

2000年に噴火した三宅島における 降雨流出・土砂流出の実態

Post-Eruption Water and Sediment Discharge in the Miyakejima Volcano

土井康弘¹・山越隆雄²・笹原克夫³・西本晴男⁴

Yasuhiro DOI, Takao YAMAKOSHI, Katsuo SASAHARA, Haruo NISHIMOTO

¹独立行政法人 土木研究所 土砂管理研究グループ 火山・土石流チーム 専門研究員

²独立行政法人 土木研究所 土砂管理研究グループ 火山・土石流チーム 研究員

³独立行政法人 土木研究所 土砂管理研究グループ 火山・土石流チーム 上席研究員

⁴独立行政法人 土木研究所 土砂管理研究グループ グループ長

1. はじめに

火山噴火時には、噴火活動の推移に応じて、降灰範囲や厚さなどが変化するため、泥流の発生危険度や規模は経時的に大きく変化すると考えられる。火山が噴火する前には、泥流はおろか水もほとんど流れなかった溪流において、噴火後には雨の度に泥流、土石流が発生するようになることがある。また、そのように泥流等が頻発していた溪流であっても、噴火活動が終息して数年が経過すると、大抵の場合泥流等の土砂流出は沈静化する。そのため、火山噴火後の流域の降雨流出・土砂流出特性の変化を経時的に評価し、その評価結果を泥流発生危険度および規模の評価に反映させる手法の開発が必要とされている。

これまでも、国内外で火山が噴火するたびに、火山噴火活動がもたらす流域の諸特性の変化と、その後の降雨によって発生する泥流等の土砂流出現象との因果関係を解明しようとする研究が行われてきた¹⁾。これらの研究はそれぞれに貴重な成果を挙げているが、火山噴火から泥流等の土砂流出現象の発生に到るまでのメカニズムが複

雑であり、また、火山噴火に伴って生じる現象の種類、その火山を取り巻く気候条件、地形・地質、そして植生の生育状況等も個々に異なるため、この因果関係が十分に明らかにされているわけではない。そこで、筆者らは、火山噴火に伴って生じる現象の中でも発生する頻度の高い降灰現象を対象とし、それに伴う流域の諸特性の変化とその後の泥流等の土砂流出との因果関係を解明し、降灰の影響を考慮した泥流発生危険度および泥流規模の評価手法を開発することを目的に研究を行っている。

筆者らは、2000年の7月から8月にかけて大量の火山灰噴出を伴う噴火をし、その後、土砂流出が続いて大きな被害をもたらしている三宅島において、2002年から現地観測および現地調査を行っている。ここでの観測・調査は、先に述べた泥流発生危険度及び規模の評価手法を開発するための基礎となるデータや知見を得ることを目的として行っている。本報では、これまで実施した現地観測・調査結果にもとづき、噴火から3年が経過した三宅島における降雨流出、土砂流出特性の実態について報告する。

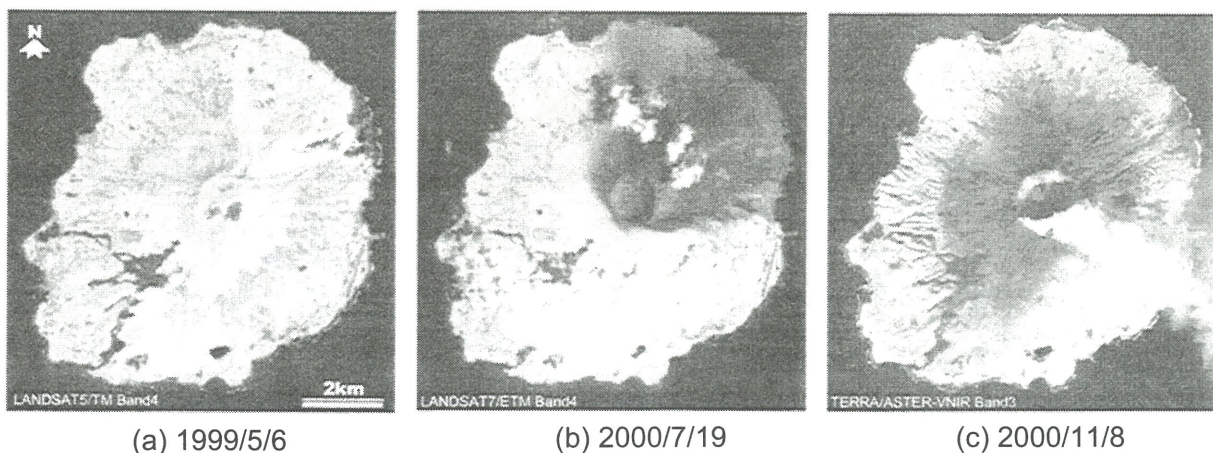


図1 三宅島の衛星画像, (a) 噴火前, (b) 噴火開始11日後, (c) 主要な一連の噴火後

2. 三宅島 2000 年噴火とその後の土砂流出の概要

三宅島雄山は、伊豆諸島の三宅島にある富士火山帯に属する活火山であり、側火口を数多く有する成層火山の形状を呈している。近年は、1940年、1962年、1983年と、ほぼ20年おきに噴火を繰り返してきた。

2000年の噴火活動は、6月26日の海底噴火によって始まり、7月8日には山頂噴火が起こった。東京大学地震研究所がとりまとめたところによると、この噴火から同年8月末までの間、火山灰噴出を伴う主要な噴火は7回発生し、その一連の噴火によって三宅島島内に堆積した火山灰の総量は、3,300万トンであった²⁾。図-1に、(a)噴火前、(b)噴火開始11日後、(c)主要な一連の噴火後、の3時期の衛星画像を示す。衛星およびセンサー名は画像左下に示すとおりである。また、これらの画像は、植生の活性度と強い相関がある近赤外線バンドのデータを画像化したものである。そのため、画像中で暗く見える部分が、火山灰が堆積し、植生の破壊された部分であると考えられる。7月の噴火によって、当初、島の北東部を中心に火山灰が堆積していたが、8月以降の噴火によって火山灰堆積域が島内全域に拡大したことがわかる。なお、島内に顕著な火山灰堆積をもたらすような噴火は、2000年8月29日の噴火が最後であった。

2000年7月26日に降った、総雨量48mm、最大時間雨量26mm(雨量観測点：三宅村役場、7/26 6:00~14:00)の雨によって、それ以前の噴火ですでに火山灰が堆積していた雄山の北東および東斜面を流域にもつ溪流で、顕著に土砂が流出した。流出した土砂の多くは海に流入していたため、その流出量は不明である³⁾。全方位の斜面に火山灰が堆積した後に初めて降った9月初旬の雨は、島の北部に位置する三宅支庁に設置された雨量計で、総雨量178mm、最大時間雨量31mmが記録され、島内のほぼ全ての主要な溪流で土砂が流出したことが確認された。なお、三宅島の村役場に設置されていた雨量計はこの時点では

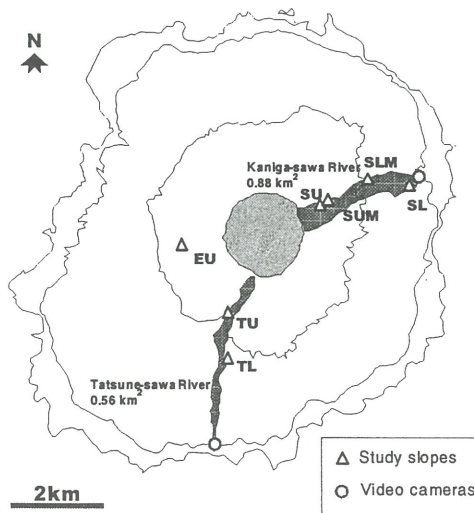


図-2 観測斜面の位置

稼動しておらず、雨量データは得られていない。

その後も多くの溪流で土砂流出が続いたと考えられるが、全島避難により、2000年9月以降は誰も三宅島島内に常駐していない状態が2001年5月まで続いたため、土砂が流出してもその発生日時や規模を特定することは困難な状況となった。したがって、2000年9月以降、災害対策本部が三宅島に設置されるようになった2001年5月までの間の土砂流出状況の詳細については今のところ不明である。2001年5月~2003年の土砂流出状況については、現在取りまとめ中であり別報で紹介することとした。

3. 現地観測・調査の概要

(1) 火山灰堆積斜面における降雨流出観測

図-2に、三宅島島内における現地観測斜面の位置を示す。観測は、降灰堆積状況の違いによる流出特性の違いを明らかにするために、火口縁からの距離が約500m~2.5kmまでの間に、火山灰の粒径および堆積厚の異なる約40~480m²程度の広さの観測斜面を合計7箇所(SU, SUM, SLM, SL, TU, TL, EU, 図-2参照)選定して2003年3月から開始した。これらの斜面表層数cm~数十cmを覆う火山灰は、全て2000年7月~8月に堆積したものである。そこに、雨量計、量水堰と水位計を設置するとともに、流出土砂を捕捉するための沈砂池を設置した。表-1に、各

表-1 観測斜面の諸元

	Drainage area (m ²)	Mean slope angle	Thickness of tephra deposit (cm)	Ratio of survived trees (%)	Remarks
SU	82	28	60	3	Rill
SUM	36	21	46	5	Litter layer (0.46kg/m ²)
SLM	475	14	26	35	Litter layer (1.7kg/m ²)
SL	138	19	11	87	
TU	204	20	15	15	Rill
TL	455	10	5	30	Grass cover, litter layer(1.2kg/m ²)
EU	163	26	60	0	

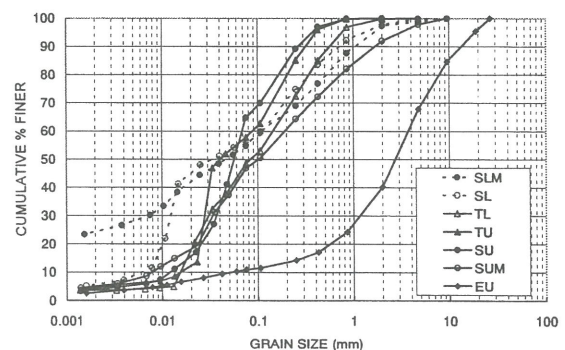


図-3 各観測斜面の堆積火山灰の粒径分布

観測斜面の集水面積，平均勾配（流出観測点と最上流点の間の勾配），各斜面における火山灰堆積厚，植生被害状況を示す。また，図-3に，各斜面の表層部から採取した火山灰の粒度分布を示す。新たに増設したEU斜面に堆積した火山灰は，ほかの斜面に堆積した火山灰よりも際立って粒度が粗い。

雨量計は，個々の観測斜面に転倒マス雨量計（Campbell社製のTE525(0.254mm(0.01inch)転倒)）を設置した。量水堰は，幅50cm，高さ40cm，長さ80cmのステンレス製で，前面は，切り角90度，深さ20cmのノッチを有している。堰内の水位は，静電容量式水位計(50cm計，Unidata社製6521J)を使って計測した。そして，事前にこの堰に対して求めた水位-流量曲線を用いて，計測した水位から換算して，流量値を求めた。なお，雨量，流量の計測の時間間隔は，集水斜面の面積が小さいことを考慮し，30秒間隔で行った。

(2) 溪流の河道における降雨流出，土砂流出に関する観測および調査の概要

火山灰の堆積が顕著な溪流（カニガ沢：流域面積0.88km²）とそれほどではない溪流（立根沢：流域面積0.56km²）の中流部と溪流出口に，流出観測カメラを設置し，2002年5月から降雨流出および土砂流出状況の観測を開始した。

降雨流出は，撮影された映像から水位を読み取り，その水位から通水断面積・流速を求め，これらに乗じて流量を算出した。通水断面積は，あらかじめ流下断面を測量し，水位と通水断面積の関係性を求めておき換算した。流速は，マンシング式により計算した。マンシングの粗度係数は，実際の流出を現地で観測し，流速・水深を測定して逆算して求めておいた。観測結果は，ハイエト・ハイドログラフとして整理し，降雨流出の定量的把握を試みた。

土砂流出については，撮影されたビデオテープの映像，現地で流出に遭遇したときの観測データにより，その流出状況を把握した。特に観測期間中，土砂流出が顕著であった立根沢については，溪流出口において流出した土砂量を測定するとともに，渓床の定点写真撮影・縦断測量を実施し，河床変動特性の把握を試みた。

4. 観測・調査結果

(1) 火山灰堆積斜面の降雨流出

観測は，SU地点において2002年3月から開始し，その後，5月までにSUM，SLM，SL，TU，TLの6斜面で開始した。また，2003年5月からはEU斜面で新たに観測を始めた。しかし，計測機器のトラブルや，大量の土砂流出のため，欠測となることがしばしばあった。

各観測斜面において観測開始から2003年12月までに得

られた全流出データを，縦軸に全流出高，横軸に一連の降雨の総雨量とした図として示す(図-4)。図中の淡い色の点は7斜面全部におけるデータを示す。SU，SUMの2つの斜面のデータを表す点群は，全斜面の点群の中でも最も上部に分布している。すなわち，同じ総雨量に対して多くの流出が発生している。次いでSLM，TUの2つの斜面のデータが分布する。一方，SL，EUの斜面での流出は少ない。流出の多い斜面と比較すると数分の1である。なお，TLでは，流出が全く発生していない。この図の中では区別していないが，2002年と2003年の観測結果を分けてプロットしても顕著な差は見られなかった。この期間に流出特性は大きく変化していないと考えられる。

a) 火山灰の粒径と降雨流出の関係

図-3に示す通り，EU斜面を覆っている火山灰の粒径のみが著しく粗い。そして，ほぼ同じ火山灰堆積厚を有するSU斜面と比べて著しく流出が少ないことが分かる。地表を被覆する火山灰の粒径の違い（透水性の違い）が流出率の差として現れているのだと考えられる。

b) 火山灰堆積厚と降雨流出の関係

次に，粒度分布が同程度の細粒の火山灰で覆われた斜面において比較すると斜面によって流出状況は異なっている。最も降雨流出が多いのは，火山灰堆積厚が厚く（46～60cm），植生がほとんど破壊されたSUM，SU斜面である。一方，その他の斜面では，同様に細粒の火山灰堆積

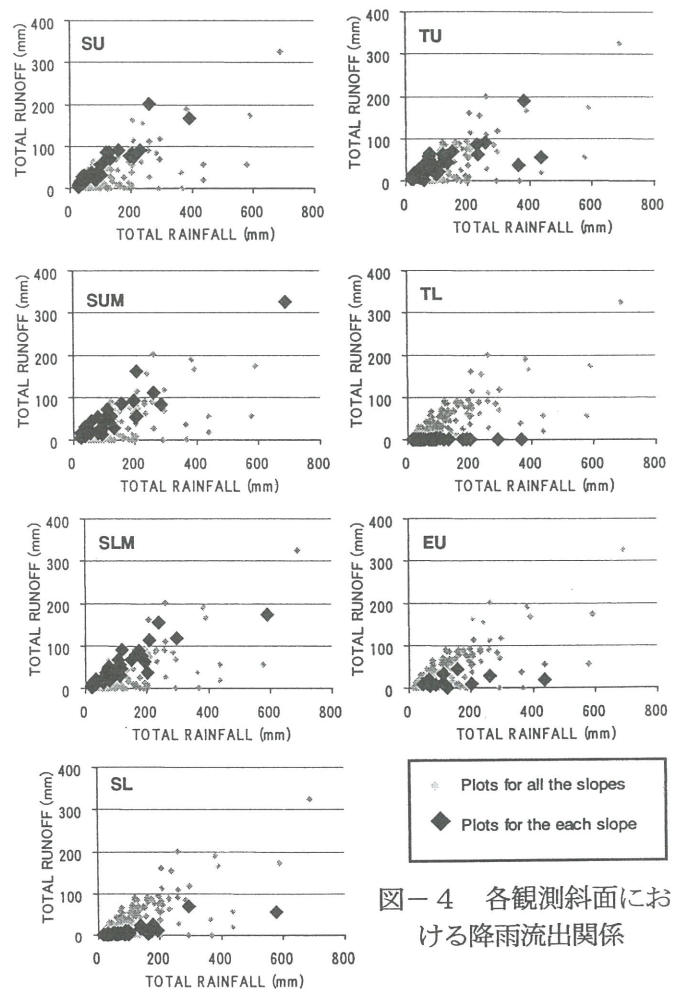


図-4 各観測斜面における降雨流出関係

物が地表面を覆っているが、流出率は火山灰の堆積厚に応じて変化しているように見える。

現地での観察結果によると、TU斜面を除いて、火山灰堆積厚が薄くなるほど植生の残存、回復状態が良いことが分かる(表-1参照)。特に、SLM, SL, TL斜面では下層植生が繁茂していたり、落葉層が地表面を覆っている。下層植生や落葉層による被覆は、地表面を雨滴衝撃から守るため地表面に形成されて雨水浸透を阻害する土壌クラストの形成を妨げるとともに、地表流の流下を妨げるにより浸透を促す等、降雨時の地表流発生を抑制することはよく知られている^{4),5),6)}。SLM, SL, TL斜面において地表流による流出率が低いことは、この知見と調和的である。ただし、TU斜面では、SU, SUM斜面と同様に植生が破壊され、落葉層等も形成されていないにもかかわらず流出率が少ない。他の要因を検討する必要がある。

流出率に大きく影響する因子としては火山灰の浸透能が考えられる。火山灰の浸透能は粒径のみで議論されるべきものではなく、土壌として様々な物理化学特性の面からの検討が必要となるところであるが、その方面の検討は十分に行えていない。今後の検討課題としたい。

(2) 溪流の河道における降雨流出、土砂流出

カニガ沢と立根沢の溪流出口に泥流観測カメラを設置することによって(図-2参照)、これらの溪流における降雨流出・土砂流出状況を撮影するとともに、顕著な降雨の度に現地調査を実施した。

a) 河道における降雨流出

観測カメラの画像から水位、流速を読み取ることによって推定したハイドログラフの事例を、図-5に示す。

カニガ沢と立根沢では、流出の降雨に対する応答が大きく異なる。カニガ沢では、これまで観測されたケースでは降雨のピークから約20分遅れて流出のピークが現れるが、立根沢では、降雨のピークから数時間遅れて流出が始まる。また、観測されたケースでは、立根沢の流出量はカニガ沢と比べてわずかであり、比流出高がカニガ沢の数百分の1以下である(図-5参照)。

4(1)に示したとおり、上流域斜面(例えばSUとTUなど)における降雨流出の形態は、カニガ沢も立根沢もほぼ同様であるが、溪流出口の流出形態が大きく異なって

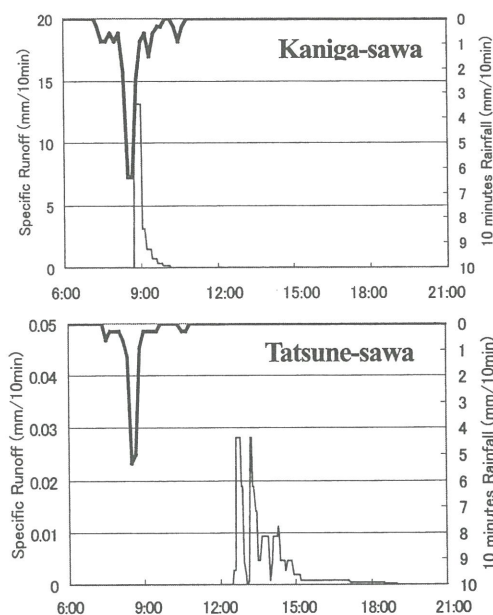


図-5 カニガ沢・立根沢出口での流出比較
(2002年7月16日)

いる。これは、流下過程で流出に差異が生じていることを意味していると考えられる。カニガ沢では、上流から下流にかけて溶岩が露出しているのに対し、立根沢では、中流から下流部にかけてスコリアが溪床に厚く堆積している(写真-1及び写真-2参照)。このような違いが流出過程に影響しているのかの検証が、今後の重要な検討課題である。

b) 河道からの土砂流出

現地で流出を目撃し、流出観測カメラで流出状況を観察した限りでは、観測期間中のカニガ沢の流出にはほとんど土砂が含まれていなかったように見えた。2002年3

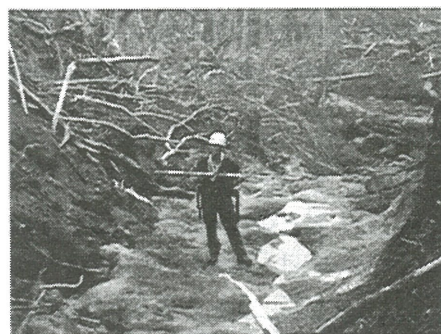


写真-1 カニガ沢溪床の溶岩露出状況

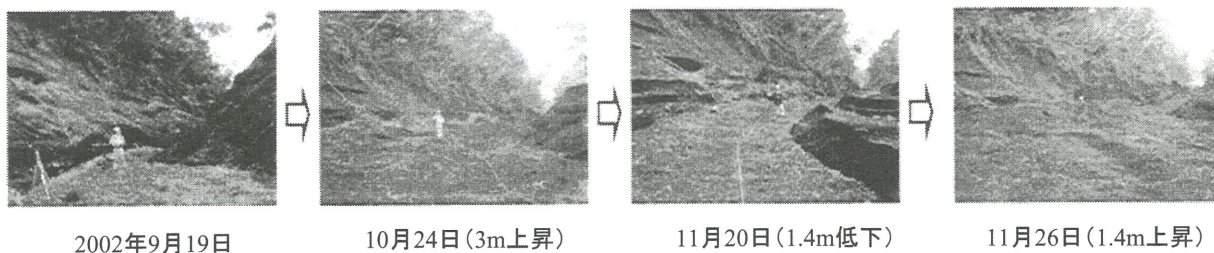


写真-2 立根沢出口から上流300m地点での溪床変動状況(上流から下流に向かって撮影)

月以降の主な出水後に現地踏査を行った際にも、顕著な土砂流出の痕跡は一度も確認されなかった。

一方、立根沢では、降雨後スコリアが渓流出口の床固め工事現場に徐々に流出し工事の障害となっている。以下、立根沢におけるスコリア流出についてこれまでの調査結果を示す。

2002年7月1日から2003年5月31日までの日雨量(TU)と立根沢出口の工事現場に流出したスコリア量の関係を、図-6に示した。この11ヶ月間に立根沢出口にスコリアが流出したのは5回である。2003年1月以降は、人為的に土砂を抑制したため、出口で土砂流出はほとんど発生していない。図中には流出発生日と流出量を示した。7月10日の流出量は不明である。また8月19日と1月23日の流出量は、工事従事者の証言に基づく推定量であるため、図-6中では()内に記入した。日雨量と流出量の間には正の相関が見られるようだが、流出の発生した雨量より大きな日雨量が記録されたにも拘わらず、流出が発生しなかった事例も多い。

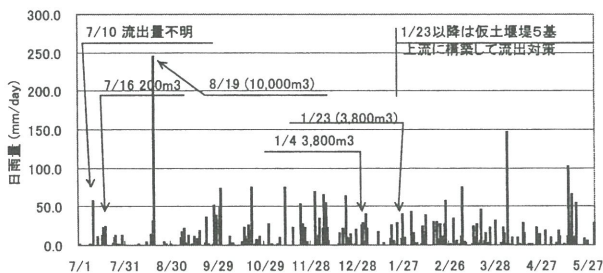


図-6 日雨量とスコリア流出
(2002年7月1日～2003年5月31日)

この観測期間中、渓流出口における流出は5回であったが、流出がなかった期間においても流域内での土砂移動は顕著であった。写真-2は出口から300m上流地点で、上流から下流に向かって2002年9月19日、10月24日、11月20日、11月26日に撮影したものである。9月19日から10月24日の間に渓床は約3m上昇、11月20日に1.4m低下、26日には1.4m上昇していた。この期間の雨量はそれぞれ445mm(9月19日～10月24日)、149mm(10月24日～11月20日)、121mm(11月20日～26日)であ

った。出口でスコリアの流出は認められなくても、立根沢では降雨の度にこのような河床変動が繰り返されている。また、新規の渓岸侵食の進行、崩壊の発生もあり、新たなスコリアがさらに渓床に供給されている。

図-5に示したハイドログラフが得られた際に、現場でスコリアの流動状況を肉眼で観察する機会があった。その観察によると、表流水がスコリアを侵食して流路を形成し、流路が深く掘れたところでスコリアが内側に崩壊して表流水を堰止め、それがまた侵食される、という過程を繰り返しながら移動した。その結果、スコリア先端部が20m下流へ移動するのに30分を要した。堆積と侵食を繰り返しながらではあるが、その平均移動速度は約1cm/sと計算できる。移動区間の渓床勾配(スコリア流出後)は10°であった。一般的に知られている土石流は、土砂と水が渾然一体となって流下し、その流下速度は大きい⁷⁾。しかし、この時流出したスコリアは、堆積・侵食を繰り返し、ゆっくり移動するという形態で、土石流の流出形態とは異なっていた。

c) 河床変動

河床変動が予想外に激しいため、その変動を量的に把握する目的で、2003年1月から2004年3月まで、ほぼ1ヶ月間隔で縦断測量を実施した。測量区間は、立根沢出口から上流1kmである(図-7)。

1月から6月までは、出口の床固め工事現場上流に仮設の土堰堤、コンクリートブロック堰堤が設置されていたため、測量は堰堤の上流区間でいった。堰堤は出口の床固め工事現場を保全する目的で、降雨の度に補修されていたが、工事終了後、6月27日に土堰堤の決壊を確認したため、その後は出口から1km区間で測量を実施した。

図-8に、6月、9月、12月に実施した縦断測量の結果を示す。500m地点付近で、河床低下が顕著なことがわかる。6月以降、河床低下が進捗し、12月には10m近く低下した。これは、400m地点に設置されていた土堰堤が放置され、8月には決壊したことにより、人為的に盛られた土砂が流出したことによる。また150m地点付近に、コンクリートブロック堰堤が設置されていたが、8月には決壊し、以降、河床低下が続いている。12月には115m地点付近に、2.5mの段差ができた。調査区間全

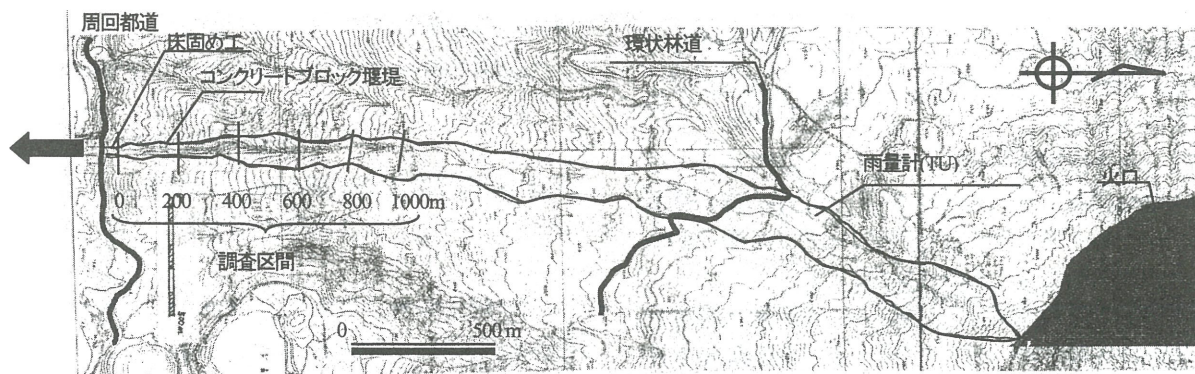


図-7 立根沢平面図と測量調査区間

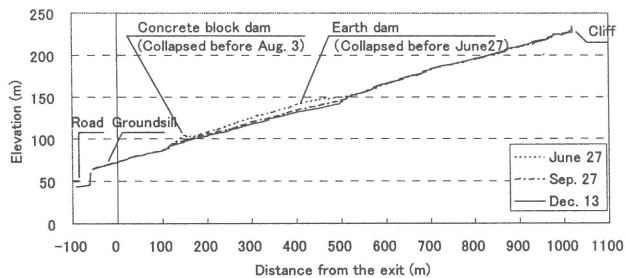


図-8 立根沢測量区間縦断面図
(2003年6月27日～12月13日)

体を見ると、出口より100mから550m区間で、河床低下が顕著であり、この区間の河床勾配は6月27日時点で16.4% (9.3°) だったものが、6ヶ月後の12月13日には14% (8.0°) となった。

5. まとめと今後の課題

本検討の結果、噴火から3年が経過した三宅島における降雨流出、土砂流出の実態として以下のことが明らかになった。

①火山灰堆積斜面の降雨流出

火山灰の堆積厚が同程度で、堆積している火山灰の粒径分布が異なる斜面を比較すると、細粒の火山灰が堆積した斜面の方が粗粒の火山灰が堆積した斜面よりも流出が多かった。また、同程度の粒径分布の細粒火山灰が堆積した斜面では、火山灰堆積厚が薄いほど流出が少なかった。なおこれらの斜面では堆積厚の薄いところほど植生被害は軽微であった。

②溪流の河道における降雨流出、土砂流出

本研究の観測期間中については、三宅島の溪流における土砂流出は、その溪流の降雨時の水の流出量よりも、溪流内の不安定土砂の堆積状況によっていると考えられる。すなわち、厚い火山灰堆積物が流域の多くの部分を占め、溪床に溶岩が露岩したカニガ沢では、降雨に即応して大量の降雨流出が発生するが、大量の土砂流出が生じた痕跡は見当たらなかった。一方、厚く火山灰に覆われた範囲が比較的狭く、溪床にスコリアが堆積した立根沢では、降雨流出はタイミングが数時間以上遅れ、表面流として現れる降雨流出量は少ないが、土砂流出としてスコリアの流出が継続している状態にある。また、スコリアの流出が継続している立根沢では河床低下が顕著である。特に下流0.5km前後の区間では、その傾向が著しいことが明らかになった。

今後は、現地観測等を継続しデータを蓄積するとともに、得られた知見・データに基づく、火山噴火後の降雨に対して泥流ハイドログラフを予測するための分布型物理モデルを検討してゆく予定である。

現地観測および調査を行うにあたり、東京都三宅支庁には、資料を提供していただくとともに、現地観測を行う上で諸々の便宜を提供いただいた。また、三宅村には、

現地観測用地を貸与していただいた。土木研究所の元交流研究員である若林栄一氏、竹島秀大氏、杉浦英二氏、また武澤永純研究補助員には、現地観測でお世話になった。ここに謝意を表します。

参考文献

- 1) 例えば、Collins, B. D. and Dunne, T. (1986) : Erosion of tephra from the 1980 eruption of Mount St. Helens: *Geol. Soc. Am. Bul.*, **97**, p. 896-905.
- 2) 東京大学地震研究所 (2001) : 2000年の主要な噴火の噴出量, 第90回火山噴火予知連絡会資料, 資料番号30.
- 3) 仲野公章, 山田孝, 山越隆雄, 土井康弘 (2000) : 三宅島火山噴火に伴う土砂災害速報, 土木技術資料, Vol. 42, No. 11, p. 2-3.
- 4) 恩田裕一・山本 高也 (1998) : リターに被覆された土壌表面におけるクラスト形成プロセスの解明, 日本林学会誌, 80巻4号, p. 302-310.
- 5) DUNNE, T., W. ZHANG, & B. F. AUBRY (1991) : Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff, *Water Res. Res.*, **27**: 2271-2285.
- 6) 村井 宏・浜島広宣・楊海軍・井上克弘 (1995) : プナ天然林の下層植生および落葉層の水文学的特徴, 岩手大学農学部演習林報告, No. 26, p. 1-28.
- 7) 池谷浩 (1978) : 土石流の分類, 土木技術資料, Vol. 20, No. 3, p. 150-155.

(2004. 6. 18 受付)