

9 桜島火山泥流の特性

宮崎大学農学部 〇谷口義信・高橋正佑

1 はじめに

桜島の上石流（火山泥流）の特徴は、1つには火山灰の含有量が非常に多いことである。火山灰とこの火山泥流がいかなる関係にあるかを知るためには、1つには降灰量および降雨量と土石流発生の関係を水文学的に調べる必要があろう。また1つには、レオロジ-的な側面からその流動特性を明らかにする必要があると考えられる。そのためには、まず地表堆積物の粒径の相違による流動特性を明らかにし、さらに流動に直接関係のあるせん断抵抗の特性を明らかにする必要があると考えられる。ここでは以上の諸点を考慮して、崩壊が起こったときの土砂の流動停止距離実験、せん断抵抗試験および降灰堆積厚に対する降雨実験を行ったので、それらの若干の結果について述べる。

2 泥流化土砂の流動距離

土石流が平坦地に出てから停止するまでの流動距離（流動停止距離）には土石流構成材料の粒径が大きく関与していると考えられる。なぜなら、桜島のような降灰活動の盛んな地域の上石流には細粒が多く、そのため一般に非活火山地域の土石流に比べてかなり流動性が高いと言う特徴が見られるからである。そこで降雨によって充分水を含んだ土砂が、崩壊や滑落などの衝撃によって液状状態となり、上石流化したとき、構成材料の粒径の相違が、その流動距離にどのような影響を及ぼすかを調べるために、つぎのような実験を行った。

模型水路は図-1に示すように、一定量の土砂と水を貯留する部分、すなわち崩壊・滑落を起こさせる部分（土石流発生部でこれは長さ50cm、幅20cm、高さ20cmの矩形型の箱で、勾配は50°に設定、箱の下端には土砂と水を一挙に放出するためヒンジで固定した開閉式の扉蓋をもつ）と、これに続く上石流流動区域（これは長さ1m、幅20cm、高さ20cmの水路で勾配は20°に設定）と、さらにこれに接続する土石流の運動停止域（水平の水路で長さ4m、幅20cm、高さ20cm）の3つの部分からなる。

実験使用材料には粒径25mm、10mm、5mmの礫～砂利とシラスおよび砂を用いた。実験はまず試料（7～8kg）と水を水路上端の貯留槽に入れ、下端の扉を一挙に開けて土石流を発生させ、これが水平区間の水路内を移動した距離を測定する。なお礫および砂利の場合には水は約2.5kgを与え、シラスおよび砂の場合には地表面から1～2cmの高さの水面ができるまで水を加えた。

崩壊土砂の水平水路内での流動距離の実験結果を示したものが図-2である。同図から知れるように、土石流の構成材料の粒径が大きくなるにつれて、全般的に流動距離は短くなる。これは大粒径の材料から構成される土石流程、早く停止することを示しており、実際に石礫質から成る上石流が勾配10°以下になると急速に停止する現象とも一致している。すなわちこのような組成をもつ土石流の流動には水路勾配の要因が大きく利いていることがわかる。しかし、一方逆に粒径がシラスのように非常に小さくなると、再び流動距離は著しく短くなる。ただここでは、貯留槽の土砂には最初に一

定量の水を与えるだけで、流動開始後は水は供給されないで、降雨によって常に水が供給されている実際の土石流の流動時の条件とは異なっていることが考えられる。また流動規模が小さいために流動距離の減少が起こっていることも考えられる。いずれにしても粒径が小さい場合は土石流が流動を維持するためには、かなりの水が供給されなければならないと言える。

3 泥流の流動性

固体粒子の濃厚なサスペンションでは急激な変形を与えると、一般に抵抗が増加する性質、すなわちダイラタンシーが現れると言われている。しかし砂や火山灰の場合、何らかの外的な力を与えて、これが液状状態になった段階では、せん断抵抗は著しく低下し、僅かの力で容易に流動が起こるようである。こう言った現象が起こる一例に崩壊のときに起こる著しい土塊の攪乱（せん断破壊）作用がある。江頭等はこの現象を破壊エネルギーと結びつけ、山腹崩土の流送距離の算定を試みている。特に流動性の高いと言われている桜島の火山泥流に対して、流動時のせん断特性を明らかにするため以下のような実験を行った。

実験装置は図-3に示すように、中に金網をはった直径10.9cm、高さ10.8cmの円筒容器と、同容器を回転させる無段変速モーター、幅2.35cm、高さ7.15cmの板（ベーン試験用の羽根）および羽根を固定する固定軸と、その固定軸にかかる応力を取り出すための応力センサーの5つの部分から成る。

実験は砂とシラスおよび桜島の火山灰（降灰）について行った。ここに実験に用いた砂、シラス、桜島火山灰の平均粒径は0.70mm、0.21mm、0.25mm、透水係数は $1.05 \times 10^{-1} \text{ cm/sec}$ 、 $2.9 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ 、 $7.6 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ である。実験はまず容器内に試料を入れ、これに飽和以上となるまで水を加え、ベーン試験用の羽根をこの試料内に挿入し容器を回転させ、そのときのせん断抵抗を測定するものである。なおこのときの実験は以下に述べる2つの方法で行った。すなわち1つは試料を攪拌後暫く静置しておいてから、モーターにより容器を回転させ、このときの羽根にかかるせん断抵抗を測定するものであり、他の1つは試料を十分に攪拌した直後に、直にこの中に羽根を挿入して容器を回転させ、せん断抵抗を測定するものである。このときの試料はほぼ完全に液状になった状態である。ここでは試料をせん断試験前の状態で区別して、前者を静止状態、後者を攪乱状態と呼ぶ。なお回転速度は3段階に変化させ、濃度もそれぞれの回転速度につれて2～3段階に変化させて測定した。

回転速度が33r/minで、数種類の試料濃度における静止状態の場合と、攪乱状態の場合の最大せん断抵抗値を示したのが表-1である。ここに低下率とは攪乱状態におけるせん断抵抗の平均値に対する静止状態の平均値の比を表わす。また図-4～図-7は砂およびシラスの2種類の濃度と回転速度におけるせん断抵抗の経時変化の状況を示したものである。

表-1から明かなように、砂、シラスと桜島火山灰のせん断抵抗を比較してみると、静止状態と攪乱状態における低下率が大きいのはシラスと火山灰である。このことから、粒径がシラスや火山灰（降灰）のように細くなると、攪乱状態では静止状態に比べてせん断抵抗がかなり小さくなることが知れる。また濃度が低くなると、せん断抵抗も減少し、さらに同一濃度でも回転速度を上げると、せ

せん断抵抗の大きくなる傾向が認められた。したがって火山灰でも変形が急激な程、抵抗は増加するようである。図-4～図-7から知れるように、十分水を含んでいるとしても、静止状態、すなわちまだせん断破壊が起こっていない土砂に対し、これを流動させるためには最初にかなり大きな力を与えなければならないが、一旦せん断破壊（これは崩壊などによって与えられる）が起こってしまつて攪拌された状態になった場合には、この土砂に流動を起こさせるのに必要な力は僅かであればよい。このことは佐々、海堀等も非排水3軸試験を行つて、試料が非常に強い充填状態であれば、流動開始後のせん断抵抗は0.03 Kgf/cm²までに低下し、ほぼ液体に近い状態となることを明らかにしている。²⁾³⁾

土砂の流動発生限界勾配(θ)は粘着力を無視すれば一般に次式で与えられる。⁴⁾

$$\tan \theta = \{ C^* (\sigma - \rho) / \{ C^* (\sigma - \rho) + \rho \} \} \tan \phi \dots \dots (1)$$

ここに C^* は堆積土砂の容積濃度、 σ は土砂粒子の密度、 ρ は水の密度、 ϕ は土砂の内部摩擦角である。

いま実験材料の桜島火山灰の $\sigma = 2.70 \text{ g/cm}^3$ 、 $\phi = 37^\circ$ 、実験時の $C^* = 57.1\%$ を式(1)に代入すると $\theta \approx 22^\circ$ となる。一旦土砂の流動が起こった場合、一般にはこの場合の土石流は非定常であるが、ここでは簡単のために流れは定常等流であるとして、壁面におけるせん断抵抗（壁面摩擦応力）が流動化状態（液状化状態）前の $1/5 \sim 1/10$ に低下したものとす。流動発生時の河床勾配（流動発生限界勾配）を θ_0 、壁面摩擦応力を τ_w 、定常等流状態のときの値を θ 、および τ_w とすると

$$\tau_w / \tau_{w0} = \sin \theta / \sin \theta_0 = 1/5 \sim 1/10 \dots \dots (2)$$

いま $\theta_0 = 20^\circ$ として、式(2)より θ を求めると、 $\theta = 2^\circ \sim 4^\circ$ となる。このことは濃度57%程度の火山堆積物が流動を開始するには約 20° の勾配が必要であつたのに、一旦崩壊などによって大きな力を与えられて流動が起こった後では $2^\circ \sim 4^\circ$ の非常な緩勾配でも火山泥流は容易にその運動が維持できることを示すものである。

4 火山灰堆積の泥流に対する側面的特性

桜島では土石流の発生が降灰量と密接に関係しているようである。これは火山泥流がもつ側面的な特性の1つである。そこで火山灰の堆積厚と降雨量がどのような関係をもっているかを明らかにするため次のような実験を行った。

実験装置は図-8に示すように、長さ140cm、直径20mmの塩ビパイプにノズルを15cm間隔に8個取り付け付けた降雨装置と、土砂を敷き詰めた長さ100cm、幅20cm、高さ20cmの斜面水路から成る。実験では斜面勾配を 20° と 35° の2種類に変え、それぞれの場合について火山灰の厚さ1cm、2cm、3cm、4cm、5cm毎の降雨開始から流動発生までの時間を測定した。なお時間当りの降雨強度は水路内に降り込んだ2分間の降水量を水路下端のホースからビーカーに採集して測定した。

降雨開始から流動発生までの全降水量と火山灰の堆積厚の関係を示したのが図-9である。同図から知れるように水路勾配 20° の場合、火山灰が厚い程、流動の発生に必要な雨量は増加している。

しかし斜面勾配が 35° の場合はガリの形成拡大による流動形態に移行するのが見られた。

5 おわりに

桜島の火山泥流を対象として、その特性を調べてきたが、以下のようなことが明かとなった。すなわち桜島の火山泥流の流動性には、その構成材料の粒径組成が大きく関係している。火山泥流では流動開始後、そのせん断抵抗は著しく減少し、僅かな力でも容易に運動が維持継続される。また一般に火山灰の堆積厚が大きくなれば、流動発生までの降水量も多くなるが、斜面勾配が急になるとガリが発生し、一様斜面とした流動発生機構とは異なってくる。

引用文献

- 1) 芦田・江頭・大槻：山腹崩土の流動機構に関する研究，京大防災研年報 26号B-2，326，1993
- 2) 佐々恭二：昭和58年度科研報告書，6，1984
- 3) 海堀・佐々：土石流の発生条件および流動特性，昭和60年度砂防学会研究発表会概要集，2，1985
- 4) 芦田・高橋・道上：河川の土砂災害と対策，77，森北出版，1983

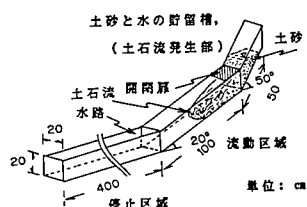


図-1 模型水路

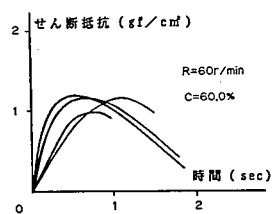


図-4 シラスのせん断抵抗の経時変化 (攪乱)

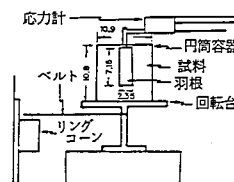


図-3 泥流のせん断抵抗測定装置

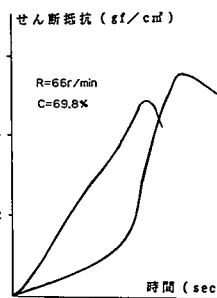


図-6 砂のせん断抵抗の経時変化 (攪乱)

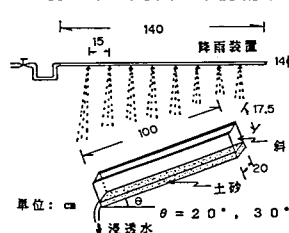


図-8 模型斜面

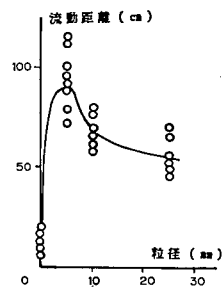


図-2 粒径別の土砂流動距離

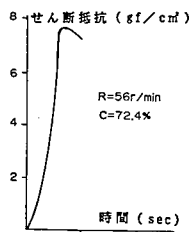


図-7 砂のせん断抵抗の経時変化 (静止)

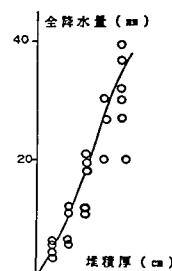


図-9 全降水量と火山灰の堆積厚さ

表-1 せん断抵抗の低下率

試料	状態	せん断抵抗 (gf/cm²)	低下率 (%)	濃度 (%)
砂	静止	3.63	1/2.0	51.1
		3.18		
		3.13		
		7.55		
		2.09		
シラス	静止	2.57	1/5.4	37.5
		2.12		
		1.87		
		3.72		
		5.01		
砂灰	静止	0.36	1/9.2	56.7
		0.39		
		1.68		
		9.30		
		6.39		
砂	攪乱	1.33	1/9.2	56.7
		0.70		
		0.53		

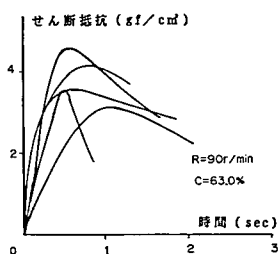


図-5 シラスのせん断抵抗の経時変化 (静止)