自然災害科学 J. JSNDS 23-1 93-106 (2004)



土石流の発生に関わる渓床堆積 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, debrisflow 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

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。

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

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;地頭薗ら,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(地頭薗・ 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 30 mm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、土石流発生に伴い渓床堆積物の蓄積状 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,土石流発生渓流の源頭部である 「一の沢」上流域において,渓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,渓床堆積物の蓄積状況 が土石流発生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 石流は渓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. 調查研究対象地

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1.8 km², 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・褶曲によって破砕が著しい。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



 $P_1 \sim \! P_5$: Observation instruments setting site $V_1 \! \sim \! V_3$: Video camera view site

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1900m,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,破砕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の厚さの積雪が渓床で確認されることがあり, 翌年の5月下旬~6月上旬まで渓床堆積物中にお いて残雪が確認されることがある。他の渓流では 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 渓床堆積物の蓄積状況

「一の沢」上流域の渓床には砂礫が数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、 渓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渓床の様子を写真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 り渓床堆積物が流出し、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 の発生時には渓床堆積物の質的な変化も確認され る。土石流の流下前に渓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渓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 礫の集合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, つまり砂礫の集合的な移動を引 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 述べた渓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, 渓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)は渓床からの水位の計測を目的として図 1 の P₂ 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,渓床 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ていない。 そこで,水の密度がおよそ 1.0 g/cm³ 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、現地の渓床状 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 P_2 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,本観測に対する渓床堆 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 P_1 および P_2 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 P_1 , P_2 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,さらには渓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,降雨一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渓床 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) 98



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渓床堆 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,主に渓床堆積物中を伏 流することが確認されている。Bovis and Dagg (1988)は、渓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渓床堆積物は, 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 10minutes 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渓床堆積物の透水性 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 P_1 から P_2 までの区間では,渓床堆積物が数 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水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 下に伴う渓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。地頭薗・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 発生ともに渓床堆積物の量的・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,渓床堆積 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(地頭薗・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 Wieczorek, 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。

$$S = \frac{N_h}{N_h + N_m + N_o} \tag{1}$$

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 ($N_m \ge N_o$ の合計)が $N_h \ge$ 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2mm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, R₆₀ 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、ケー



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 <i>t</i> (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 11.5	56.0-56.5 48.5-56.5
40	13.5	50.5-56.5
50	16.0 16.5	50.5-56.5 50.5-56.5

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

102

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、図10ともに横軸の中央を



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.).

 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 R₁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、R₁₀, R₅₀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R₁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*。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渓 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 量の渓床堆積物の流失を伴うが,渓床堆積物のほ とんどが流失するわけではない。そのため,渓床 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,渓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。

土石流材料となる渓床堆積物の特性は,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 した流域の状態から①材料の供給が土石流の発生



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

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。

Type1は土石流の材料となる砂礫が渓床に供 給される速度の遅い流域であり、渓床における砂 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 104

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。

$$WL = -1.84 - 0.05 A_{\%} + 3.57 N_s + 0.99 D_d TL = -6.51 + 0.24 A_{\%} - 6.32 N_s + 0.05 D_d$$
(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($=L_{c}/A_{i}$, L_{c} : 流路長 (km), A_{i} : 流域面積(km²))であり,谷密度に用 いる流路長 L_{c} (Jakob and Bovis, 1996)は,深 さ5m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。

$$N_s = \sum a_j \times w_j$$
 (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、WL=33.48,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てお らず,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.5 1, No.2, pp.31-38, 1998.
- 今泉文寿・土屋 智・逢坂興宏:荒廃渓流源頭部の砂 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 Colu mbia, 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, C anada, Zeitschrift fur Geomorphologie. Supple mentband, 104, pp.13-26, 1996.
- 地頭薗 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.
- 地頭薗 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・地頭薗 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 Geo science, 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)