

混合粒径材料からなる土石流扇状地の形成に関する研究

京都大学防災研究所 正員 高橋 保
 京都大学防災研究所 正員 中川 一
 京都大学防災研究所 学生員 ○山敷庸亮

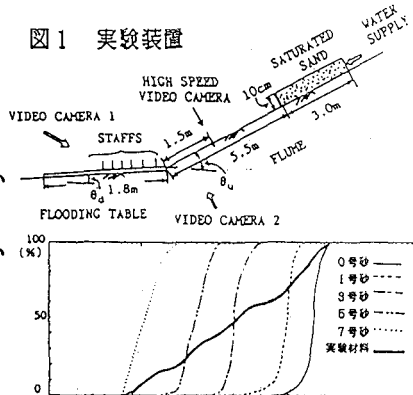
1. まえがき

土石流扇状地の形成に関する研究は、従来、均一粒径の土砂を対象として進められてきているが、混合粒径土砂における研究は少なく、その堆積機構の解明は、実際の土石流が混合粒径であることから急を要する課題である。本研究では、急勾配水路により発生させた土石流を氾濫台上に堆積させ、土石流扇状地の形成過程の実験結果と計算結果についての検討を行った。

2. 土石流扇状地の形成に関する実験

実験装置は図1に示す。上流水路は幅10cm、勾配は18°に固定。水路下流端に幅2m、長さ6mの幅広水路を連結し、その水路内に幅1.8m、長さ2.7mの実験材料を粗度として張り付けた氾濫台を設置している。氾濫台上には幅方向に10cm間隔、流下方向に20cm間隔で標尺をたてた。氾濫台の勾配は5°に固定。図2の太い実線で示した粒度分布を持つ混合砂を上流水路内に幅10cm、厚さ10cmに敷き詰め、十分に飽和させた後、上流から600cc/secの給水を20秒間行い土石流を発生させた。氾濫台上と、水路横に設置したビデオカメラによって、氾濫・堆積形状を推定し、また、高速度ビデオカメラを水路下流端から1.5m地点に設置して、粒子の移動速度および流動深を求め、流量を算定した。

図1 実験装置



測定項目は、10cm×10cm四方毎の堆積厚さ、堆積範囲、図3中の9地点の堆積土砂の1cm厚さ毎の粒度分布である。

以上の堆積実験を5回繰り返した。

3. 堆積計算について

<基礎方程式>¹⁾

土石流は停止する瞬間までは一種の連続体として取り扱えるものと仮定して、従来行われてきた洪水氾濫計算と同様の方法によって解析する。ただし、堆積速度式としては(1)式を用いる。

$$i = \beta \left(1 - \frac{U}{rV_g} \right) \frac{C_L - C_{L\infty}}{C_{L\infty}} \frac{\sqrt{M^2 + N^2}}{d_L} \quad (1)$$

M = uh, N = vh, u, v; それぞれx方向、y方向の平均流速、h; 流動深、 β ; 定数、 C_L ; 流動層中の粗粒成分が全容積中に占める割合

これは C_L の濃度を持った土石流が、緩勾配の地域(その地域の許容平衡濃度 $C_{L\infty}$ 、 $C_{L\infty} < C_L$)へさしかかったとき、流速が次第に減速されて rV_g になった地点から下流にかけて堆積が始まることを意味している。ただし、 r は一次元の実験によれば約1/3であり、 V_g は C_L の濃度が平衡濃度になるような勾配 θ_0 上での定常流速であって、(2)式で与えられる。

$$V_g = \frac{2}{5d_L} \left[\frac{g \sin \theta_0}{a \sin \alpha} \left\{ C_L (1 + C_L) \frac{\rho_m}{\sigma} \right\} \right]^{1/2} \left\{ \left(\frac{C_{L\infty}}{C_L} \right)^{1/2} - 1 \right\} h_0^2 \quad (2)$$

ρ_m ; 微細砂を含んだ泥水の密度、 σ ; 砂礫の密度、 h_0 ; 土石流の流動深、 θ_0 ; 停止限界勾配、 $a \sin \alpha = 0.004$ とした。

また、堆積土砂の平均粒径分布を求めるために(3)式のような流動層内に含まれる粒子個数の連続式を用いる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{V_L}{kd_L^3} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q_{Lx}}{kd_L^3} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q_{Ly}}{kd_L^3} \right) = \frac{i C_{L\infty}}{kd_L^3} \quad (3)$$

V_L ; 単位面積上の流動層内の粗砂の堆積、 Q_{Lx} , Q_{Ly} ; それぞれxおよびy方向の単位面積あたりの粗粒径砂の流砂量、 kd_L^3 ; 粒径 d_L の粒子1個の体積

4. 実験結果と計算結果の比較検討

図4は図3に示した POINT 1～POINT 9 の地点において採取した土砂の深さ方向の平均粒径の実験値と、堆積土砂の平均粒径に関する計算結果とを比較したものである。RUN 2～RUN 6は計算結果、RUN A～RUN Eは実験結果である。これによると、谷出口付近のPOINT 1、4および7における土砂堆積厚は比較的实验結果と計算結果がよく一致している。谷出口から少し下流端に位置するPOINT 2、5および8では堆積厚が実験値と計算値で異なっている。さらに先端部に移るにつれて、実験結果の堆積厚が計算結果のそれを大きく上回っている。これは計算で表現できなかったマウンドの形成によるものと思われる。すなわち0号砂を中心としたフロント部の粗い粒径の粒子が扇状地先端付近に集中して堆積したためと思われる。堆積形状の時間変化についてRUN Aのものと計算3のものを重ねて図5に表わす。これによると到達範囲につ

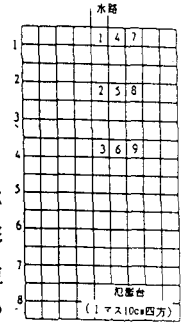


図3 サンプル地点

いてはだいたい計算結果がよく実験結果を示しているが、堆積形状については計算結果は円形であるのに対し実験結果は細長くラグビーボール状になっている。これは計算で用いた堆積速度式よりも実験の土石流がより流動性が高く、かつ、堆積が始まると急激にそれが進行する性質を持っていたことを示唆しており、(1)式中の β や r の値についてさらに検討を必要としているようである。

堆積物の粒径について見ると、POINT 1、2および3において、実際では、とくに堆積底面付近で下流方向へ粒径が粗くなっていく傾向が認められる。計算でもPOINT 1、2および3を比べるとそのような傾向が出ているが、実験の方がより傾向が顕著であって、やはり土石流先端部の大粒径の部分が計算よりもより先端部に集中して堆積する傾向が顕著なようである。横断方向には、例えばPOINT 1、4、7を比較して、流心よりも外側により大粒径のものが堆積する傾向がある程度説明できているようである。

5. あとがき

ここで用いたシミュレーション法によって堆積物の空間的粒度分布や堆積形状がある程度説明できること図4

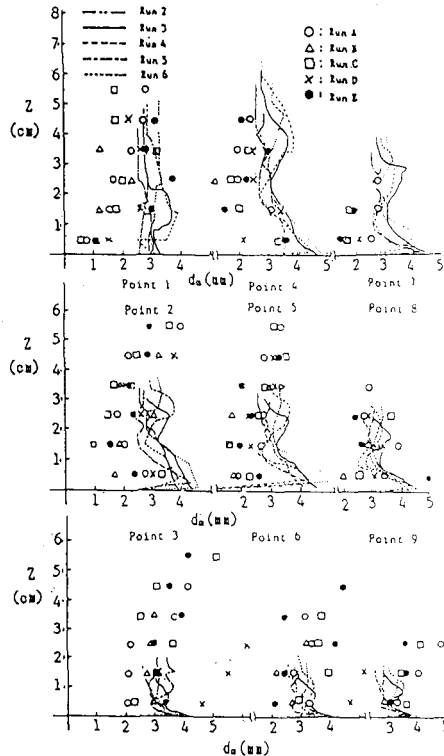


図4 サンプル地点毎の深度方向の平均粒径の変化図

<参考文献>

- 1) 高橋ら：扇状地における土砂氾濫災害危険度の評価, 京大防災研究所年報, 第31号B-2, 1988, pp, 655-676.

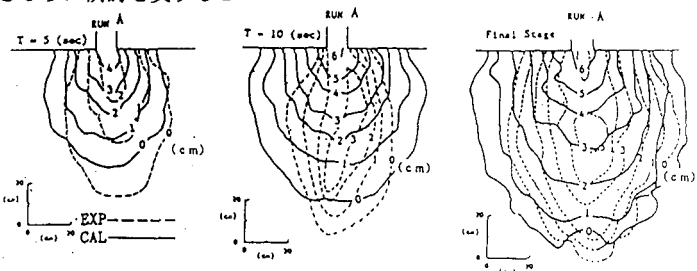


図5 堆積形状の時間変化