

論文

土石流の発生に関わる溪床堆積物と降雨条件についての検討

今泉 文寿*・土屋 智**・逢坂 興宏**

Rainfall threshold for initiation of debris flow associated with changes in accumulated debris

Fumitoshi IMAIZUMI*, Satoshi TSUCHIYA**, Okihiro OHSAKA**

Abstract

The occurrence of debris flow is generally known to be caused by the heavy rainfall. However, there is a possibility that prime factors, such as the debris deposits in the channel, also influence the occurrence of debris flow. The aim of this paper is to evaluate the influence of the prime factors on the rainfall threshold. In 1998, debris-flow observation system was installed in Ichinosawa upper catchment of Ohya collapse, the initiation area of debris flow. Field researches show that the occurrence of debris flows cause changes in the quality and the quantity of debris deposits and the rain-runoff process of the catchment. Rainfall threshold were estimated by threat score. There was no significant difference between the threshold before and after the first debris flow of the year. Threat score can be useful to evaluate the influence of the prime factors.

キーワード：土石流, 土石流観測, 素因, 降雨条件, スレットスコア, 大谷崩

Key words : debris flow, debris flow observation, prime factor, rainfall threshold, threat score, Ohya collapse

1. はじめに

避難・警戒などソフト面での土石流対策を講じるときには、土石流の発生場の条件（素因）と降雨条件（誘因）の変化を考慮し的確な土石流の発生予測を行う必要がある。

土石流の発生予測に関しては、一般に過去の土石流の発生時における雨量をもとに設定した閾値を超えるか否かにより判断するものが多い（藤井ら, 1994 ; Jakob et al., 2000 ; Deganutti et al., 2000 ; Marchi et al., 2002）。これらの研究では

* 岐阜大学大学院連合農学研究科
The United Graduate School of Agricultural Science, Gifu University

** 静岡大学農学部
Faculty of Agriculture, Shizuoka University

本論文に対する討論は平成16年11月末日まで受け付ける。

土石流の発生場の状況よりも主に降雨条件を用いて土石流の発生予測を行っている。一方、活動火山を含む流域では、土石流の素因と考えられる流域の水文・侵食環境に変化が生ずること（西田ら、1996；地頭藪ら、1996，1997；山越・諏訪，1998）が報告され、さらには発生場の条件変化が土石流発生時の降雨条件に影響すること（地頭藪・下川，1991；寺本ら，2002）が報告されている。このように、土石流の発生場において、条件変化を伴うような場合には、それらの変化を十分に考慮し土石流の発生予測を行う必要があると考えられる。

土石流の発生場の条件（素因）の変化が土石流の発生に及ぼす影響を明らかにするためには、まず素因の実態、具体的には土石流材料の蓄積状況や流域の水文過程などを明らかにする必要があり、それらの変化が土石流の発生にどのように関わっているのかを把握する必要がある。しかしながら、土石流発生時の素因の変化が土石流の発生に及ぼす影響を定量的に評価した研究事例は少ない。これは、ひとつには発生場における土石流の実態を明らかにする観測資料が不足しており、土石流の発生過程が十分に解明されていないことがあげられよう。

著者らは土石流発生場における土石流の発生・発達過程を明らかにするため、1998年4月から大谷崩の「一の沢」上流域において現地観測を行っている（今泉ら，2002）。現在までの観測結果から、「一の沢」上流域では経験的に累加雨量30mm以上で10分間雨量5mmを超える降雨があったときに土石流が発生することが明らかになっている（今泉ら，2002）。しかしながら「一の沢」上流域では、土石流発生に伴い溪床堆積物の蓄積状況が大きく変化するため、次の土石流を発生させる降雨条件に影響を及ぼす可能性がある。このようなことから、発生場における素因の変化が土石流発生時の降雨条件に及ぼす影響について、統計的な手法であるスレットスコアを適用することで、数量的な検討を試みることにした。

本研究はまず、土石流発生溪流の源頭部である「一の沢」上流域において、溪床堆積物の蓄積状況

を写真撮影と現地踏査によって把握するとともに降雨に対する出水の応答を現地観測し、土石流発生時の素因の実態把握を行った。さらにスレットスコアを用いることにより、溪床堆積物の蓄積状況が土石流発生時の誘因である降雨条件にどのように影響するかを検討した。なお、本研究における土石流は溪床堆積物あるいはそれに隣接する崖錐が流動化して発生するものを対象としている。

2. 調査研究対象地

調査地である大谷崩（土，1992；土屋，2000）は、静岡県中部を流れる安倍川の水源地帯にある大規模崩壊地である（図1）。水平面積約1.8km²、比高差約800mを有し、その崩壊土砂量は約1億2000万m³と推定される。大谷崩の地質は第三紀の砂岩と頁岩からなっており、構造運動による断層・褶曲によって破碎が著しい。不規則な割れ目や剥離に富んでおり、全体が極めて脆い地盤となっている。

調査対象地は大谷崩の北側中央部に位置し、域

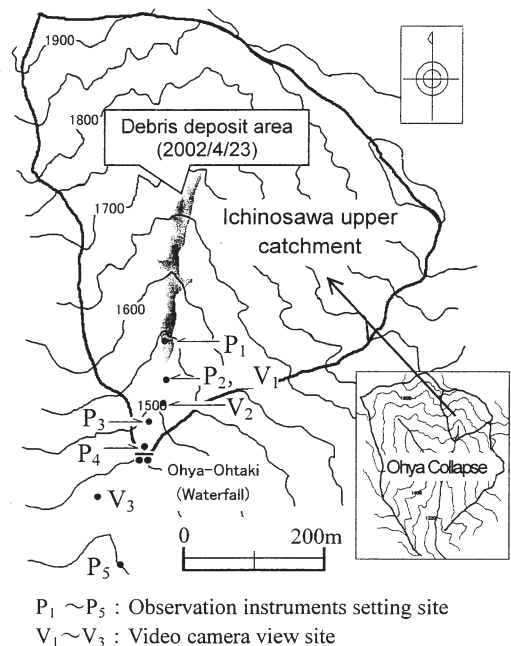


Fig.1 Topographic map of the Ichinosawa upper catchment

内で最も砂礫の生産の活発な「一の沢」上流域である。1998年から5年間にわたる現地踏査の結果、大谷崩で発生する土石流のほとんどが「一の沢」上流域を起源としていることが確認された。流域内の最高地点は1900 m、流路延長は約650 m、流域面積は0.22 km²である。流域内には植生がほとんど存在せず、破碎された岩盤が露出している。右岸側は砂岩と頁岩の互層地帯であり、起伏の激しい急斜面をなしている。一方、左岸側は一様な節理および割れ目の発達した頁岩地帯であり、尾根と谷の発達した斜面である。平均傾斜は右岸側が40°~50°、左岸側が40°~45°である。

「一の沢」上流域では冬季(1月~4月)に数mの厚さの積雪が溪床で確認されることがあり、翌年の5月下旬~6月上旬まで溪床堆積物中において残雪が確認されることがある。他の溪流では土石流の発生が融雪の影響を受けている事例が報告されているが(花岡, 2000), 「一の沢」上流域では土石流の発生が確認されるのは6月中旬から11月上旬にかけてであり、土石流の発生に対する直接的な雪の影響は存在しないと考えられる。

2.1 溪床堆積物の蓄積状況

「一の沢」上流域の溪床には砂礫が数mの厚さで堆積する区域(以後、堆積域とする)が存在し、豪雨時にはそこに堆積する砂礫が流動化して土石流を形成する(今泉ら, 2002)。「一の沢」上流域における堆積域の分布の経時変化を明らかにするため、1999年8月から流域全体を見渡せる地点において定期的に写真撮影を行った。撮影された写真から堆積域を特定し、地形図にその分布域を落とした。また、写真からは陰のため分布域を確認できない部分があるので、そのような場所は現地踏査によって分布域を把握した。図1には debris deposit area として2002年4月23日における堆積域を示す。定期撮影の結果、1年間のうち春先に堆積域が最も広く分布し、その後土石流が発生するごとに分布域が縮小する傾向がみられた。このことから、溪床に堆積する砂礫の多くは冬季の凍結融解により山腹から供給されること、さらには供給された砂礫は土石流の発生によって

流出することがわかる。

土石流の発生によって生じた砂礫蓄積状況の変化の代表例として、2002年7月10日に発生した土石流の発生前後における溪床の様子を写真1、2に示す。写真1は土石流発生前の2002年7月4日に、写真2は土石流発生後の2002年7月12日に撮影されたものである。このとき土石流により溪床堆積物が流出し、堆積域の流路方向の長さ



Photo 1 View of debris streambed at site P₁ before the debris flow on July 4, 2002



Photo 2 View of debris streambed at site P₁ after the debris flow on July 12, 2002

が約 120 m 減少した。写真 1 と写真 2 を比較すると、土石流の発生により堆積物の厚さが薄くなっていることがわかる。このように、土石流の発生時には蓄積量の減少が確認される。さらに、写真 1 と写真 2 を比較すると、堆積物表層の砂礫が粗粒化する様子がみうけられる。このように、土石流の発生時には溪床堆積物の質的な変化も確認される。土石流の流下前に溪床で確認された大径礫（1 m 以上程度）が、土石流の流下後も同一地点で確認されることがある。このことから、堆積物の粗粒化は土石流による粒子の選択流下による可能性がある。

土石流の発生前後の溪床の写真を対比させると、堆積域全体の蓄積状況が変化する場合と堆積域の一部分の蓄積状況が変化する場合の両方がみられる。その一方で、土石流発生のきっかけとなる砂礫の集積的な移動の開始位置は写真の比較では特定することができない。そのため土石流の詳細な発生位置は、現在のところ特定できていない。

2.2 「一の沢」上流域における降雨流出特性

土石流の発生、つまり砂礫の集積的な移動を引き起こす直接的な要因は、堆積層内の水位変動（高橋，1977）あるいは表面流による侵食（諏訪ら，1989）であり、流域内の降雨流出特性が関係している。また、流域における降雨流出特性は土石流発生の判定手段のひとつとして考えられており（水山ら，2002），土石流の発生予測手法を確立する上で極めて重要である。その一方で、先に述べた溪床堆積物の蓄積状況の変化は、流域の降雨流出特性を変化させる可能性がある。そこで土石流発生域である「一の沢」上流域において、土石流の非発生時を対象として降雨とそれに伴う流出の観測を行い、流域の降雨流出特性の把握を試みるとともに、溪床堆積物の蓄積状況の変化が降雨流出特性に及ぼす影響を検討した。

（1）観測方法

「一の沢」上流域に静電容量式水位計、水圧センサー、雨量計を設置して現地観測を行った。また、ビデオカメラを設置し、土石流の発生の確認を行った（今泉ら，2002）。これら観測機器の設

置地点を図 1 に示す。図 1 中の $P_1 \sim P_5$ はセンサー類および雨量計の設置地点、 $V_1 \sim V_3$ はビデオカメラの設置地点を示す。

静電容量式水位計（Unidata 製 6521 J，精度 1 mm）は溪床からの水位の計測を目的として図 1 の P_2 地点に設置した。測定間隔は 1 分とし、データロガーに自記記録した。

水圧センサー（半導体圧力センサー，コパル電子製 PS 7，精度 3%）は水圧の計測を目的とし観測地点 $P_1 \sim P_4$ に設置した。センサー本体は、溪床の岩盤を掘削しモルタルで固定した。設置にあたっては静水圧以上の圧力がかからないよう、周辺部を石礫により保護した。測定間隔は 1 分とし、データロガーに自記記録した。本観測は土石流の非発生時における降雨流出過程を検討対象としており、土石流発生時については検討を必要としない。そこで、水の密度がおおよそ 1.0 g/cm^3 であると考え、その値を用いて、測定した圧力を水位に変換した。

静電容量式水位計あるいは水圧センサーによって計測される水位をもとに、土石流の非発生時を対象として流量を算出した。これには、現地での横断測量と水位計測によって得られる流水断面積に、流速を乗じることによって流量を求めた。流速は Manning 式を用いて算出し、現地の溪床状態（自然状態の礫河床）を考慮して 0.05 とした。

降雨の測定は転倒マス型雨量計（1 回転倒 0.5 mm）によって行った。対象流域は流域面積が小さいため、降雨一流出のタイムスケールは短い。そこで測定間隔を 1 分とし、データロガーに自記記録した。ただし、1 分間雨量はほとんどの場合 0~1.0 mm であるため、そのままでは降雨強度の変化を追跡することが困難である。さらに 1 分という短期間での雨量は流域全体での平均雨量の推定においてノイズとなる可能性がある。そこで以下の解析では、ある時間の前後 5 分間（計 10 分間）における 1 分間雨量の合計値を 10 分間雨量として用いた。このように設定した雨量と、1 分間雨量の元データを比較した結果、両者のピークの出現時刻はほぼ一致していた。雨量計は 1998 年 4 月から 2001 年 6 月まで観測地点 P_5 に設置

していたが、雨量をより正確に把握するため、2001年6月に流域内の観測地点P₂に移設した。流域は標高差が大きいが流域面積が0.22 km²と小さく、地形的には微地形が複雑であるものの全体的には単純であるため(図1)、本研究では計測される雨量が空間代表性を有すると仮定する。また、無降雨時間が3時間続いた場合に、その前後の降雨を別の降雨イベントとして分離した。

ビデオカメラは土石流の発生の確認を目的として設置した(今泉ら, 2002)。撮影の形式はインターバル撮影であり、5分インターバルで0.75秒撮影とした。2001年4月からは、土石流の流下状況をより詳細に把握するため、インターバルを3分に短縮した。

本研究は1998年4月から2002年10月までの期間において観測されたデータを対象として解析を行った。降雨流出過程に関するほとんどのデータが融雪後のものであり、本観測に対する溪床堆積物中の残雪の影響は無視できると考えられる。

(2) 降雨時の水位変動

降雨時における流域内の水位変動の代表例として、2002年5月17, 18日の降雨で観測地点P₁およびP₃において水圧センサーで計測された水位変動を図2(a)に示す。図中の雨量は、前述した1分間隔の雨量ではなく10分間隔の雨量である。これに示すように17日15時39分に10分間雨量2mmの降雨ピークが観測された。それに伴い、観測地点P₁では水位ピークが17時00分に、観測地点P₃では17時05分に観測された。このとき、降雨ピークと水位ピークのタイムラグは観測地点P₁で81分、観測地点P₃で86分であった。また観測地点P₁, P₃の両地点間での水位ピークの時間差は5分であった。次の18日の午前5時周辺に再び降雨ピークが観測され、それに伴い観測地点P₁, P₃で水位ピークが観測された。両地点間の時間差は6分であった。

観測地点P₁およびP₂において水圧センサーで計測された2002年6月11日の降雨による水位変動を図2(b)に示す。これによると、17時36分に降雨ピークが観測され、それに伴い観測地点P₁, P₂の両地点において水位ピークが確認された。

水位の変動は下流側に位置する観測地点P₂のほうが早く確認された。その原因として水圧センサーの設置位置、さらには溪床の横断形状による影響が考えられる。水位ピークの出現時刻に注目すると、2地点間のタイムラグは1分であった。

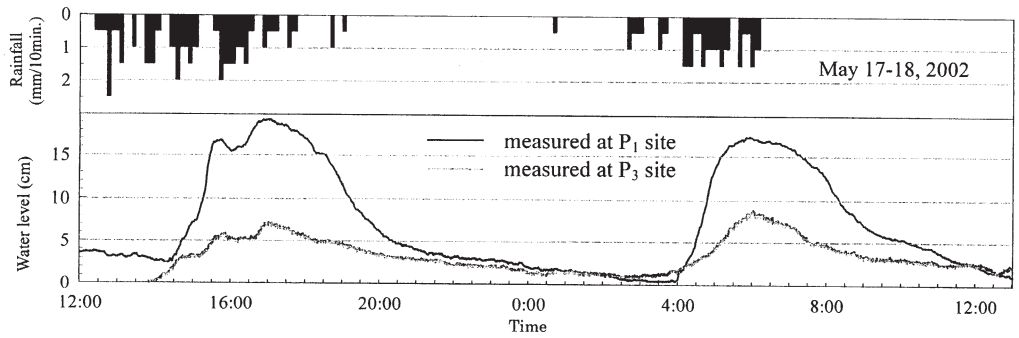
複数の地点(P₁~P₄)で水位観測を行った結果、水位観測地点間の水位ピークの時間差はいずれも10分以内であり、降雨—水位ピークのタイムスケールと比較すると、地点間の水位ピークの時間差は無視できるほど小さいといえる。

(3) 降雨ピークと水位ピークのタイムラグの検討

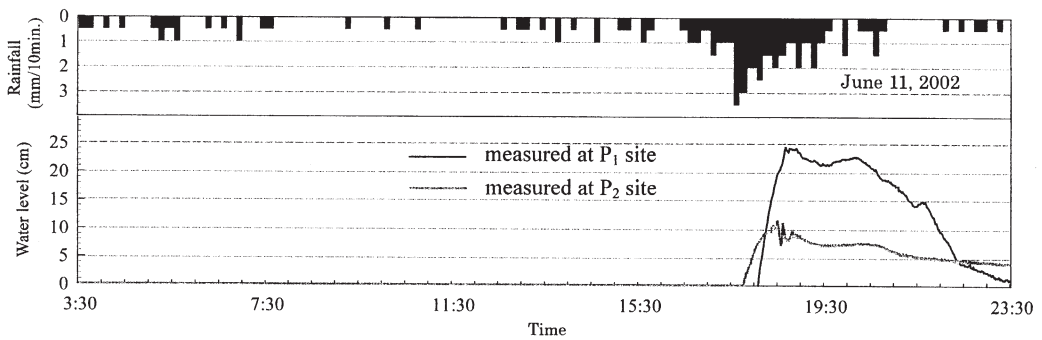
通常の出水時における降雨ピークと水位ピークのタイムラグを、降雨ピークの大きさ(その降雨における最大10分間雨量)と対比させたものを図3に示す。図3では、土石流の素因である溪床堆積物の蓄積状況が降雨流出特性に及ぼす影響をみるため、凍結融解による砂礫の供給が終了する同年4月1日から、対象とする出水までに土石流の発生があるかないかを分けてプロットした。

図3によると、降雨ピークと水位ピークのタイムラグは土石流の履歴を考慮しなければ13~102分であり、出水によってタイムラグに大きな差異がみられる。また、水位観測地点間で比較した場合、プロットの分布域に大きな違いがみられず、降雨ピークと水位ピークのタイムラグに大きな差異が存在しないことがわかる。このことは、図2に示すように水位観測地点間の水位ピークの時間差がいずれも10分以内であることと対応している。土石流の履歴の有無に着目すると、同程度の降雨強度であれば、履歴がない場合のほうが、履歴がある場合と比べてタイムラグは大きい結果となった。これは、土石流の発生・流下によって、流域の降雨流出特性に変化が生ずることを示していると判断される。

降雨ピークと水位ピークのタイムラグと、ピーク流量を対比させたものを図4に示す。図3と同様に履歴の有無を区分してプロットした。これにみるように、同程度の流量で比較した場合、履歴のない場合のほうが履歴のある場合と比べてタイムラグが長く、降雨強度で検討した結果(図3)



(a) 2002年5月17日～18日 (May 17 to 18, 2002)



(b) 2002年6月11日 (June 11, 2002)

Fig.2 Changes in measured water levels at two sites
(a) May 17 to 18, 2002 (b) June 11, 2002

と同様の傾向がみられた。

土石流の発生に伴う降雨流出特性の変化は、土石流の履歴の影響を受けることを考慮すると、主に堆積域において起きていることが推定される。土石流の履歴が降雨流出特性に影響を及ぼす原因として、前節で述べた土石流の発生に伴う溪床堆積物の粗粒化が考えられる。現地踏査の結果、「一の沢」上流域のP₁地点より上流側では地表流の発生がほとんどみられず、主に溪床堆積物を伏流することが確認されている。Bovis and Dagg (1988) は、溪床堆積物が出水によって粗粒化されると斜面の崩積土と比べ透水係数が高くなることを示している。「一の沢」上流域において、その年で最初の土石流が発生する前の溪床堆積物は、冬季の凍結融解によって供給された砂礫が出水の

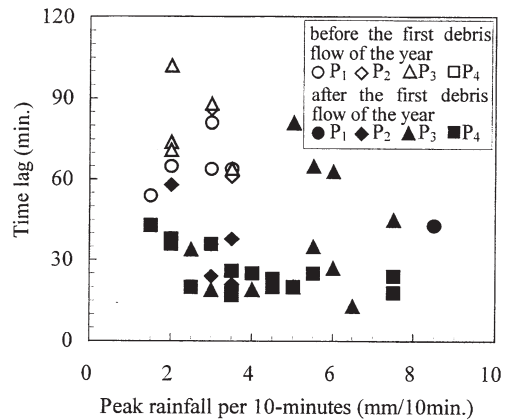


Fig.3 Comparison of the Peak rainfall per 10-minutes and the time lag between the peak discharge and rainfall intensity

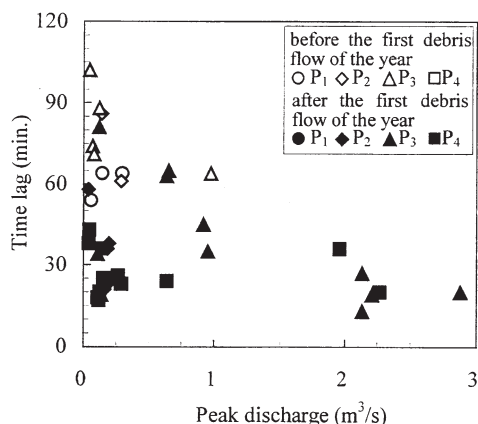


Fig.4 Comparison of the peak discharge and the time lag between the peak discharge and rainfall intensity

影響をほとんど受けていない状態であり、土石流の発生に伴う粗粒化によって溪床堆積物の透水性が高まり、その結果タイムラグが短くなったことが考えられる。

また現地踏査および現地観測の結果、観測地点 P₁ から P₂ までの区間では、溪床堆積物が数 m の厚さで堆積する時期には表面流が確認されることはほとんどないが、土石流の発生により堆積物が流失すると通常の出で表面流が発生することが確認された。その原因として、堆積物の厚さが薄くなることにより堆積物全層の飽和が容易になったことが考えられる。このことから、土石流の流下に伴う溪床堆積物の量的な変化も降雨流出特性を変化させている原因のひとつであることが示唆される。

3. 土石流発生の誘因となる降雨条件

素因の変化が土石流発生に及ぼす影響の有無を評価するための有効な手段のひとつとして、素因の変化に伴った土石流発生の降雨条件の変化を評価する方法が考えられる。地頭藪・下川 (1991) あるいは寺本ら (2002) は火山活動域で発生する土石流について、火山活動の盛衰とともに土石流発生に関する降雨条件が変化することを明らかにしている。「一の沢」上流域においては、土石流の

発生とともに溪床堆積物の量的・質的な変化および降雨流出特性の変化が確認されるため、それに伴い土石流を引き起こす降雨条件に影響を及ぼす可能性が考えられる。そこで本研究では、溪床堆積物の量的・質的な変化、降雨流出特性の変化のすべてと関係のある「土石流の履歴の有無」を素因の変化を表す指標として用い、それが降雨条件に及ぼす影響を検討した。

3.1 散布図による降雨条件の設定

土石流の誘因である降雨条件を決定する方法は、現在までに様々なものが提案されている。代表的なものに 10 分間雨量をはじめとする短時間の降雨強度を用いる方法 (地頭藪・下川, 1991; 池田ら, 1998), 降雨の継続時間と降雨強度を対比させる方法 (Johnson and Sitar, 1990; Wilson and Wiczorek, 1995; Jakob et al., 2000; Marchi et al., 2002) などがある。「一の沢」上流域では、降雨強度と降雨開始からの累加雨量を対比させる方法 (春山ら, 1984; 寺本ら, 1996; Deganutti et al., 2000) によって土石流の発生と非発生を明確に区別することができる。その例として、10 分間雨量の最大値と降雨開始時から最大値を記録するまでの累加雨量を対比させたものを図 5 に示す。図 5 のプロットは土石流の発生時と非発生時を区別し、また素因の変化が降雨条件に及ぼす影響を評価するために、その年に土石流の履歴がある場合とない場合を区別した。図 5 によると累加雨量 50 mm, 10 分間雨量 5 mm (図 5 中の点線) の周辺に土石流発生の降雨条件を設定することによって土石流の発生と非発生を良好に区別できることがわかる。土石流の履歴がある場合、ない場合のそれぞれの降雨条件に注目すると、両者の違いは明確ではない。また、土石流の履歴がない場合は設定した降雨条件で土石流の発生と非発生を明確に区別可能であるのに対し、土石流の履歴がある場合は土石流の発生と非発生の分布域に重なりがみられる。次に時間雨量の最大値と降雨開始時から最大値を記録するまでの累加雨量を対比させたものを図 6 に示す。図 6 は図 5 と同様に土石流の発生・非発生および履歴の有

無を区別してプロットした。図6によると履歴の有無に関わらず、累加雨量 50 mm、時間雨量 15 mm (図6中の点線)の周辺に土石流発生の降雨条件を設定することによって土石流の発生と非発生を良好に区別できることがわかる。また、図6と同様に土石流の履歴がある場合は土石流の発生と非発生の分布域に重なりがみられる。

このように散布図に任意に線を引く方法で素因の変化が降雨条件に及ぼす影響の概要を把握することができる。しかしながら条件の設定に主観が

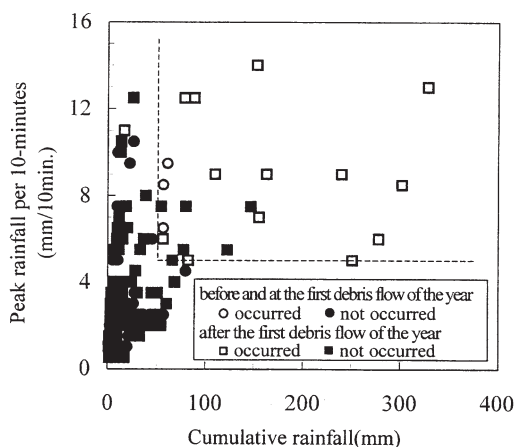


Fig.5 Comparison of peak rainfall per 10-minutes and cumulative rainfall

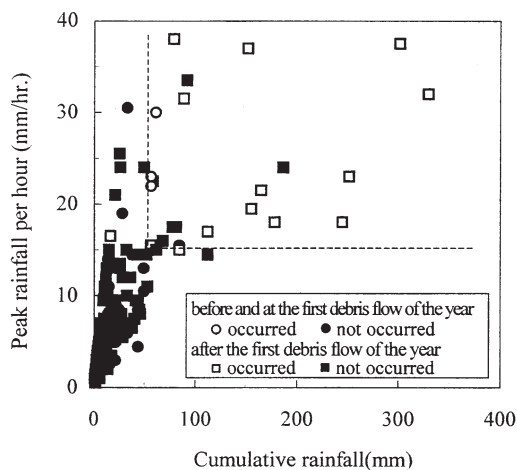


Fig.6 Comparison of peak rainfall per hour and cumulative rainfall

入ってしまい、また設定した降雨条件の判別精度を検討できないため、素因の変化に伴う降雨条件の変化を明確にすることが困難である。素因の変化が降雨条件に及ぼす影響を適切に評価するためには、定量的な評価手法が求められる。

3.2 スレットスコアによる降雨条件の設定

原田ら (1999) は土石流発生の降雨条件を定める方法として、予測的中率の判断に用いられる指標であるスレットスコア ((1) 式) を用いた。

$$S = \frac{N_h}{N_h + N_m + N_o} \quad (1)$$

ここに、 S ：ある降雨条件を設定したときのスレットスコア、 N_h ：設定した降雨条件によって正しく判別できた土石流の個数、 N_m ：設定した条件によって誤って判別された土石流の個数、 N_o ：設定した降雨条件によって誤って判別された土石流非発生時の降雨の個数である。

スレットスコア S の概念図を図7に示す。 $S=1$ のとき、土石流の発生と非発生を誤りなく分けられる (つまり図7の occurred (observation) の領域と occurred (prediction) の領域が一致すること) を意味し、 $S=0.5$ のときは誤って判別された降雨の個数 (N_m と N_o の合計) が N_h と等しいことを示している。降雨条件を変化させ S が最大となったとき、その降雨条件が最も土石流の発生・非発生の判別に適しているといえる。このように、スレットスコアを用いることによって土石流の判別に適した降雨条件を主観が入らずに設定することができ、また判別精度についての検討が可能となる。そのため、設定した降雨条件を定量的に評価できる手法であるといえる。

(1) 「一の沢」上流域へのスレットスコアの適用

原田ら (1999) は降雨条件に一定時間内の降雨強度を用いている。「一の沢」上流域では、図5、図6で示したように、降雨強度と累加雨量を対比させた場合に土石流の発生・非発生を良好に判別できる。そのため、降雨条件には降雨強度と累加雨量の2つの因子を用いた。

まず、「一の沢」上流域において、土石流非発生で連続雨量 2 mm 以上の降雨 (260 ケース) および土石流が発生した降雨で観測により土石流の発生時刻を特定できた降雨 (17 ケース) を対象としてスレットスコアを計算し、流域における土石流発生時の降雨条件を検討した。これら検討対象となった降雨は図 5, 6 の散布図を作成するために用いられた降雨と一致する。ただし、スレットスコアを計算するとき、土石流非発生時の降雨については一連続降雨中に出現するすべてのピークを設定条件 (降雨強度と累加雨量) と照らし合わせ、その上で降雨が条件を満たすかの判定を行った。そのため最大ピークのみを考慮した図 5, 6 の散布図とは判別過程が異なる。土石流発生時の降雨については、土石流が発生するまでの降雨を対象として検討した。

スレットスコアは、降雨強度の算定に用いる時間により判別精度が変化する。そこで本研究では、 t 分間雨量を R_t として 10 分間隔で変化させ、それぞれを累加雨量 R_c と対比させることによってスレットスコアを計算した。降雨強度の算定に用いる時間 t を変化させていった場合のスレットスコアの最大値の変化を図 8 に、また最大値を与える降雨条件を表 1 に示す。図 8 によると、降雨条件に R_{10} , R_{30} , R_{40} , R_{50} を用いたときにスレットスコアの最大値 0.67 が得られる。また、 R_{60} 以降はスレットスコアの値が低下する傾向が見られる。以上のことから、「一の沢」上流域では 50 分以内の降雨強度と累加雨量を対比させた場合に良好に土石流の発生と非発生を判別できるといえる。表 1 によると、時間 t が長くなるとともにスレットスコアの最大値を示す降雨強度 R_t が上昇していく様子が伺える。一方、累加雨量 R_c に着目すると、条件は一定値ではなく、範囲を有している。この結果から、累加雨量が土石流発生降雨および非発生降雨の間で明確な境界を有していない可能性が考えられる。その一方で、累加雨量は降雨強度と比較して降雨条件付近に存在するケースの密度が少ないことが考えられ、そのことが範囲の存在に影響している可能性もある。つまり、それぞれの降雨因子の特性を的確に評価するためには、

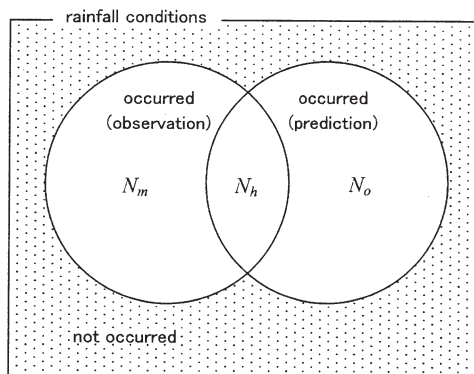


Fig.7 Schematic of the Threat score

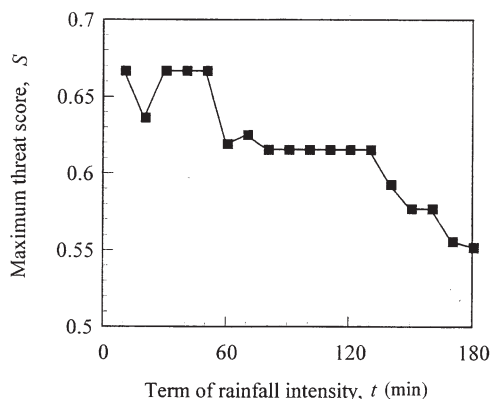


Fig.8 Changing of maximum threat score S with varying term of rainfall Intensity t

Table 1 Rainfall condition which gives maximum threat score S

Term of rainfall intensity t (min)	Rainfall intensity R_t (mm)	Cumulative rainfall R_c (mm)
10	6.0	45.5-56.0
20	9.0	35.5-56.5
30	11.0	56.0-56.5
	11.5	48.5-56.5
40	13.5	50.5-56.5
50	16.0	50.5-56.5
	16.5	50.5-56.5

ケースの密度の影響を排除する必要がある。

それぞれの降雨因子 (R_t , R_c) がもつ特性を評

価するため、ひとつの因子を固定した条件でもうひとつの因子を変化させ、それに伴うスレットスコアの変化を追跡した。代表例として、スレットスコアの値が良好であった $t=40$ 分における変化を図 9, 10 に示す。図 9 は累加雨量 R_c を 55 mm (表 1 の R_c の条件に相当) に固定した場合の 40 分間雨量 R_{40} に伴うスレットスコアの変化であり、図 10 は、 R_{40} を 13.5 mm (表 1 の R_{40} の条件に相当) に固定した場合の R_c に伴うスレットスコアの変化である。図 9, 10 とともに横軸の

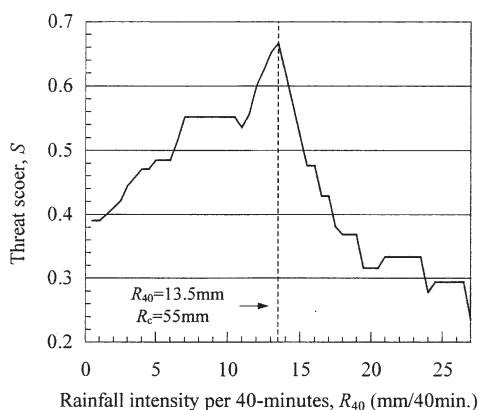


Fig.9 Changing of threat score with rainfall intensity per 40-minutes on condition that cumulative rainfall is fixed at 55 mm.

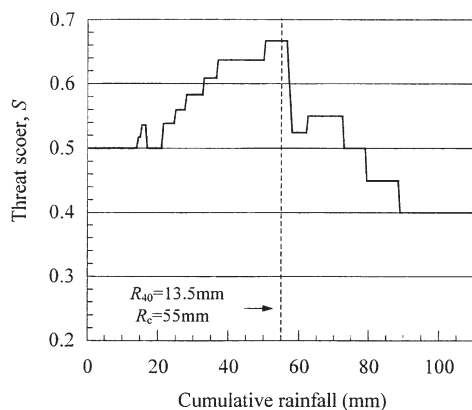


Fig.10 Changing of threat score with cumulative rainfall on condition that rainfall intensity per 40-minutes is fixed at 13.5 (mm/40min.).

中 央 を $R_{40}=13.5$ (mm/40 min.), $R_c=55$ (mm) とした。このように軸をとることで、2つの図の中央におけるケース数 (図 7 の N_h, N_m, N_o) が一致する。このことから、図の左半分 (0 mm から図の中央まで) のケースの密度がほぼ同数、つまりケースの密度の影響をほぼ排除できると仮定して以下の考察を行う。

図 9 によると、スレットスコアの変化は最大値が記録される $R_{40}=13.5$ (mm/40 min.) を頂点とした鋭敏な形状を呈している。それに対し図 10 はスレットスコアの変化が緩やかであり、図 9 と比較してピークが明瞭ではない。このことから、ケースの密度をある程度考慮しても、累加雨量は土石流発生降雨と非発生降雨という 2つのグループの間に明確な境界が存在しないことが示唆される。

降雨強度と比較して累加雨量のピークが明瞭ではないという特徴は $t=40$ 分以外でも共通してみられた。累加雨量の条件が範囲を有する理由のひとつとして、条件が降雨開始時における流域の水分状態によって変化することが考えられる。

(2) 素因の変化が降雨条件に及ぼす影響の評価

素因の変化が降雨条件に及ぼす影響を評価するため、土石流の履歴がある場合とない場合それぞれについてスレットスコアを用いた降雨条件の設定を行った。そのときの、降雨強度 R_t の時間 t に伴うスレットスコア S の最大値の変化を図 11 に示す。このときの解析ケース数は土石流の履歴なしの場合が 80 ケース (発生 3, 非発生 77), 土石流の履歴ありの場合が 197 ケース (発生 14, 非発生 183) であった。図 11 によると、土石流の履歴がない場合は t が 110 分までスレットスコアの最大値が 1 であり、さらに土石流の履歴がある場合と比較して全時間にわたって、良好な判別結果が得られている。土石流の履歴がある場合に注目すると、 R_{10}, R_{50} を用いたときに 0.69 を記録し、 $t \leq 70$ 分の降雨強度 R_t を用いたときに土石流の発生と非発生を概ね良好に判別できている。

図 11 でスレットスコアの値が良好であった t が 10 分から 70 分までの降雨強度 R_t を用いた場

合について、土石流の履歴なし、履歴ありそれぞれの場合の R_t の条件を図 12 に示す。履歴なし、履歴ありともに条件に若干の幅を有していたため、条件を範囲として示す。もうひとつの因子である累加雨量 R_c の条件は、発生降雨・非発生降雨の分離性が悪いという因子の特性(図 10)に加え解析ケース数が少ないことが影響し、履歴なしの場合で最大 25.0 mm ($t=10$ 分のとき)、履歴ありの場合で最大 28.5 mm ($t=40$ 分のとき)の幅を有した。このため累加雨量 R_c に関して、土石流の履歴がある場合とない場合の条件を比較することで素因の影響を評価することが困難である。そこで、本研究では R_c に関する検討を行わないこととする。図 12 に示された土石流の履歴ありと履歴なしの R_t を比較すると、 t を 60 分と設定した場合に土石流の履歴ありのほうがやや低い値を示しているものの、全体的にみると履歴ありと履歴なしの間で条件に大きな違いがみられなかった。

4. 土石流発生場の変化に関する考察

「一の沢」上流域では土石流の発生によって溪床堆積物の量的・質的な変化あるいは降雨流出特性の変化が認められるが、土石流発生時の降雨強度の変化は認められなかった。土石流の発生は多量の溪床堆積物の流失を伴うが、溪床堆積物のほとんどが流失するわけではない。そのため、溪床には常に土石流の材料である堆積物が存在している。このことから、溪床堆積物の量的な変化は、発生する土石流の規模に影響を及ぼすことが考えられるが、土石流の発生・非発生には大きく影響しない可能性がある。

土石流材料となる溪床堆積物の特性は、流域内の地形および斜面からの土砂生産などの流域特性に基づくものであると考えられる。そのため、土石流発生に関する流域特性の影響を検討することは、土石流発生に及ぼす発生場の影響を考察する上で有効である。

Bovis and Jakob (1999) はカナダ東部における土石流の発生流域について、地形・土砂生産状況を含めた流域特性について検討を行った。その結果、空中写真判読および現地踏査によって把握

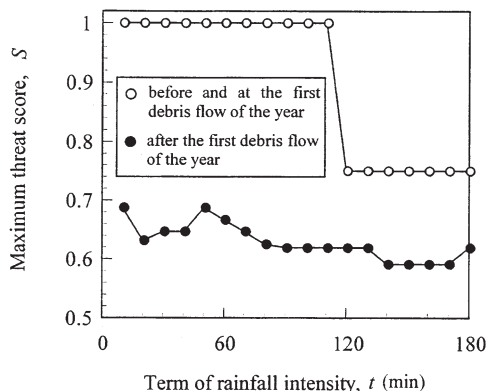


Fig.11 Changing of maximum threat score S with varying term of rainfall intensity t under consideration whether debris flow occurred in the year or not.

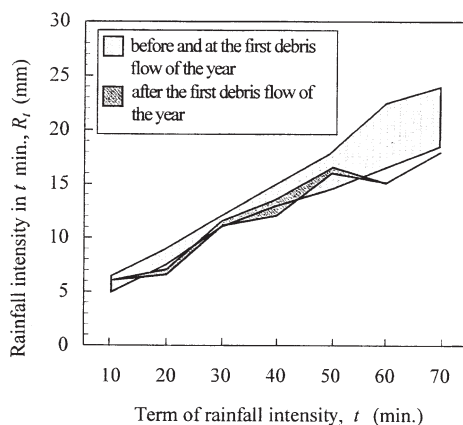


Fig.12 Changes of rainfall intensity in t minutes (R_t) which gives maximum threat score S

した流域の状態から①材料の供給が土石流の発生を制限している流域 (weathering-limited basin ; 以後, Type 1 とする) ②降雨が土石流の発生を制限している流域 (transport-limited basin ; 以後, Type 2 とする) の 2 つに分類した。分類対象には花崗岩, 変成岩, 堆積岩など, 様々な地質からなる流域が含まれている。

Type 1 は土石流の材料となる砂礫が溪床に供給される速度の遅い流域であり、溪床における砂礫の蓄積量が一定量に達するまでは、大きな降雨

があっても土石流は発生しないという特徴がみられる。また、渓床堆積物の蓄積量が回復するまでに長い時間を要するため、土石流の発生頻度が低い（平均 0.068/y）としている。一方 Type 2 は渓床に砂礫が盛んに供給される流域であり、渓床堆積物の蓄積量による制約がほとんどないため、主に降雨条件によって土石流の発生条件を決定できるとしている。また、Type 1 の流域と比較して土石流の発生頻度が高い（平均 0.625/y）傾向がみられるとしている。

Bovis and Jakob (1999) は、下の判別式を用いることで Type 1 と Type 2 を良好に区別できるとしている。

$$\left. \begin{aligned} \text{WL} &= -1.84 - 0.05 A_{\%} + 3.57 N_s + 0.99 D_d \\ \text{TL} &= -6.51 + 0.24 A_{\%} - 6.32 N_s + 0.05 D_d \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

ここに $A_{\%}$ ：流域のなかで土砂生産域の占める割合（%）、 D_d ：谷密度（ $=L_c/A_t$ 、 L_c ：流路長（km）、 A_t ：流域面積（ km^2 ））であり、谷密度に用いる流路長 L_c (Jakob and Bovis, 1996) は、深さ 5 m 以上で表面流が発生した痕跡のある流路を空中写真から判読して求める。 N_s (Weight stability Number) は流域の安定度を示す定数であり、次式によって計算される。

$$N_s = \sum a_j \times w_j \quad (3)$$

ただし j ：安定度に基づく分類であり、裸地あるいは土砂生産をしている区域の割合が 40% 未満の地形単位の場合 $j=1$ 、40~70% の場合 $j=2$ 、70% 以上の場合 $j=3$ 、 a_j ： j に分類された区域が全土砂生産域に占める割合、 w_j ：加重値であり $w_1=1$ 、 $w_2=2$ 、 $w_3=4$ である。TL が WL よりも大きいときは Type 1 であり、反対に WL が TL よりも大きいときは Type 2 に分類される。(2) 式に「一の沢」上流域の空中写真を判読して求めた $A_{\%}=83$ 、 $D_d=28$ 、および (3) 式により求めた $N_s=3.26$ を代入すると、 $\text{WL}=33.48$ 、 $\text{TL}=-5.69$ が得られる。これより「一の沢」上流域が Type 2 に属すると判断される。

以上のことから、「一の沢」上流域は土石流材料を供給するための土砂生産が活発であり、土石流の発生を降雨条件で決定することのできる流域特性を有しているといえる。発生場の変化が土石流発生の降雨強度の条件に明確な影響を及ぼさなかった理由として、このような流域特性の関与が示唆される。

流域特性は時間とともに変化することが考えられる。例えば流域内の裸地面積が減少すると、土砂生産状況 ($A_{\%}$ 、 N_s) が変化する。矢部 (2003) は流域の裸地面積の減少とともに土砂流出量が減少することを示している。それに対し、「一の沢」上流域における土砂生産状況 ($A_{\%}$ 、 N_s) は土石流の発生による影響を受けず、また植生の回復が早期に見込めないため、現在の土石流発生に関する流域の特徴が短期間で変化することはないと考えられる。

5. おわりに

本研究は、土石流の発生域である大谷崩「一の沢」上流域において現地観測および現地踏査を行い、素因の変化が土石流の発生に及ぼす影響の評価を行った。

現地踏査の結果、土石流発生の素因となる渓床堆積物は、土石流の発生により量的な変化と質的な変化がみられることが明らかになった。さらに現地において、降雨およびそれに伴う水位変動の観測を行った結果、その年に土石流の履歴がある場合は履歴がない場合と比べ降雨ピークと水位ピークのタイムラグが短くなることがわかった。

スレットスコアを用いて土石流の発生条件を検討した結果、土石流発生の降雨強度の条件は土石流の履歴がある場合とない場合で大きな違いがみられなかった。「一の沢」上流域は地形・土砂生産状況などの流域特性から、Bovis and Jakob (1999) による transport-limited basin (降雨が土石流の発生を制限している流域) に分類されると考えられる。このことから、発生場の変化が土石流発生の降雨強度に明確な影響を及ぼさなかった理由として、流域特性が影響していることが示唆される。「一の沢」上流域は流域内全体にわたっ

て土砂生産が活発であることから、砂礫の集合流動が生じやすい箇所が多数存在する。そのため、土石流の履歴が直接的な影響を及ぼさない支谷や堆積域の縁で次の土石流が発生する可能性は十分考えられる。このことが降雨流出過程などの素因の変化が降雨強度の条件に明確な影響を及ぼさない原因となっていると考えられる。

本研究ではスレットスコアを用いることによって、素因の変化が誘因である降雨条件に及ぼす影響を検討した。スレットスコアは、降雨条件を客観的に設定できること、さらには設定した条件の判定精度を評価できる点において、このような検討には優れた手法であるといえる。

一方で、本研究では土石流発生時の累加雨量についての条件の検討が十分に行うことができず、累加雨量の降雨条件が変化している可能性は現在のところ否定できない。このことを明らかにするためにはさらなるデータの蓄積が必要である。また、本研究では、雨量の観測値についての空間代表制についての確認を行わなかったが、土石流の発生条件を高い精度で設定するためには、代表制の確認も必要であると考えられる。

最後に、本研究を進めるにあたり筑波大学地球科学系恩田裕一講師には静電容量式水位計を貸与していただくとともに有益な助言をいただいた。本研究は、平成14年度砂防・地すべり技術センター研究開発助成の一部を受けて行われた。ここに付記して関係者各位に感謝いたします。

参考文献

- Bovis, M. J., Dagg, B. R. : A model for debris accumulation and mobilization in steep mountain streams, *Hydrological Science Journal*, 33, 6, pp.580-604, 1988.
- Bovis, M. J., Jakob, M. : The roll of debris supply conditions in predicting debris flow activity, *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, pp.1039-1054, 1999.
- Deganitti, A. M., Marchi, L., Arattano, M. : Rain fall and debris-flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps), *Second International Conference on Debris-flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, A.A. Balkema, pp.67-72, 2000.
- 藤井恒一郎・久保田哲也・奥村武信 : 土石流発生警報の発令及び避難指示の的確性向上に関する研究, *砂防学会誌 (新砂防)* Vol.47, No.2, pp.35-42, 1994.
- 花岡正明 : 富士山大沢崩れの崩壊と土砂流出, *月刊地球*, Vol.22, No.8, pp.569-575, 2000.
- 原田民司郎・平野宗夫・川原恵一郎 : 雲仙・水無川における土石流の流動特性と流出解析, *砂防学会誌*, Vol.52, No.1, pp.3-9, 1999.
- 春山元寿・地頭蘭 隆・城本一義 : 桜島における土石流の観測記録, *砂防学会誌 (新砂防)*, Vol.37, No. 2, pp.22-27, 1984.
- 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*, Vol.51, No.2, pp.31-38, 1998.
- 今泉文寿・土屋 智・逢坂興宏 : 荒廃溪流源頭部の砂礫堆積地における土石流の発生と流動過程の観測, *砂防学会誌*, Vol.55, No.3, pp.50-55, 2002.
- Jakob, M., Anderson, D., Fuller, T., Hunger, O., Ayotte, D. : An usually large debris flow at Hummingbird Creek, Mara Lake, British Columbia, *Canadian Geotechnical Journal*, 37, pp. 1109-1125, 2000.
- Jakob, M., Bovis, M. J. : Morphometrical and geotechnical controls of debris flow activity, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada, *Zeitschrift fur Geomorphologie. Supplementband*, 104, pp.13-26, 1996.
- 地頭蘭 隆・永田 治・寺本行芳・下川悦郎 : 火砕流堆積物および火山灰に覆われた雲仙普賢岳山腹斜面における表面流出, *砂防学会誌*, Vol.49, No.5, pp.42-48, 1997.
- 地頭蘭 隆・下川悦郎 : 桜島における火山活動が土石流・泥流の発生や流出に及ぼす影響, *砂防学会誌 (新砂防)*, Vol.43, No.6, pp.9-15, 1991.
- 地頭蘭 隆・下川悦郎・寺本行芳・永田 治 : 雲仙普賢岳周辺斜面における火山灰の分布と浸透能, *砂防学会誌*, Vol.49, No.3, pp.33-36, 1996.
- Johnson, K. A., Sitar, N. : Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation, *Canadian Geotechnical Journal*, 27, p.789-801, 1990.
- Marchi, L., Arattano, M., Deganutti, A. M. : Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps),

- Geomorphology, 46, pp.1-17, 2002.
- 水山高久・恩田裕一・加藤祐子・田井中 治・岡本正男：流出特性による土石流発生危険度の判定調査, 砂防学会誌, Vol.54, No.5, pp.46-49, 2002.
- 西田顕郎・小橋澄治・水山高久：雲仙普賢岳の土砂流出域における堆積物の浸透能の変化, 砂防学会誌, Vol.49, No.1, pp.49-53, 1996.
- 諏訪 浩・真中朋久・稲葉 篤：焼岳上々堀沢における土石流の発生と規模の検討, 京都大学防災研究所年報, 第32号B-1, pp.229-247, 1989.
- 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, pp.405-435, 1977.
- 寺本行芳・地頭蘭 隆・下川悦郎・古賀省三：雲仙普賢岳における土石流発生降雨条件と流出特性の経年変化, 砂防学会誌, Vol.54, No.5, pp.50-54, 2002.
- 寺本行芳・地頭蘭 隆・下川悦郎・永田 治：雲仙普賢岳における土石流・出水の観測, 砂防学会誌, Vol.49, No.3, pp.28-32, 1996.
- 土 隆一：安倍川上流一大谷崩れの土石流一, 静岡県地学のガイド, コロナ社, pp. 89-94, 1992.
- 土屋 智：大谷崩, 地震砂防(中村浩之, 土屋 智, 井上公夫, 石川芳治編), 古今書院, pp.28-32, 2000.
- Wilson, R.C., Wieczorek, G.F.: Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California, Environmental & Engineering Geoscience, Vol.1, No.1, pp. 11-27, 1995.
- 矢部和弘：風化花崗岩山地における流出土砂量と森林被覆との関係, 砂防学会誌, Vol.56, No.4, pp.4-11, 2003.
- 山越隆雄・諏訪 浩：雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における植生回復に伴う降雨流出・土砂流出特性の変化, 砂防学会誌, Vol.51, No.3, pp.3-10, 1998.

(投稿受理：平成15年5月22日
訂正稿受理：平成16年2月18日)