

荒廃溪流源頭部における土石流段波の流動形態

横田優至(静岡大学大学院総合科学技術研究科)・菊池慧・今泉文寿・逢坂興宏(静大農)

増井健志(東京都産業労働局)・経隆悠(森林総研)・堀田紀文(東大院農生)

早川裕弐(北大地球環境科学研究院)

我が国では梅雨や台風時に土砂災害が多発しており、土砂災害の中でも人的・物的被害が大きくなるものとして土石流がある。土石流の発生・発達域は一般的に急勾配であり、物理メカニズムからは不飽和土石流の存在が推定されるが、現地で観測した報告はほとんどない。しかし、土石流の発生・発達域における飽和・不飽和土石流の発生実態を明らかにしない限り、発生流下予測を適切に行うことはできない。そこで、本研究では土石流段波の波高と飽和帯の厚さの比を観測することで、飽和・不飽和土石流の流下形態を調べた。その結果、土石流段波の発生場所が上流であるほど不飽和土石流段波が発生しやすい傾向がみられた。

キーワード:荒廃溪流源頭部, 土石流, 流動形態

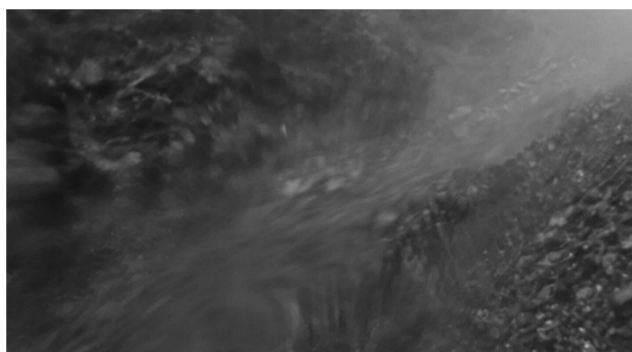
I はじめに

我が国では梅雨や台風時に土砂災害が多発しており、土砂災害の中でも人的・物的被害が大きくなるものとして土石流がある。土石流に伴う災害を軽減するためには、その流下特性を把握し、対策に反映させることが重要である。

土石流は巨礫が先頭部に集中した段波が先行し、その後続を比較的粒形が小さく濃度の低い後続流が流下する石礫型と、石礫をほとんど含まず、粘土・シルト・細砂と水を主体とする泥流型

に分類される(3)。また石礫型には、図-1(a)のように段波上層の間隙が水で満たされ、緩勾配である流送・堆積域を中心に観測される一般的なタイプ(以下、飽和土石流)と、図-1(b)のように段波上層の間隙が水で満たされておらず急勾配である発生・発達域で観測されるタイプ(以下、不飽和土石流)の2種類の流動形態が確認されている(1)。

土石流の現地観測はこれまでに精力的に行われてきているが、土石流発生・発達域へのアクセスの困難さなどから観測が容易に行える流送・停止



(a) 飽和土石流



(b) 不飽和土石流

図-1. 2種類の流動形態

YOKOTA Yushi*, Graduate School of Integrated Science and Technology, Shizuoka University

KIKUCHI Satoru, IMAIZUMI Fumitoshi, OHSAKA Okihito, Faculty of Agriculture, Shizuoka University

MASUI Takeshi, Bureau of Industrial and Labor Affairs Tokyo Metropolitan Government

TSUNETAKA Haruka, Forest Research and Management Organization

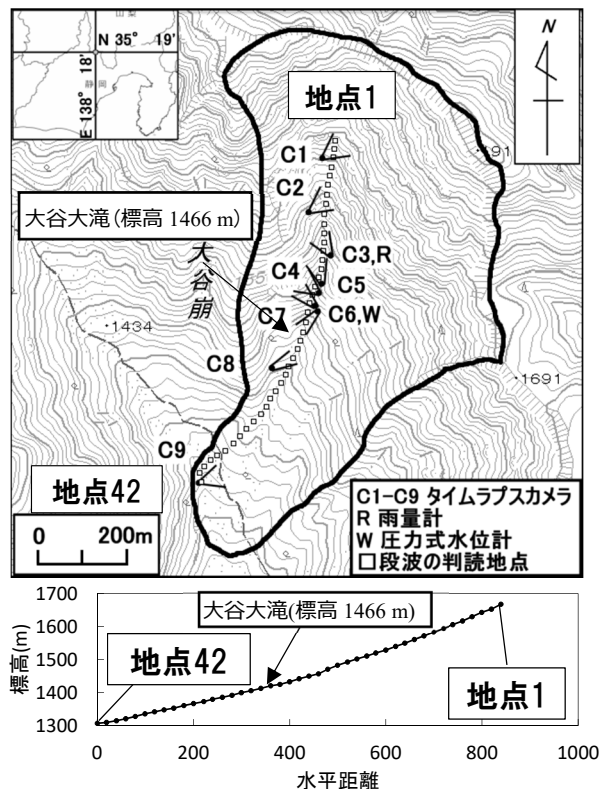
HOTTA Norifumi, Graduate School of Agricultural and Life Sciences / Faculty of Agriculture, The University of Tokyo

HAYAKAWA Yuichi, Faculty of Env. Earth Science, Hokkaido University

Runout characteristics of debris-flow surges in headwater of a steep debris flow torrent

yokota.yushi.17@shizuoka.ac.jp

域での観測が多く、発生・発達域での観測は限られている。しかし、土石流災害を防止するためには、発生・発達過程を含む一連のプロセスを把握することが重要である。そこで、本研究では土石流の発生・発達域での飽和・不飽和土石流の流下特性について調べた。

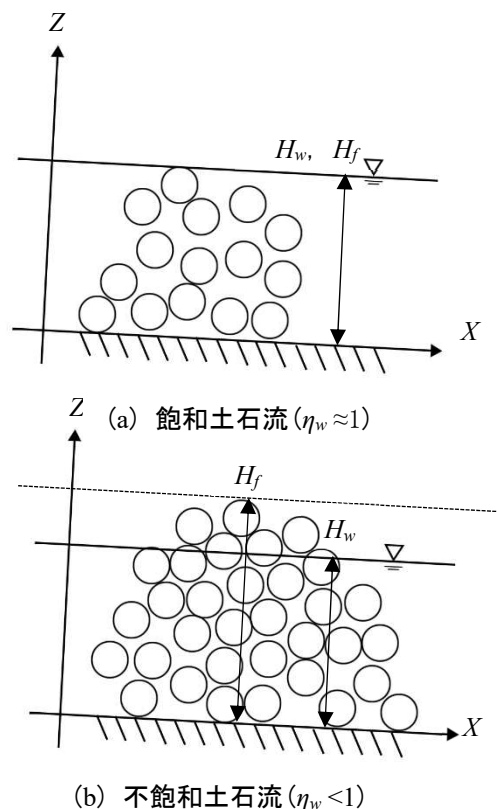


図ー2. 大谷崩「一の沢」地形図と縦断面図

II 方法

1. 調査対象地の観測地概要

静岡県中部を流れる安倍川の最源流域であり、静岡県と山梨県の県境に位置している大谷崩の北東部に位置する「一の沢」で調査を行った(図ー2)。地質は古第三紀層瀬戸川層群で、砂岩、頁岩、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、平均溪床勾配は約 24 度である。「一の沢」は、大谷崩の中で最も砂礫生産が盛んな沢であり、大谷大滝(標高 1466 m)を境に土石流発生・発達域である上流域と、流送・停止域である下流域に分けられる(1)。現在までの現地踏査から大谷崩で発生する土石流のほとんどは「一の沢」上流域を起源としていることが確認されている(2)。冬季の凍結融解により、谷の両側の斜面から砂礫堆積物が生産され、上流域の溪床を覆っている。それが 6 月から 11 月にかけての梅雨や台風による強い降雨により、土石流化して流下



図ー3. 土石流の流動形態の模式図

する。また、下流域には上流域で発生した土石流が堆積し土石流扇状地を形成している。

2. 観測方法

発生・発達域における土石流段波の流動特性を把握するため、「一の沢」上流域に、タイムラプスカメラ、圧力式水位計、雨量計を設置した。これら観測機器の設置地点を図ー2に示す。

タイムラプスカメラは 50 m から 100 m 程度の間隔(C8-C9 間のみ約 300 m)で 1 つまたは 2 つずつ設置し、1 つ設置している地点では 15 秒間隔、2 つ設置している地点では 10 秒間隔で自動撮影を行い、図ー2の地点 1 から地点 42 までの判読地点を通過する段波について、タイミングを記録した。さらに、C6 地点に 10 秒間隔で流路を真横から撮影したカメラ画像から土石流段波の波高(H_f)を画像中のスケールから目視で求めた(精度 5 cm)。

圧力式水位計は W 地点に応用地質製(精度 1 cm)、KELLER 社製(精度 1 cm)の 2 種類を岩盤に埋め込みその上をモルタルで補強、土石流などで紛失しないように設置した。前者は 1 分間隔、後者は 4 秒間隔で水圧を記録し、その記録されたデータから飽和帯の厚さ(H_w)を求めた。また、この

C6 や W 地点は普段基岩が露出した固定床となっており、土砂で埋没することはほぼない。埋没し期間は計測値が H_w と河床位の合計になり、河床位の特定制ができないため、解析は行っていない。

土石流の誘因となる降雨測定は転倒マス型雨量計(1 転倒 0.2 mm)によって行った。データロガーに 1 転倒時の時間を記録し、1 分または 10 分間雨量に換算した。

図-3 は流下する土石流段波を模式的に表したものである。本研究では次式により、 η_w を定義することで流動形態を表現した。

$$\eta_w = H_w / H_f \quad (1)$$

ここに、 H_w : 飽和帯の厚さ、 H_f : 土石流段波の波高である。

図-3(b)のような $\eta_w \approx 1$ の場合、流れの全層にわたり砂礫の隙間が水で満たされているタイプである飽和土石流とし、図-3(a)のような $\eta_w < 1$ の場合、流れの上層において隙間に水が満たされていない不飽和土石流とした。また、タイムラプスカメラによって現地で観測された画像から目視によって飽和・不飽和土石流に分類したデータと、(1) 式によって分類されたデータを比較し、一致していた段波が多かった $\eta_w = 0.95$ を境界として飽和・不飽和土石流を定義した。

Ⅲ 結果と考察

図-4 は 2018 年 8 月 23 日-24 日に W 地点で圧力式水位計の計測値から求めたハイトハイドログラフである。本研究では図-4 の 2 つの期間中に発生し、図-2 の C6 地点を通過した合計 19 個の土石流段波について、それぞれの流動形態を解析した。23 日の 19:00 以降の期間については、夜間であったためタイムラプスカメラによる撮影が行えず、今回の解析からは外している。

図-5 はタイムラプスカメラ(C1-C9)の画像をもとに、2018 年 8 月 23 日 16:00-16:20 に発生した土石流段波が各判読地点を通過したタイミングをまとめたものである。縦軸は最下流にある判読地点 42 からの距離となっており、数値が大きいほど上流から段波が発生したことを表している。さらに、各段波について、発生から停止までの一連の流れを線で示した。

図-5 によれば期間全体を通して上流で不飽和土石流が多く発生していることがわかる。さらに、16:05 頃や、16:11 頃に発生した土石流段波に

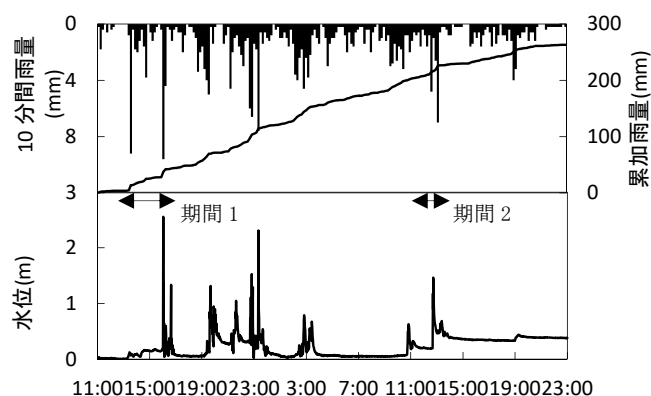


図-4. 2018 年 8 月 23 日-24 日の
ハイトハイドログラフ

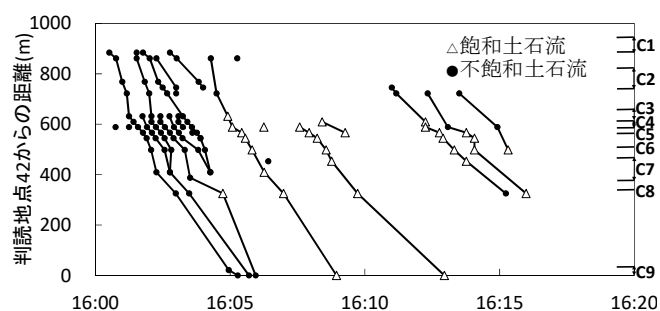
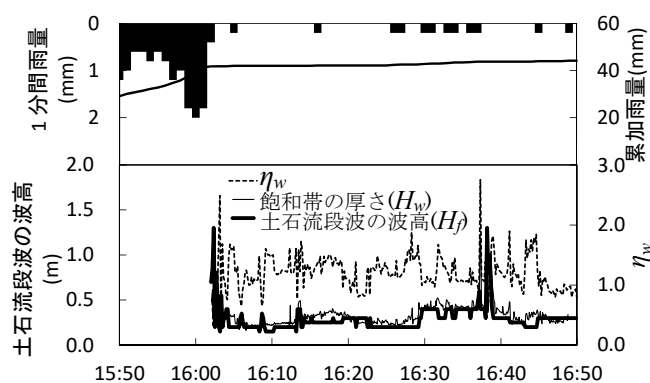
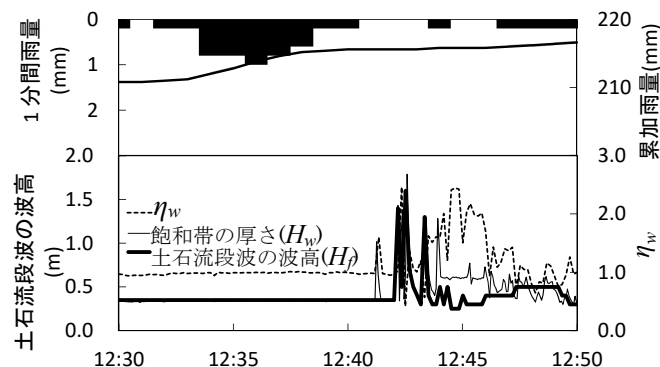


図-5. 2018 年 8 月 23 日 16:00-16:20 の間に
発生した土石流段波の流下タイミング



(a) 期間 1(2018 年 8 月 23 日 15:50-16:50)の
ハイトハイドログラフ



(b) 期間 2(2018 年 8 月 24 日 12:30-12:50)の
ハイトハイドログラフ

図-6. 期間 1, 期間 2 のハイトハイドログラフ

みられるように、発生時は不飽和であるが流下とともに飽和に変化する土石流段波も観測された。このように「一の沢」上流域を流下する土石流段波は段波ごとに流動形態が異なる。

図-6は図-4の2つの期間の詳細なハイトハイドログラフである。上段が土石流発生時の降雨、下段の左軸はタイムラプスカメラにより判読した土石流段波の波高(H_f)と圧力式水位計により計測された飽和帯の厚さ(H_w)であり、右軸は η_w となっている。図-6(a)によれば16:03ごろに不飽和土石流が発生し、その後飽和土石流が多く発生していた。図-6(b)によれば、12:43頃に不飽和土石流が発生し、その後飽和土石流が発生していた。また、図-6(b)の12:42頃の H_w の波形はタイムラプスカメラ画像では確認できず、誤計測だと判断したため解析から除外した。

図-7に土石流段波が発生する直前の10分間雨量と土石流段波の発生場所を対比した。縦軸は図-5と同様である。このグラフによれば、全体では発生直前の10分間雨量が多いほど土石流段波が上流から発生しやすい傾向にある。さらに、飽和土石流は少ない雨量で発生しやすく、不飽和土石流は多い雨量で発生しやすいこともわかる。これは、集水面積が小さい上流では、強い降雨でないと土石流の発生に必要な水が集まらないためだと考えられる。

図-8には土石流段波の発生場所と土石流段波の波高と飽和帯の厚さの比(η_w)を対比した。横軸は図-5の縦軸と同様である。図-8によれば、上流から発生する土石流段波ほど不飽和土石流になりやすい傾向にあることがわかる。これは、図-2にあるように上流ほど溪床勾配が急になるため、飽和する前に堆積物が流下し始めるからだと考えられる。

IV おわりに

本研究ではタイムラプスカメラによる画像データや、圧力式水位計により土石流段波の流動形態を検討した。その結果、発生時は不飽和であるが、流下とともに飽和に変化する土石流段波が確認された。10分間雨量が多いほど土石流段波は上流で発生しやすく、また土石流段波の発生場所が上流になるほど不飽和土石流が発生しやすいことがわかった。今回使用したデータは1つの土石流イベントのみであり、溪床堆積物の量の違いなど

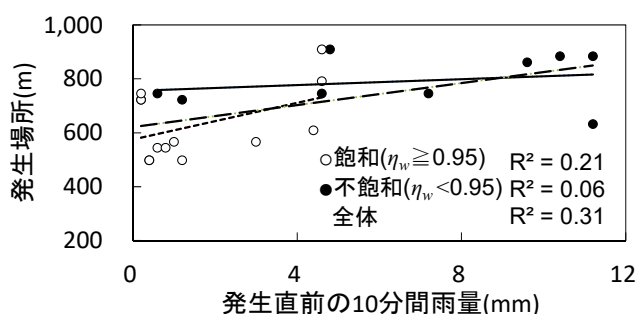


図-7. 土石流段波の発生直前の10分間雨量と発生場所の関係

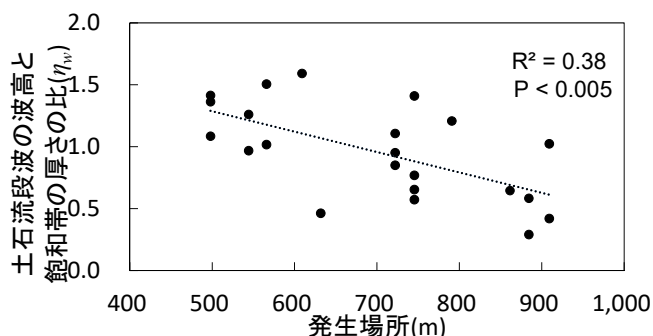


図-8. 土石流段波の発生場所と

土石流段波の波高と飽和帯の厚さの比(η_w)の関係からイベントによって土石流の流動形態も異なる可能性が考えられるため、今後はデータを蓄積することでイベントによる流動形態の違いについても検討していく必要があると考える。

謝辞

本研究では科研費(18H02235, 18K18917, 17H02029)の助成を受けたものである。また、静岡大学農学部森林防災工学研究室の方々には調査の協力や有益な助言などをいただいた。ここに深く感謝申し上げる。

引用文献

- (1)今泉文寿・土屋 智・逢坂興宏 (2003) : 荒廃溪流源頭部の砂礫堆積地で発生する土石流の流動特性, 砂防学会誌, Vol.56, No.2, p.14-22
- (2)今泉文寿 (2005) : 荒廃溪流源頭部における土石流の発生条件と流動特性, 静大農演習林報告, 第29号, p.1-45
- (3)諏訪 浩・奥田節夫・小川恒一 (1984) : 土石流における岩屑の粒度偏析過程 その1 一大径礫の先端集積と動的篩作用による逆級化一, 京都防災研究所年報, 第27号B-1, p.409-423