

荒廃溪流源頭部における土石流の流動特性と溪床堆積物の堆積状況の関係

増井健志・横田優至（静岡大学大学院総合科学技術研究科）
 経隆悠（筑波大学大学院生命環境科学研究科）
 今泉文寿・逢坂興宏・土屋智（静岡大学農学部）

土石流発生域である荒廃溪流源頭部においてインターバルカメラにより土石流段波の撮影を行い、発生・停止位置の読み取りを行った。また UAV を用いて溪床堆積物の堆積状況を把握し、流動状況との関係を検討した。

その結果、段波が発生・停止しやすい区間があることが明らかとなった。発生しやすい区間は流域面積の大きな支流の合流地点下流側であり、溪床堆積物が3~4mの地点に多くみられた。一方、停止しやすい区間は厚い場合と薄い場合の両者がみられた。堆積物の厚い地点では堆積物の間隙に土石流中の水が浸透したため、薄い地点では緩傾斜となったために土石流が停止したと考えられる。

キーワード：土石流，荒廃溪流源頭部，溪床堆積物，地形要因

I はじめに

土石流は、2014年8月広島県の土砂災害にみられるような甚大な災害を引き起こす土砂移動現象である。このような土石流にともなう災害を軽減するには、その流動特性を把握し対策に反映させることが重要である。土石流の研究は、多くが流下・停止域を対象に行われており、発生から停止に至るまでの一連の現象を観測した事例は少ない。また、発生域では複雑な地形条件が土石流の流動に影響する(3)。しかし、土石流発生域である荒廃溪流源頭部において実際に土石流の発生や停止といった流動特性と地形の関係を把握した例はほとんどない。そこで本研究では、荒廃溪流源頭部において土石流の発生・停止が多く起こる溪流区間の地形的特徴を調べ、溪床堆積物の堆積厚が土石流の流動特性にどのように影響するかを検討した。

II 方法

1. 調査対象地の観測地概要

静岡県静岡市を流れる安倍川の源頭部であり、静岡県と山梨県の県境に位置する大谷崩「一の沢」流域を調査地とした(図-1)。地質は古第三紀層瀬戸川層群に属し、砂岩・頁岩およびそれらの互層からなる。流域面積は約0.33 km²で、流路延長は約1 kmである。流域は標高約1460 mにある大谷大滝により上流域と下流域に分けられ、上流域は平均溪床勾配が約29°の急傾斜地であり土石流の発生域となっている。それに対して下流域は平均溪床勾配が約19°の土石流扇状地となっている。上流域の溪床には冬季の凍結融解などにより生じた砂礫堆積物が大量に存在し、台風や梅雨の降雨により土石流となって流下する(1)。

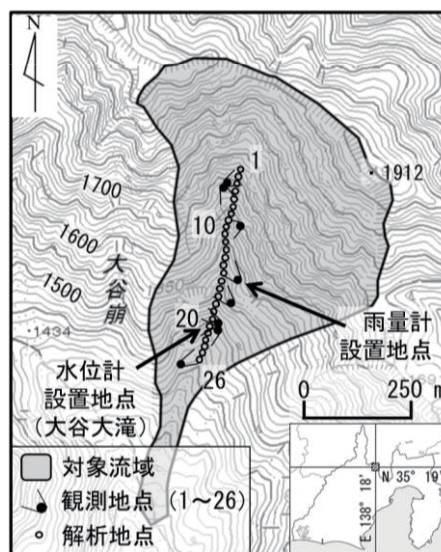


図-1. 調査地位置図

2. 調査方法

2.1. 流動状況の把握

土石流発生状況の確認のため、転倒マス型雨量計(1転倒0.2 mm)による雨量観測、露出した基岩で圧力式水位計(応用地質, S&DLmini)による水位観測をそれぞれ1分間隔で調査対象地内にて行った。

また、土石流の流動状況を把握するため、溪床沿いの9地点に縦断的に設置したインターバルカメラ(Brinno, TLC200Pro)により土石流の流路を15秒間隔でインターバル撮影した。撮影された画像から土石流の発生・停止位置を読み取った。読み取りの際には撮影範囲内の流路に26か所、約20 m間隔で解析地点を設け、画像上において土砂移動が確認できる期間を判読した。本研究では、複数の解析地点で土砂の流下が確認されたものを、その流量の多寡に関わらず土石流の段波と定義して解析対象とした。1地点のみで流下が確認された軽微な土砂移動現象は解析対象としなかった。

表-1. 各地点における土石流段波の流動状況

| 地点 | 1 | 2 | 3 | 5 | 6 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|------|----|----|----|----|---|----|---|----|----|----|----|
| 発生回数 | 28 | 12 | 2 | 0 | 0 | 15 | 0 | 2 | 3 | 6 | 0 |
| 停止回数 | 0 | 0 | 12 | 13 | 3 | 0 | 3 | 2 | 4 | 0 | 1 |

| 地点 | 14 | 15 | 16 | 19 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 |
|------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 発生回数 | 16 | 16 | 4 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 停止回数 | 7 | 3 | 10 | 21 | 8 | 7 | 6 | 2 | 3 | 0 |

2.2. 流動と堆積状況の関係

渓床堆積物の堆積状況を把握するため、UAV (DJI, Phantom3) を用いて土石流の発生前後における渓床を高度約 50~100 m で撮影した。撮影された画像を SfM ソフトウェア (Agisoft, Photoscan) により処理し、GIS ソフトウェア (QGIS) を用いて渓床の状況把握を行った。土石流発生前後で地形の差分を求めることで、土砂変動状況の把握を行った。

加えて航空レーザー測量による 7 時期 (2004, 2005, 2007, 2009, 2010, 2011, 2012) の DEM (Digital Elevation model) にもとづき、各地点に横断側線を設け、側線上において 7 時期間で最低を示す標高値を結んだ地形を基岩地形と仮定した (図-2)。UAV による土石流発生前 (2016/8/21) の DEM において横断側線で最も低い部分を流路とし、その直下の基岩までの距離を堆積厚とした。その後、インターバルカメラより得られた流動状況との関係を検討した。

III 結果及び考察

1. 流動状況

土石流は 2016 年 9 月 8 日に台風 13 号の降雨に起因して発生した。水位観測と雨量観測の結果を図-3 に示す。図-3 によると土石流発生時の累加雨量は 217 mm であり、段波が集中的に発生する時間帯を 3 回確認した。

インターバルカメラによる多地点の画像から、土石流段波の流下の開始と停止位置の読み取りを行った結果、土石流段波は 106 波観測され、表-1 のように段波の発生あるいは停止の多く起きる区間があることが明らかとなった。また、地点 5~6 と地点 8~13 では、段波の発生や停止がほとんどみられず、そのまま流下する様子が多くみられた。

流域内における流域面積 1 ha 以上の支流の位置と表-1 の段波の発生・停止が多い区間を図-4 に示す。図-4 によると、土石流段波の発生が多い地点では、その上流側に大きな流域面積をもつ支流が合流している。このことから支流の合流直後において土石流が多く発生しやすくなる可能性が考えられる。

2. 流動と堆積状況の関係

図-5 に土石流発生前後での渓床変動を示す。図-5 によると、上流域では主に侵食、下流域では主に堆積

※灰色の部分が発生・停止が多発している区間

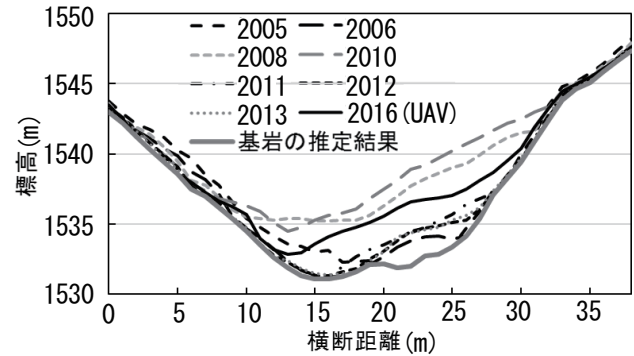


図-2. LP データと UAV の DEM による基岩と堆積厚の推定

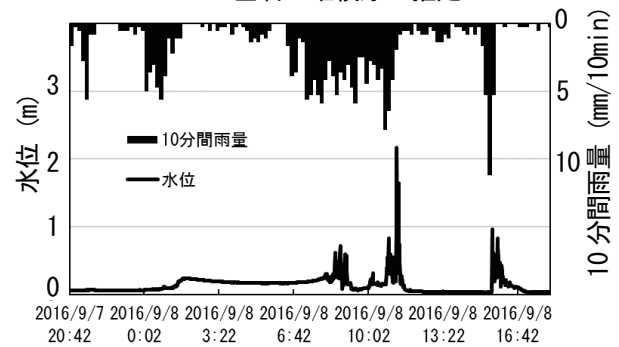


図-3. 土石流発生日 (2016/9/8) のハイトハイドログラフ

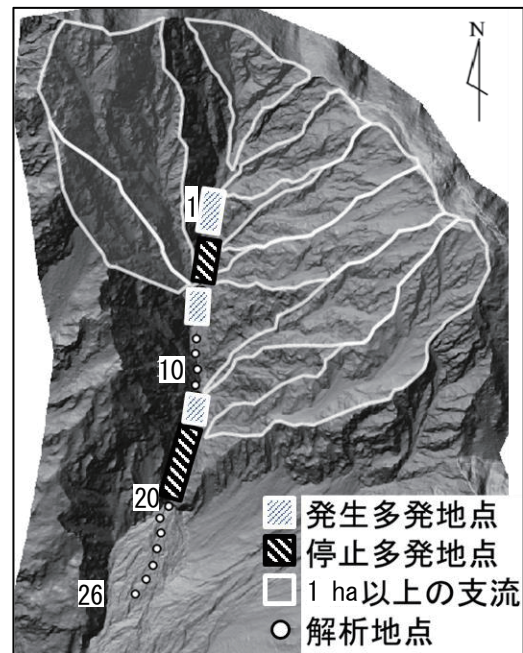


図-4. 土石流段波の発生・停止が多発した区間

がみられる。また、上流域の侵食量は 3830.9 m³ に対し、下流域における堆積量は 3161.0 m³ であり、移動した溪床堆積物の多くが下流域まで流下したと考えられる。さらに、上流域での侵食量に対して、上流域と下流域の堆積量の合計がほぼ同じであることから、土石流は調査対象地外へは流出していないと考えられる。

溪床の縦断面図および段波の流動状況と土石流前後の溪床変動量を図-6 に示す。上流域に注目すると、段波の発生が多い地点では 2 m 以上の侵食がみられるのに対し、停止が多い地点では堆積による溪床の上昇はあまりみられない。これは上流域では段波の停止にともない一度堆積した砂礫が、後続の土石流により侵食されたためであると考えられる。一方、下流域では土石流の停止地点付近において、溪床の上昇がみられた。これは、下流域では通過する土石流がなく、堆積した土砂がその後侵食されることがないためだと考えられる。溪床の縦断勾配は上流域のすべての地点間で 23° 以上であるに対し、下流域の勾配は 17~20° となっている。上流域は個々の段波の停止がみられるものの、土石流全体からみると溪床が急勾配であるために発生・流下区間となっており、下流域では縦断勾配 20° 以下と緩やかなために堆積区間となっていると考えられる。

図-4 における段波の発生・停止が多くみられる区間、どちらも少なく流下が多くみられる区間において、それぞれ 18 地点ずつ横断面をとり、土石流発生前の堆積厚を推定した結果を図-7 に示す。また、それぞれの区間における代表的な横断面を図-8、図-9、図-10 に示す。図-7 によると、土石流段波の発生は図-8 のような堆積厚が 3~4 m の地点に多く、流下は図-9 のような堆積厚の薄い地点に多くみられ、停止は堆積厚の厚い地点、薄い地点のどちらにもみられた。

停止地点は、図-10 左図のような堆積厚が厚い地点では図-4 の上流側にある停止区間に、右図のような薄い地点は下流側にある停止区間にみられた。

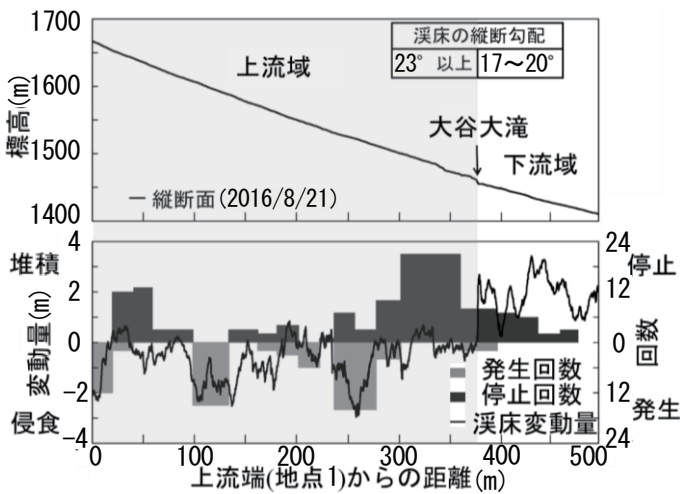


図-6. 地点 1 から 26 の縦断面図
および溪床変動量と流動状況

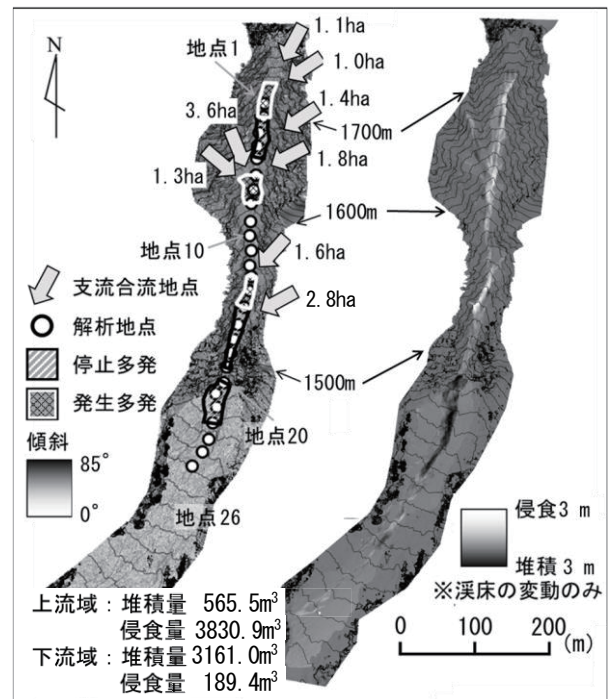
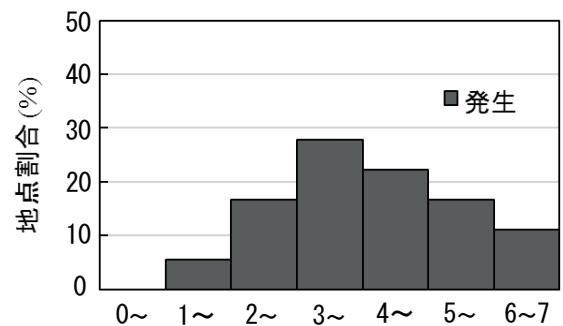
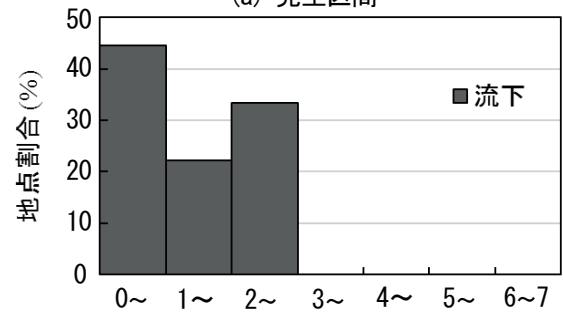


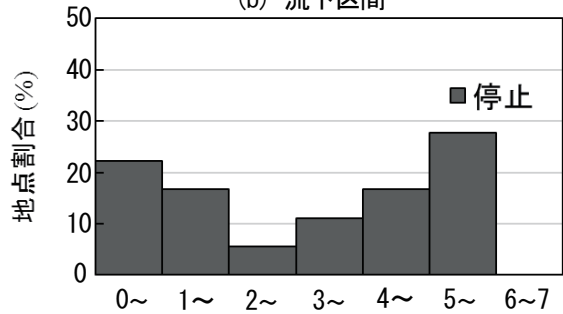
図-5. 流域内の地形 (左) と溪床の変化量 (右)



堆積厚(m)
(a) 発生区間



堆積厚(m)
(b) 流下区間



堆積厚(m)
(c) 停止区間

図-7. 土石流段波の各流動区間における堆積厚分布

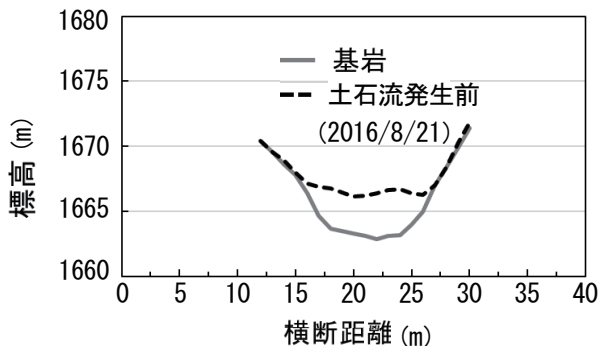


図-8. 発生における横断面

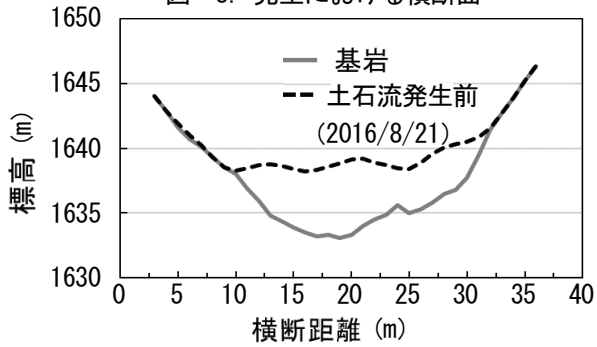


図-10. 停止区間における横断面

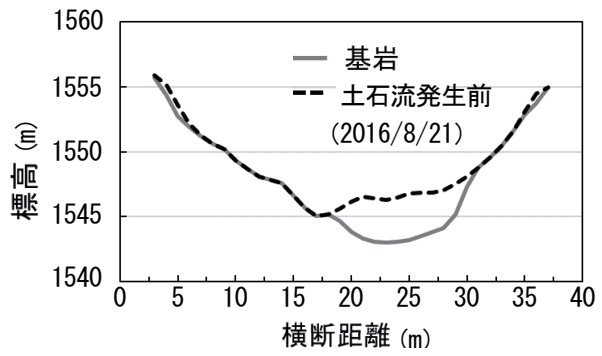
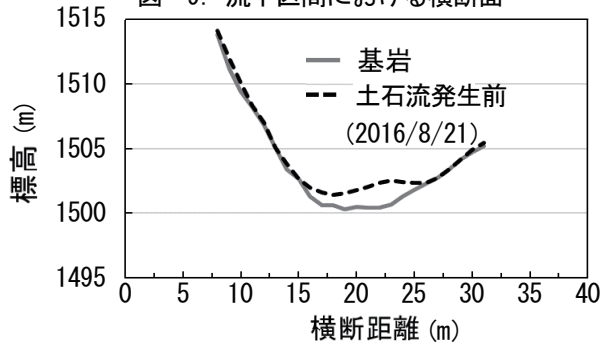


図-9. 流下区間における横断面



横断面 (m)

土石流段波の流れやすさには段波中の砂礫濃度が関係するとされている(2)が、溪床堆積物が厚い地点では図-11 左図のように溪床堆積物内に間隙が多く存在することで、段波に含まれる水分が堆積物に浸透し、段波の砂礫濃度が上昇、流動性が低下したため停止しやすくなったと考えられる。それに対して、流下区間に多くみられる堆積物が薄い地点では図-11 右図のように水分が浸透可能な間隙が限られ、段波中の砂礫濃度の変化が小さいことから、流動性に変化がみられず、そのまま流下したと考えられる。

また、図-10 右図のような堆積物が薄いにもかかわらず停止が多くみられる地点は、上流域全体の溪床勾配が約 29° であるのに対して、下流側の停止区間の溪床勾配が約 24° と緩やかになったために流動性が低下し停止しやすくなったと考えられる。

IV おわりに

大谷崩「一の沢」において、土石流流動の発生・停止が多くみられる地点があることが明らかとなった。

土石流段波の発生は、流域面積の大きい支流との合流直後であり、溪床堆積物の堆積厚が $3\sim 4\text{ m}$ の地点に多くみられた。また、発生区間では 2 m 以上の侵食がみられた。

堆積物の薄い地点では土石流段波は流下を継続した。これは段波中の砂礫濃度に変化が起こりにくいためであると考えられる。

土石流段波の停止は、堆積物の厚い区間と薄い区間のどちらにおいてもみられた。これは厚い区間では堆積物中の間隙の影響、薄い区間では勾配が緩やかにな

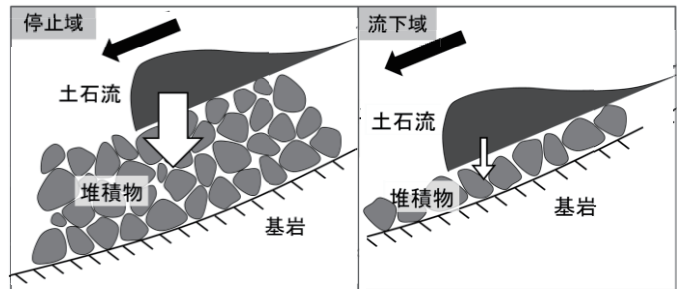


図-11. 溪床堆積物の堆積厚と土石流の関係

った影響であると考えられる。また、上流域において段波の停止に伴い堆積した土砂はその後の段波により侵食され、砂礫のほとんどは 20° 以下となった地点で最終的に堆積した。

謝辞

本研究は科研費(17H02029)の助成を受けたものである。また、航空レーザー測量の成果は国土交通省静岡河川事務所から提供を受けた。ここに付記して感謝いたします。

引用文献

- (1) Imaizumi, F., Sidle, R.C., Tsuchiya, S., Ohsaka, O. (2006) : Hydrogeomorphic processes in a steep debris flow initiation zone, Geophysical Research Letters Vol.33: L10404
- (2) 土屋智・今泉文寿・逢坂興宏 (2009) 荒廃溪流源頭部における土石流の流動形態と石礫の流下状況, 砂防学会誌 Vol.61 (6) :4-10
- (3) 経隆悠・堀田紀文・鈴木拓郎・石川怜志 (2015) 地形条件が土石流の数値シミュレーションに及ぼす影響, 砂防学会誌 Vol.68 (1) :3-12