

放射性炭素年代をキャリブレーターとした土層の生成・輸送速度の推定

パシフィックコンサルタンツ(株) ○柴野 暉崇, 江川 千洋, 菊池 美帆, 蔭山 星, 舩山 淳
 近畿地方整備局 紀伊山系砂防事務所 山田 啄也, 青野 友哉
 近畿地方整備局 大規模土砂災害対策技術センター 高原 晃宙
 京都大学 防災研究所 松四 雄騎

1. はじめに

山地斜面における土層の厚さは, 場の条件に従って生成と輸送の収支に支配される¹⁾. ここで, 生成とは岩盤が風化等によって土粒子化していくプロセスであり, 輸送とは生成した土粒子が, 匍行により斜面下方に移動するプロセスである. このとき土層厚の時間変化は式 1 のように表現できる.

$$\frac{\partial h}{\partial t} \approx K \nabla^2 z + \frac{D_0}{\rho_{\text{soil}}} e^{-\alpha h |\cos \theta|} \quad (1)$$

h : 土層厚(m), t : 時間(yr), K : 土層輸送係数($\text{m}^2 \text{t}^{-1}$), $-\nabla^2 z$: 曲率(m^{-1}), z : 絶対標高(m), D_0 : 土層の被覆がない場合の岩盤削剥速度($\text{g m}^{-2} \text{t}^{-1}$), ρ_{soil} : 土層の密度(g m^{-3}), α : 土層生成の減衰率を決める指数係数(m^{-1}), θ : 局所傾斜角($^\circ$)

これらのうち, 土層の生成速度については, 近年, 石英中の宇宙線生成核種 ^{10}Be を用いて定量評価ができるようになったことで, 土層の厚さの空間分布と表層崩壊発生場の予測ができるようになってきた.

一方, ^{10}Be を用いた手法が適用できるのは, 粗い石英粒子を含む地質体に限定されているという制約がある. 本稿では, ^{10}Be よりも簡便に分析でき, より汎用的な ^{14}C を用いた土層発達速度の推定手法について, 三重県名張市布生地区の流紋岩質凝灰分布域で検討した結果を報告する.

2. 炭化物の採取と年代測定

(1) 基本的な考え方と調査方法

山地斜面(特に0次谷内)における表層崩壊の発生と土層の回復は周期性をもって反復する(図1). 土層の蓄積した斜面が成立すると(図1A), 降雨等を誘因として表層崩壊が発生し, 土層が除去される(図1B). その後, 長期的な土粒子の生成と移動・集積により土層は回復し, この過程で炭化物が埋没する(図1C).

土層中の異なる深度に埋没した微粒炭の ^{14}C を分析することで材の炭化年代を得ることができる. 薪炭生産や森林火災により炭化物の供給が活発な場合には, 炭化年代と堆積年代の差異が小さくなり, 表層崩壊発生以降の土層の回復に要した時間を概算することができる.

このような土層発達の年代論展開を企図し, 土層厚の空間分布調査と炭化物の採取を行った. 試料採取地点は, 表層崩壊の発生後, 一定の時間が経過した斜面が適している. 本研究では, 机上および現地調査により対象斜面を選定して, 土層試

孔を掘削した. 鉛直の試孔壁で土層の断面を観察し, 炭化物を多深度で採取した.

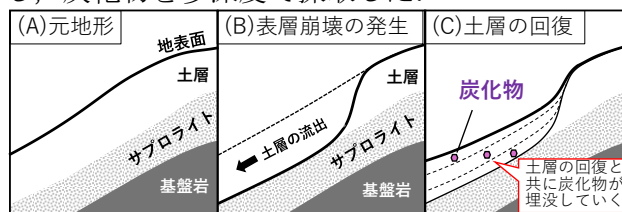


図1 土層発達の模式概念図

(2) 土層断面と年代測定結果

図2に土層断面の記載と年代測定結果を示す. 土層は, 黄褐色で細粒~シルト質砂を基質とし, 凝灰岩の風化角礫を含む. この地点の土層厚は114 cmであった. 土層断面の6深度から炭化物を採取し, ^{14}C 分析を(株)加速器分析研究所に委託した. 得られた暦年較正年代値は, 最深試料(C1, 80 cm)で約2900年, 最浅試料(C6, 6 cm)で約220年であった. 1か所の例外(C4)を除き, 深度と年代は整合的な対応を示した(図2C).

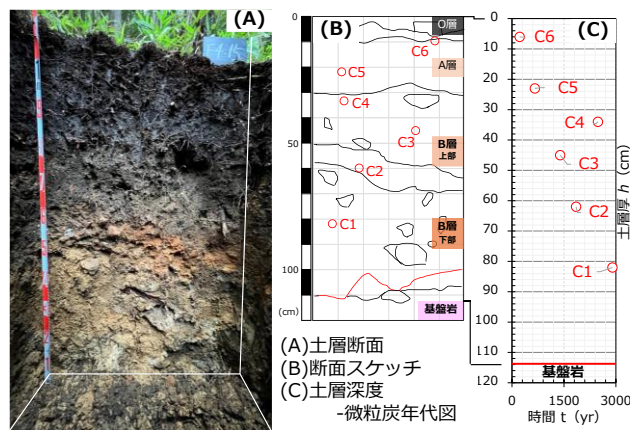


図2 土層断面および年代測定結果

3. 土層発達のモデル解析

土層の生成と輸送に関するパラメータを絞り込むため, 尾根型凸形斜面における土層厚と地形の対応関係を解析する. 地形曲率が正值となる薄い土層に覆われた尾根では, 土粒子の生成と輸送がバランスし, 土層厚が時間変化しない定常状態にあるものと推定できる. そのとき, 式1左辺は0とみなすことができ, 次式のように地形曲率と土層厚の対応関係が導かれる.

$$-\nabla^2 z = \frac{D_0}{\rho_{\text{soil}} K} e^{-\alpha h |\cos \theta|} \quad (2)$$

式2のうち, 土層の生成と輸送に関するパラメータ D_0 , α , K に値を付与することで, 尾根における地形曲率と土層厚の定常的対応関係を

計算することができる(図3の曲線)。このモデルカーブを、尾根における土層厚の実測値(図3のプロット)にフィッティングさせることで、パラメータの絞り込みを行った。

各パラメータの値は、表1に示す制約に基づき設定した。網羅的に探索するために尾根部の実測土層厚を説明しうる複数のパラメータ値の組み合わせを検討したが、ここでは代表的な3ケースを取り上げる(表2)。

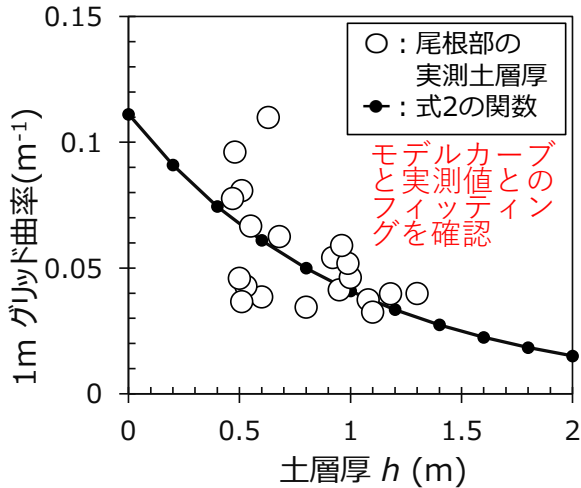


図3 最適パラメータの探索

表1 パラメータの条件

| パラメータ | 探索範囲 | パラメータの制約根拠 |
|----------|------------|--|
| D_0 | 150 ~ 2000 | 花崗岩の D_0 は 500~1600 ($\text{g m}^{-2} \text{t}^{-1}$) である ¹⁾ 。風化速度の報告値は、凝灰岩 (33~250 mm/kyr) ³⁾ および花崗岩 (45~373 mm/kyr) とともに幅が大きく、不確実性が高い。 |
| α | 1~4 | 花崗岩(砂質土)の α は 1~2 ($\text{g m}^{-2} \text{t}^{-1}$) であり ¹⁾ 、シルト分を含む土層では保水性が高く、土層発達に相対的に遅いと想定される。 |
| K | 0.003 以下 | 花崗岩(砂質土)の K は 0.003~0.005 ($\text{m}^2 \text{t}^{-1}$) ¹⁾ であり、シルト分を含む土質では輸送速度が相対的に小さいと想定される。 |

定常状態にあると解される尾根のデータに基づき絞り込まれたパラメータの組合せ候補(表2)を用いて、非定常状態の谷部における土層発達シミュレーションを行った。ArcGISのモデルビルダ機能を用いて、1mグリッド、10yrステップの時空間解像度で土層の生成と輸送を計算し、500年毎の土層の厚みを算出した。

土層試掘地点における炭化物の年代から算出した土層の増厚履歴と、シミュレーションに基づく土層厚の経時変化を図4に示す。両者の整合性が最も高いもの(表2のケース3)を、最適なパラメータセットとして選定することができる。

表2 検討ケース

| ケース | D_0 | α | K |
|------|-------|----------|--------|
| ケース1 | 2000 | 4.0 | 0.003 |
| ケース2 | 200 | 1.0 | 0.0015 |
| ケース3 | 150 | 1.0 | 0.0011 |

このケースでは、過去約3000年間にわたる土層発達の時間経過が、土層厚の推定誤差20cm程度で再現できていることがわかる。

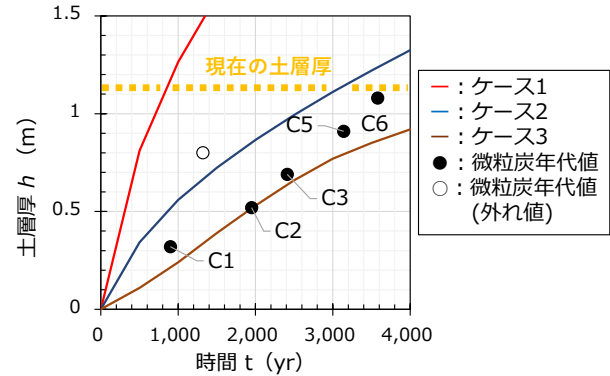


図4 土層発達計算結果

4. 考察と今後の展望

花崗岩を対象とした土層発達モデルの既存研究¹⁾²⁾では、 $K = 0.003 \sim 0.005 (\text{m}^2 \text{t}^{-1})$ 、 $D_0 = 500 \sim 1600 (\text{g m}^{-2} \text{t}^{-1})$ が報告されている。本検討で対象とした凝灰岩での最適値(表2)は、いずれも花崗岩の場合より値が小さく、土層の生成と輸送がともに遅いものと推定された。土層の生成速度が小さい要因としては、溶結凝灰岩から生成される土層は細粒分を多く含み、保水性が高いことが挙げられる。このため、基盤岩における乾湿の繰り返しが砂質土に比べ相対的に低頻度となり、物理的風化が進行しにくい条件となっている可能性が考えられる。また、輸送速度が小さい要因としては、花崗岩の風化生成物であるマサ土と比較して、凝灰岩起源の細粒土のほうが粘着性に富むことが挙げられる。このような土質特性により、土壌匍行による移動が抑制されるものと推察される。

本手法では、土層中に炭化物が存在する場合においては、地質条件に依存せず、土層の生成速度および輸送速度を決定可能であり、土層発達モデルリングを花崗岩以外の地質にも敷衍できる可能性を示した。今後は、異なる地質や土質条件において本手法を適用し、モデルの汎用性および適用限界について検討を進める予定である。

参考文献

- 1) 松四ら, 土層の生成および輸送速度の決定と土層発達シミュレーションに基づく表層崩壊の発生場および崩土量の予測, 地形第37巻第4号427-453頁, 2016,
- 2) 菊池ら, 土層の時空間変化シミュレーションに基づく土砂生産ポテンシャルの評価, 令和7年度砂防学会研究発表会概要集, 2025,
- 3) 松倉, 斜面を構成する岩石・岩盤の風化速度, 応用地質38巻, 第4号, 224-231頁, 1997