

足洗谷流域源頭部における土石流発生ポテンシャルの変動

京都大学 ○岩井智哉, 宮田秀介, 山野井一輝
(一財) 砂防・地すべり技術センター 藤田正治

1. はじめに

溪床堆積物の不安定化による土石流の発生には急勾配な河道に十分な水と土砂が存在することが必要条件となる。非火山性の流域や、噴火から十分に時間が経過した流域では、源頭部の堆積土砂量が土石流発生ポテンシャルを決定づけていると考えられる。そこで、本研究では噴火から十分な時間が経過した流域において長期的な堆積土砂の層厚の変化と土石流の発生・非発生の関係を、数値シミュレーションをもとに検討した。

2. 解析方法

対象流域は岐阜県高山市の神通川水系足洗谷流域(図 1)、対象期間は 1987 年 1 月から 2020 年 12 月までとし、流域土砂動態解析モデルである SiMHIS: Storm Induced Multi-Hazard Information Simulator²⁾を用いて数値シミュレーションを行った。ここで、河道における水輸送モデルにおいて、マニング則に基づく表面流とダルシー則に基づく飽和側方浸透流を個々にモデル化し、表面流と浸透流の水深を分けて求められるよう、改良を行った¹⁾。

次に、高橋による方法³⁾に倣って飽和した堆積土層を対象に安定性を検討した。水と土砂の重力の下

流向きの成分から、堆積物の表面から深さ z の地点までの範囲にある土塊が滑ろうとする力 $\tau(z)$ が計算できる。水輸送モデルにより得られる表面流水深、浸透流水深から深さ z の地点における水圧(静水圧分布を仮定)が得られ、 τ 同様に求めた全応力と水圧の差から有効応力 σ' を得る。ここで、出水時にも堆積土砂が全て水に覆われるわけではなく、土中と大気での空気のやり取りがあると考えられるため、一部が不飽和の際、気のやり取りがあると考えられるため、一部が不飽和の際、図 2 の通り浸透流の水面以深でも静水圧分布であると仮定した。さらに、粘着力を c 、内部摩擦角を ϕ とすると

$$\tau_L = c + \sigma' \tan \phi \quad (1)$$

として滑りに抵抗する力 τ_L が算出される。そこで、

$$F_{deb} = \min_{d \leq z \leq D} F(z) \left(F(z) = \frac{\tau_L(z)}{\tau(z)} \right) \quad (2)$$

として土石流発生に関する安全率 F_{deb} として定義した。ここで、 d, D はそれぞれ平均粒径、堆積層厚である。 $F(z)$ が z に関して単調に増加または減少することから $F_{deb} = \min\{F(d), F(D)\}$ 、すなわち、 F_{deb} は堆積物のごく表面付近または下端における $F(z)$ の値で評価される。さらに、 $F(D) < 1$ となった場合は土石流が発生するものとし、対象の単位河道における堆積層厚を 0m とした。

降水量はアメダス栃尾観測所のものをういた(図 3 の 1 段目; 1 時間降水量と年間の積算雨量)。裸地斜面からの土砂生産量は凍

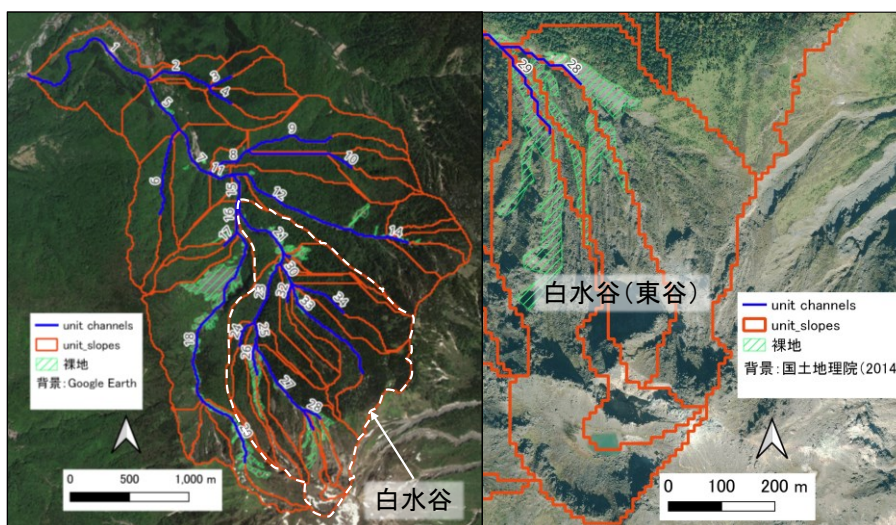


図 1 対象流域(単位河道脇の数字は河道番号)

右は結果を詳細に検討する白水谷(東谷; 河道番号 28)の拡大図

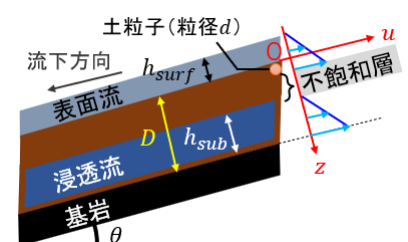


図 2 河道において不飽和層が存在する場合

結・融解モデル⁴⁾により求め、Case A ではこれを河道への供給土砂量とした。また、Case B では生産土砂量の 1/10 を河道へ供給した。河道へ供給された土砂は単位河道に均一に堆積するものとした。粘着力は $c = 20 \text{ kPa}$ 、河道における透水係数は $2.0 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ 、浸透能は河道、斜面のいずれにおいても 100mm/h とした。

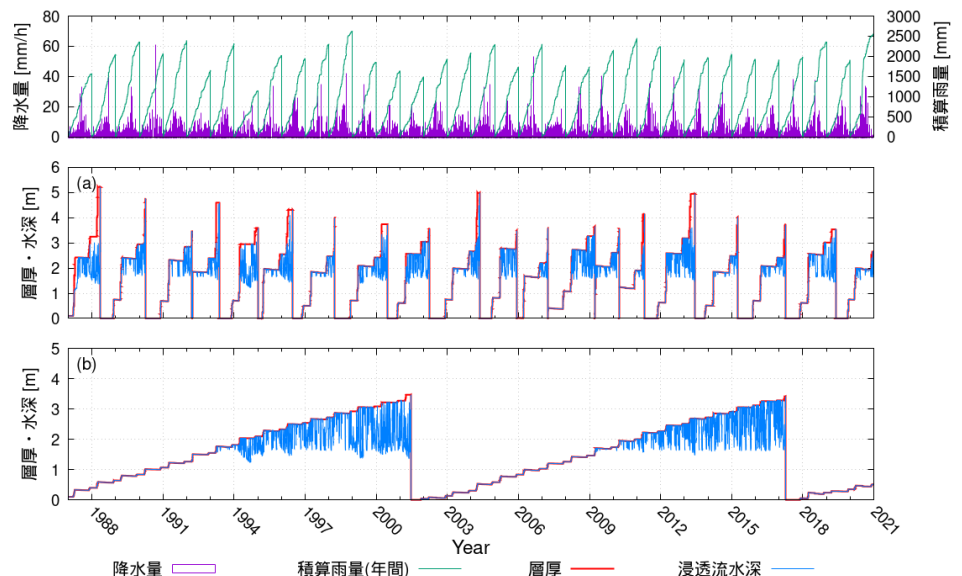


図 3 降水量と白水谷（東谷）源頭における(a) Case A と(b)Case B の解析結果

3. 解析結果と考察

白水谷（東谷）源頭（図

1 参照；28 番河道；川幅 2.4m，河床勾配 23.6° ）におけるシミュレーションの結果を図 3 に示す。Case A では 3.0m を越える層厚が瞬時に 0m まで減少する様子が 19 回確認できるが（図 3 (a)），これは土石流の発生とそれに伴う土砂の流出を意味する。足洗谷流域全体で 10 年以上土石流が観測されないこともあるため、計算結果における土石流発生頻度は実現象に比べて高い。実際の土石流発生頻度は詳細な記録がないが、図 3 (b) の通り Case B では土石流の発生頻度が 15 年に一度程度となり、実現象に近づいたと言える。

いずれの結果からも溪床堆積物の移動に起因する土石流の発生メカニズムとして以下が考えられる。生産土砂が河道に堆積することで堆積層厚が徐々に上昇する。層厚が小さければ常に全層が飽和状態（すなわち、層厚＝浸透流水深）であるが、層厚が一定（図 3 では 1.5m 程度）以上になると降雨時のみ全層飽和するようになる。その後、さらに層厚が増加すると粘着力による影響が相対的に小さくなり（式 (1),(2) 参照），かつ 10mm/h を超える程度の比較的強い雨により全層が飽和すると、土石流が発生する。土石流の発生に伴い堆積層厚が 0m になると、再び生産土砂による堆積層厚が増加するという流れを繰り返す。

土石流の発生は降雨強度だけでなく、河道の堆積

層厚が大きく関わっており、土砂生産によって徐々に土石流発生ポテンシャルが上昇すると言える。

さて、Case A では土石流の発生頻度が実現象よりも大幅に高くなったが、この原因として、供給土砂量の過大評価が挙げられる。土砂供給量の過大評価として考えられる原因としては以下が考えられる。

- 地質の差異による生産土砂量の過大評価
- 生産土砂が斜面に残り続けること
- これにより土砂生産が鈍化すること

土砂供給量を減少させることで Case B では Case A に比べ、土石流発生頻度が低下した。土石流観測によって土石流発生場所の特定や土石流発生頻度の整理を行い、本研究で用いた解析モデルによるシミュレーション結果と比較することで河道への土砂供給量を逆推定できる可能性がある。今後、土砂供給モデルの改良や、土石流の流下に伴う下流への土砂動態の影響、火山噴火による土石流発生頻度への影響についての検討を進める。

参考文献

- 1) 岩井智哉ら：砂防学会誌（投稿中）
- 2) 山野井一輝：京都大学学位論文，2017
- 3) 高橋保：京都大学防災研究所年報，1977
- 4) 泉山寛明：京都大学学位論文，2012