

風化花崗岩地域における表土層深分布推定手法に関する 基礎的研究

鳥居宣之*

Estimation method for the Distribution of the thickness of decomposed granite soil
Nobuyuki TORII*

ABSTRACT

Granitic rocks are well known to be very sensitive to weathering and are vulnerable to shallow slope failure. Such slope failures in areas where the decomposed granite soil is widely spread are often induced by intense rainfall over a relatively short period. In order to mitigate landslide disasters, it is important to evaluate the potential of slope failure events in space and time quantitatively. Rainfall-triggered slope failures are controlled by rainfall characteristics, slope topographic attributes and soil parameters. In these factors, the thickness of surface soil layer is a key parameter to control the result of evaluation. Therefore, it is important to consider the spatial variation of it in target area. In order to obtain the spatial variation of it, it is necessary to carry out field investigation such as portable penetration test (PPT). However, it is not realistic procedure to do it for the large area because it required tremendous amounts of money and time. In this paper, estimation method for the distribution of the thickness of decomposed granite soil is proposed as a method that takes the place of only measurement.

Keywords: slope stability analysis, decomposed granite soil, landslide disaster prevention and mitigation

1. はじめに

わが国は、国土の約70%が山地・丘陵地といった急峻な地形で占められており、脆弱な地質も広く分布している。さらに、梅雨期や台風期には各地で集中豪雨が毎年のように発生しており、最近では極めて短時間に集中した豪雨（局所的大雨）が頻発している。IPCC（気候変動に関する政府間パネル）の第4次評価報告書によると、地球温暖化の進行に伴い、突然の豪雨の発生が増加することが予想されており、厳しい自然条件下に置かれているといえる。また、都市域ではスプロール化により市街域が山麓周辺部まで拡大し、その結果、斜面災害の危険性が年々増大しており、中山間地では過疎化や経済的な問題から間伐、徐伐等の手入れが行き届かない森林が増加している。このように、わが国は自然・社会条件的にも斜面災害を被りやすい環境下に置かれていることから、毎年、各地で斜面災害が発生し、尊い人命や財産が奪われてきた。花崗岩質地盤は、わが国の国土面積の13%強にわたって広く分布し、1種類の岩種としては最大の占有率を示して

いる。花崗岩は、風化の進展が早い上に風化による強度低下が著しいため、豪雨時には表層崩壊型の斜面崩壊の発生の頻度が高く、防災上大きな問題を有する地盤といえる（例えば、昭和42年の六甲山や平成11年・26年の広島での災害など）。このような多発する斜面災害に対し、これまで防災施設の整備等による対策（ハード対策）が進められてきたが、近年は斜面災害のおそれのある箇所数も増加傾向にあり、限られた予算の中では防災施設の整備が追いつかないという現状にある。平成13年には、平成11年の広島豪雨災害を契機に「土砂災害警戒区域等における土砂災害防止対策の推進に関する法律」（土砂災害防止法）が施行され、従来のハード対策に加えて、斜面災害に関する情報提供、警戒避難体制の整備などのソフト対策の推進が各自治体で行われている。よって、災害時において発生しうる被害を最小化するためには、豪雨時に斜面崩壊がどこで起こりえるのかということを事前に把握しておくことが必要不可欠となっている。そのためには、斜面崩壊の発生危険度を経験的な手法に頼ることなく、対象地域に応じた様々な条件を科学的な手法で定量的に評価する手法の構築が重要である。

* 都市工学科 准教授

筆者は、これまでに風化花崗岩地域における表層崩壊を対象とした豪雨による斜面崩壊の発生危険度評価手法に基づくりリアルタイム型のハザードマップシステムの構築に関する研究^{例えば(1)}を行ってきた。表層崩壊の発生危険度を精度良く評価する場合、表土層深(潜在崩土層深)は斜面勾配とともに崩壊の発生しやすさ(起りやすさ)に与える影響が大きいことが知られており、対象領域内の表土層深分布を知ることが非常に重要である。しかし、この表土層深分布を求めるためには、現状では簡易貫入試験に代表されるような現地調査により求める必要がある⁽²⁾。よって、ある(広域な)流域を対象とした表層崩壊発生位置の予測を行う場合、この表土層深分布を求めるために多大な労力と時間が必要となることから、通常はいくつかの地点で簡易貫入試験を行い、その結果を基にある一定の表土層深(例えば、平均表土層深)を仮定する場合や、補間により対象領域の表土層深分布を推定している。しかし、斜面上の表土層深は場所により大きく異なっており、限られた代表地点(実測値)のみからの(単純な)補間による推定では、精度の高い面的な表土層深分布を推定することは難しいと思われる。

一般に表土層の形成には、地形が大きく影響していることが知られている。そこで、本研究では地形量と表土層深との関係性に着目し、重回帰分析結果に基づく地形量と表土層深の関係式から表土層深を推定する手法を提案することとする。

2. 青谷試験地の概要

地形量と表土層深の関係性を明らかにするため、花崗岩地域の試験地において、表土層深を実測するとともに、実測点の地形量を算定することとする。

試験地としては、神戸市街地の背山を形成する六甲山系南側斜面の山麓部に位置する青谷試験地(図1参照)を選んだ。試験地内の人工構造物は石積擁壁のみであり、ほぼ自然な状態の表土層が存在していると考えられる地域である。

図2は、地形量を算定する際に用いるメッシュ間隔5mの数値標高モデル(DEM: Digital Elevation Model)から作成した等高線図である。図に示すように、試験地の中央には谷筋が通っている。

図3に示すように、青谷試験地では空中写真と地形図を用いて地形区分が行われており、さらに、これを基図とし田村⁽³⁾によって定義される微地形単位をもとにして区分された地形に名称がつけられている。これらの地形区分の特徴を以下に示す。

- 1)頂部斜面 尾根部に存在する凸型の横断型、縦断型を持つ緩傾斜の斜面。斜面上部に位置し、表土の流入は少ない。また、緩斜面であるために表土の流出も多くない。
- 2)谷頭凹地 後述する上部谷壁斜面に囲まれ谷頭部に



図1 青谷試験地の位置図

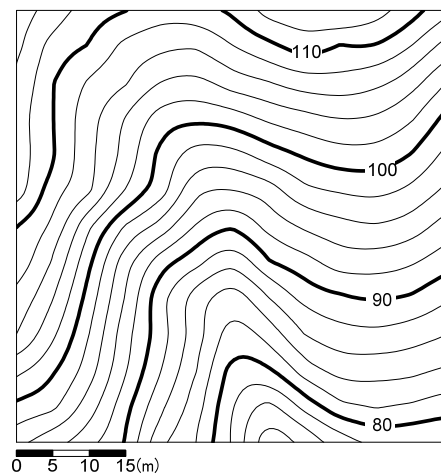


図2 青谷試験地の等高線図

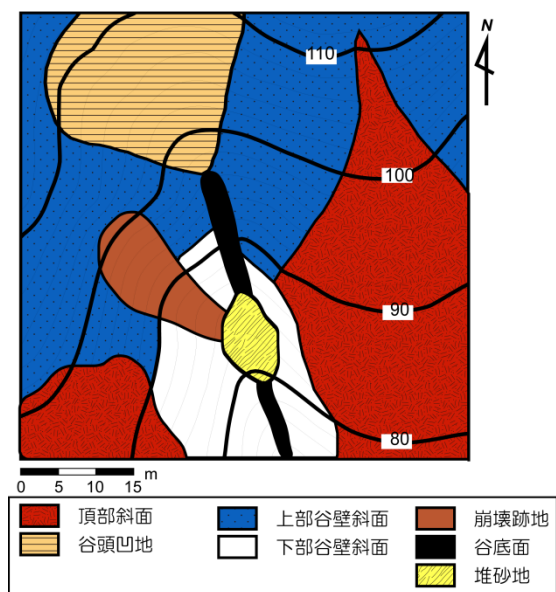


図3 青谷試験地の地形区分図

位置し漏斗状の平面形を持つ凹型の緩斜面。斜面上部から流入してきた表土が堆積している。

3)上部谷壁斜面 頂部斜面とは遷急線で分けられる。横断型・縦断型とも直線ないし凸型を呈していることが多い。傾斜は頂部斜面より急であるが、後述する下部谷壁斜面より緩やかである。つまり、上・下端とも遷急線で分けられる斜面。頂部斜面よりも急斜面であるために表土の流出量が流入量よりも多い。

4)下部谷壁斜面 上記の微地形単位とは明らかな遷急線で分けられる急な斜面で縦断形は直線的である。また、下端では谷底と遷急線で分けられる。急斜面であるため、表土の流出が多い。

5)崩壊跡地 上部谷壁斜面と下部谷壁斜面にまたがって出現しており、植生の状況から判断して、1961年梅雨末期の集中豪雨によって発生したと思われる表層崩壊跡地。

6)谷底面 流域の最低所を占める緩傾斜の斜面を指す。流水はあまり見られず、崩土が堆積している。

7)堆砂地 谷底の一部に砂防堤があり、これにより堆砂した区域。

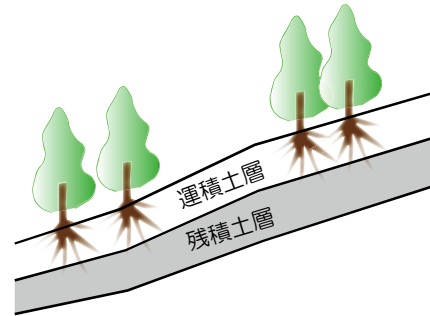


図4 表土層の概念図

(図4参照)、それぞれ土層の形成過程が異なる。したがって、地形量と表土層深の関係を明らかにする際には、表土層を1つの層としてとらえるのではなく、それぞれを別々の層として扱うほうが表土層の形成過程を考慮できるものと思われる。

以上のことから、本研究では、運積土層を表土移動層(D1層)、残積土層を基岩風化層(D2層)と称する。また、両層の境界となる簡易貫入試験の測定値 N_c 値の基準値は、表土移動層が $N_c \leq 5$ 、基岩風化層が $5 < N_c \leq 12$ とすることとした。

3. 表土層深の定義と測定結果

3.1 表土層深の定義 沖村・田中⁽⁴⁾は、豪雨時に自然斜面で発生する表層崩壊を考察する上で必要な表土層を区分するため、本研究と同様の青谷試験地およびその周辺地域を対象に、神大式簡易貫入試験器⁽⁴⁾を用いて簡易貫入試験とトレンチカットによる土層の肉眼観察を実施した。その結果、土層を表1のように区分している。沖村・田中⁽⁴⁾は、六甲山系における過去の斜面崩壊は表1におけるⅢ層内にすべり面を持つことが多いことを指摘し、このⅠ～Ⅲ層を表土層と定義している。本研究では、沖村・田中⁽⁴⁾の結果を参考に表土層の測定結果を整理することとした。また、花崗岩地域の表土層は、堆積、浸食等により形成される土層である運積土層と基岩である花崗岩が風化することにより形成される土層である残積土層から構成されており

3.2 表土層深の測定方法 山地斜面の表土層深を求める調査には、物理探査、機械ボーリング、サウンディング等の手法がある。サウンディング手法の1つである簡易動的コーン貫入試験(簡易貫入試験)は、対象表土層深が2~3mで、土層が緩ければ簡易に良い精度で表土層深を求めることができるのが特徴である。簡易貫入試験の原理は、5kgのハンマーを0.5mの高さから落下させた時の直径23~25mm、先端角60°のコーンを0.1m貫入させるために必要なハンマーの打撃回数 N_c を求めるものであり、深さ方向に連続した測定値が得られるうえ、軽量で持ち運びに便利であるため、本試験地が対象としている山地での測定に適している。したがって、本研究では、この手法により表土層深を実測することとした。

図5に簡易貫入試験の実測位置図を示す。実測点は

表1 区分された土層と物理的特性の関係⁽⁴⁾

土層名	肉眼観察	簡易貫入試験	乾燥密度	間隙比	三軸圧縮試験		平均厚 (cm)
		N_{10}	$\rho_d(\text{g/cm}^3)$		$\phi(^{\circ})$	$c(\text{kPa})$	
I	A	0~2	1.20以下	1.10以上	/	/	10
II	B	2~7	1.20~1.40	1.10~0.70			15~23
III	B-C	7~13	1.40~1.50			26~29	9~12
IV	C	13以上	1.50以上	0.70以下	30以上	5以下	/
V	D						
VI							

肉眼観察における記号(A~D): USDA(米国農務省)等による土壌層位

N_{10} : 神大式簡易貫入試験器による測定値(コーンを0.1m貫入させるために必要なハンマーの打撃回数)

合計 63 測点であり、地形区分別では、頂部斜面で 10 測点、谷頭凹地で 16 測点、上部谷壁斜面で 18 測点、下部谷壁斜面で 11 測点、崩壊跡地で 8 測点である。

本研究では表土層深データを正確に得るため、各測点で簡易貫入試験を複数回行った。基本的に各測点において 2 回簡易貫入試験を行い、両者の N_c プロファイル（簡易貫入試験の測定結果を深度方向の連続データとして表したもの）に著しい相違があると判断された場合は、さらに追加で試験を実施し、プロファイルの傾向が異なる実測データは除外した。どの測点においても類似した実測データが確認できるまで簡易貫入試験を行い、それらの平均値を採用値として用いることにした。なお、次節において詳細に採用表土層深データの決定方法を示す。

3.3 採用表土層深データの決定方法 採用表土層深データの決定方法について以下に示す。まず、一例として図 6 に測点 5-11 の N_c プロファイルを示す。本研究では、上述したように $N_c \leq 12$ で表土層を評価するのではなく、 $N_c \leq 5$ の表土移動層 (D1 層)、 $5 < N_c \leq 12$ の基岩風化層 (D2 層) として評価するため、 $N_c \leq 5$ 、12 を表土層の判断指標として活用している。なお、 $N_c \leq 5$ 、12 に該当する深さを判断するにあたり、本研究では基本的に実測データが最終的に N_c 基準値を上回る深さを選定している。以下に、本研究での採用表土層深データの決定方法の基準を示す。① $N_c \leq 5$ 、12 を複数回上回るケースは基本的には最終的に N_c 基準値を上回る深さを選定、② 実測データの平均値を採用値として採用、③ 著しく傾向の異なる実測データは不採用とすることとした。この基準に従うと測点 5-11 では採用表土層深データとして表土移動層 (D1 層) が 64cm、基岩風化層 (D2 層) が 104cm となる。以上の基準を全 63 測点に適用し、各層の表土層深をそれぞれ決定した。

4. 形成過程を考慮した表土層深推定手法の提案

4.1 既往の研究 渡邊⁽⁵⁾が指摘している表土層深と相関がある地形的特徴としては、地表面の傾斜・形状・凹凸・曲率、高さ、集水性、浸食性等が挙げられている。渡邊⁽⁵⁾は、これらに関連する地形量（地形特性値と称する）を説明変数に選定し、重回帰分析を行った結果、地形特性値単体での相関関係はあまり認められないが、複数の地形特性値間には、ある程度の相関関係があることを指摘している。さらに、これらの地形特性値の中で、他の地形量と比較して相対的に相関関係が強いと考えられている地形特性値としては、局所地形量である傾斜と広域地形量である集水性を挙げている。前述したように、地形量と表土層深の関係を明らかにする際には、表土層を 1 つの層としてとらえるのではなく、それぞれを別々の層として扱うほうが表土層の形成過程をより良く考慮できるものと思われるが、渡邊⁽⁵⁾の手法ではこの点を考慮しておらず、表土

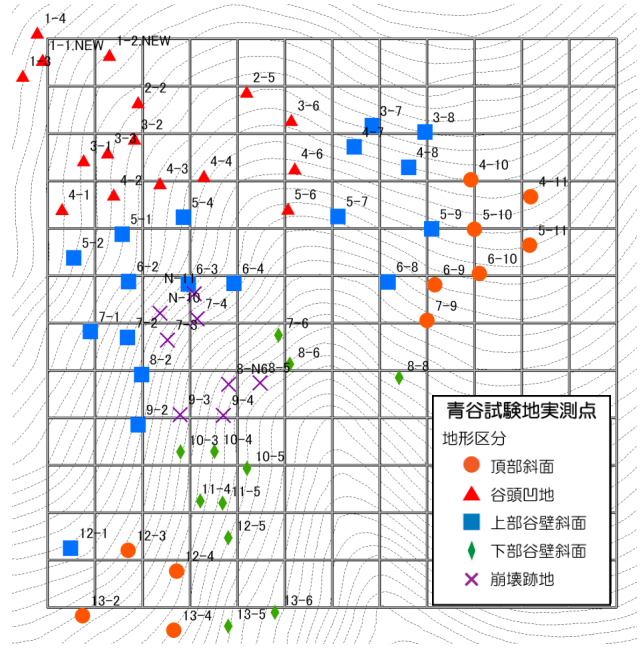


図 5 実測点の位置図

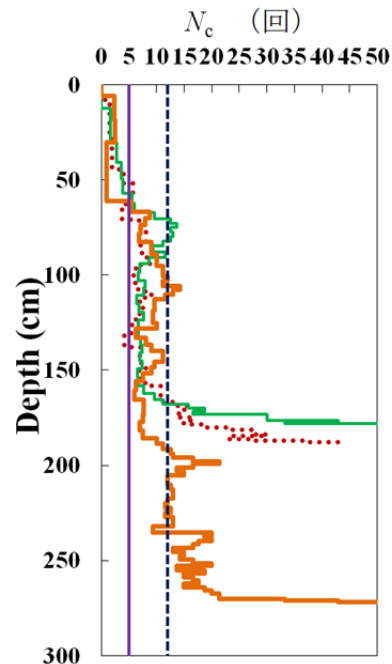


図 6 N_c プロファイル (測点 5-11)

層深の推定手法としては確立されていない。また、同種の研究として、傾斜や集水面積等の地形量と表土層深との関係を統計的手法から求めた回帰式を用いて表土層深分布を推定する試みも行われている^{(6), (7)}が、実用化には至っていないのが現状である。

4.2 表土層深推定手法の提案 表土層の形成には地形が大きく影響していることから、本研究では、重回帰分析結果に基づく地形量と表土層深の関係式から表

土層深を推定する手法を提案することとする。また、表土層に関しては、表土移動層 (D1 層) と基岩風化層 (D2 層) に大別して考えていくこととする。つまり、それぞれの層毎に重回帰分析を行い、地形量と各土層深の関係式から各土層深を推定していくこととする。重回帰分析の説明変数には、渡邊⁶⁾の方法を参考に局所地形量と広域地形量を選定することとした。具体的には、表土移動層 (D1 層) を目的変数とした場合には地形的特徴として、地表面の傾斜、凹凸、曲率、浸食性、未浸食性、集水性を示す地形量を選定した。これは表土移動層 (D1 層) が地表面に露呈している土層で、地表面の傾斜・凹凸・曲率等の斜面の状態や表土移動層 (D1 層) の形成過程である堆積、風化に大きな要因となる浸食性、未浸食性、集水性を勘案することで表土移動層 (D1 層) と地形特性値群 (説明変数) の相関関係を明確にできるのではないかとこの考えからである。一方、基岩風化層 (D2 層) を目的変数とした場合には地形的特徴として、地表面の傾斜、標高、運積量 (表土移動層 (D1 層) の推定値) を優先的に選定することとした。これは基岩風化層 (D2 層) が基岩からの風化により成り立つ土層で運積量によって風化速度が異なってくるという特徴を考慮するためである。地表面の傾斜については、表土層と最も相関関係が強い地形量であり、表土移動層 (D1 層) のみならず基岩風化層 (D2 層) 形成にも影響を与えることが予測されるため、これを説明変数として採用した。さらに、推定精度を補完する観点で地形的特徴として地表面の凹凸、曲率、浸食性、未浸食性、集水性を示す地形特性値を説明変数群に追加している。理由としては、基岩風化層 (D2 層) を目的変数とした場合には、運積量を考慮する観点で表土移動層 (D1 層) を説明変数に選定しているが、その表土移動層 (D1 層) は上述した説明変数から重回帰分析によって算定しているため一定の相関関係は評価でき、説明変数として選定するに値するとの判断からである。また、説明変数として定義した地形特性値は偏回帰係数評価のため、任意試験地では (1) 式により 0~100 に規準化している。理由としては、重回帰分析の説明変数として使用する地形特性値は様々な桁の異なる変数を使用するため、これを規準化した後に重回帰分析を行う方が任意試験地においては説明変数間の関係ならびに他の地形区分との比較に際して有用になると考えたためである。

$$X = \frac{X_i - X_{\min}}{X_{\max} - X_{\min}} \times 100 \quad (1)$$

ここで、 X ：規準化した地形特性値 (説明変数)

X_i ：任意の地形特性値

X_{\max} ：地形特性値の最大値

X_{\min} ：地形特性値の最小値

また、目的変数 (実測点群) については推定精度向上のためにグループ化および取捨選択を行っている。グループ化については地形区分に基づき、頂部斜面、谷頭凹地、上部谷壁斜面、下部谷壁斜面、崩壊跡地の 5 つの地形区分に大別し、実測点の取捨選択については任意の実測点により重回帰分析の分析精度が大きく低下するものを目的変数から除外することとした。

重回帰分析には、青谷試験地における実測点 63 測点を用いるが、本研究ではこれらの実測点を大きく 3 つのグループに大別して扱うことにする。1 つのグループは、重回帰分析の目的変数として選定する実測点群である。これは、各地形区分 (頂部斜面、谷頭凹地、上部谷壁斜面、下部谷壁斜面、崩壊跡地) において試験地全域に対する面積比も重要であると考えが、おおよそ 10 測点前後を目的変数として選定することにする。理由としてはひとつの地形区分において 10 測点前後の実測点があれば該当する地形区分の表土層深分布の傾向を重回帰分析の出力において反映させることが可能になると考えたためである。2 つ目のグループは、青谷試験地の実測点として扱わない実測点群である。当然最も良い実測点の活用方法は、全ての実測点を活用することであると考えられるが、重回帰分析において明らかに重回帰精度を低下させる実測点は本研究において用いないこととした。3 つ目のグループとしては、同試験地における推定精度検証のための検証測点に分類する実測点群である。基本的に重回帰分析の目的変数と説明変数の相関関係は、一定の相関関係が確認されれば実測値と推定値を近似できる特徴を有する。そこで推定手法の実用性に関していえばこの段階で判断するのは不可能であると考えられる。そこで、推定手法 (回帰式) の実用性に関して検討するため、目的変数として選定せずに検証測点とする実測点を設けることとした。なお、検証測点として設ける実測点は、表層崩壊の発生位置予測が本研究の延長線上にある目的であることを考慮し、表層崩壊が数多く確認される谷頭凹地、上部谷壁斜面、下部谷壁斜面の実測点を選定し、それぞれ 2 測点ずつ設けることとし、表土層深のオーダーとしては、各地形区分の中央値前後の値をもつ実測点を選定した。具体的には 50~110cm となる実測点である。選定理由としては、重回帰分析の精度が最も期待できる中央値付近でどの程度の差があるかを評価したいこと、もうひとつは、表土層深に限らず中央値もしくは平均値前後の値で検証することが最大値、最小値で検討するよりも一般性、汎用性があるとの判断からである。したがって、青谷試験地における総実測点 63 測点のうち、重回帰分析の目的変数に 51 測点 (各地形区分に 10 測点前後)、実測点として扱わない測点 (除外対象) に 6 測点、検証測点の対象に 6 測点をそれぞれ選定した。

1)説明変数 説明変数は、数値標高モデル (DEM) から算定した地形特性値を用いる。数値標高モデルは、青谷試験値の集水域をカバーできるように、 62×49 格子 (5m 間隔, 3,038 点) とした (図 7 中の解析対象区域)。数値標高モデルを利用して計算される地形特性値は、比高、傾斜、曲率、凹凸、地表面形状のように対象格子点付近の地形量で定義できる局所地形量と集水面積、浸食高、未浸食高、接峰面高度、接谷面高度、起伏量などの広がりを持った広域の地形量で定義される広域地形量である。本研究では 9 点法 (図 8 参照) により各地形特性値を算定している。9 点法とは求めようとする対象格子点 (H_9) をその格子点のまわりの 8 格子点を含めた計 9 点から地形特性値を算出する方法である。具体的に述べると 9 点法により定義した地形特性値は比高率、比高の平均、傾向面の傾斜、流下方向傾斜、流入方向傾斜、平均傾斜、入出傾斜和、傾向面の偏差、 PrC (Profile curvature), PIC (Plan curvature), 接峰面高度、接谷面高度、浸食高、未浸食高、起伏量である。それぞれの定義式についての詳細は、参考文献^{(5), (8)}を参照されたい。また、9 点法では、各格子点で地形特性値が算定されることとなる (図 9 参照)。したがって、1 つの格子点に 1 つの格子の属性を持たせるため、その格子内に位置する実測点は、実測点近傍の格子点を持つ地形特性値を有することとした。

2)目的変数のグループ化および選定 目的変数 (実測点群) のグループ化として 5 つの地形区分 (頂部斜面、谷頭凹地、上部谷壁斜面、下部谷壁斜面、崩壊跡) に基づくグループ化を行った。また、前述したように重回帰分析の分析精度が大きく低下するもの (6 点) を目的変数から除外することとした。具体的には、重相関係数で 0.05 以上相関係数が低下するものを除外した。

3)地形区分毎の重回帰分析結果 表土移動層 (D1 層) と基岩風化層 (D2 層) の重回帰分析結果を表 2 に示す。なお、表中の偏回帰係数一覧はそれぞれの変数を 0~100 に規準化した場合の重回帰分析結果である。したがって、変数間のバラつきを制限しており、実質的な表土層深への寄与率であると考えられる。

表 2 より、地形特性値別では地表面の曲率を示す PrC , PIC , 地表面の傾斜を表す傾向面の傾斜が説明変数の上位に挙げられている。地形区分別に見ると、頂部斜面では標高が他の地形区分と比較して土層深に影響を与えているといえる。また、浸食高、未浸食高は影響を与えていない。これは他の地形区分と比較して相対的に高い位置に位置し、安定的な表土層深分布になっていることから表土層としての流動性もなく前述した説明変数が影響を与えているといえる。一方、上部谷壁斜面、下部谷壁斜面では表層崩壊が発生しやすい地形区分であり、表土層としての流動性を有しているために地表面の曲率、浸食高、未浸食高の影響度が高いと判断できる。また、谷頭凹地については頂部斜面と上

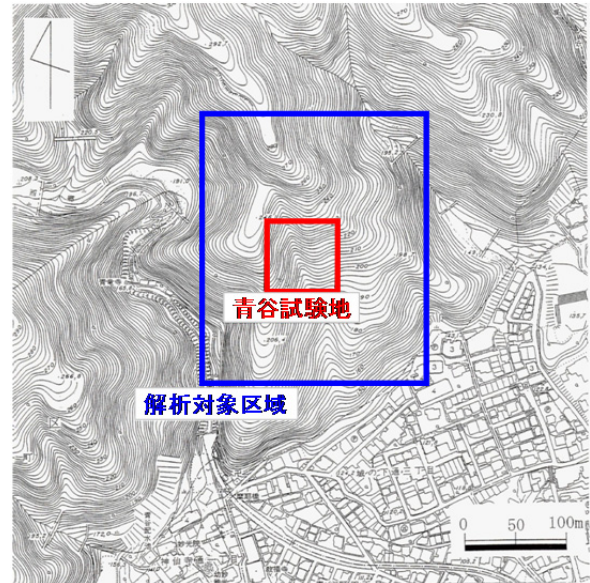


図 7 数値標高モデルの作成範囲

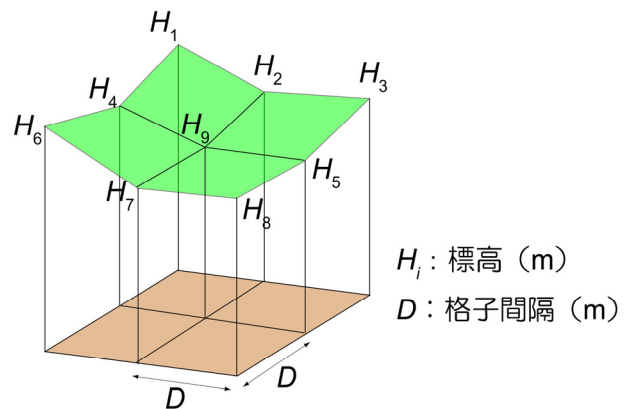


図 8 9 点法における基本格子

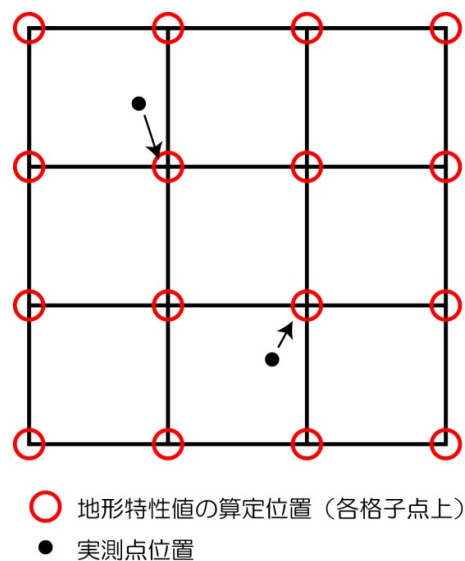


図 9 実測点位置と地形特性値算定位置の関係

表 2 重回帰分析結果一覧表

地形区分 地形量	頂部斜面		谷頭凹地		下部谷壁斜面		上部谷壁斜面		崩壊跡地	
	D1層	D2層	D1層	D2層	D1層	D2層	D1層	D2層	D1層	D2層
傾向面の傾斜	-1.3	4.1	0.7	-2.6	-	0.3	2.5	-	-2.5	8.1
平均傾斜	-	-	-	-	-	-1.0	-	-0.3	-	-
集水面積	-	-4.0	0.4	-1.3	-	0.8	-0.5	-	-2.0	1.8
傾向面の偏差	-	-2.5	-0.4	1.7	-	-	-	-	-1.0	3.5
入出傾斜和	-	1.4	-0.5	-2.6	-0.7	-	-1.4	-0.3	1.3	-3.4
PrC	-24.6	-	24.6	-21.8	4.7	153.9	155.2	-	-	-
PIC	56.6	-78.1	-24.0	21.3	22.7	-	24.1	153.9	-	-
標高	-4.0	6.3	-	1.1	-	3.2	-	0.7	-	-2.0
浸食高	-	-	-0.2	-0.8	-0.3	-1.7	-0.3	0.7	-2.7	-
未浸食高	-	-	-0.7	-	-	-0.8	1.1	1.3	-3.0	-
表土移動層	-	-0.4	-	0.6	-	-0.6	-	-0.7	-	3.9
切片	-2790	4849	86	203	-2578	-5142	-16920	-14760	437	-661

部谷壁斜面，下部谷壁斜面の特徴を併せもつために双方の影響を受けているといえる。

4.3 表土層深推定式 重回帰分析結果より得られた各地形量の偏回帰係数を用いて各土層の表土層深推定式を次式により定義する。

$$D = \alpha_1 X_1 + \alpha_2 X_2 + \alpha_3 X_3 + \alpha_4 X_4 + \dots + Y \quad (2)$$

ここで、 D ：推定表土層深 (cm)

X_i ：任意の地形特性値

α_i ：任意の地形特性値に対する偏回帰係数

Y ：切片

この式より推定した各層の地形区分毎の推定値と実測値との関係を図 10 に示す。図より、いずれの地形区分においても表土移動層 (D1 層) の実測値と推定値は良い相関関係を示していることが分かる。一方、基岩風化層 (D2 層) の実測値と推定値の関係は、谷頭凹地や上部谷壁斜面において表土移動層 (D1 層) に比してややバラツキがあるものの、概ね良い相関関係を示していることが分かる。したがって、説明変数に選定した地形区分毎の地形特性値がそれぞれにおいて目的変数を説明しうる説明変数であるといえる。

つぎに、形成過程を考慮したことの有用性を検証するため、渡邊⁽⁵⁾の手法で用いられている説明変数 (地表面の傾斜・形状・凹凸、集水性、浸食性を考慮し、地形区分別の説明変数の差異はなし) を用いて推定した結果と本手法の結果を比較する。なお、比較を行うにあたり、渡邊⁽⁵⁾は表土移動層 (D1 層) と基岩風化層 (D2 層) を 1 つの表土層として扱っているため、本手法の推定結果も、表土移動層 (D1 層) と基岩風化層 (D2 層) を合わせたものを表土層として扱うことにする。その結果を図 11 に示す。

図 11 より、形成過程を考慮した本手法の方が重回帰分析結果を用いた表土層の推定精度が向上していることが分かる。したがって、本手法で提案している形成

過程を考慮し地形区分別に説明変数の選定に差異を設けることで推定精度は向上するといえる。

4.4 推定精度の検証 重回帰分析という手法は、目的変数に対して適切に一定の相関関係があると判断される変数を説明変数とすれば推定値を限りなく実測値に近づけることが可能である。しかし、それは目的変数に選定している変数に限られ、選定していない変数はこの条件には当然該当しない。つまり、重回帰分析結果に基づく表土層深の推定を行っている本研究において、重回帰分析によって定義した推定式を新たな検証用の測点に適用し、推定式による推定値と実測値の関係がどの程度であるかを検証する必要がある。そこで、前述したように、青谷試験地において検証用に設定した 6 測点 (谷頭凹地、上部谷壁斜面、下部谷壁斜面それぞれ 2 測点ずつ) を用いて、提案手法の推定精度の検証を行う。なお、ここでの検討では、目的変数を表土移動層 (D1 層) と基岩風化層 (D2 層) を合わせた表土層を用いて比較、検討することとし、図 12 に検証測点における推定値と実測値との関係を示す。なお、図中には形成過程の有用性についても検討している。

図 12 より、本手法を用いた表土層深の推定は、谷頭凹地や下部谷壁斜面では良好に推定されていることが分かる。特に下部谷壁斜面では、形成過程を考慮していない場合と比較するとその差は歴然である。一方、上部谷壁斜面での推定精度は、両者に比較するとやや精度が落ちる結果となっているが、やはり形成過程を考慮していない場合と比較すると本手法の方が推定精度は高いことが分かる。

以上の結果から総合的に考察すると、形成過程を考慮した表土層深推定手法の利点は 2 点あると考えられる。1 点はその地形区分においても一定の精度を確保することができる点、もう 1 点は実用性のある推定を行うことができる点 (表 3 参照) である。表 3 で示している平均誤差は、検証測点を用いて精度検証を行った谷頭凹地、上部谷壁斜面、下部谷壁斜面の誤差である。形成過程を考慮して、表土移動層 (D1 層) と基岩

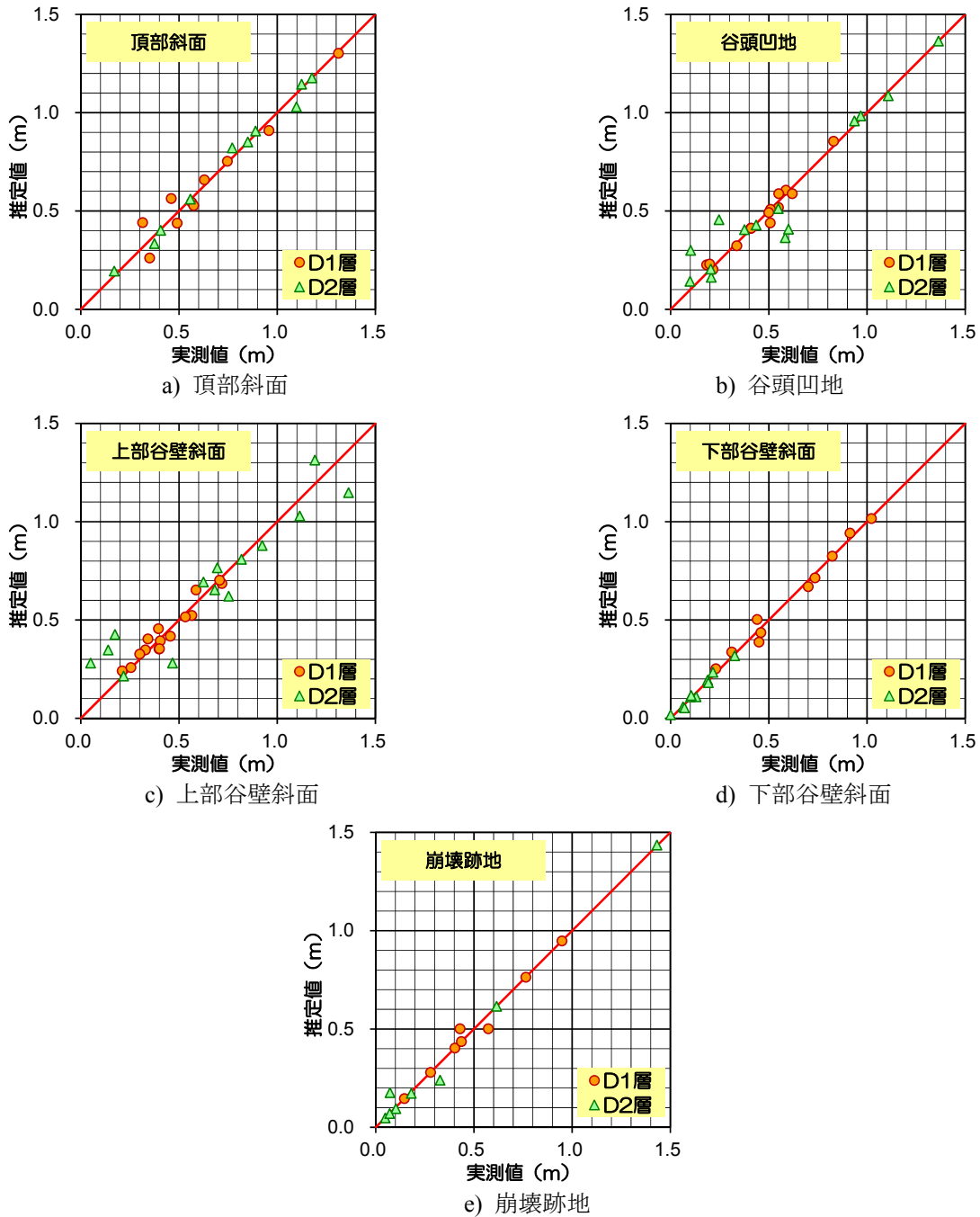


図 10 各層の地形区分毎の推定値と実測値との関係

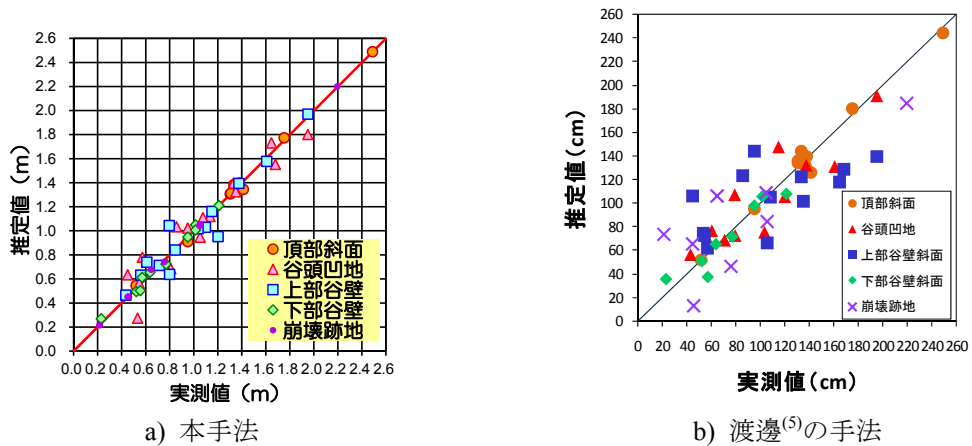


図 11 本手法と渡邊⁽⁵⁾の手法との比較

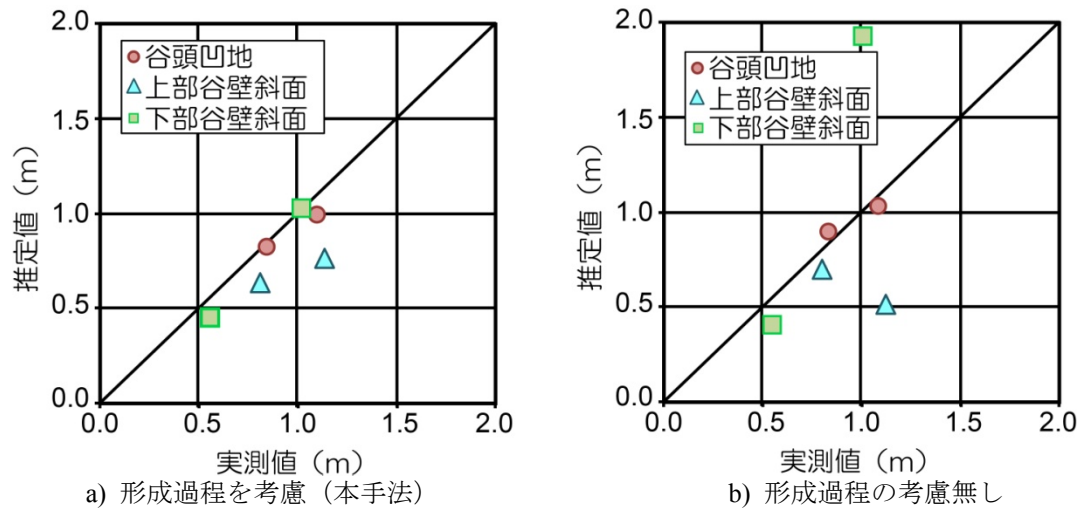


図 12 検証測点における推定値と実測値との関係

表 3 平均誤差 (検証測点)

	平均誤差 (m)
表土層深 (D1 層と D2 層を別々に推定後足し合わせた場合)	0.13
表土層深 (1 つの土層深として推定した場合)	0.32

風化層 (D2 層) をそれぞれ推定した後にそれらを足し合わせて表土層深とした方が形成過程を考慮せずに 1 つの表土層として推定するよりも平均誤差を小さくすることができている。したがって、形成過程を考慮した重回帰分析に基づく表土層深の推定式を作成すれば実用性のある表土層深の推定を行うことが可能であると考えられ、数値標高モデル (DEM) から各格子点における地形量を算出し、そこから推定式により格子点毎の表土層深を推定することで、広域の表土層深分布を実測に比して容易に得ることが可能となる。

5. まとめ

本研究では地形量と表土層深との関係性に着目し、重回帰分析結果に基づく地形量と表土層深の関係式から表土層深を推定する手法を提案した。得られた結果を以下にまとめる。

- 1) 重回帰分析結果を用いた表土層深推定手法では、実測点は必ず必要となる。対象試験地の面積にもよるが、ひとつの地形区分に実測点の数が 10 測点前後あれば地形特性値 (説明変数) と表土層深 (目的変数) の相関関係を明確化させることができ、その関係性から推定値と実測値を近似させることができることを明らかにした。また、目的変数についてもグループ化等を考慮することで推定精度は向上することがわかった。
- 2) 表土層深を形成過程別 (表土移動層と基岩風化層) に考え、それぞれ重回帰分析を行うと全ての地形区分において良好な推定を行うことができることを示した。

その際、説明変数の選定は地形区分別、形成過程別に差異を設け設定すると推定精度が向上する。具体的には、表土移動層を目的変数とした場合には、地形的特徴として、地表面の傾斜、凹凸、曲率また、集水性、浸食性を示す地形特性値を選定し、基岩風化層を目的変数とした場合にはまず、地形的特徴として高さ、運積量、地表面の傾斜を示す地形特性値を選定し、推定精度を補完する観点で地表面の凹凸、曲率また集水性、浸食性を示す地形特性値を加えると良い。

3) 形成過程考慮の有用性に関して、既往の研究成果である形成過程を考慮せずに推定を行ったものと比較した結果、本手法で提案している形成過程を考慮した方が全地形区分において良好な推定を行うことができることがわかった。

4) 形成過程を考慮した重回帰分析に基づく表土層深の推定式を作成すれば実用性のある表土層深の推定を行うことが可能であると考えられ、数値標高モデル (DEM) から各格子点における地形量を算出し、そこから推定式により格子点毎の表土層深を推定することで、広域の表土層深分布を実測に比して容易に得ることが可能となる。

今後は、本手法を他地域にも適用し、本手法の汎用性を検討する必要があると思われる。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、JSPS 科研費 24510261 の助成を得た。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- (1) 沖村孝, 鳥居宣之, 尾崎幸忠, 南部光広, 原口勝則: 豪雨による土砂災害を対象としたリアルタイムハザードシステムの構築, 新砂防, 63-6, pp.4-12, 2011.
- (2) 鳥居宣之, 沖村孝, 中村 幸一: 簡易貫入試験による山腹斜面における潜在崩土層深の経年変化量の測定, 建設工学研究所論文報告集, 49, pp.33-44, 2007.
- (3) 田村俊和: 微地形分類と地形発達—谷頭部斜面を中心に—, 水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用—, 古今書院, pp.177-189, 1996.
- (4) 沖村孝, 田中茂: 一試験地における風化花崗岩斜面の土層構造と崩壊発生深さに関する研究, 新砂防, 33-1, pp.7-16, 1980.
- (5) 渡邊住秀: 数値地形モデルより推定した表土層を用いた崩壊発生位置の予測, 神戸大学大学院工学研究科修士論文, 58p, 1995.
- (6) Tsai, C et al.: Prediction of Soil Depth Using a Soil-Landscape Regression Model: a Case Study on Forest Soils in Southern Taiwan, *Proceedings of the National Science Council*, 25, 1, pp. 34-39, 2001.
- (7) Catani, F. et.al.: An empirical geomorphology - based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale, *Water Resources Research*, 46, W05508, 15p., 2010.
- (8) Burrough, P. A. and McDonnell, R. A.: Principles of Geographical Information Systems, *Oxford University Press*, 333p., 1998.