

上流域河道内からの土砂流出を考慮した 流込み式水力発電所土砂流入現象の再現

REPRODUCING OF SEDIMENTATION PROCESS IN RUN-OFF-RIVER HYDRO POWER PLANT CAUSED BY SEDIMENT RUNOFF FROM UPSTREAM CHANNEL BED

河内友一¹・細田尚²・大久保賢治³
Yuichi KOUCHI, Takashi HOSODA and Kenji OKUBO

¹正会員 工修 中国電力株式会社エネルギー総合研究所 (〒739-0046東広島市鏡山三丁目9番1号)

²正会員 工博 京都大学大学院工学研究科 (〒615-8540京都市西京区京都大学桂C1-3号棟)

³正会員 工博 岡山大学大学院環境学研究科 (〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1)

Because the intake of the run-off-river hydro power plant faces the river, sediment in the riverbed flows in the waterway through intake when the flood occurs. At a very large-scale flood, power generation stops because of the inflow of sediment. In this study, we constructed the numerical model that reproduces this sedimentation process. This model is composed of two model, the model of upstream area and the model of river around intake of hydro power plant. The first model can evaluate sediment runoff from upstream channel bed. Secondary model can calculated bed variation around intake by using 2-dimensional numerical model. The result of sediment runoff is used as the upper boundary condition of this 2- dimensional model. This model is applied to the actual watershed of hydro power plant, and the calculated results by this model mostly agree with field survey.

Key Words : Run-off-river hydro power plant, sedimentation process, sediment runoff

1. はじめに

水力発電所では発電用水として河川水を取水するために、河川流水中の土砂に起因した様々な問題が発生する。揚水式発電を除く一般水力発電の発電形式は、流込み式と貯水池式に分類されるが、このうち流込み式水力発電所では比較的低い取水ダムによる貯流水を取水する構造であり、出水時には流水中の土砂が掃流状態・浮遊状態で取水口から導水路へと流入する。この対策として取水口付近には排砂門・沈砂池などの設備が設けられているが、大規模な出水時にはその設備の処理能力を超えた土砂が導水路に流入し、長期間の発電停止や水車の損耗などの問題が生じることがある。

また、近年流域一体となった土砂管理の考え方が広まりつつあるが、水力発電所内に流入する土砂を低減させることは下流への土砂供給量を増加させることになり、下流域の環境復元に対しても効果が期待される。

このような水力発電所の土砂流入量を低減させる方策を検討するためには現象を定量的に再現することが必要

であり、そのモデル化には大きな意義があるといえる。

水力発電所の土砂流入現象を再現するためには、上流域における土砂流出現象および取水口付近の土砂の動態の両者を明らかにする必要がある。流域規模の土砂生産については、砂田ら¹⁾、守利ら²⁾、舛屋ら³⁾など多くの研究が実施されており、高橋ら⁴⁾は土砂生産から貯水池の長期間の堆積土砂量を予測している。しかし、上流側の土砂生産と流込み式水力発電所への流入土砂量との関連を調査した研究例は少ない。

そこで本研究では、上流河道内からの土砂流出を考慮した水力発電所の流入土砂現象の再現モデルの構築を試みる。

2. 対象とする水力発電所とその土砂流入状況

今回の研究対象とした水力発電所は最大取水量13.5m³/sの流込み式水力発電所であり、一級河川の比較的上流域に位置している。この水力発電所の取水口は図-1に示しているとおりの河川湾曲部の内岸側に位置し、

さらに河川の取水口下流側左岸に露頭岩が発達しているため、景観面に配慮して排砂門は右岸側に設けられている。このように、この水力発電所は湾曲部内岸側に堆積した土砂が取水口内に流入しやすい平面レイアウトである。この対策として取水口に沈砂池を設けるとともに、沈砂池底部に揚砂装置と渦動管を組み合わせた排砂装置が設置されている。しかし、大規模な出水時においては、この装置の排砂能力を越える土砂が取水口に流入し、導水路にまで大量の土砂が堆積することがある。

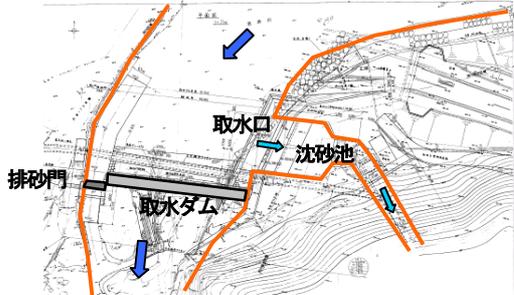


図-1 対象とした流込み式水力発電所の取水口付近概要図

平成16年10月に台風23号による大規模な出水が発生し、この発電所では大量の土砂が沈砂池および導水路に堆積した(図-2)。この結果、出水途中に発電停止状態となり、さらに出水後には長期間にわたり発電所導水路内を抜く土砂の取り除き作業を実施する必要が生じた。

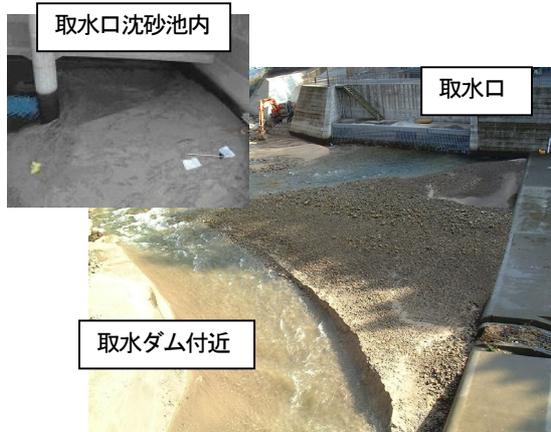


図-2 出水時(平成16年11月)の土砂堆積・流入状況

3. 再現モデル

(1) 再現モデルの概要

水力発電所の土砂流入現象を再現するためのモデルは上流域河道モデルと取水口付近河道モデルの2つのモデルから構成されるものとした。

将来的な取水口内への土砂流入低減策として出水中の取水停止などが想定されるが、この判断基準として上流域の雨量を用いて数時間後の取水停止などの意志決定を行えるものが望ましい。このため、上流域における雨量

データをもとにした水・土砂流出モデルを構築することとした。この上流域河道モデルは舩屋ら³⁾のモデルのように山地斜面部の土砂生産を考慮することが理想的であるが、今回対象とする河川の比流出土砂量は約 $150\text{m}^3/\text{km}^2/\text{年}$ ⁵⁾とそれほど大きい値ではないことから、1回の出水のみを対象としている場合には山地斜面からの土砂生産現象の影響は小さいと考えられる。このため、本研究では山地斜面からは土砂流出がなく水のみが流出すると仮定した。この流出量をもとに上流域河道内の流れ及び土砂流出を開水路の1次元計算により再現した。

水力発電所取水口付近河道については湾曲の影響や排砂門による排砂現象を再現するためには少なくとも平面的な流れ・移動砂現象を再現する必要があると考え、取水口付近河道モデルには平面2次元解析モデルを採用した。この平面2次元解析の上流端境界条件として前述の上流域河道モデルによる水・土砂流出計算結果を用いた。

これらの上流域河道および取水口付近河道のいずれのモデルでも移動砂現象については混合砂礫河床の掃流砂・浮遊砂を対象とした。

(2) 上流域河道モデル(水・土砂流出モデル)

雨水による流域からの流出モデルには高棹らによる地形パターン関数を用いた中間流・表面流統合型のキネマティックウェーブモデル⁶⁾を用いた。

上流域の河道内の流れは開水路1次元非定常流として取り扱う。流れの基礎式は式(1)、(2)を用いた。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial uQ}{\partial x} + gA \frac{\partial z_s}{\partial x} = -gA \frac{\tau_{bx}}{\rho g R} \quad (2)$$

ここに、 t : 時間、 x : 空間座標、 Q : 流量、 A : 流水断面積、 u : 断面平均流速、 z_s : 基準水平面からの水位、 τ_{bx} : 底面せん断応力、 R : 径深、 ρ : 流体の密度、 g : 重力加速度である。底面せん断応力はManning則で評価する。なお、運動量方程式の移流項の差分化には、常射流混在流れの計算が可能なFDS法⁷⁾を用いた。

掃流砂量については式(3)の粒径別の芦田・道上式を用い、移動限界には式(4)のEgiazaroff・浅田⁸⁾の式を用いた。

$$q_{bi} = 17 \frac{u_{*e}}{sg} \left(1 - \sqrt{\frac{u_{*ci}}{u_*}} \right) \left(1 - \frac{u_{*ci}}{u_*} \right) f_i \quad (3)$$

$$u_{*ci}^2 = u_{*cm}^2 \left(\frac{\log_{10} 23}{\log_{10} (21d_i/d_m + 2)} \right)^2 \frac{d_i}{d_m} \quad (4)$$

ここに、 q_{bi} : 粒径階 i の掃流砂量、 s : 砂の水中比重、 u_{*e} : 有効摩擦速度、 u_{*ci} : 粒径階 i の限界摩擦速度、 u_{*cm} : 平均粒径の限界摩擦速度、 u_* : 摩擦速度、 f_i : 粒径階 i の含有率、 d_i : 粒径階 i の粒径、 d_m : 平均粒径である。

浮遊砂については式(5)の粒径別浮遊砂の連続式を用いた。

$$\frac{\partial}{\partial t}(c_i h) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q c_i}{B} \right) = w_{fi} (E_{si} - c_{bi}) \quad (5)$$

ここに、 c_i : 水深平均した粒径階 i の浮遊砂濃度、 h : 水深、 B : 河川幅、 w_{fi} : 粒径階 i の沈降速度、 E_{si} : 粒径階 i の単位時間・単位面積当たりの底面からの浮上量を沈降速度で除した値、 c_{bi} : 粒径階 i の底面における浮遊砂濃度である。

ここで、 c_{bi} は式(6)で評価した。

$$c_{bi} = \frac{\beta c_i}{1 - e^{-\beta}} \quad \beta = \frac{15 w_{fi}}{u_*} \quad (6)$$

今回対象とする流域の河川は粒度分布幅が広い礫床河川であるため、河床からの浮遊砂浮上量は関根ら⁹⁾と同様に式(7)の芦田・藤田式¹⁰⁾を用いた。

$$E_{si} = \frac{2}{3} K f_i \sqrt{\frac{3}{s+1}} \frac{1}{\pi} \frac{\sqrt{c k^2}}{\xi_{oi}} \int_{\chi_{oi}}^{\infty} \sqrt{\chi - \chi_{oi}} e^{-\frac{\chi^2}{2}} d\chi$$

$$\xi_{oi} = \frac{w_{fi}}{u_*}, \quad \chi_{oi} = \frac{\pi}{8} C_{Doi} \frac{\xi_{oi}^2}{c k^2}, \quad C_{Doi} = 2 + 24 \frac{\nu}{w_{fi} d_i} \quad (7)$$

ここに、 c : 揚圧力係数、 k : 遮蔽係数、 ν : 動粘性係数である。 c, k は芦田・藤田によると礫の頂部から礫の間隙に充填されている細砂までの距離 Δs の関数であり、 E_{si} を計算するためには Δs を与える必要がある。関根ら⁹⁾は礫の空隙にシルトが充填されているモデルを構築しているが、今回の計算では多数の粒径階を対象とするため、粒径階毎に空隙に占める割合を計算すると非常に複雑なモデルとなる。このため、このような詳細なモデルを構築することは避け、 Δs を以下のとおり河床の平均粒径で評価する簡易なモデルとした。

- ① 水のみを予備計算から評価した浮遊しない粒径階以上を礫の粒径 (D_g) とする。
- ② 河床の初期状態を $\Delta s/D_g = 0.5$ とする。浮遊しない礫の周辺に浮遊する細砂があり、礫の半分が浮遊しない土砂から突出している状態と仮定する (図-3の左側中段の図)。
- ③ 初期状態から D_g 以下の砂がすべて浮遊してなくなった状態を $\Delta s = D_g$ とする (図-3の左側上段の図)。逆に、浮遊土砂が堆積して D_g 以下の土砂量が初期状態の倍になると、礫のまわりが土砂で満たされるので $\Delta s = 0$ とする (図-3の左側下段の図)。同様に、 D_g 以下の土砂量が初期状態から50%低下した状態を $\Delta s = 0.25 D_g$ 、 D_g 以下の土砂量が初期状態から50%増加した状態を $\Delta s = 0.75 D_g$ とする。
- ④ $\Delta s = 0 \sim D_g$ のときの河床材料の平均粒径 d_m をそれぞれ計算する。
- ⑤ ④で得られたそれぞれの状態の平均粒径と $\Delta s/D_g$ の関係式 (二次式) を作成する (図-3の右側グラフ)

⑥ 実際の計算過程においては、次に述べる交換層内の含有率から求めた河床の平均粒径から⑤で求めた関係式によりその時点の $\Delta s/D_g$ を求める。

このモデル化により細砂が礫の間隙に入った状態の Δs の減少、粗粒化による Δs の増大が評価できる。

河床の連続式は(8)式を、交換層内の粒径階 i の含有率の変動は(9)式の平野の式を用いた。

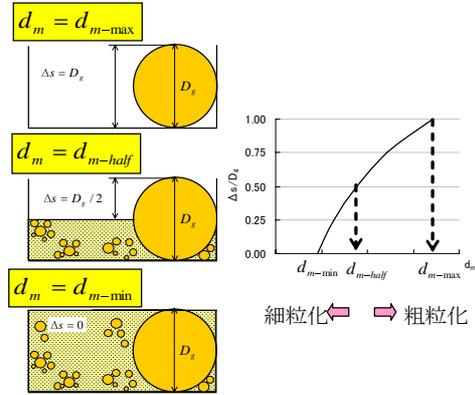


図-3 平均粒径 d_m による $\Delta s/D_g$ の評価方法

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial}{\partial x} \sum_{i=1}^n q_{bi} + \frac{1}{1-\lambda} \sum_{i=1}^n (w_{fi} c_{bi} - E_{si}) = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial t} = -\frac{1}{(1-\lambda)\theta_E} \frac{\partial q_{bi}}{\partial x} + \frac{1}{(1-\lambda)\theta_E} (E_{si} - w_{fi} c_{bi}) - \frac{f_{i*}}{\theta_E} \frac{\partial z}{\partial t} \quad f_{i*} = f_i \frac{\partial z}{\partial t} \geq 0, f_{i*} = f_{i0} \frac{\partial z}{\partial t} < 0 \quad (9)$$

ここに、 λ : 空隙率、 θ_E : 交換層厚さ、 f_{i0} : 原河床の粒径階 i の含有率である。

(3) 取水口付近河道モデル

水力発電所取水口付近については平面2次元解析により土砂流入現象を再現する。基本的なモデルは長田ら¹¹⁾による平面2次元解析モデルを用いることとした。

流れの基礎式は式(10)、(11)のとおりとした。

[連続式]

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{Uh}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{Vh}{J} \right) = 0 \quad (10)$$

[運動量方程式 (ξ 方向のみ)]

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{UQ^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{VQ^\xi}{J} \right) \\ & - \frac{M}{J} \left(U \frac{\partial \xi_x}{\partial \xi} + V \frac{\partial \xi_x}{\partial \eta} \right) - \frac{N}{J} \left(U \frac{\partial \xi_y}{\partial \xi} + V \frac{\partial \xi_y}{\partial \eta} \right) \\ & = -gh \left(\frac{\xi_x^2 + \xi_y^2}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \xi} + \frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \eta} \right) - \frac{\tau_b^\xi}{\rho J} \\ & + \frac{\xi_x^2}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} (-\bar{u}^2 h) + \frac{\xi_x \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} (-\bar{u}^2 h) \\ & + \frac{\xi_y^2}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} (-\bar{v}^2 h) + \frac{\xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} (-\bar{v}^2 h) + \\ & \frac{\xi_x \eta_y + \xi_y \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} (-\bar{u}^2 \bar{v} h) + \frac{2\xi_x \xi_y}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} (-\bar{u}^2 \bar{v} h) \end{aligned} \quad (11)$$

ここに、 J : ヤコビアン、 $\xi_x, \xi_y, \eta_x, \eta_y$: 変換メトリックス、 Q^{ξ}, Q^{η} : 流量フラックスの反変成分、 U, V : 流速ベクトルの反変成分、 M, N : 直角方向の流量フラックス、 $\tau_b^{\xi}, \tau_b^{\eta}$: 底面せん断応力 (Manning則で評価) の反変成分、 $\overline{u^2}, \overline{u'v'}, \overline{v^2}$: 直角座標方向の水深平均レイノルズ応力である。

浮遊砂の連続式は式(12)を用いる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{c_i h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(U \frac{c_i h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(V \frac{c_i h}{J} \right) &= \frac{1}{J} (E_{si} - w_{fi} c_{bi}) \\ + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(h \frac{D_x \xi_x^2 + D_y \xi_y^2}{J} \frac{\partial c_i}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(h \frac{D_x \xi_x \eta_x + D_y \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial c_i}{\partial \eta} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(h \frac{D_x \xi_x \eta_x + D_y \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial c_i}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(h \frac{D_x \eta_x^2 + D_y \eta_y^2}{J} \frac{\partial c_i}{\partial \eta} \right) \end{aligned} \quad (12)$$

ここに、 D_x, D_y : 直角方向の拡散係数であり、いずれも $5.93hu_*$ で評価する。河床からの浮遊砂浮上量は上流域と同様に芦田・藤田式を用いて評価する。

河床の連続式は式(13)を用い、交換層内の粒径階 i の含有率の変動は上流域と同様に平野の式を用いた。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{z}{J} \right) + \frac{1}{1-\lambda} \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{q_{bi}^{\xi}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{q_{bi}^{\eta}}{J} \right) \right) \\ - \frac{1}{1-\lambda} \sum_{i=1}^n \frac{1}{J} (w_{fi} c_{bi} - E_{si}) = 0 \end{aligned} \quad (13)$$

ここに、 $q_{bi}^{\xi}, q_{bi}^{\eta}$: 粒径階 i の掃流砂量の反変成分である。流れ方向の掃流砂量の評価には上流のモデルと同様に芦田・道上式を用い、流れ方向と直角方向の流砂量は長谷川式を用いた。

今回の河床変動計算過程においては、取水口前面の砂州前縁部で局所的な地形勾配が安息角以上となることがある。このような場合の計算方法としては崩壊した土砂を供給土砂フラックスとして河床の連続式に組み込む関根¹²⁾のモデルなどがあるが、ここでは簡単のために以下のとおりとした。計算1ステップ毎にすべての格子ごとにその格子と隣接する4つの計算格子との地形勾配を計算し、局所的な地形勾配が安息角以上となった場合には、その隣接格子との勾配が安息角となるように最急勾配の隣接格子へと土砂を瞬間的に移動させた。なお、河床が崩壊した場合にはその崩壊した深さ範囲の含有率が崩壊した側の河床に移動するものとした。

4. 対象とする発電所へのモデルの適用

(1) 上流域の計算条件

対象とする流域は図-4 のとおり流域面積124.4km²で、本川と支川16本から構成される。なお、支川については1/25000地形図で判別できる河川を計算対象とした。

流域の構成は図-5 のとおりである。雨水流出斜面として流域を60分割した。各河川の合流部では、河床勾配が比較的急勾配であることから合流部の背水影響を受け

る範囲は小さいと考えて、水・土砂とも本川と支川の合流部は強制的な横流入として与えた。

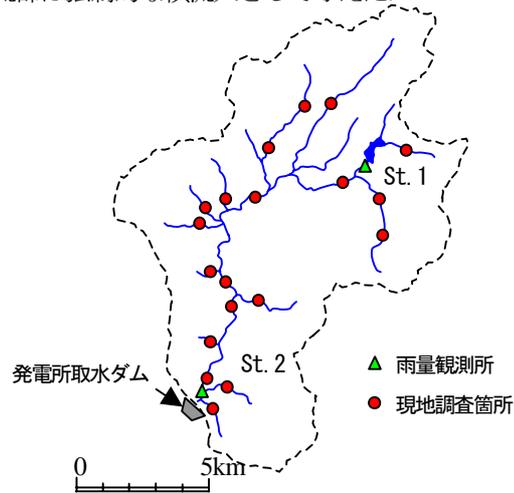


図-4 対象とした流域と現地調査位置・雨量観測所位置

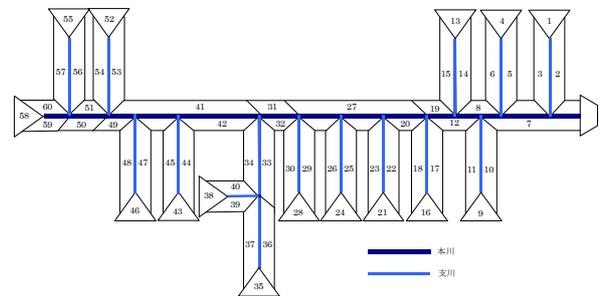


図-5 対象とした流域の構成図

キネマティックウェーブによる山地斜面部からの流出計算に用いた諸元は表-1 のとおりである。

表-1 山地斜面部からの流出計算条件

計算条件	値
粗度係数	0.10m ^{-1/3} s
透水係数	0.03m/s
A層厚さ	0.2m
有効空隙率	0.2
初期雨量損失	0.35

上流域の本川、支川の河川断面はすべて矩形とした。河川幅は図-4に示す位置の対象流域の現地調査結果(図-6)から、橋本ら¹³⁾と同様に川幅を流域面積の関数と仮定して式(14)で評価した。

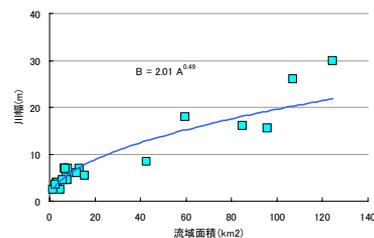


図-6 河川幅と流域面積の関係

$$B = 2.01A_c^{0.49} \quad (14)$$

ここに、 A_c ：流域面積である。

Manningの粗度係数は河床勾配からBrayの式¹⁴⁾で評価し、本川、支川で0.05~0.06 $m^{-1/3}s$ の値とした。河床材料は現地河床材料を本川5箇所、支川10箇所ですamplingしたものから、平均的な粒径曲線として 図-7 のとおり本川と支川ごとに設定した。平均粒径は本川で86mm、支川で89mmである。この河床材料を混合砂礫の粒径階層として0.35mm~280mmまで11分割した。

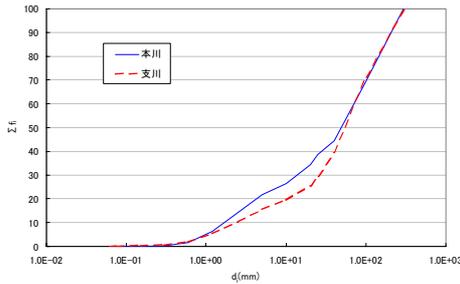


図-7 河床材料の粒径加積曲線

(2) 取水口付近の計算条件

取水口付近の上流端境界条件は上流域の水・土砂流出の計算結果を与えた。Manningの粗度係数は上流域河道と同様の値0.047とした。下流端は水位固定とした。初期河床は、対象とした出水前に取水ダム上流の堆積土砂撤去作業がおこなわれたため、その作業後の断面とした。計算範囲は取水ダムから200m上流付近の直線部分からダム下流10mまでとした。

なお、右岸にある排砂門についてはゲート流出を平面2次元計算で再現するために、図-8 のとおり堰越流によりモデル化した。実際は出水流量が大きくなるにつれて排砂門が徐々に開いていき流量が増加していくが、計算過程において排砂門位置の格子に水深と流量の条件を部分的に強制的に与えることは計算不安定の一因となる。また、排砂門が完全に開いたときには通常の河床と同様の取り扱いとなるため連続的な取り扱いが望ましい。このため、計算上はそのゲート流出量と同じ越流量が生じるように排砂門位置のせき越流天端（計算上は河床高）を徐々に下げ、平面的な排砂門への流量集中が再現できるようにした。排砂門が完全に開いた後は、掃流砂はせき下流へすべて流下するものとした。

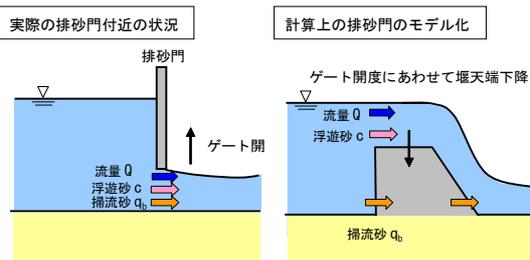


図-8 排砂門の平面2次元計算上のモデル化

(3) 再現結果

以上の計算条件から、平成16年の23号台風時の出水を対象として再現計算を実施した。2箇所の雨量観測所の雨量および上流域河道モデルによるダム取水地点上流200mにおける水・土砂流出量計算結果を図-9 に示す。対象出水期間は23時間として計算した。

流量ピークは約300 m^3/s 程度であり、ほぼそのピークと同時に掃流砂量のピークが生じている。一方、浮遊砂体積濃度のピークは流量ピークの約2時間20分前に発生している。対象出水期間中に浮遊砂濃度の計測を実施していないため、この計算結果における浮遊砂堆積濃度ピークの先行の妥当性の検証については今後の課題としたいが、浮遊砂体積濃度のピークが流量ピークに先立つことは倉茂¹⁵⁾による分類では先行型とされ、ピーク遅れ型よりも多くの河川で観測されている。

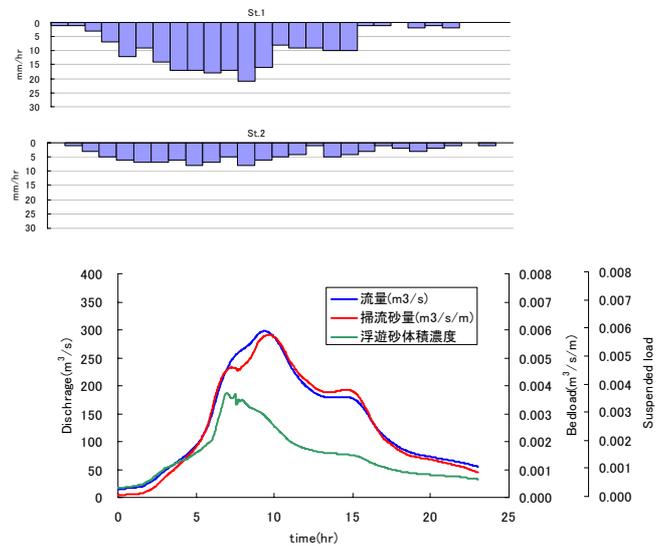


図-9 上流域雨量と水・土砂流出計算結果

この流域では出水期間中に掃流砂は6,600 m^3 、浮遊砂は22,700 m^3 、あわせて30,300 m^3 が流出した結果となり、浮遊砂が流入土砂量の約80%を占めていると想定される。

以上の上流域河道モデルによる水・土砂流出の計算結果を上流端境界条件として取水口付近河道の平面2次元解析を実施した。

取水ダム上流の右岸側で計測している水位と、平面2次元計算結果の水位を比較すると図-10 のとおりであり、

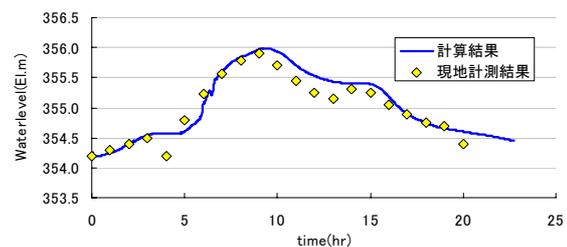


図-10 現地計測水位と計算結果の比較

両者は概ね一致している。また、出水開始から23時間後の取水口付近の河床高コンターを図-11 に示す。なお、図-11 には図-10 で比較した水位の計測位置を合わせて示している。

平面2次元計算結果による取水口付近の土砂堆積状況から、今回の出水により左岸側取水口付近に多くの土砂が堆積しており、その結果取水口内へ土砂が流入している様子が再現されている。また、右岸側排砂門へ土砂がある程度導かれているものの、今回の出水規模ではその排砂効果が不十分であることがわかる。計算による取水口内流入土砂量（図-11 の白線で囲った範囲）は428m³であった。出水後の実際の取水口・導水路内の土砂取り除き量は543m³であり、計算結果はそれと比較すると2割程度少ない値ではあるが、出水期間中の流入土砂量を概ね再現できたといえる。この2割程度の差異の原因については、山地斜面からの土砂生産を無視したこと等が考えられるが、現時点では上流域河道モデルによるものか取水口付近河道モデルによるものか特定できず、今後取水口付近において出水中の浮遊砂濃度の計測や取水口内の流入土砂堆積高さの時系列計測などによりその原因を明らかにし、精度を高めていく必要がある。

以上のような精度上の課題はあるものの、上流域河道からの水・土砂の流出による取水口内の流入土砂現象は概ね再現できたと考えられる。

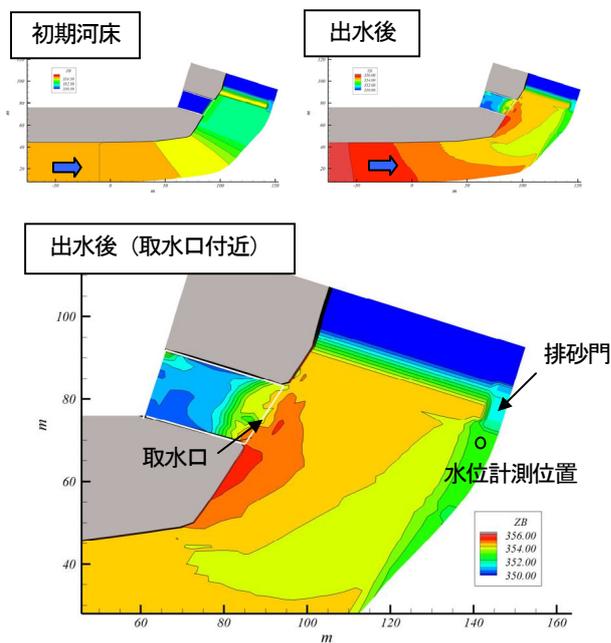


図-11 取水口付近の平面2次元計算結果（河床高コンター）

5. おわりに

上流域河道内からの流出土砂量を考慮して水力発電所取水口への土砂流入現象の再現を試み、精度上の課題は残るものの、現象を概ね再現できた。今後は、他の出水

規模を対象として計算を実施するとともに、出水期間中の時系列的な現地観測を行うことでモデルの妥当性の検証および改良を行いたい。

謝辞：本研究の実施に当たり現地観測にご協力いただきました岡山大学大学院の村田求君に感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 砂田憲吾, 長谷川登: 国土数値情報に基づく山地河川水系全体における土砂動態のモデル化の試み, 土木学会論文集, No.485/II-26, pp.37-44, 1994.
- 2) 守利悟朗, 椎葉充葉, 堀 智晴, 市川 温: 流域規模での水・土砂動態のモデル化および実流域への適用, 水工学論文集, 第47巻, pp.733-738, 2003.
- 3) 舛屋繁和, 清水康行, ウォンサ サニット, 村上泰啓: 流域規模での洪水流出および土砂流出特性について, 水工学論文集, 第50巻, pp.319-324, 2006.
- 4) 高橋 保, 井上素行, 中川 一, 里深好文: 山岳流域からの土砂流出モデルを用いた貯水池堆砂の予測, 水工学論文集, 第45巻, pp.841-846, 2001.
- 5) 須賀堯三: 土砂流出のシステムと特性に関する二・三の考察, 第30回水理講演会論文集, pp.187-192, 1986.
- 6) 土木学会編, 水理公式集例題プログラム集[平成13年度版], 第1編水文編, p.14, 2002.
- 7) 細田尚, 朝井孝二: ダム破壊流れの1次元解析, 水工学における計算機利用の講習会講義集, 土木学会, 1999.
- 8) 浅田宏: 山地河川の流砂量と貯水池の堆砂過程に関する研究, 電力中央研究所報告, 総合報告No.2, 1976.
- 9) 関根正人, 矢島英明: 礫・シルト充填河床モデルを用いた植生を伴う流路の変動解析, 水工学論文集, 第49巻, pp.991-996, 2005.
- 10) 芦田和男, 藤田正治: 平衡および非平衡浮遊砂量算定の確率モデル, 土木学会論文集, 第375号/II-6, pp.107-116, 1986.
- 11) 長田信寿: 一般曲線座標系を用いた平面2次元非定常流れの数値計算, 水工学における計算機利用の講演会講義集, 土木学会, pp.45-72, 1999.
- 12) 関根正人: 斜面崩落モデルを用いた網状流路の形成過程シミュレーション, 水工学論文集, 第47巻, pp.637-642, 2003.
- 13) 橋本晴行, 朴崎燦, 高岡広樹, 荒渡光貴: 山地流域における豪雨時の水と土砂の流出解析, 水工学論文集, 第47巻, pp.745-750, 2003.
- 14) Bray, D.I.: Estimating average velocity in gravel-bed rivers, Journal of the Hydraulic Division, ASCE, Vol.105, HY9, pp.1103-1122.
- 15) 倉茂好匡: 河川の浮流土砂研究における最近の動向, 北海道大学地球物理学研究報告No.59, pp.1-13, 1996.

(2007. 9. 30受付)