

# 土石流発生源における渓床堆積土砂の変形と土砂流出実態について

(財) 砂防・地すべり技術センター ○ 池田暁彦  
 京都大学大学院農学研究科 水山高久  
 (財) 建設技術研究所 杉浦信男 長谷川祐治

## 1. 緒 論

土石流の発生、流動、堆積機構を明らかにすることを目的とした水理模型実験は、土石流を発生させることが前提となるため、急勾配の水路で渓床堆積土砂を予め飽和させておき、比較的大きな流量を急激に供給することが多い<sup>1)3)</sup>。しかし、実際の渓流は上流から下流に向かって渓床勾配は緩く、渓床堆積土砂も表流水があっても不飽和状態であったり<sup>4)</sup>、降雨時の雨水の渓床堆積土砂への浸透過程や表面流の発生過程も明らかでなく、渓床堆積土砂の飽和度は時間的・空間的に変化していると考えられる<sup>5)</sup>。本報告は、上流から下流に向かって緩くなる水路を用いて、実際の渓流で見られる流量階から降雨時の流量階まで流量を変化させた水理模型実験に基づき、土石流発生源における渓床堆積土砂の移動（変形）状況と下流への土砂流出状況、ならびに両者の関係について考察したものである。

## 2. 実験概要

実験水路は、幅 15cm、長さ 1.8m の水路を 30°、27°、24°、21°、18°、15°、12° の勾配で 7 本接続した勾配変化水路である（図-1：水平延長は約 12m、高さは約 4.5m）。水路の深さは 30cm、左側片面を透明アクリルとしてメッシュを付けた。水路床は 21° から 30° まで 10cm 間隔で栈粗度をつけ、水路末端には土砂止めとして土砂厚と同じ高さの木製板を設置した。水路下流端には水位計、水路下流にはコンテナと重量計を設置し、流量と土砂量を計測した。実験に使用した砂は平均粒径 4.42mm の混合砂であり水路床に 5cm 厚で敷設した。実験に用いた流量は自然渓流での平常時の渓流水を想定して 0.05L/sec を最小流量とし、自然渓流での降雨時に渓流水の流量が徐々に増加することを想定して 0.05L/sec、0.10L/sec、0.20L/sec、0.30L/sec の流量階（CASE-2～5）とした。通水は各流量階で土砂が移動しなくなるまで行っ

た。また、予備実験により 0.30L/sec で土砂が水路下端に達することが確認できたことから自然渓流での突発的な豪雨による土石流を想定して 0.30L/sec（CASE-1）を供給した。なお、通水前には自然渓流における含水状況を考慮して散水した。

## 3. 渓床堆積土砂の変形と表面流・浸透流の時間変化

各 CASE において渓床堆積土砂の移動状況とともに表面流と浸透流の流下範囲と時間変化を詳細に観察した結果、渓床堆積土砂が上流から下流に移動するに従って、以下の現象が確認できた。なお、明瞭な先端部を持って流下する土砂の層を「移動層」、移動層が停止後に堆砂肩を形成して層状に下方に伸びるように移動する層を「砂堆」と定義した。

- ① 通水後、まもなく表面流が発生し、渓床堆積土砂の表層を侵食して移動層を形成し、渓床堆積土砂の上を流下する。表面流の下の方の渓床堆積土砂の層内では浸透流が発生し、渓床堆積土砂が飽和状態となる。
- ② 移動層は飽和しているように見えるが表面流は確認できない。また、移動層下方の渓床堆積土砂は不飽和状態であり、表面流は見られない。
- ③ 移動層は浸透流よりも先行して流下する。移動層が停止した後に浸透流が移動層下端に達し、渓床堆積土砂が飽和状態になると移動層が移動する。
- ④ 勾配が緩くなって砂堆が形成されるようになると、表面流は砂堆上端から砂堆に浸透し、渓床堆積土砂内の浸透流と相まって下方に流下する。
- ⑤ 砂堆背面に表面流が見られ、砂堆が飽和しているように見えるが砂堆前面には表面流は見られない。また、砂堆下方の渓床堆積土砂は不飽和状態であり、表面流は見られない。

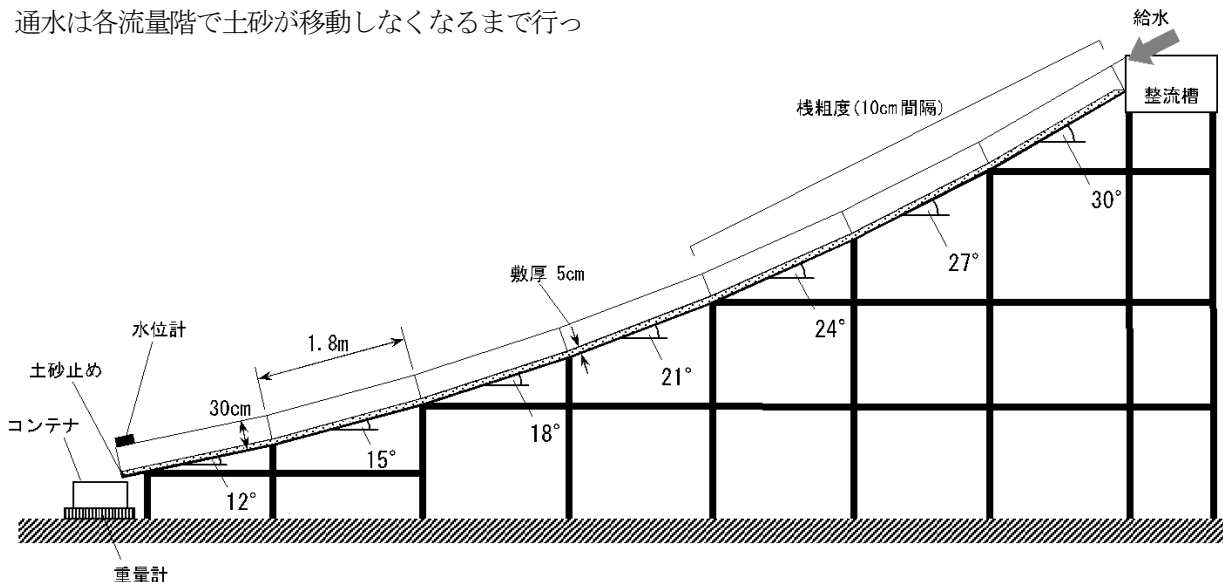


図-1 実験水路

- ⑥ 砂堆背面の表面流が砂堆頂部を乗り越え、浸透流が砂堆下端に達して砂堆下の溪床堆積土砂が飽和状態になると砂堆が下方に伸びるように移動する。
- ⑦ 砂堆の先端部が  $18^\circ$  より緩い勾配に達すると、砂堆下方の溪床堆積土砂上に表面流が発生する。

#### 4. 供給流量と流出土砂量の時間変化

図-2に各CASEにおける供給流量、水路下流端における流量（清水流量・土砂込み流量）と土砂量（空隙なしの実質土砂量）の時間変化を示す。CASE-1では通水開始から終了まで溪床堆積土砂の移動とそれに伴う流量の変化は激しく、流量・土砂量ともにピークは300sec周辺に出現し、その後漸減する。土砂込み流量は供給流

量の概ね1.3倍程度となっており、砂堆が崩れて土砂が急激に移動すると供給流量の2倍程度のピークが出現している。一方、CASE-2~4とCASE-5の前半200secまでは、流量の変化は大きくなく供給流量の0.8倍程度となっており、土砂流出も多くない。しかし、CASE-5において砂堆が崩れた直後、CASE-1と同様に流量の変化が激しくなり、流量・土砂量ともにピークが急激に立ち上がり、その後漸減する。土砂込み流量は供給流量の概ね1.3倍程度となっており、砂堆が崩れて土砂が急激に移動すると供給流量の2倍程度のピークが出現している。各CASEとも空隙なしの実質土砂量は流量の変化によく適応し、25%程度の濃度となっている。

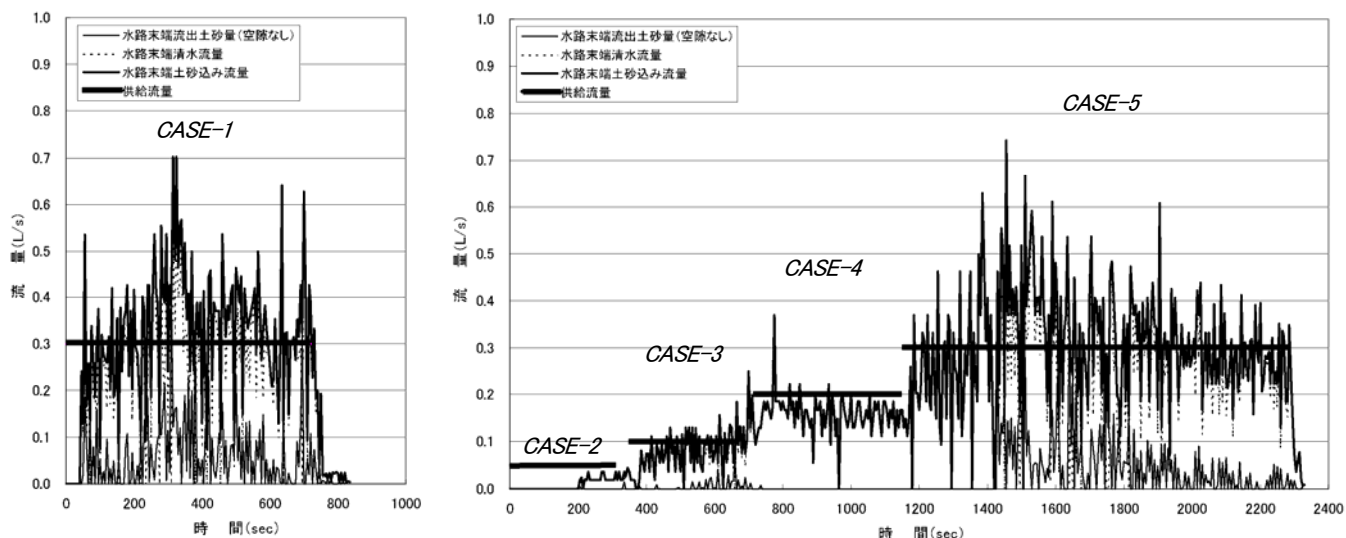


図-2 供給流量と流量・流出土砂量の時間変化

#### 5. 結 論

水路下流端においては、供給流量が  $0.30\text{L/sec}$  より大きいと流量・流出土砂量の変化（ハイドログラフ）が激しくなり、土砂込み流量は供給流量の概ね1.3倍程度となる。一方、供給流量が  $0.30\text{L/sec}$  より小さいと流量・流出土砂量の変化は小さく、土砂込み流量は供給流量の概ね0.8倍程度となる。現地においては前者が土石流形態、後者が掃流形態ではないと推定された。また、水路下流端の流量・流出土砂量の時間変化（ハイドログラフの波形）は、 $15^\circ\sim 18^\circ$  区間における砂堆の形成・移動状況に関係している。

本報告により土石流発生源における溪床堆積土砂は、小規模な流量でも移動（変形）していることが推察された。そして、こうした移動（変形）過程を経て、溪床堆積土砂は必ずしも安定な形状ではなく、砂堆のような前面が急勾配となる不安定な形状で堆積していたり、勾配変化点などに多量に蓄積されている可能性が示唆された。また、溪床堆積土砂の飽和状態にかかわらず、浸透流よりも多い流量が溪流上流部（側面や支溪）から供給されれば表面流が発生している可能性があることも示唆された。さらに、土石流発生源における流量と溪床堆積土砂の形状が下流河道への流出ハイドログラフに大きく影響していると推察された。

これまでに土石流の発生原因として崩壊土砂や溪床堆積土砂の流動化などが考えられているが、本報告で推察された土石流発生源における溪床堆積土砂の形状によっては、土石流発生条件が変化することも考えられる。今後は、実験で明らかとなった事象を実際の溪流で調査・確認し、土石流発生源における溪床堆積土砂の時間的・空間的な移動（変形）過程が、土石流の発生条件にどのように影響するかを検討し、実際の溪流状況を考慮した土石流の発生条件を検討する必要があると考える。

**参考文献:** 1) 柿 徳市: 土石流の実験的研究 第一報 第一次野外予備実験について, 新砂防, Vol.19, p.1-6, 1955, 2) 矢野勝正・大同淳之: 土石流に関する基礎的研究 (第一報), 京都大学防災研究所年報, 第3号, p.11-16, 1959, 3) 高橋 保: 土石流の発生と流動に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第20号, B-2, p.405-435, 1977, 4) 山田 孝・森 健司・沼本晋也・林 拙郎: 砂防えん堤施工時の溪床堆積横断面を活用した土石流発生直前までの伏流水流出変化, 表面流発生プロセスの観測—三重県いなべ市藤原岳西之貝戸川での事例—, 砂防学会誌, Vol.62, No.3, p.30-38, 2009, 5) 里深好文・水山高久: 溪床堆積物の不飽和浸透過程を考慮した石礫型土石流の発生・発達に関する数値計算, 水工学論文集, 第53巻, p.697-702, 2009.