

地すべり堆積土砂の二次侵食による土砂流出

SEDIMENT RUNOFF DUE TO EROSION OF DEBRIS PRODUCED BY LANDSLIDE

江頭 進治^{*} ・ 本田 尚正^{**} ・ 安東 容輔^{***}

By Shinji EGASHIRA, Naomasa HONDA and Yousuke ANDOU

Sediment runoff process in an actual small basin is discussed, based on the results of field survey and numerical analysis. In Nigorisawa river, a tributary of R. Mogami, a very active sediment runoff took place in June 1993 due to the erosion of debris produced by landslide. Numerical simulation is conducted in order to specify the sediment runoff and the characteristics of sediment movements along the river reach. The numerical results show that the flow discharge increases rapidly to a magnitude of several ten times of supplied water discharge due to the occurrence of debris flow, and the sediment transport rate and mode change from place to place according to the variation of bed slope and flow width.

keywords : sediment runoff, debris flow, immature debris flow,
sediment erosion

1. 結 言

土砂生産の活発な流域においては、土砂移動が激しいため、各種の災害が引き起こされるばかりでなく、自然環境の変化をもたらす。そのため、砂防ダムをはじめとして、土砂流出のコントロールが行われている。こうした対策をより有効に行うためには、土砂流出過程における流出形態や流出量の評価が不可欠である。ところで、土砂流出の形態は、山腹崩壊や地すべりなどによる土砂生産の発生する場所とその下流域の地形的条件、生産土砂の特性および水の供給条件に依存する。勾配が10数度のときには土石流が形成され、勾配が緩くなるに伴い、掃流状集合流動を経て、掃流砂を伴う流れが形成される。こういった流砂形態については、洪水・土砂災害に関連する基礎および応用研究^{1)~6)}の中で議論され、これまでに数多くの成果が得られている。しかし、実際の現象を対象にした研究は少なく、これまでに蓄積されてきた基礎研究の成果を用いて、実際の土砂流出現象をどの程度再現できるかを検討することは重要な課題の一つである。

本研究においては、実流域において観察された地すべり堆積土砂の二次侵食による土砂流出過程に着目し、数値解析を行い、その結果と若干の現地データとを比較検討しながら、勾配や河幅が不規則に変化する山地河川における土砂流出の特性を明らかにする。

* 正会員 工博 立命館大学教授 理工学部土木工学科
(〒525 滋賀県草津市野路町 1916)

** 正会員 大阪府立工業高等専門学校講師 建設工学科
(〒572 大阪府寝屋川市幸町 26-12)

*** 正会員 近畿技術コンサルタンツ株式会社
(〒530 大阪府大阪市北区天満 2 丁目 1-10)

2. 支配方程式

土石流の面的な挙動を議論する場合には二次元的な支配方程式が用いられ、河道に沿う議論で十分な場合には一次元支配方程式が用いられる。ここでは、山地河道における土砂流出過程を対象としているので、江頭・芦田らによる一次元支配方程式を用いる。すると、土石流の質量保存則、運動量保存則および河床方程式は、それぞれ次式で与えられる。⁶⁾

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial U h B}{\partial x} = \frac{E}{c_*} \quad (1) \quad \frac{\partial c h}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial c U h B}{\partial x} = E \quad (2)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} = g \sin \theta_x - \frac{1}{\rho_m} \frac{1}{B h} \frac{\partial B P}{\partial x} - \frac{U E}{c_* h} - \frac{\tau_b}{\rho_m h} \quad (3)$$

$$\rho_m = (\sigma - \rho) c + \rho \quad (4) \quad \frac{\partial Z_b}{\partial t} = - \frac{E}{c_* \cos \theta} \quad (5)$$

ここに、 t は時間、 x は流れに沿う座標、 B は河幅、 h は流動深、 U は断面平均流速、 E は侵食速度であり、これが負の場合には堆積を示す。 c は土石流の土粒子体積濃度、 c_* は砂礫の静止体積濃度、 τ_b は河床せん断力、 ρ_m は水と砂礫の混合物の密度、 σ は砂礫の密度、 ρ は水の密度である。 Z_b は河床高、 θ は河床勾配である。

上述の支配方程式による土石流の追跡の精度は、河床せん断力と侵食・堆積速度がいかに与えられるかに左右される。これらには諸説があるが、ここでは江頭らの式を用いると、これらはそれぞれ次式で与えられる。⁶⁾

$$\tau_b = \tau_y + \rho f U^2 \quad (6) \quad \frac{E}{U} = c_* \tan (\theta - \theta_e) \quad (7)$$

$$\text{ここに、} \tau_y = \rho (\sigma / \rho - 1) c g h \cos \theta \tan \phi \quad (8)$$

$$f = \frac{25}{4} \left\{ k_f \frac{(1-c)^{5/3}}{c^{2/3}} + k_g \frac{\sigma}{\rho} (1-e^2) c^{2/3} \right\} \left(\frac{h}{d} \right)^2 \quad (9)$$

$$\tan \theta_e = \frac{(\sigma / \rho - 1) c}{(\sigma / \rho - 1) c + 1} \tan \phi \quad (10)$$

ここに、 θ_e は砂礫濃度 c に対する平衡河床勾配、 ϕ は砂礫の内部摩擦角、 e は砂礫の反発係数、 d は砂礫の代表粒径、 k_f および k_g は係数で、 $k_f=0.25$ 、 $k_g=0.0828$ である。

なお、これらの式は土石流についてのものであるが、本研究では対象とする土砂流出形態を土石流のみに限定しているわけではない。すなわち、以下の土砂流出過程の計算において、土石流と土砂流の区別はせず、土砂濃度が5%以下になったときには、水流に関する抵抗則を用いるなどして、土石流と静水流との連続性を考慮している。

3 実流域の概要と計算条件

3.1 流域の概要

最上川支川立谷沢川流域は、山形県北部に位置し、出羽三山の霊峰月山（標高1,979.5m）に源を発する流域面積 163.8 km²、幹線流路延長約 39 kmの荒廃溪流である。濁沢はこの立谷沢川の左支川で、流域面積は 12.6 km²である（図-1）。

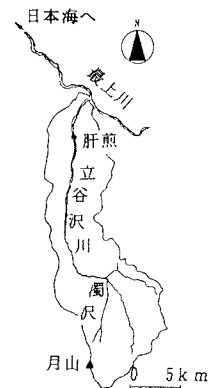


図-1 立谷沢川・濁沢流域図

月山周辺は、冬の間に多量の降雪があり、かつ、夏まで雪が残るため、融雪出水期の流量は年間総流量の40～60%を占め、それらが土砂流出に対して与える影響は大きい。濁沢流域では、平成5年6月5日に、地すべりによって生産・堆積した渓流土砂が水の供給を受けて土石流・土砂流を形成し、発生源から約3 kmにわたって流出した。なお、地すべりによる生産土砂量は、約170万 m^3 と見積もられ、このうち約10万 m^3 が土石流となって流出したと推定されている。

3.2 計算条件

(a) 計算対象区間の設定及び河道縦断形状

土砂流出の痕跡調査結果から、地すべり地点から下流の濁沢第5ダムまでの約 3,192mを計算対象区間とする。図-2に河道縦断形状を示す。計算対象区間の平均河床勾配は 0.103 ($\theta = 5.9^\circ$) 程度で、砂防ダムと治山ダムを合わせて10基程度設置されているが、最下流の濁沢第5ダムを除いて、ほとんどが満砂状態である。

(b) 河幅

計算においては、原則として水深1 mのときの河幅を用いる。異常に狭いところは、それがその後の水みち侵食によって形成されていることを考慮して、河幅の下限値を10mとする。図-3に計算に用いた河幅の縦断分布を示す。

(c) 地すべり土の堆積形状

図-4は、土砂流出の発生源近傍の河道中心線に沿った堆積形状である。同図および現地調査の結果に基づけば、これより、堆積形状として図-5に示すようなものが考えられる。すなわち、堆積土砂の区間長は 630mで、下流側の 200m区間は 14° 傾斜し、上流側の430m区間は 4° 程度に緩く堆積したものと推察される。計算では同図の堆積形状を採用することとする。なお、砂礫は水で飽和しているとし、浸透流の影響は無視している。また、堆積物は無限に侵食を受けることはない。ここでは、堆積物に関する実態調査に基づき、侵食深が13mを越えると、もはや侵食は起こらないものとしている。

(d) 水の供給条件

水の供給条件に関する直接的なデータは得られていない。そこで、濁沢が合流する立谷沢川肝煎地点における6月1日～5日のハイドログラフ(図-6)を参考に、水の供給条件を定める。肝煎地点の流域面積は140 km^2 で、濁沢の流域面積は12.6 km^2 、地すべり土の堆積地点の流域面積は6.9 km^2 である。図-6とこれらの値を参考にして供給流量を大まかに見積もると5～10 m^3/s 程度になる。さらに、土砂流出が短時間のうちに終わることを念頭に置けば、水の供給は定常的であったとしてもさしつかえないものと考えて、計算では供給

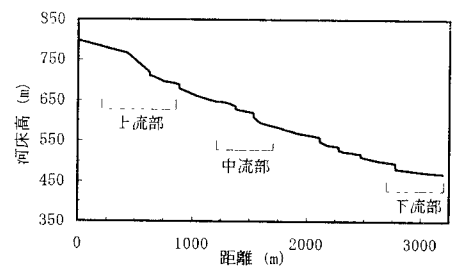


図-2 計算対象区間の河床縦断形状

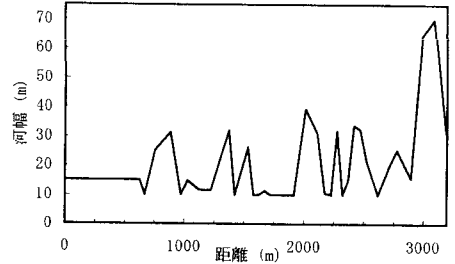


図-3 計算対象区間の河幅の縦断分布

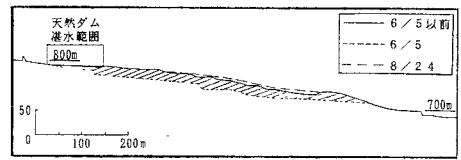


図-4 地すべり土の堆積形状(推定)

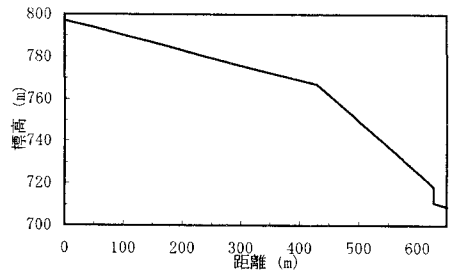


図-5 計算に採用する地すべり土の堆積形状

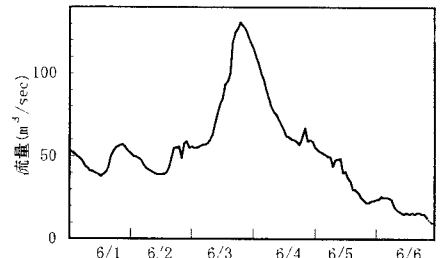


図 6 立谷沢川肝煎のハイドログラフ

流量 $Q_{in}=10\text{m}^3/\text{s}$ を定常的に与え、そのときの土砂濃度は、便宜上 0.05 とする。なお、土石流の通減特性の問題を議論するためには、流量の供給時間の設定をいかに行うかが重要であるが、これについては今後の課題とする。

(e) 物理定数および数値計算の条件

計算に用いた物理定数を表-1に示す。

数値計算は、Two-step Lax-Wendroff法によって行った。

差分の条件は、 $\Delta t=0.02\text{秒}$ 、 $\Delta x=4.0\text{m}$ である。

表 - 1 計算に用いた物理定数

水の密度	$\rho = 1.00 \text{ g/cm}^3$
砂礫の密度	$\sigma = 2.65 \text{ g/cm}^3$
土砂の摩擦角	$\phi = 36.9^\circ$
堆積物の静止体積濃度	$c_s = 0.50$
堆積物の代表粒径	$d = 4.00 \text{ cm}$

4 計算結果および考察

4.1 土砂流出過程

図-7、図-8および図-9は、それぞれ計算区間上流域（発生域）、計算区間中流域、計算区間下流域の通水開始後の各時間における河床高の縦断分布である。なお、距離 x は上流端を0mとしている。また、図-10は $x=0\text{m}$ （上流端）、500m、1,200m、1,280m、1,800m、3,000mおよび 3,192m（下流端、濁沢第5ダム）

における流量（水+土砂）の時間変化を示し、図-11および図-12は、それぞれ流量の場合と同じ断面における流速および土砂濃度（体積濃度）の時間変化である。これらの計算結果を参考にすれば、濁沢における土砂流出の特性は次のようである。

(a) 上流部における土砂流出の特性

地すべりによる堆積土砂は、水の供給を受けると同時に $x=440\text{m}$ 付近の勾配変化点の領域が急激に侵食を受け（図-7、 $t=120\text{秒}$ ）、瞬時に土石流が形成され（図-10、 $x=500\text{m}$ ）、堆積物の侵食面は急激に遡上した。発生源付近におけるダイナミックな現象は、水の供給開始から10分程度で終わり、土石流のピーク流量は約 $450\text{m}^3/\text{s}$ となっている（図-10、 $x=500\text{m}$ ）。発生源付近を含む上流域の流速は $5\sim 7\text{m/s}$ 、土砂濃度は $35\sim 50\%$ 程度（図-12、 $x=500\text{m}$ ）であり、この領域の流れは土石流としての性質を持っている。また、発生から600秒を経過すると $x=855\text{m}$ 地点の砂防ダムの影響によって土砂堆積の遡上が起こり、 $t=1,200\text{秒}$ の時点で堆積がかなり進んでいる。

(b) 中流部における土砂流出の特性

$x=1,200\text{m}\sim 1,800\text{m}$ における現象についてみる。この区間には砂防ダムが2基あり、ダムの下流は狭窄部（ $x>1,500\text{m}$ ）となっている。図-8によれば、砂防ダムの堆砂域は初期に若干の侵食を受けた後、徐々に堆積が進

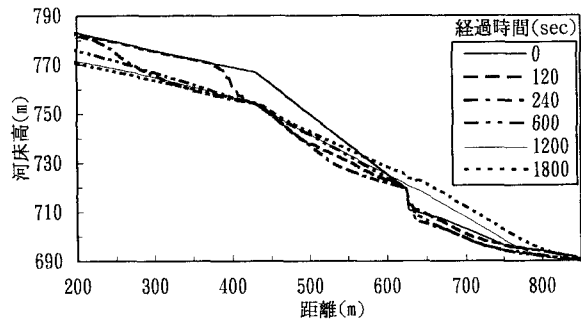


図-7 河床縦断形状の時間変化（上流部）

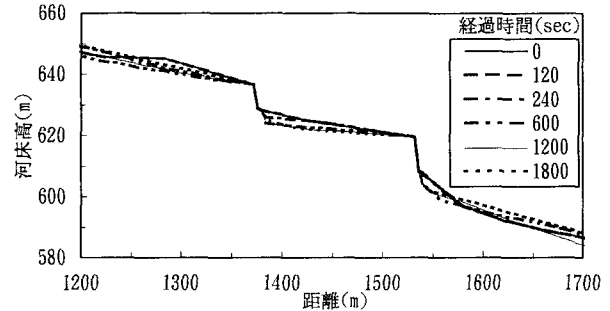


図-8 河床縦断形状の時間変化（中流部）

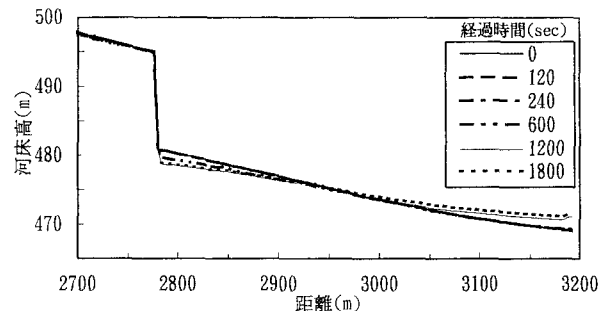


図-9 河床縦断形状の時間変化（下流部）

んでいる。初期段階での堆砂域の侵食は、土石流フロントの通過によるものと考えられる。

この領域の流れは、土砂濃度が30%前後であり（図-12）、まだ土石流としての性質を持っている。また、土石流のピーク流量は、図-10に示すように、 $x = 1,200\text{m}$ 地点で約 $350\text{m}^3/\text{s}$ 、 $x = 1,800\text{m}$ 地点で約 $450\text{m}^3/\text{s}$ となっており、流速、土砂濃度の面からも、下流側のほうが土石流の規模は大きくなっている。これは、 $x = 1,200\text{m}$ 地点がダムの堆砂の影響を受けるのに対し、 $x = 1,800\text{m}$ 地点は狭窄部になっているからである。

(c) 下流域における土砂流出の特性

図-9の下流端は濁沢第5ダムであり、その堆砂域へ流れが到達するのは土石流の発生から約400秒後である。 $x = 3,000\text{m}$ 地点の流量、土砂濃度をみると、ピーク流量は中・上流域の1/3程度の約 $150\text{m}^3/\text{s}$ まで減じ、土砂濃度も10~15%程度となっており、この領域の流れはいわゆる土砂流の形態となっている。なお、濁沢第5ダムへの流入土砂量は土石流発生後30分を経過した時点において約 $14,000\text{m}^3$ と算定され、これらはすべてこのダムに堆積し、流出していない。

(d) 砂防ダムの土砂調節

計算対象区間には10基程度のダムが設置されており、土石流の発生以前から、濁沢第5ダムを除いて、すべて満砂状態であったが、本計算結果より、これらのダムは土砂をさらに堆積させ、土石流の流量を減少させる働きや、土石流を土砂流に遷移させるといった機能を発揮したことが確認できる。

4.2 計算結果の検証

濁沢流域における土石流の再現計算結果は上述のとおりであるが、これらの結果を検証するための直接的なデータは得られていない。そこで、ダム水通し部の通水能力および砂防ダムの袖部における土石流の越流の有無を調査し、これらと計算によるダム地点流量との比較を行った。その結果を表-2に示す。

本表において、土石流の越流の有無は、ダム袖部に堆積物が残存しているかどうかによって判断している。また、ダム水通し部の通水能力は、そこで支配断面が生じたとしたときの満杯流量である。

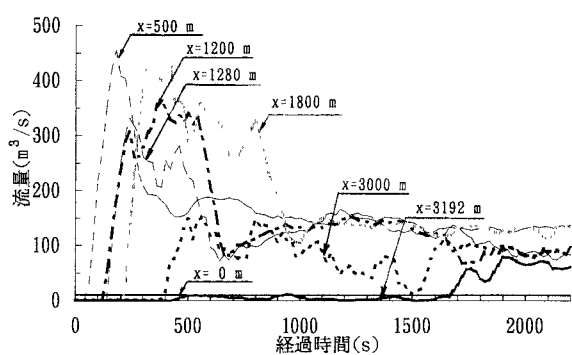


図-10 各断面における流量(水+土砂)の時間変化

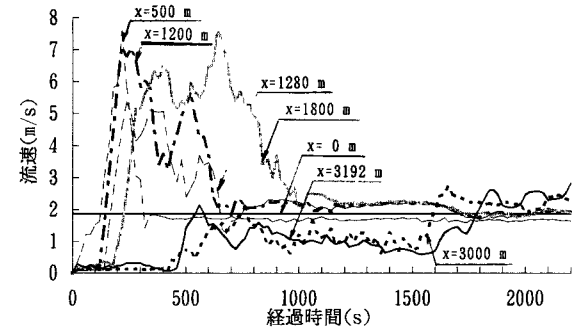


図-11 各断面における流速の時間変化

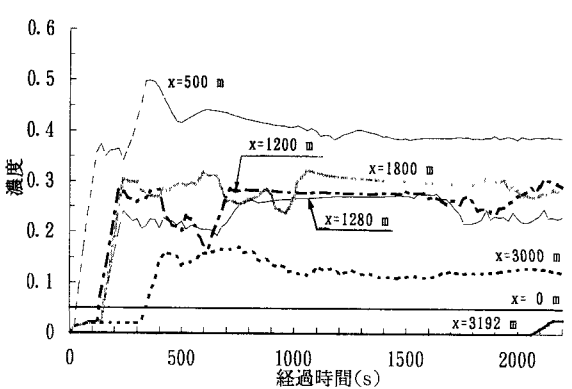


図-12 各断面における土砂濃度(体積濃度)の時間変化

表 - 2 ダム水通し部の流量および袖部における越流の有無

No	距離 x (m)	通水能力 Q max (m³/s)	計算流量 Q (m³/s)	越流の有無	判定
1	596	243.43	520.0	有	○
2	885	412.10	350.0	無	○
3	1,373	165.94	380.0	有	○
4	1,532	304.95	450.0	有	○
5	2,114	555.52	450.0 ~ 160.0	無	○
6	2,279	419.97		有	△
7	2,472	425.22		有	△
8	2,276	259.47		有	○
9	3,192	723.51		無	○

したがって、通水能力の評価に若干の問題を残しているが、(ダム水通し部の通水能力) $\geq$ (土石流の通過流量) の場合には、ダムの袖部からの越流はなく、(ダム水通し部の通水能力) $<$ (土石流の通過流量) の場合には、ダムの袖部から越流することとなる。

いま、表-2において、上述の関係は、No.6およびNo.7のダムを除いてほぼ満たされている。ここで、No.6およびNo.7のダム付近の流路は弯曲しており、そのために土石流が袖部を越流したとも考えられ、これらを考慮すれば、本計算結果は濁沢の土石流をほぼ適切に再現しているものと評価される。

5. 結 語

以上、本研究においては、実際の河道で発生した土砂流出現象に着目して再現計算を行い、その結果に基づいて土砂流出特性に関する検討を行った。その結果、いくつかの興味ある知見が得られた。それらを列挙すると次のとおりである。

- 1) 土石流の発生源における堆積物の侵食面が急激に遡上する現象はよく知られているところであるが、今回の数値解析においてもこれらのダイナミックな現象がよく表現されており、堆積土砂の二次侵食による土石流の発生過程を数値解析によって再現できることが示された。
- 2) 土砂流出現象は溪床勾配の影響を強く受ける。たとえば、砂防ダム上・下流の現象についてみると、ダムが満砂していても、土砂濃度に対応して、ダム上流部では堆積が進み、ダム下流部においては侵食されることがある。これは、満砂状態の砂防ダムでも、土砂流出のコントロール機能を十分に有していることを示唆している。
- 3) さらに、土砂流出現象は河幅の影響を強く受ける。たとえば、砂防ダムの堆砂域は河幅が広く、溪床勾配も緩やかであることから、土砂の堆積が進み、土砂流出をコントロールする。

今後解明すべき重要な課題も残されている。たとえば、土砂流出の規模は侵食速度によって規定されるが、実際には、堆積物中の巨石の存在にも依存している可能性がある。これは、今後、実現象を扱う上できわめて重要である。

最後に、本研究を推進するにあたり、建設省東北地方建設局新庄工事事務所および(財)砂防地すべり技術センターにご協力いただいた。アジア航測株式会社には、現地調査結果等の貴重な資料をご提供いただいた。ここに記して深謝いたします。また、立命館大学理工学部土木工学科4回生、麻田鉄児君には数値解析など種々ご協力願った。ここに記して謝意する次第である。

参考文献

- 1) 高橋 保：土石流の停止・堆積機構に関する研究(3)，京都大学防災研究所年報，第25号B-2，1982，pp327-348.
- 2) 橋本晴行・椿東一郎・平野宗夫：土砂の掃流状集合流動について，第30回水理講演会論文集，1986，pp235-240.
- 3) 江頭進治・芦田和男・高濱淳一郎・田野中新：エネルギー散逸機構に基づく流砂モデル，京都大学防災研究所年報，第33号B-2，1990，pp293-306.
- 4) 高橋 保・匡 尚富：変勾配流路における土石流の形成，京都大学防災研究所年報，第25号B-2，1986，pp343-359.
- 5) 高橋 保・中川 一・佐藤広章：扇状地における土砂氾濫災害危険度の評価，京都大学防災研究所年報，第31号B-2，1988，pp655-676.
- 6) 江頭 進治：土石流の停止・堆積のメカニズム(2)，新砂防 Vol.47.No.21，1993，pp51-56.