

桜島における土石流の規模の予測 (第2報)

九州大学 工学部 正員 平野宗夫
 鹿児島工業高等専門学校 正員 ○正田 誠
 九州大学 工学部 正員 森山聡之
 鹿児島工業高等専門学校 学生員 松山敏久

1. まえがき

近年、活火山の爆発に起因した災害が勃発し、コロンビアのネバドデルルス火山(1985)の土石流災害は記憶に新しい。一方、桜島では、国内で最も活発な火山活動が続いており、山腹に堆積した大量の降下火山灰は強雨のたびに土石流となって溪谷より流下し、長谷川や野尻川では年に20回前後発生と頻度が極めて高く一回の土砂流出量は数万 m^3 から数十万 m^3 に達し、現在大きな脅威となっている。前報¹⁾においては、データの豊富な両河川について火山性土石流の流出解析を行い流出規模の予測手法の検討を行っている。本報は現地桜島の火山灰斜面における浸透能実験及び火山灰を用い降雨を伴う土石流発生限界に関する室内実験の結果を述べ、モデルの適合性についてさらに検討を加えたものである。

2. 火山灰斜面の浸透能

図-1は野尻川中腹の新規火山灰の堆積した水平に近い斜面における浸透能実験の概略図である。火山灰層の厚さは約17.5cm及び31.0cmで、それより深い部分は前者は降下軽石層(ボラ層)後者は古い火山灰層である。図のように二重円管(アクリル管φ13×10cm, 鋼管φ21×13cm)を用い、A及びB部の注水は同時に開始し火山灰表面を常に飽和状態にした。B部の水深を一定(0.5cm)に保ち、A部の水深hを繰り返し低下させ、水深の変化 $\Delta h=1.0cm$ に対応する時間 Δt を測定し、火山灰斜面の浸透能 $i=\Delta h/\Delta t$ を求めた。その結果を示せば、図-2のようになる。従来、火山灰の浸透能はかなり小さいものとされているが、最終浸透能は600~1000mm/hr程度の値を示し、非常に大きいことがわかる。従って、降水はすべて浸透し、表面流は発生しないものと考えられる。

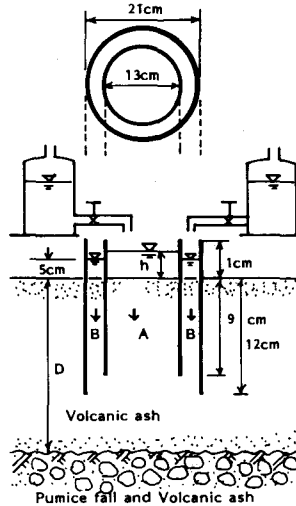


図-1 火山灰斜面の浸透能実験

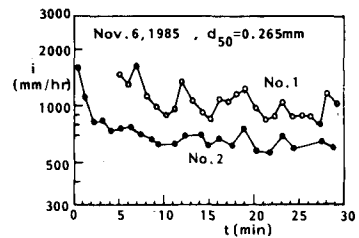


図-2 火山灰斜面の浸透能の時間的変化

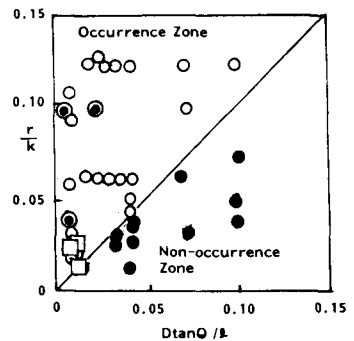


図-3 土石流の発生限界

3. 土石流の発生限界

砂を用いた実験によると、粘着力の存在のため、 22° 以上の勾配においても崩壊が起こらないことが多く、砂質斜面においては、表面まで飽和すると同時に土石流が発生するよいようである²⁾。即ち、

$$\frac{1}{T} \int_0^T r(t-\tau) \cos \theta d\tau \geq Dk \tan \theta / l \quad \text{----- (1)}$$

となる。上式において、右辺は斜面に関する項 (D : 堆積厚, k : 透水係数, θ : 斜面勾配, l : 斜面長), 左辺は到達時間内の平均降雨強度を表している。式(1)の適合性を確かめるために著者らの室内降雨実験の結果 (□: 火山灰斜面で発生, ◎均一砂で発生) を図-3に示すが、均一砂を用いた実験結果²⁾ (○発生, ●不発生) と同

様に火山灰斜面においても式(1)が成立するようである。

4. 斜面における流出量

いま、勾配 θ の斜面に一樣な降雨強度 r の雨がある場合の土石流実験を考える。実験結果²⁾によると、斜面における土石流は段波状をなし、流出量は時間的にほぼ一定である。土石流の全流出量を V_T 、全流出量中の水分量と土砂礫の量をそれぞれ V_w 及び V_B とすると、 $V_T = V_B + V_w$ である。水分量は、土石流発生期間中の降水と堆積土砂中に含まれていた水分との和であるから、堆積層の空隙率を λ 、土石流の継続時間を Δt として、 $V_w = \rho r \cos \theta \Delta t + V_B \lambda / (1 - \lambda)$ 、 $V_T = V_B / (1 - \lambda) + \rho r \cos \theta \Delta t$ となる。 V_T を Δt で除し、 $q_T \equiv V_T / \Delta t$ 、 $q_B \equiv V_B / \Delta t$ とし、更に、土石流の濃度を c として、 $q_B = c q_T$ とおくと

$$q_T = C r \rho \cos \theta \quad \text{及び} \quad C = (1 - \lambda) / (1 - \lambda - c) \quad (2)$$

となり、斜面からの流出量は、降雨量に比例することになる。実験結果²⁾によると、土石流の濃度 c は勾配 θ が 17° 以上の範囲に対して一定値を示し、 $c \approx 0.5$ 、 $\lambda = 0.47$ 、 $C \approx 18$ である。

5. 河道における流出量

式(2)を用いて前報¹⁾の結果を修正すると、土石流の流量 Q は次式となり、図-4、5に示す。

$$Q(t + \tau_e) = A r(t) \frac{C}{\lambda(C-1)} \left\{ f(\eta_e) \eta_e \int_0^{\infty} k t \sin \theta g(\rho) d\rho + \frac{k \sin \theta}{\lambda} \int_0^t \eta f(\eta) g(\rho) d\eta \right\} \quad (3)$$

ここに、 t は時間、 τ_e は河道における遅れ時間、 A は流域面積。 $f(\eta_e)$ と $g(\rho)$ は、それぞれ $\eta_e (= \lambda D)$ と ρ の確率密度関数で、 $0 \sim t$ 間の任意の時間を t_0 とすると

$$\eta_e = \int_0^t r \cos \theta dt, \quad \eta = \int_{t_0}^t r \cos \theta dt \quad (4)$$

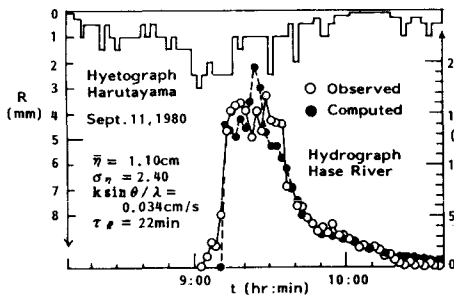


図-4 土石流のハイドログラフ (長谷川)

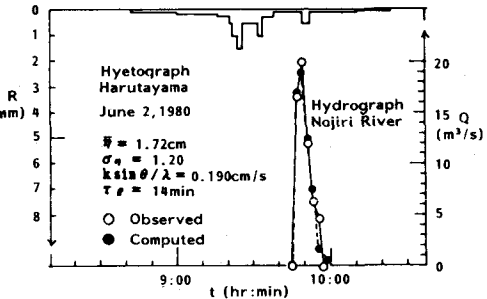


図-5 土石流のハイドログラフ (野尻川)

6. 現地河川への適用

上述の土石流の予測に用いるために、斜面長 $\rho = A/2L$ の分布 $(\bar{\rho}, \sigma_\rho)$ を地形図から、遅れ時間 τ_e は、ハイトグラフとハイドログラフのデータから求められる。一方、土石流発生場における堆積物については現在火口から2 km以内は立入禁止となっているため実測は不可能であり、間接的に推定せざるをえないが、 C 及び λ については実験室で得られた値を用い、堆積層の厚さ D の分布の特性 $(\bar{\eta}, \sigma_\eta)$ は降灰と流出により変動していると思われるが、著者らの推定法³⁾により計算が可能である。さらに、透水係数 k は堆積火山灰の粒度分布が分かれば推定できる。以上から、式(3)は砂防計画や土石流の流出規模の予測のために活用できることを予想している。

本研究の遂行に当って、降雨資料は鹿児島営林署より、土石流に関する資料は鹿児島県砂防課及び建設省大隅工事事務所に提供して頂いた。また、桜島現地実験及び室内土石流実験は鹿児島高専の蔵元浩己・泊博幸・平川英貴・恒吉洋一君に協力を頂いた。ここに、関係各位に厚く謝意を表する次第である。

参考文献：

- 1) 平野・正田・森山・平山(1985)：桜島における土石流の規模の予測，西講，pp.250-251.
- 2) 平野・岩元・原田(1976)：人工降雨による土石流発生に関する実験(1)，年講・第2部，pp.299-300.
- 3) 平野・正田・平川・恒吉(1986)：桜島火山灰の降下量の分布について(第2報)，西講。