

山岳流域における土砂流出の予測

PREDICTION OF SEDIMENT RUNOFF FROM A MOUNTAIN WATERSHED

高橋 保¹・井上素行²・中川 一³・里深好文⁴

Tamotsu TAKAHASHI, Motoyuki INOUE,
Hajime NAKAGAWA and Yoshifumi SATOFUKA

¹ フェロー会員 工博 京都大学教授 防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

² 正会員 工修 東京電力 電力技術研究所 (〒 230-8510 横浜市鶴見区江ヶ崎町 4-1)

³ 正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

⁴ 正会員 工修 京都大学助手 防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

In this paper, a simulation method is developed to predict sediment runoff from a mountain region into a reservoir. In the model, the watershed is constituted by several slope units and channel network. A flood runoff in each slope unit is calculated by using kinematic wave runoff model, and sediment runoff in the channel network is simulated by using governing equations which correspond to each flow regime such as a debris flow, a immature debris flow, and bed load. The model is applied to the actual mountainous watershed, the Fudosawa and Nigorisawa River, Nagano Prefecture. The spatial and temporal variation of sediment discharge, bed elevation, and grain size distribution are calculated. Calculated sediment volume inflowing into the Takase reservoir approximately agrees with observed one.

Key Words: Mountainous river, sediment runoff, debris flow, bed variation

1. 緒 言

高瀬ダム流域において行われた調査によれば、貯水池への流入流量が同じであっても、水の流出経路上の堆積土砂の条件によって、貯水池に流入する土砂の量と質が異なることが明らかになっている。いま、土砂流出の量と質を季節的な変化をも含めて予測しようとするならば、土砂が雪で覆われて運動を拘束されているとか、河床堆積土砂や崖錐の消長などの場の条件の質的、量的変化、さらには新規崩壊の強制流入を考慮に入れて、水と土砂とを同時に追跡することが必要である。

上記のようなことを可能にする方法は、降雨流出量を河道に沿って与えて、それに見合う流砂量を求めるような力学的な方法に限られる。しかも、土砂輸送過程での侵食・堆積を通じた河床ならびに流砂中の粒度変化も予測されなければならない。

従来、流域一貫の土砂流出予測に関しては、リモートセンシングデータを用いた寶ら^{1),2)}の研究や、輸送土砂の質・量の連続条件に基づく Egashira³⁾の研究、雨水流出モデルに表層崩壊予測モデルと土石流モデルを結合した市川ら⁴⁾の研究、国土数値情報を用いた砂田ら⁵⁾の研究、および一様砂を対象とした著者ら^{6),7)}の研究等がなされている。しかし、種々の土砂移動形態を対

象として粒径分布の変化をも考慮した研究はなされていない。そこで本研究では、高瀬ダム流域において最も土砂流出が顕著な濁沢および不動沢をとりあげ、積雪のない場合を対象に、数値シミュレーションを行う。

2. 流域のモデル化

図-1には縮尺 1/5000 の地形図から読みとられた不動沢・濁沢流域が示されている。この図に示すように、流域を 71 の斜面群に分割し、各斜面において最急勾配方向に測定した斜面長および斜面勾配を基に、キネマティックウェーブ法による洪水流出解析を行っている。斜面下流端で求められた流出流量を、そこに接続する河道部への横流入流量として与えることにより、各河道区間における流量、流砂量、流砂中および河床表層の粒度分布等が計算される。河道合流部においては支川の流量および流砂量を本川に対する強制横流入としている。

図-2にモデル化した流域の概念図を示す。左図は斜面の配置を示しており、平行四辺形は河道に接する斜面、三角形は河道上流端に流入する斜面を表している。図中の番号は斜面番号である。右図は河道網を構成する計算点の番号を示している。各河道計算点には右岸・左岸に接続する斜面番号や、隣り合う河道計算点の番号、ならびに合流点や上・下流境界の点である

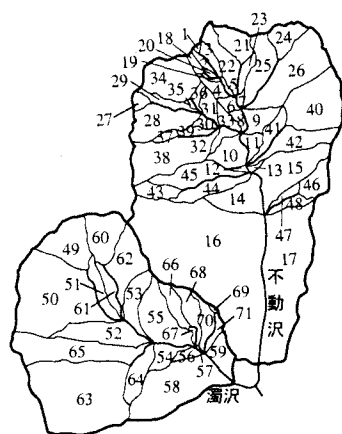


図-1 分割化された不動沢・濁沢流域

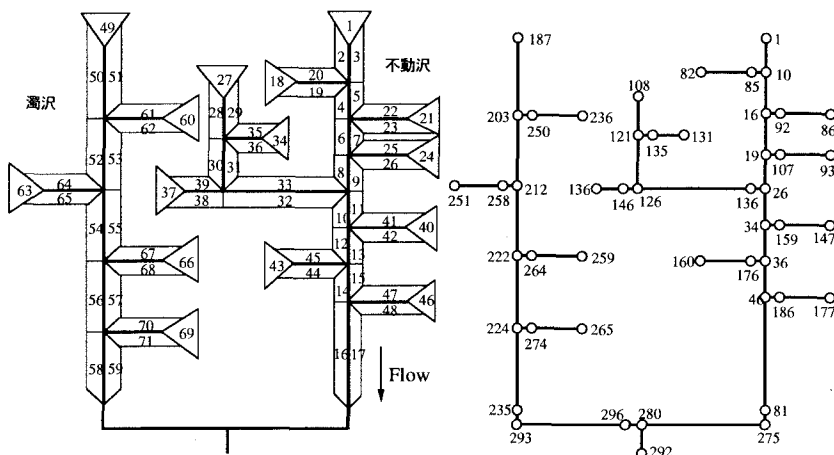


図-2 モデル化された不動沢・濁沢流域

ことを示す ID 番号などが与えられている。点 292 は貯水池内へ 600m 入った位置にあり、ここで貯水池水位の条件を与えている。

平成 5 年に測定された現地資料から各河川区間の河床位及び川幅を読み取った。ただし、上流端付近のように地形図から河道幅を精度よく読みとることが不可能な領域では、レジーム則を用いて河道幅を推定している（レジーム則の係数は 5 としている）。不動沢および濁沢の上流、中流、下流において測定された河床の粒度分布を図-3 に示す。河道に堆積している土砂の厚さに関しては情報が少ないので、計算の初期条件として、一律 2m であると仮定した。

3. 河道部における流砂量・河床変動の計算

(1) 流れの抵抗則

粗粒子が全流動層に分散して（いわゆる土石流として）流れる条件は、概ね $C_L > 0.4C_{*L}$ である。ただし、 C_L は粗粒子の容積濃度、 C_{*L} は堆積層の粗粒子容積濃度であり、これらの求め方については後述する。 C_L がこれより小さい場合には、掃流状集合流動となり、粗粒子濃度が約 0.01 以下の時、流砂の形態は掃流砂あるいは浮遊砂と考えられる。従来の研究⁸⁾によると、各条件下の流れの抵抗則はそれぞれ以下のように表される。 $[C_L \geq 0.4C_{*L}$ の時]

$$q = \frac{2}{5d_{mL}} \left\{ \frac{g}{0.02} \frac{\sigma C_L + (1 - C_L)\rho_m}{\sigma} \right\}^{1/2} \cdot \left\{ \left(\frac{C_{*L}}{C_L} \right)^{1/3} - 1 \right\} h^{5/2} \sin^{1/2} \theta_w \quad (1)$$

$[0.01 < C_L < 0.4C_{*L}$ の時]

$$q = \frac{0.7\sqrt{g}}{d_{mL}} h^{5/2} \sin^{1/2} \theta_w \quad (2)$$

$[C_L \leq 0.01$ あるいは $h/d_{mL} \geq 30$ の時]

$$q = \frac{1}{n_m} h^{5/3} \sin^{1/2} \theta_w \quad (3)$$

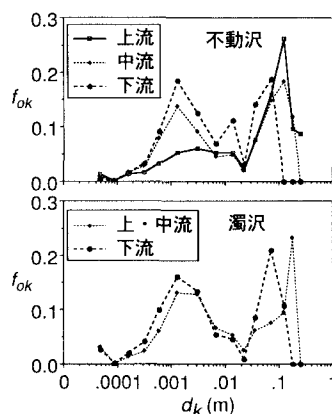


図-3 河床砂の粒度分布

ここに、 q : 単位幅全流量（水＋流砂）、 d_{mL} : 流砂中の粗砂の平均粒径、 g : 重力加速度、 h : 水深、 ρ_m : 細粒分を含む流体相の単位体積重量、 σ : 砂礫の単位体積重量、 θ_w : 水面勾配、 n_m : マニング粗度係数である。

(2) 流砂の粒度分布

本研究では混合砂礫を対象としているので、粒度の分布範囲を k_e 個の粒径階に分割し、 k 番目の粒径階の粒径を d_k で表すことにする ($d_1 < d_k < d_{k_e}$)。ところで、特定の粒径より小さい粒子は水と一体となって流体相を形成すると考えられるから、このような粒径成分 ($k = 1 \sim k_1$) を「細粒分」と呼び、固体相として挙動すると考えられる「粗粒分」($k = k_1 + 1 \sim k_e$) と区別することにする。すると、前述の粗粒子の容積濃度 C_L 、ならびに細粒分が間隙水中に占めている容積濃度 C_F はそれぞれ、

$$C_L = \sum_{k=k_1+1}^{k_e} C_k \quad (4)$$

$$C_F = \left(\sum_{k=1}^{k_1} C_k \right) / (1 - C_L) \quad (5)$$

$$\rho_m = \rho + \frac{\sigma - \rho}{1 - C_L} \sum_{k=1}^{k_1} C_k = \rho + (\sigma - \rho) C_F \quad (6)$$

$$d_{mL} = \left(\sum_{k=k_1+1}^{k_e} d_k C_k \right) / C_L \quad (7)$$

となる。ここに、 C_k : k 番目の粒径階が全容積中で占める割合、 ρ : 水の単位体積重量である。

(3) 河床のモデル化

河床では粗粒子が骨格構造を形成しており、細粒分は骨格内の空隙に存在すると考えると、空隙中に存在する細粒分の存在割合 C_{*k} ($k = 1 \sim k_1$) は、河床における粒径階 k の粒子の存在率 f_{bk} を用いて、

$$C_{*k} = \frac{C_{*L}}{1 - C_{*L}} f_{bk} / \sum_{k=k_1+1}^{k_e} f_{bk} \quad (8)$$

と表される。ここに、 C_{*L} : 粗粒分のみが堆積する場合の容積濃度である。ただし、細粒分が空隙に収容されるには、 $\sum_{k=1}^{k_1} C_{*k}$ が細粒分のみが堆積する場合の容積濃度 C_{*F} を越えないことが必要である。すなわち、

$$\sum_{k=1}^{k_1} C_{*k} = \frac{C_{*L}}{1 - C_{*L}} \frac{1 - F}{F} \leq C_{*F} \quad (9)$$

$$F = \sum_{k=k_1+1}^{k_e} f_{bk} \quad (10)$$

が成立しなければならない。ここに、 F : 粗粒成分の存在率である。式 (9) を変形すると、

$$F \geq C_{*L} / (C_{*F} + C_{*L} - C_{*L} C_{*F})$$

となり、簡単のために、 $C_{*L} = C_{*F}$ と仮定すると、

$$F \geq 1 / (2 - C_{*L}) \quad (11)$$

となる。いま、 $C_{*L} = 0.65$ であるとする、 $F \geq 0.74074$ である。これは、細粒分の存在率が 26% を越えると、もはや粗粒子の形成した空隙に細粒子を収容しきれなくなることを意味している。

細粒分が 26% を越える場合には、河床は細粒分が C_{*F} の濃度で堆積している中に、粗粒分が骨格を形成することなく分散して存在していると考えられるから、

$$C_{*k} = f_{bk} C_{*F} / (1 - F) \quad (12)$$

$$C_{*L} = F C_{*F} / (C_{*F} F + 1 - F) \quad (13)$$

となる。

(4) 連続式

水と土砂を加えた全容積の連続式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial qB}{\partial x} = i_{sb} K_1 + \frac{q_{in}}{B} \quad (14)$$

で与えられる。ここに、 B : 水みち幅、 q_{in} : 側方からの単位長さ当たり水の流入流量、 i_{sb} : 水みち底面の侵

食 ($i_{sb} > 0$) または堆積 ($i_{sb} < 0$) 速度であり、 $i_{sb} > 0$ (侵食) のとき、

$$K_1 = C_{*L} + (1 - C_{*L}) \{ C_{*F} + (1 - C_{*F}) s_b \} \quad (15)$$

である。ここに、 s_b : 水みち底面から侵食される堆積物の飽和度である。 $i_{sb} \leq 0$ (堆積) のときには、 $K_1 = 1$ となる。

各粒径階の砂粒の連続式は次のように表される。

$$\frac{\partial (C_k h)}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial (q C_k B)}{\partial x} = i_{sbk} \quad (16)$$

ここに、 i_{sbk} は粒径階 k の粒子の侵食・堆積速度である。ただし、 $\sum_{k=1}^{k_e} i_{sbk}$ は i_{sb} とはならない。なぜなら、 i_{sb} は空隙も含んだ侵食速度であるのに対して、 i_{sbk} は空隙を含まない砂の実質の侵食速度であるからである。

河床変動を表す連続式は、河道幅の広い領域では、河道幅より狭い水みち幅 B を持つ流路が形成されていると考え、この流路が横断方向に変動することにより、河道幅全体の河床高さが横断的にほぼ均等になりながら変動すると考え、次のように表される。

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{B}{B_0} i_{sb} = 0 \quad (17)$$

ここに、 z : 河床位、 B_0 : 河道幅 (谷幅) である。

(5) 粒径別侵食・堆積速度

まず、粗粒子濃度 C_L が、その地点で流し得る平衡濃度 $C_{L\infty}$ よりも小さく、河床が侵食される場合について考える。河床が平均粒径の大きさを持った一様な粒径から構成されていると考え、次の不飽和河床の侵食速度式⁹⁾を用いて侵食速度を求める。

$$\frac{i_{sbo}}{\sqrt{gh}} = K \sin^{3/2} \theta_w \frac{\rho_m}{(\sigma - \rho_m)} \cdot \left(\frac{C_{L\infty} - C_L}{C_{L\infty}} \right)^{3/2} \frac{h}{d_{mL}} \quad (18)$$

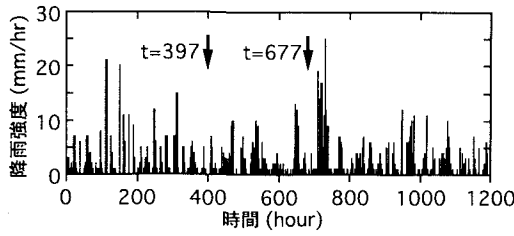
ここに、 K は定数である。この式は本来、不飽和河床の土石流による侵食速度を表すものであるが、非平衡の掃流砂に関しても共通な考え方から導かれているため、これを他の流動形態に関しても援用する。

粒径別の侵食速度については、河床に含まれている粗礫はその地点での水深がその粒径よりも大きくなったとき初めて侵食されるものとする。いま、当該地点の水深 h が $d_{k_2+1} > h \geq d_{k_2}$ であったとすると、移動可能な粗粒子の割合 K_3 は、

$$K_3 = \sum_{k=k_1+1}^{k_2} f_{bLk} \quad (19)$$

と表され、 $i_{sbo} K_3$ がバルクの侵食速度を表すと考えられる。ただし、 f_{bLk} は河床表層における粗粒子のみを対象とした場合の粒径階 k の存在率であり、

$$f_{bLk} = f_{bk} / \left(\sum_{k=k_1+1}^{k_e} f_{bk} \right) \quad (20)$$



図－4 平成6年と7年における顕著な降雨

と表される。

$d_{k_2+1} > h \geq d_{k_2}$ の時の粒径別侵食速度は、

$$\left. \begin{array}{l} k_1 < k \leq k_2 \quad ; i_{sbk} = i_{sbo} K_3 f_{bLk} C_{*L} \\ k > k_2 \quad ; i_{sbk} = 0 \end{array} \right\} \quad (21)$$

で与えられ、 $k \leq k_1$ の細粒分に関しては、

$$i_{sbk} = i_{sbo} K_3 (1 - C_{*L}) C_{*k} \quad (22)$$

となる。

上流から供給された流れの中で、粗粒子の濃度 C_L がその地点での平衡濃度 $C_{L\infty}$ よりも大きい場合には、粗礫は河床上に堆積して行くと考えられる。このような場合、河床の単位面積当たりの超過土砂量は $h(C_L - C_{L\infty})$ であるから、この土砂量が堆積するのに必要な時間を $(h/u)/\delta_d$ 、(u : 流れの平均流速) であるとすれば、堆積速度は

$$i_{sbo} = \delta_d \frac{C_{L\infty} - C_L}{C_{*L}} \frac{q}{h} \quad (23)$$

で与えられる。ここに、 δ_d は定数である。したがって、粒径別の堆積速度は次式で与えられる。

$$i_{sbk} = i_{sbo} \frac{C_k}{C_L} C_{*Lmax} \quad (k > k_1) \quad (24)$$

これに対し、水と一体となって流れている細粒分に関しては、粗礫の堆積に伴い、流体相が河床に取り込まれることによって堆積が生じるので、

$$i_{sbk} = i_{sbo} (1 - C_{*Lmax}) \frac{C_k}{1 - C_L} \quad (k \leq k_1) \quad (25)$$

となる。ただし、 C_{*Lmax} は堆積する場合には、そのボリュームが粗粒子の最大充填濃度に規定されると考えて導入したものである。

(6) 河床の粒度分布

侵食の場合、河床表層の粒度分布の時間的变化は、単位時間内における河床表層への土砂の出入りを考えることにより、

$$\frac{\partial f_{bk}}{\partial t} = \frac{B}{B_0} \frac{i_{sb} J_0 f_{0k} - i_{sbk} - i_{sb} (J_0 - J) f_{bk}}{\delta_m J} \quad (26)$$

$$J = C_{*L} + (1 - C_{*L}) C_{*F} \quad (27)$$

と表される。ここに、 J : 河床表層の固体分の濃度、 J_0 : 下層の J 、 δ_m : 表層の厚さである。

堆積による粒度分布の変化は、 $C_* = C_{*Lmax} = C_{*Fmax}$ とすると、次式のように表される。

$$\frac{\partial f_{bk}}{\partial t} = \frac{B}{B_0} \frac{1}{\delta_m J} (-i_{sbk} + i_{sb} C_{*Fbk}) \quad (28)$$

4. 不動沢・濁沢流域への適用

(1) 計算条件

上述の基礎式を差分化し、数値シミュレーションモデルを構築した。流量以外の諸量に関してはすべて同一の計算点で評価し、流量はその中間点において与えている。計算メッシュは $\Delta x = 50\text{m}$ とし、 Δt は前ステップにおける流速の最大値 V_{max} に応じて適宜与えている。

粒径階の総数 (k_e) は 15 とし、細粒分の上限である k_1 は 3 としている。河床材料の粒度分布は、初期河床勾配が 3° および 7° の地点で河道を分割し、上・中・下流について、図－3 に示したような粒度分布を与えている。また、流れの計算に用いるマンニングの粗度係数も上・中・下流のそれぞれに対して、0.05、0.04、0.03 を与えている。

堆積層の粒子濃度 C_* は 0.65 とし、粒度分布による変化は生じないものと考えている。また、砂礫の単位体積重量は 2650 kg/m^3 とし、内部摩擦角係数 $\tan \phi$ は 0.7 としている。侵食速度の係数 K は 0.5、堆積速度の係数 δ_d は 0.0002 としている。また、堆積層の飽和度 s_b は上流および中流では 0.5、下流では飽和しているとして 1.0 を与える。初期条件としての堆積層の厚さの分布は不明であるが、取りあえず 2.0m を与えることにする。

平成5年の河床形状（平成5年10月測量）ならびに図－3 に示された河床砂の粒度分布を初期条件として与え、図－4 に示す烏帽子岳で観測された平成6年および平成7年の降雨を与えて計算を行った。ただし、無降雨時間が10時間以上の間の雨を一連の降雨とみなし、その中で降雨強度が 5mm/hr 以上のものが含まれている場合に限って拾い上げている。図－4 において横軸の値が 392 までの雨が平成6年の降雨で、それ以後が平成7年の降雨である。

現地測量データによれば、流域内の崩壊裸地の平均年間侵食深は 8.8cm である。これに相当する生産土砂が雪解け期に崩壊直下の河床へ供給され、その土砂が降雨流出に応じて流送されている。平成7年の顕著な降雨は6月4日から始まっているが、それに先だって平均的な侵食深に相当する土砂が、平成6年の降雨による河道侵食を受けた河道に供給されていたと考える。平成7年の計算を始める前に、その土砂量を河道堆積物として与えるのである。ところで、平成5年から7年の間の航空写真による測定結果では、その間の崩壊裸地の平均侵食深が例年よりも大幅に大きく、 18.1cm/year になっている。このような大きな侵食が何時の時点で発生したのかは不明であるが、ここでは仮に、平成7年7月6日の降雨の前に、侵食深の差 9.3cm に相当す

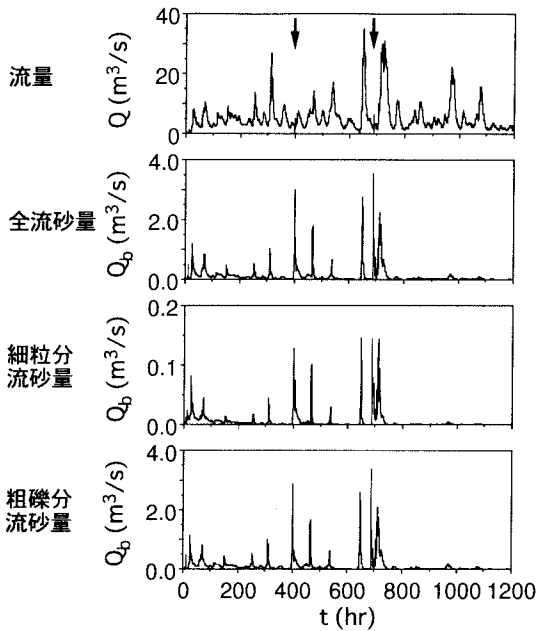


図-5 流砂量の内訳

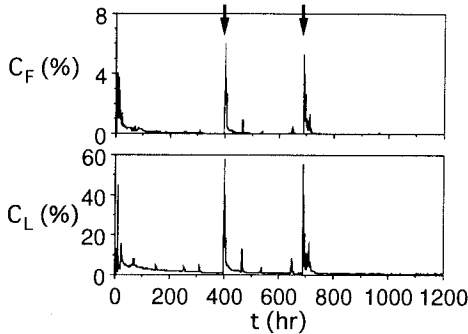


図-6 流砂濃度の時間変化

る土砂が河床に供給されたと考える。つまり平成7年には2回顕著な土砂供給が起こったものとして計算を進める。崩壊土砂は崩壊斜面の直下の河道へ与えられるものとみなし、それぞれの河道長と河道幅に応じて、侵食深に見合う土砂堆積厚を与えた。

(2) 計算結果と考察

図-5は不動沢と濁沢の合流点における流量、全流砂量、細粒分の流砂量、および粗粒分の流砂量に関する計算結果である。細粒分の流砂量は粗粒分比べて1オーダー小さい値となっており、流砂のほとんどは粗粒成分からなっている。流砂量の時間変化だけを見ていたのでは流砂形態までは分からないので、流れの中の細粒分および粗粒分の濃度の変化を図-6に示している。濃度のピークは計算開始直後（平成6年当初）と矢印で示した崩壊地からの土砂供給があった直後の出水で生じている。この時の流量は図-5に示されているように、決して大きくはない。粗粒分のピーク濃度は40%以上に達しており、上流河道に十分な土砂が存在しておれば、僅かな出水で土石流が流出することがわかる。これらの発生時点での全流砂量のピークを見ると、平成7年のものはそれぞれ大きいピークと対応しているが、平成6年のものは流砂量としては小さ

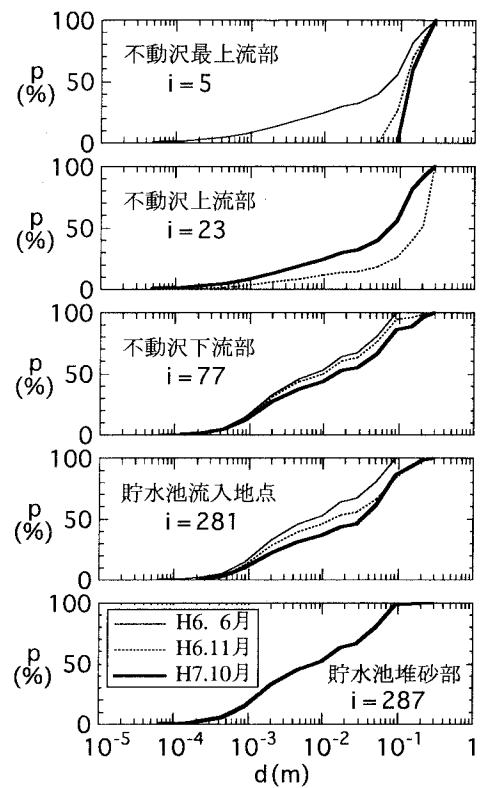


図-7 各地点での河床表面の粒度分布

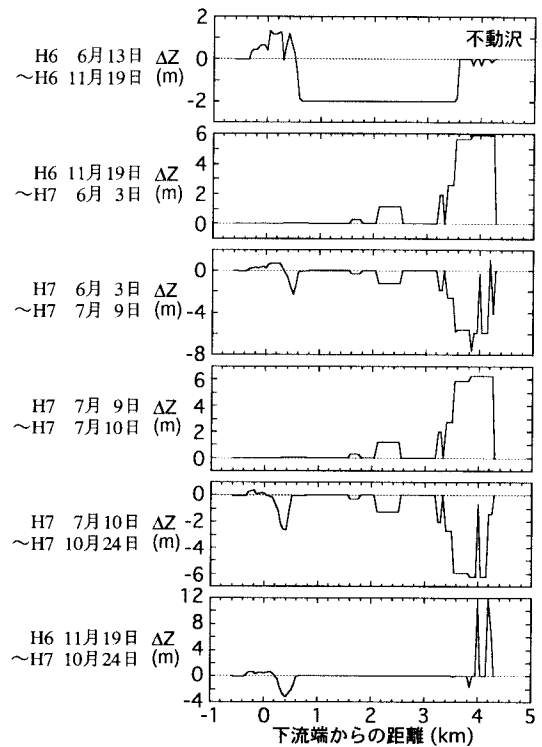


図-8 河床変動量

い。これに反して、流砂濃度が小さく土石流とはなっていないケースで流砂量が大きくなっている場合が多く存在している。

計算期間の累積土砂流出量は約50万 m^3 、その内約2万5千 m^3 が細粒分となっていた。この期間の高瀬ダムの実績堆砂量は約65万 m^3 で、計算結果は少し小さくなっている。これは堆積土砂の初期条件及び土砂供給条件が実際と少し異なっていたことによると思われる。

図－7は各代表地点における河床表層の粒度分布の年度変化を示している。不動沢最上流部では時間と共に粗粒化が進んでいるが、地点23では平成7年10月には当初の粒度分布に戻っている。これは前述の通り、土砂の供給と侵食の状況とによって粒度分布は複雑に変化することを示唆している。不動沢下流部の地点77や貯水池流入地点のような堆積が進んでいる区間では次第に粗粒化しているが、貯水池堆砂部ではほとんど変化がない。

図－8は各期間における不動沢の河床変動量の縦断分布である。平成6年6月13日を初期条件として6年の11月19日までの顕著な洪水に対して河床変動を計算した結果、その期間の当初と最後の河床位の差が一番上の図である。横軸は0が地点280で正の値は上流方向をしめし、4.3は最上流である。当初は河床堆積厚を2mとしており、安息角よりも急勾配の河床は岩盤が露出しているとしているので、平成6年11月19日の河床は下流の堆積域を除いてほとんど岩盤が露出してしまっていることになる。

平成7年の雪解け期が終わって平成7年6月3日には崩壊斜面に連なる河道への土砂供給の結果、そのような区間では大幅な河床上昇を見ている。そして平成7年7月9日までに河床侵食が進んだところへ、7月10日に再び斜面から土砂供給があり、大幅な堆積が生じたとしている。そしてこの堆積物も10月24日までは一部の区間を除き、ほとんど侵食されてしまっている。

一番下の図は平成6年11月の河床を基準として、平成7年10月までの河床変動量を示している。下流部の横軸が0.5付近までは平成6年中に堆積が進んだが、0.2から0.5までの区間ではその後侵食が進み、下流の堆積は0.2よりも下流にかけての区間に限られている。

以上の計算結果を総合すると、不動沢・濁沢流域の土砂流出はほとんど崩壊斜面での土砂生産の特性に依存しており、年間の生産量がほとんどその年の内に貯水池まで流出してしまうという性質を持っていると結論される。このような結果は航空写真解析に基づく河床変動の傾向と、ほぼ同様であると言える。

5. 結 語

以下に、本研究で得られた成果を要約する。

1) 複雑に変化する流砂形態を勘案し、しかも任意の降雨波形のもとで、力学的に土砂流出プロセスを追跡し、同時に土砂流出量をその粒径分布をも含めて予測できるシミュレーションモデルを構築した。それは流域を水系網とそれに接続する斜面とに分割し、洪水流出に関してはキネマティックウェーブ法を用い、これによって計算された河道流量に基づいて、河道の勾配と流砂濃度とに応じて、土石流、土砂流、掃流に関する流砂の基本式を解くものである。斜面からの土砂供給や粒径分布の変化も考慮している点は、従来にはなく、新しい試みであるが、とくに粒径0.15mm以下を微細粒子とみなし、この粒径成分は一旦流水に取り込まれると水と一体として挙動すると考えている。このよう

な粒径成分は掃流砂領域に至ってウオッシュロードとして挙動し、貯水池の濁水長期化に関係するものである。

2) 計算の結果、濁・不動沢流域では、貯水池への土砂流出量はほとんど裸地斜面で生産され河道へ供給される土砂量に規定されていることが分かった。すなわち、本流域における水系は裸地における生産土砂が貯水池へ運ばれるまでに多少の時間遅れを生じさせる機能はもっているが、年間を通じてみれば、あたかもベルトコンベヤーのように供給土砂をそのまま貯水池へ運んでいると解釈される。したがって、本流域に限っては、貯水池流入土砂の予測は裸地における生産土砂の予測の精度に依存している。

3) 河床変動に関する計算の結果、不動沢では追加距離200mから下流では一方的な河床上昇が生じており、200mから600m付近および2000mから上流では堆積と侵食を繰り返している。また、600mから2000mではほとんど河床は安定である。

4) 河床堆積物が大量に存在する場合には、洪水流出流量が少なくても、土石流発生限界勾配を上回る領域では土石流が発生し、貯水池流入地点まで土石流の形態をとりながら流出する。上流部の河床堆積物が少なくなると、比較的顕著な降雨があっても発生する土石流の規模が小さく、流下途中で掃流状集合流動さらには掃流砂に転化するが、全流出土砂量は土石流として流出する場合に比べて小さくはない。

参考文献

- 1) 寶 馨・上坂龍平・野ツ俣克彦：ブランドス川流域の土地被覆分類と土砂流出解析、京都大学防災研究所年報、第42号B-2、平成11年、pp.291-310。
- 2) Takara, K., Notsumata, K. and Uesaka, R.: A distributed model for flood runoff and sediment yield based on remote sensing and GIS, Proc. Symp. Japan-Indonesia IDNDR Project, 1998, Bandung Indonesia, pp.373-384.
- 3) Egashira, S.: Research related to prediction of sediment yield and runoff, Proc. Symp. Japan-Indonesia IDNDR Project, 1998, Bandung Indonesia, pp.9-15.
- 4) 市川 温・佐藤康弘・椎葉充晴・立川康人・寶 馨：山地流域における水・土砂動態モデルの構築、京都大学防災研究所年報、第42号B-2、平成11年、pp.211-224.
- 5) 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, 1994, pp.37-44.
- 6) 高橋 保・中川 一・里深好文・鈴木信昭：水系一貫の土砂収支モデルを用いた河口部流砂量の予測、京都大学防災研究所共同研究8P-4「河口領域における災害水理に関する研究」報告書、平成10年、pp.98-101.
- 7) 高橋 保・中川 一・里深好文・鈴木信昭：豪雨時における水系一貫の土砂流出予測に関する研究、河川技術に関する論文集、第5巻、1999年、pp.177-182.
- 8) Takahashi, T.: Debris flow, Balkema, 1991.
- 9) 高橋 保・中川 一：自然ダムの越流決壊によって形成される洪水の予測、京都大学防災研究所年報、第35号B-2、平成4年、pp.231-248.

(1999.9.30 受付)