

## 土石流の実態——滑川北股沢を例に

池田暁彦\*

### 1 はじめに

一般に土石流という現象は、「土砂と水が一体となって溪流を流れ下る現象」と説明されている。このような現象が溪流を流れ下れば、下流域では甚大な被害が生じることになる。土石流災害を防止するためには、土石流の実態を知ることが最も重要であることは言うまでもない。土石流の実態については、土石流が流下した後の痕跡調査に始まり、水理模型実験、近年では流下中の土石流の観測によって徐々に明らかにされ、漠然としていたイメージがより具体的な実像として浮かび上がりつつある。これまでに鋭意進められてきた土石流の研究成果については、砂防学会誌『新砂防』で連載された「講座；土石流」<sup>1)</sup>や「ジオテクノート12；土石流」<sup>2)</sup>をはじめとする各種文献<sup>3)</sup>に詳細かつ簡潔にとりまとめられている。

土石流の詳細な実態についてはこうした研究成果などに譲るとして、ここでは長野県木曾郡上松町に

位置する木曾川左支川滑川右支北股沢で発生する土石流について、観測結果を中心にその実態について紹介し、それに基づく今後の土石流対策のあり方についてふれてみたい。

### 2 滑川北股沢の概要

滑川北股沢は木曾川左支川であり、木曾駒ヶ岳（標高2956m）を源流とする流域面積6.2km<sup>2</sup>、流路延長5.2km、平均河床勾配1/3.2の急勾配荒廢溪流である（図1、図2）。北股沢は基盤地質が脆弱な花崗岩類で、かつ高標高地であるために凍結融解作用による荒廢が著しく、過去から現在に至るまで頻繁に土石流が発生している。北股沢の谷出口には治山えん堤群が、その下流に滑川第1砂防えん堤（計画貯砂量：309,000m<sup>3</sup>）が位置する。北股沢で発生する土石流はこの滑川第1砂防えん堤の堆砂域で捕捉されるため、北股沢では土石流の発生一流下一堆积状況が把握しやすい状況にある。

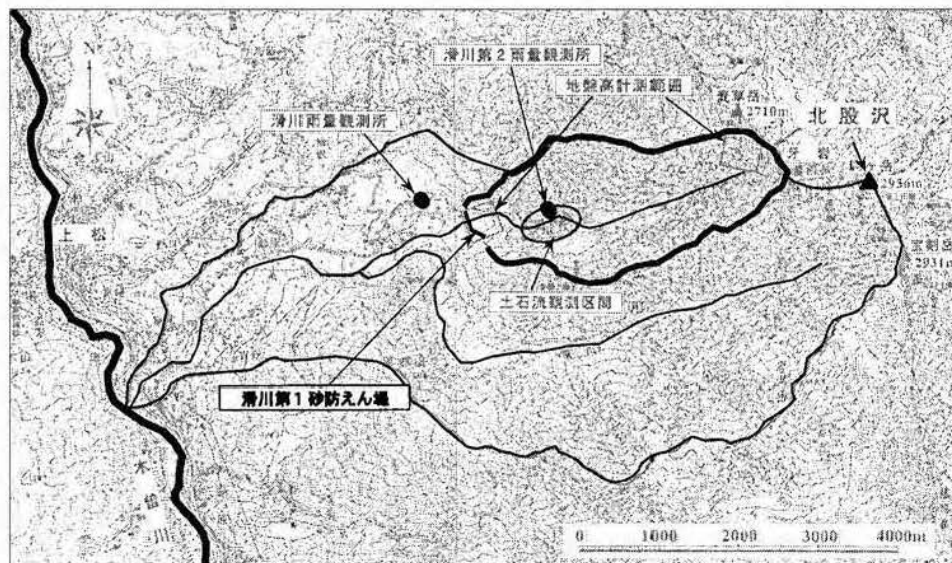


図1 滑川北股沢の流域平面図

\* (財)砂防・地すべり技術センター砂防部課長代理

北股沢では、1982年から土石流の実態把握を目的に国土交通省多治見砂防国道事務所が現地観測を開始しており、2003年までの22年間に10回の土石流が観測された。その内の7回の土石流についてVTR画像が得られ、石川（1985）、池田ら（1998）、Ikeda & Hara（2003）によって分析されている。土石流の観測は滑川第1砂防えん堤から上流の治山えん堤群までの土石流の堆積流下区間（河床勾配：約10°）で実施されている。治山えん堤群と河道に設置された22本のワイヤーセンサーが土石流の通過によって順次切断されてCCTVカメラが自動的に起動する仕組みになっている。CCTVカメラは北股沢第4号治山えん堤を正面から撮影するNo.1カメラ、同えん堤直下流の溪床を真上から撮影するNo.2カメラ、北股沢第1号治山えん堤～2号治山えん堤間の河道を右岸溪岸から撮影するNo.3カメラと滑川第1砂防えん堤の堆積域を撮影するNo.4カメラの合計4基が設置されている。

### 3 北股沢における土石流の発生形態と頻度

土石流の発生源（発生位置）は、上流右支溪の標高2300m付近の山腹斜面やガリーと、標高1700～2000m付近の河道部に集中している。このことから、北股沢で発生する土石流の発生形態には、

- ①崩壊土砂が流動化して土石流に移行する
- ②溪床堆積土砂が流動化して土石流となる

2タイプがあるものと推定される。さらに、1998年には標高1800m付近の河道部で天然ダムが形成され、翌1999年にその天然ダムが破壊されて土石流が

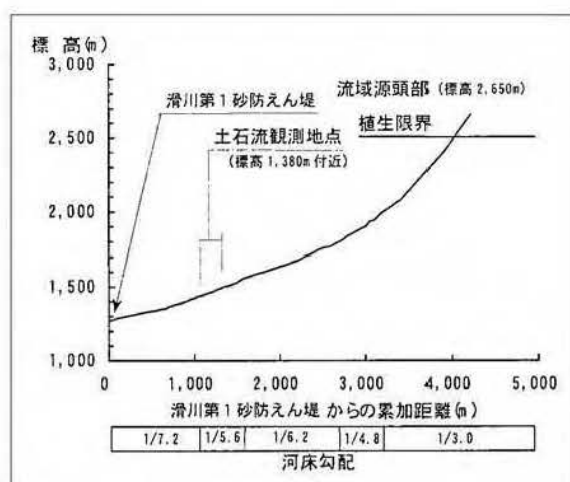


図2 滑川北股沢の縦断面図

発生したことから、

- ③天然ダムが決壊して土石流となるタイプも発生している可能性がある。

土石流の発生頻度は概ね2～3年に1回程度であり、その発生時期は7月に集中している。土石流の発生頻度は、凍結融解作用による基盤岩である花崗岩の風化の進行速度や、土石流の構成材料となる風化浸食によって生産された土砂が溪床に供給・蓄積されるまでの期間によって支配されているのではないかと推定されている。

### 4 北股沢で発生する土石流の実態

北股沢で発生する土石流は、花崗岩礫を多量に含んだ、一般的に“砂礫型土石流”と呼ばれるものである。これまで観測された土石流の実測流速、平均流速、平均波高、流量の時間変化を図3(30-31頁)に示す。また、写真1に土石流の流下中の写真を示す。

土石流の流速は、ワイヤーセンサーの切断記録、カメラ間の土石流の到達時間の差、VTR画像内の礫等の移動速度から計測している。VTR画像から計測される礫等の移動速度は土石流の表面流速を表しているため、土石流の流速分布形が3/2乗則に従うと仮定して表面流速に0.6を乗じて平均流速を求めている。砂礫型土石流の流速がマンニング則に従うかどうかの議論は分かれるが、ここでは便宜上、実測値以外の流速とその時間変化を推定するために、実測の平均流速と波高との相関をマンニング則で与えた後、その粗度係数nに基づき実測流速以外の平均流速を算出した（図3中の平均流速の時間変化）。なお、マンニングの粗度係数nは他の観測事例からフロント部（本体部）で0.10、後続流で0.06との値を得ているが、北股沢では先行流部で0.04～0.07、本体部・後続流部で0.04～0.15の広範囲にバラついていて、土石流の波高は、北股沢第4号治山えん堤の水通し部で計測した。土石流の流量は、平均流速に北股沢第4号治山えん堤の水通し部での流下断面積を乗じて算出した。

#### ■流下形態

砂礫型土石流を特徴づける巨礫の混入割合により、北股沢における土石流は、

- a) 巨礫を多量に含む土石流の本体部
- b) 本体部の前に流下する先行流部

c) 本体部の直後に流下する後続流部の3つの部分に区分できる。各部分の出現順序は先行流部→本体部→後続流部である。先行流部は巨礫を含まず、時折0.5m程度の礫が流下する流れでほとんどが泥水のみである。本体部はまさしく土石流の本体を構成する巨礫が集中する流れである。後続流部は本体部の直後に続く泥水状の流れで時折0.5m程度の礫を含む。本体部と後続流部は例外なくいずれの土石流でも確認できるが先行流部は1999年6月27日と9月24日土石流では見られない。

流下形態をみると、

- 1) 顕著なピークを形成して流下する
- 2) 本体部などの段波が複数にわたって流下する
- 3) 先行流を持たずに先端に明確な段波を形成して本体部が流下する

というように同一溪流であっても多様な流下形態が見られる。焼岳上々堀沢ではサージと呼ばれる顕著な段波が数10分にわたって何回も流下する形態が見られるが、北股沢ではこうした段波はせいぜい2～3回程度しか流下せず、流下継続時間は5～10分程度と上々堀沢に比べて短い。

■土石流の流速

これまでに観測された各土石流の先行流の先端流

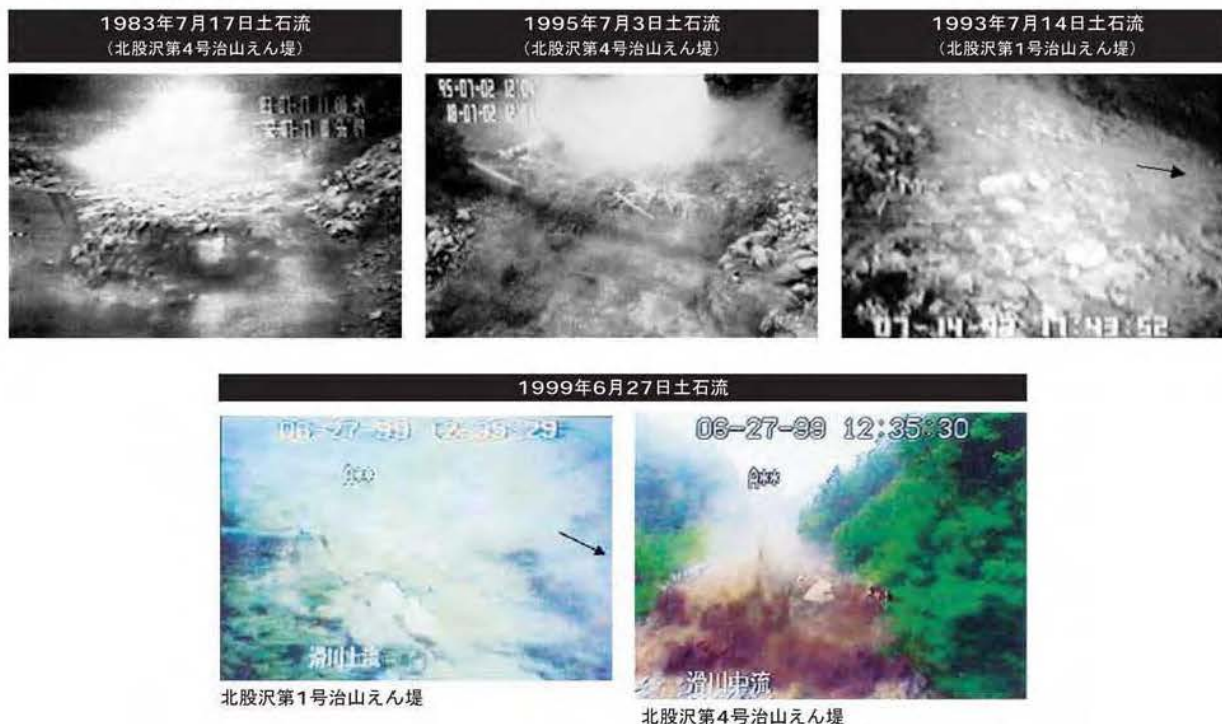
速には若干差があるものの最大で4.30～4.60m/sec、平均で2.30～3.00m/sec程度となっている。一方、本体部の先端流速は2.80～5.60m/sec程度と先行流よりもやや流速が小さいが、先行流を持たずに本体部が流下するタイプは最大流速が10.26m/secであり、平均でも2.30～8.40m/sec程度となり、先行流部に比べて2倍程度の流速になっている。後続流部では最大流速が4.70～9.70m/sec程度、平均で3.00～8.40m/sec程度であり、本体部と同様の流速となっている。先行流を持たずに本体部が流下するタイプを除き、同様な砂礫型土石流が観測されている焼岳上々堀沢における同程度の河床勾配での土石流の流速とほぼ同じである。各土石流の最大流速は本体部、後続流部、先行流部など各部に出現しており、特定の部分で出現していない。

■土石流のピーク流量と総流量

土石流の流量は先行流部から本体部の到達とともに増大し、後続流部へと移行するにしたがい漸減している。平均的なピーク流量は200～300m<sup>3</sup>/sec程度であり、ピーク流量の最小値は83m<sup>3</sup>/sec、最大値は1,556m<sup>3</sup>/secであり最小値の約20倍となっている。

1999年に発生した3回の土石流を除けばピーク流

写真1 各土石流の流下状況



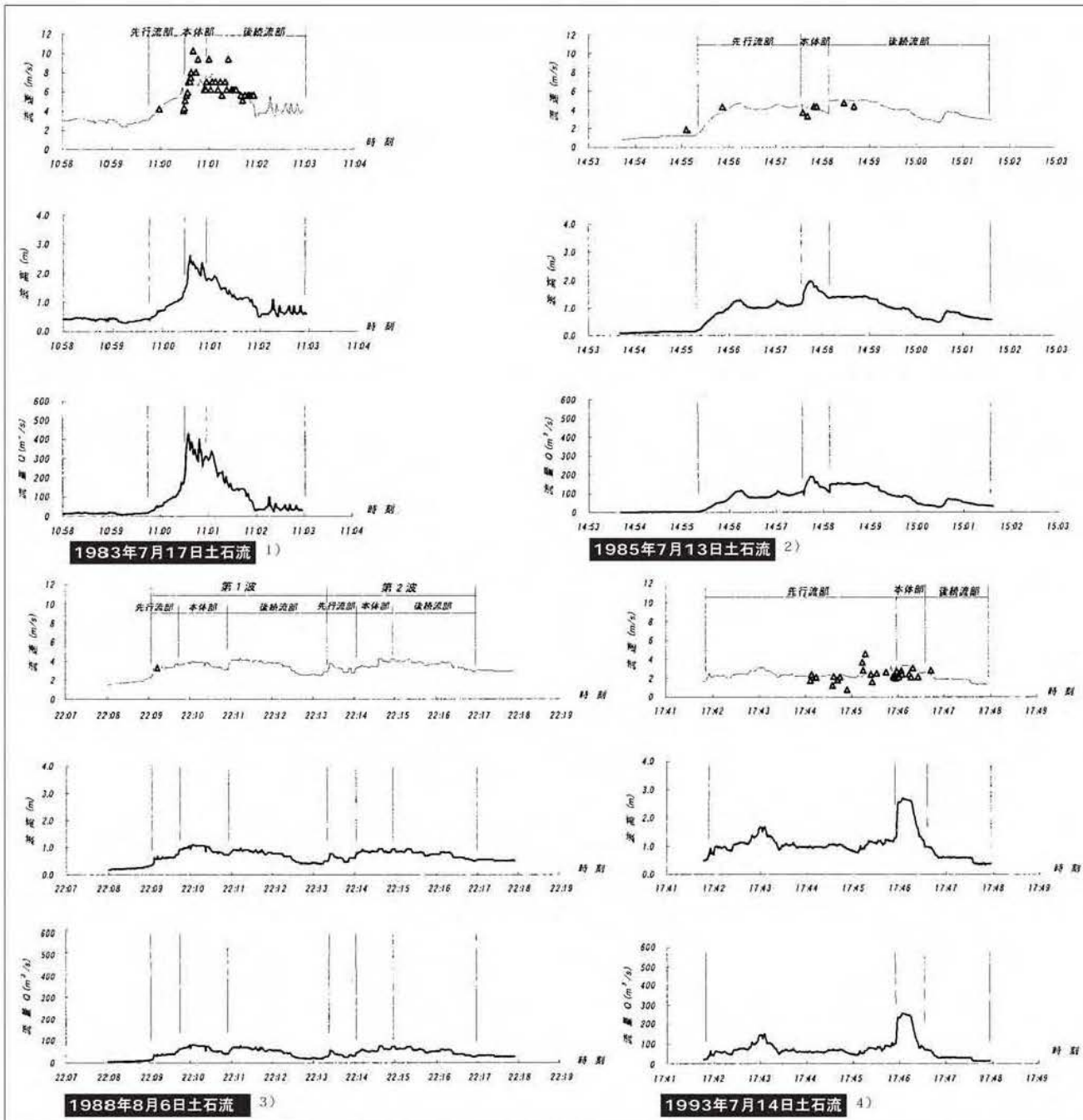


図3 各土石流の平均流速・平均波高・流量の時間変化図 \* 図中の△は流速の実測値

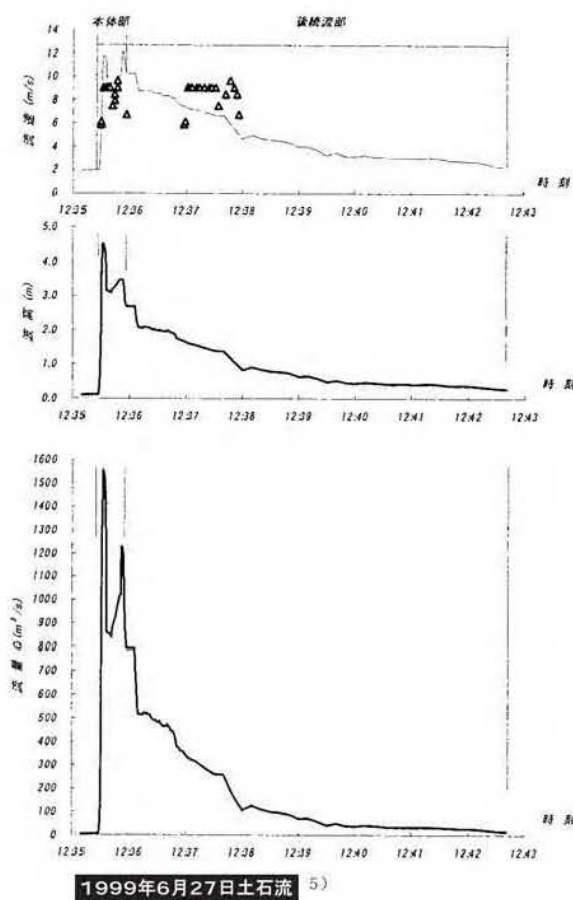
量の差があるものの総流量は概ね23,000~33,000m<sup>3</sup>と同程度である。しかし、1999年6月27日土石流では90,000m<sup>3</sup>、9月24日土石流では110,000m<sup>3</sup>とそれまでの3倍前後の総流量となっている。これは1998年に形成されていた天然ダムが関与しているものと推定され、土石流のピーク流量や総量は渓床内の堆積土砂量の影響を受けているものと考えられる。ピーク流量 $Q_{sp}$ と総流量 $\Sigma Q$ の関係は、

$$Q_{sp} = (0.0039 \sim 0.0180) \Sigma Q \approx 0.0088 \Sigma Q$$

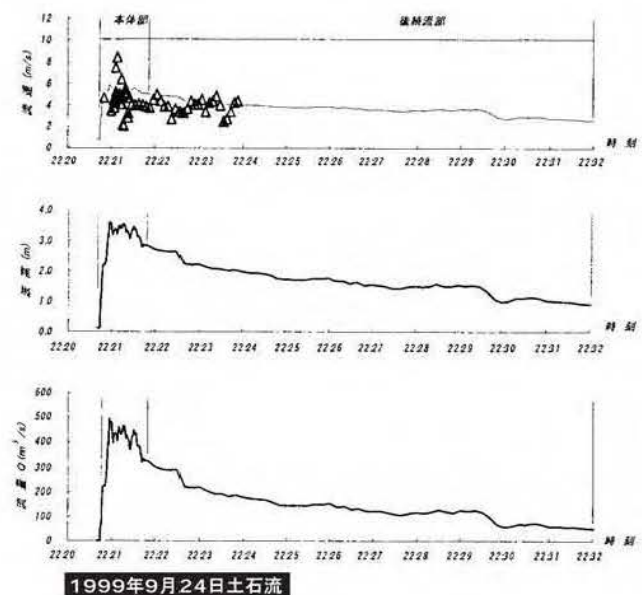
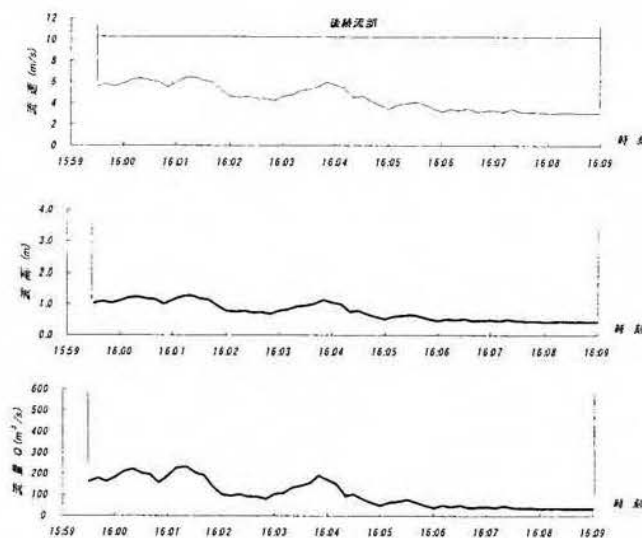
となっており、水山(1990)による過去に観測された土石流のピーク流量と総流量の関係( $Q_p = 1.0 \times 10^{-2} Q_T$ ,  $Q_p$ =ピーク流量、 $Q_T$ =総流量)と同様の傾向を示しているがバラつきがある。

■ 土石流の堆積実態

土石流は北股沢の谷出口に位置する滑川第1砂防



- 1) 先行流部・後続流部  $n=0.05$ 、本体部  $n=0.06$
- 2) 先行流部・後続流部  $n=0.065$ 、本体部  $n=0.09$
- 3) 先行流部・後続流部  $n=0.06$ 、本体部  $n=0.07$
- 4) 本体部  $n=0.15$ 、後続流部  $n=0.12$
- 5) 本体部  $n=0.06$ 、後続流部  $n=0.05$



えん堤の堆砂域で停止・堆積している。このえん堤は1989年6月に竣工し、その直後の1989年7月9日に発生した土石流によってほぼ満砂している。えん堤は扇頂部に位置し、堆砂域は左岸に向かって広がりを持っている。河幅は治山えん堤群区間で約30m、滑川第1砂防えん堤堆砂域上流端で約60m、えん堤軸近傍では約300mと急激に拡大しているため、河床勾配が1/7.5 (約7.6°) と急であるにもかかわらず、

一気に堆積している。

1989年以降に発生した土石流の本体部は本えん堤の水通しと上流河道を結ぶ線上に堆積し、後続流はそのマウンドを避けるように左岸に拡散堆積している。1999年に発生した3回の土石流の本体部は、堆砂域上流端から堆積遡上している状況にある。

## 5 おわりに

このように同じ滑川北股沢で発生する土石流であっても、その実態は実に多様である。このような実態を踏まえると、土石流対策を考える上で特に重要な要素は、土石流の発生形態と流出形態ではないかと筆者は考える。

北股沢における土石流の発生形態には、

- ①崩壊土砂が流動化して土石流に移行する
- ②溪床堆積土砂が流動化して土石流となる
- ③天然ダムが決壊して土石流となる

3タイプが推定される。もちろん実際の発生状況を確認したわけではないので断定はできないが、少なくともこうしたバリエーションがあることを念頭に入れておきたい。また、本文では土石流発生時の降雨諸量について言及していないが、このように発生形態が異なれば、土石流の発生を支配する降雨量も異なることが考えられる。したがって、ある程度土石流の発生形態を知ることができれば、その発生形態に応じた土石流発生基準雨量を検討する必要があるものと考えられる。

次に土石流の流下形態である。北股沢の土石流ハイドログラフを見ると、

- 1) 顕著なピークを形成して流下する
- 2) 本体部などの段波が複数にわたって流下する
- 3) 先行流を持たずに先端に明確な段波を形成して本体部が流下する

といった多様性が見られる。前述した通り、土石流とは「土砂と水が一体となった流れ」と説明されている。そして、その流下形態として「先端部に段波を形成しながら流下する」というイメージをよく耳にする。砂礫型土石流であればその段波には巨礫が集中することになっている。しかし、北股沢でみる限り、このような段波は一連の土石流の中でもわずか数秒しか流れない上、必ずしも土石流の先頭部を流下するとも限らない。土石流の大部分はそれ以外の先行流や後続流などの土砂流である。したがって、土石流対策を立案するに当たっては、こうした土石流の流れの時間的変化（流速、波高、流量など）を考慮しておく必要があると考える。これはハード対策とソフト対策の両方に言えることである。

土石流の実態はある程度解明されているものの、現状ではまだまだ未解明の部分が多い。今後も引き続き研究が必要であろうが、土石流対策の視点から求められている情報レベルを理解し、これまでに何がわかり、これからは何を研究しなくてはならないのかを明確にした上で研究を進めることが望まれる。

最後に、滑川北股沢における土石流観測データをはじめとする各種調査・検討成果を提供していただいた、国土交通省中部地方整備局多治見砂防国道事務所の関係各位に感謝の意を表します。

## 【参考文献】

- 1) 芦田和男、諏訪浩、太田猛彦、高橋保、宮本邦明、江頭進治、水山高久；講座：土石流、砂防学会誌（新砂防）Vol.44、No.6、1992～Vol.46、No.3、1993
- 2) (社)地盤工学会；ジオテクノート12、土石流、2003
- 3) 池谷浩；土石流災害、1999
- 4) 石川芳治；滑川に発生した土石流、砂防学会誌（新砂防）、Vol.37、No.5、1985
- 5) 池田暁彦・門馬直一・堀内成郎・山田利治；滑川北股沢で発生する土石流について、砂防学会誌（新砂防）、Vol.51、No.2、1998
- 6) Ikeda, A. & Hara, Y.; Flow properties of debris flows on the Kitamata Valley of the Name River, Japan, Debris-Flow Hazards Mitigation: Prediction, and Assessment, Rickenmann & Chen(eds), 2003
- 7) 水山高久；土石流ピーク流量の経験的な予測、文部省科学研究費重点領域研究、「自然災害の予測と防災力」研究成果、土石流の発生及び規模の予測に関する研究、1990