

41 焼岳上々堀沢における土石流発生条件の検討

鳥取大学 ○西村公志、奥村武信
京都大学防災研究所 諏訪 浩、奥西一夫
建設省松本砂防工事事務所 坂井素夫

1. はじめに

斜面からの崩落土や水流運搬土砂によって形成されている溪床の砂礫層が、強雨などによる急激な水の供給によって流動化する土石流の発生機構については、既に高橋^{1), 2)} によって次のようにモデル化されている。すなわち、浸透流が砂礫層を飽和させたうえに礫層上に表流水を出現させる程の水供給があると、礫層は安定を崩し移動を開始し、これと表流水とが混合して土石流となるというものである。沢田³⁾ からもこの説を支持する観測結果を得ている。しかし、このタイプの土石流の発生過程については現場で十分把握されているとは言えない。一方、典型的な火山性荒廃地である長野県焼岳上々堀沢源流部⁴⁾ や鳥取県大山諸溪流の源頭⁵⁾ では、ごく表層を除き砂礫層が不飽和の状態であっても大流量の表流水が出現し土石流が発生することを推測させる現象が観測されている。

そこで、この現象を確認するために焼岳上々堀沢源頭の土石流発生域の砂礫層内外での水の挙動を詳細に観測するとともに、溪床堆積物の粒度及び砂礫表層の透水特性を調査した。ここでは、既存資料をも併せて解析し、何がこのガリでの溪床堆積物流動化型土石流の発生を支配しているかを考察する。

なお、観測は建設省松本砂防工事事務所と京都大学防災研究所との共同研究として実施している。

2. 調査地の概要

乗鞍火山帯のほぼ中央部に位置する焼岳(2,455m)は安山岩質熔岩からなる小規模な鐘状火山で、急斜面の熔岩円頂丘から東側の中腹から麓にかけては粗鬆な火砕流堆積物や土石流堆積物が厚く堆積する緩斜面となり、大正池を堰き止めている。図-1に示す焼岳東斜面の4つのガリのうち一番北側の上々堀沢が、本研究のフィールドである。この上々堀沢は、1962年の噴火を契機に急速に発達し、下刻と側刻が並行的に激しく進行した結果、その規模を拡大してきたガリで、約2.5kmの流路延長と約0.8km²の流域面積をもつ。噴火直後は土石流の発生頻度が高く、年に十数回もの土石流が発生していたが、1979年の大規模な土砂流出の後、土石流の発生頻度は低下してきた⁴⁾。

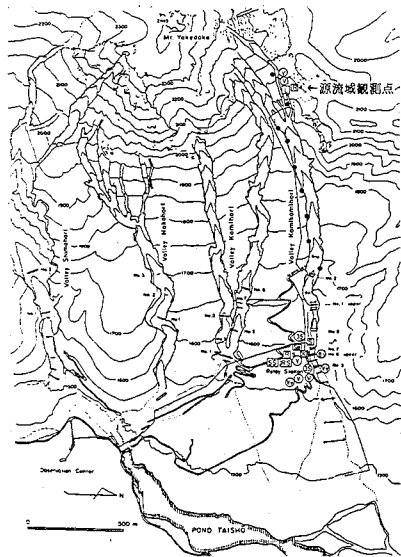


図-1 観測点位置図

R:雨量計、L:地下水位計

3. 土石流発生と溪床堆積礫層中の浸透流量および表流量

上々堀沢の土石流発生点付近の溪床は、透水性の高い礫層で構成されているので、ガリ底に通常は流水がみられない。いくぶん大きな降雨があつて局所的に表流水が発生しても、これらはおおむね鉛直浸透する。降雨は砂礫層中を不飽和浸透してゆき、浅層に地下水面を形成することは非常にまれである。そこで、浸透流の動きの一端を推測するために、図-1 L地点において砂礫層表層から-1.2mまでに形成される浸透水飽和域の上面深さを観測する以外に、溪床下1.1mに遮水シートを埋設し強制的に宙水を作り、その厚さをシートの中央部と下流端部(観測井No.1、No.2)で観測した。これらの水位観測には、ステップ間隔5cmのステップ式水位計⁶⁾を用いた。

筆者らが観測した1990年5月28日~1991年10月18日の期間には、1990年9月15日に小規模な土石流が2波に分かれて発生している。この時の砂礫層内外における人工宙水の厚さ、浸透水飽和域の深さ(観測井No.3)および計算表流量にハイトグラフを併せ示したのが図-2である。表流量は、溪床浸透水位観測点ごく近傍の溪岸部で観測した降雨データを根拠に、1976~1979年の流出解析の結果求められたパラメータ⁶⁾を使ってキネマティックウェーブ法を用いて推算した。

土石流の発生時点を矢印(↓)で示すが、土石流第1波が発生した時、表流量が最大値を示しており、この時の宙水の厚さは15cmである。土石流第2波の発生時刻における宙水の厚さ及び計算表流量は、それぞれ25cm、 $0.11\text{m}^3/\text{s}$ である。この観測結果は、溪床堆積物のごく表層を除き砂礫層が不飽和な状態であっても表流水があれば土石流が発生していることを示唆している。

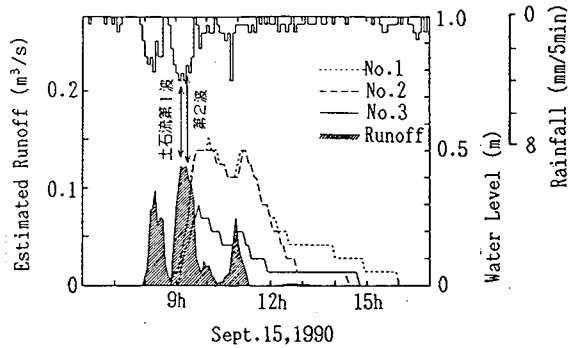


図-2 土石流発生時の砂礫層内外での水の挙動

図-3に1990年8月17日、1991年7月1日の観測結果を示す。前者の場合、図-3に示した土石流第1波発生時の計算表流量を越える $0.16\text{m}^3/\text{s}$ が計算されている。この降雨に際して土石流が発

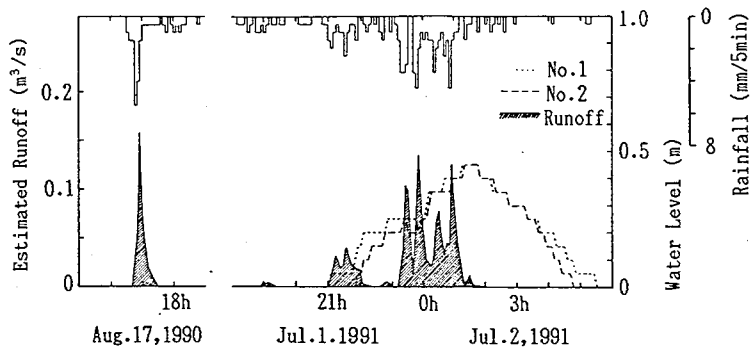


図-3 上々堀沢での宙水水位および浸透水位の観測

生しなかったのは、宙水が現れるほどの浸透水がなかったからであると考えている。また、後者の場合は90年9月15日の土石流第1波発生時の推算表流量および浸透流量をいずれも上回る値が計算されているにもかかわらず、この降雨に対して土石流が発生していない。おそらく、溪床の堆積条件の変化していることが関係していると考えられる。

し地点における宙水水位の観測は1987年から実施されているが、それらのデータと併せて、土石流発生の有無と表面流量、宙水水位の関係をまとめたものが図-4である。土石流発生例(●)については土石流発生時刻での計算表流量と宙水水位を示し、土石流不発生のもの(○)については計算表流量のピーク流量とその時刻の宙水水位を示す。土石流が発生するには、表面流量が大きいただけでは不十分であり、同時に溪床砂礫層内に一定以上の浸透水が補給されていることが必要であることを、この図は示している。

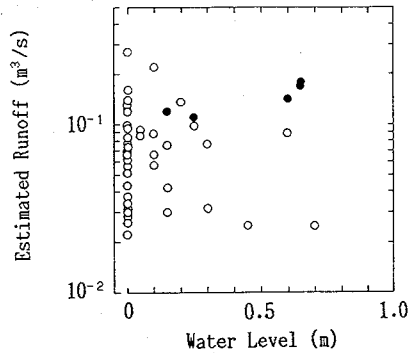


図-4 表流量、人工宙水と土石流発生

この図のように表面流量と宙水水位を併せ表示することによって、土石流の発生・不発生判定のためのより確かな領域分離が可能となるだろう。

強雨による土石流の発生は実際には、溪床堆積物中の水流すなわち浸透流量と堆積層表面を流れる水量に支配されている。これらを指標にして土石流発生を予測する試みが行われてこなかったのは、その値そのものを的確に観測・評価できないか出来ても非常に難しいからである。ここに述べたような表面流量の計算や宙水水位の観測は試験地では可能である。このような方法で、浸透流量と表面流量を正確でなくとも指標的に評価することができよう。土石流発生の問題を解明するうえでこの種の調査が必要でないかと考える。

4. 溪床堆積物表層の特性

土石流発生に関する長期間のデータを表流量を根拠に議論することの有効性が低い原因の一つに、溪床堆積物の構成や表層の透水係数が経年的・季節的に変化があり、これらの影響により上々堀沢においては土石流は7月末までは発生し難いのに対し、梅雨明け以降は発生し易い傾向がある⁴⁾。

溪床の表層堆積物の特性は、降水及び斜面からの流水の浸透に直接影響するから、土石流発生条件を検討する上で重要である。溪岸から供給された新規堆積物の充填状態が季節的に変化したり、出水を経ることにより堆積構造に変化が生じ、溪床堆積物表層の透水係数が変動していることが考えられる。

そこで、上記の観測を実施した支谷内3地点において、1990年6、7、10月、1991年6、9、10月に堆積表層の透水係数を調べるための原位置透水試験を行った。ここで実施した試験は、面積が約30cm×約50cmの矩形の浅池に水深約3cmの湛水を維持するために補給しなければならない水量を測定することから、水が概ね鉛直に浸透する場合の透水係数を求める⁷⁾ものである。

これらの透水試験の度に測定池底から土砂を採取し、粒径2mm以下の構成物について粒度特性を分析した。2mm以下の粒径成分に限ったのは、透水係数との関係を検討することを目的としたからである。

原位置透水試験は1987年から実施されているが、それらのデータと併せて深さ10cmでの透水係数の季節的変化をプロットしたのが図-5である。図-5によると、3地点の透水係数は三者三様の経年

的・季節的変化様相を示し、総合的に結論めいたことは言えない。ただ上流点 (△) の透水係数の変動は溪床堆積層表面に起こっている次のような季節的な変化を示唆している。すなわち、初夏の時期まで岩盤節理内での水の凍結・融解が繰り返される谷壁から崩落し残雪層を覆って堆積する土石は、空疎な堆積構造を呈する。そのため浸透能が非常に大きい。しかしその後、土石流の発生には至らない程度の出水の度に、粗大な空隙が細粒材料で埋められ、次第に緻密な構造に変化する。そのため、浸透能が低下していく結果、上々堀沢においては梅雨明け以降は同じ降雨に対して表面流が発生し易く流発土石生の機会が増える。

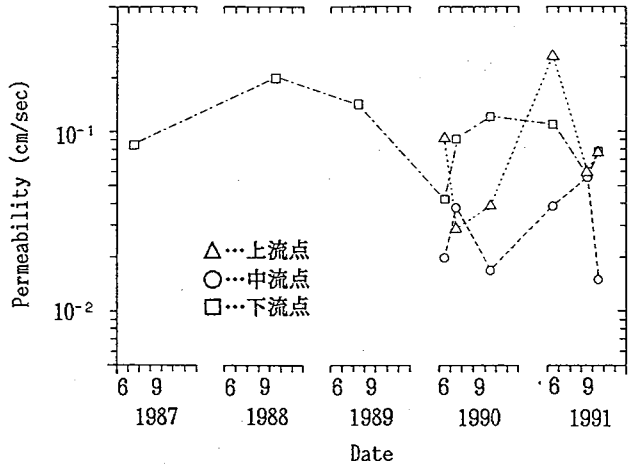


図-5 原位置透水試験で求めた透水試験の変化

溪床堆積土層の透水係数と粒度特性値の間にはある程度の規則性が存在すると考えられる。中央粒径、74 μm以下の粒子の重量百分率と標準偏差と透水係数の関係を、図-6~8に示す。

中央粒径が大きく細粒材料が少ないと、透水係数が大きい。とくに74 μm以下のシルト・粘土のような微細成分の含有率が大きいと、透水係数は小さくなる傾向がある。中央粒径が同じであっても標準偏差が小さいことは、岩屑の粒径についての淘汰が進んだ状態を示す。淘汰が進めば空隙率が大きい状態になるので、透水係数が大きくなる

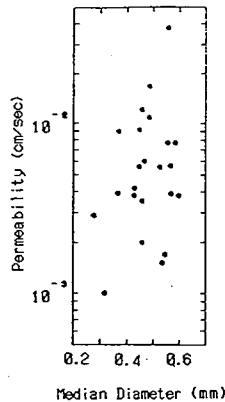


図-6 堆積土砂の中央粒径と透水係数の関係

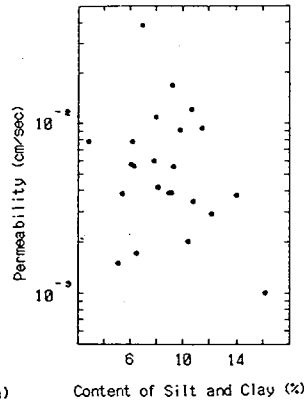


図-7 粒径74 μm以下の岩屑の重量含有率と透水係数の関係

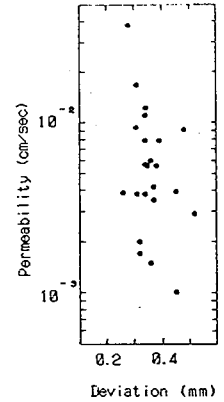


図-8 標準偏差と透水係数の関係

ことが予想される。図-8は両者にこのような関係があることを示す。また、溪床堆積土層の透水係数と粒度特性値の間にはある程度の規則性が存在しているものの、空間的にはかなりのバラツキも認められるので、今後さらに検討を深めるため、測点数を増やして調査をおこなう必要があると考える。

参考文献

- 1) 高橋 保：京大防災研年報 20B-2(1977) 、2) 高橋 保ほか：京大防災研年報 33B-2(1990)、3) 芦田和男・沢田豊明：京大防災研年報 32B-2(1989) 、4) 諏訪 浩ほか：京大防災研年報 32B-1(1989) 、5) 奥村武信ほか：砂防学会研究発表会概要集(1991)、6) 奥田節夫ほか：京大防災研年報 19B-1(1976)、7) 福岡正巳編：地下水ハンドブック(1979)