

3 火山灰による土石流の発生機構

立命館大学理工学部 大同淳之

1. はしがき

Irazu 火山あるいは桜島に見られるように、新しい火山灰が降下した直後では、わずか数mm/hr程度の降雨量で土石流が発生する。これらの例では、発生限界雨量の少なさから、従来の土石流発生の説明に用いられる表面流のせん断力による流動の他に、別の発生機構によっているものと推察できる。本文では、火山灰がせん断を受けたとき、非排水せん断が生じやすい粒度であることから、被せん断時にせん断抵抗の低下が生じやすい粒度であることを手掛りに考察を行なった。まず桜島における土石流発生と火山灰厚さの関係を調べ、発生にはある程度の火山灰の厚さが必要であることを述べ、一降雨による雨水の浸透深さ、火山灰の飽和時の強度低下を求め、これを前提とした火山灰の流動条件を述べるつもりである。

2. 桜島における土石流発生におよぼす火山灰堆積厚さ

桜島においては、建設省¹⁾によって、土石流発生と降雨の関係が多変量解析によって調べられ、その結果によると、1時間雨量 R_{60} と有効雨量 R_c とが特に関係することが明らかにされ、例えば野尻川については、回帰式

$$Y_1 = 0.3068R_{60} + 0.0232R_c - 3.491 \quad (1)$$

で Y_1 が -0.0647 を超えると土石流が発生するとしている。もし、 $R_{60} = R_{60}$ とすると、 $R_{60} = 10.4\text{mm}$ で発生することになる。また桜島北側斜面に位置する長谷、深谷、西道、および松浦の各河川では、 $R_{60} = 6\text{mm}$ 、累加雨量 10mm 、 $R_{10} = 4\text{mm}$ が発生限界雨量である。

著者は、火山灰堆積厚さと発生との関係を調べた。火山灰の堆積厚さは火山口で最大で周辺にいくほど少ないが、日降灰量の観測値は現地にないで、鹿児島市内の気象台での値を用い、現地の値は平野、正田の研究²⁾から鹿児島島の200倍とする。図1は、土石流の発生と雨量および火山灰の堆積量の変化を示したものである。火山灰の支出量は建設省の観測値に流出土砂量の支出があるときは、それに見合う量を、測定資料がないときは、流量中に土砂濃度 $C = 0.43$ が含まれたとし、火山灰の供給は現地の裸地面積から行なわれたとして求めた。

火山灰の堆積高さと、土石流発生との対比を調べると、式(1)で発生と判断されたにもかかわらず、土石流が発生しなかった例は、図2に示すように、堆積火山灰厚さが小さく、一方、降雨強度から発生しないと判定されたにもかかわらず、土石流が発生しているのは、火山灰の堆積厚さが 2.8cm を超えているためであることが示された。以上の結果、火山灰の厚さが少ないときは、かりに斜面上で流動が生じても局所にとどまっていると考えられ、土石流に発達するためには、ある程度の厚さが必要であることを示す。

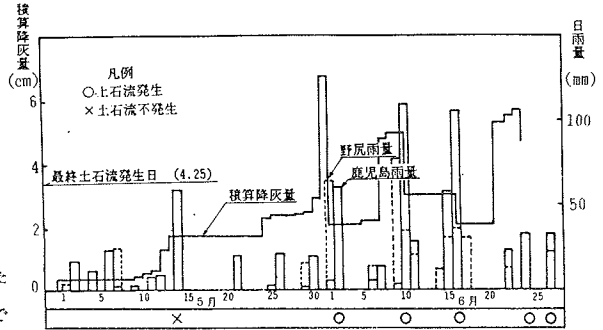


図1. 土石流の発生と降雨量および降雨量との関係

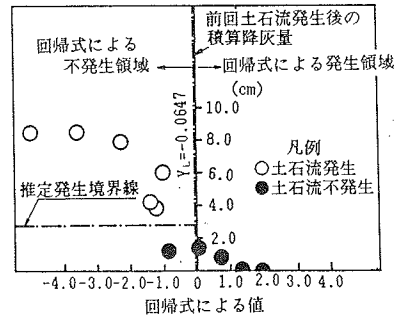


図2. 土石流の発生領域

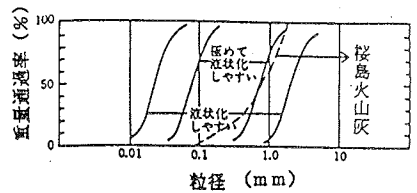


図3. 液状化しやすい土の粒度分布図

3. 未締固め火山灰の特性

(1) 未締固め状態の火山灰の存在

以上述べてきたように、降灰があると、数mmの降雨で土石流が発生する。そうして発生にはある厚さ以上の堆積厚が必要である、という事実は何を意味するのであろうか。

灰による土石流発生の原因に、火山灰表面の固結に伴う浸透の現象から、表面流出が増すとも言われている。もちろん、そのような場合もあると思われるが、そうした場合は少ないのではなかろうか。北海道有珠あるいは焼岳の頂上の地表を歩行すると足あとが残るほど、締固っていない。そこで、この未締固めの火山灰が発生におよぼす影響を考察する。

(2) 降下直後の未締固めの火山灰の特性

測定に用いた火山灰は、桜島のもので、建設省大隅工事事務所より提供されたものである。粒径 2.0mm 以上のものが数%含まれているので、除去して測定に用いた。粒度分布を図3に示す。参考までに、従来より地震時に流動しやすいといわれている土砂の粒度分布と比較すると、動きやすいといわれている領域に属する。

斜面上に堆積した火山灰は、最初、間隙比 e が大きい状態であるが、雨水の浸透を受けると若干圧密されるが、ほとんどその体積を変えずに飽和状態になる。もし何らかの力で、載荷またはせん断を受けると、水締めが生じて、体積が減少し、余分の水分を排出する。

これを確かめるため、内径 9cm、高さ 15cm の円筒に気乾又は適当に湿度をもたせた火山灰を散布して自然堆積し、その上から散水して飽和度 100% にする。この時点では、本実験の範囲内で、体積の減少は一般に零で、又は 1/20 であった。ちなみにこの間げき比と表面での固さの関係を、現地の締固め度と結びつけるため直径 3.5cm の円盤上に荷重をのせて K 値を測定したが、測定は容易なほどの固さであった。測定後、試料をゆるすまたは棒でつくつと砂の水締めが生じて圧密が進み、余分の水が表面に排出された。

試料の間げき比と K 値の関係は図5に示すとおりであるが、乾燥、飽和にかかわらず 1 つの関係を示している。

(3) 間隙の大きい火山灰のせん断強度と飽和による低下

未締固めおよびそれが飽和したときのまさつ角を知るために、三軸圧縮試験 (UU 試験) を行った。本実験では試料をスリーブに注いで、そのまま締固めないで試験した。側圧 σ_3 は、0.05~0.15 kgf/cm² の範囲である。乾燥砂の場合、応力とひずみの関係はピークを示さず次第に増加するので 15% ひずみのところの応力を用い、飽和の場合は鋭いピークを示してのち残留抵抗に低下し、その後、ひずみの増加に従って応力が先のピークを越えることがあるが、先のピークの応力を採用した。乾燥の場合は同じ間隙比について側圧をかえて σ_1 と $(\sigma_1 - \sigma_3)$ の関係からまさつ角を、飽和の場合は同じ間隙比の資料を多量に得ることが難しかったから、乾燥の場合に $C_u = 0$ が確認されているので個々のデータより ϕ を求めた。

測定結果を従来の研究と比較するために図6に示す。乾燥火山灰は、Bishop⁴⁾ (粒径中程度の砂)、Nash⁵⁾ (0.2mm 以下 70%)、Bjerrum⁶⁾ (0.2mm 以下 80%) の延長上にある。Nash は同じ間隙率 n に対して 5° 程度飽和した方が低いとし、Bjerrum は排水せん断に対して非排水がやはり 5° 程度低いことを示している。著者の実験では、50% 程度の低下を示している。後述する水路における流動試験の流動時のせん断応力より逆算したまさつ角は、図中の ϕ のようにほぼ同じ値を示している。

低下の果たす要因については、測定された間隙水圧の増加は、この低下に見合うものでないことから、せん断境界面の変化にたよらざるを得ず、これについては、別に報告するつもりである。

4. 堆積火山灰の流動機構

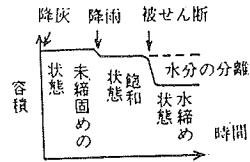


図4. 火山灰の圧密の過程

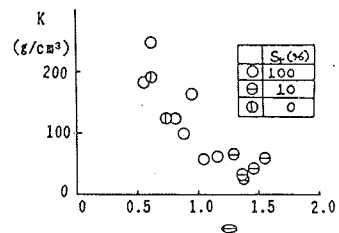


図5. 火山灰の間隙比と K 値の関係

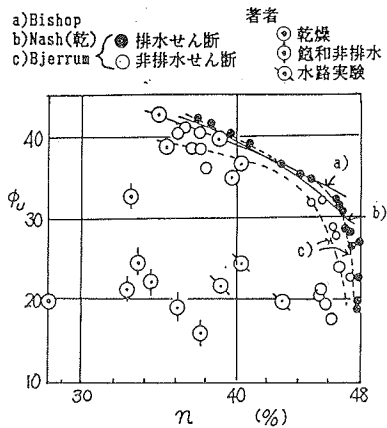


図6. 火山灰のまさつ角の測定値

(1)一降雨による雨水の火山灰への浸透深さとその飽和度

土壌中への降雨の浸透現象は、降雨強度I、最大浸透能k_sによって異なり、浸透能は土壌の性質、締固め度および含水比に左右されるI > k_sの状態では雨水が供給されるときは、表面土壌は飽和状態になりこの場合の浸透速度は、時間と共に減少していくことが従来の研究で示されている。

新鮮な未締固め状態の火山灰は、雨水による水締めが生じるまでは、浸透能は極めて大きいと予想される。このときの浸透速度は重力と初期含水比による毛管力によって左右されよう。

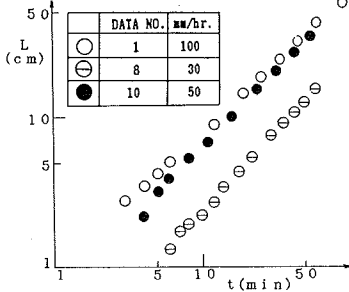
桜島火山灰を対象として、人工降雨で、直径9cmの円筒を用いて行った。鉛直浸透実験では100mm/hourの強度でもI < k_sで、結果として空気が閉塞されていない状態での浸透に終了した。一降雨による浸透の深さZ_rは、例えば図7のようになり、この結果は

$$Z_r = a t^b \quad (2)$$

と表され、a、bの値は測定範囲で表1のように表された。表から湿潤域は未飽和の状態に止まった。

この論文では、深さ1mの火山灰厚さについて実験を行なったが、実際には、新鮮な火山灰の下に水締めをうけた古い火山灰の層があり、そこで浸透能が変わるため、層の上に灌水して飽和層ができ、飽和層の表面がしだいに上昇して全体を飽和することが予想される。

表1. 一降雨のゆるい火山灰への浸透深さ



供給降雨強度 mm/hr.	間隙比	初期飽和度 %	終期飽和度 %	a	b	1時間後の浸透深 c m
1	90	0.615	8.8	0.911	1.005	42.8
2	90	0.994	5.4	0.780	0.992	45.1
3	90	0.733	7.4	0.862	1.112	40.3
4	100	1.414	10.0	0.770	1.107	70.2
5	97	0.878	16.0	0.760	1.050	55.0
6	96	0.675	20.9	0.893	1.017	55.7
7	30	0.583	8.3	0.283	1.024	18.0
8	30	0.750	6.1	0.250	0.997	15.1
9	29	0.972	4.7	0.342	0.948	16.9
10	48	0.632	26.1	0.618	1.012	38.0
11	47	1.139	14.5	0.409	1.113	38.1

(2)雨水が浸透した火山灰層の安定限界

(a)降雨が浸透して、表面よりある深さまで飽和層ができた場合火山灰層の勾配をβ、乾燥した火山灰層のまさつ角をφ、飽和して非排水状態でせん断される場合のまさつ角をφ₁、飽和および乾燥火山灰の単位体積重量をそれぞれγ_{sa}、γ_tとする。

堆積層に作用するせん断力τ、せん断抵抗力τ_rは表面からの深さをZとするとそれぞれ次のように表わされる。

$$\tau = \gamma_{sa} Z \cdot \sin \beta \quad (3)$$

$$\tau_r = (\gamma_{sa} - 1) Z \cos \beta \cdot \tan \phi_1 \quad (4)$$

したがって、tan φと勾配の組合せで、両者の大きさは、図8に示されるようになる。これらの安定条件を Bagnold⁷⁾、高橋⁸⁾にならって表わす、

(1)のケースでは、粘着力C_r=0でも、

(∂τ_r/∂Z) > (∂τ/∂Z)、すなわち、

$$\frac{\gamma_{sa} - 1}{\gamma_{sa}} \tan \phi_1 > \tan \beta \quad (5)$$

のとき、飽和層の厚さに無関係に流動は生じない。

このケースで、飽和前まさつ角はφで、飽和後、みかけの角度がφ₁に減少するとき図(1)より判断して、式(7)の条件で、左右の項が等しくなるまで、φ₁が減少したとき流動が生じ、このときの流動深さは、Z₁になる。

(2)のケースは、φがφ₁になった場合の安定限界を示し、式(7)の符号が逆になっても、粘着力C_rがあって、tan β = tan φならば、

$$\tan \beta = \frac{C_r}{\gamma_t \cdot Z_1 \cdot \cos \beta} + \frac{(\gamma_{sa} - 1)}{\gamma_t \cdot \cos \beta} \tan \phi_1 \quad (6)$$

が限界こう配となる。

(3)のケースでは、堆積層内に部分的にせん断抵抗よりせん断力が上回る領域が生じる場合で、

$$(\partial \tau_r / \partial Z)_1 < (\partial \tau / \partial Z)_1 \quad \text{すなわち、} \{(\gamma_{sa} - 1) / \gamma_t\} \tan \phi_1 < \tan \beta \quad (7)$$

$$\text{で、かつ } (\partial \tau_r / \partial Z)_2 > (\partial \tau / \partial Z)_2 \quad \text{すなわち } \tan \beta < \tan \phi \quad (8)$$

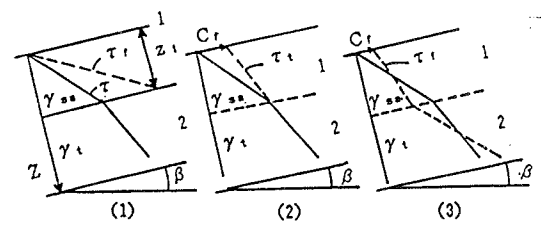


図8. せん断力τとせん断抵抗力τ_rの関係

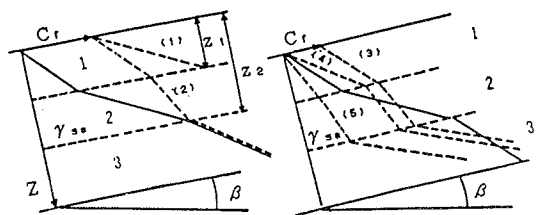


図9. せん断力τとせん断抵抗力τ_rの関係 (飽和層が中間にあるとき)

$$\frac{(C/\cos\beta)}{-(\gamma_{sa}-1)\tan\phi_1 + \gamma_{sa}\tan\beta} < z < \left[\frac{1}{\gamma_1(\tan\beta - \tan\phi)} \left\{ \tan\beta \cdot \gamma_{sa} Z_1 - \frac{C_1}{\cos\beta} - (\gamma_{sa}-1)Z_1 \tan\phi_1 \right\} - Z_1 \right] \quad (9)$$

となる。実際には、このようなケースでは、表層から不安定になり、 Z_1 は止まるものと考えられる。

(b) 降雨の中絶があつて、飽和層が堆積層の中央にある場合

この場合の τ と τ_1 の関係を図9に示す。

$$(1) \text{ は安定な場合で、例えば } C_1=0 \text{ の場合でも、} (\partial\tau_1/\partial Z)_1 \geq (\partial\tau/\partial Z)_1, \text{ すなわち、} \tan\beta \leq \tan\phi \quad (10)$$

$$(\partial\tau_1/\partial Z)_2 \geq (\partial\tau/\partial Z)_2, \text{ すなわち、} \{(\gamma_{sa}-1)/\gamma_1\} \tan\phi_1 \geq \tan\beta, \text{ および、}$$

$$(\partial\tau_1/\partial Z)_3 \geq (\partial\tau/\partial Z)_3, \text{ であればよい。} \quad (11)$$

(2) は第2層が飽和して、みかけのまさつ角が ϕ_1 まで減少しても安定な場合で、その条件は、

$$(\partial\tau_1/\partial Z)_3 \geq (\partial\tau/\partial Z)_3, \text{ すなわち、} \tan\phi \geq \tan\beta \quad (12)$$

$$(\partial\tau_1/\partial Z)_2 < (\partial\tau/\partial Z)_2, \text{ すなわち、} \{(\gamma_{sa}-1)/\gamma_1\} \tan\phi_1 < \tan\beta \quad (13)$$

で、限界こう配は、

$$\tan\beta \leq \frac{1}{(\gamma_1 Z_1 + \gamma_{sa} Z_2)} \left\{ \frac{C_1}{\cos\beta} + \gamma_1 Z_1 \tan\phi + (\gamma_{sa}-1) Z_2 \tan\phi_1 \right\} \quad (14)$$

となる。

(3) は、飽和層で ϕ が ϕ_1 になり、部分的に不安定になる場合で、

$$\frac{1}{(\gamma_{sa}-1)(\tan\beta - \tan\phi)} \left\{ \frac{C_1}{\cos\beta} + \gamma_1 Z_1 \tan\phi - \gamma_1 Z_1 \tan\phi_1 \right\} < z < \frac{1}{\gamma_1(\tan\beta - \tan\phi)} \left\{ \frac{C_1}{\cos\beta} + \gamma_1 Z_1 + (\gamma_{sa}-1)Z_2 \right\} \tan\phi - \{ \gamma Z_1 - (Z_{sa}-1)Z_2 \} \tan\beta \quad (15)$$

の部分で不安定となるが、実際には、式(15)の左辺の値から流動しはじめるため左辺の項が深さとなる。

5. 水路における安定限界実験

以上の結果を確かめるために、長さ12m、幅0.2mの水路に、同じ火山灰を厚さ0.15mに敷き、さきの実験と同じように散水して、飽和せしめた。散水に伴って、若干の圧密が生じるが、水縮状態にはならず、飽和状態が形成された。飽和状態は、傾斜させても表面水が生じない程度に止め、水路を静かに傾むけて、自然流動させた。その結果、未飽和のときには、流動しない勾配で、飽和したときには流動を起こした。また、一度局所的に滑動が生じると火山灰層が水締め状態となり、まさつ角は上昇することが観測された。流動するときは、水路の1ヶ所に流動のきざしが見える瞬間に、全長にわたって一瞬の間に流動した。流動の継続時間が短いため、観察は十分でないが水路の下付近では表層に水が現われている。こう配、流動深、単位体積重量から求めた流動深さの底に作用するせん断力 τ から、まさつ角を逆算した結果を図に示すと飽和火山灰を0.5mm/minの速度でせん断したときのまさつ角に一致することを示した。

表2. 水路における流動試験より求めた飽和火山灰のまさつ角

	発生勾配	滑動深	γ_{sa}	ρ	K_0	τ_0	$\sigma-u$	$\tan\phi_1$	ϕ
	$\sin\theta$	cm	g/cm^3	g/cm^3	g/cm^3	g/cm^2	g/cm^2		°
1	0.214	11.7	1.92	0.67	18.19	4.80	10.73	0.447	24.08
2	0.187	13.0	1.92	0.65	7.09	4.66	11.92	0.391	21.36
3	0.169	10.3	1.95	0.76	15.99	3.40	9.81	0.346	19.08

6. むすび

(1) 火山灰による土石流発生の現況を調べ、火山灰の厚さが少ないときは発生せず、ある程度の深さが必要であることを示した。

(2) 降下直後の火山灰は、未締固めで、かつその粒径が、いわゆるせん断時に非排水せん断が生じやすい粒径であることから、火山灰がわずかの降雨で流動する原因を、非排水せん断時にみられるみかけのせん断強度の低下に求めた。そのため、空隙比とまさつ角との関係をしらべ、乾燥火山灰と飽和火山灰のまさつ角の比較は、図6に示すように飽和火山灰のまさつ角の低下をみられた。

(3) 斜面上にある火山灰が乾燥しているときは安定であっても、飽和することによって強度が低下したときの種々のケースについて安定限界を示した。

(4) 以上の考察が妥当かどうかを検討するために水路実験を行ない、流動した実験例から上の解析にしたがって求めたまさつ角が、さきの三軸圧縮試験で得られた結果と一致することが示された。

参考文献

- 1)建設省大隅工務所・桜島土石流危険区域調査解析業務、昭和55.3, 2)平野ら、第21回自然災害シンポジウム論文集、1984, 3)春山ら、新砂防、Vol.37, No.2, 59.7 4)A.W.Bishop:Proc.3rd Int.Conf.on S.M.F.E.,Vol.1, 1953, 5)K.L.Nash:Proc.3rd Int.Conf.on S.M.F.E.,Vol.1, 1953, 6)L.Bjerrum,S.Kringstad :Proc.5th Int.Conf.on S.M.F.E., Vol.1, 1961,7)Bagnold:Trans.Royal.Soc.Vol.249,1957 8)高橋、京大防災研年報20号、1979, 9)A.Daido:Memoir of the R.I.S.Ritsumeikan Univ. No.41,1982