

土砂流出予測法

Methods for Predicting Sediment Yield and Runoff

江 頭 進 治

Shinji EGASHIRA

1. はじめに

土砂災害の防止・軽減を含む流域の土砂管理あるいは流域流砂系を好ましい姿に維持することの重要性が高まる中、土砂流出予測法を確立することは急務である。一方、河川流域を構成する河道の任意の地点において、時々刻々および長期にわたって流出土砂量を予測することは、河川・砂防分野における研究者・技術者の念願の一つである。こうした中で、土砂流出予測は、それぞれの目的に応じて研究が行われてきており、それなりの成果が得られている。例えば、農耕地の土壤保全を目的とした流出土砂量の予測、斜面侵食現象、崩壊の発生や崩土の挙動、土石流の流動現象に関するシミュレーション、貯水池堆砂量予測などである[1,2]。

ところで、流域流砂系や流域土砂管理の問題を議論するためには、河川流域全体、少なくともダム貯水池の流域スケールを対象とするとともに、その流域に分布する河道の任意の地点における流出土砂量の予測が必要である。最近、そのような観点からの研究も推進されており、幾つかの研究成果が提案されている。

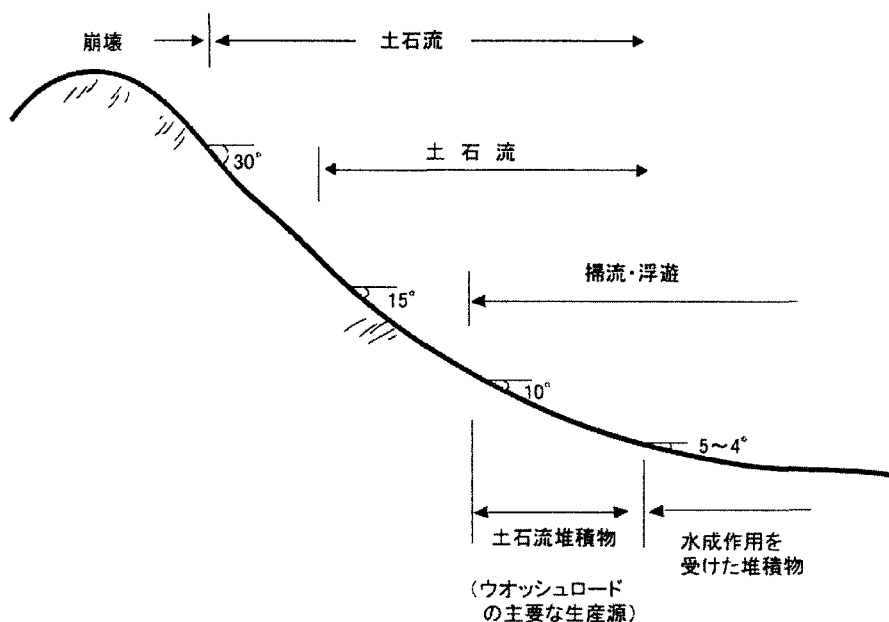
本講義集においては、土砂の移動形態や方法の違いに着目して従来の研究をレビューした後、土砂流出予測法を展望してみたい。その際、著者本人の研究展望に紙面を大きく割くことになるが、これは本意ではない。土砂流出予測の研究はいずれも条件の設定やモデル化が複雑であるばかりでなく、対象とする土砂流出現象が異なっているため、各研究を紹介するだけでそれなりの紙面が必要になるからである。

2. 予測法の分類

2. 1 流砂形態の発生領域

流域における土砂移動形態について概括しておこう。図-1は、斜面～溪流～河川の縦断形状を模式的に示すとともに、山腹崩壊や土砂移動に関する研究成果を参考にして、降雨流出に伴う土砂移動現象の発生領域と堆積物の性質を示したものである。崩壊の発生域は、降雨に伴う表層崩壊の場合には殆どが 30° よりも急な斜面にある。山腹崩壊によって生産された土塊は移動過程において流動化し、土石流を形成して溪流を流下することが多い。また、勾配が $22^{\circ} \sim 15^{\circ}$ 程度の溪床に堆積物が存在し、そこに表面流が生じれば土石流が形成される。土石流の流下堆積領域は、土石流フロントの規模、材料等によって異なるが、実態調査によれば 10° から 5° ないし 4° 程度の領域になっている。土石流の堆積領域を含めて、それよりも下流域が掃流砂や浮遊砂の領域になる。

土石流堆積物は、掃流砂による堆積物のように水成作用をあまり受けていない。したがって、勾配が $10^{\circ} \sim 4^{\circ}$ の領域における堆積物はウォッシュロードの主要な生産源となる。 4° よりも緩い領域にある堆積物は、溪岸崩壊や山腹崩壊によって形成されたもの以外は、一般に掃流砂や浮遊砂として輸送されたものであり、これらは水成作用を強く受けている。



図－１ 流域における土砂移動形態

2. 2 予測法の分類と特徴

(1) 観測データに基づく方法

ダム堆砂に関する長期間のデータの蓄積がある場合には、それらを利用して土砂流出予測が行える。芦田・奥村 [3] は、我が国の主要河川のダム堆砂量に基づいて次式を提案している。

$$q_s = KA^{-0.7} \quad \dots (1)$$

ここに、 q_s ：年平均比流出土砂量 ($\text{m}^3/\text{km}^2/\text{year}$)、 A ：流域面積 (km^2)、 K ：土砂流出強度を表す係数であり、流出土砂量の地域性がここに集約されている。

この方法は、流域の任意の地点において年間どの程度の流出土砂量が見込まれるかを大雑把に把握するには有効である。しかしながら、これを適用するに当たっては、データがどのような流域条件のもとに蓄積されたものであるか、例えば、その基礎となっているデータの期間、その間における土砂流出現象の規模やその頻度などを調べておくことが重要である。

対象とする流域が小さくなると、一回の豪雨や一回の土石流による土砂流出量を予測することが重要になる。芦田・奥村 [1, 2, 4] は、我が国の代表的な土砂流出に関する資料解析に基づいて、土砂流出量はストリーンプワールの 2 乗に比例する関係を示している。また、水山 [5] は、土砂災害データ [6] に基づいて土石流による土砂流出量と流域面積の関係を図－2 のように表している。

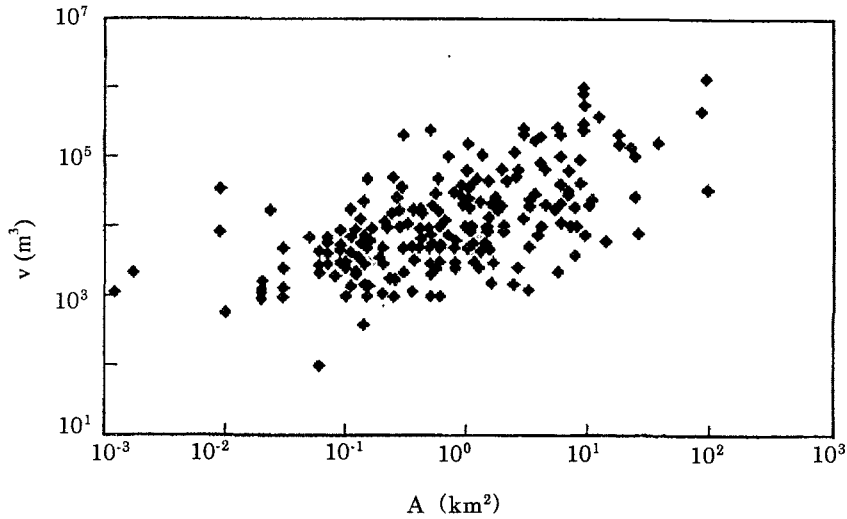


図-2 土石流による土砂流出量と流域面積の関係

これらの研究は、土砂災害の防止・軽減のための対策を検討する上で有用であるとともに、上流域からの過剰な土砂供給に対する河道のインパクトを検討する際に重要な情報となる。

(2) 水理学の支配方程式に基づく方法

これは、流水の連続式、運動方程式、流砂の連続式（河床堆積物の質量保存則）、粒径別流砂量式および河床堆積物の粒度分布式（河床堆積物の粒径別質量保存則）に基づく方法である。仮に、一次元支配方程式に基づいて解析するものとすれば、これは次のようである [2]。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{q}{B} \quad \dots (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} = g \sin \theta - g \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{\tau_b}{\rho h} \quad \dots (3)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{B(1-\lambda)} \frac{\partial}{\partial x} (Bq_b) = 0 \quad \dots (4)$$

$$q_{bi} = f_{n1}(\tau_{*i}, \tau_{*ci}, d_i, f_{bi}) \quad \dots (5)$$

$$\frac{\partial f_{bi}}{\partial t} = f_{n2} \left(\partial q_{bi} / \partial x, \frac{\partial z}{\partial t}, f_{bi}, f_{h0i}, \Delta \right) \quad \dots (6)$$

ここに、 t ：時間、 x ：流れ方向にとった座標軸、 h ：平均水深、 B ：平均河幅、 Q ：流量、 q ：単位長さ当たりの横流入量、 v ：断面平均流速、 θ ：河床勾配、 ρ ：水の密度、 τ_b ：河床せん断力、 z ：河床高、 λ ：河床表層の間隙率、 q_b ：単位幅流砂量で $q_b = \sum_i q_{bi}$ 、 f_{n1} および f_{n2} ：関数の意味、 f_{bi} ：粒径 d_i の含有率、 τ_{*i} ：粒径 d_i の無次元掃流力、 τ_{*ci} ： d_i の無次元限界掃流力、 f_{b0i} 交換層より下層に

おける粒径 d_i の含有率である。

式 (2) ~ (6) を適切な上下流端の境界条件のもとに解析すれば、領域内の任意の地点における流砂量 (流出土砂量)、貯留土砂量等が時々刻々求められる。この方法は分合流の少ない単純な流路の河床変動などを予測するときに用いられる。例えば、ダム貯水池の下流域において、河道貯留土砂量の減少や河床材料の粗粒化などによって流出土砂量が減少していく現象等が解析できる。しかし、掃流砂や浮遊砂が対象になる領域に限ったとしても、実際の流域には河道の合流点が多くあり、方程式形が非線形のため、この方法を適用するのはかなり難しい。

上述の支配方程式は、掃流砂を念頭に置いて示されたものであるが、浮遊砂および掃流砂ともに対象とする場合には式 (4) の内容が少し変わるだけである。また、土石流の流下経路等が特定できる場合には、質量および運動保存則ならびに堆積物の質量保存則を用いて、発生から堆積に至るプロセスが解析されている [2]。

表-1 水理・水文学的手法による土砂流出モデル

研究者	斜面・河道網	降雨流出モデル	土砂生産	河道の流れ 土砂の輸送	特徴・その他
砂田・長谷川 [8] 砂田・小松・小林 [9]	GIS データに基づく流域地形モデル、河道網の生成	流出関数法による表面流	降雨強度と斜面勾配の関数	等流, 掃流砂, 全流砂量,	大流域 (流域全体)
江頭 [10] および 江頭・松木 [11]	地形図, 単位河道の合成, 単位河道へ接続する斜面	表面流は kinematic wave, 中間流はダルシー則	(考慮できる)	等流, 掃流砂, ウオッシュロード	ダム貯水池の流域規模, 河道貯留土砂量の増減, 粒度分布変化あり
宝・野ツ又・上坂 [12]	GIS データに基づく流域地形モデル、河道網の生成	表面流, 中間流とも 2 次元. kinematic wave, ダルシー則	表面流の関数, 土砂生産強度に RS データを考慮	等流, 流砂量式	山地流域, 河道貯留土砂, 粒度分布変化とともに不明
市川・佐藤・椎葉・立川・宝 [13]	GIS データに基づく斜面素片およびその集合体	kinematic wave 法による表面流, ダルシー則による中間流	表層崩壊 (無限長斜面)	土石流～掃流砂が河道への横流入の形式	土砂輸送過程が斜面素片で扱われている。 土砂生産に力点, 斜面素片における貯留土砂の変化あり
高橋・井上・中川・里深 [14]	地形図に基づく河道モデルをとそれを接続する斜面	kinematic wave 法による表面流	(考慮できる)	等流, 土石流～掃流砂 ウオッシュロード	山地流域, 河道貯留土砂量の変化, 粒度分布変化あり
村上・林・亀山・渡部 [15]	GIS データと地形図に基づく斜面モデル, 土砂水理学の知見に基づく河道モデル	Stanford Watershed Model	農耕地からの土砂流出, 河岸侵食	拡散波, 掃流砂, ウオッシュロード	農耕地を含む流域, 土砂生産は農耕地と河道

(3) 水理・水文的方法

前項で述べたように、実際の流域を対象とした場合、水理・水文学および土砂水理学の支配方程式に基づいて土砂流出現象を議論するのは困難である。そのため、流域および斜面のモデル化が必要になるとともに、支配方程式系の大幅な簡略化が必要になる。このような状況下で、高秀・久津見・藤沢 [7] の研究以来、幾つかの予測モデルが提案されている。これらのうち、降雨流出モデルと土砂水理モデルを組み合わせた幾つかの研究を紹介すると、表-1 のようである。

これらの研究の長短を議論するのは尚早である。強いて言えば、降雨流出に力点を置き、土砂移動過程を大雑把に扱うモデル、逆に土砂移動過程に重点を置いてモデル化されているものに分類される。ところが、それぞれのモデルにおいて”何故このような扱いになるのか、あるいは仮定するのか”といった疑問があったとしても、それを解き明かすのは困難である。これは、それぞれの研究において土砂流出予測の目的の違い、それに伴う流域のモデル化の違い、土砂流出現象を構成する素過程の扱い方の違いなどがあるためである。

3. 予測モデル私案

3. 1 必要条件

流域における土砂管理の基本は、河川および海岸の変動が一方向に進み、それが安全面、利用面および環境面において好ましくない結果をもたらしたとき、これを修正するように土砂移動をコントロールすることにある。ところが土砂流出現象をはじめとする各種の変動現象は、水深スケール、河幅スケール、河川長スケールのものなど多様であり、一つのモデルでこれらの変動現象を予測することは不可能に近い。そこで、ここでは十数 km^2 ～数百 km^2 の流域を対象として、変動の長さスケールとして河川の合流点の区間長を念頭において、時々刻々および長期にわたる土砂流出予測を行うことを考えよう。

貯水池堆砂量の経年変化に関するデータによれば、豪雨や地震等によって上流域で大量の土砂生産があった場合、ダム堆砂量は、急激に増加するものの、数年のうちに平均な値に近づくことが知られ

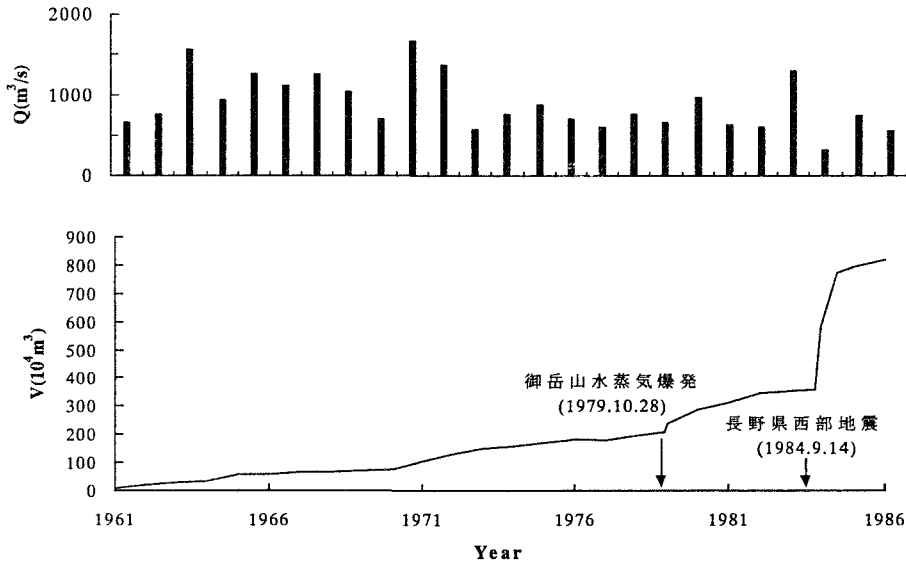


図-3 牧尾ダム貯水池における累積堆砂量

ている。図－3はその一例を示したものであって、木曾川支川王滝川の牧尾ダム貯水池における累積堆砂量（下段）である[16]。図の上段は年最大日流量である。ダム流域においては、小規模ではあったが、1978年御嶽山の水蒸気爆発があり、火山噴出物が流域に貯留され、1984年には長野県西部地震によって土量約 $3.6 \times 10^7 \text{m}^3$ の御岳崩れ[17]が発生して流域が荒廃した。図より、貯水池堆砂量の変化にはこれらの影響が顕著にみられ、その後比較的短期間に平均的な値（平常値）に戻りつつあるのが分かる。

流域が荒廃して大量の土砂流出が発生した後、流出土砂量は経年的に減少していく。その主な要因として、上流域に存在する河道堆積物の量が減少すること、堆積物が粗粒化すること、および砂防ダムや床止めなどの設置によって土砂流出が抑制されることなどが考えられる。したがって、土砂流出モデルには、少なくともこのような土砂流出現象を支配する個々の現象が組み込まれる必要がある。さらに、現状において最も入手しやすいのは降雨データであり、これに基づく降雨流出解析が同時に行えるモデルでなければならない。

3. 2 予測モデル

（1）土砂移動形態と流域・河道モデル

山腹崩壊や土石流の発生と降雨条件との関係にみられるように、山地部における主要な土砂生産現象は不確定な要因に支配されることが多い。現状ではこれらを河道流量や降雨強度の連続関数として扱うのは得策ではない。しかし、これらを考慮しない訳には行かない。以下江頭らの研究[10, 11]をベースとして私見を述べてみたい。

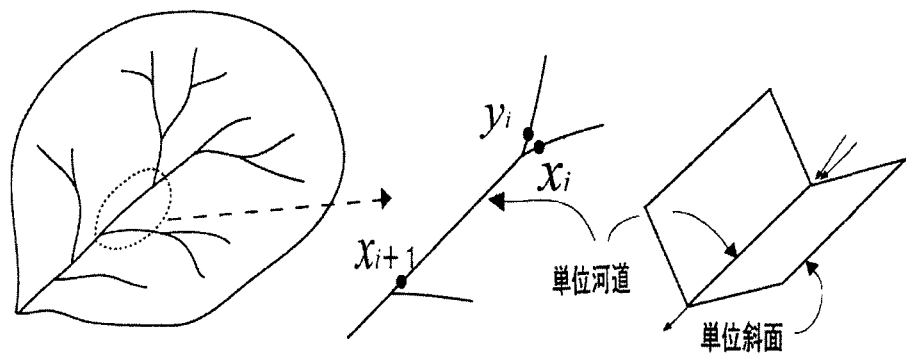
ところで、図－1に示す土砂移動形態と斜面～河道の縦断形状との模式的な関係は、研究者間において小異はあるにしても、当該分野の殆どの研究者・技術者に受け入れられるものと思われる。したがって、このような土砂移動形態に着目した河道のモデル化を図れば取り扱いは容易になる。さらに、支配方程式の非線形性については、河道長スケールにわたって支配方程式を積分して平均化し、微小項を省略すれば、後述のように貯留型の支配方程式が得られる。このような簡略化によって失われる現象も当然出てくるが、現状では計算の容易さや計算結果の見通しの明るさを選択した方が良さそうに思われる。

図－4は、流域の概念図および流域・河道のモデルを示したものである。同図のに示すように流域には河道の合流点が多数ある。そこで、河道の合流点に着目し、上流側の合流点を含み、下流側の合流点を除く区間を単位河道（二つの流入点と一つの流出点）とし、図に示すように左右岸に連なる山腹斜面を単位斜面とすれば、これを直列および並列につなげることによって実際の流域および河道網のモデル化が容易に行える。また、図のように山腹斜面を平均的な落水線の方角に一致するような辺をもつ平行四辺形でモデル化すると、kinematic wave 法等による降雨流出解析も容易に行える。また、前述したように、図－1に示す流砂形態に着目して、河道の上流端を土石流の堆積領域の始まりとみなせるところ、例えば 10° のところに設定すれば、どの単位河道においても掃流砂および浮遊砂としての扱いが可能となる。

ところで、最上流に位置する単位河道および 4° よりも急な勾配を有する単位河道においては、上流域で土石流が発生した場合には、図－1に示すようにその堆積領域になる。また、勾配が 4° 以下の単位河道においても、その両側に接続する斜面で崩壊が発生すると、それらのほとんどは移動過程において流動化して単位河道に堆積するものと推察される。

このように、土石流および山腹崩壊による土砂移動現象は、河道堆積物の量とその分布を支配するため、これらの取り扱いについては細心の注意が必要である。ここでは、これらを単位河道における

堆積物の生成問題として別途扱うことにしておく．すなわち，崩壊・土石流による土砂流出は解析目的としては扱わず，今後の調査研究の進展に応じて質量保存則（河床位方程式）の中に取り込むことにしておく．



図－４ 流域・河道モデル

(2) 支配方程式

降雨流出モデル：単位河道において土砂移動に直接関係する降雨流出成分として表面流と中間流を対象にすれば十分である．図－５は単位斜面における降雨流出の模式図であり，表面流に kinematic wave 法，中間流にダルシー則を用いればこれらは次のように表される．

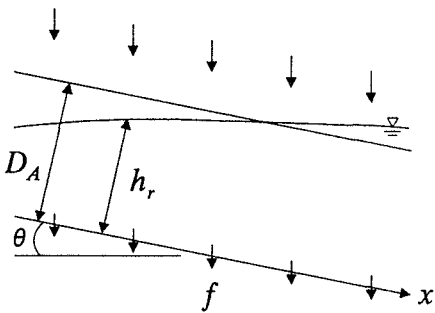
$$\alpha \frac{\partial h_r}{\partial t} + \frac{\partial q_r}{\partial x} = (r - f) \cos \theta \qquad \cdots (7)$$

$h_r < D_A$ のとき， $\alpha = \lambda_e$ ，かつ

$$q_r = k h_r \sin \theta \qquad \cdots (8)$$

$h_r \geq D_A$ のとき， $\alpha = 1$ ，かつ

$$q_r = k_A D_A \sin \theta + \frac{1}{N} \sqrt{\sin \theta} (h_r - D_A)^{5/3} \qquad \cdots (9)$$



図－５ 単位河道における降雨流出モデル

ここに， D_A ：表層の厚さ， λ_e ：表層の有効間隙率， θ ：単位斜面の勾配， k ：透水係数， N ：等価粗度係数， r ：降雨強度， f ：表層から下層への浸透能， h_r ：中間流と表面流の合成水深， q_r ：合成単位幅流量である．

流水・流砂モデル：単位河道の長さを L ，河幅を B として流れの連続式を単位河道に沿って積分して平均化する．さらに，流水の運動には kinematic wave 近似を行う．すると，流水に関する連続式と運動方程式はそれぞれ次のようになる．

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{BL} \{Q(x_i) + Q(y_i) - Q(x_{i+1})\} + \frac{1}{B} q \quad \dots (10)$$

$$Q(x_{i+1}) = \frac{1}{n} B I^{1/2} h^{5/3} \quad \dots (11)$$

ここに、 h 、 B 、 L 、 I および n は、それぞれ単位河道 i における水深、河幅、河道長、河床勾配およびマンニングの粗度係数である。 $Q(x_{i+1})$ は単位河道 i からの流出流量、 $Q(x_i)$ および $Q(y_i)$ は、単位河道 i への流入流量、 q は降雨流出に伴う単位河道 i の両岸における単位長さ当たりの流入流量であり、前述の降雨流出解析によって与えられる。流砂の連続式（河道堆積物の質量保存則あるいは河床高）、流砂量式および河床堆積物の粒度分布式は、それぞれ次のようである。

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{1}{(1-\lambda)BL} \{Q_s(x_i) + Q_s(y_i) - Q_s(x_{i+1}) - Q_{sw}\} \quad \dots (12)$$

$$Q_s(x_{i+1}) = \sum_j Q_{sj}(Q, I, d_j, p_j) \quad \dots (13)$$

$$\frac{\partial p_j}{\partial t} = \frac{1}{\Delta BL} \{Q_{sj}(x_i) + Q_{sj}(y_i) - Q_{sj}(x_{i+1})\} - \frac{\partial z}{\partial t} \frac{f_j}{\Delta} \quad \dots (14)$$

ただし、 $f_j = p_{j0} \left(\frac{\partial z}{\partial t} \leq 0 \right)$ 、 $f_j = p_j \left(\frac{\partial z}{\partial t} > 0 \right)$

ここに、 z 、 λ 、 Q_s 、 p_j 、 p_{j0} 、 Δ はそれぞれ河床高、堆積物の間隙率、流砂量、河床表層における粒径 d_j の含有率、下層における含有率、および交換層の厚さであって、いずれも単位河道 i における値である。 Q_{sj} は粒径 d_j の流砂量であり、その予測には汎用の粒径別流砂量式が適用される。

式(12)の Q_{sw} は、単位河道 i において生成される単位時間当たりのウオッシュロードである。図-1で示したように、ウオッシュロードは水成作用をあまり受けていない堆積物に含まれている。そこで、例えば、 4° から 10° の領域に位置する単位河道において、堆積物が浸食されると同時に流出するものとすれば、これは次式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} Q_{sw} &= -(1-\lambda)BLp_w \frac{\partial z}{\partial t}, & \left(\frac{\partial z}{\partial t} \leq 0 \right) \\ Q_{sw} &= 0, & \left(\frac{\partial z}{\partial t} > 0 \right) \end{aligned} \right\} \quad \dots (15)$$

ここに、 p_w は河道貯留土砂におけるウオッシュロードの含有率である。ウオッシュロードの流下過程において、それが河床に取り込まれないものとすれば、単位河道 i における流水中のウオッシュロードの濃度 c は次式によって与えられる。

$$\frac{\partial ch}{\partial t} = \frac{1}{BL} \{Q_{sw} + c(x_i)Q(x_i) + c(y_i)Q(y_i) - c(x_{i+1})Q(x_{i+1})\} \quad \dots (16)$$

以上の支配方程式は、単位河道について示したものである。前述したように、単位河道を直列および並列に合成して実際の流域を再現し、降雨条件を与えると、河道の合流点の直上流における流量、流砂量、ウオッシュロードが時々刻々求められる。ただし、ウオッシュロードについては、ここでは初期条件として与えられた土石流堆積物だけが生産源となっていることに注意しなければならない。

(3) 適用例

上述の予測法を熊野川右支川十津川上流の風屋ダム流域に適用した例を示す。流域面積は約 450km² である。図-6 は流域の概要である。図中の番号は単位河道であって、ここでは 44 本の単位河道に分割されている。各単位河道に接続する単位斜面の斜面長、斜面勾配、傾斜角、単位河道への落水線

の流入角については 1/25000 の地形図を用いて設定されている。斜面の等価粗度は最上流の単位斜面において 0.7 [m-s] とし、それ以外の単位斜面では 0.4 とした。斜面表土層の厚さ D_A は 40cm, 透水係数は 0.05m/s, 浸透能は 0.16mm/hr とした。なお、別途行った計算例 [18] では、単位斜面の等価粗度は、全て 0.7(m-s), $D_A = 45\text{cm}$, 透水係数 0.005m/s, 浸透能 $f = 0.03 \sim 0.05\text{mm/hr}$ とした方がより適切な降雨流出波形が得られていることを付記しておくたい。

各单位河道の河幅 B はレジーム則を参考にして次式で設定している。

$$B = 5Q^{1/2}(A'/A) \qquad \cdots (17)$$

ここに、 Q : 対象流域最下流端の流量, A : 最下流端の流域面積, A' : 各单位河道の上流端の二つの流入点における流域面積である。ただし、河幅が流量によって変化すると、それに伴う流出土砂量の変動があり、各地点における流出土砂量はこれらが複合した結果として現われる。そのため計算結果の解釈が難しくなるので、ここでは、流量によって変化させず、 $Q = 200\text{m}^3/\text{s}$ を与えて算定した河幅を採用している。

流砂の交換層厚は 40cm, 初期河床材料の粒度分布には若干の現地調査を行い、それを参考にして図 - 7 のようなものを与え、粒径階として 14 分割した。4° 以上の単位河道においては分布形 I を与え、それより緩い勾配の単位河道には分布形 II を用いた。河床勾配 4° 以上の単位河道においては、水成作用を受けていない土石流堆積物が存在することを想定し、分布形 I には粒径 0.01cm の以下の成分を 11% 程度含ませている。なお、この分布形は、1975 年の豪雨によって山腹斜面が荒廃したことを考慮して作成されている。各々の単位河道において、このような分布形を持つ材料が無限の深さ存在しているものとしている。これは、土砂流出量の経年変化は上流域の粒度分布変化のみによって起こることに対応しており、さらに、上流域においては 1 回目の出水が最も大きい土砂流出をもたらすことに対応している。

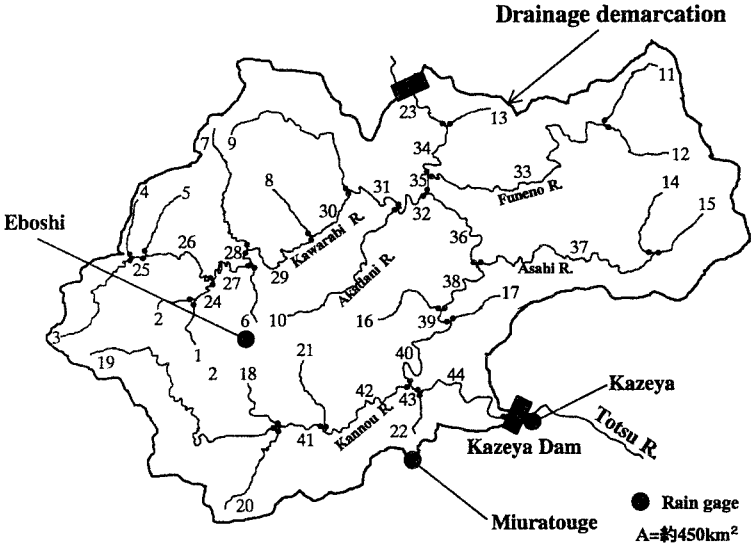


図 - 6 風屋ダム流域および単位河道

降雨量として、図-6に示す三つの雨量観測点の毎時雨量データを用い、各単位斜面には、そこに最も近い観測点のデータを与えた。図-8は、一例として1975年8月18日～24日の降雨のうち、8月21日～8月24日の降雨データを示している。

流出土砂量の計算は、1974年～1978年（1977年は欠測）、1991年～1994年の2期間における風屋ダムの堆砂量に着目し、それぞれの堆砂量がその年の最も大きい洪水によりもたらされたと見なし、各年において最も大きい一つの連続した降雨について行っている。

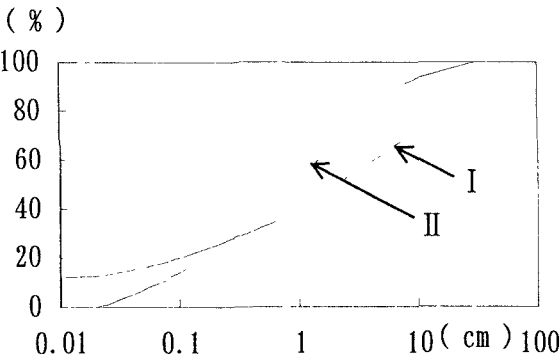


図-7 初期河床材料の粒度分布

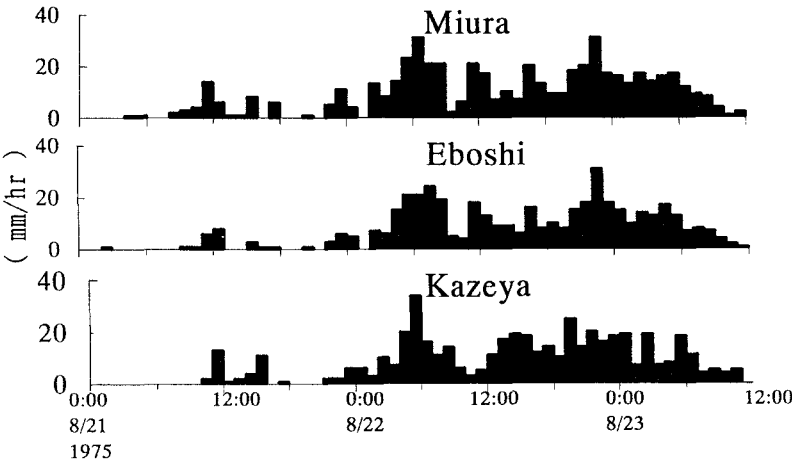


図-8 1975年8月降雨の一例

図-9は、風屋地点（図-6の単位河道44の流出点）における1974～1978年（1977年は欠測）の降雨に対する流出流量に関する実測値と計算値であり、図-10は、同じ地点における流出土砂量（掃流砂 V_s とウオッシュロード V_w の和）に関する計算値である。同図には流出土砂量の累積値も示されている。図-11は、年堆砂量に関する実測値と計算値の比較であり、計算値は掃流砂（ V_s ）とウオッシュロード（ V_w ）のものを分けて示している。この図には1991年～1994年の結果も示している。この計算においても河道堆積物の粒度分布の初期条件は、1991年に図-8のものが与えられている。

これらの結果のうち図-11をみると、第1回目の出水、すなわち1974年および1991年における計算値は、いずれも実測値をかなり上回っているのが分かる。これは河道堆積物の条件が、土砂流出量を最も大きく算定される条件になっているからである。

図-12は、1978年の出水が終了した時点の単位河道6、32、36における河床表層の粒度分布である。これによれば、最上流に位置する単位河道6においては粗粒化が進んでいるが、河原樋川の下流端の32および十津川本川の単位河道36においては顕著な変化はみられない。このことは、山地が異常に荒廃した後、年1回程度起こる出水が3～4回起こったとしても、ウオッシュロード以外については、ダム地点の土砂流出には上流域の粗粒化の影響は現れていないことを意味している。

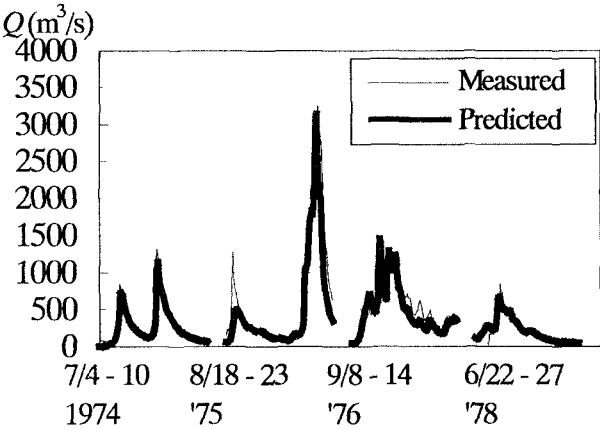


図-9 風屋地点における降雨流出に関する計算例

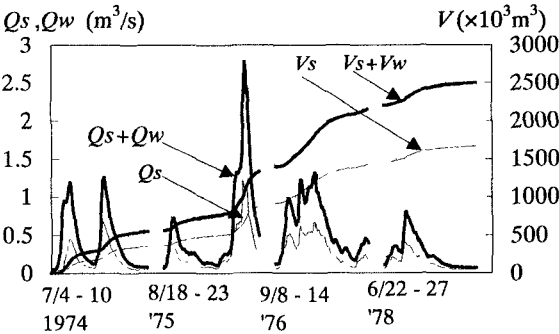
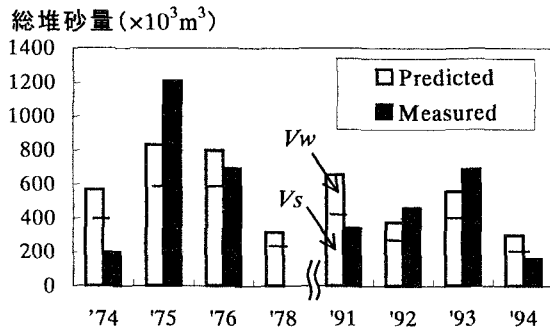
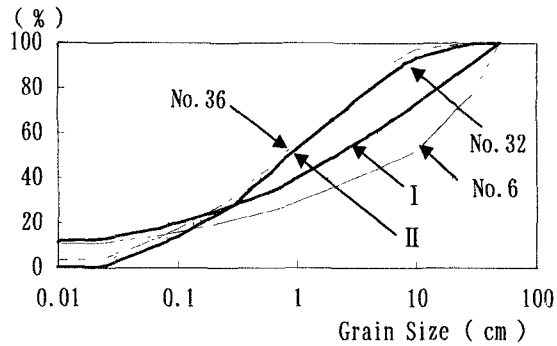


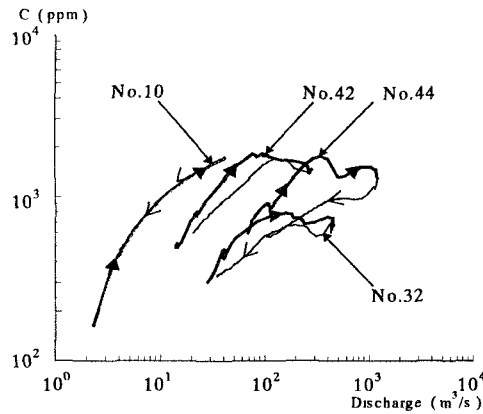
図-10 風屋地点における流出土砂量の計算例
(V_s :掃流砂, V_w :ウオッシュロード)



図一 11 風屋ダムにおける年堆砂量に関する計算値と
実測値の比較 (V_s : 掃流砂, V_w : ウォッシュロード)



図一 12 河床表層の粒度分布に関する計算例
(数字は単位河道の番号)



図一 13 各単位河道において算定された流量と
ウォッシュロードの濃度の関係 (1975 年 8 月出水)

図-13は、ウオッシュロードの濃度と流量の関係をみたもので、図-8の降雨に対する計算結果である。各曲線は単位河道10（河原樋川支川の最上流）、32（河原樋川の最下流端）、42（神納川下流端）および44（風屋地点）のものである。単位河道10にはウオッシュロードの生産源があり、しかも流域が小さく、河床浸食に応じてウオッシュロードが流出するため、流量と濃度は一意に定まっている。これは、この洪水において、アーマースコートが発達していないことを意味している。単位河道32および42はいずれも代表的な二つの支川の下流端であり、これらの濃度・流量曲線には、多くの単位河道におけるウオッシュロードの生産の影響が現れている。さらに、最下流の44の濃度・流量曲線は32および42における水流出およびウオッシュロードの流出特性に支配されている。

4. 課題と展望

ダム貯水池規模の流域あるいは流域全体における任意の地点を対象としたときの土砂流出予測の難しさは次の点に集約される。山地流域では土砂移動形態が多様であり、崩壊・土石流のように不確定で間欠性の高いものがあり、しかも流量の連続関数として扱えるはずの掃流砂や浮遊砂が崩壊土砂の移動や土石流によって形成される堆積物の影響を受ける。

このような状況でも不確定現象と連続的な現象とを分離すれば、私案で示した程度のことは可能になる。このような方法を発展させるためには次の側面からの検討が重要になる。

一つは、現在のモデルの中で置き去りにしているものである。例えば、河道堆積物の生成やウオッシュロードの生成として重要と思われる河岸侵食の問題、山腹裸地の表面侵食の問題などである。これらを数学的な表現としてモデルの中に導入することは容易であっても、それらがある許容される範囲の中で正しいかどうかを判断するための研究成果や観測データが十分でない。これらの課題は、観測研究を含む基礎研究によって解決されていくものと推察される。また、流砂の伝播プロセスを正しく評価するためには、私案で示す単位河道モデルでは十分ではない。それを改良するためには、流れの運動方程式（kinematic wave）の精度を上げるとともに、単位河道長さを適当な差分長に修正するなどの改良を加えればよい。このような改良は流域の大きさ、予測目的に応じて判断すべき課題である。

もう一つは、崩壊や土石流による土砂生産に関連する問題である。この問題はこの研修会の一つのトピックスでもあるが、多分難題であろう。これまでに、豪雨時の崩壊調査、土石流調査等行われてきており、データそのものはかなりある。しかし、流域規模の土砂流出予測の観点からこれらを見ると、参考にしづらいものが多い。

例えば、豪雨時の山腹崩壊に関するデータについてみると、流域を一括して崩壊面積率として残されているものが多い。一個の崩壊がどのように挙動するかは、ほぼシミュレートできる段階にあることを考慮すると、土砂流出予測の立場からは、流域において崩壊の位置がどのように分布しているかなどのデータが望ましい。このような点からは、2次元格子モデルによって崩壊の発生、非発生を議論する方法〔19〕は有効である。ついで、崩壊や土石流の発生のタイミングの問題がある。これは、土砂災害防止軽減法に関連して活発に研究されているところであるが、土砂流出予測法においても同様に重要である。

5. あとがき

土砂流出予測法の研究は、かなり活発になってきており、それぞれにおいて研究成果は蓄積されている。当初、これらについて十分にレビューするつもりであったが、これらを勉強していくうち、その努力を放棄してしまった。これらに関する最低限の文献は示したつもりであるので、この課題について興味を持っていただき、各研究の著者に直接接触して頂きたい。

以上、本講義集では土砂流出予測に関する著者の思い込みばかりを記述したのではないかと若干後悔している。ただ、このような視点から土砂流出を見たとき、現状においてどこまでが可能で、どこまでが課題なのかを理解して頂くよう努めたつもりである。

参考文献

- [1] 水理公式集，土木学会編，昭和 60 年度版。
- [2] 水理公式集，土木学会編，平成 11 年度版。
- [3] 芦田和男・奥村武信：ダム堆砂に関する研究，京大防災研究所年報，17 号 B，555-570，1974。
- [4] 芦田和男・奥村武信：豪雨時の流出土砂量に関する資料の解析研究，自然災害科学資料解析研究，4，85-91，1977。
- [5] 水山高久：「講座」土石流，土と基礎，48-5，53-58，2000。
- [6] 砂防便覧：建設省河川局砂防部監修，平成 9 年度版，全国治水砂防協会，1998。
- [7] 高秀秀信・九津見生哲・藤沢 寛：水系における土砂動態について，第 27 回水理講演会論集，767-772，1983。
- [8] 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-26，37-44，1994。
- [9] 砂田憲吾・小松勝彦・小林 弘：流域全体の土砂動態モデルに関する基礎的検討，水工学論文集，第 44 巻，729-734，2000。
- [10] Egashira, S. : Research Related to Prediction of Sediment Yield and Runoff, Symposium on Japan-Indonesia IDNDR Project, September 21-23, 1998, Bandung, Indonesia, 373-384, 1998。
- [11] 江頭進治・松木 敬：河道貯留土砂を対象とした流出土砂の予測法，水工学論文集，第 44 巻，735-740，2000。
- [12] Takara, K., K. Notsumata and R. Uesaka : A Distributed Model for Flood Runoff and Sediment Yield Based on Remote Sensing and GIS, Symposium on Japan-Indonesia IDNDR Project, September 21-23, 1998, Bandung, Indonesia, 373-384, 1998。
- [13] 市川 温・佐藤康弘・椎葉充晴・立川康人・宝 馨：山地流域における水・土砂動態モデルの構築，京大防災研究所年報，第 42 号 B-2，211-224，1999。
- [14] 高橋 保・井上素行・中川 一・里深好文：山岳流域における土砂流出の予測，水工学論文集，第 44 巻，717-722，2000。
- [15] 村上正吾・林 誠二・亀山 哲・渡辺正孝：河川流域内農林地域における土砂動態モデルに関する基礎的検討，水工学論文集，第 45 巻，799-804，2001。
- [16] 芦田和男・藤田正治：貯水池堆砂の数値シミュレーション，京大防災研究所年報，第 30 号 B-2，457-474，1987。
- [17] Ashida, K. and S. Egashira : Running-out Processes of the Debris Associated with the Ontake Land Slide, Natural Disaster Science, Vol.8, No.2, 63-79, 1986。
- [18] 上妻由拓・江頭進治・松木 敬・藤井陽子：山腹崩壊による堆積物の生成機構を考慮した土砂流出予測法に関する研究，平成 13 年度砂防学会研究発表会概要集，114-115，2001。
- [19] 高橋 保・中川 一：豪雨性表層崩壊の発生とその生産土砂の予測，第 30 回水理講演会論文集，199-204，1986。