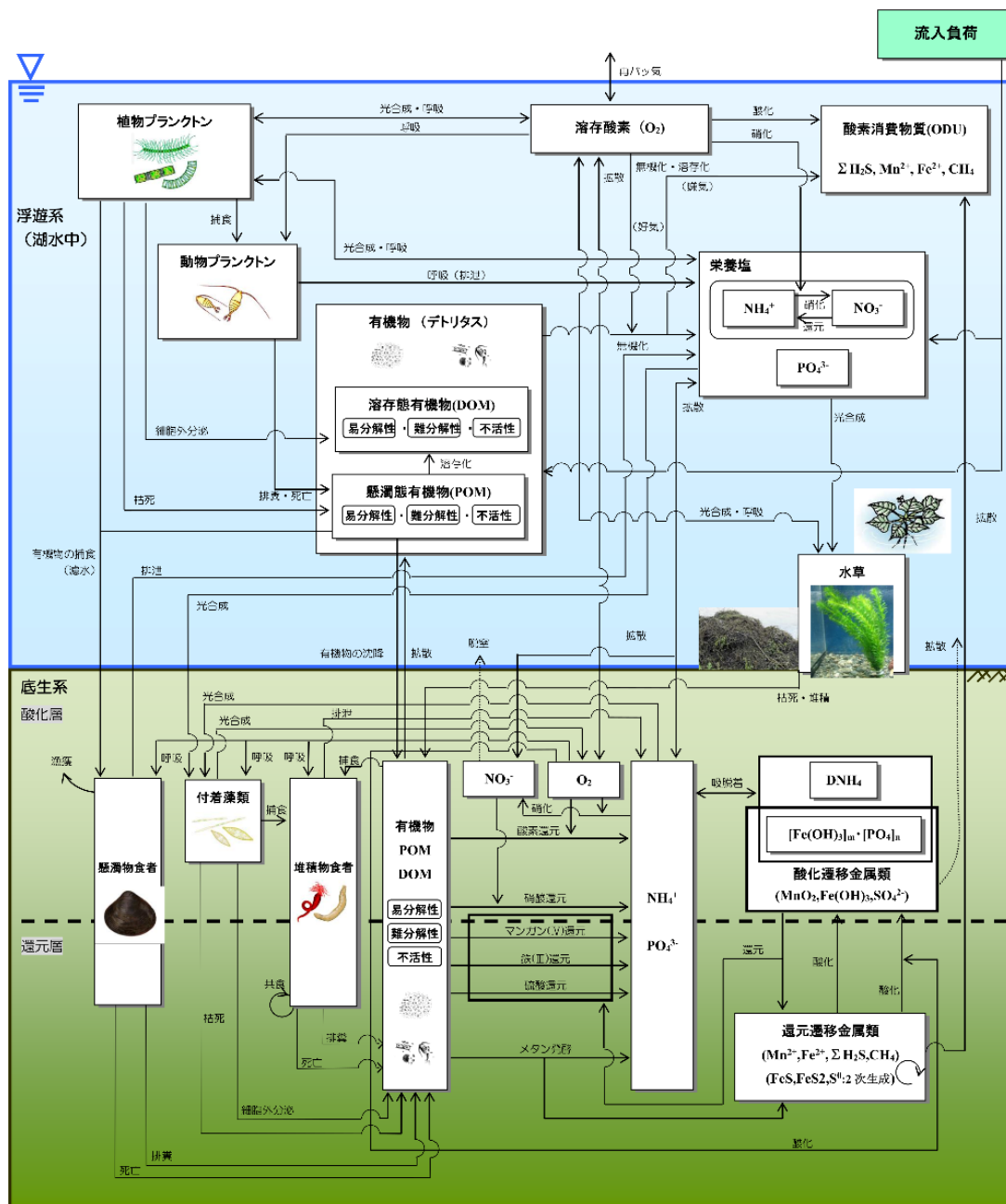


図 1-1 釜房ダムの計算格子・標高分布図



出典：平成 28 年度環境省請負業務 湖沼水質保全対策調査検討業務報告書

図 1-2 生態系モデル物質循環経路図

### 1.1.1 気候変動シナリオの適用によるモデル式の検討について

釜房ダム流域において気候変動シナリオから推定される気象条件を適用した場合に想定される主な環境変化は次のとおりである。

- ・ 気温上昇による流入水温の上昇
- ・ 釜房ダム貯水池内の水温上昇
- ・ 釜房ダム貯水池内の上下層水温差の拡大，成層の長期化
- ・ 短期的降水量の増加による森林からの負荷量増加
- ・ 短期的降水量の増加による湖水交換速度の増加
- ・ 渇水期間の長期化による湖水交換速度の低下
- ・ 積雪量の減少による冬季～春季にかけての淡水流入量の変化と湖水交換速度の変化

上記の変化によって釜房ダム貯水池内で生じると考えられる水環境の変化を以下に示す。

- ・ 湖水水温上昇に伴う植物プランクトン活性の変化
- ・ 成層の長期化に伴う底層水貧酸素化
- ・ 森林起源の流入負荷量増加に伴う水質濃度の上昇
- ・ 湖水交換速度の低下に伴う内部生産の活発化

第 7 期湖沼計画策定において構築した釜房ダム貯水池生態系モデルでは，珪藻類と藍藻類を想定した 2 種類の植物プランクトンを考慮しており，これらの基礎生産に対する温度関数は図 1-3 に示すように設定している。

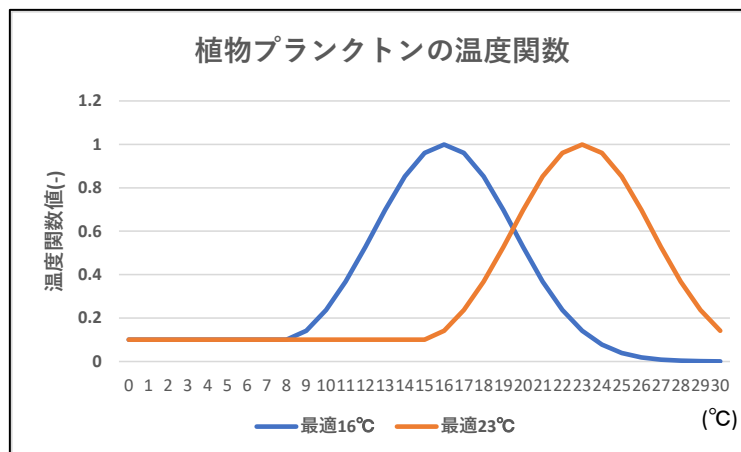
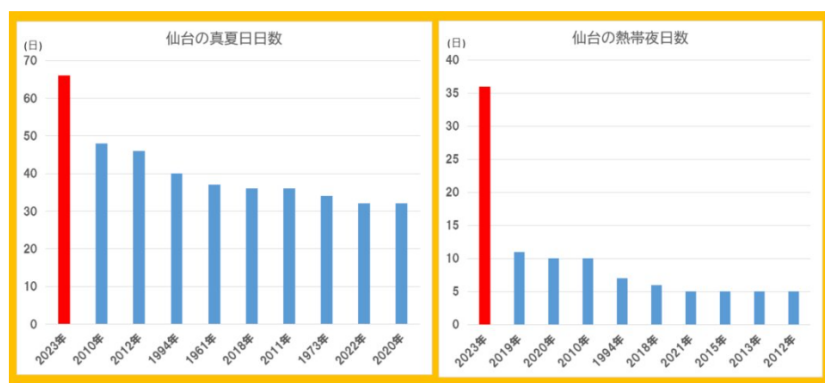


図 1-3 植物プランクトン 2 種の温度関数

第 7 期湖沼計画において現況再現計算を行った期間では，6 月から 10 月の間は表層水温が 20℃程度であり，8 月頃に 25℃前後まで上昇する傾向を示していた。このため夏季表層では藍藻類を想定した最適水温 23℃のプランクトンが優占しやすく，夏季中層と夏季以外の期間は珪藻類を想定した最適水温 16℃のプランクトンが繁茂しやすい結果となっていた。

気候変動シナリオの適用により，表層水温が 20℃を超える状態が長期化する場合，藍藻類を想定したプランクトンが増加する可能性が考えられる一方，冬季の水温上昇は珪藻類を想

定したプランクトンが増加する可能性も考えられる。実際に2023年（令和5年）の仙台の夏季は記録的猛暑となり、ダムサイト上層の水温についても8, 9, 10月で25℃以上の値が観測されている。同時にChl-a濃度についても9月以降高い濃度が観測されている。



植物プランクトンの増加については、水質濃度としてCOD濃度の上昇を生じるだけではなく、藍藻類の増加は2-MIBの増加にも関わってくると考えられる。

そこで、湖沼計画策定時のモデルを用いて令和5年度の再現を行ったところ、図1-4のように令和5年度の高いクロロフィル-a濃度の再現ができない結果となった。

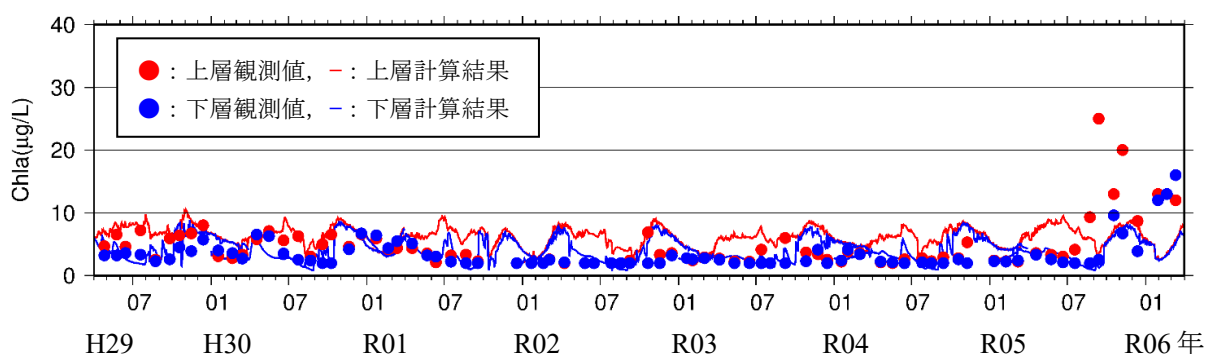


図 1-4 湖沼計画策定時モデルによるクロロフィル-a の計算結果

上記の結果を受けて、令和5年度の高水温に対応した植物プランクトンの温度関数の見直しを行い、その結果、他の年度には変化がなく令和5年度のみクロロフィル-a濃度が上昇した。見直した温度関数について図1-6に示す。

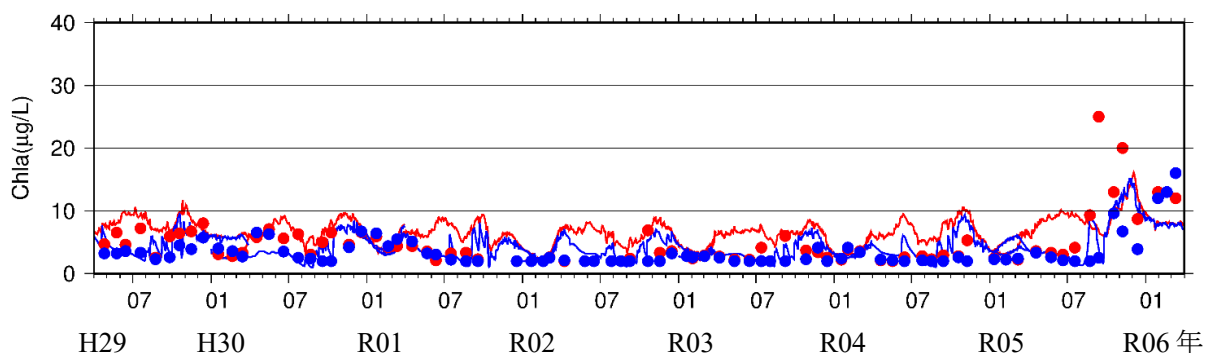


図 1-5 温度関数を見直したモデルによるクロロフィル-a の計算結果

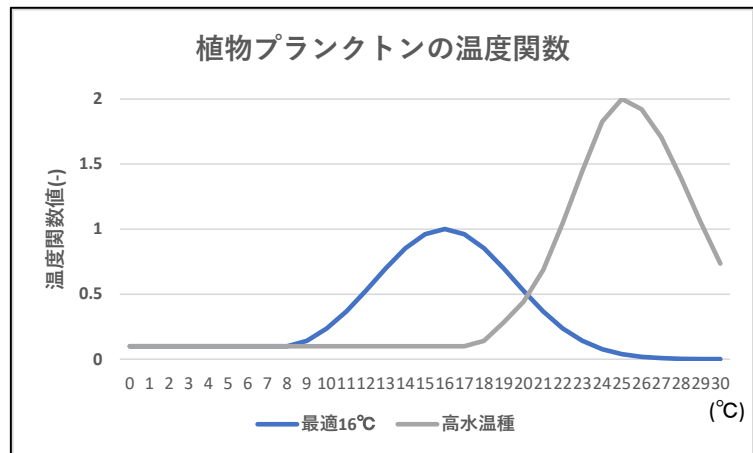


図 1-6 見直しを行った植物プランクトン 2 種の温度関数

成層の長期化に伴う底層水貧酸素化については、第 7 期湖沼計画策定時に構築した生態系モデルが図 1-2 に示すように水質と底質のカップリングモデルであることから、水中の水温や水質の変化により自律的に底泥からの栄養塩類の溶出と酸素消費速度を計算するモデルとなっているため、とくに改変は必要ないと考える。

#### 1.1.2 モデルの条件設定

釜房ダム流域において気候変動シナリオから推定される気象条件を適用してその影響予測を行う計算の考え方は次のとおりである。

1. 気候変動シナリオに基づいて気象条件を作成
2. 1 の気象条件を入力条件として流域流出モデルを計算し、流域からの流入水量を計算
3. 1 の気象条件と 2 の流入水量を入力条件として流動計算を実施
4. 1 の気象条件と 2 の流入水量に基づいた流入負荷量と 3 の流動計算結果を入力条件として生態系モデル計算を実施

流動計算および生態系モデル計算については、第 7 期湖沼計画策定時に現況再現計算を実施した期間内の豊水年、渇水年、平水年を選定し、新しい入力条件を用いて再現計算を実施し、再度現況再現性の確認を行う。流動計算を実施するにあたり必要となる計算条件は、第 7 期湖沼計画策定時に収集・設定したものに加え、本業務において推定を行った気象条件と流入水量条件となる。生態系モデル計算を実施するにあたり必要となる条件についても流動計算と同様である。流入負荷量については、自然汚濁負荷調査業務の結果と今年度宮城県が実施した河川水質調査結果を参照し、再設定を行うものとする。

## 1.2 流出解析モデル

### 1.2.1 モデルの概要

気候変動モデルを用いた釜房ダム流域の将来降雨、気温、融雪および流域の土地利用状況等の変化による蒸発散の変化を反映した釜房ダム流入量を算定するために、流域の土壌水分量及び地下水流動を考慮した流出解析モデル（飽和・不飽和浸透解析モデル）を構築している。

飽和・不飽和流に対する連続式は、

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

となる。ここで、 $\theta$ ：体積含水率、 $u, v, w$ ： $x, y, z$ それぞれの方向の流速である。また、土中の水がダルシー則に従って流れる場合、流速  $u, v, w$  は以下の様に表記できる。

$$u = -k_x(\theta) \frac{\partial h}{\partial x}, \quad v = -k_y(\theta) \frac{\partial h}{\partial y}, \quad w = -k_z(\theta) \frac{\partial h}{\partial z}$$

ここで、 $k_x(\theta), k_y(\theta), k_z(\theta)$  は  $x, y, z$  それぞれの方向の不飽和透水係数であり、体積含水率  $\theta$  の関数である。ピエゾ計水頭  $h$  は位置水頭  $z$  と圧力水頭  $\psi$  の和であるから、上式は

$$u = -k_x(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x}, \quad v = -k_y(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad w = -k_z(\theta) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right)$$

となり、これを連続式に代入すると、Richards 式と呼ばれる方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_x(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_y(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_z(\theta) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\}$$

が得られる。また、比水分容量  $C(\psi) = d\theta/d\psi$ 、水分拡散係数  $D(\theta) = k(\theta) \cdot d\psi/d\theta$  を用いれば、上式は

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_x(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_y(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_z(\theta) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\}$$

と変形できる。

不飽和土壌において、体積含水率  $\theta$  と圧力水頭  $\psi$ （またはサクション  $H$ ）との関係を水分保持曲線または土壌水分特性曲線と呼ぶ。有名なモデル式として、Brooks and Corey モデル（BC モデル、1964）、van Genuchten モデル（VG モデル、1980）が知られている。

Brooks and Corey モデル

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \left( \frac{\psi_e}{\psi} \right)^\lambda & (\psi < \psi_e) \\ 1 & (\psi \geq \psi_e) \end{cases}$$

van Genuchten モデル

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \{1 + (-\alpha\psi)^n\}^{-m}$$

ここで、 $\psi_e$ ：空気侵入圧、 $\lambda$ 、 $\alpha$ 、 $n$ 、 $m (= 1 - 1/n)$ は水分保持曲線の形状を与えるパラメータである。また、Mualem (1976) によれば、水分保持曲線から次式によって不飽和透水係数を推定することができる。

$$k(S_e) = k_s S_e^\ell \left\{ \frac{\int_0^{S_e} \frac{1}{\psi(S_e)} dS_e}{\int_0^1 \frac{1}{\psi(S_e)} dS_e} \right\}^2$$

ここで、 $k(S_e)$ ：不飽和透水係数、 $k_s$ ：飽和透水係数、 $\ell$ ：間隙結合係数である。BC モデル、VG モデルそれぞれの不飽和透水係数は以下の様になる。

Brooks and Corey モデル

$$k(S_e) = k_s S_e^{\ell+2+2/\lambda}$$

van Genuchten モデル

$$k(S_e) = k_s S_e^\ell \left\{ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right\}^2$$

なお、VG モデルにおいて、飽和近傍の不飽和透水係数  $k$  の急変は、物理的には妥当ではなく、数値計算を行う上でも計算の不安定を招きやすく大きな問題である。この問題を回避するため、例えば Vogel and Cislrova (1988) は BC モデルのような空気侵入圧  $\psi_e$  をもつ修正 VG モデルを提案した。

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} \frac{\theta_m - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \{1 + (-\alpha\psi)^n\}^{-m} & (\psi < \psi_e) \\ 1 & (\psi \geq \psi_e) \end{cases}$$

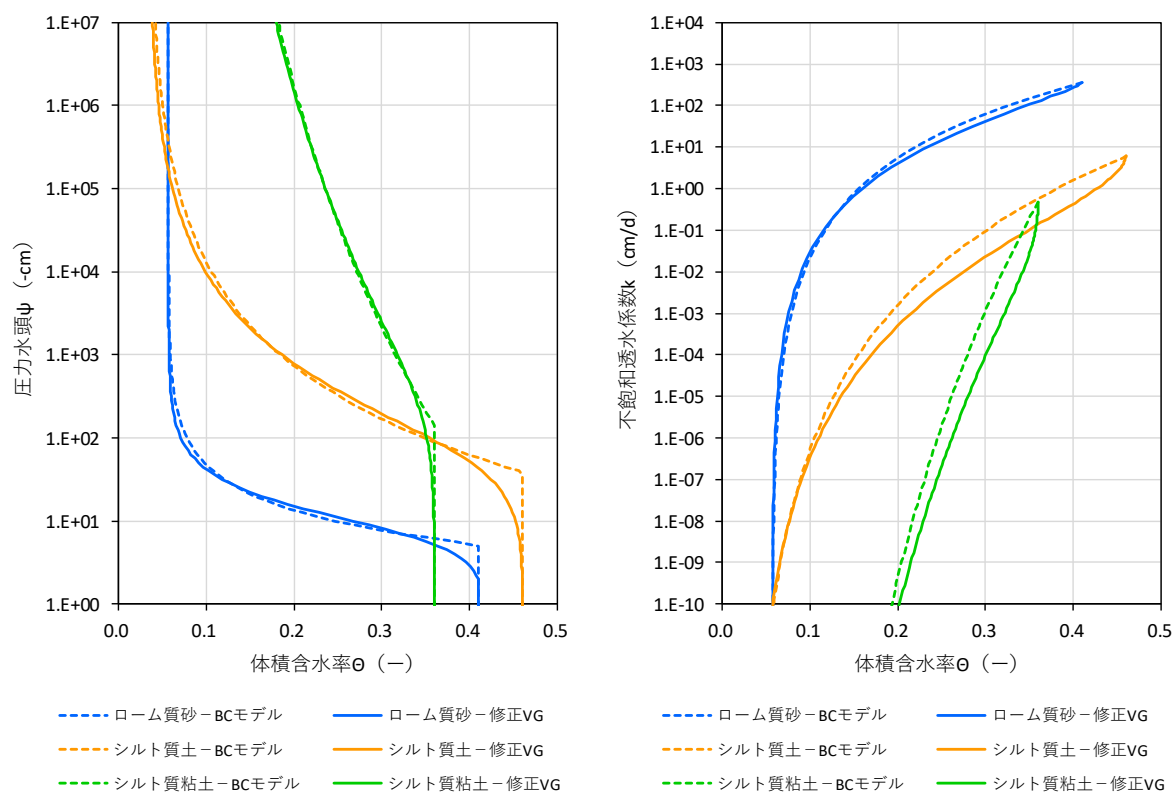
ここで、 $\psi_s$ ：仮想的な空気侵入圧、 $\theta_m$ ：仮想的な飽和体積含水率であり、上段の式において  $\psi = \psi_e$  で  $\theta = \theta_s$  となる。BC モデル、修正 VG モデルそれぞれによる、 $\psi - \theta - k$  の関係を以下に示す。なお、パラメータは坂井ら<sup>1</sup>による以下の値を用いた。水分保持曲線 ( $\psi - \theta$  関係) については、BC モデル、VG モデルで大きな差は無いが、 $\theta - k$  関係については、モデルによって不飽和透水係数  $k$  に 1~2 オーダーの差異が生じる。

飽和・不飽和浸透解析モデルによる、山地斜面における土壌水分の流動計算結果例を図 1-8 に示す。

<sup>1</sup> 坂井勝，取手伸夫：水分保持曲線と不飽和透水係数の水分移動特性モデル，土壌の物理性，第 111 号，pp.61-73，2009.

表 1-1 BC モデル, VG モデルのパラメータの例

| 項 目                 |                     | ローム質砂 | シルト質土 | シルト質粘土 |
|---------------------|---------------------|-------|-------|--------|
| 残留体積含水率 $\theta_r$  |                     | 0.057 | 0.034 | 0.07   |
| 飽和体積含水率 $\theta_s$  |                     | 0.41  | 0.46  | 0.36   |
| 飽和透水係数 $k_s$ (cm/d) |                     | 350.2 | 6     | 0.48   |
| BC モデル              | 空気侵入圧 $\psi_e$ (cm) | -5.2  | -38.7 | -139.5 |
|                     | $\lambda$           | 0.95  | 0.32  | 0.085  |
| VG モデル              | $\alpha$ (1/cm)     | 0.124 | 0.016 | 0.005  |
|                     | $n$                 | 2.28  | 1.37  | 1.09   |
| 間隙結合係数 $\ell$       |                     | 0.5   | 0.5   | 0.5    |



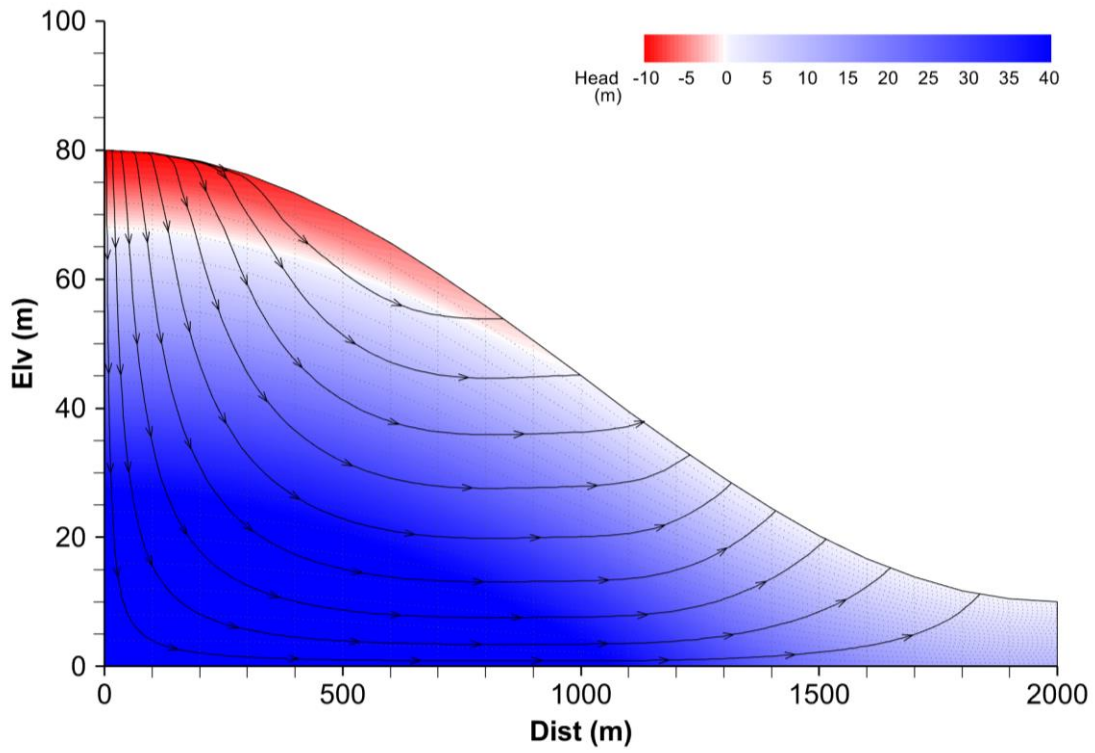


図 1-8 飽和・不飽和浸透解析モデルによる計算結果イメージ

蒸発散量  $E_t$  は、Penman-Monteith の式<sup>2)</sup>による可能蒸発散量  $E_p$  に基づき計算する。

$$E_t = PET \cdot \left\{ 1 - \frac{2}{1 + \exp(-k_{PET} \cdot SX)} \right\} \cdot E_p, \quad SX = 1 - \frac{1}{1 - \theta/\theta_s}$$

$$E_p = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p \{e_s(T_a) - e_a\}/r_a}{\lambda(\Delta + r)} \times 3.6$$

ここで、 $E_t$ ：蒸発散量 (mm/h)、 $E_p$ ：可能蒸発散量 (mm/h)、 $PET$ ：蒸発散比の最大値、 $k_{PET}$ ：係数、 $SX$ ：土壌水分率指標、 $\theta$ ：不飽和帯モデルにおける土壌水分量、 $\theta_s$ ：不飽和帯モデルにおける飽和土壌水分量、 $\lambda$ ：水の蒸発潜熱 (J/g)、 $T_a$ ：気温 (°C)、 $\Delta$ ：飽和蒸気圧曲線の勾配 (hPa/K)、 $R_n$ ：正味放射量 (J/m<sup>2</sup>/s)、 $G$ ：地中鉛直下方への熱流量 (≒0 J/m<sup>2</sup>/s)、 $\rho$ ：空気の密度 (≒1.176×10<sup>3</sup> g/m<sup>3</sup>)、 $C_p$ ：空気の定圧比熱 (≒1.007 J/g/K)、 $e_s(T_a)$ ：気温  $T_a$ °Cにおける飽和水蒸気圧 (hPa)、 $e_a$ ：水蒸気圧 (hPa)、 $r_a$ ：空気力学的抵抗 (s/m)、 $r$ ：乾湿計定数 (≒0.656 hPa/K)、3.6：単位換算係数 (g/m<sup>2</sup>/s → mm/h、ただし水の密度を1000kg/m<sup>3</sup>とした)である。水の蒸発潜熱 $\lambda$ 、正味放射量 $R_n$ 、水蒸気圧 $e_a$ ・飽和水蒸気圧 $e_s$ 、空気力学的抵抗 $r_a$ は次式で算定する。

$$\lambda = 2.5 \times 10^3 (1 - 1.0 \times 10^{-3} T_a)$$

$$R_n = (1 - \alpha) Q_{s0} - S \sigma \theta^4 (a - b \sqrt{e_a}) (1 - cn^2)$$

$$e_a = e_s(T_a) \frac{H_w}{100}, \quad e_s(T_a) = 6.1078 \times 10^{7.5T_a/(237.3+T_a)}$$

$$r_a = \frac{1}{W_{10}} \left\{ \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{10}{z_0} \right) \right\}^2$$

ここで、 $\alpha$ ：地表面のアルベド、 $Q_{s0}$ ：全天日射量 (J/m<sup>2</sup>/s)、 $S$ ：水の黒体度（長波放射率、 $S=0.97$ ）、 $\sigma$ ：シュテファン-ボルツマン定数 ( $\sigma=5.6704 \times 10^{-8}$  (J/m<sup>2</sup>/K<sup>4</sup>/s))<sup>3</sup>、 $\theta$ ：気温の絶対温度 ( $\theta=273.15+T_a$  (K))、 $H_w$ ：相対湿度 (%）、 $n$ ：雲量 (0~1)、 $a \cdot b \cdot c$ ：モデル定数 ( $a=0.39$ ,  $b=0.058$ ,  $c=0.65$ )、 $W_{10}$ ：地上10mにおける風速 (m/s)、 $\kappa$ ：カルマン定数 (≒0.4)、 $z_0$ ：粗度長さ (m) である。

また、地上気温  $T_a$  は気象観測所の観測気温  $T_0$  (°C)、気象観測所の標高  $H_0$  (m) とそのメッシュの標高  $H$  (m) から、次式で求められる。

$$T_a = T_0 + \alpha \frac{H - H_0}{100}$$

ここで、 $\alpha$ ：気温通減率 (°C/100m) であり、一般的には  $\alpha = -0.6$  である。

降雪・融雪については、予備計算によりいくつかの閾値、パラメータを調整した。まず、降雪・融雪の判定においては、上記の地上気温が次式に基づく判別気温<sup>4</sup>  $T_c$  以上の場合に降雨、 $T_c$  未満の場合に降雪とし、降雪の場合は降水量を積雪として累積していくこととした。

<sup>2</sup> 服部重昭：蒸発散量推定式の誘導過程と林分への適用における問題点，林業試験場研究報告 第332号，pp.139-165，1985。

<sup>3</sup> 国立天文台編：理科年表，丸善株式会社。

<sup>4</sup> 近藤純正：水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—，朝倉書店，p.49，1994。

$$T_c = 7.7 - 6.6H_w$$

ただし、降雪は地上で観測される降水量に比べて風の影響を受けやすく、風速の増加とともに降水量計に捕捉される降雪量が減少する。そこで、西村ら<sup>5</sup>を参考に、降雪量は降水量と風速の観測結果から次式で与えることとした。

$$S = R(1 + 0.221W_{10})$$

ここで、 $S$ ：降雪量である（mm/h）。また、地上気温が  $0^{\circ}\text{C}$  以上の場合に融雪が発生するものとし、融雪量は次式で算定した。

$$M_s = \left(m \cdot + \frac{1}{80}R\right) \cdot (T_a - T_c)$$

ここで、 $M_s$ ：融雪量（mm/h/°C）、 $R$ ：降水量（mm/h）、 $m$ ：気温融雪率（mm/h/°C）、 $T_c$ ：融雪が発生する気温（°C）であり、 $m = 0.104 \text{ mm/h/}^{\circ}\text{C}$ （ $2.5 \text{ mm/d/}^{\circ}\text{C}$ ）とした。

河川等における 1 次元不定流モデルの基礎方程式（dynamic wave）を以下に示す。

$$\text{運動方程式： } \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{Q^2}{A} \right) = -gA \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{n^2 g}{R^{4/3}} \frac{Q \cdot |Q|}{A}$$

$$\text{連続式： } \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q$$

ここで、 $Q$ ：流量（ $\text{m}^3/\text{s}$ ）、 $A$ ：断面積（ $\text{m}^2$ ）、 $g$ ：重力加速度（ $\text{m}/\text{s}^2$ ）、 $H$ ：水位（m）、 $R$ ：径深（m）、 $n$ ：マンニングの粗度係数（ $\text{s}/\text{m}^{1/3}$ ）、 $q$ ：中間流入量（ $\text{m}^2/\text{s}$ ）である。

本検討においては、上に示した運動方程式から移流項を省略することで得られる局所慣性方程式に基づき河道部の流量を算出した。運動方程式は次式となる。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -gA \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{n^2 g}{R^{4/3}} \frac{Q \cdot |Q|}{A}$$

流量  $Q$  について、現在ステップの計算値を  $Q$ （添え字なし）、次ステップの計算値を  $Q^{n+1}$  と置くと、

$$\frac{Q^{n+1} - Q}{\Delta t} = -gA \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{n^2 g}{R^{4/3}} \frac{Q^{n+1} \cdot |Q|}{A} \Rightarrow Q^{n+1} = \frac{Q - gA\Delta t \frac{\partial H}{\partial x}}{1 + \frac{n^2 g \Delta t |Q|}{R^{4/3} A}}$$

ただし、 $\Delta t$ ：タイムステップ（s）である。

---

<sup>5</sup> 西村敦史，原田裕介，菅原邦泰，大宮哲：降水量・気温・風速から積雪深を推定する手法に関する研究，土木研究所成果報告書，令和 3 年度，2022。

### 1.2.2 釜房ダム流域における適用

釜房ダム流域の地形図と流出解析モデルのメッシュ配置を図 1-9 に、地質図を図 1-10 に、土地利用図を図 1-11 に示す。また、地形データに基づき作成した流出解析モデルの 3 次元メッシュ配置を図 1-12 に示す。

釜房ダム流域の南西端は蔵王連峰（名号峰：1491m）、西端は雁戸山（1485m）があり、急勾配の斜面となっている。流域の地質は、水源地となる山形県境側に花崗閃緑岩・安山岩が分布し、その東側には流紋岩の貫入を伴う酸性火砕岩、ダム近傍では段丘堆積物が分布している。流域の土地利用としては、水面を除く流域の 8 割以上は森林に覆われており、それ以外は田が約 6%、その他の農用地が約 4%、建物用地が約 2%、荒地、交用地、その他の用地とゴルフ場を合わせて約 4%となっている。

流出解析モデルの計算結果の一例として、平水年度、豊水年度、渇水年度それぞれの流入量の時系列を図 1-13 に示す。釜房ダム管理日報に基づくダム流入量に比べ、出水ピークで過小評価、渇水年のかんがい期で過大評価となる傾向があるものの、年間の流入量変化は良好に再現されている。

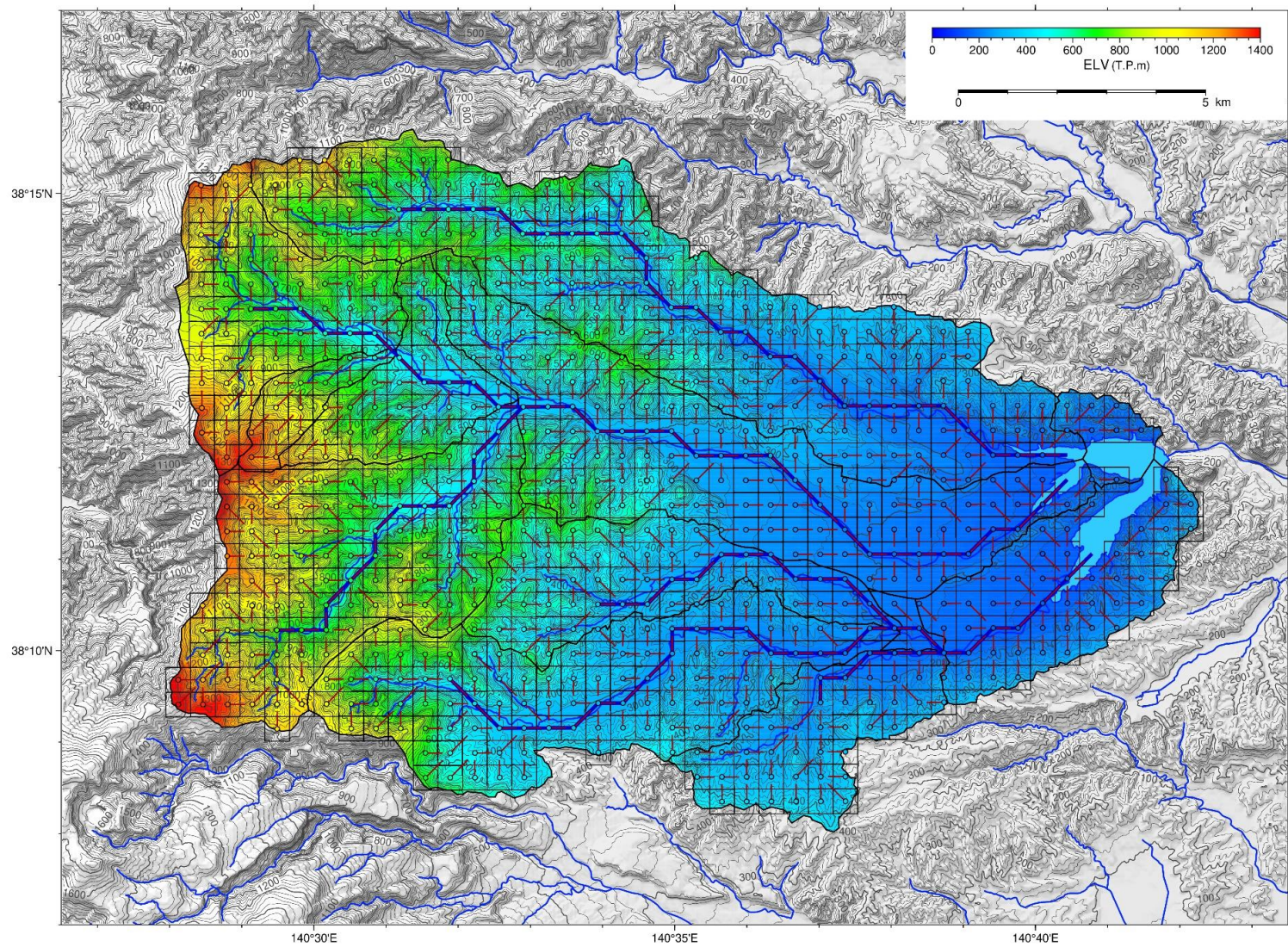
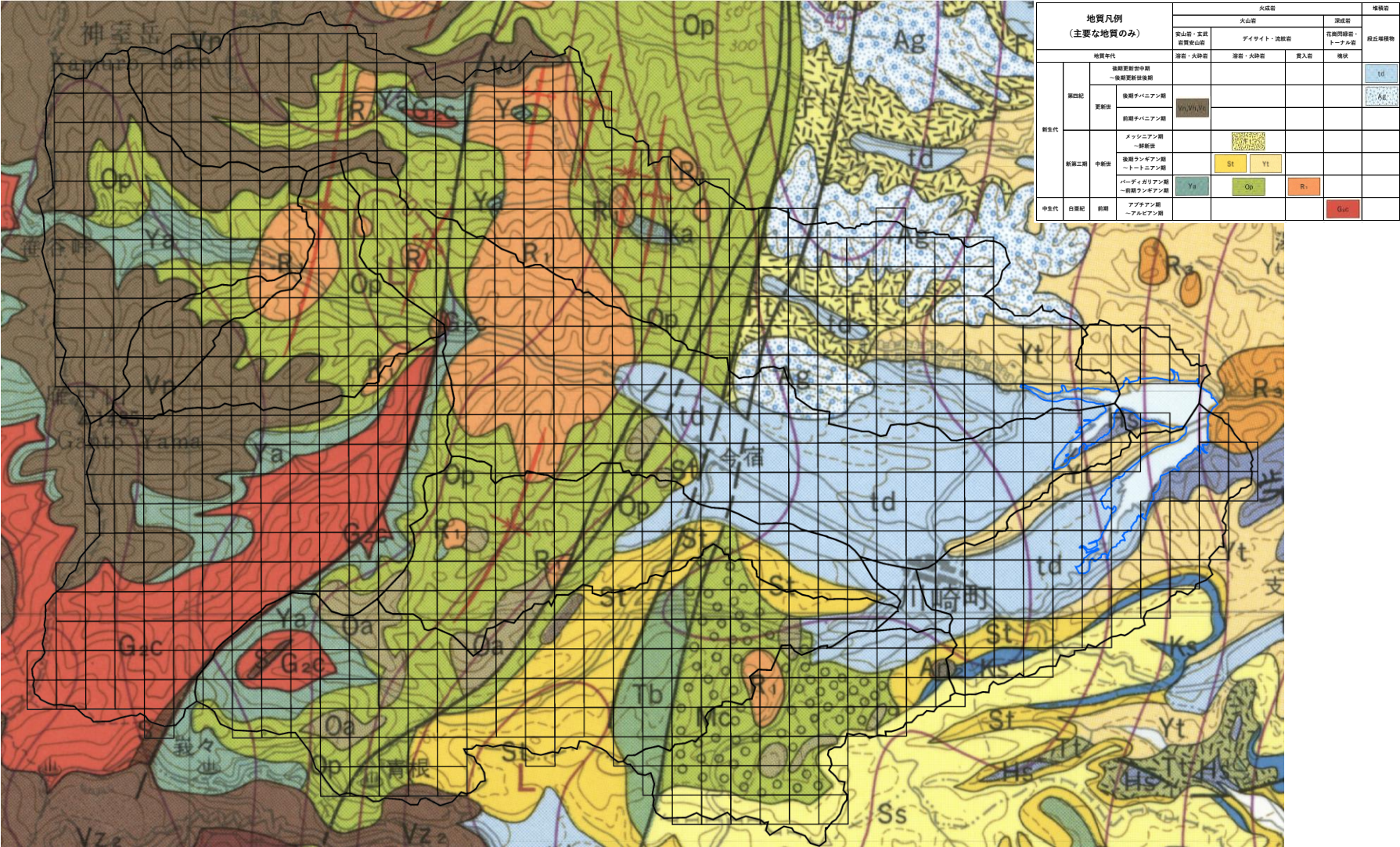


図 1-9 釜房ダム流域の標高及びメッシュ配置・落水線

出典) 国土交通省 国土数値情報,  
国土地理院 基盤地図情報 より作成



出典) 国立研究開発法人産業技術総合研究所 地質図 Nav1

図 1-10 釜房ダム流域の地質図

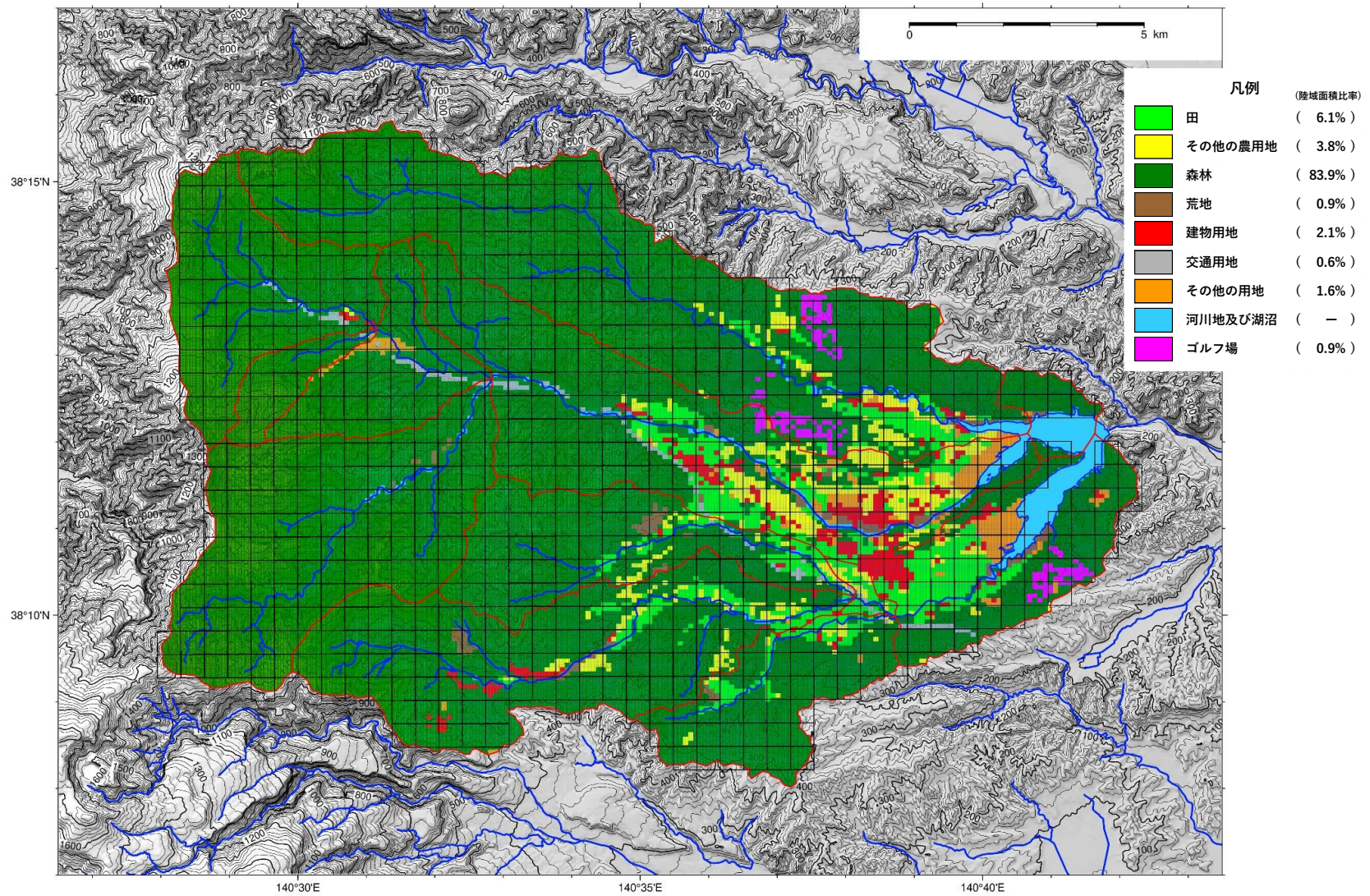


図 1-11 釜房ダム流域の土地利用(平成 28 年) 出典) 国土交通省 国土数値情報, 国土地理院 基盤地図情報 より作成

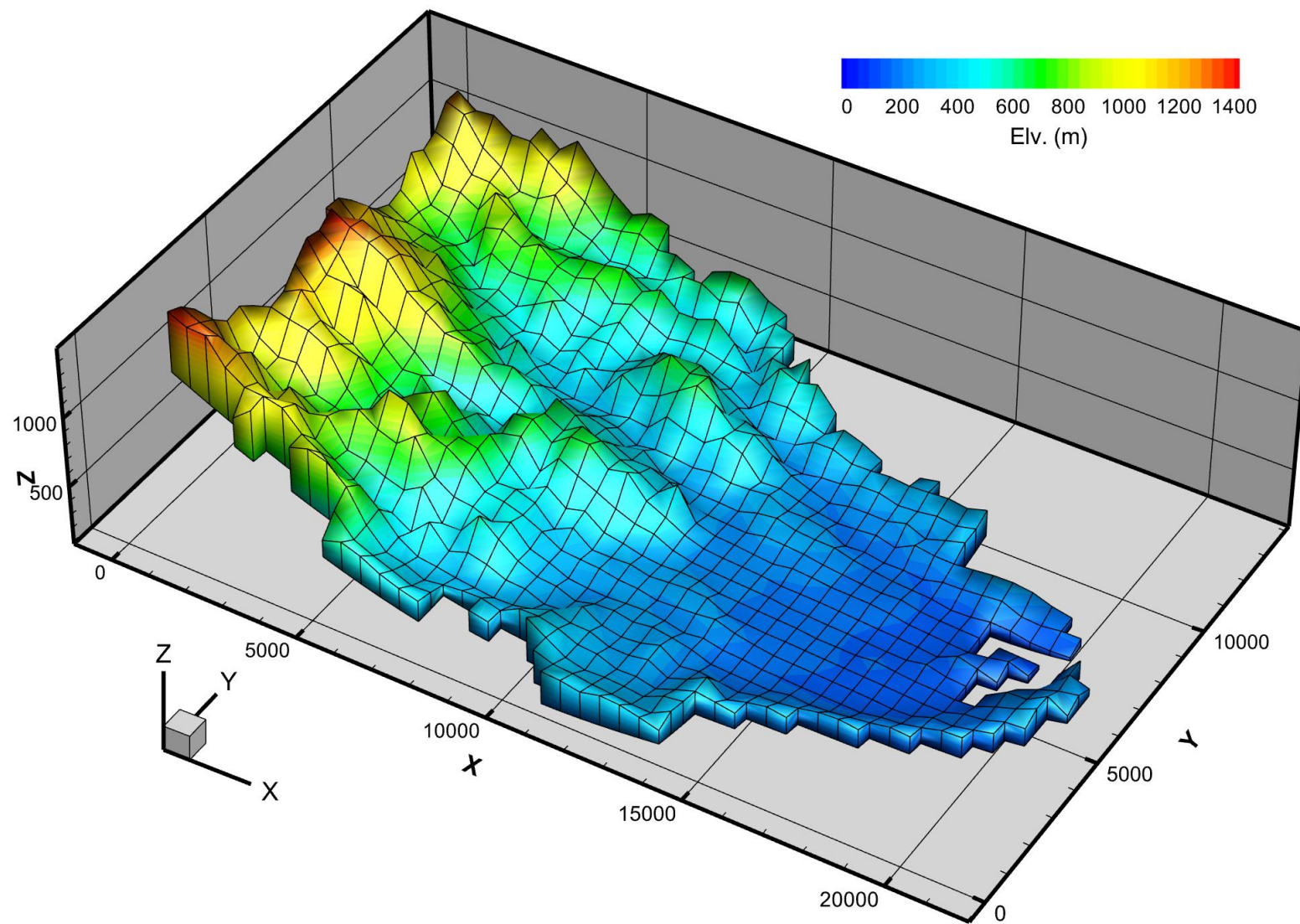
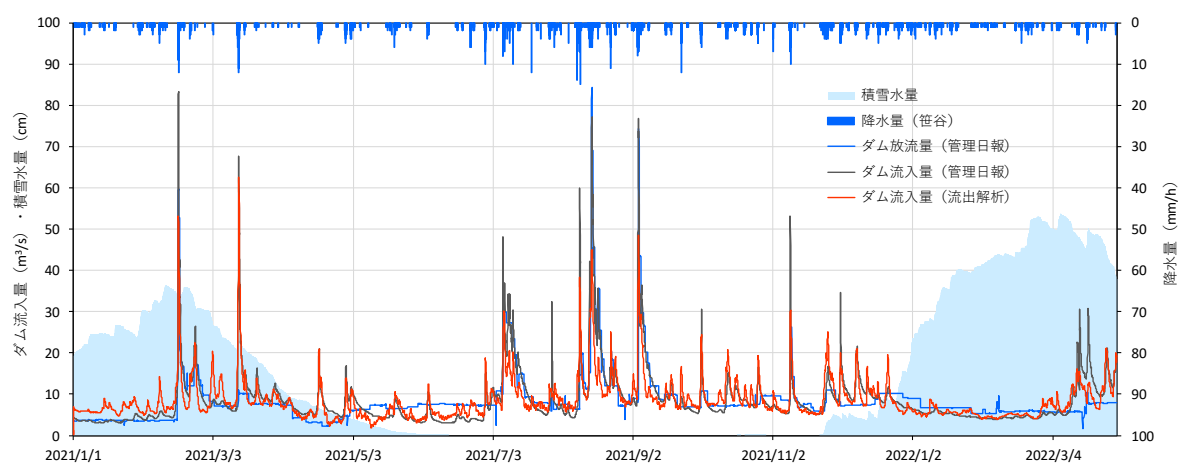


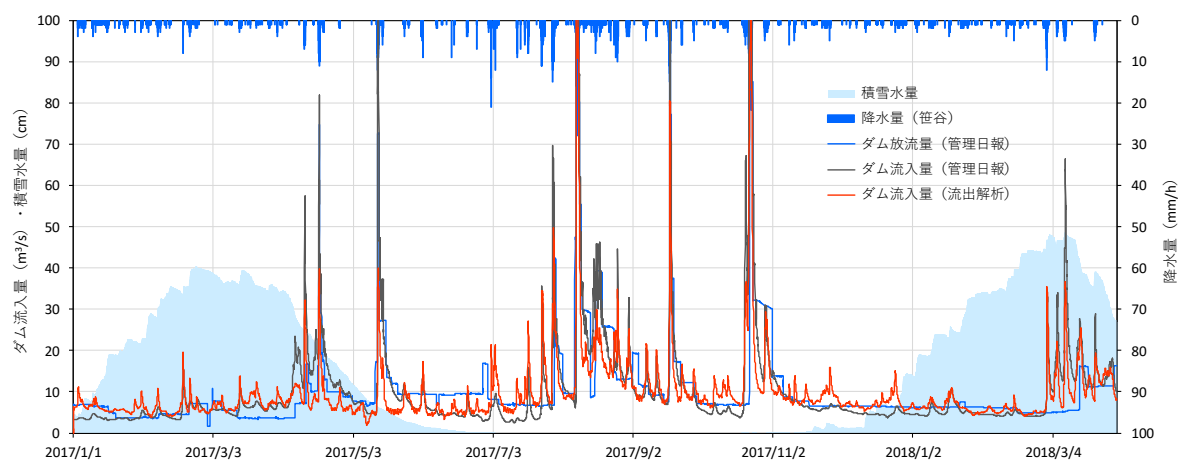
図 1-12 流出解析モデルの 3 次元メッシュ配置

※標高は水平距離の 4 倍に強調して表示

・平水年度(令和 3 年度)



・豊水年度(平成 29 年度)



・渇水年度(平成 30 年度)

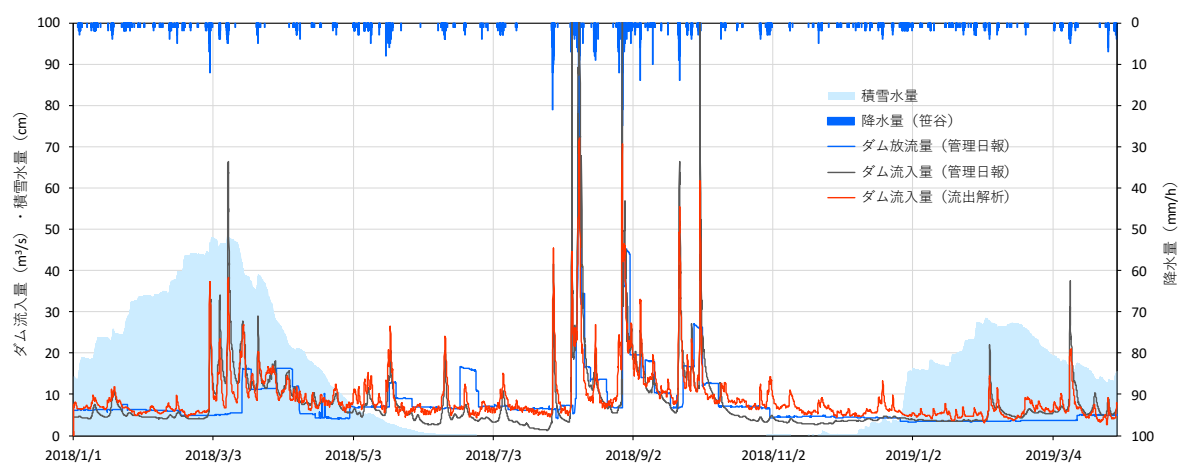


図 1-13 流出解析モデルの計算結果例

## 1.3 水質シミュレーションモデルの構築

### 1.3.1 モデルの概要

本検討で使用する水質シミュレーションモデルは、「第 7 期釜房ダム貯水池湖沼水質保全計画策定業務」で作成した水質シミュレーションモデル（以下「第 7 期モデル」という。）を、気候変動適応策の検討用に更新したものである。

水質シミュレーションモデルの基本構造は、釜房ダム貯水池を水平方向と鉛直方向に多層の格子で分割する 3 次元モデル（水平 2 次元多層レベルモデル）とした。

また、水質シミュレーションモデルは、流れ・水位・水温の計算を行う「流動モデル」と、窒素・リンなどの栄養塩とプランクトンといった生物・化学的な項目を計算する「生態系モデル」の 2 つのモデルから構成されている。生態系モデルでは、流動モデルで得られた結果を計算条件として使用した。

#### (1) 流動モデル

流動予測モデルとして 3 次元密度流モデル（水平 2 次元多層レベルモデル）を用いた。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、三次元の運動方程式、連続の式および水温・塩分の保存式で構成される。本モデルは、密度変化、河川水の流入、風による吹送流、水面での熱収支を考慮している。

流動モデルの構造図は図 1-14 に示すとおりである。

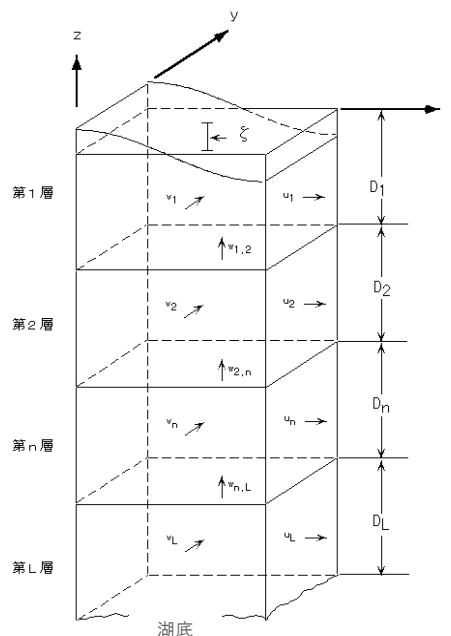


図 1-14 多層レベルモデルのモデル構造図

## (2) 生態系モデル

構築したモデルは水質と底質のサブモデルを結合した水質－底質結合生態系モデルとした。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モデルであり、水質と底質の相互作用を考慮したものである。

複数の植物プランクトン種を考慮しているほか、異臭味の判定要素である 2-MIB を植物プランクトンの計算結果から換算して、モデルの計算項目に追加した。

生態系モデルの物質循環経路図は図 1-15 に示すとおりである。

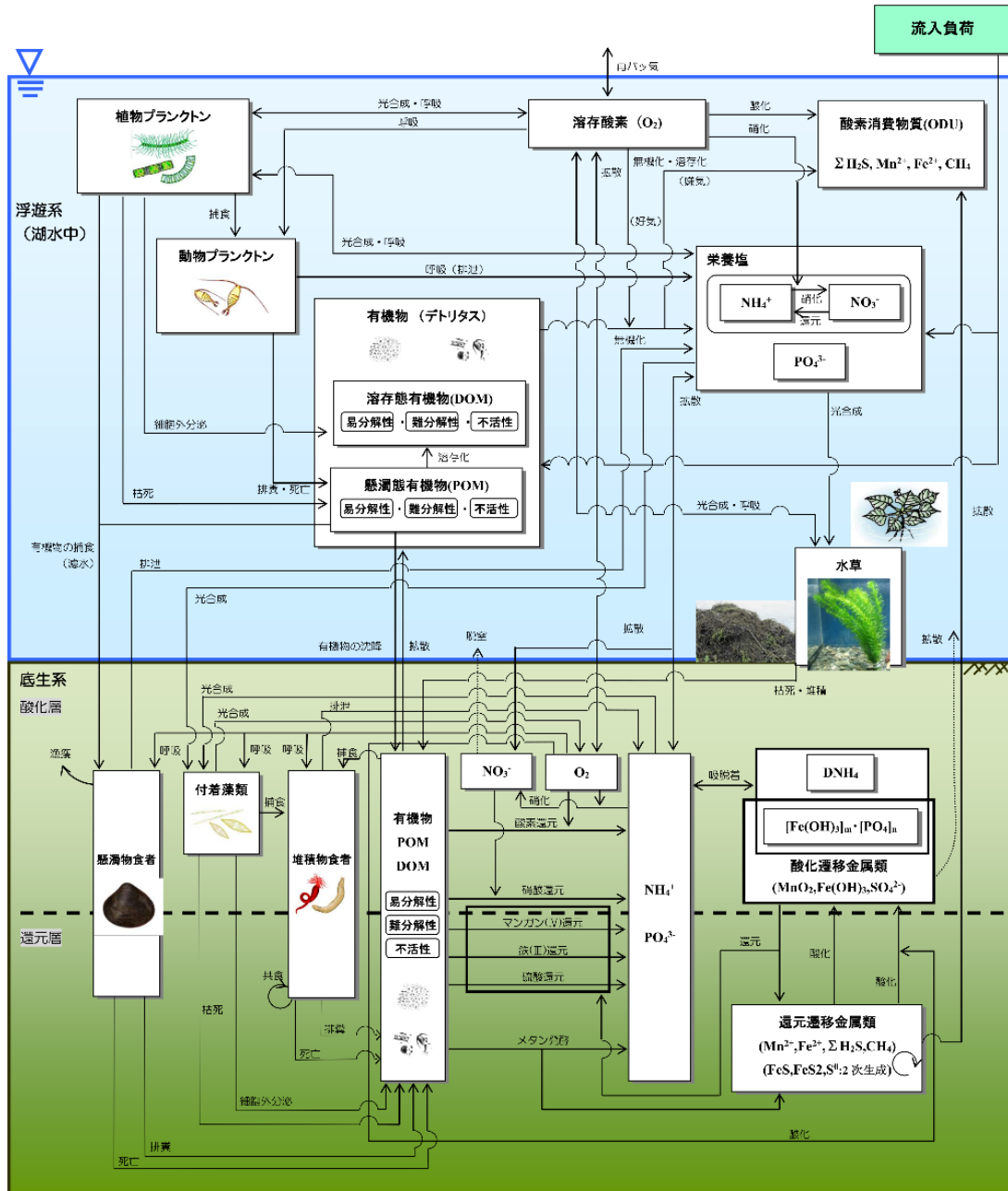


図 1-15 生態系モデルの物質循環経路図

### 1.3.2 計算条件

#### (1) 計算条件の概要

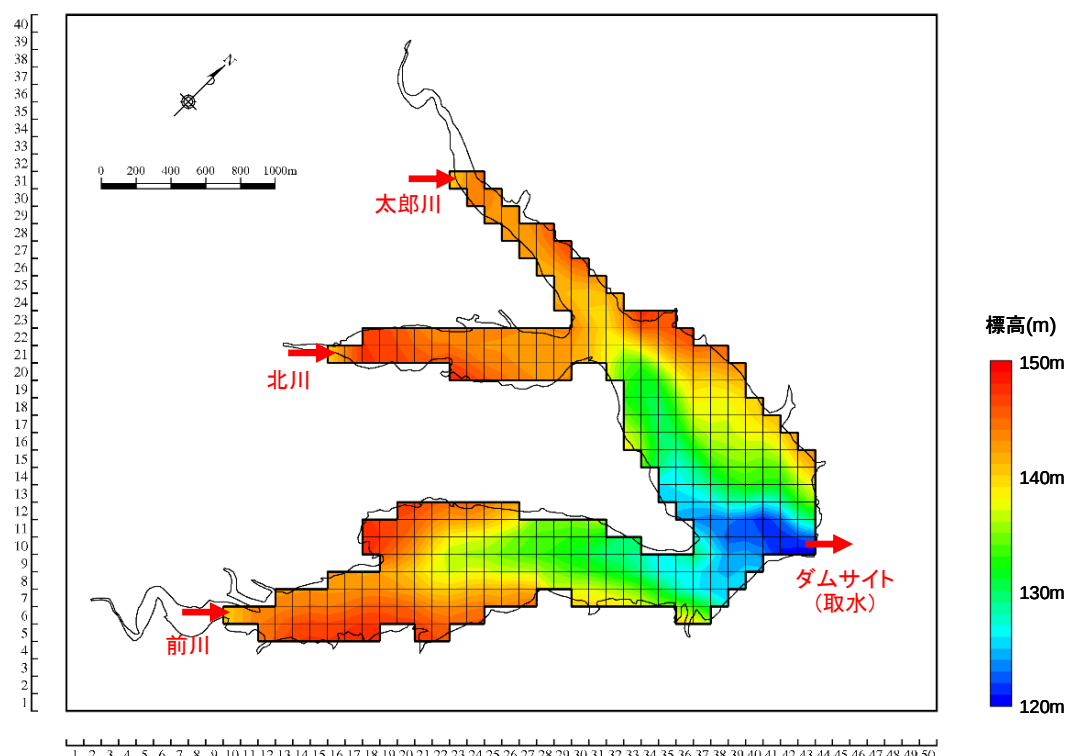
流動モデルによる計算に必要な条件とその設定方法の概要を表 1-2 に示す。

表 1-2 流動モデルによる計算に必要な条件項目と設定方法

| 項目          | 詳細                            | 設定方法の概要                                                                                                              |
|-------------|-------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 計算対象年度      | 豊水年<br>渇水年<br>平水年             | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 豊水年：平成 29 年度</li> <li>・ 渇水年：平成 30 年度</li> <li>・ 平水年：令和 3 年度（現況年）</li> </ul> |
| 地形・水深       | 格子分割<br>メッシュ別の水深              | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 格子分割は 100m 間隔</li> <li>・ 水深は，東北地方整備局による令和 2 年の測量データを反映させた</li> </ul>        |
| 層分割         | 鉛直方向分割                        | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 1m～2m</li> </ul>                                                            |
| 気象条件        | 気温，風向・風速<br>日射量，湿度，雲量         | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 釜房ダム地点観測データおよび仙台地方気象台のデータを使用</li> </ul>                                     |
| 水収支条件       | 河川流入量                         | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 対象河川は，前川，北川，太郎川の 3 河川</li> <li>・ ダム流入水量を 3 河川の流量比で按分</li> </ul>             |
|             | 河川流入水温                        | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ アメダス蔵王の気温（96 時間移動平均）と水温との相関式により算定</li> </ul>                                |
|             | 放流量                           | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ ダム管理日報データを使用</li> <li>・ 発電用取水，水道水取水，放流の設置標高より放流</li> </ul>                  |
| 曝気循環設備      | 常用曝気設備                        | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 4 基</li> <li>・ 運用実績に基づき設定</li> </ul>                                        |
|             | 夏季強循環曝気設備                     | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 6 基</li> <li>・ 運用実績に基づき設定</li> </ul>                                        |
|             | 深層曝気設備                        | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 1 基</li> <li>・ 運用実績に基づき設定</li> </ul>                                        |
| 水理に関するパラメータ | 湖面摩擦係数<br>底面摩擦係数<br>渦動粘性・拡散係数 | <ul style="list-style-type: none"> <li>・ モデル内で求まる。</li> </ul>                                                        |

## (2) 対象範囲と地形・水深条件

釜房ダム貯水池の計算格子と標高分布を図 1-16 に示す。標高分布は、令和 4 年度評価業務において、国土交通省東北地方整備局釜房ダム管理所が令和 2 年に実施した測量データに基づき設定したものを使用した。



(出典) 令和 4 年度「第 7 期釜房ダム貯水池湖沼水質保全計画策定業務」報告書

図 1-16 釜房ダム貯水池の計算格子及び標高分布

## (3) 層分割

鉛直層分割については以下のように設定した。なお、基準面は EL.140m である。

|         |              |         |        |
|---------|--------------|---------|--------|
| 0～3m    | 第 1 層 (層厚可変) | 14m～15m | 第 8 層  |
| 3m～5m   | 第 2 層        | 15m～16m | 第 9 層  |
| 5m～7m   | 第 3 層        | 16m～17m | 第 10 層 |
| 7m～9m   | 第 4 層        | 17m～18m | 第 11 層 |
| 9m～11m  | 第 5 層        | 18m～19m | 第 12 層 |
| 11m～13m | 第 6 層        | 19m～    | 第 13 層 |
| 13m～14m | 第 7 層        |         |        |

## (4) 気象条件

気温、風向・風速、相対湿度、全天日射量については、釜房ダム地点のデータを使用した。雲量については、気象庁の仙台のデータを使用した。

なお、釜房ダム地点の気象データは、国土交通省より提供を受けた。

## (5) 流入河川条件

### 1) 河川流量

河川水の流量条件としては、3 河川（太郎川、北川、前川）の流量を与えた。各河川の流量は、ダム流入水量を、3 河川の流量比で按分して求め、図 1-16 に示す各支川の流入点から流入するものとした。

なお、ダム流入水量データは、国土交通省より提供を受けた。

### 2) 河川水温

流入水の水温は、蔵王の気温と河川水温との関係式（回帰係数）を用いて設定した。

河川での測定は月 1 回の頻度に限定されているため、各流入河川における水温観測結果と、アメダス蔵王（気象庁）の移動平均気温との直線回帰による相関解析を行い、河川別に蔵王の移動平均気温から毎時の河川水温を推定するものである。移動平均期間を 24 時間、48 時間、72 時間、96 時間、120 時間、144 時間等と変えて相関係数を求めたところ、移動平均期間を 96 時間としたケースが最も相関係数が高くなった。相関解析の結果は図 1-17 に示すとおりであり、蔵王の気温と河川水温との間には良い相関が見られる。

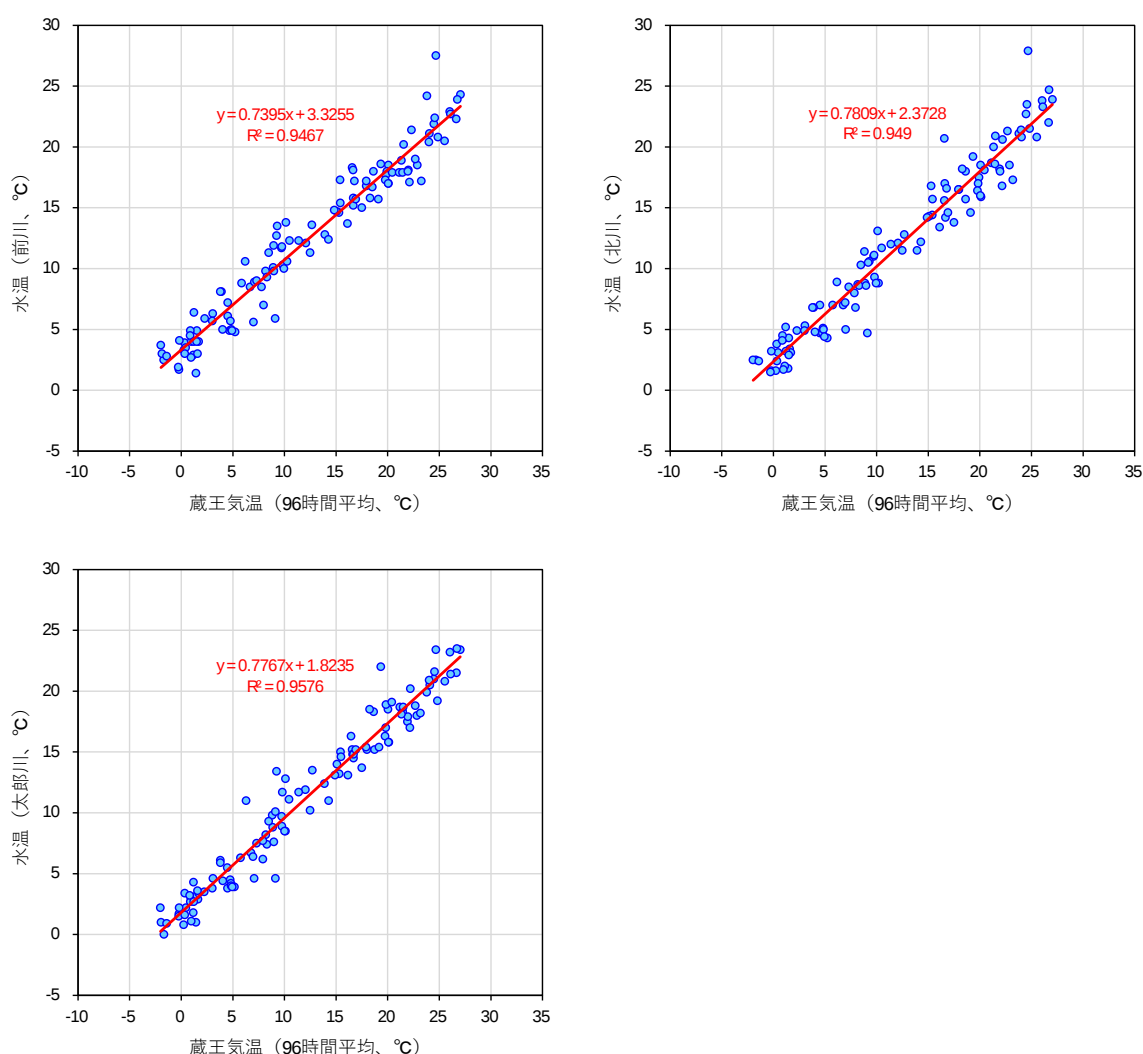


図 1-17 アメダス蔵王(気象庁)の 96 時間移動平均気温と各流入河川水温との相関

(平成 24 年度～令和 3 年度)

## (6) ダム放流量

流出条件については、ダム管理日報の放流量のデータを用い、図 1-16 に示したダムサイトから流出させた。

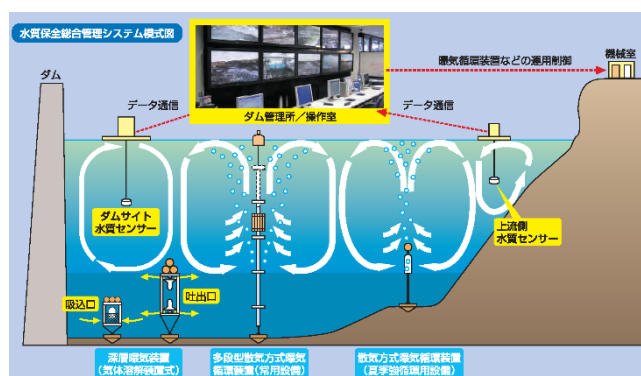
なお、ダム管理日報データは、国土交通省より提供を受けた。

## (7) 曝気循環設備の取り扱い

釜房ダム貯水池では、散気曝気装置・夏期強循環設備が稼働しており、これらによる鉛直方向の強制循環をモデルに反映するため、Asaeda & Imberger<sup>6</sup> によるダブルプルームモデルを流動モデルに組み込んだ。釜房ダム貯水池における曝気装置の稼働イメージを図 1-18 に、曝気循環流（ダブルプルーム）の模式図を図 1-19 に示す。

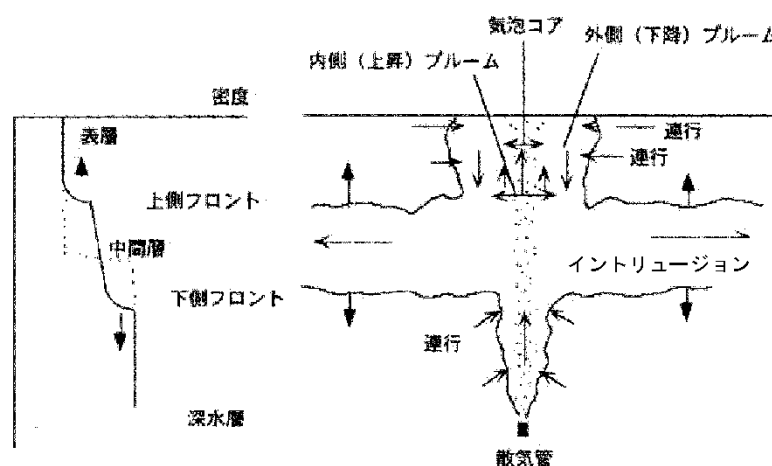


(出典) 釜房ダム Web サイト



(出典) 釜房ダムパンフレット(釜房ダム管理所, 2017)

図 1-18 釜房ダム貯水池における曝気装置設置状況



(出典) 曝気循環施設及び選択取水設備の運用マニュアル(案), 国土交通省河川局河川環境課, 平成 17 年 10 月版.

図 1-19 曝気循環流の模式図

<sup>6</sup> Asaeda, T. and J. Imberger (1993) : Structure of bubble plumes in linearly stratified environments., J. Fluid Mech., 249, 35-57.

### 1.3.3 水質シミュレーションモデルの再現性確認

#### (1) 比較地点

実測値と計算値を比較する地点は、釜房ダム貯水池内 7 地点の水質測定点のうち、ダムサイト（図 1-20、ST.3）、貯水池 1（同、ST.4）、貯水池 2（同、ST.5）の 3 地点とした。

なお、これ以外の 4 地点については、ST.11 はダム堤体内であるため対象外、ST.13～15 はモデルで河川水流入点（上流端）としていることから対象外とした。

定期調査（調査地点）

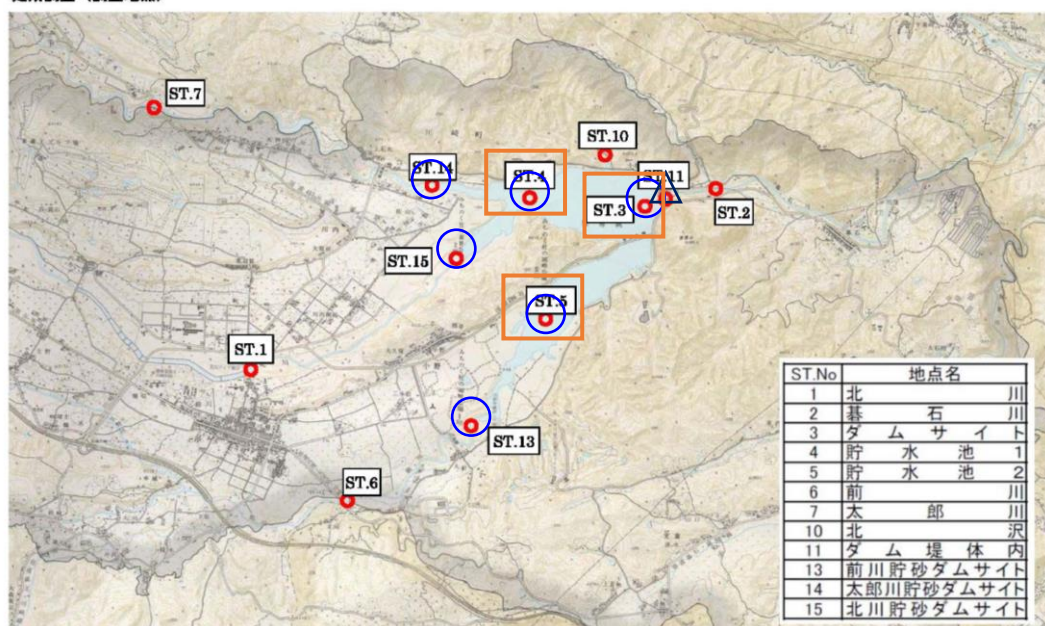


図 1-20 貯水池内測定地点と計算結果比較対象地点

(○：水温と水質を測定，△：水温を測定，□：比較対象地点)

#### (2) 水温の時系列変動

釜房ダム貯水池の水理学的な再現性を確認するために、ダムサイト（環境基準点）、貯水池 1、貯水池 2 における水温実測結果（公共用水域水質測定結果：上層、中層、下層）と計算結果の比較を行った。

水温の実測値と計算値の時系列を図 1-21 に、実測値と計算値の比較図を図 1-22 に示す。

計算値の水温は、各地点の上層、中層、下層ともに再現性は概ね良好であり、夏季に成層し冬季に鉛直一様となる季節変動が表現されている。

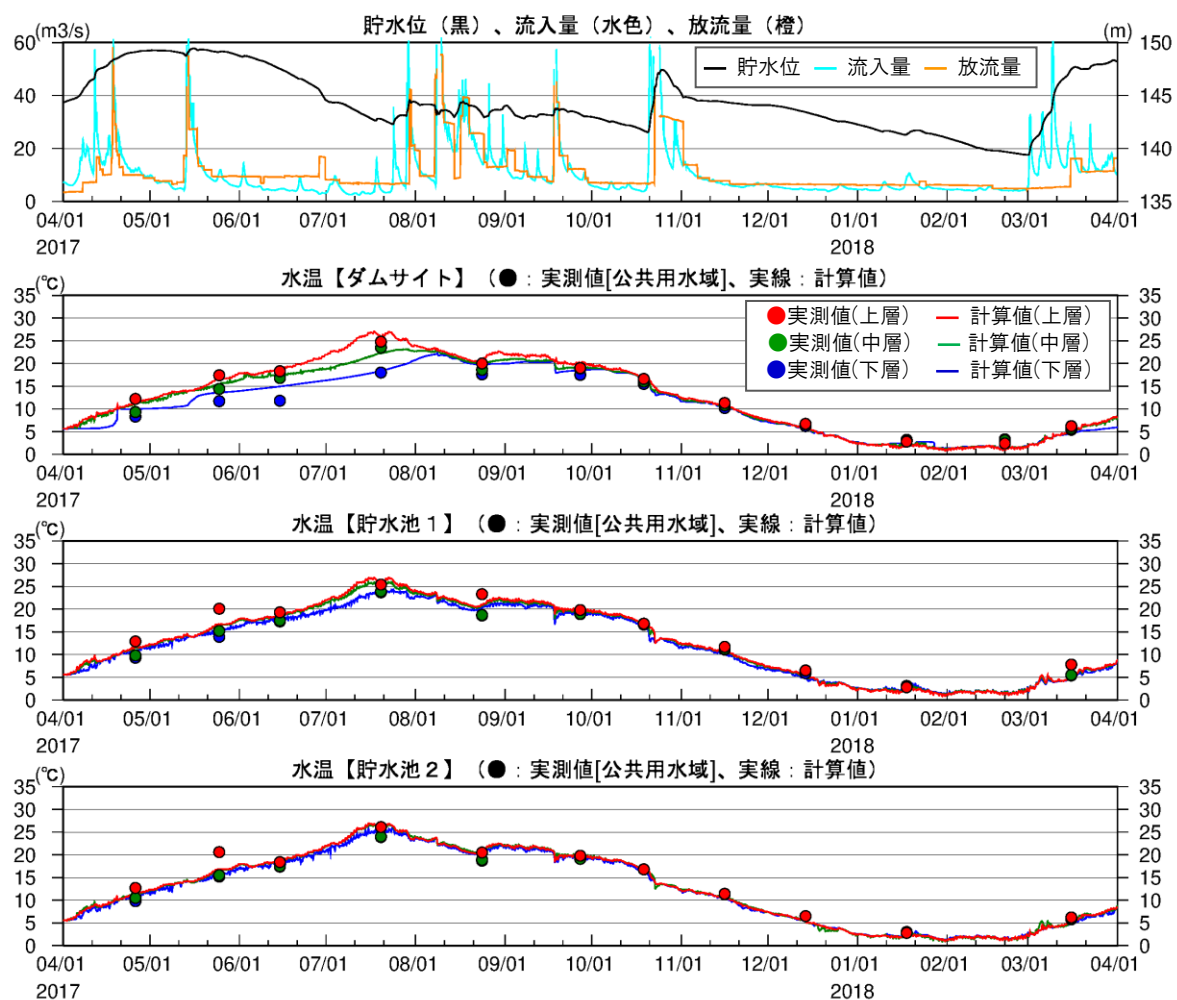


図 1-21(1) 水温の実測値と計算値の比較 平成 29(2017)年度  
(ダムサイト, 貯水池 1, 貯水池 2)

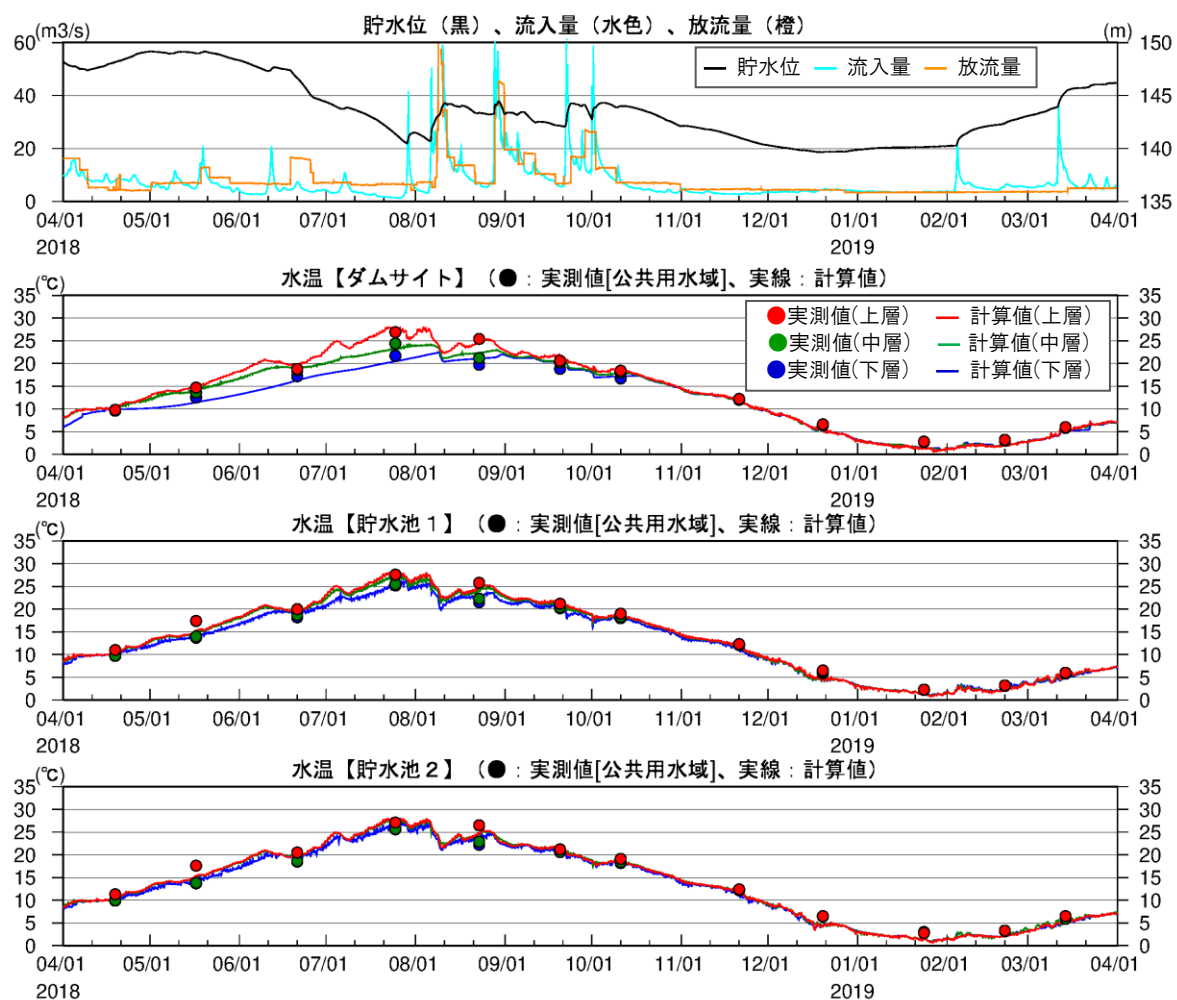


図 1-21(2) 水温の実測値と計算値の比較 平成 30(2018)年度  
(ダムサイト, 貯水池 1, 貯水池 2)

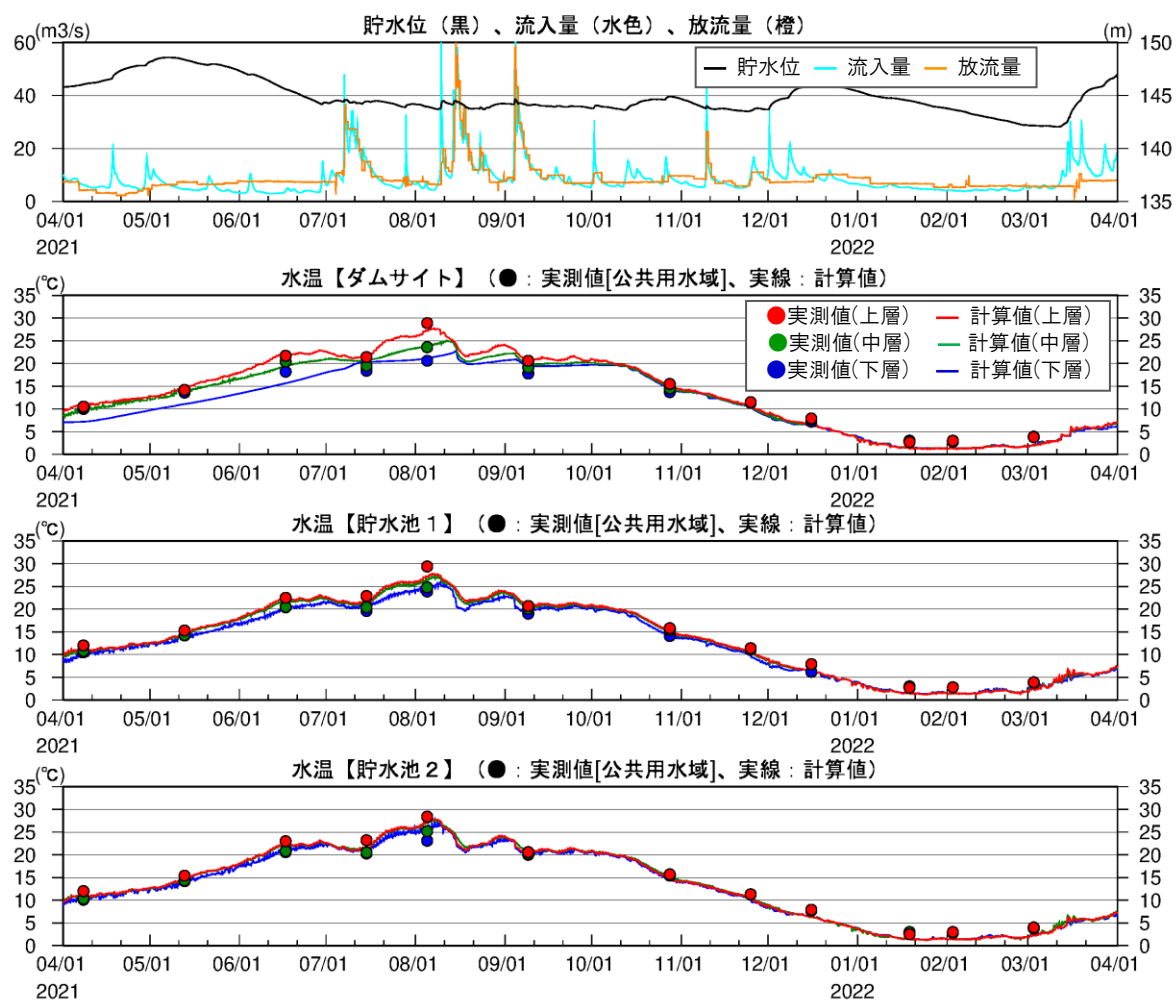


図 1-21(3) 水温の実測値と計算値の比較 令和 3(2021)年度  
(ダムサイト, 貯水池 1, 貯水池 2)

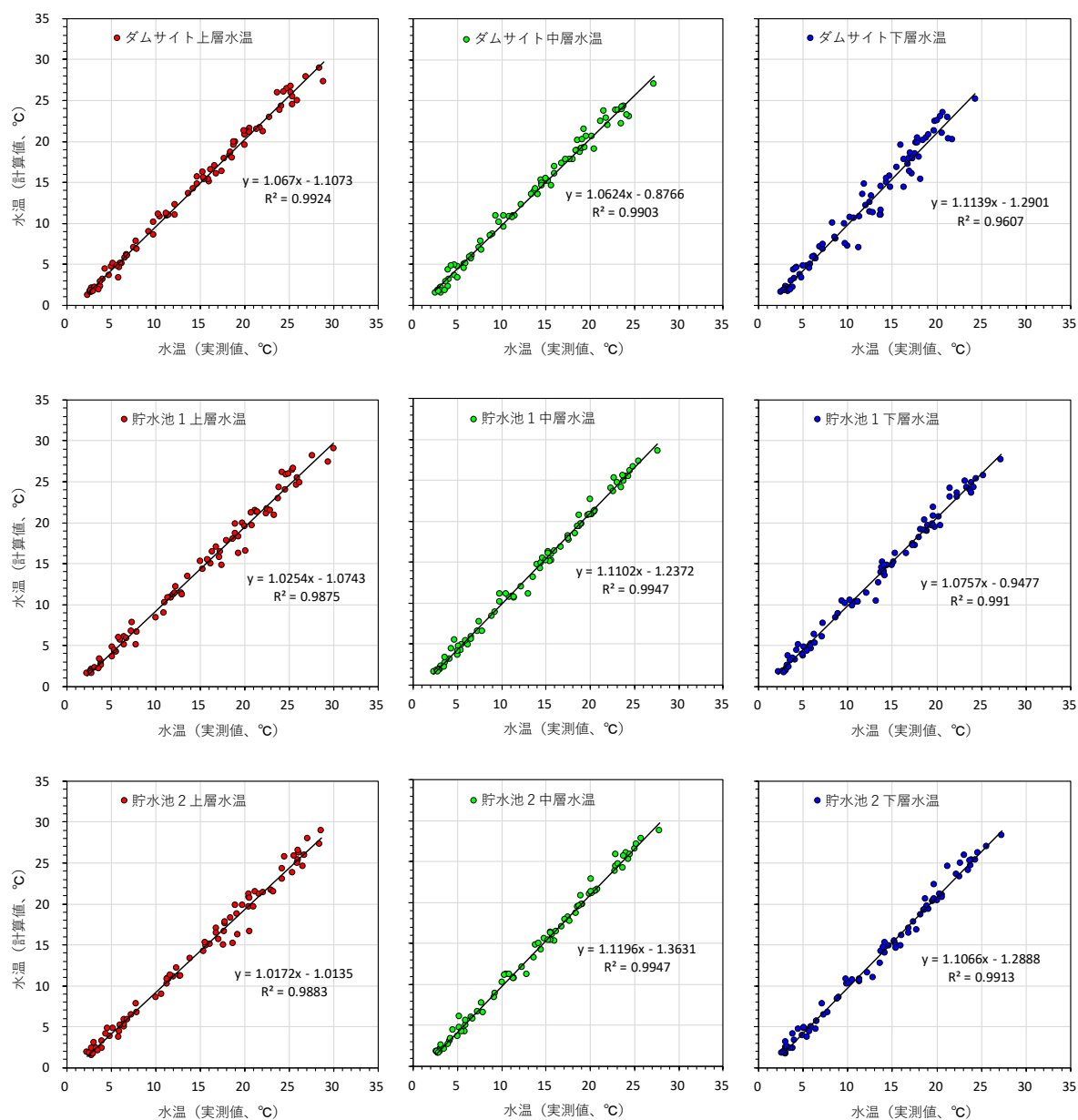


図 1-22 水温の実測値と計算値の比較 平成 29(2017)年度～令和 5 年度