

4. 準三次元貯水池流動解析モデルの開発とそれを用いたダム貯水池における洪水流の流動，伝播と洪水流入量，放流量の評価法

4.1 概説

第3章の大型水理模型実験結果の分析から，ダム貯水池特有の洪水流動現象を評価するには，貯水池内の三次元的な流動機構の評価が必要であることが明らかとなった．このためには，大型水理模型実験の計測値に加え，貯水池内の三次元的な流動機構を表現可能な数値解析モデルを開発し，洪水時の貯水池内の流動，貯留，伝播メカニズムの力学的な検討に基づく分析が不可欠である．また，ダム貯水池の洪水管理において，現行のダム管理で用いられるダムへの洪水流入量は，式(2-1)に示す様に，ダム堤体付近の貯水位より算定した貯留率 dS/dt とダム放流量の連続関係から算定されるため，貯水池内で発生する洪水流動による影響は考慮されていない．特に大規模洪水時には，貯水位が高く，貯水池内の流動が大きくなることから，現行のダム管理に用いられるダム流入量，放流量等のダム管理技術に問題が生じないかについて，洪水流動により生じる遷移区間の流速分布と水面変化や，それに伴う貯留量，洪水波形の伝播に及ぼす影響の定量的な評価が必要である．

一方，現地ダムにおいて効率的，効果的な貯水池管理を行うには，ダムへの洪水流入量，ダムからの放流量の評価が重要になる．ダム貯水池内の特徴的な洪水流動により形成される観測水面形の時系列データを用い，貯水池内の洪水流動を考慮した洪水解析を行うことで，合理的で精度の高いダムへの洪水流入量，ダムからの放流量の評価方法の確立が求められている．

本章では，第一にダム貯水池内の三次元的な洪水流動を説明できる準三次元貯水池流動解析法を構築し，貯水池内を流下する洪水流の流動，伝播，貯留機構を分析する．第二に，観測水面形の時系列データと構築した準三次元貯水池流動解析法を用い，洪水流入量，放流量の評価法を検討する．第三に，現行のダム管理方法が，大規模洪水が流入した場合に問題が生じないかについて，中規模洪水と大規模洪水を対象とした大型水理模型実験に準三次元貯水池流動解析法を適用し検討する．

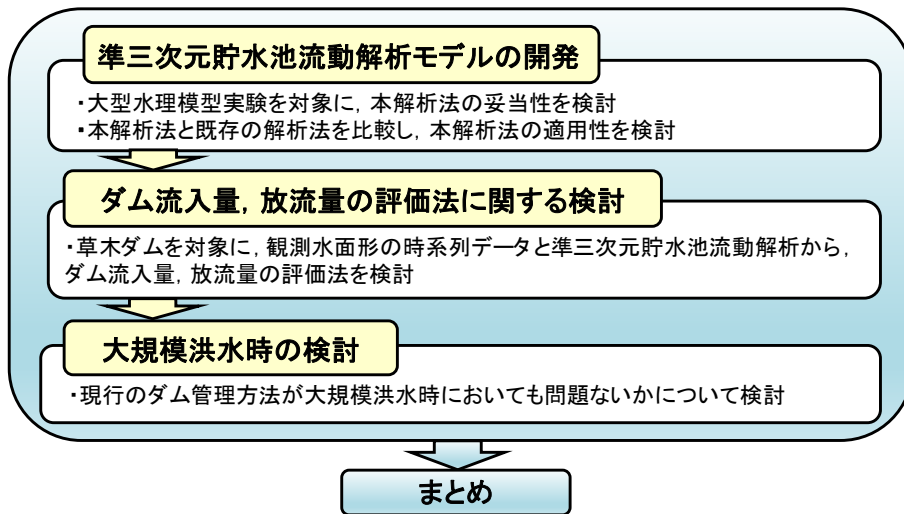


図 4.1-1 第4章の構成

4.2 準三次元貯水池流動解析法の開発

4.2.1 河川における既往の洪水解析法

(1) 河川における既往の洪水解析法

河川の洪水解析には、一般に準二次元解析法、平面二次元解析法が用いられることが多い。準二次元解析法^{1)~4)}は、低水路、高水敷、樹木群を横断分割し、隣り合う断面間での干渉効果を考慮することで、横断方向の流体混合、運動量輸送による、流れ場全体の抵抗の増大を考慮した解析法である。この解析法は、一次元解析法の枠組みで、縦横断的な抵抗変化を考慮できることから、ピーク流量やピーク水位の重要性の高い治水計画における河道水位、流下能力の算定等、広く用いられている。

準二次元解析法による検討に加え、洪水の平面流況や縦横断的な河床変動が問題となる場において、平面二次元解析法による詳細な流動検討が多く行われている。平面二次元解析法は、例えば洪水時の流量・河道貯留量の算定^{5)~6)}、洪水調節池・遊水地の検討^{7)~8)}、河床変動の検討^{例えば9)~10)}等、実河川における洪水現象を理解する上で、工学的に十分な精度で水理現象の説明が行われている。実河川の様な長い区間を対象とする洪水流解析には、平面二次元解析法のような水深積分モデルの適用が有効である。しかし、浅水流方程式を基礎式とする平面二次元解析法では、主流と二次流の三次元的な相互作用といった、河道線形や地形変化の影響を強く受ける場における流れを適切に説明できない点に課題を有している。

このような背景の中、内田、福岡^{11)~14)}は、底面流速解析法（Bottom Velocity Computation method, BVC法）を開発している。この手法は、浅水流方程式に水平方向渦度方程式と水表面の運動方程式を付加することで、水平方向流速の鉛直分布や底面圧力、底面流速場を評価することを可能としている。この手法はこれまで、橋脚や水制工を配置した実験水路に適用され、構造物周辺で発達する三次元流れと局所洗掘を説明できることが示されている。また、現地河川の洪水流を対象に底面流速解析法を適用し、観測水面形の時間データに基づく洪水流と河床変動から、河口域における砂州のフラッシュ現象¹⁵⁾や、合流^{16)~17)}・分派¹⁸⁾地点の流れと河床変動、護岸前面の流れと河床変動¹⁹⁾等、河川における洪水時の流れと河床変動を精度良く説明できることが示されており、高い説明力を持った数値解析法である。

(2) 基礎方程式（底面流速解析法，平面二次元解析法）

1) 底面流速解析法，平面二次元解析法の枠組み

底面流速解析法は，平面二次元解析法で用いられる①水深積分連続式，②水深積分運動方程式に加え，図 4.2-1 に示す③～⑦式を解くことで，水平方向流速の鉛直分布や底面圧力，底面流速を評価可能な数値解析モデルである．③の水深積分渦度方程式より鉛直方向の流速分布を考慮し，⑤の鉛直方向流速の方程式，⑥の水深積分鉛直方向運動方程式より，流れの三次元性を考慮している．

- | | |
|---------------------------|------------|
| ①水深積分連続式 (h) | |
| ②水深積分運動方程式 (U_i) | |
| ③水深積分渦度方程式 (Ω_i) | 平面二次元解析 |
| ④水面の運動方程式 (u_{si}) | |
| ⑤鉛直方向流速の方程式 (Wh) | |
| ⑥水深積分鉛直方向運動方程式 (dp_b) | |
| ⑦底面流速の方程式 (u_{bi}) | ※ () は未知数 |
- 底面流速解析法

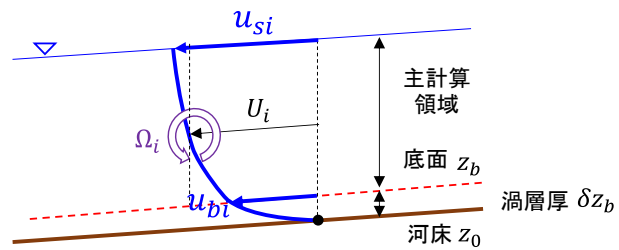


図 4.2-1 底面流速解析法，平面二次元解析法の枠組み

2) 底面流速と流速鉛直分布

一般底面流速解法では，流速 u_i の鉛直分布を式(4-1)に示す水深平均流速 U_i ，水深平均流速と底面流速 u_b の差 δu_i を用いた三次曲線で仮定する．底面流速 u_b は，渦度の定義式を水深積分することにより得られる式(4-2)より算定する．

$$u_i' = u_i - U_i = \Delta u_i (12\eta^3 - 12\eta^2 + 1) - \delta u_i (4\eta^3 - 3\eta^2) \quad (4-1)$$

$$u_{bi} = u_{si} - \varepsilon_{ij3} \Omega_j h - \frac{\partial W h}{\partial x_i} + w_s \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - w_b \frac{\partial z_b}{\partial x_i} \quad (4-2)$$

ここに， $i, j=1, 2$ (x, y 方向)， $\Delta u_i = u_{si} - U_i$ ， $\eta = (z_s - z)/h$ ， u_s ：水表面流速， z_s ：水位， z_b ：河床高， h ：水深， ε_{ij3} ：エディトンのイプシロン， Ω ：水深平均渦度， W ：水深平均鉛直方向流速， w_s ， w_b ：水面，底面の鉛直方向流速である．

3) 水深積分連続式, 水深積分運動方程式

水深平均流速の基礎式は, 一般座標系における物理成分で記述された浅水流方程式を用いる. 以下に, 一般座標系に変換された水深積分連続式(4-3), 水深積分運動方程式(4-4), (4-5)を示す.

なお, 平面二次元解析法は前述の図 4.2-1 に示すように, 水深積分連続式(4-3), 水深積分運動方程式(4-4), (4-5)を用いる.

【水深積分連続式】

$$J \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial \Delta \eta U_{\xi} h}{\partial \xi} + \frac{\partial \Delta \xi U_{\eta} h}{\partial \eta} \quad (4-3)$$

【 ξ 方向 水深積分運動方程式】

$$\begin{aligned} & h \frac{\partial U_{\xi}}{\partial t} + U_{\xi} h \frac{\partial U_{\xi}}{\partial \tilde{\xi}} + U_{\eta} h \frac{\partial U_{\xi}}{\partial \tilde{\eta}} - \tilde{J} (U_{\eta} - U_{\xi} \cos \theta^{\eta\xi}) \left(U_{\xi} h \frac{\partial \theta^{\xi}}{\partial \tilde{\xi}} + U_{\eta} h \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \tilde{\eta}} \right) \\ &= -\frac{\tau_{b\xi}}{\rho} - \tau_{K\xi} - gh \left(\frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\xi}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\eta}} \right) - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial h dp_0}{\partial \tilde{\xi}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial h dp_0}{\partial \tilde{\eta}} \right) \\ & - \frac{dp_b}{\rho} \left(\frac{\partial z_b}{\partial \tilde{\xi}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial z_b}{\partial \tilde{\eta}} \right) + \frac{1}{J} \left\{ \frac{\partial}{\partial \tilde{\xi}} (\Delta \eta \cdot h \tau_{\xi\xi}) + \frac{\partial}{\partial \tilde{\eta}} (\Delta \xi \cdot \tau_{\xi\eta}) \right\} \\ & - \tilde{J} h \left\{ (-\tau_{\xi\xi} \cos \theta^{\eta\xi} + \tau_{\xi\eta}) \frac{\partial \theta^{\xi}}{\partial \tilde{\xi}} + (-\tau_{\xi\eta} \cos \theta^{\eta\xi} + \tau_{\eta\eta}) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \tilde{\eta}} \right\} \end{aligned} \quad (4-4)$$

【 η 方向 水深積分運動方程式】

$$\begin{aligned} & h \frac{\partial U_{\eta}}{\partial t} + U_{\xi} h \frac{\partial U_{\eta}}{\partial \tilde{\xi}} + U_{\eta} h \frac{\partial U_{\eta}}{\partial \tilde{\eta}} + \tilde{J} (U_{\xi} - U_{\eta} \cos \theta^{\eta\xi}) \left(U_{\xi} h \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \tilde{\xi}} + U_{\eta} h \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \tilde{\eta}} \right) \\ &= -\frac{\tau_{b\eta}}{\rho} - \tau_{K\eta} - gh \left(\frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\eta}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\xi}} \right) - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial h dp_0}{\partial \tilde{\eta}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial h dp_0}{\partial \tilde{\xi}} \right) \\ & - \frac{dp_b}{\rho} \left(\frac{\partial z_b}{\partial \tilde{\eta}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial z_b}{\partial \tilde{\xi}} \right) + \frac{1}{J} \left\{ \frac{\partial}{\partial \tilde{\eta}} (\Delta \eta \cdot h \tau_{\eta\eta}) + \frac{\partial}{\partial \tilde{\xi}} (\Delta \xi \cdot \tau_{\xi\eta}) \right\} \\ & - \tilde{J} h \left\{ (-\tau_{\xi\xi} + \tau_{\xi\eta} \cos \theta^{\eta\xi}) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \tilde{\xi}} + (-\tau_{\xi\eta} + \tau_{\eta\eta} \cos \theta^{\eta\xi}) \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \tilde{\eta}} \right\} \end{aligned} \quad (4-5)$$

ここに, τ_b : 底面せん断力, τ_K : 樹木群による抵抗項, dp_0 : 静水圧分布からの偏差圧力 dp の水深平均値, dp_b : 河床面の静水圧分布からの偏差圧力 $p = \rho g(z_s - z) + dp$, τ_{ij} : 水平せん断応力である.

4) 水表面の運動方程式

ξ , η 方向の水表面流速の方程式(4-6), (4-7)を以下に示す.

【 ξ 方向水表面流速の方程式】

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u_{s\xi}}{\partial t} + u_{s\xi} \frac{\partial u_{s\xi}}{\partial \tilde{\xi}} + u_{s\eta} \frac{\partial u_{s\xi}}{\partial \tilde{\eta}} - \tilde{J}(u_{s\eta} - u_{s\xi} \cos \theta^{\eta\xi}) \left(u_{s\xi} \frac{\partial \theta^{\xi}}{\partial \tilde{\xi}} + u_{s\eta} \frac{\partial \theta^{\xi}}{\partial \tilde{\eta}} \right) \\ & = -g \left(\frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\xi}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\eta}} \right) - \left(\frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\xi}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\eta}} \right) \left(\frac{\partial dp}{\partial z} \right)_{z=z_s} + P_{s\xi} \end{aligned} \quad (4-6)$$

【 η 方向水表面流速の方程式】

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u_{s\eta}}{\partial t} + u_{s\xi} \frac{\partial u_{s\eta}}{\partial \tilde{\xi}} + u_{s\eta} \frac{\partial u_{s\eta}}{\partial \tilde{\eta}} + \tilde{J}(u_{s\xi} - u_{s\eta} \cos \theta^{\eta\xi}) \left(u_{s\xi} \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \tilde{\xi}} + u_{s\eta} \frac{\partial \theta^{\eta}}{\partial \tilde{\eta}} \right) \\ & = -g \left(\frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\eta}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\xi}} \right) - \left(\frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\eta}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial z_s}{\partial \tilde{\xi}} \right) \left(\frac{\partial dp}{\partial z} \right)_{z=z_s} + P_{s\eta} \end{aligned} \quad (4-7)$$

$$\begin{cases} P_{s\xi} = \frac{2\nu_t}{h^2} \{12C_{ps}(u_{se\xi} - u_{s\xi}) - (3\delta u_\xi - 6\Delta u_\xi)\} \\ P_{s\eta} = \frac{2\nu_t}{h^2} \{12C_{ps}(u_{se\eta} - u_{s\eta}) - (3\delta u_\eta - 6\Delta u_\eta)\} \end{cases}$$

ここに, P_{si} : 水表面流速の生産項, ν_t : 渦動粘性係数, C_{ps} : 係数, $C_{ps}=3$, u_{sei} : 平衡状態の i 方向水表面流速である.

5) 水深積分渦度方程式

水深積分渦度 Ω_i は式(4-8)に示す水深積分された渦度方程式により算定する.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial J\Omega_i h}{\partial t} = J \left(ER_{\sigma i} + P_{\omega i} + \frac{\partial h \Delta \eta D_{\omega \xi i}}{\partial \xi} + \frac{\partial h \Delta \xi D_{\omega \eta i}}{\partial \eta} \right) \\ & ER_{\sigma i} = u_{si} \omega_{s\sigma} - u_{bi} \omega_{b\sigma} \\ & P_{\omega i} = C_{p\omega} \nu_{tb} (\omega_{bei} - \omega_{bi}) / h \\ & C_{p\omega} = \kappa / \alpha \\ & \alpha = \kappa / 6 \\ & D_{\omega \xi i} = -U_\xi \Omega_i + U_i \Omega_\xi + \overline{\omega'_\xi u'_i} - \overline{\omega'_i u'_\xi} + \frac{\nu_t}{\sigma_\omega} \left(\frac{\partial \Omega_i}{\partial \tilde{\xi}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial \Omega_i}{\partial \tilde{\eta}} \right) \\ & D_{\omega \eta i} = -U_\eta \Omega_i + U_i \Omega_\eta + \overline{\omega'_\eta u'_i} - \overline{\omega'_i u'_\eta} + \frac{\nu_t}{\sigma_\omega} \left(\frac{\partial \Omega_i}{\partial \tilde{\eta}} + \cos \theta^{\eta\xi} \frac{\partial \Omega_i}{\partial \tilde{\xi}} \right) \end{aligned} \quad (4-8)$$

ここに, ER_{ω} : 水面と河床面に垂直な渦度の回転, $P_{\omega i}$: i 方向渦度の生産項, $D_{\omega ij}$: 水平方向渦度の移流, 回転・伸縮, 分散, 乱流混合による i 方向渦度のフラックス, ν_{tb} : 底面近傍の渦動粘性係数, ω_{bei} : 平衡状態における底面の i 方向渦度, κ : カルマン定数(=0.4), $\sigma_{\omega}=1.0$, $\overline{\omega'_{\xi}u'_i}, \overline{\omega'_i u'_{\xi}}, \overline{\omega'_{\eta}u'_i}, \overline{\omega'_i u'_{\eta}}$: 渦度と直線分布に関する二次相関項である.

6) 鉛直方向流速の式

鉛直方向流速は, 式(4-9)に示す方程式より算定する.

$$\frac{\partial \Delta \eta \cdot h^2 \phi_{\xi}}{J \partial \xi} + \frac{\partial \Delta \xi \cdot h^2 \phi_{\eta}}{J \partial \eta} + \frac{\phi^P - \phi}{k_1} = 0 \quad (4-9)$$

$$(\phi_{\xi}, \phi_{\eta}) = \left(\frac{\partial \phi}{\partial \tilde{\xi}} + \cos \theta^{\eta \xi} \frac{\partial \phi}{\partial \tilde{\eta}}, \frac{\partial \phi}{\partial \tilde{\eta}} + \cos \theta^{\eta \xi} \frac{\partial \phi}{\partial \tilde{\xi}} \right)$$

ここに, $\phi = (Wh)^{n+1} - (Wh)^n$, $\phi^P = (Wh)^P - (Wh)^n$, $k_1 = 1/20$, $(Wh)^P$: δt_i^P を用いた流速鉛直から計算される Wh , δt_i^P : $(Wh)^n$ を用いて計算される δt_i , n : 時間ステップである.

7) 底面圧力の式

底面圧力は, 式(4-10)に示す水深積分した鉛直方向の運動方程式より算定する. なお, 本解析では, 非定常項とせん断応力項は省略している.

$$\frac{dp_b}{\rho} = U_{\xi} h \frac{\partial W}{\partial \tilde{\xi}} + U_{\eta} h \frac{\partial W}{\partial \tilde{\eta}} + \frac{\tau_{b\xi}}{\rho} \frac{\partial z_b}{\partial \tilde{\xi}} + \frac{\tau_{b\eta}}{\rho} \frac{\partial z_b}{\partial \tilde{\eta}} \quad (4-10)$$

また, 運動方程式及び水表面流速の方程式の非静水圧成分項を評価するため, 偏差圧力の鉛直分布は直線分布としている.

$$dp = \rho g dz, \eta = (z_s - z)/h \quad (4-11)$$

4.2.2 ダム貯水池における既往の洪水解析法

ダム貯水池の洪水解析には、一次元解析法、平面二次元解析法、鉛直二次元解析法が用いられることが多い。一次元解析法は、貯水池内の堆砂問題や、計算コストが小さいことから数十年～百年単位の長期予測に適用される事例が多い（例えば²⁰⁾～²¹⁾。しかし、一次元解析法では、水理量を断面平均値として評価することから、貯水池形状の縦横断的な変化や流速分布を表現できず、流動変化を適切に評価できない点に課題を有している。

平面二次元解析法は、貯水池内の平面流況や、堆砂問題に適用される事例が多い（例えば²²⁾～²³⁾。平面二次元解析法では、貯水池内の湾曲や、川幅変化等の平面的な地形変化は考慮可能であり、水深の浅い貯水池や湖沼において適用性が高い。しかし、浅水方程式を基礎式とする平面二次元解析法では、流れを水深平均流速として評価することから、横断面内で発生する二次流による三次元流れと流速分布の変化により生じるエネルギー損失を考慮できず、貯水池内の洪水流動を大きめに評価する課題を有している。

鉛直二次元解析法は、水温、濁度、富栄養化、曝気循環等の水質問題への適用事例（例えば²⁴⁾～³²⁾）が多い。これは、水質問題では、貯水池内の鉛直混合や鉛直分布の評価が重要となるためである。鉛直二次元解析法では、川幅平均で水理量を評価するため、蛇行形状を有する貯水池や、山地河川特有の湾曲河道のような、水平方向の流動が卓越する場の評価に課題を有している。

このように、一次元解析法、平面二次元解析法、鉛直二次元解析法では、第3章で明らかとなった、遷移区間における河床近傍の非平衡流れに起因するダム貯水池内の三次元的な洪水流動を考慮することができない点に課題がある。

ダム貯水池を流下する洪水流の三次元性を考慮する方法として、準三次元解析法、三次元解析法が挙げられる。しかし、準三次元解析法については、著者らの調べたところでは、ダム貯水池への適用事例は見られない。一方、ダム貯水池特有の三次元流れを考慮するため、三次元解析法を用いた研究³³⁾～³⁶⁾が行われるようになってきた。これらの研究の多くは、水温、濁質等の水質問題を対象としたもの³³⁾～³⁶⁾、³⁸⁾であり、平時の遅い流れを対象としているため、比較的大きな計算メッシュが用いられている。一方で、ダム貯水池の洪水流動を対象とした研究事例は少ない。洪水時は、上流河川からダム貯水池に流入する大きな流速を対象とする必要があり、この流動を適切に評価するには、より細かな計算メッシュが必要になる。村田ら³⁷⁾の研究では、穴あきダムを対象に洪水時の三次元流況について検討しているが、貯水池全体を対象とせず、ダム堤体付近の1kmの区間のみを対象としている。このように、ダム貯水池の洪水流動に三次元解析法を用いるには、計算コストが大きいことが課題となる。

4.2.3 準三次元貯水池流動解析法の開発

(1) ダム貯水池特有の三次元流れを表現する解析法

ダム貯水池は、通常の河川と異なり、流下方向に水深、川幅が増大し、河積が流下方向に大きくなる特徴を有している（図 4.2-2 参照）。このため、貯水池内を流下する洪水流は、平面だけでなく鉛直方向にも変化する。特に湛水領域の大きい貯水池では、湛水領域では水面形が概ね水平になること、遷移領域では縦横断的な河床勾配の変化により河床付近では境界層的な取り扱いが必要となることから、底面や河岸で非平衡流が発生し複雑な三次元流況を示す。本研究では、貯水池特有の地形変化による三次元流れと、縦横断的な流速分布を表現可能な解析モデルの構築を目的とする。

ダム貯水池を流下する洪水流の三次元性を考慮する方法として、準三次元解析法、三次元解析法が挙げられる。なお、ここで示す準三次元解析法は、内田らの底面流速解析法を対象としている。第 3 章で示した、ダム貯水池内の①貯水池上流区間、②遷移区間、③貯水池下流の湛水区間の 3 区間を対象に、準三次元解析法、三次元解析法の適用性を整理する。

①貯水池上流区間は、上流河川から慣性力の強い洪水流が流入する区間である。この区間は川幅に比して水深が小さく、河道状況が通常の河川に近いことから、準三次元解析法、三次元解析法ともに適用性は高い。

②遷移区間は、貯水池の縦横断的な地形変化による河床近傍の非平衡流れにより、洪水流が縦横断的、時間的に流速分布を変化させながら流下する区間である。このため、ダム貯水池内の洪水流動現象を表現するには、貯水池内の流動を規定する遷移区間の流れを適切に評価することが重要となる。準三次元解析法では、流れの三次元性を考慮可能であるが、流速鉛直分布を仮定することから、河床近傍の境界層的な非平衡流れに伴う、貯水池内の流速分布の変化を十分考慮できない点に課題がある。このため、準三次元解析法を遷移区間に適用するには、河床近傍の非平衡流れを表現可能なモデル化が必要となる。三次元解析法では、鉛直方向にも計算メッシュ分割を行うことから、河床近傍の非平衡流れや、遷移領域における三次元的な洪水流動を考慮可能である。しかし、既往研究^{33)~38)}からも明らかのように、計算コストが大きくなる点に課題がある。

③湛水区間は、洪水流の流速が小さく、流れが停滞する区間である。この区間は、水深が大きく三次元的な流れ場を形成しているものの、大きな流動は発生しない。この区間では、洪水流が停滞することにより、必ずしも高次の解析法による評価を行う必要性は低いと考えられる。

以上より、ダム貯水池内の①貯水池上流区間、②遷移区間、③貯水池下流の湛水区間の 3 つの区間では、貯水池内で発生する水現象を適切にモデル化することにより、準三次元解析法、三次元解析法のいずれにおいても、貯水池内の洪水流動を表現可能

と考えられる。本研究で対象とするダム貯水池とその上下流河川では、河道地形、川幅、水深、流路蛇行等、異なる大きさのスケールから構成されており、それに応じた水理現象が生じている。このため、ダム貯水池の水理現象を明らかにするには、上流河川～貯水池上流区間～遷移区間～湛水区間で一体に取り扱う解析技術が必要である。特に、ダム貯水池とその上下流河川の様に、長い区間を対象とする洪水流解析には、三次元解析と比較して計算コストの小さい水深積分モデルの適用が有効である。以上より、本研究では三次元流れを表現可能な準三次元解析モデルを基本とし、貯水池特有の三次元流れを考慮可能な解析モデルの構築を行う。

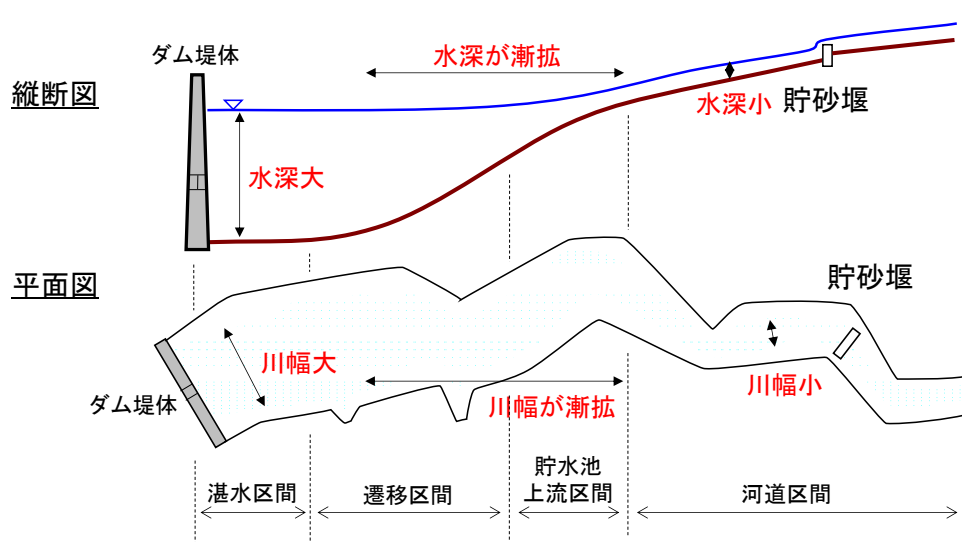


図 4.2-2 ダム貯水池の地形特性

(2) 準三次元貯水池流動解析法の考え方

本解析モデルの特徴は、ダム貯水池内の縦横断的な地形変化による洪水の流動、変形を考慮するため、貯水池内の洪水流動を規定する河床勾配が縦横断的に大きく変化する遷移区間における、河床近傍の非平衡流れと、それに伴う流速の鉛直分布の変化を河床近傍の境界層的な渦層を考慮することによって表現することにある。このため、本解析モデルは、図 4.2-3 に示す様に洪水が大きな運動量をもって流下する主計算領域と、河床近傍での渦層域の 2 層から構成されている。主計算領域では、内田らが河川の流れに用いた、水深積分モデルの枠組みで流れの三次元性を考慮できる一般底面流速解析法を用いる。渦層域では、河床近傍の非平衡状態の流れとそれに伴う流速分布の変化を考慮するため、河床近傍の渦層域における連続式、運動方程式より、渦層内の流れを直接的に評価する。また、上流河川は河道条件が通常の河川と同様である

こと、湛水区間は流速，流動が小さいことから全体にわたって一般底面流速解析法を用いる．以上より，本解析モデルは，準三次元解析モデルの枠組みで，上流河川～貯水池上流区間～遷移区間～湛水区間を流下する洪水流を一体に取り扱うことが可能なモデルとなっている．なお，一般底面流速解析法と準三次元貯水池流動解析法の接合部では，渦層流速を計算する助走域を設定する（図 4.2-4 参照）．この助走域を考慮することで，接合部における渦層平均流速の急変が生じないようにしている．なお，この助走域では，渦層域の流速のみを評価し，主計算領域と渦層域における質量，運動量，渦度の交換は実施していない．

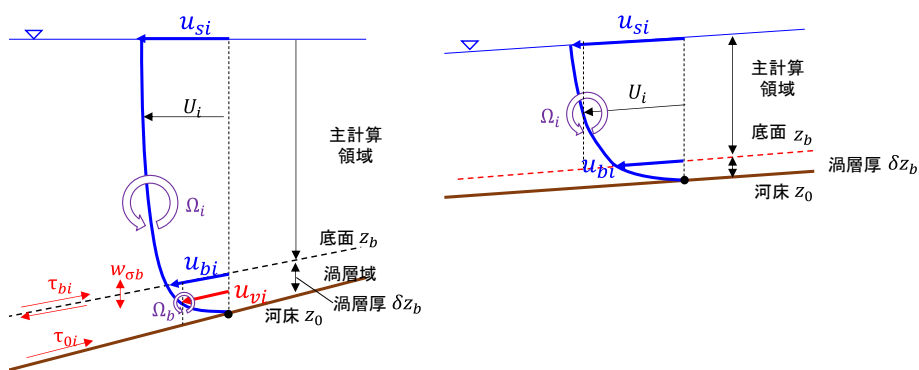


図 4.2-3 解析法の模式図（左：遷移区間，右：河川区間，湛水領域）

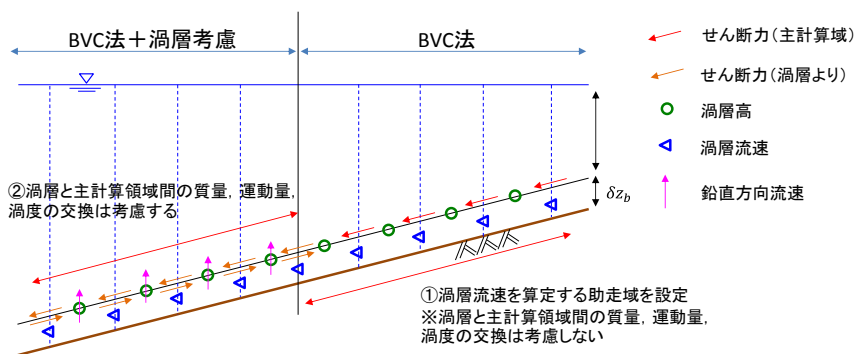


図 4.2-4 一般底面流速解析法と準三次元貯水池流動解析法の接合点の処理

(3) 準三次元貯水池流動解析法の枠組み

図 4.2-5 に準三次元貯水池流動解析法の枠組みを示す。図中の青枠で示す範囲は一般底面流速解析法を、図中の赤枠で示す範囲は準三次元貯水池流動解析法における渦層域の計算法の枠組みを示す。

準三次元貯水池流動解析法は、一般底面流速解析法（①～⑥，⑩）に対し、河床近傍の非平衡流れと、これに伴う流速鉛直分布の変化を考慮するため、⑦渦層厚積分の連続式、⑧渦層厚積分の運動方程式を考慮し、渦層厚平均流速 u_{vi} を直接的に評価する。鉛直方向流速 w_{ob} は、鉛直方向の運動方程式を解かず、⑦渦層厚積分の連続式から計算する。⑧渦層厚積分の運動方程式に含まれるせん断応力は、渦動粘性係数を用いて式⑧-1 で表す。渦動粘性係数は、底面-渦層の間の流速差と水深の積で式⑧-2 のように表す。また、渦動粘性係数は、式⑧-3 ようにも定義できる。本研究では、式⑧-2、式⑧-3 それぞれ大きい方の値を用いて、渦動粘性係数を計算することにした。非平衡状態の底面渦度は、一般底面流速解析法の渦度の生産項で用いられている平衡状態の底面渦度（式（4-8））を渦層内の渦度とすることで考慮し、式⑧-4 のように表す。

図 4.2-6 に準三次元貯水池流動解析法と一般底面流速解析法の相違点を示す。渦層内の底面渦度は、一般底面流速解析法では、渦層内の流速分布が対数分布則に従うと仮定し、平衡状態の渦度を用いて評価している。この平衡状態の渦度を用いて渦度生産項 $P_{\omega y}$ を算出し、②水深積分渦度方程式に反映される。③水深積分運動方程式は、運動学的境界条件を用いて導出されることから、ダム貯水池内の縦横断的な地形変化による影響は考慮されている。しかし、渦層内で平衡状態を仮定していることから、流下方向の水深や、貯水池底面の川幅の増大に伴う、河床近傍の流速変化に起因する非平衡状態の渦供給による影響は考慮されていない。

これに対し、準三次元貯水池流動解析法では、渦層域で直接的に評価した渦層平均流速を用い、底面流速と渦層厚平均流速の差から非平衡状態の底面渦度を算出する。このため、河床近傍の流速分布の変形を考慮した非平衡状態の底面渦度が、主計算領域における②水深積分渦度方程式の渦度の生産高 $P_{\omega i}$ に反映される。これにより、貯水池特有の流動場を形成する。

また、渦層域では縦横断的に流速場が変化することにより、底面の渦層と垂直な流速 w_{ob} が発生する。この w_{ob} により、主計算領域と渦層域の間で質量の交換、運動量の交換が発生する。以上より、本解析モデルは、貯水池内の流れを一体的に取り扱うことが可能なものとなっている。

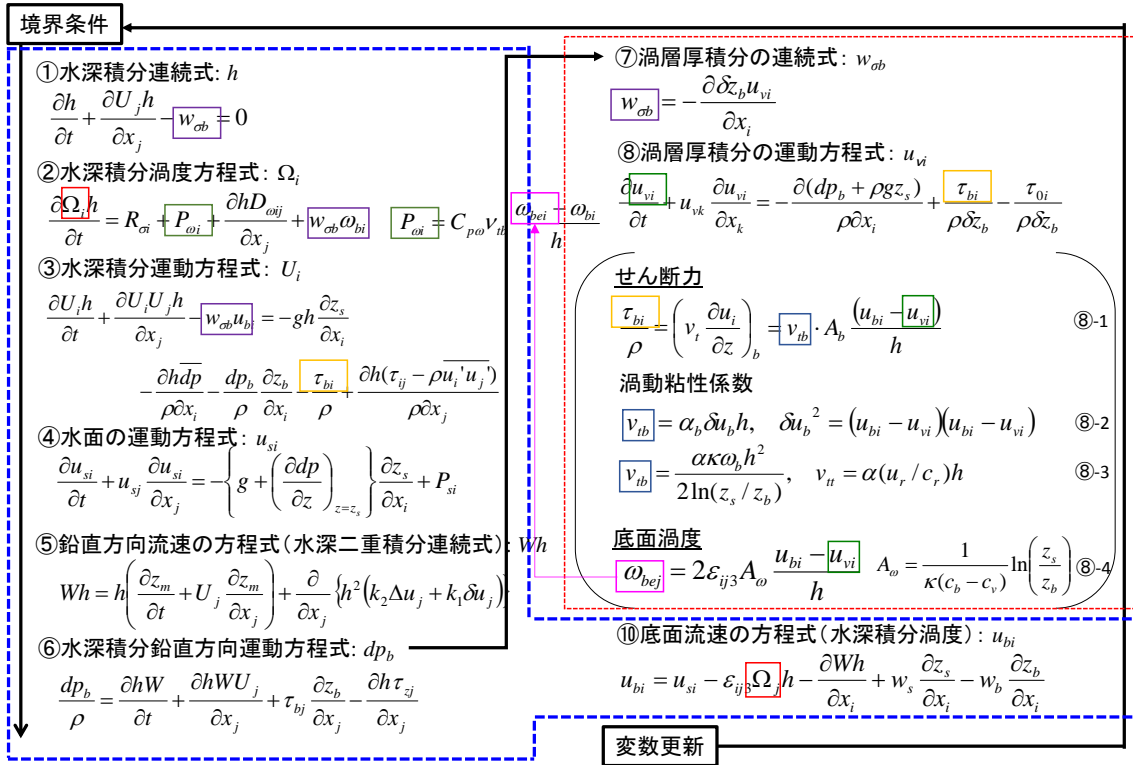


図 4.2-5 準三次元貯水池流動解析法の枠組み

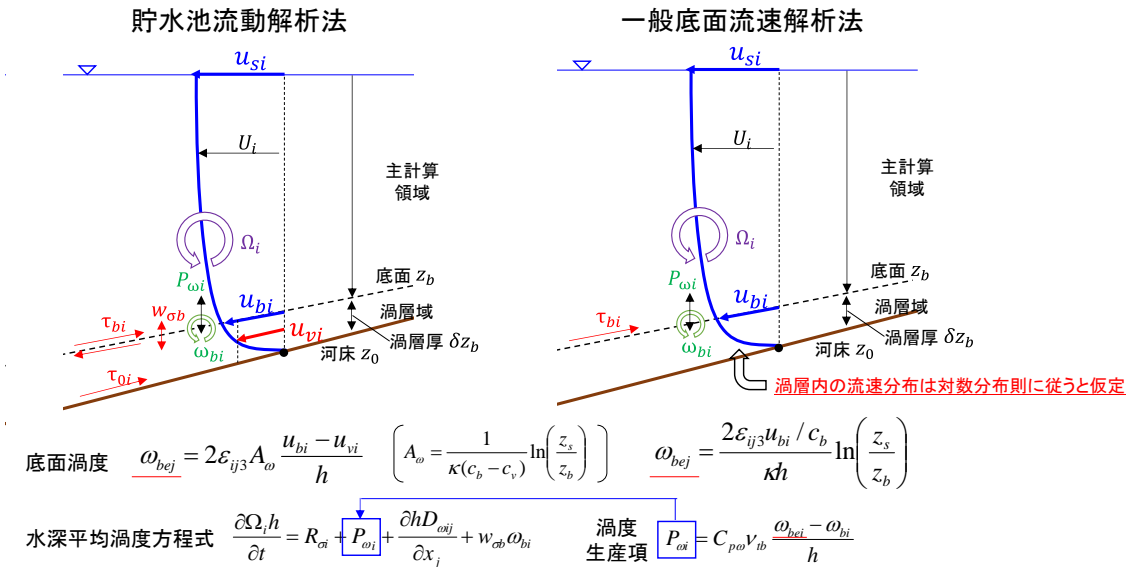


図 4.2-6 貯水池流動解析法と一般底面流速解析法の相違点

(4) 基礎式（準三次元貯水池流動解析法）

主計算領域における一般底面流速解析法の基礎式は、前述の 4.2.1 と同様である。ここでは、渦層域における基礎式を示す。

1) 渦層積分連続式，渦層積分運動方程式

渦層域の非平衡流れを考慮するため、渦層内の連続式と運動方程式を直接解くことにより、渦層平均流速，渦層内の非平衡渦度を算定する。

以下に、一般座標に変換された渦層積分連続方程式(4-12)，渦層積分運動方程式(4-13)，(4-14)を示す。

【渦層積分連続方程式】

$$w_{ob} = -\frac{\partial \delta x_b u_{vi}}{\partial x_i} \quad (4-12)$$

【 ξ 方向 渦層積分運動方程式】

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{U}_v}{\partial t} + \tilde{U}_v \frac{\partial \tilde{U}_v}{\partial \tilde{\zeta}} + \tilde{V}_v \frac{\partial \tilde{U}_v}{\partial \tilde{\eta}} + \frac{\partial w_v \tilde{U}_v}{\partial z} - \tilde{J}(\tilde{V} - \tilde{U} \cos \theta^{\eta\zeta}) \left(\tilde{U} \frac{\partial \theta^\zeta}{\partial \tilde{\zeta}} + \tilde{V} \frac{\partial \theta^\zeta}{\partial \tilde{\eta}} \right) \\ = \frac{\partial(\rho g z_s + dp_b)}{\rho \partial \tilde{\zeta}} + \cos \theta^{\eta\zeta} \frac{\partial(\rho g z_s + dp_b)}{\rho \partial \tilde{\eta}} + \frac{\tau_{b\zeta}}{\rho \delta z} - \frac{\tau_{0\zeta}}{\rho \delta z} \end{aligned} \quad (4-13)$$

【 η 方向 渦層積分運動方程式】

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{V}_v}{\partial t} + \tilde{U}_v \frac{\partial \tilde{V}_v}{\partial \tilde{\zeta}} + \tilde{V}_v \frac{\partial \tilde{V}_v}{\partial \tilde{\eta}} + \frac{\partial w_v \tilde{V}_v}{\partial z} - \tilde{J}(\tilde{U} - \tilde{V} \cos \theta^{\eta\zeta}) \left(\tilde{U} \frac{\partial \theta^\eta}{\partial \tilde{\zeta}} + \tilde{V} \frac{\partial \theta^\eta}{\partial \tilde{\eta}} \right) \\ = \frac{\partial(\rho g z_s + dp_b)}{\rho \partial \tilde{\eta}} + \cos \theta^{\eta\zeta} \frac{\partial(\rho g z_s + dp_b)}{\rho \partial \tilde{\zeta}} + \frac{\tau_{b\eta}}{\rho \delta z_b} - \frac{\tau_{0\eta}}{\rho \delta z_b} \end{aligned} \quad (4-14)$$

$$\frac{\tau_{bi}}{\rho} = \left(\nu_t \frac{\partial u_i}{\partial z} \right)_b = \nu_{tb} \cdot A_b \frac{(u_{bi} - u_{vi})}{h}, \quad A_b = \frac{1}{\alpha(c_b - c_v)}$$

$$c_b = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z_b}{k_s} \right) + Ar, \quad c_v = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{\delta z_b / 2 + \delta z_0}{k_s} \right) + Ar$$

$$\nu_{tb} = \alpha_b \delta u_b h, \quad \delta u_b^2 = (u_{bi} - u_{vi})(u_{bi} - u_{vi})$$

$$\omega_{bej} = 2\varepsilon_{ij3} A_\omega \frac{u_{bi} - u_{vi}}{h}, \quad A_\omega = \frac{1}{\kappa(c_b - c_r)} \ln \left(\frac{z_s}{z_b} \right)$$

ここに, $k=1,2,3$ ($x_3=z_\sigma$: 渦層に垂直な方向), $w_{\sigma b}$: 底面の渦層と垂直な流速, z_b : 渦層の厚さ, u_{vi} : 渦層における層平均 x_i 方向流速, d_{pb} : 底面圧力の非静水圧成分, z_s : 水面高, τ_{bi} : 渦層面に作用するせん断応力, $\tau_{\sigma i}$: 底面に作用するせん断応力, ν_{tb} : 渦動粘性係数, u_{bi} : 底面の x_i 方向流速, h : 水深, z_b : 河床高, $\alpha=\kappa/6$, $\kappa=0.41$, $Ar=8.5$, ω_{bei} : 底面渦度, ε_{ij3} : エディトンのイプシロンを示す.

4.3 準三次元貯水池流動解析法の妥当性に関する検討

ここでは，構築した準三次元貯水池流動解析法を，第3章の中規模洪水を対象とした大型水理模型実験に適用し，解析結果と計測結果の比較から，本解析法の妥当性について検討する．また，ダム流入量と放流量が既知である大型水理模型実験を対象とすることにより，貯水池内で発生する洪水流動，洪水伝播特性に着目して検討する．

4.3.1 検討条件

構築した準三次元貯水池流動解析法を中規模洪水を対象とした大型水理模型実験に適用し，本解析法の妥当性を検討する．表 4.3-1 に検討条件を示す．

表 4.3-1 検討条件（準三次元貯水池流動解析法の妥当性検討）

項目	検討条件
解析法	湛水区間(2.4k 下流)，河道区間(4.8k 上流) ：一般底面流速解法 2.4k～4.8k 区間 ：準三次元貯水池流動解析法
対象区間	ダム堤体(2.0k 地点)～84.0km 地点
横断データ	ダム上流河川：H25 測量データ ダム貯水池：H23 測量データ ※縮尺 1/75
境界条件 (水理量)	上流端：水理実験の流入量ハイドログラフ ピーク流量 1,300m ³ /s(模型換算 26.7l/s) 下流端：貯水位の計測データ ※計測貯水位データに合うように，放流量を設定
粗度係数	上流河川：0.053～0.087 (模型換算 0.026～0.042) ダム貯水池：0.025 (模型換算 0.012) ※計測水面形の時間変化を再現するよう，時系列的に設定

(1) 解析メッシュ，地形条件

図 4.3-1 に解析メッシュと河床高コンター図を示す。解析対象区間は，大型水理模型実験水路の水位計測位置を包括して設定することとし，ダム堤体 2.0km～84.0km の区間とした。

模型水路の貯水池内の湾曲形状や，河岸の微地形を考慮するため，一般曲線座標系により解析メッシュを作成した。各計算メッシュに与える地盤高は，ダム上流河川で平成 25 年測量を，ダム貯水池で平成 23 年測量を採用している。また，測線間の地形は，測線の横断データを直線内挿することにより作成した。

解析メッシュは，上流河川域で約 5m，湛水領域で約 20m とし，縦断方向に 520 分割，横断方向に 45 分割している。

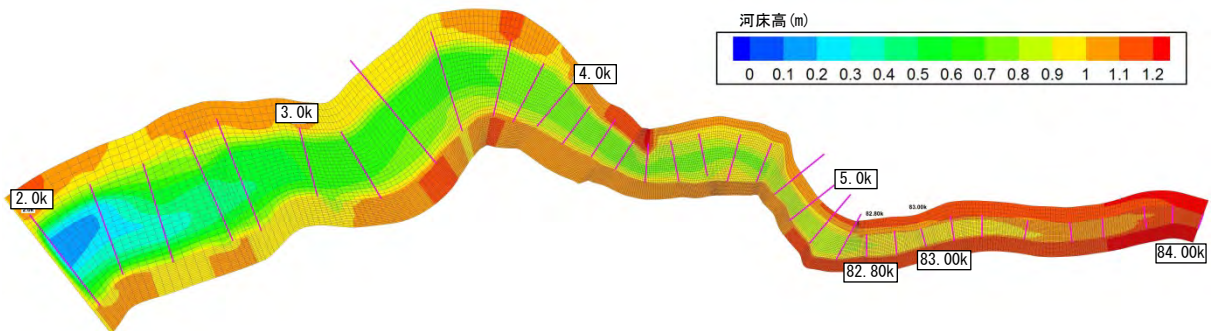


図 4.3-1 解析メッシュと河床高コンター図（全体図）

(2) 境界条件

境界条件は、上流端は電磁流量計により計測された流量ハイドログラフを、下流端は貯水位ハイドログラフを設定する。洪水波形は、第 3 章で示した中規模洪水を対象とした大型水理模型実験と同様に、草木ダムで発生した H25.9 洪水（現地流量 $1,000\text{m}^3/\text{s}$ ）を、ピーク流量が現地流量 $1,300\text{m}^3/\text{s}$ になるように引き伸ばしている。なお、この模型換算ピーク流量は 26.7l/s となる。

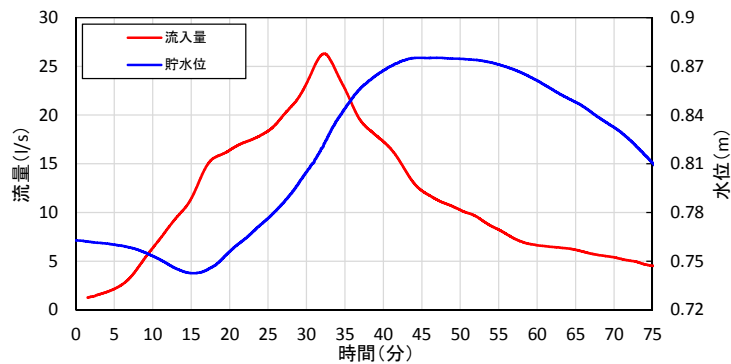


図 4.3-2 流入量，貯水位ハイドログラフ

(3) 粗度係数

粗度係数は、計測水面形の時間変化データを再現するよう、図 4.3-3 に示すように時間的に変化させて設定した。本検討では、水位が低い時間帯は $n=0.087$ （模型換算 $n=0.042$ ），流入量のピーク付近は $n=0.053$ （模型換算 $n=0.026$ ）を設定した。当該区間では、一般に山地河道で用いられている粗度係数 $n=0.040$ ³⁹⁾と比較して、全体的に大きな値となっている。これは、河床に存在する大粒径の河床材料が流れに及ぼす形状抵抗や、急勾配区間における三次元性の強い流れによる抵抗を粗度係数で表現しているためである。

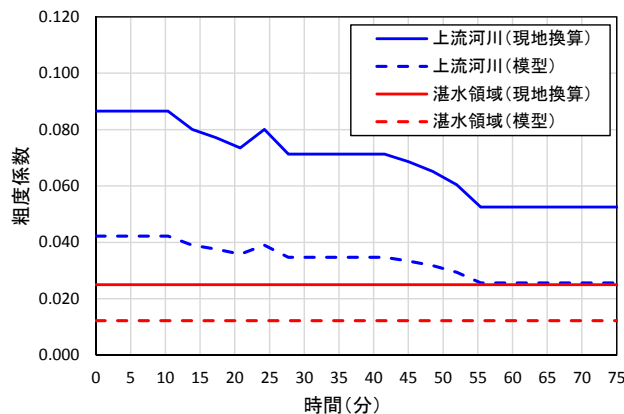


図 4.3-3 粗度係数の時間変化

(4) ダム放流量の設定方法

放流量は、草木ダムの操作規定に従い設定する。草木ダムでは、2門のオリフィスゲートにより、放流操作が行われる。本検討では、下流端の放流ゲートの条件として、ゲート操作により放流量フラックス、渦度フラックスが、ダム下流河道に放流される機構をモデル化した。放流量は、貯水位計測地点において、計測水位が貯水位を表現するようにゲート開度を調整し、放流量フラックスを設定する。渦度フラックスは、ダム堤体前面の解析メッシュにおける渦度の内、ゲート開度分だけ下流に放出されるものとしモデル化した。また、図 4.3-4 に示すように、ダム堤体から受ける流体力にゲート上部に働く静水圧に加え、接近流速により生じる動圧を考慮している。

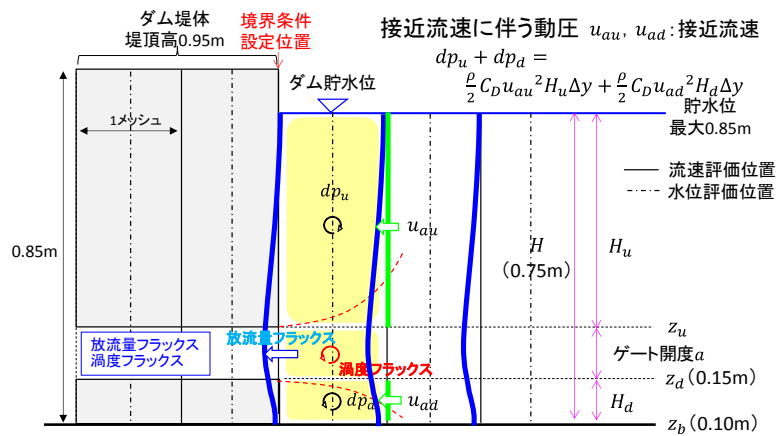


図 4.3-4 下流端の境界条件の設定方法

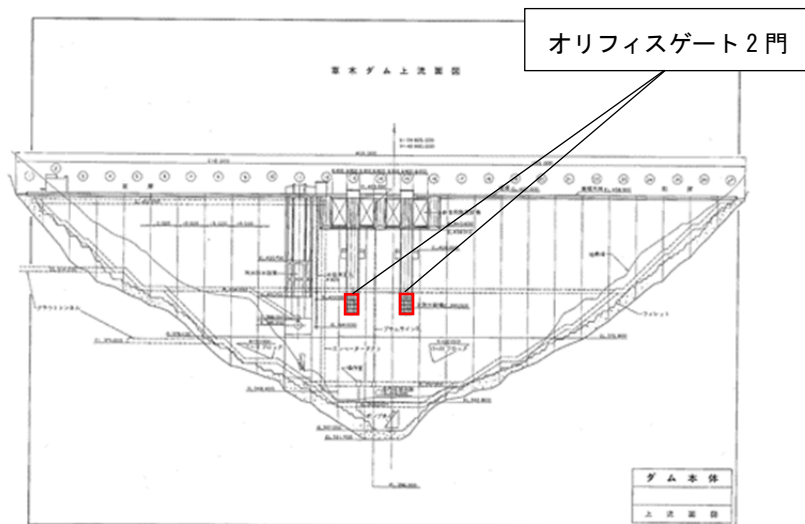


図 4.3-5 草木ダムのゲート位置

4.3.2 検討結果

(1) 縦断的な水面形の時間変化, 洪水放流量, 貯水位

1) 縦断的な水面形の時間変化

図 4.3-6 に縦断水面形時間変化の解析値と計測値の比較を示す。ダム貯水池は、広い湛水領域と貯水池下端にダム堤体を有することから、上流から流入する洪水流が湛水領域で減速し貯留される。本検討で対象とする流入流量は、貯水池の貯留容量に比して小さいため、貯水池内の水位はほぼ水平に上昇する。湛水領域では、水位上昇期、下降期ともに縦断水面形は概ね水平になる。遷移領域では、流量上昇期（実験開始 20 分～32 分）において、4.0km～4.4km の区間で縦断的な水位変化が生じている。上流河川域では、河床勾配に応じて縦断水面形が形成される。縦断水面形の解析値と計測値を比較すると、水位上昇期の遷移領域において、解析水位の方が計測水位より若干高く計算されている。これは、東宮橋狭窄部で発生する剥離流れによる渦供給が十分考慮されていないためである。これらの地点を除き、解析水位は計測水位と対応している。

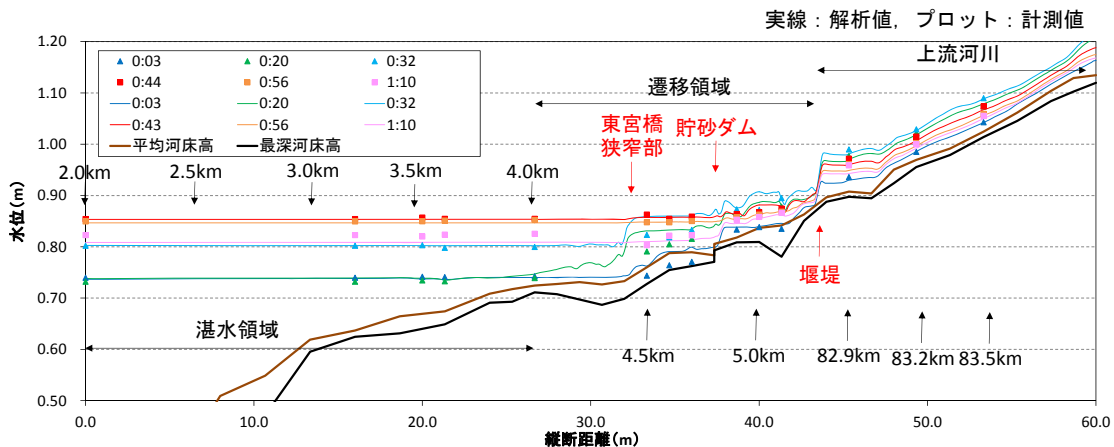


図 4.3-6 縦断水面形の解析値と計測値の比較

2) 洪水放流量, 貯水位

図 4.3-7 に洪水放流量, 貯水位ハイドログラフの解析値と計測値の比較を示す。貯水池内の水位の縦断変化は計測値, 解析値ともに概ね同一の値をとりながら水平に上昇している。ピーク流量発生時刻（実験開始 32 分）付近で、放流量の解析値は計測値よりもやや大きくなるものの、現行の貯水池下端の貯水位を用いたゲートの式より算定されるダム放流量と解析の放流量は概ね一致している。

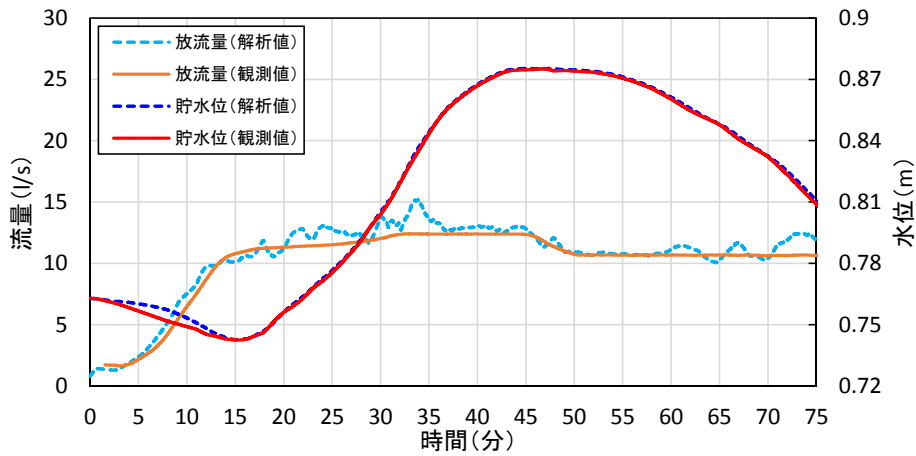


図 4.3-7 洪水放流量，貯水位のハイドログラフの解析値と計測値の比較

(2) 洪水流動

1) 平面流況

図 4.3-8 に解析流速コンター図，ベクトル図と計測流速ベクトルの比較を示す。計測流速は 10 秒平均値である。解析値は，全体的な貯水池内の流動の傾向を把握することを目的に 1 分平均値を示している。

流量上昇期は，貯水池内の水深が小さく流速が大きい状態にある。4.0km より上流は上流河川から慣性力の強い流れが流入する区間であり，図 4.3-6 に示す縦断的な水位変化による貯留量 dS' (図 1.1-1 参照) の発生区間に対応している。この区間は，東宮橋狭窄部の深掘れにより河床が逆勾配になっており，水表面と底面の流速差による大きな鉛直混合により，縦断的な水位変化が発生する。遷移領域から湛水領域に流下する洪水は，3.6km 地点付近の右岸を水衝部とし，下流へ流下する主流成分と逆流する成分に分けられる。この時，流下方向に複数の平面渦が発生し，流出入流量，湛水位に応じて平面渦の発生位置，構造が変化する。流入水は流速は小さいながらも湛水域内を流下し，水平に近い水面形で徐々に水位が上昇する。水位ピーク時には，流入量は小さくなり，5.0km 付近まで縦断水面形が水平となる。その後，放流量が流入量より多くなり貯水位が低くなることで，再び貯水池内の流動が活発化する。流速の計測値と解析値を比較すると，解析値は，洪水流の順流，逆流の傾向と対応している。

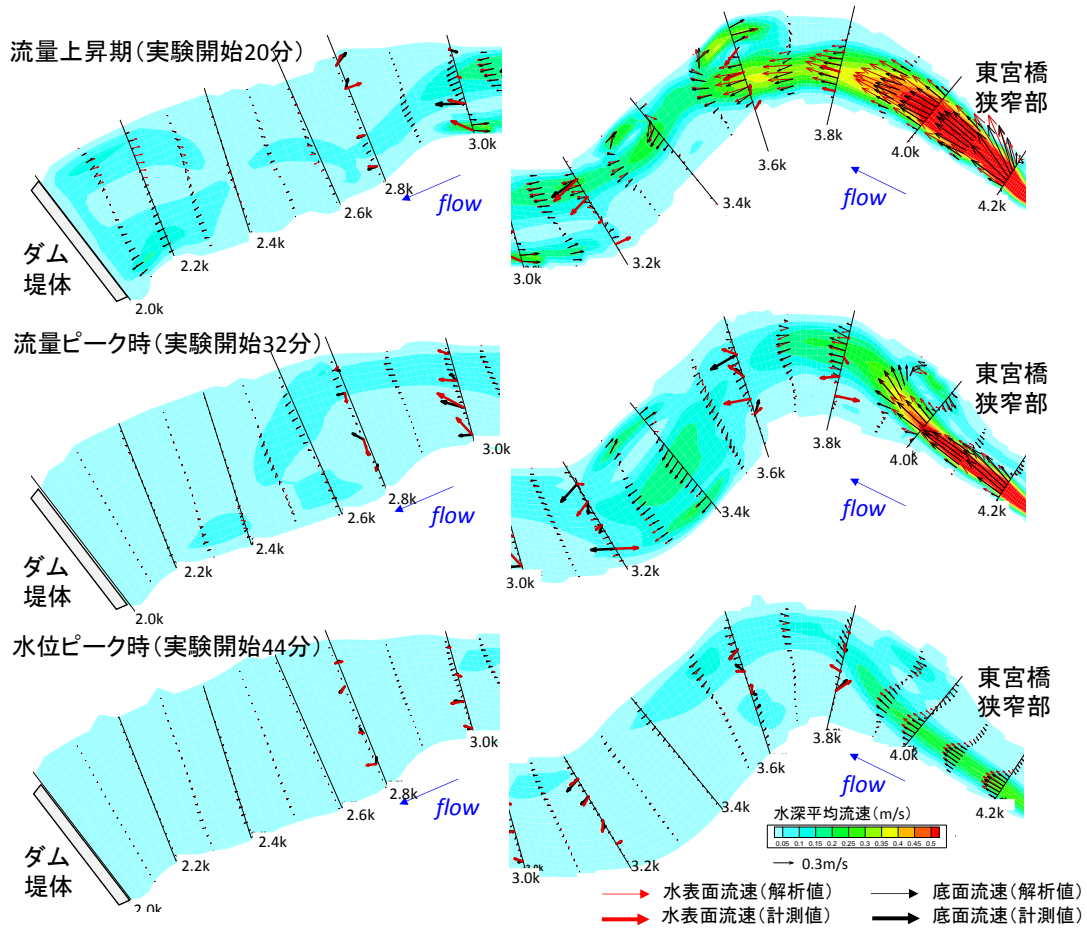


図 4.3-8 流速の解析値と計測値の比較

2) 流速の鉛直分布

図 4.3-9 は流速鉛直分布の解析値と計測値の比較を示す。全体的な傾向として、貯水水位が低い時間は、流速分布の解析値は計測値と対応している。しかし、水位が高くなるに従い、解析値と計測値に差が見られるようになる。この主要因は大きく2つある。1つ目は、水位が高くなることで、流速が小さくなり、流速の計測値に誤差を持つ可能性である。特に水位が高くなると流速は数 cm/s のオーダーとなり、電磁流速計の計測可能範囲に抵触し、計測誤差を含む可能性がある。2つ目は、平面流況の解析精度である。平面流況の分析から、本解析法は流れの順流、逆流の傾向を概ね表現していることを示した。しかし、貯水池内の流動機構は複雑であり、主流の発生位置等の平面流況に横断的に数 cm～数十 cm のずれがあると、縦横断的な流動の傾向は大きく変わり、水深が大きくなるにつれてその傾向が顕著になる。よって、平面流況の変化により、流速分布の傾向が変わる可能性がある。

上記を踏まえ、各地点の流速鉛直分布について考察する。上流の 3.6km 地点は、ダム貯水池の湛水領域と比較して川幅が狭く、水深が小さいことから、通常の河川に近い状況にある。このため、慣性力の強い洪水流が流入することから、解析の流速鉛直分布は、計測値を再現している。また、実験開始 44 分の流速分布については、上記2つ目の理由により、解析値と計測値に差が見られる。3.2km 地点では、河床近傍を除き、解析の流速鉛直分布は、計測値と対応する。底面付近の流速については、上記の1つ目の理由により、解析値と計測値に差が見られる。2.8km 地点と 3.0km 地点を比較すると、流量上昇期は、同程度の流速となるが、貯水水位が高くなるに従い、2.8km の流速は小さくなる。これは、2.8km より下流の区間で河床勾配が変化し、河積が増大することで、流速が小さくなるためである。

これらの結果より、本解析結果は、局所的に計測結果を表現できない箇所が見られるものの、ダム貯水池内の流速分布の変化傾向を表現している。

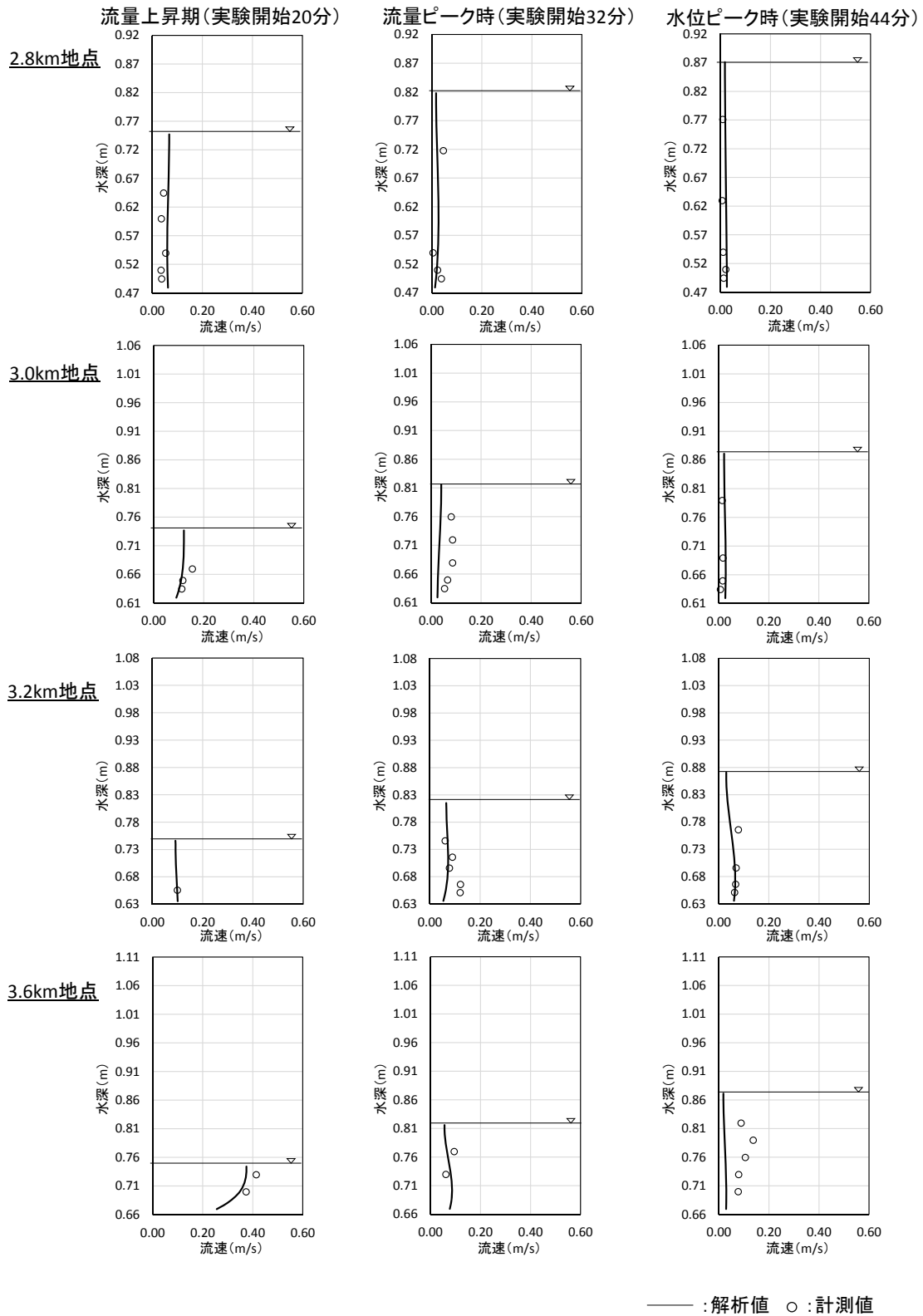


図 4.3-9 鉛直流速分布の解析値と計測値の比較

(3) 洪水波形の伝播

図 4.3-10 に貯水池内の水位，流量ハイドログラフの縦断変化を示す．図中の水位，流量ハイドログラフは解析値であり，水位ハイドログラフは洪水初期からの水位上昇を示す．なお，図 4.3-10 の水位，流量は各断面における解析流量の 1 分間平均値を示している．上流河川では，ほぼ同時刻に水位，流量ハイドログラフのピークが発生するのに対し，湛水領域では，水位ハイドログラフのピークは流量ハイドログラフのピークから 11 分遅れている．流量ハイドログラフは，貯水池の上流領域ではほぼ同一波形で流下し，湛水領域に流入すると，縦横断的に洪水が貯留され，ピーク流量が低減する．

貯留量は流入量 Q_{in} ，流出量 Q_{out} の差であり，流量ハイドログラフの縦断的な変化の時間積分から求まる．以下に，縦断的な流量変化と貯留量について分析する．図 4.3-11 に解析流量の縦断分布を示す．流量上昇期（図中の破線）は，湛水領域，遷移領域となる 4.0km 地点より下流の区間で流量が顕著に減ずる．この隣り合う時間の縦断的な流量差がその時間内の貯留量であり，湛水領域，遷移領域の区間で洪水流が貯留され，流量ハイドログラフは縦断的に変形する．また，貯水位下降期（図中の実線）は，貯水池への流入量に対し，放流量が大きくなるため，貯留分が徐々に排水される．

水位ハイドログラフは，図 4.3-10 に示すように，遷移領域で波形が大きく変形し，4.0km 地点より下流（水位ハイドログラフの 2.0km～4.0km 地点）では，湛水領域の背水の影響により同一形状の波形になる．これは，本検討の流入量の規模が貯水池の規模に比して十分小さく，貯水位の上昇が概ね水平であったためである．

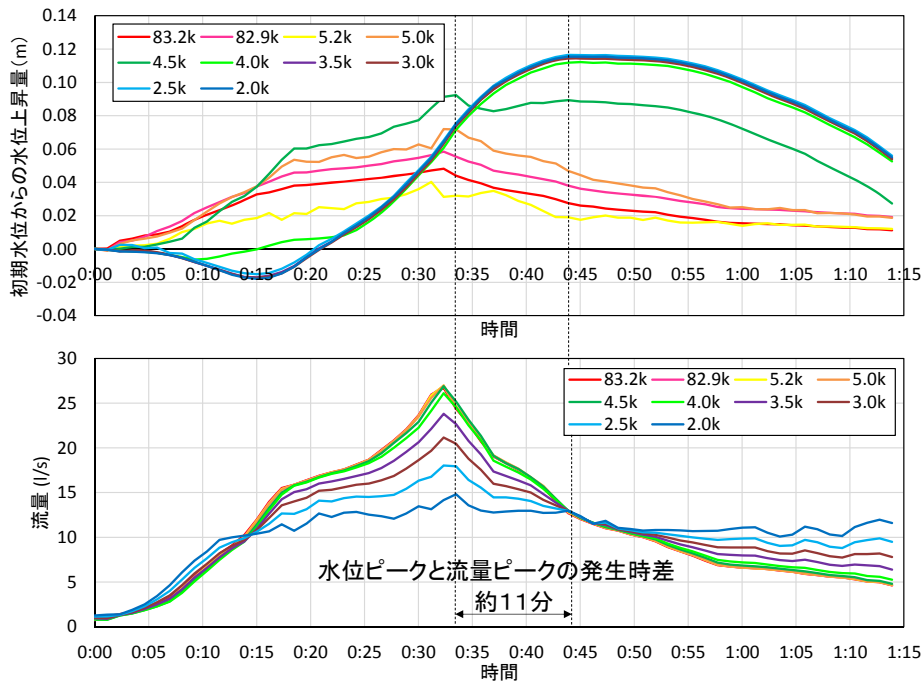


図 4.3-10 水位，流量ハイドログラフの縦断変化

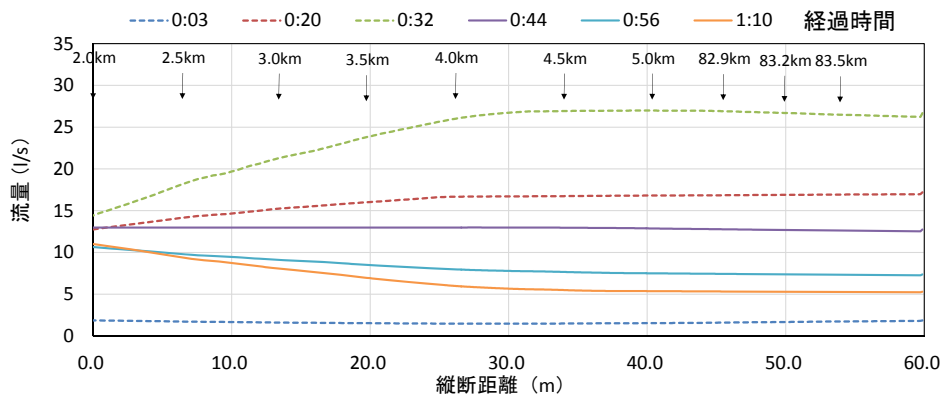


図 4.3-11 解析流量の縦断分布

4.4 既存の数値解析法との比較による準三次元貯水池流動解析の適用性に関する検討

ここでは、大型水理模型実験に準三次元貯水池流動解析法と、既存の数値解析法である一般底面流速解析法、平面二次元解析法を適用し、解析結果の比較から、本解析法の適用性について検討する。

4.4.1 検討条件

表 4.4-1 に解析モデルの適用性に関する検討の検討条件を示す。検討条件は、前述の 4.3 準三次元貯水池流動解析法の妥当性に関する検討と同様とし、解析モデルの違いによる洪水の流動、伝播特性を分析する。

なお、下流端の境界条件は、大型水理模型実験の計測放流量ハイドログラフを設定する。下流端に貯水位を設定した場合、各解析法で貯水池内の水面形が同等となる。この場合、貯水位が規定されることで貯水池内の流動を小さく評価することが懸念される。このため、本検討では、下流端の境界条件を計測放流量ハイドログラフとしている。

表 4.4-1 検討条件（解析モデルの適用性に関する検討）

項目	検討条件
解析法	Case1 : 準三次元貯水池流動解析法 Case2 : 一般底面流速解析法 Case3 : 平面二次元解析法
対象区間	ダム堤体(2.0k 地点)～84.0km 地点
横断データ	ダム上流河川 : H25 測量データ ダム貯水池 : H23 測量データ ※縮尺 1/75
境界条件 (水理量)	上流端 : 水理実験の流入量ハイドログラフ ピーク流量 1,300m ³ /s(模型換算 26.7l/s) 下流端 : 水理実験の放流量ハイドログラフ
粗度係数	上流河川 : 0.053～0.087 (模型換算 0.026～0.042) ダム貯水池:0.025 (模型換算 0.012) ※計測水面形の時間変化を再現するよう、時系列的に設定

※赤字：準三次元貯水池流動解析法の妥当性の検討からの変更点を示す

4.4.2 検討結果

(1) 縦断的な水面形の時間変化

図 4.4-1 に縦断水面形時間変化の計測値と解析値の比較を示す。水面形は各解法で同様の上昇、下降の傾向を示している。違いのある点は、流量上昇期における 4.0km ~4.4km の区間で縦断的な水位変化である。この違いについては、後述する、流動の傾向、流動の強度の違いが主要因である。

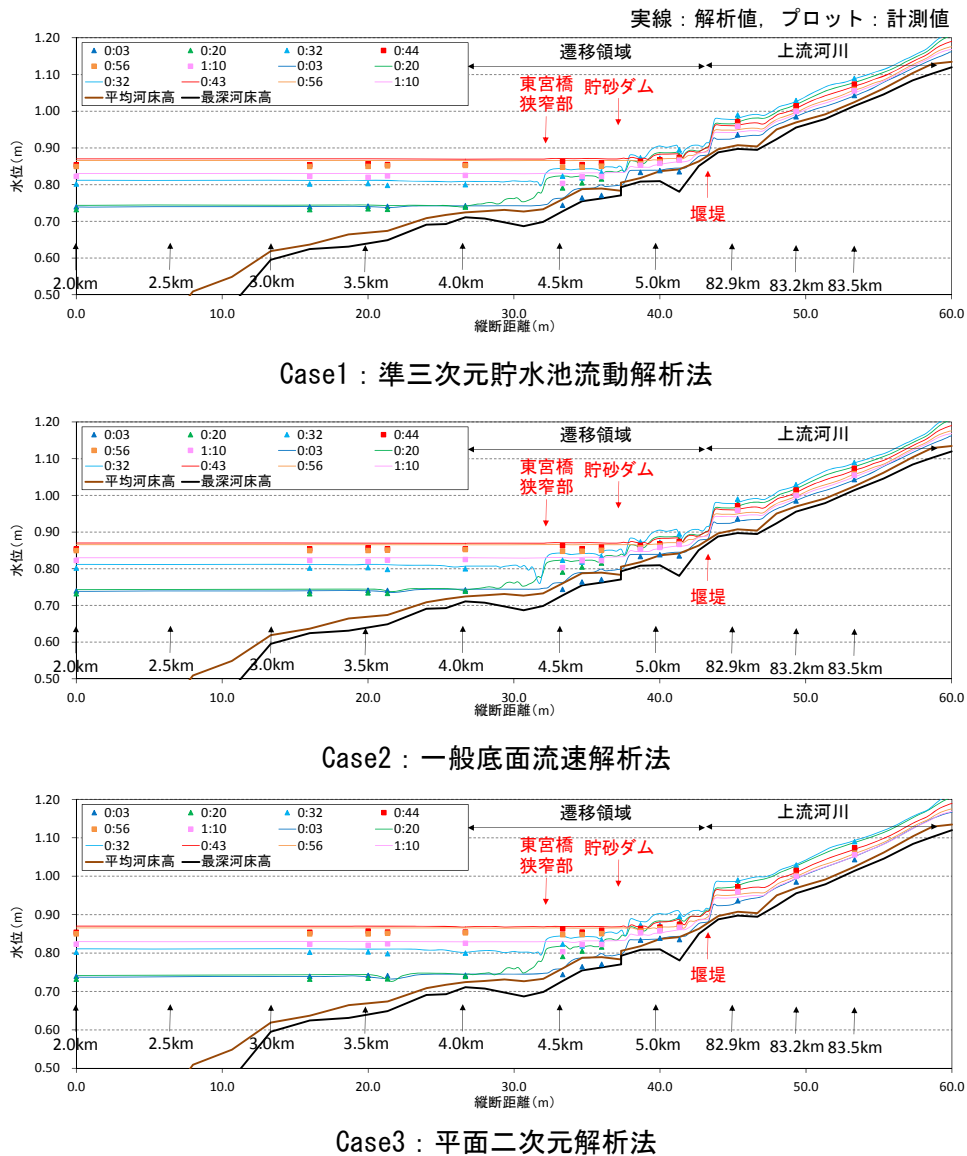


図 4.4-1 縦断水面形の解析値と計測値の比較

(2) 洪水流動

1) 平面流況

図 4.4-2～図 4.4-4 は解析流速コンター図，ベクトル図と計測流速ベクトルの比較を示しており，流量上昇期，流量ピーク時，水位ピーク時の流況を示している。

流量上昇期の貯水池流入部では，各解析法の洪水流動は同じ傾向を示す。これは，貯水池流入部では，水深が小さく通常の河川と河道状況が近いこと，上流から強い慣性力を持つ流れが流入するためであり，各解析法で差が出難い状況になっている。この時，流動の強度は，本解析法に比べ，一般底面流速解析法，平面二次元解析法の方が大きくなる。この区間は，東宮橋狭窄部の下流区間で河床が逆勾配になっており，本解析法の方が，一般底面解析法，平面二次元解析法と比べ，水表面流速，底面流速の差に起因する鉛直方向の流速変化によるエネルギー損失を適切に考慮しているためである。特に，平面二次元解析法は，鉛直方向の流速変化による影響を考慮できないため，流動が大きめに評価される。貯水位が高くなるに従い，本解析法，一般底面流速解析法は，概ね同様の流動機構を形成する。なお，平面二次元解析法は，他の2手法と比較して流動の傾向が大きく異なる。これは，平面二次元解析法では，主流と二次流の三次元的な相互作用による流れのエネルギー損失を考慮できないことが主要因である。

一方，貯水池下流部では，本解析法は，大型水理模型実験の計測値を表現しているが，他の2手法は主流位置が異なる傾向をとる。この理由について分析する。図 4.4-5 に渦層域を考慮したことによる流れの非平衡性の影響評価として，準三次元貯水池流動解析法と一般底面流速解析法の底面渦度の差分と，渦層域と主計算領域間の鉛直流速を示す。本解析法と一般底面流速解析法の底面渦度の差分は，平衡状態の底面渦度と非平衡状態の底面渦度の差分を意味している。一般底面流速解析法では，渦層内の流速が対数分布則に従うものとして，平衡状態を仮定しているのに対し，本解析法では，渦層平均流速と底面流速の差から，非平衡状態の底面渦度を用いている。主流の傾向が異なる 2.8km より下流の区間では，平衡状態と非平衡状態の底面渦度の差分が，局所的に大きい。この区間は，縦横断的な河床勾配が大きく変化する区間であり，河床底面近傍の流れが非平衡状態にあることが分かる。この地点の，渦層域と主計算領域間の鉛直流速を見ると，他の区間と比較して，鉛直流速が大きい傾向にある。鉛直流速の発生は，主計算領域と渦層域の合間で質量，運動量の交換が行われていることを意味しており，この影響により貯水池内は三次元流況を形成する。また，貯水位が高くなるに従い，貯水池内の流動に差は見られなくなる。これは，貯水位の上昇により，貯水池内の流速自体が小さくなるためであり，各解析法で大きな違いは見られない。

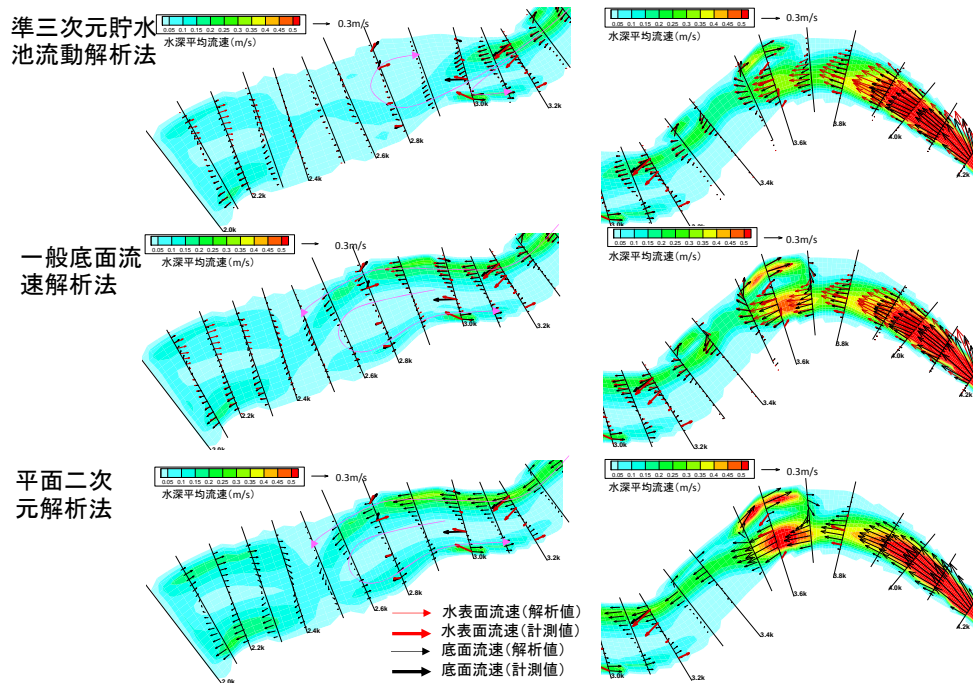


図 4.4-2 流速の解析値と計測値の比較（流量上昇期 実験開始 20 分）

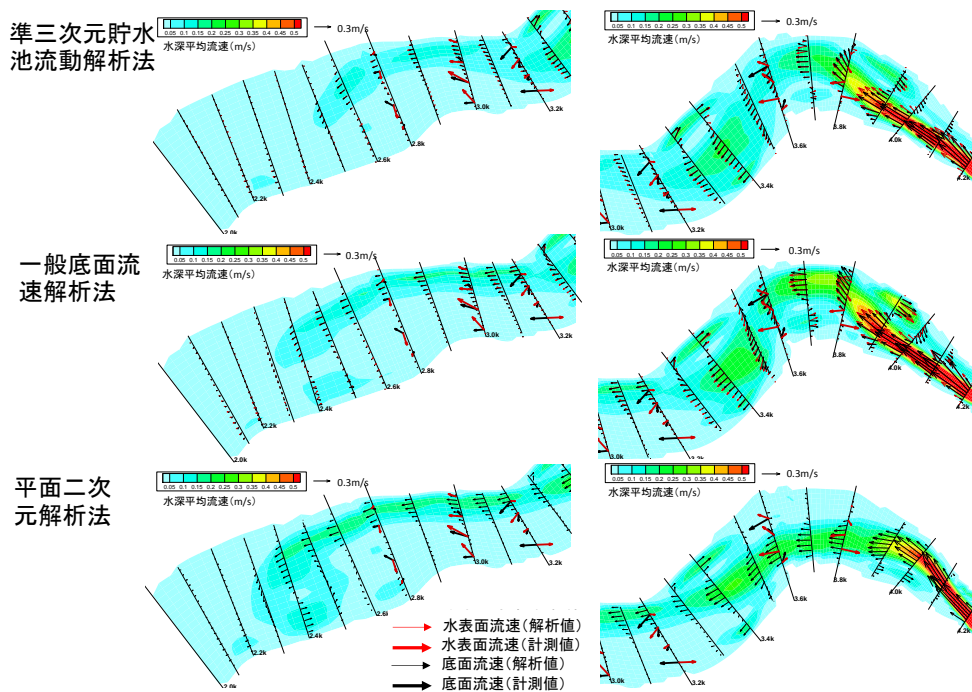


図 4.4-3 流速の解析値と計測値の比較（流量ピーク時 実験開始 32 分）

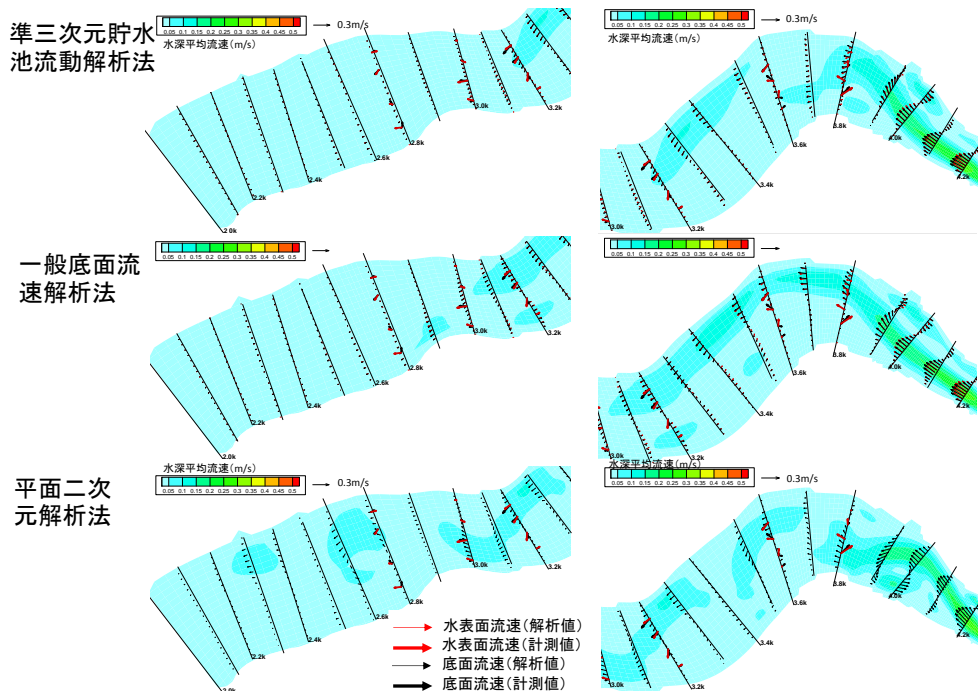


図 4.4-4 流速の解析値と計測値の比較（水位ピーク時 実験開始 44 分）

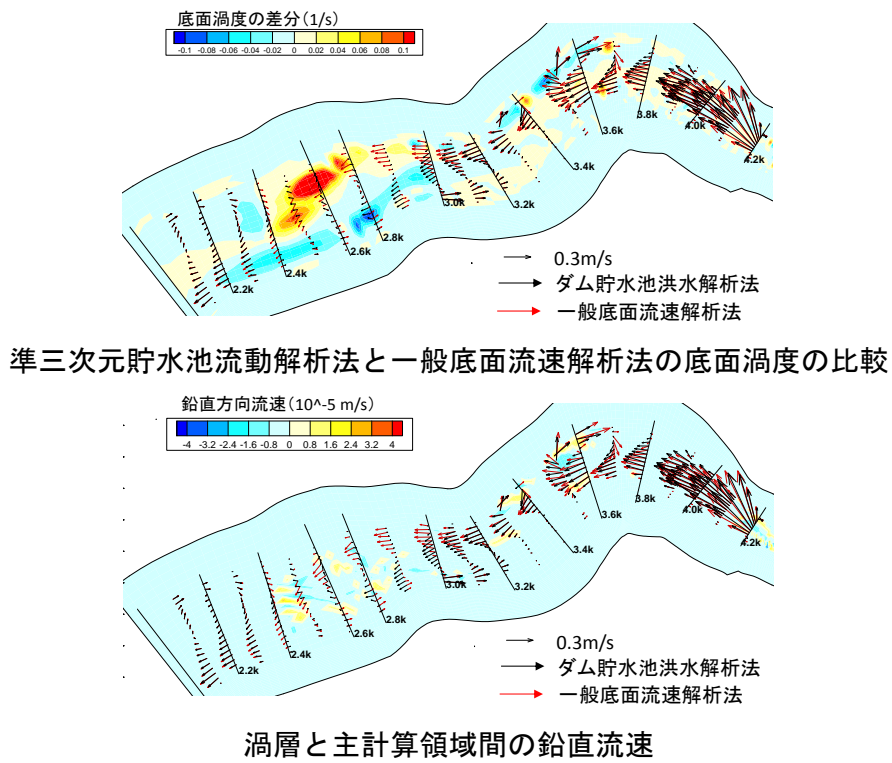


図 4.4-5 渦層域を考慮したことによる非平衡性の影響評価

2) 流速鉛直分布

図 4.4-6 に流速鉛直分布を示す。計測流速と解析結果の分析については、前述の準三次元貯水池流動解析法の妥当性に関する検討と同様であり、解析と計測の流速が異なる理由として、①流速計測値の誤差、②主流域の変化による流速分布の傾向変化が考え得る。ここでは、上記を踏まえ、各解析法の違いによる影響について分析する。

下流側の計測地点（2.8km, 3.0km）では、流速のオーダーとして、各解析法の解析値は計測値と対応する結果となる。また、流速分布の形状を見ると、一般底面流速解析法、平面二次元解析法は、鉛直方向の形状変化が小さく直線的である。これは、本解析法における河床底面近傍の非平衡流れを考慮していないことが主要因である。準三次元貯水池流動解析法では、2.8km 地点の実験開始 20 分、3.0km 地点の実験開始 20 分の再現性が高い。これは、同時刻の平面流況が再現できていることが主要因である。実際、この時間の一般底面流速解析法、平面二次元解析法は、解析流況と計測流況の傾向が異なるため、②の影響により流速鉛直分布の再現性も低くなる。貯水位が高くなるに従い、この区間は流速が小さくなる。この時、各解析法ともに、平面流況に大きな違いは見られなくなる。これは、流速自体が小さく流れが停滞した状態になるためである。このため、流速鉛直分布にも大きな差は見られない。

上流側の計測地点（3.2km, 3.6km）では、局所的に計測結果が大きな流速を取る箇所がみられるものの、準三次元貯水池流動解析法の解析流速と計測流速が対応する結果となる。特に、慣性力の強い洪水流が流入する実験開始 20 分、32 分の時点では、本解析法、一般底面流速解析法の再現性が高い。これは、当該区間の川幅が狭く、水深が小さいことから、通常の河川に違い状態で洪水が流したためであり、流れの三次元性を考慮可能な一般底面流速解析法でも、再現性を確保できたものと考えられる。一方、平面二次元解析では、②の影響により主流位置自体が異なるため、流速分布の再現性も低い。

以上より、本解析法の方が、既存の 2 手法と比較して、計測値を工学的に十分な精度で表現可能であることが明らかとなった。また、一般底面流速解析法も、貯水池下流域の水深が深くなる区間を除き、貯水池内の流動を表現可能である。平面二次元解析法は、貯水池内の平面流況の再現性が低く、流速鉛直分布の再現性も低い。

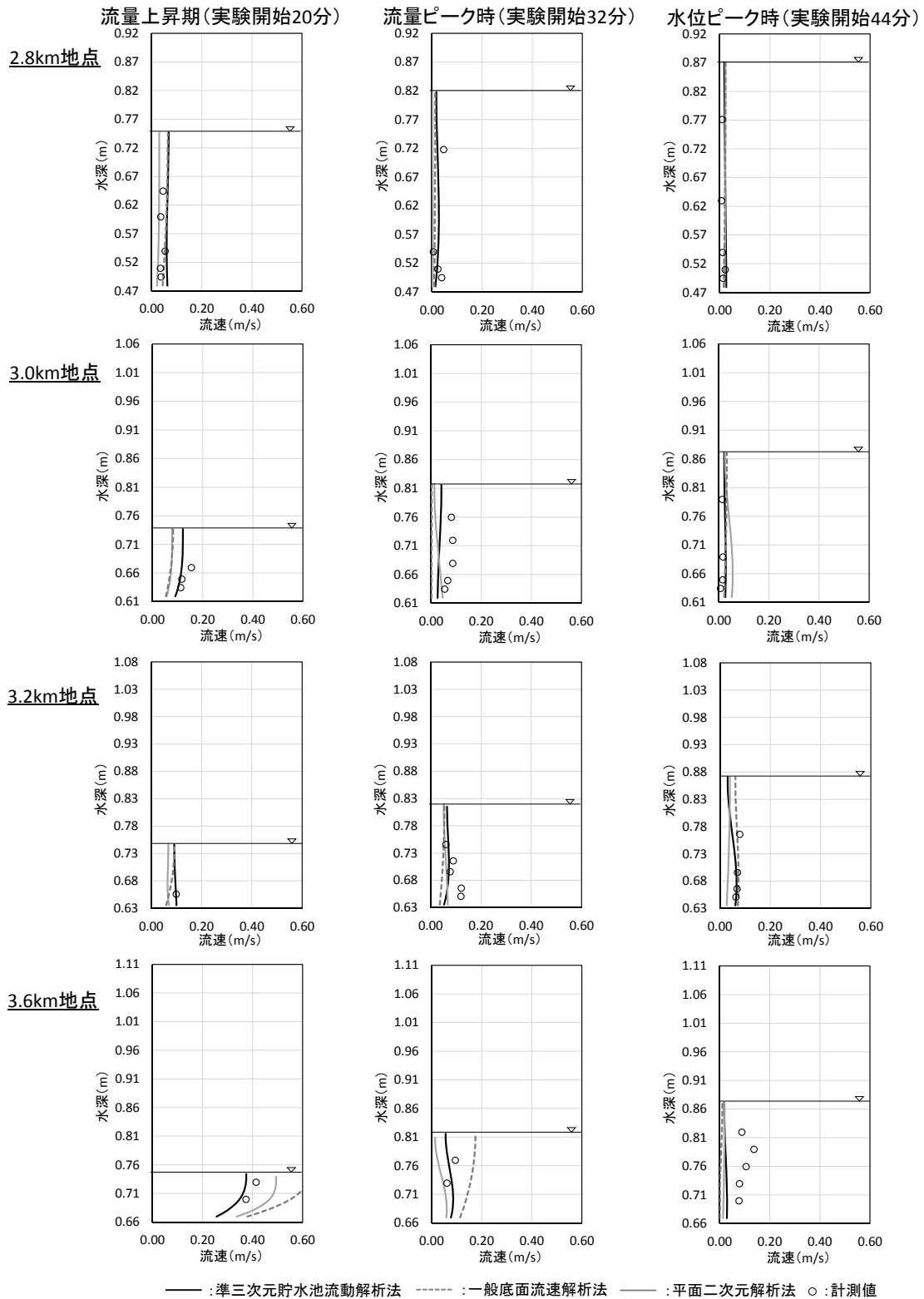


图 4.4-6 流速鉛直分布

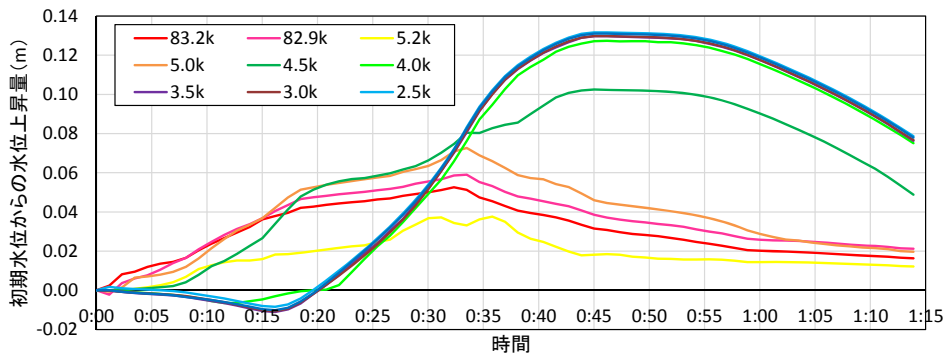
(3) 洪水波形の伝播

図 4.4-7 に水位ハイドログラフ（洪水初期からの上昇量）の縦断変化を，図 4.4-8 に流量ハイドログラフの縦断変化を示す．なお，水位・流量波形の変形について詳細に分析するため，無次元化した水位・流量ハイドログラフを図 4.4-9 に示す．この無次元化した水位・流量ハイドログラフは，ハイドログラフ中の同断面におけるピーク水位・ピーク流量を用いて無次元化したものである．図中には，準三次元貯水池流動解析法，一般底面流速解析法，平面二次元解析法の 3 手法に対し，82.9km，5.0km，4.0km，3.0km，2.0km の 5 地点の結果を重ね合わせている．

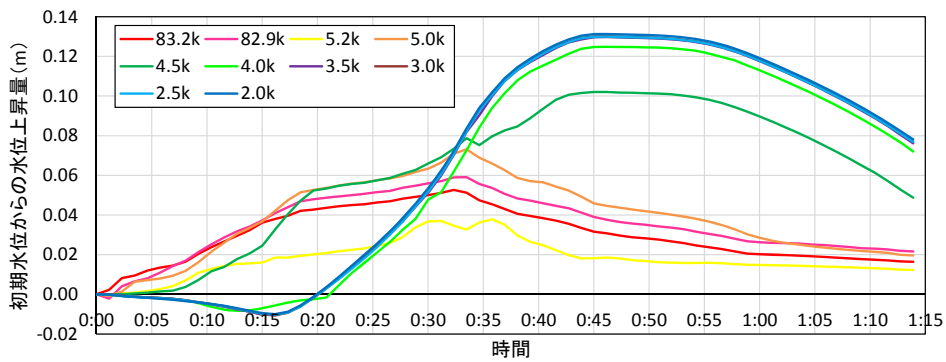
水位波形は，5.0km 地点において，流量上昇期，下降期に平面二次元解析法の水位波形が若干変形するものの，その他の区間においては，大きな変形は見られない．平面二次元解析法の水位波形が変形する理由は，上流河川区間において解析法の違いにより，河道の抵抗評価が異なるためである．遷移領域，湛水領域においては，洪水波形は同形状となり，解析法の違が水位波形の変形に及ぼす影響は小さい．

流量波形については，4.0km より上流の貯水池上流区間，上流河川では流量波形に大きな変化は見られないが，3.0km 地点において一般底面流速解析法，平面二次元解析法による流量波形が，ピーク流量発生時刻付近（実験開始 25 分～35 分）で僅かに変形する傾向が見られる．特に，準三次元貯水池流動解析法による流量は，滑らかな波形を有しているのに対し，一般底面流速解析法，平面二次元解析法による流量は，僅かに時間的に変動している．この 3.0km～4.0km の区間は，ピーク流量発生時刻付近では，上流河川から貯水池に大きな洪水流量が流入し，貯水池内の流動が大きくなる区間である．前述の平面流況の分析で示した様に，この区間の流速は，準三次元貯水池流動解析法と比較して，一般底面流速解析法，平面二次元解析法の方が大きく評価され，流動も大きくなる．このため，断面平均流速と横断的な流速差も大きくなり，地形性の平面渦が発生する箇所では局所的な貯留量が増大し，流量波形が変形する．ただし，流量変形の変形量は小さく，波形特性や流量ピークの発生時刻を変形させるほどのものではなく，この流量波形の変形が，洪水流の流動，貯留，伝播機構全体に及ぼす影響は限定的である．

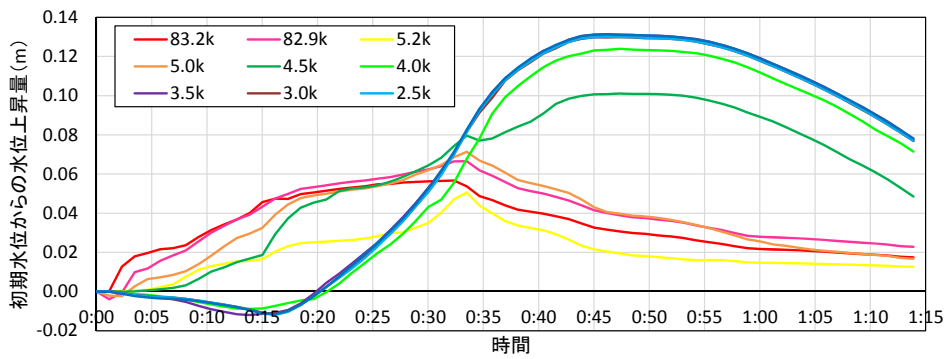
以上より，解析法の違いが洪水波形の変形に及ぼす影響は小さく，洪水波形を議論する上では，既存の平面二次元解析法，一般底面流速解析法を用いたとしても，その精度に及ぼす影響は小さいことが明らかとなった．



Case1 : 準三次元貯水池流動解析法

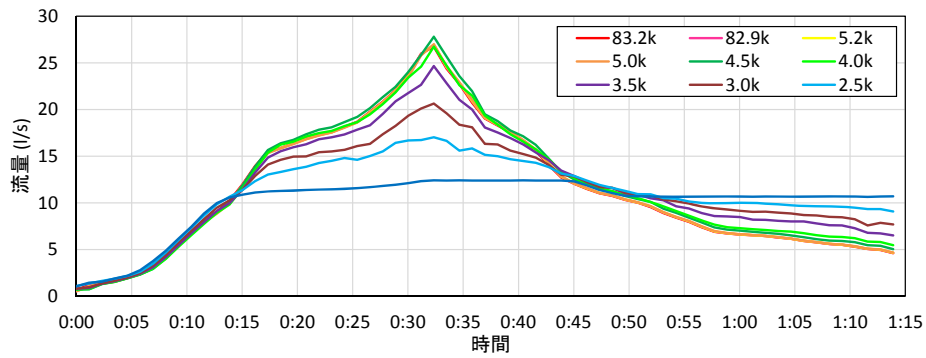


Case2 : 一般底面流速解析法

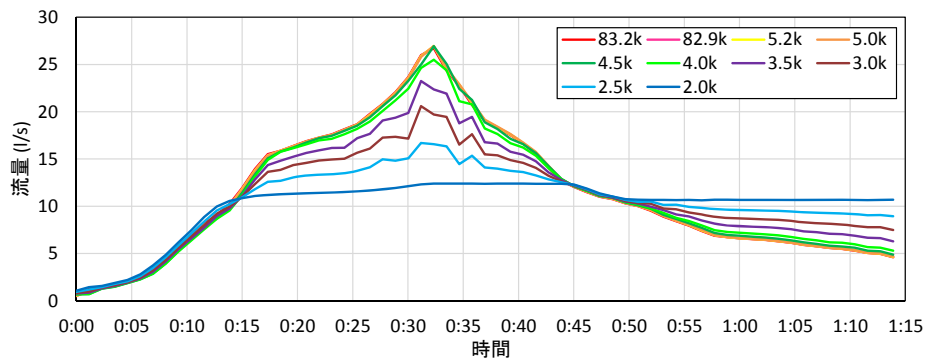


Case3 : 平面二次元解析法

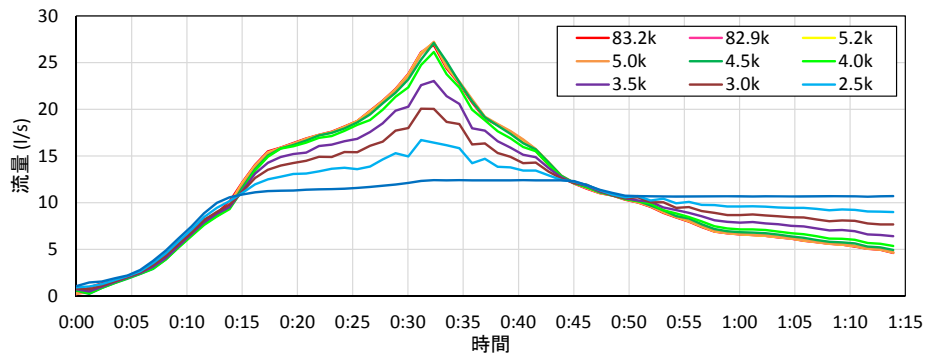
図 4.4-7 水位ハイドログラフ（洪水初期からの上昇量）の縦断変化



Case1 : 準三次元貯水池流動解析法

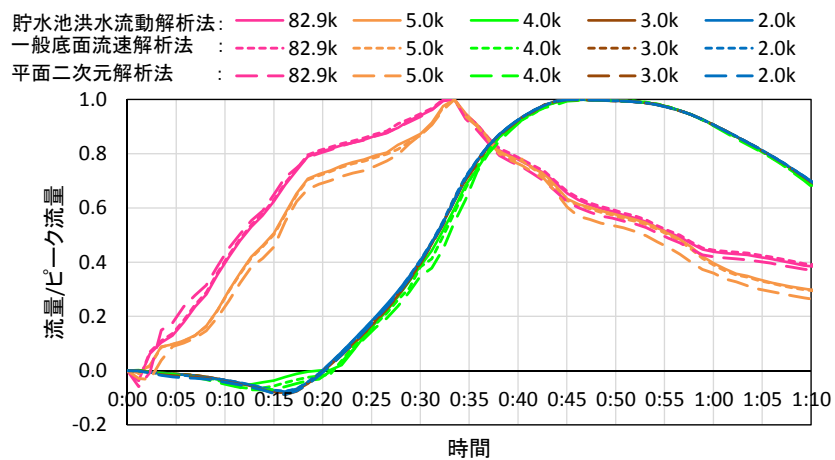


Case2 : 一般底面流速解析法

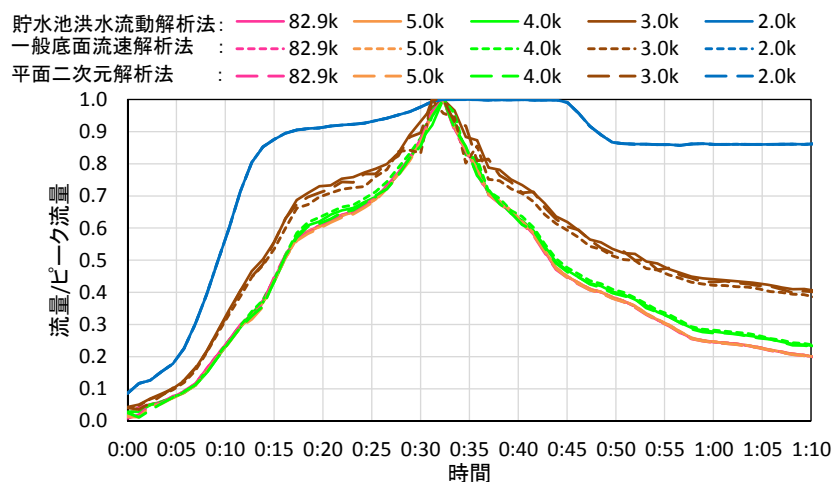


Case3 : 平面二次元解析法

図 4.4-8 流量ハイドログラフの縦断変化



水位ハイドログラフ



流量ハイドログラフ

図 4.4-9 無次元化したハイドログラフの比較

4.5 観測水面形の時系列データを用いた洪水流入量、放流量評価法の検討

ここまでは、ダム流入量、放流量が既知である大型水理模型実験を対象に、開発した準三次元貯水池流動解析モデルの妥当性について検討を行った。しかし、現地河川、現地ダムでは、観測可能なデータが限られるため、大型水理実験の様に、詳細なダム流入量、放流量を計測することは困難である。このため、洪水時に観測可能な洪水データと、貯水池内の洪水流動を考慮可能な準三次元貯水池流動解析法を用い、ダム流入量、放流量の評価方法の確立が求められている。

福岡ら^{40), 41)}は、洪水時に観測された水面形の時間変化を説明するように洪水解析（平面二次元解析法、一般底面流速解析法）を行うことで、多くの河川で洪水流の流量ハイドログラフや貯留量を実用上十分な精度で算出可能であることを示してきた。この考え方は、ダム貯水池でも同様であり、ダム貯水池を含む上下流河川で観測された水面形の時系列データには、ダム貯水池における特徴的な洪水流の流動が現れている。

ここでは、観測水面形の時系列データと開発した準三次元貯水池流動解析法を用い、ダム貯水池におけるダムへの洪水流入量、ダムからの放流量の評価方法を検討する。

4.5.1 検討条件

表 4.5-1 にダム流入量、放流量の評価方法に関する検討の検討条件を示す。

本検討では、第 3 章で示した草木ダムとその上下流河川で観測された、平成 25 年 9 月洪水、平成 27 年 9 月洪水を対象に検討を行う。

ダム貯水池の湛水区間、遷移区間、上流河川には貯水池内の洪水流動を評価可能な準三次元貯水池流動解析法を、ダム下流河川には河川において高い説明力を有する一般底面流速解析法を適用し、観測水面形の時系列データに基づき洪水流解析を実施する。ダム貯水池と上流河川の検討においてはダム堤体～水位計 4-3 の区間を、ダム下流河川の検討においては水位計 2-1～水位計 2-3 の区間を対象とする。上下流の境界条件は水位とし、観測水面形の時系列データを表現する解析を実施することで、ダムへの洪水流入量、ダムからの放流量の算定を行う。

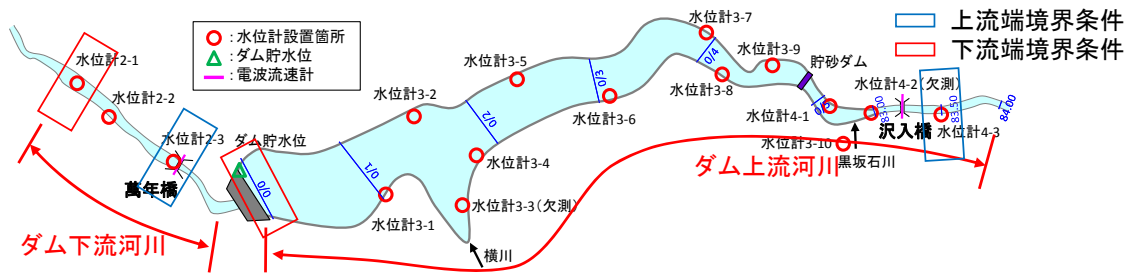


図 4.5-1 解析対象区間の平面図

表 4.5-1 検討条件 (ダム流入量, 放流量評価法の検討)

項目	検討条件(ダム貯水池, 上流河川)
解析法	準三次元貯水池流動解析法
対象区間	ダム上流河川 : ダム堤体～水位計 4-3 の区間
横断データ	ダム上流河川 : H25 測量データ, ダム貯水池 : H23 測量データ
境界条件 (水理量)	上流端 : 4-3 観測水位データ, 下流端 : 観測貯水位データ
境界条件 (横流入)	黒坂石川: 黒坂石ダムの放流量を考慮 (横川は未考慮)
粗度係数	上流河川: 0.053～0.089, ダム貯水池: 0.025

項目	検討条件(ダム下流河川)
解析法	一般底面流速解析法
対象区間	水位計 2-1～水位計 2-3 の 区間
横断データ	H25 測量データ
境界条件 (水理量)	上流端 : 2-1 観測水位データ, 下流端 : 2-3 観測水位データ
粗度係数	ダム下流河川: 0.061～0.087

1) 地形条件

草木ダムの堤防線形の湾曲形状や、縦横断的な地形変化による三次元流れを考慮するため、一般曲線座標系により解析メッシュを作成した。各計算メッシュに与える地盤高は、ダム上流・下流区間で平成 25 年測量データ、ダム貯水池で平成 23 年測量データを採用した。また、測線間の地形については、測線部の横断データを直線内挿することにより作成した。

解析メッシュは、上流河川域で約 5m、湛水領域で約 20m とし、縦断方向に 590 分割、横断方向に 45 分割している。ダム下流河川では、縦断方向に 68 分割、横断方向に 21 分割している。

図 4.5-2 に、河床高コンター図を示す。

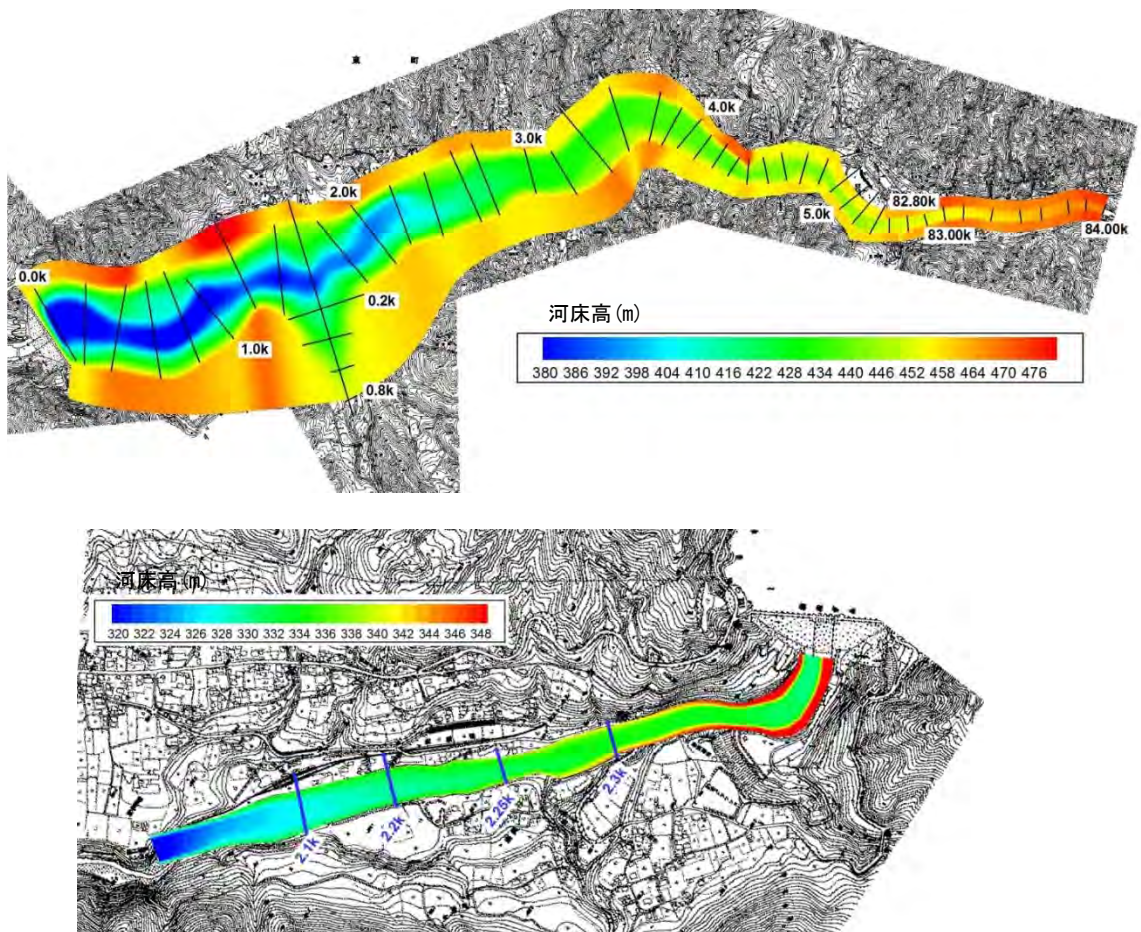


図 4.5-2 河床高コンター図

(2) 境界条件

境界条件は、貯水池～上流河川では、上流端に水位計 4-3 の観測水位データを、下流端に貯水位の観測水位データを設定する。ダム下流河川では、上流端に水位計 2-1 の観測水位データを、下流端に水位計 2-3 の観測水位データを設定する。なお、対象区間には、黒坂石川、横川の 2 つの支川が流入する。黒坂石川は、上流の黒坂石ダムからの放流量を横流入として考慮している。また、横川は流域面積が小さいことから、ダム貯水池への流入量が小さいものと判断し、考慮していない。

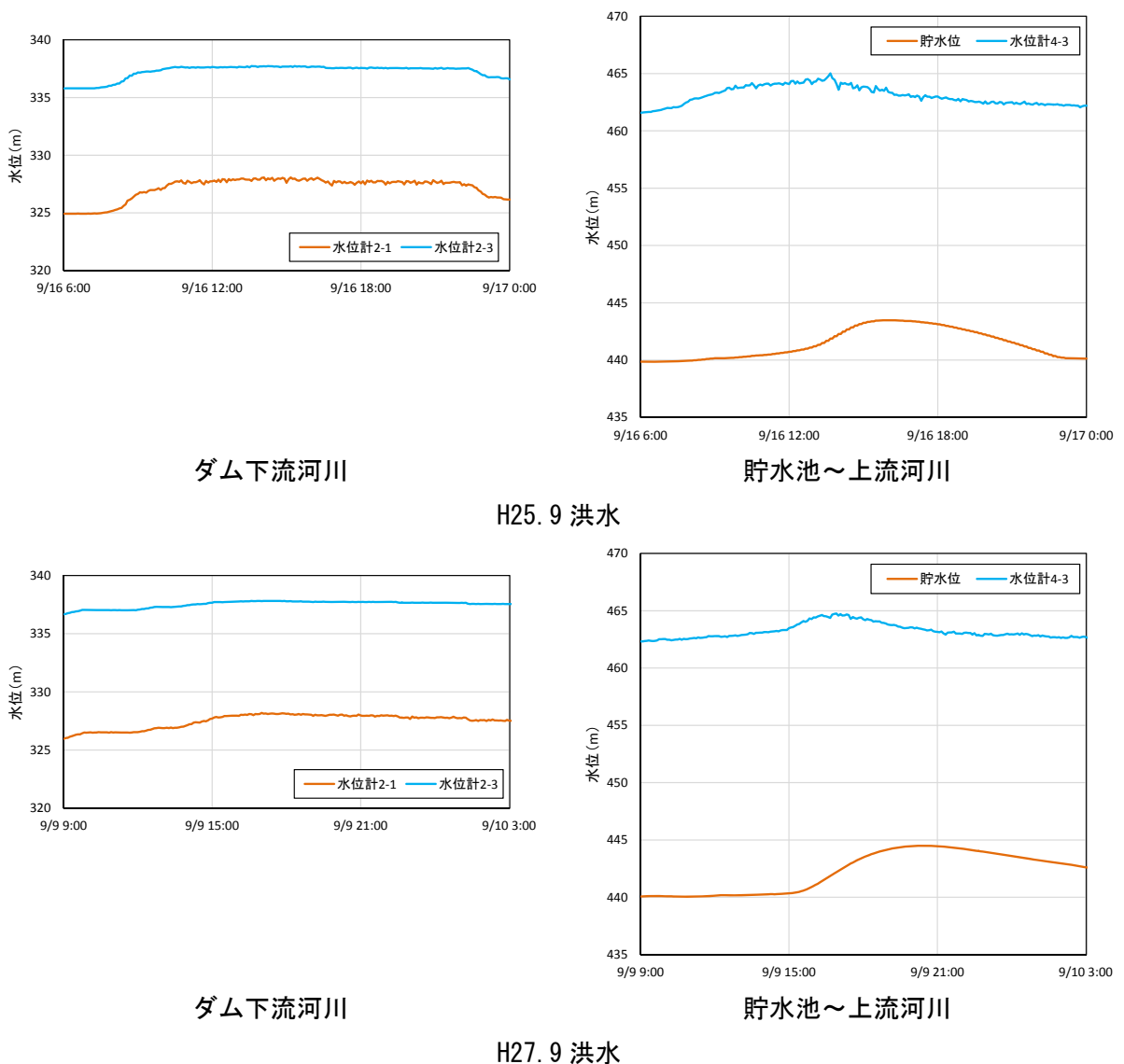
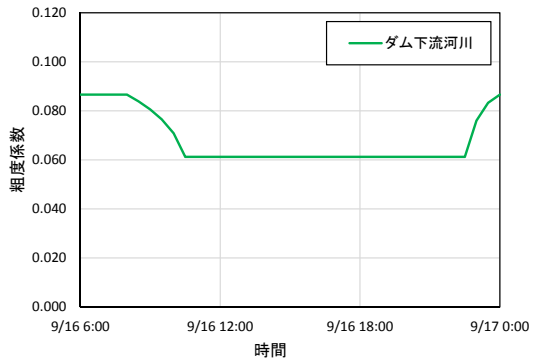


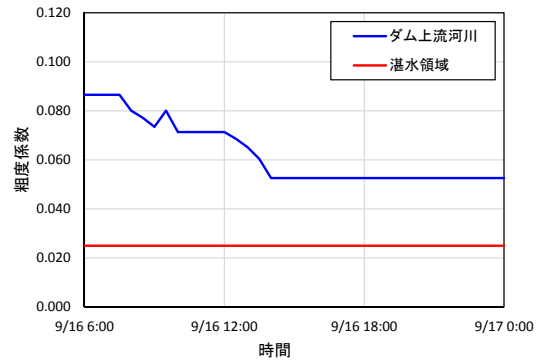
図 4.5-3 境界条件 上下流端の水位ハイドログラフ

(1) 粗度係数

ダム上流河川，下流河川では，粗度係数は，観測水面形の時系列データを再現するよう，図 4.5-4 に示すように時間的に変化させて設定することとした．ダム貯水池の湛水領域では， $n=0.025$ の一定値を設定している．

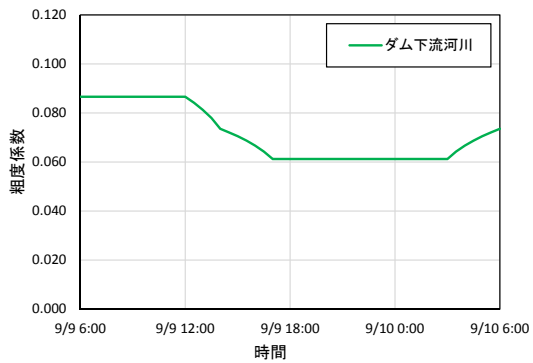


ダム下流河川

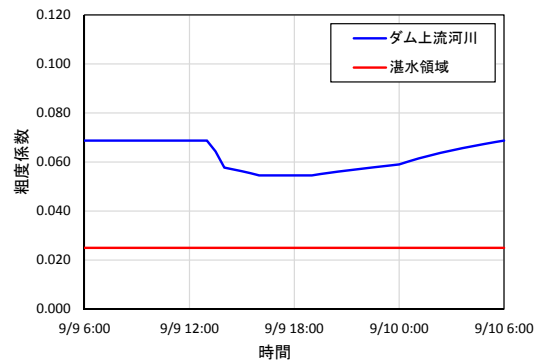


貯水池～上流河川

H25.9 洪水



ダム下流河川



貯水池～上流河川

H27.9 洪水

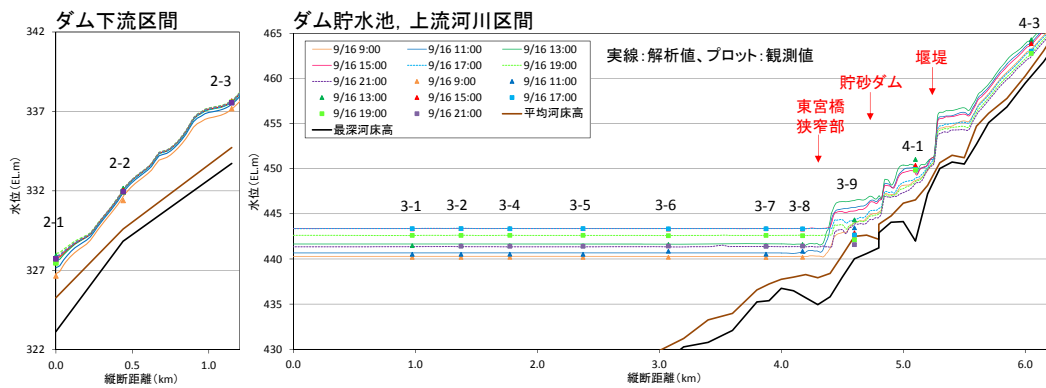
図 4.5-4 粗度係数の時間変化

4.5.2 検討結果

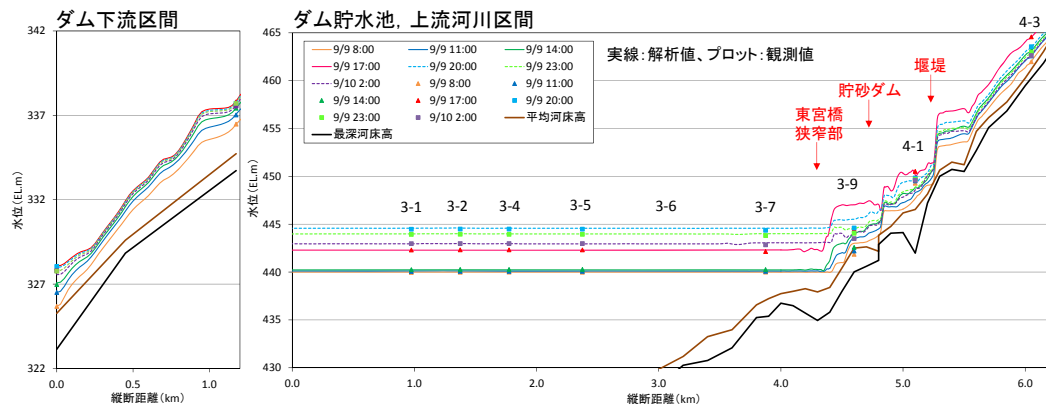
(1) 縦断的な水面形の時間変化

図 4.5-5 に縦断水面形の観測値と解析値の比較を示す。

平成 25 年 9 月洪水, 平成 27 年 9 月洪水ともに, 草木ダム上流河川では, 水位計 3-9 地点において, 解析水位が観測水位より若干高くなるものの, その他の区間では, 解析値は観測値を再現している。上流河川とダム貯水池の境界部 (4.4km 地点) では, 解析水面形に顕著な水位変化が生じている。この区間は, 水位波形が変形する 遷移領域にあたり, 水位上昇期は遷移区間が下流側に発生し, 水位下降期は上流側に発生している。また, 草木ダム下流河川では, 全川の的に解析値は観測値と対応している。



H25.9 洪水



H27.9 洪水

図 4.5-5 縦断水面形の解析値と観測値の比較

(2) 流入量，放流量の検証

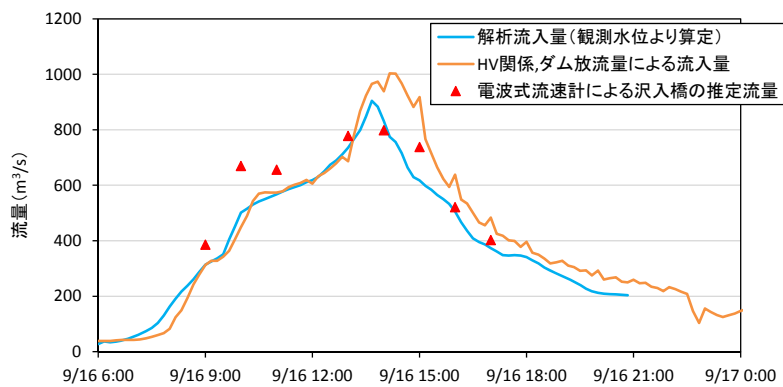
図 4.5-6 にダム上流河川におけるダム流入量の解析値と観測値の比較を，図 4.5-7 にダム下流河川におけるダム放流量の解析値と観測値の比較を示す．図中には，従来の貯水池の H-V 関係とダム放流量から求めたダム流入量と，ゲートの式に基づくダム放流量も示している．

上流河川では沢入橋，草木ダム下流河川では萬年橋地点において，電波式流速計による流速観測値に，流量補正係数 0.85⁴²⁾ を用いて推算した流量を示す．

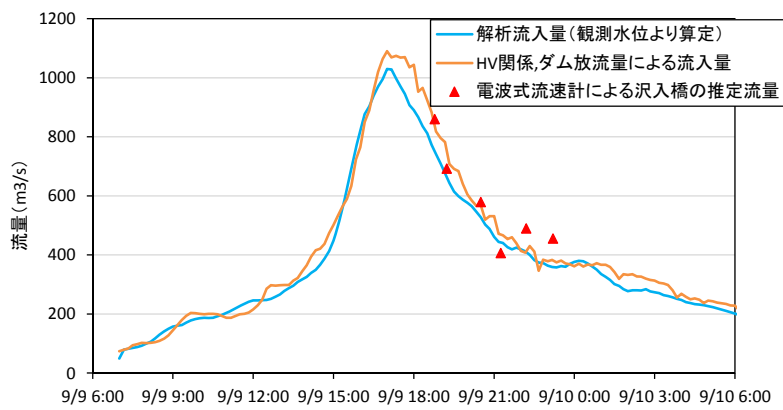
平成 25 年 9 月洪水の草木ダム上流河川（図 4.5-6）では，流量上昇期において，解析流量が沢入橋の電波式流速計推算流量より若干小さい傾向にあるものの，沢入橋の観測流量ハイドログラフを概ね捉えている．流量上昇期に解析流量ハイドログラフが沢入橋の観測流量より小さい理由としては，電波式流速計の観測点と水位観測点が異なっていたことや，豪雨時の強風による電波流速計の観測精度が主要因と考えられる．また，貯水池の H-V 関係に基づくダム流入量と観測水面形の時系列データに基づく解析流量ハイドログラフを比較すると，解析流量のピーク発生時刻が約 30 分早いものの，全体的な波形は対応している．平成 27 年 9 月洪水では，平成 25 年 9 月洪水と同様に流量下降期において，解析流量と貯水池の H-V 関係に基づくダム流入量に差が生じる傾向となる．観測流量と電波式流速計による推定流量を比較すると，解析流量は観測値と概ね対応している．

平成 25 年 9 月洪水の草木ダム下流河川（図 4.5-7）では，解析流量ハイドログラフは，萬年橋の電波流速計による流量とほぼ対応している．また，解析流量ハイドログラフとゲートの式に基づくダム放流量ハイドログラフも概ね対応している．この傾向は平成 27 年 9 月洪水でも同様であり，解析流量，萬年橋の電波流速計による流量，ゲートの式に基づくダム放流量は対応する結果となる．

以上より，草木ダムとその上下流河川において観測された水面形の時系列データと，準三次元貯水池流動解析法，一般底面流速解析法を用い，ダム貯水池への流入量ハイドログラフ，ダム貯水池からの放流量ハイドログラフを算定した結果，本研究で対象とした中規模洪水では，貯水池内の水面上昇がほぼ水平であったことから，貯水池内とその下流河川における観測流量と解析流量がほぼ対応し，観測水面形の時系列変化を用いた本解析法の妥当性を示した．

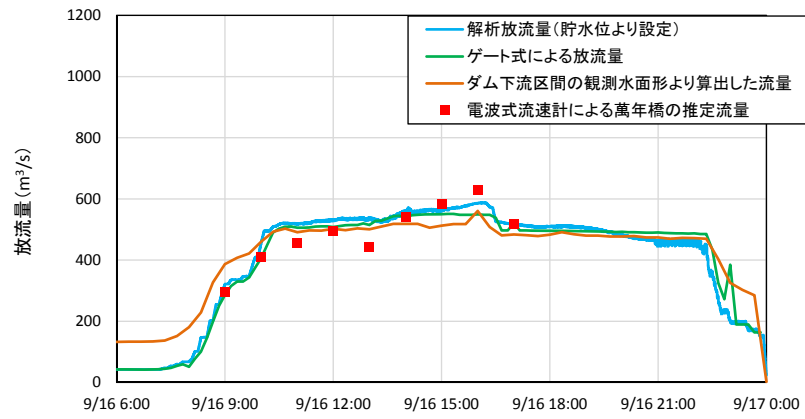


H25.9 洪水

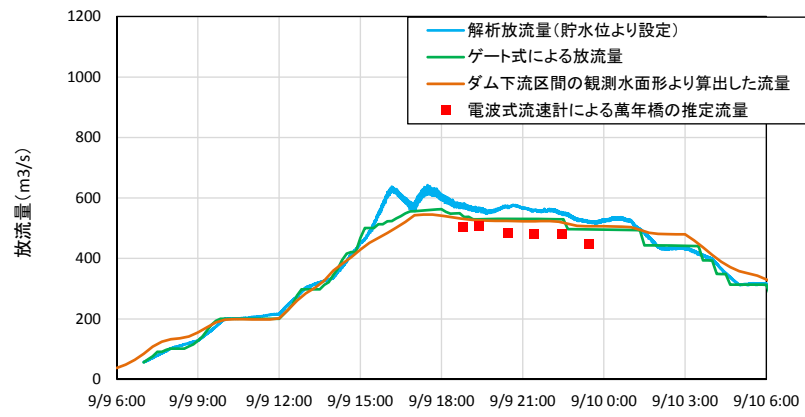


H27.9 洪水

図 4.5-6 ダム流入量の解析値と観測値の比較 (ダム上流河川)



H25.9 洪水



H27.9 洪水

図 4.5-7 ダム放流量の解析値と観測値の比較（ダム下流河川）

4.6 流量規模の違いによる貯水池内の流動，貯留，伝播機構の分析

貯水池に大流量が流入したときには，中規模洪水と比較して湛水領域の水位上昇が早く，遷移領域において大きな洪水流動が生じる．このため，現行のダム貯水池管理が，大規模洪水流入時に問題が生じないかについて，準三次元貯水池流動解析法を用いて検討する．

4.6.1 大流量時の解析モデルの妥当性検証

第 4.1～4.5 章では，中小規模洪水を対象に検討を行ってきた．しかし，貯水池に大流量が流入した場合は，洪水流入量が大きく，かつ，貯水池内の水深が大きくなることから，貯水池内の洪水流の流動特性も異なる．ここでは，第 3 章で示した大規模洪水（ピーク流量 $2,200\text{m}^3/\text{s}$ ，模型換算 45.2l/s ）時の大型水理模型実験を対象に準三次元貯水池流動解析法を適用し，大流量時における本解析モデルの妥当性を検証する．

(1) 検討条件

表 4.6-1 に大流量時の解析モデルの妥当性検討の検討条件を示す．検討条件は，前述の準三次元貯水池流動解析法の妥当性に関する検討と同様とし，大流量時の洪水位について計測値と比較，分析を行う．

表 4.6-1 検討条件（大流量時の解析モデルの妥当性検証）

項目	検討条件
解析法	準三次元貯水池流動解析法
対象区間	ダム堤体(2.0k 地点)～84.0km 地点
横断データ	ダム上流河川 : H25 測量データ ダム貯水池 : H23 測量データ ※縮尺 1/75
境界条件 (水理量)	上流端 : 水理実験の流入量ハイドログラフ ピーク流量 $2,200\text{m}^3/\text{s}$ (模型換算 45.2l/s) 下流端 : 貯水位の計測データ ※計測貯水位データに合うように，放流量を設定
粗度係数	上流河川 : $0.053\sim 0.087$ (模型換算 $0.026\sim 0.042$) ダム貯水池: 0.025 (模型換算 0.012) ※計測水面形の時間変化を再現するよう，時系列的に設定

(2) 検討結果

表 4.6-1 に縦断水面形時間変化の解析値と計測値の比較を示す。湛水領域では、水位上昇期、下降期ともに縦断水面形は概ね水平になる。遷移領域では、流量上昇期（実験開始 12 分～19 分）において、4.0km～5.2km の区間で縦断的な水位変化が生じている。前述の中規模洪水時の検討である図 4.3-6 と比較すると、遷移領域が上流側に延伸しており、堰堤付近まで達している。縦断水面形の解析値と計測値を比較すると、水位上昇期の遷移領域において、解析水位の方が計測水位より若干高く計算されているものの、解析水位は計測水位と対応している。

図 4.6-2 に放流量、貯水位ハイドログラフの解析値と計測値の比較を示す。本研究では、下流端の境界条件を貯水位の計測値とし、貯水位の解析値が計測値に合う様に、放流量フラックスを設定している。本検討では、下流端貯水位の解析値と計測値は概ね対応しているものの、この貯水位より算定した放流量は、全体的に計算値の方が大きい結果となった。このことから、本実験で計測した下流端の放流量には誤差を含む可能性が考え得る。大流量時においても、貯水池内の湛水領域の水位縦断変化は計測値、解析値ともに水平に上昇している。このため、一定量放流となる時間（実験開始 7 分～33 分）では、放流量の解析値は計測値よりもやや大きくなるものの、解析流量は計測値と対応している。

図 4.6-3 に 3.4km, 3.6km, 3.8km 流動部における左右岸の水位差を示す。貯水池内の左右岸の水位差は、主流が順流と逆流に分岐する 3.6km 地点で顕著となり、流量上昇期（実験開始 12 分～19 分）において最大で約 6mm の横断的な水位差が発生する。解析値と計測値を比較すると、水位差自体に差は見られるものの、流量上昇期に発生する水位の上昇、下降の傾向は概ね対応している。なお、解析水位は 1 分平均値、計測は瞬間値を示している。このため、計測値の方が、左右岸の水位差が大きく変化する傾向にあるものと考えられる。

以上より、本解析モデルは、大規模流量時においても、計測値を全体的に表現する結果となった。

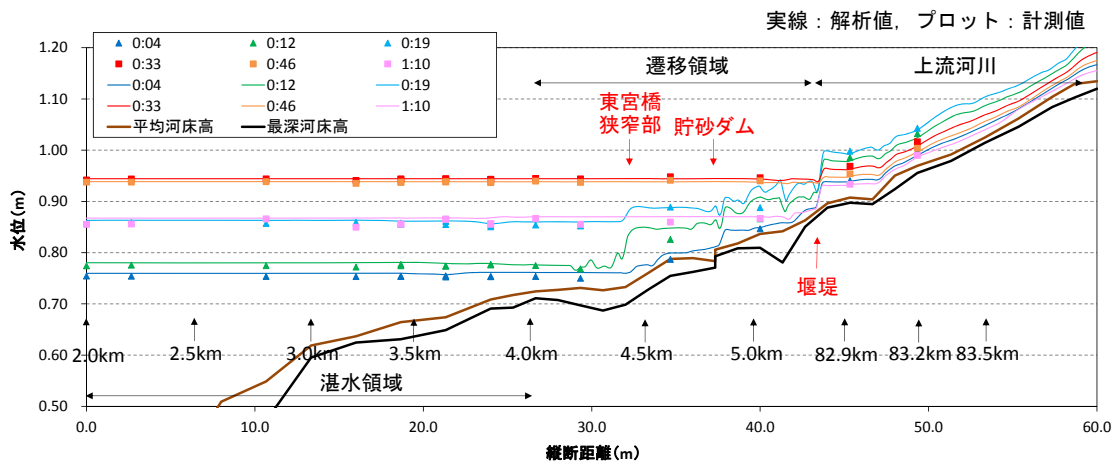


図 4.6-1 縦断水面形の解析値と計測値の比較

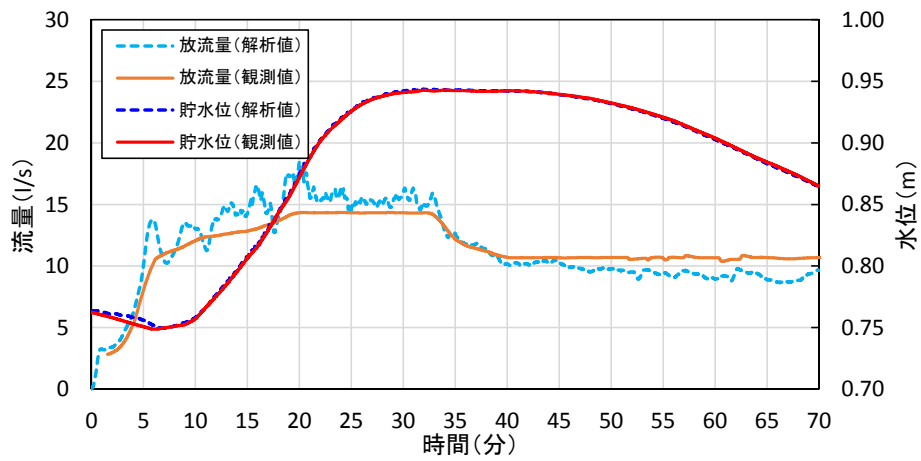
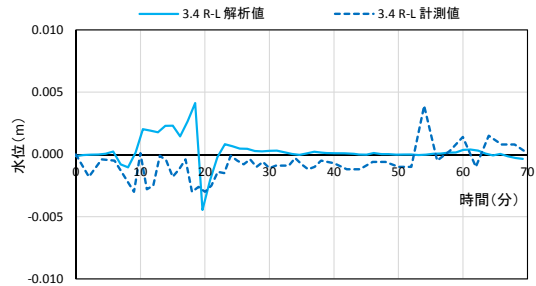
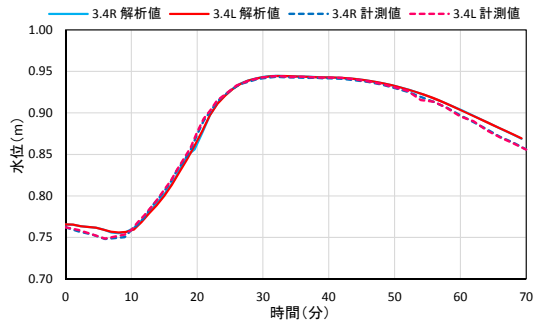
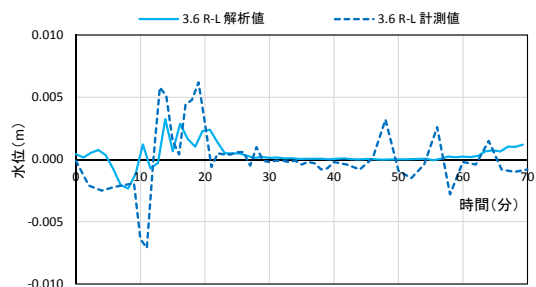
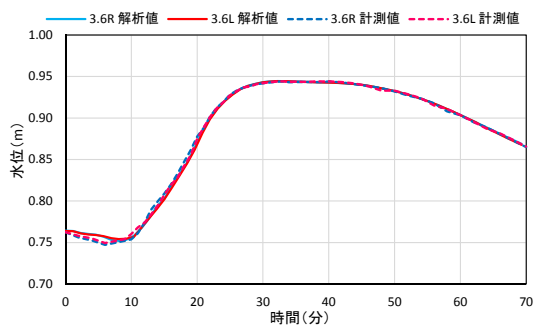


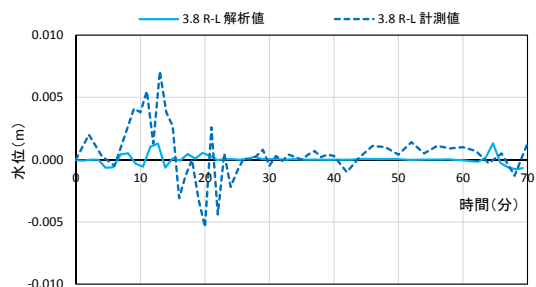
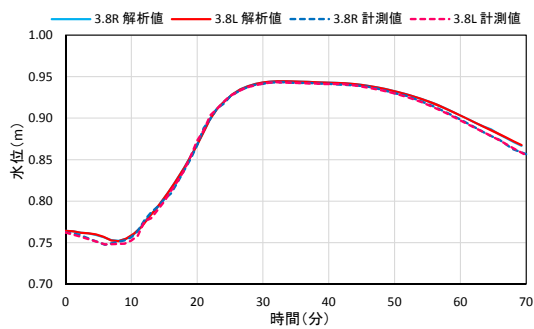
図 4.6-2 放流量，貯水位のハイドログラフの解析値と計測値の比較



3.4km 地点



3.6km 地点



3.8km 地点

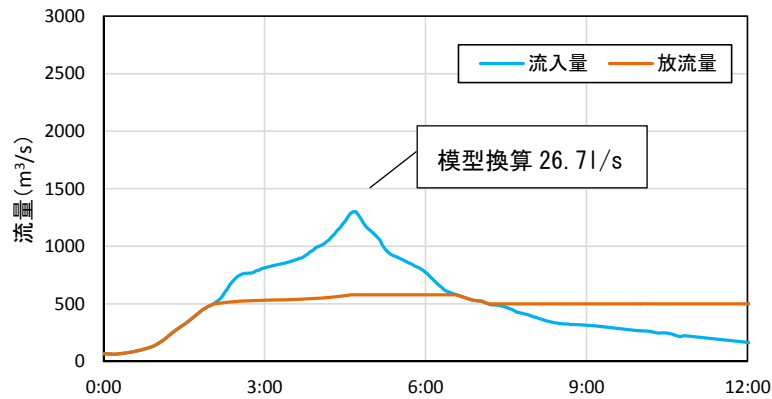
図 4.6-3 3.4km, 3.6km, 3.8km 流動部における左右岸の水位差

4.6.2 流量規模の違いによる貯水池内の流動，貯留，伝播機構の分析

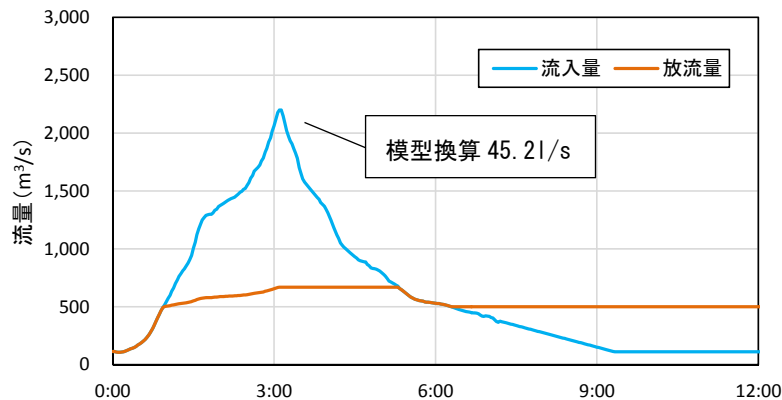
ここでは，中規模洪水，大規模洪水が流入した場合に，現行のダム管理に問題が生じないかについて，中規模洪水と大規模洪水を対象とした大型水理模型実験と準三次元貯水池流動解析法を適用し検討する。

(1) 検討条件

図 4.6-4 に検討対象流量を示す。本検討では，流量規模の違いが，貯水池内の流量，貯留に及ぼす影響を評価するため，中規模洪水，大規模洪水を対象に比較検討を行う。なお，中規模洪水，大規模洪水ともに，第 3 章で示した大型水理模型実験と同様とする。



中規模洪水 ピーク流量 1,300m³/s



大規模洪水 ピーク流量 2,200m³/s

図 4.6-4 検討対象流量

(2) 検討結果

1) 洪水流動

図 4.6-5 に中規模洪水，大規模洪水の貯水池内の洪水流動の比較を示す．両者を比較すると，貯水池上流区間，下流区間ともに，中規模洪水，大規模洪水の流量規模の違いにより，洪水流動の傾向や，流動範囲に大きな違いは見られない．しかし，貯水池上流区間では，大規模洪水の流動の方が，横断的な流速の強度，洪水流の流動が大きい傾向にある．これは，貯水池上流区間は下流区間と比較して水深が浅いことから，流入洪水の規模の増大により，貯水池内の流動も大きくなったものと考えられる．また，貯水池下流区間では，大規模洪水，中規模洪水ともに流入洪水の規模に対し，貯水池の容量が大きいことから，流速は小さくなり，流れが停滞する．

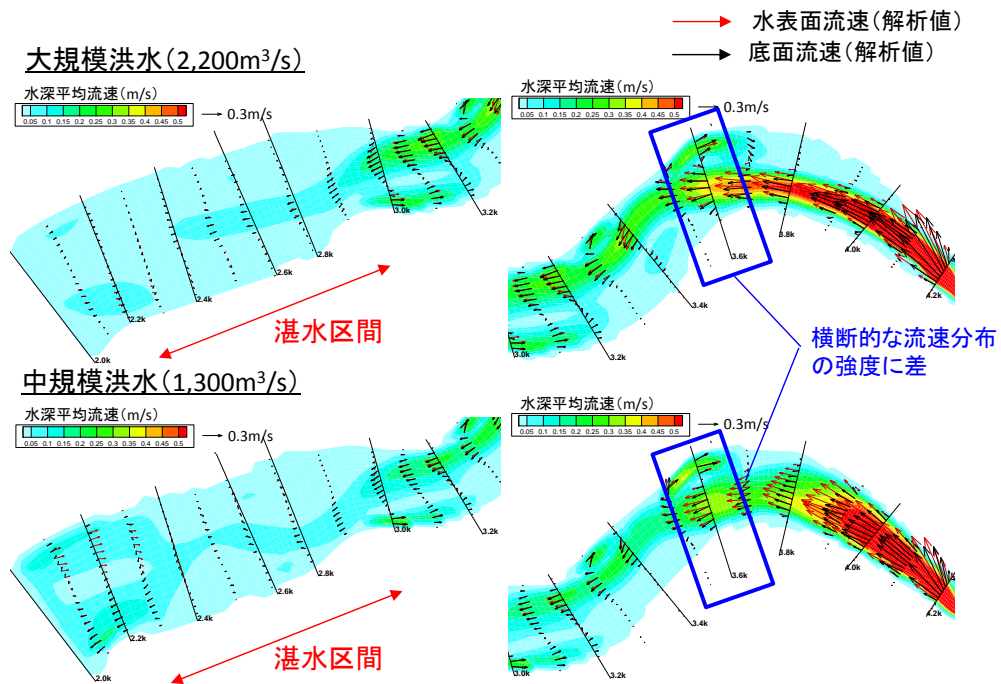


図 4.6-5 貯水池内の洪水流動の比較

2) 現行のダム管理への影響評価

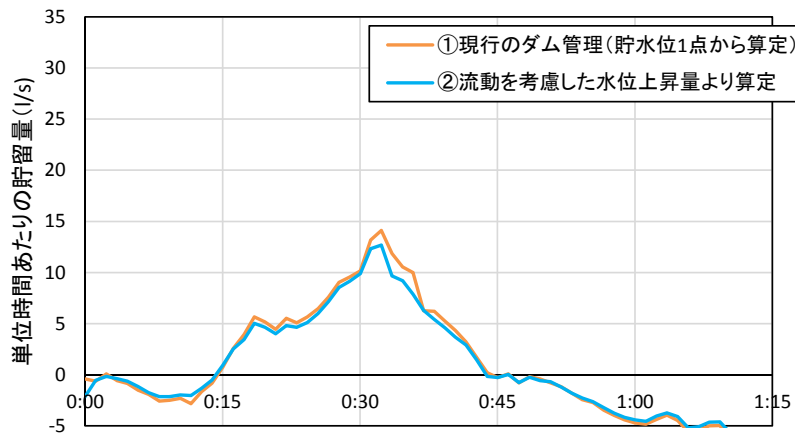
図 4.6-6 に単位時間あたりの貯留量を示す。図中の①は、ダム堤体付近の解析貯水位を用い、現行のダム管理と同様に、貯水位が水平に上昇する仮定のもとで算定した貯留率を、図中の②は、貯水池内の洪水流動を考慮した解析水位と流速分布を用い算定した貯留率を示す。

中規模洪水、大規模洪水ともに、①の貯留率（現行のダム管理におけるダム堤体付近の貯水位が水平に上昇する仮定より算定）が②の貯留率（洪水流動を考慮した本解析より算定）より大きく算定されている。図 4.6-7 に、大規模洪水時の流量ピーク時の水位コンター図と水深平均流速を示す。流れが停滞しているダム堤体付近では、貯水池内の水位が高くなり、洪水流動の発生している 3.2km～4.4km の区間では、貯水位が低くなる。①の貯留率が②より高くなる理由は、貯水池下端では流れの運動エネルギーが非常に小さく、水面高が貯水池内で最も高くなり、現行のダム管理における貯留率は、その高さが貯水池内でどこでも成立するとして貯留量を評価しているためである。

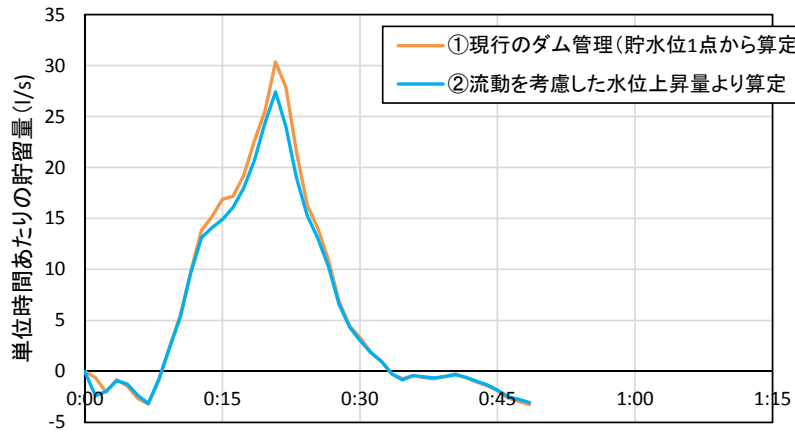
図 1.1-1 中に示す dS' の全貯留量に占める割合を表 4.6-2 に示す。この表は、図 4.6-6 の貯留率を時間積分した値である。①と②の貯留量を比較すると、中規模洪水、大規模洪水ともに、遷移区間における貯水位水平からの時空間的な流動変化に伴う貯留量変化を考慮しても、貯水池の大部分を占める湛水区間で水面がほぼ水平に上昇するため、現行の貯水池全体が水平に上昇するとして貯留量は、草木ダムで約 10%程度大きく見積もられた。これは、貯水池への洪水流入による流動、流速分布の変化による貯留量の変化分は貯水池全体がほぼ静止しているとして求めた貯留量に対しては、大きくないことを示している。

ダムへの洪水流入量は、貯留率とダムからの放流量の連続関係から算定される。貯留率が大きめに評価されることは、現行のダム管理で用いられるダムへの洪水流入量は、大きめに評価されることを示している。現行のダム管理において、貯留率、ダムへの洪水流入量が大きめに評価されることは、安全側の洪水管理を行っていることを示していると考えることができる。すなわち、ダム貯水池が非常時となる場合を除いて、貯水池水位は、計画水位内で運用されている。貯留率が大きめに評価されることは、ダム内の流動によって生じる遷移区間の水平からの水位低下分は、貯留のための洪水貯留余裕分と見ることができる。

以上より、現行のダム管理であるダム堤体付近の水位を指標とした管理は、安全側の貯留量評価をしており、実務上有効な水位運用であると判断される。



中規模洪水 ピーク流量 1,300m³/s



大規模洪水 ピーク流量 2,200m³/s

図 4.6-6 単位時間あたりの貯留量

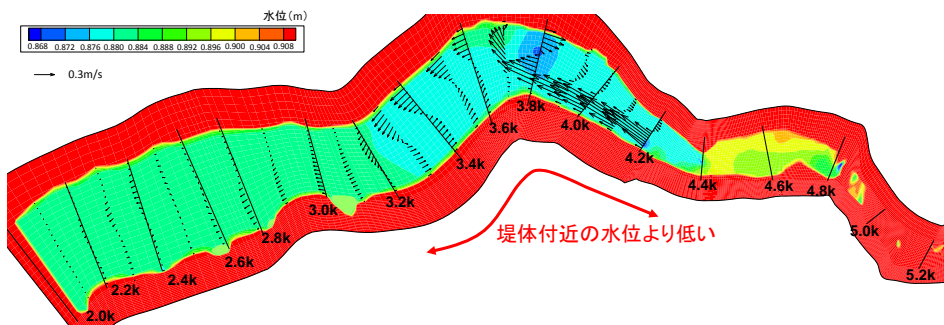


図 4.6-7 流量ピーク時の水位コンター図と水深平均流速 (大規模洪水 ピーク流量時)

表 4.6-2 全貯留量に占める dS'の割合

	中規模洪水	大規模洪水
①貯留量	11,640	19,780
②貯留量	10,490	18,230
②-①	1,150	1,540
全貯留量に占める割合(%)	10.9	8.4

4.7 まとめ

本章では、大規模水理模型実験で得られた貯水池内の三次元的な洪水流動を表現可能な数値解析モデルを構築し、貯水池内を流下する洪水流の流動、貯留、伝播機構を分析した。また、観測水面形の時系列データと準三次元貯水池流動解析法を用い、ダム流入量、放流量の評価法を検討した。以下に、本章で得られた結論をまとめて示す。

【準三次元貯水池流動解析法の開発】

- ・ 貯水池洪水流について現地観測、大型水理模型実験の結果に基づき、主計算領域と渦層域の2層から成る準三次元貯水池流動解析モデルを開発した。
- ・ 構築したダム貯水池洪水解析モデルを大型水理模型実験に適用し、本解析モデルの妥当性を評価した。解析結果と計測値の比較から、本解析モデルは複雑な形状を有するダム貯水池内の三次元流動や縦横断的に非平衡な流速分布、水位、流量ハイドログラフの伝播等を工学的に十分な精度で表現可能であることを示した。

【解析モデルの適用性の検討】

- ・ 準三次元貯水池流動解析法、一般底面流速解析法、平面二次元解析法を大型水理模型実験に適用し、各解析法の適用性について検討した。
- ・ 貯水池内の洪水流動の遷移区間では、本解析法と一般底面流速解析法、平面二次元解析法の解析結果を比較すると、一般底面流速解析法、平面二次元解析法は、大型水理模型実験の計測結果と流動の傾向が異なる結果を得た。本解析法と一般底面流速解析法の平衡、非平衡状態の底面渦度、主計算領域と渦層域の運動量交換量を分析すると、当該区間では河床近傍の流れの非平衡性の影響が大きく、渦層域を考慮することにより貯水池内の流動、流速分布の変化が概ね表現可能になることが明らかとなった。
- ・ 平面二次元解析法は、渦度の形成、消失機構等の流れの三次元性を十分に考慮できていないため、準三次元貯水池流動解析法、一般底面流速解析法と比較して、貯水池内の洪水流動を大きめに評価していることを示した。

【洪水流入量、放流量の評価法に関する検討】

- ・ 草木ダム貯水池とその下流河川において観測された水面形の時系列データと、準三次元貯水池流動解析法、一般底面流速解析法を用い、ダム貯水池への洪水流入量、ダム貯水池からの放流量を算定した。その結果、本算定法は精度の高い評価を与えることを示した。

【大規模洪水時の検討】

- ・ 中規模洪水，大規模洪水が貯水池に流入した場合に，現行のダム管理に問題が生じないかについて，中規模洪水，大規模洪水を対象とした大型水理模型実験と準三次元貯水池流動解析法を適用し検討した．
- ・ ダム貯水池内の流動，貯留，伝播機構を分析した結果，貯水池内の水面が水平に上昇するという現行のダム管理で用いられている方法は，貯水池への流入流量を大きめに評価しているが，安全側の値を与え，実用上有効であることが明らかとなった．

参考文献

- 1) 藤田光一，福岡捷二：洪水流における水平乱流混合，土木学会論文集，No. 429/II-15，PP.27-36，1991.
- 2) 藤田光一，福岡捷二：洪水流に及ぼす河道内樹木群の水理的影響，土木研究所報告代 180 号，PP.129-192，1990.
- 3) 藤田光一，福岡捷二，新井田浩：樹木群を有する河道の洪水位予測，土木学会論文集，No.447/II-19，PP.17-24，1992.
- 4) 福岡捷二，佐藤宏明，出口桂輔：洪水流の非定常準二次元解析法の研究，水工学論文集，第 53 卷，pp.1081-1086，2009.
- 5) 福岡捷二，渡邊明英，原俊彦，秋山正人：水面形の時間変化と非定常二次元解析を用いた洪水流量ハイドログラフと貯留量の高精度推算，土木学会論文集，No.761/II-67，pp.45-56，2004.
- 6) 福岡捷二，渡邊明英，永井慎也：河道内貯留量推算のための水位観測法と粗度係数に与える流れの非定常性の影響，河川技術論文集，第 10 卷，pp.71-76，2004.
- 7) 福岡捷二，昆敏之，岡村誠司：鶴見川多目的遊水地の洪水調節効果の評価 ―河道の水面形の時間変化を考慮した非定常二次元解析法の適用―，土木学会論文集 B，Vol.63，No.3，pp.238-248，2007.
- 8) 松本敬司，中井隆亮，福岡捷二，須見徹太郎：渡良瀬遊水地の洪水調節機能とその課題の考察，土木学会論文集 B1（水工学），Vol.70，No.4，I_1477-I_1482，2014.
- 9) 西本直史，清水康行，青木敬三：流線の曲率を考慮した蛇行水路の河床変動計算，土木学会論文集，No.456/II-21，pp.11-20，1992.
- 10) Engelund, F.: Flow and bed topography in channel bends. Journal of Hydraulics Division, Proc. of ASCE, Vol.100, HY11, pp.1631-1648, 1974.
- 11) 内田龍彦，福岡捷二：水平方向渦度方程式を用いた底面流速の半直接解法と橋脚周りの局所洗掘解析，水工学論文集，第 54 卷，pp.841-846，2010.
- 12) 内田龍彦，福岡捷二：底面流速解法による連続する水没水制群を有する流れと河床変動の解析，土木学会論文集 B1，Vol. 67，No.1，pp.16-29，2011.

- 13) 内田龍彦, 福岡捷二: 浅水流の仮定を用いない水深積分モデルによる底面流速の解析法, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.68No.4, I, 1225-1230, 2012.
- 14) 内田龍彦, 福岡捷二: 非平衡粗面抵抗則を用いた一般底面流速解析法の導出と局所三次元流れへの適用, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol, 71, No.2, pp.43-62, 2015.
- 15) 立山政樹, 山崎友子, 田部成幸, 内田龍彦, 福岡捷二: 洪水流による河口砂州フラッシュの新しい解析法に関する研究, 河川技術論文集, 第 19 巻, pp.183-188, 2013.
- 16) 興石大, 内田龍彦, 福岡捷二: 水表面流速方程式を付加した底面流速解析法の開発と河川合流部への適用, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.68, No.4, I_835-840, 2012.
- 17) 田端幸輔, 福岡捷二, 内藤和久: 大きな流量を有する支川が直角合流する河道区間の三次元流れと河床変動の解析, 河川技術論文集, 第 19 巻, pp.189-194, 2013.
- 18) 岡田裕之介, 大吉雄人, 福岡捷二: 斐伊川放水路への洪水分派に伴う分派点付近の本川河床変動に関する研究, 河川技術論文集, 第 20 巻, pp.247-252, 2014.
- 19) 興石大, 平塚真理子, 内田龍彦, 福岡捷二: 護岸水衝部における三次元流れの解析法の改良と課題, 河川技術論文集, 第 19 巻, pp.99-104, 2013.
- 20) 岡部健士, 芦田和男: 流れの遷移を伴う一次元河床変動の数値解析法, 土木学会論文集, No.434/II-16, pp.37-46, 1991.
- 21) 井上卓也, 清水康行: 貯水池の水位変化を伴う貯水池の排砂に関する研究, 水工学論文集, 第 46 巻, pp.791-796, 2002.
- 22) 藤田正治, 道上正規, 檜谷治, 三木敦史: ウォッシュロードによる貯水池堆砂の二次元数値計算, 水工学論文集, 第 37 巻, pp.669-674, 1993.
- 23) 金海生, 大内 実, 福田忠弘, 山下直樹, 谷口雅彦: ウォノギリ多目的ダム貯水池における堆砂の平面 2 次元解析, こうえいフォーラム, 2007.
- 24) 梅田信, 池上迅, 石川忠晴, 富岡誠司: ダム貯水池における洪水時濁水挙動に関する数値解析, 水工学論文集, 第 48 巻, pp.1363-1368, 2004.
- 25) 梅田信: 曝気循環を考慮した貯水池内流動に関する数値解析モデルの構築と検証, 水工学論文集, 第 49 巻, pp.1165-1170, 2005.
- 26) 梅田信, 石川忠晴, 和泉恵之: 実務での有用性を念頭において貯水池の流動解析モデル構築に関する基礎的検討: 水工学論文集, 第 50 巻, pp.1267-1272, 2006.
- 27) 桜井寿之, 鎌田昌行, 柏井条介, 鈴木伴征: 混合粒径河床変動モデルによる貯水池堆砂・排砂現象の再現, ダム工学, 2006.
- 28) 池上迅, 梅田信: ダム貯水池の水温成層に関する鉛直 2 次元数値解析, 水工学論文集, 第 51 巻, pp.1349-1354, 2007.
- 29) 小島崇, 中村恭志, 石川忠晴: 水温成層を考慮した貯水池内流動解析に向けた CIP-Soroban 法に基づく鉛直 2 次元数値流動モデルの開発, 水工学論文集, 第 52 巻, pp.1039-1044, 2008.
- 30) 天野邦彦, 時岡和利: ダム貯水池における珪藻類による珪酸捕捉量の評価, 環境工学論文集, 第 44 巻, pp.539-545, 2007.

- 31) 梅田信, 岡野眞久, 東海林光: 一次元多層流モデルを用いた微細土砂の貯水池内挙動解析, 水工学論文集, 第 48 巻, pp.1369-1374, 2004.
- 32) 矢島啓, 吉川栄, 稲若孝治: 洪水流入の影響を考慮した一次元貯水池流動モデル DYREMS の検討, 水工学論文集, 第 49 巻, pp.1129-1134, 2005.
- 33) 横山勝英, 石川忠晴, 正岡孝浩, 植木洋: セヶ宿貯水池における春季プランクトンブルームの時空間分布特性, 水環境学会誌, 第 21 巻, 第 1 号, pp.23-28, 1998.
- 34) 梅田信, 横山勝英, 石川忠晴, 銭新, 高橋迪夫: セヶ宿貯水池における濁質の流入・流動・堆積仮定に関する観測と数値シミュレーション, 土木学会論文集, No.656/II-52, pp.255-286, 2000.
- 35) 米山望, 井上素之: 三次元数値解析による揚水発電所貯水池内水温・濁質挙動の予測手法, 土木学会論文集, No.684/II-52, pp.255-268, 2000.
- 36) 山敷庸亮, 小林健一郎, 松本拓, 佐山敬洋, 寶馨: 琵琶湖内流動解析モデルと分布型流出モデルを用いた流域モデル統合化, 京都大学防災研究所年報, 第 52 号 B, pp.77-81, 2009.
- 37) 村田雄輝, 木村一郎, 清水康行, 山口里実: 穴あきダム周辺の水理特性と堆砂機構に関する数値解析的研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol, 68, No.4, I_877-I_882, 2012.
- 38) 中村恭志, 戸田真仁, 渡辺一人, 石川忠晴: 3次元貯水池数値流動モデル“TITech-WARM”の開発と釜房貯水池への適用, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol, 69, No.4, I_775-I_780, 2013.
- 39) 土木学会: 水理公式集, 平成 11 年度版.
- 40) 福岡捷二: 河道設計のための基本は何かー水面形時系列観測値と洪水流ー土砂流の解析を組み合わせた河道水理システムとその見える化, 河川技術論文集, 第 17 巻, pp83-88, 2011.
- 41) 福岡捷二: 実務面からみた洪水流・河床変動解析法の最前線と今後の調査研究の方向性, 河川技術論文集, 第 20 巻, pp.253-258, 2014.
- 42) 流量観測の高度化マニュアル (高水流量観測編) Ver1.1, 独立行政法人土木研究所, 水害・リスクマネジメント国際センター, 2015.