表層崩壊地における「表土層」の現地調査および樹脂固定標本による地質記載と解析
－兵庫県・洲本花崗閃緑岩分布域の例－

井上 善夫 [1)]・藤原　誠 [2)]・香本 佳彦 [1)]

要旨　斜面で発生する崩壊のうち，特に表層崩壊については表土層を対象として，各種原位置試験機器を用いた調査・研究が数多く報告されている．一方で，斜面の表土層についての地質学的評価を目的とした研究例は少ない．とりわけ残積性表土層の場合は地質学的な評価基準がないために，その取り扱いが難しいこともあってほとんど研究されていない．そこで筆者らは兵庫県の洲本花崗閃緑岩分布域において，その表層崩壊地でみられる表土層に着目し，現地調査に加えて表土層の樹脂固定標本を作製し，表土層の層相及び割れ目の記載を行った．また簡易貫入試験および土層強度検査棒を用いて，表土層の土壌層位と土層深との対応を検討するとともに，崩壊に至った地質的な要因についても検討を行った．

その結果，対象崩壊地における崩壊面は，B 層と C 層（強風化花崗岩）の境界付近にほぼ相当し，その深度は D5（簡易貫入試験 Nd 値 5）にあたる．またその深度は，土層強度検査棒の土層深ともおおむね一致する．表土層の樹脂固定標本には水みちと考えられる微小割れ目が発達し，また，崩壊面に対応する流れ盤をなす微小割れ目も認められる．崩壊発生時，表土層に発達した微小割れ目は水みちとしてだけでなく，崩壊面としても機能した可能性がある．

キーワード：表層崩壊，表土層，洲本花崗閃緑岩，簡易貫入試験，土層強度検査棒，土層深，樹脂固定標本，崩壊面

1. 緒論

わが国では近年，集中豪雨の頻度増加とそれに伴って土砂災害が増加傾向にある（内閣府，2013）．土砂災害はその規模や特徴から，崩壊（がけ崩れ），地すべり，土石流などに分けられる．崩壊のうち，とりわけ表層崩壊は集中豪雨時に斜面表層に存在する風化堆積物が崩落するものであり，小規模ながらその発生頻度が多く人的・物的に甚大な被害をもたらしている．そのため，表層崩壊の発生源である表土層を対象とした研究は盛んに行われ，なかでも各種原位置試験機器を用いた調査・研究がこれまで数多く報告されている．

1. 1. これまでの研究

表土層の調査・研究では，特に簡易貫入試験（簡易動的コーン貫入試験：大久保・上坂，1971；地盤工学

Engineering Geology of Japan, No. 4, 3-14 (2014)

Geological descriptions and analyses of a slope failure site by field investigations and the resin-fixed specimen of “soil layer”: A case in area of the Sumoto Granodiorite, Hyogo Prefecture, Southwest Japan.

Yoshio Inoue[1)], Makoto Fujihara[2)], Yoshihiko Komoto[1)]

inoue@geohiruzen.co.jp
[1)] Kobe Branch, Hiruzen Institute for Geology and Chronology, Co., Ltd., 1-3-28 Hyogocho, Hyogo-ku, Kobe 652-0813, Japan.
[2)] Hiruzen Institute for Geology and Chronology, Co., Ltd., 2-5 Nakashima, Naka-ku, Okayama 703-8252, Japan

[1)] 株式会社蒜山地質年代学研究所　神戸支店
〒 652-0813 兵庫県神戸市兵庫区兵庫町 1 丁目 3-28
[2)] 株式会社蒜山地質年代学研究所
〒 703-8252　岡山県岡山市中区中島 2 番地 5

2014 年 7 月 16 日受付，2014 年 8 月 19 日受理． © 2014 Hiruzen Institute for Geology and Chronology. All rights reserved.

会，2004）を用いた手法がよく用いられている．例えば，沖村・田中（1980）は，表六甲地域に分布する表土層（マサ土）の崩壊について，簡易貫入試験の打撃回数（Nc 値）が 12 以下の深度が表層崩壊の深度に対応すると報告している．一方，飯田（2012）は，Nc 値が 5，10，50 を超える深度をそれぞれ D5，D10，D50 と定義し，おおむね D5 ないし D10 が表層崩壊の深度に対応するとしている．また，飯田（2012）は表層崩壊のメカニズムについても端正にまとめており，それによれば地下水位（間隙水圧）の上昇による有効応力の低下などいくつかに分けられるが，いずれの場合も水の影響が大きく作用すると述べている．

最近では，表土層をより精度良く調査するために，従来の簡易貫入試験を改良した SH 型貫入試験（吉松ほか，2002）も開発され表土層の調査に用いられている．さらに，調査効率の良い土層強度検査棒（土木研究所，2010）と SH 型貫入試験を併用するなどして，斜面表層地盤の工学的評価が試みられつつある．例えば，木下ほか（2012）は，六甲山系風化花崗岩斜面において，SH 型貫入試験及び土層強度検査棒を用いた貫入試験を実施し，採取試料から得られた物理特性，及び力学特性を把握する土質試験結果をもとに，表土層厚，傾斜，土質強度のバラツキが斜面安定評価（安全率）に及ぼす影響を考察している．木下ほか（2012）は，安全率のバラツキに大きい影響を与えるのは，土層厚＞土質強度＞斜面傾斜の順であることを報告している．

一方で，表土層はいわゆる地表面に分布する土壌でもあり，土壌学的な記載・区分を用いた表土層の研究例もある．例えば，沖村･田中（1980）は，表土層の Nc 値を整理するにあたり，土壌層位区分を用いている．

また，国内外の土壌分布は土壌図としてまとめられている（例えば，FAO/UNESCO，1978 など）．日本国内では，日本土壌図（ペトロジスト懇談会土壌分類･命名委員会，1990）あるいは管野ほか（2008）の編纂した土壌図があげられる．

以上，概略ではあるが，これまで行われてきた表土層の調査・研究は，表土層の土壌学的，工学的あるいは物理特性に基づいた斜面の安定性評価がほとんどである．言い換えれば，表層崩壊に係る表土層の地質学的な調査・研究はなされていないのが現状である．

1. 2. 本研究の目的

仮に表土層が降下火山灰由来であれば，地質学的調査を行うことは可能であろうが，表土層が残積性の土層である場合はどうであろうか．そのような場合，地質学的な評価を行う上での明確な基準はなく，またその性状が未固結かつ極めて軟弱層なため，試料としての取り扱いが難しいこともあって，これまで研究対象とされなかったものと考えられる．一般的な山岳地の地表地質踏査では，地表面にみられる微地形には注目するものの，地表下にある表土層自体に目をむけることはなく，表土層より下の地層を調査対象とする場合がほとんどである．また一般のボーリング調査の場合，表土層の部分には「表土」という層名を与えてその色調及び構成物の状況を記載する，というのが大半であろう．そこで筆者らは，花崗岩類分布域の表層崩壊地においてみられる残積性の表土層に着目し，地質学的な観察・記載を行うことで，表土層が本来保持している特徴や構造を明らかにすることを第一の目的とした．加えて，崩壊に至った地質的な要因について，地質学的特徴のほか原位置試験結果及び土質試験結果も踏まえて検討を行った．

調査方法は，まず最近発生したと思われる表層崩壊地の滑落崖において，露出する表土層を土壌学的見地も取り入れて観察・記載を実施した．次に滑落崖において表土層のブロック試料を採取し，その樹脂固定標本を作製した．表土層標本に対しては高解像度スキャニングを実施してデジタル画像を取得し，表土層の層相と割れ目について詳細な観察を行った．さらに対象崩壊地周辺では簡易貫入試験および土層強度検査棒による調査を実施し，土層深と表土層評価の対比を行った．加えて調査地における表土層の地盤物性値把握のため，土層強度検査棒を用いたベーンコーンせん断試験（土木研究所，2010）も試みたほか，現地採取試料の土質試験を行い，表土層の物理特性を取得した．

2. 調査地の地質，土壌及び地形

2. 1. 地質及び土壌

調査地は兵庫県南部の淡路島，洲本市北部の山麓に位置する（図 1）．周辺の地質は，花崗岩類Ⅱ－領家新期花崗岩類に相当－に属する白亜紀後期の洲本花崗閃緑岩を基盤とし，その上位を大阪層群及び相当層が覆うほか，低地には沖積層が分布する（高橋ほか，1992）．調査地に分布する洲本花崗閃緑岩は主に中～粗粒の黒雲母花崗閃緑岩から構成され，しばしば細粒閃緑岩質の暗色包有物を伴う．

調査地周辺の土壌は，日本土壌図－西南日本－（ペトロジスト懇談会土壌分類・命名委員会，1990）によれば，固結岩屑土ないし未固結岩屑土に区分される．また管野ほか（2008）で示された土壌図では，未熟土に区分されている．

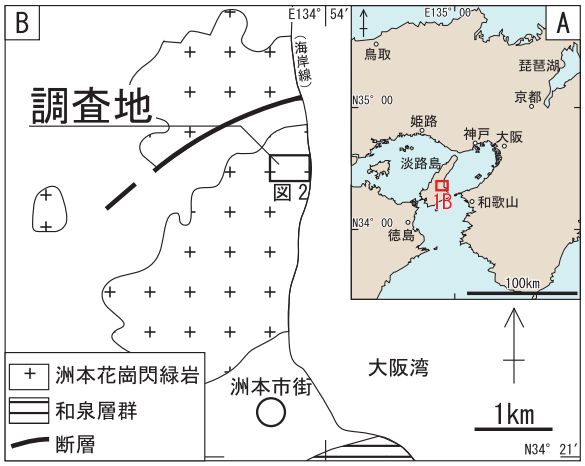


図１　調査地周辺の先古第三紀基盤岩類分布図．調査地では，白亜紀後期の洲本花崗閃緑岩が基盤岩として分布する．白色の地域は第四系（大阪層群およびその相当層，沖積層）が分布する．B は高橋ほか（1992）を基に加筆・修正した．

2. 2.　地形

図 2 に調査地の地形区分を示す．斜面での地形区分を行うにあたって松井ほか（1990）は，傾斜変換線（遷急線，遷緩線）及び斜面勾配に基づいた微地形単位での斜面区分が，その斜面の特徴と安定性を検討する上で有効としている．また最近の研究事例でも，花崗岩斜面地域での地形変化に着目した区分を行い，地形区分毎の表土層厚の特徴と原位置試験機器の適用性を検証した報告がある（窪田・井上，2013）．そこで本論においても傾斜変換線および斜面の傾斜をもとに地形区分を行い，山頂付近を頂部小起伏面，遷急線下の急斜面を谷壁斜面，遷緩線下の谷部を谷底斜面と区分した．地形判読には国土地理院発行の空中写真（2005 年 4 月撮影）を使用した．

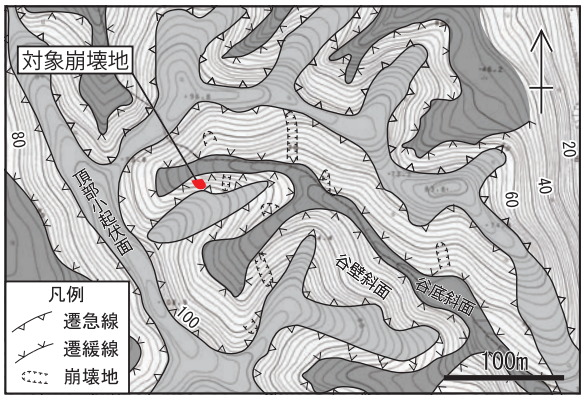


図２　調査地周辺の地形区分図．対象崩壊地は，谷壁斜面で発生した崩壊である．なお，基図には洲本市発行 1/2,500 都市計画図の一部を使用した．

調査地の周辺は，山頂標高 80～100m 前後の山地をなしている．山頂付近は緩やかな斜面で，明瞭な遷急線がみられる．また，谷部においては遷緩線がみられ，谷部の横断形状は緩い U 字型を呈する．調査地では幅 10m 前後の小規模な崩壊地がいくつかみられ，それらのほとんどは谷壁斜面で発生している．崩壊地の多くは，遷急線直下に滑落崖を伴い，0 次谷（凹型斜面）で発生している．また東側の大阪湾岸では，明瞭な遷急線を伴う急峻な斜面地形がみられる．

対象崩壊地はその他の崩壊と同様に谷壁斜面で発生しており，遷急線の直下に滑落崖を伴う格好を呈している．なお，この崩壊地は空中写真判読では認められなかったことから，空中写真撮影時以降に発生した比較的最近のものと考えられる．

3.　現地調査及び試験

3. 1.　調査及び試験の方法

対象とした崩壊地の規模や周辺斜面の状況を把握するとともに，以下の調査及び試験を実施した．

（1）滑落崖でみられる表土層の観察
（2）簡易貫入試験および土層強度検査棒による土層深の把握
（3）土質試験

以下に各項目の方法を述べる．

3. 1. 1.　滑落崖でみられる表土層の観察

対象となる表土層は，地表直下に分布する花崗閃緑岩由来の残積性未固結層である．現状では，風化残積土について地質学的に確立された観察・記載方法は，ほとんどない．一方，土壌学の分野では表土層の観察・記載方法がほぼ確立されており，それを用いた表層崩壊地の評価など斜面崩壊の研究でも用いられている（例えば，沖村・田中，1980）．そこで，滑落崖での表土層の観察と記載にあたっては，土壌学で用いられる観察・記載方法を用いることにした．表土層の層位命名は，FAO/UNESCO（1978）での命名システムである ABC 層位記号に準じるとともに，土層の区分・記載方法については，地学団体研究会編（1994）及び犬伏・安西編（2001）を参考にした．

土壌層位命名システムは，ABC 層位記号を基本としている（地学団体研究会編，1994）．土壌層位は地表面から下位へ A 層位（現表土，あるいは過去に相当期間表土であった層位で，腐食物等の有機物を多量に含む層），B 層位（A 層と C 層の中間層，A 層からの溶脱物質が集積する），C 層位（ほとんど土壌生成作用を受けてない層）の順に区分し，C 層下にある固結基岩

層はR層に区分する．土壌層位形成の順番はR層を母材として，C層，A層，B層となる．なお，森林下でA層の上位にある落葉落枝の未分解層はO層という．また，各層位の漸移層では，主要な層位名を先に記してAB層あるいはBA層などに区分する．

3.1.2. 簡易貫入試験および土層強度検査棒による土層深の把握

緒論でも述べたように，表土層については原位置試験機器を用いて表土層の物理特性を把握するなどの研究が数多くなされ，なかでも簡易貫入試験を用いた調査･研究成果はこれまで多数報告されている（例えば，沖村・田中，1980）．また最近では，軽量・コンパクトで現地作業の効率性が高い，土層強度検査棒を用いた斜面表土層の調査・研究事例も報告されつつある（例えば，木下ほか，2012）．そこで表土層の土層深を把握するために，崩壊地周辺において簡易貫入試験および土層強度検査棒を用いた調査を実施した．

簡易貫入試験は，ノッキングヘッドをつけたガイドロッド（外径16mm）に，重さ5kgのハンマーを通して50cmの高さからハンマーを落下させ，ロッド先の先端コーン（外径25mm）が地盤に10cm貫入する打撃回数Nd値（Nc値と同義）を測定して，地盤の強度を把握する試験である（地盤工学会，2004）．本研究でも地盤工学会（2004）に基づいて簡易貫入試験を実施し，地盤へ10cm貫入する毎の打撃回数を記録した．試験終了は，沖村・田中（1980）の述べた表層崩壊の深度であるNd値が12を超える深度とした．

土層強度検査棒は，外先端コーン（外径15mm）付きの細いロッド（外径10mm）を人力で押し込むことにより，表土層の強度や土層深を簡易に測定する試験（土検棒貫入試験）とともに，羽根つきコーン（ベーンコーン）に交換して所定の深度でロッドの押し込み力と土層のせん断に必要なベーンコーンの回転トルクを複数の荷重条件で測定することにより，原位置での内部摩擦角と粘着力を測定する試験（ベーンコーンせん断試験）を行う機器である（土木研究所，2010）．土検棒貫入試験には，バネばかりで定量的に土層強度や土層深を測定する標準方式と，人力による貫入限界で定性的に土層深を測定する簡易方式があるが，本研究では簡易法を用いた．また，地盤のせん断強度を把握する試みとして，滑落崖付近においてベーンコーンせん断試験も併せて実施した．せん断試験により求めることのできる地盤の粘着力（C）及び内部摩擦角（ϕ）値は，土木研究所（2010）での経験式法を用いて，垂直応力及びせん断応力を算出することで求めた．

3.1.3. 土質試験

土質試験は，表土層の物理特性を把握する目的で行った．対象の土層はB層とし，試料の採取は，後述する表土層樹脂固定標本の試料採取と並行して行った．実施した試験項目は，1)土粒子密度－土を構成する土粒子の単位体積質量－，2）自然含水比－土が含む水分と乾燥土の比－，3)粒度－土の粒径毎の構成割合－，4)コンシステンシー特性－土が塑性から液性に移行する境界の含水比，及び塑性から半固体に移行する境界の含水比－，5）砂の最小･最大密度－試料に含まれる砂分の，最も緩い状態および最も密な状態の乾燥密度－，6)湿潤密度－土全体の単位体積質量－である．1）から5）の各試験は地盤工学会（2009）の基準に従い，実際の試験は（有）アルプス調査所に依頼した．また，6）は表土層ブロック試料をもとに，樹脂固定前の全体重量及び試料の体積から簡易的に算出した．

3.2. 調査及び試験結果

3.2.1. 崩壊地及び周辺斜面の状況

対象とした崩壊地の平面図及び縦断図を図3に示す．

崩壊地は崩壊幅5.7m，崩壊長さ（斜距離）9.7m，崩壊深さは0.8～0.9mである．上方の滑落崖は明瞭で幅5.3m，崩の傾斜75°，崖の高さは0.5～0.9mで，崖中央から東側で崖高は高く西側は低い．崖の中央部にはパイピング跡とみられる直径0.8m前後の空洞が存在する．側方崖は高さ0.5（西側）～0.8m（東側）で，崩壊地下方に向かって崖高は低くなる．崩壊地の基底（崩壊面）は傾斜37°前後で，崩壊土砂の大半は崩壊地内に残存せず，下方へ流下している．周辺の植生は広葉樹林主体の自然林からなる．

崩壊の発生した斜面は，傾斜36～37°で谷壁斜面に相当する．滑落崖上方には遷急線のほか小規模な段差地形がみられ，その遷急線より上方の斜面は傾斜30°前後の頂部小起伏面をなしている．また，空洞沿いに地面の陥没も認められる．なお調査時（晴天時）においては，崩壊地及びその周辺斜面に湧水は全く認められなかった．

3.2.2. 滑落崖でみられる表土層の特徴

滑落崖の正面図を図4に，模式柱状図を図5に示す．

調査地の表土層は地表部に，暗褐色を呈して葉・枯枝等の腐植物を多量に含むO層がみられる．その層厚はきわめて薄く最大でも5cm程度である．地表面に落葉･落枝はみられるものの，その厚さは非常に薄い．O層は有機質で，構成する腐食物をかろうじて植物組織と判断できる層を主体とし，植物根が密集する．

O層下は，腐食物及び植物根が多くみられ褐色を呈

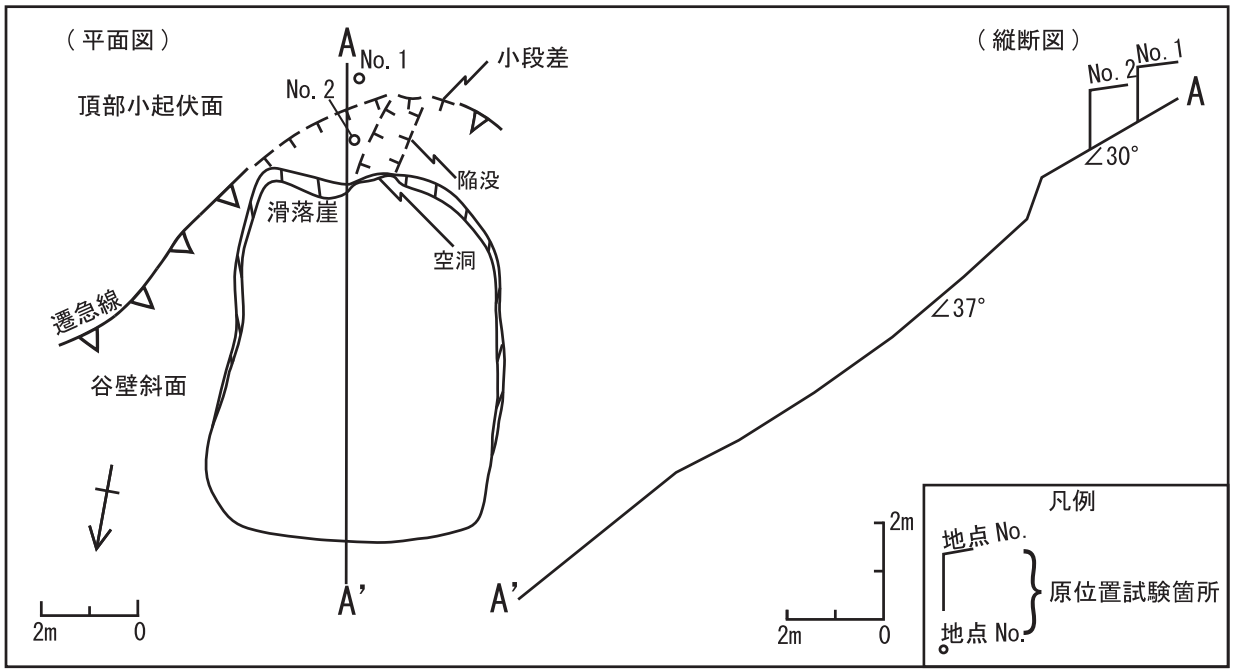


図３　対象崩壊地の平面図及び縦断図．崩壊地は崩壊幅 5.7m，崩壊長さ（斜距離）9.7m，崩壊深さは 0.8 ～ 0.9m，崩壊地の基底（崩壊面）は傾斜 37° 前後である．崖の中央部には，パイピング跡とみられる直径 0.8m 前後の空洞が存在する．

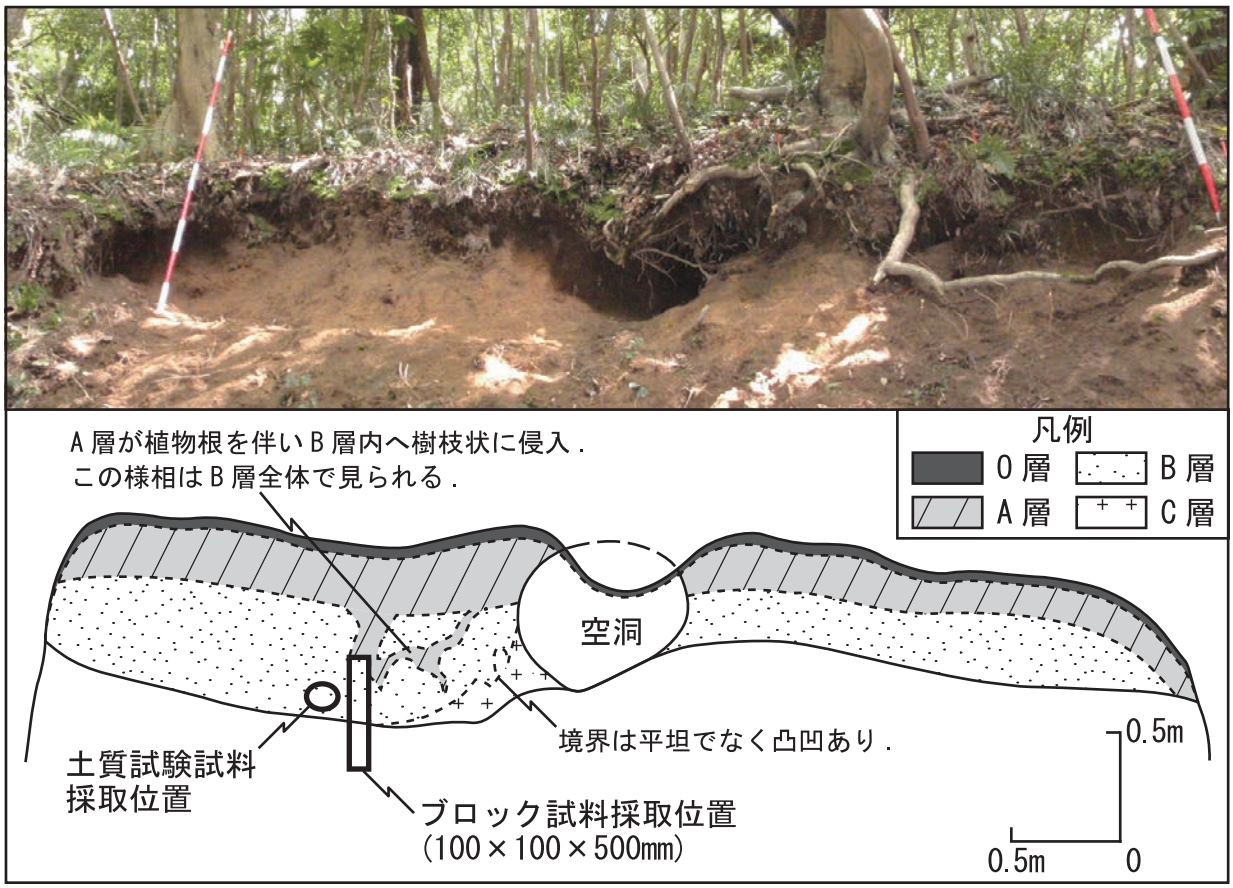


図４　滑落崖の正面スケッチ図．地表部より土壌層位 O 層，A 層，B 層，C 層の分布がみられる．

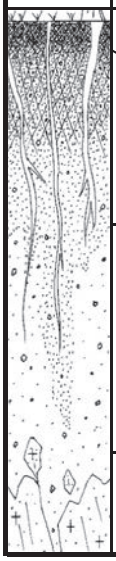
柱状図	深度（m）	色調	土壌層位	層　相	特　　徴
	0.05	暗褐色	O	有機質砂礫	葉・枯枝等の腐食物多いが，植物組織と判断できるF層を主体とする．植物根が密集する．
	0.2～0.4	褐色	A	粘性土質砂礫	腐食物を多く含むほか，植物根多い．母岩の組織は全く残っておらず、土層は不淘汰で粒状～小球状に分離する．上部では植物根が多くかつ複雑に絡まり，崖部でオーバーハングを形成する．
	0.9	黄褐色	B	粘性土質砂礫	腐食はほとんどなく植物根も乏しくなる．粒径10mm未満の石英・長石が砂，礫としてみられるが，母岩の組織は残っておらず，粒状～小塊状に分離する．上位のA層がしばしば植物根を伴い不定形・樹枝状に侵入する．下位のC層との境界部は平坦ではなく凹凸があり，層内にC層の小塊を混在している場合もある．
		淡褐色	C	強風化花崗閃緑岩（マサ）	強風化した粗～中粒の花崗閃緑岩．石英・長石からなる岩組織はかろうじて残るが岩の劣化著しく，ネジリ鎌で容易に削剥できる．上位のB層が脈状に侵入する場合もある．

図５　表土層の模式柱状図及びその特徴．O 層は暗褐色を呈し腐食物及び植物根に富む．A 層は褐色を呈し植物根が多く不均質な砂礫からなる．B 層は黄褐色を呈し不均質な砂礫からなる．C 層は基盤岩である花崗閃緑岩の強風化したものである．

する A 層と，その下位の植物根がまばらで腐食物をわずかに含む B 層が分布する．

A 層は褐色を呈する不均質な粘性土質の砂礫からなり，母岩の組織は全く残っていない．層厚は 0.2～0.4m で，土層は粒状～小塊状に分離する．上部では植物根が多く，かつ複雑に絡まり，崖部にてオーバーハングを形成する．

B 層は黄褐色を呈する不均質な粘性土質の砂礫からなり，それらの構成物として基盤岩由来の石英ないし長石粒（粒径 10mm 未満）を多く含むが，岩の組織は残っていない．層厚は最大 0.5m 程度で，土層は粒状～小塊状に分離する．また B 層内には上位の A 層が，しばしば植物根を伴いながら不定形な樹枝状に侵入する．

C 層は基盤岩である花崗閃緑岩が強風化されマサとなったもので，石英及び長石からなる岩組織は残るが，露頭表面はネジリ鎌にて容易に削剥できる．また上位の B 層との境界部は一見平坦にみえるが，崖部を削り込んでいくと不定型な凹凸をなしているほか，B 層内に C 層の小塊が混在している場合や，C 層内部に B 層が脈状に侵入する様相もみられる．

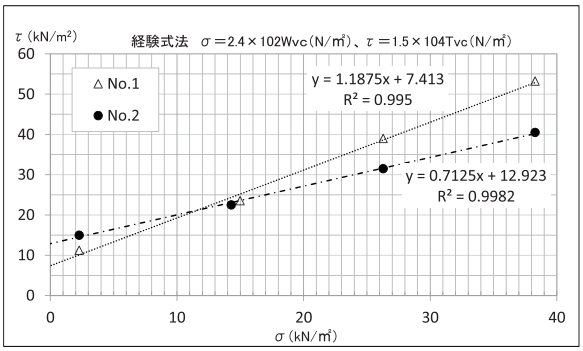
3. 2. 3.　表土層の土層深

滑落崖上部において実施した，簡易貫入試験結果および土層強度検査棒の貫入深度から得られた土層深を表 1 に示す．また，ベーンコーンせん断試験結果を図 6 に示す．

土層強度検査棒から得られる土層深については，地点毎に 10 回の貫入試験を行いその平均値および最大値を求めている．その結果，土層強度検査棒による土層深の平均値は 1.1～1.2m で，簡易貫入試験の Nd 値 >5 にほぼ相当する．一方，簡易貫入試験による Nd 値 >12 の深度は崩壊地の滑落崖高さよりもやや大きく 1.4m を示した．

表１　土層強度検査棒による土層深と簡易貫入試験結果．土層強度検査棒による土層深の平均値（N10）は 1.1 ～ 1.2m で，簡易貫入試験の Nd 値 >5 にほぼ相当する．一方，簡易貫入試験による Nd 値 >12 の深度は 1.4m を示した．

地点 No.	土層強度検査棒(m)		簡易貫入試験(m)	
	平均値(N10)	最大値	Nd値>5	Nd値>12
1	1.09	1.28	1.10	1.40
2	1.21	1.36	1.20	1.40



地点No.	No.1	No.2
試験深度	1.1m	1.0m
粘着力C	7.4kN/m²	12.9kN/m²
傾き（tanφ）	1.1875	0.7125
内部摩擦角φ	49.9°	35.5°

図６　表土層のベーンコーンせん断試験結果．No. 1 では C=7.4kN/m^2，φ=49.9°，No. 2 では C=12.9kN/m^2，φ=35.5° の値を得られた．

ベーンコーンせん断試験結果からは，滑落崖付

表２　表土層（B 層）の土質試験結果．自然含水比は約 12% で，シルト質礫質砂に分類される．また簡易的に求めた湿潤密度は 1.42g/cm^3 の値を得られた．

項　目		単位	試験結果
土粒子の密度 ρ_s		g/cm^3	2.639
自然含水比Wn		%	12.1
粒度	礫分	%	21.8
	砂分	%	61.2
	シルト	%	9.4
	粘土分	%	7.6
	最大粒径	mm	9.5
土質分類			シルト質礫質砂
コンシステンシー特性		%	―
砂の最小・最大密度	最小密度 ρ_{dmin}	g/cm^3	1.052
	最大密度 ρ_{dmax}	g/cm^3	1.342
湿潤密度		g/cm^3	1.42

近の No. 1 では C=7.4kN/m^2，ϕ=49.9°，No. 2 では C=12.9kN/m^2，ϕ=35.5° の値を得られた．No. 1 の ϕ 値については明らかに過大であり，試験の際に先端コーンが礫に当たるなど，余分な抵抗を受けた可能性が高い．

3. 2. 4.　土質試験結果

滑落崖で採取した表土層の土質試験結果を表 2 に示す．

試験の結果，土粒子の密度は 2.639g/cm^3，自然含水比は 12.1% であった．粒度は，礫分 21.8%，砂分 61.2%，シルト分 9.4%，粘土分 7.6%，最大粒径 9.5mm の結果が得られ，土質としてはシルト質礫質砂に分類される．砂の最小密度は 1.052g/cm^3，最大密度 1.342g/cm^3 であった．また簡易的に求めた湿潤密度は 1.42g/cm^3 の値を得られた．なお，試験のうちコンシステンシー特性については，試料が礫質であったこともあり有効な結果を得られなかった．

4.　表土層樹脂固定・研磨標本の観察

露頭観察を行うにあたって対象が未固結層の場合，通常は表面をネジリ鎌などで削剥・整形して行うことが多い．一方で，ネジリ鎌による削剥・整形は，露頭表面に分布する土粒子ないし鉱物粒子を移動あるいは破壊してしまい，その結果，本来土層中にあった微細な構造などが失われ正確な観察を困難にする．このような未固結層の観察・記載には，内部の微細構造を壊すことなく固定できる樹脂固定標本を作製し，それを観察するのが非常に有効である．

4. 1.　試料採取方法

今回対象とする滑落崖においては，崩壊地の基底（崩壊面）の延長部－潜在崩壊面があると想定－を包含する位置で，樹脂固定のための表土層ブロック試料を採取した．試料採取方法は浜崎ほか（2002）の柱状土壌モノリス採取法に準じた．試料の大きさは試料採取時の作業性，可搬性及び樹脂固化から研磨処理に至る制約等も考慮して，横幅及び奥行 10cm，高さ 50cm の直方体とした．以下に採取までの手順を述べる．

4. 1. 1.　露頭面の整形

通常の露頭観察と同様に，ハンマーやネジリ鎌等を使用して滑落崖の表面を鉛直方向に平面になるよう整形した．当初，滑落崖の面を残した試料採取も検討したが，崖面からの試料分離が難しいこと，構造を検討するにあたっては鉛直面のある方が望ましいことなどから，鉛直となる面を長辺とする直方体での試料採取を適用した．

4. 1. 2.　ブロック試料の採取

ブロック試料の採取には，浜崎ほか（2002）の柱状土壌モノリス採取法を一部改良した手法を採用した．柱状土壌モノリス採取法では本来，底と蓋が分離できる木製枠を用意し，枠の形（直方体）に成形した露頭面に，底と蓋を外した木枠を押し込んで採取する．しかし今回対象とする土層は花崗閃緑岩由来の軟弱な土及びマサで，粒状～小塊状に容易に崩れやすく，露頭面を柱状に成形・自立させることが難しい．そこで内寸の横幅･奥行各 10cm，高さ 50cm の各面を分離可能な木製枠を用意し，一つの面を整形するたびに木板をあてがい固定する方式をとった（図 7）．詳細な手順は以下の通りである．

(1) 露頭面を平らに整形後，試料採取箇所に横幅 10cm，高さ 50cm の長方形の木板をあてがう（図 7a）．
(2) 露頭の側面部を枠の内寸より若干深く削り込み，側面に木板を当て，木ネジで（1）の板と連結･固定する（図 7b）．
(3) 同様に，露頭反対側の側面，上面，基底面の順に試料周りを削り込み，木板をあてがい，各々を木ネジで連結・固定する（図 7c）．
(4) 最後に試料の背面側を削剥して露頭から試料を分離し，枠外の余分な試料を削剥・整形して（図 7d），木板で蓋をし，木ネジで固定する．

採取したブロック試料は，崩れないように木製枠ごと緩衝材等で厳重に梱包して調査地から搬送した．また，ブロック試料を採取した箇所は，試料採取時の現地発生土及び土のうを用いて現況回復した．

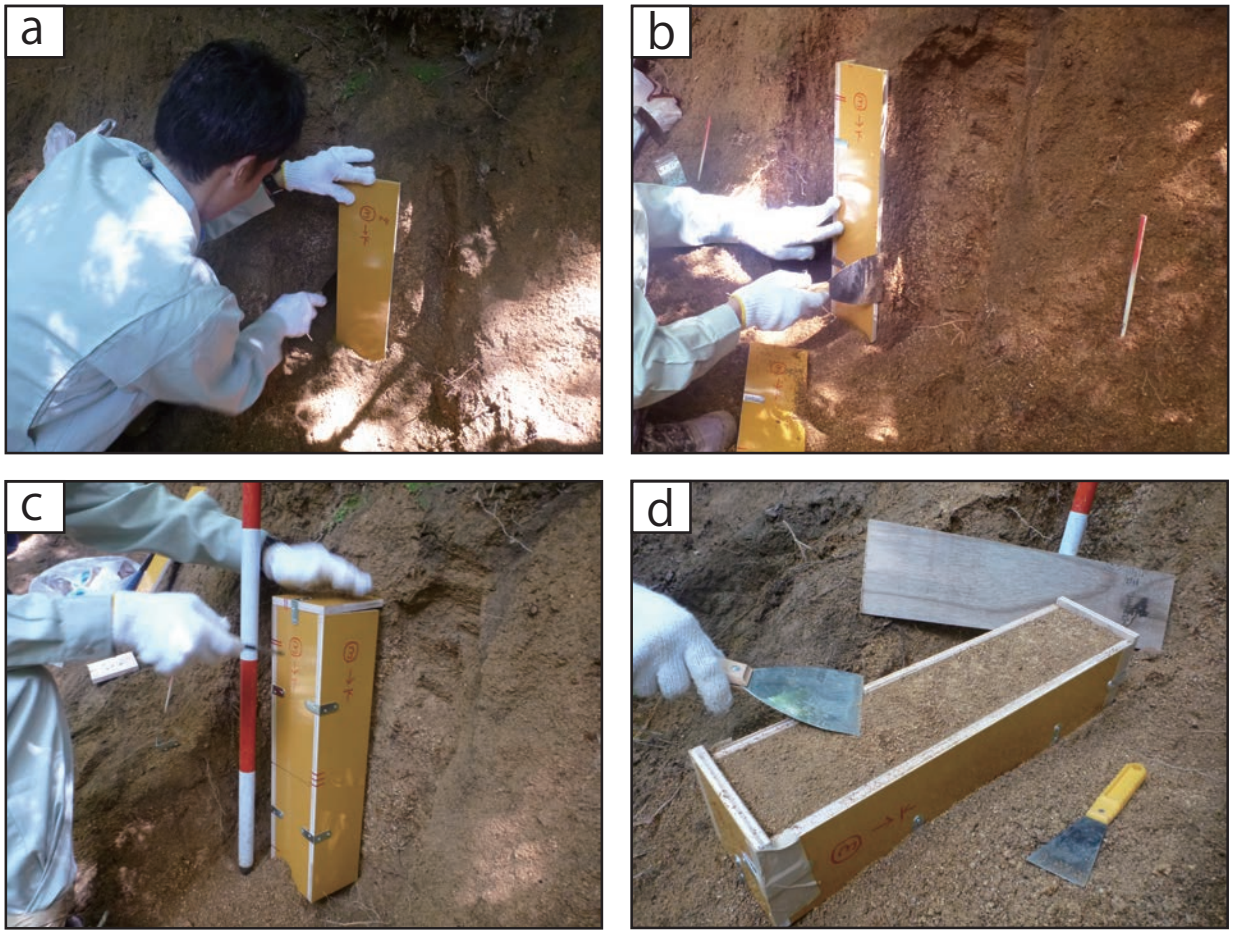


図 7　表土層のブロック試料採取状況．a：試料採取箇所に横幅 10cm，高さ 50cm の長方形の木板を当て，側面部を枠内寸より若干深く削込む．b：側面に木板を当て木ネジで a の板と連結・固定し，反対側側面を削り込む．c：上面，基底面の順に試料周りを削込み，木板を当て各々を木ネジで連結・固定する．d：試料の背面側を削剥して露頭から試料を分離し，枠外の余分な試料を削剥・整形する．整形後は木板で蓋をし，木ネジで固定する．

4. 1. 3.　樹脂固定研磨標本の作製

持ち帰ったブロック試料は，藤原（2013）に則って樹脂固定及び研磨を行った（図 8）．

まず木製枠の蓋を開放して試料を 24 時間自然乾燥させた後，エポキシ樹脂（アイ・ティー・ダブリュー・インダストリー社製デブコン ET）を塗布・浸透させて固化を行った．手順としては，1 つの面に樹脂を塗布し，樹脂が完全に硬化したのを確認後に木製枠を閉じ，別の面を開放して固化を行う作業を繰り返すことで，試料すべての面から樹脂を浸透させた．樹脂固定したブロック試料は，岩石カッターでまず側面（滑落崖の横断面をみる格好）を長辺方向に大：小－おおむね 7：3 の比率－に切断し，次に正面（滑落崖を正面からみる格好）を切断する．切断した試料のうち，大きい方－縦横およそ 7cm，高さ 50cm －の試料切断面について，再度樹脂固定した後に研磨を行った．研磨後はラッカーを塗布し，研磨面を保護して標本完成とした．小さい方の試料は岩石薄片作製ないし地球化学分析用の試料として，切断面の樹脂固定のみ（研磨無し）で完成とした．

図 8　ブロック試料の樹脂固化作業状況．各面に樹脂を浸透させ，試料を固定化する．

4. 2.　表土層標本観察結果

表土層標本の正面及び側面のデジタル画像及びスケッチを図 9 に示す．

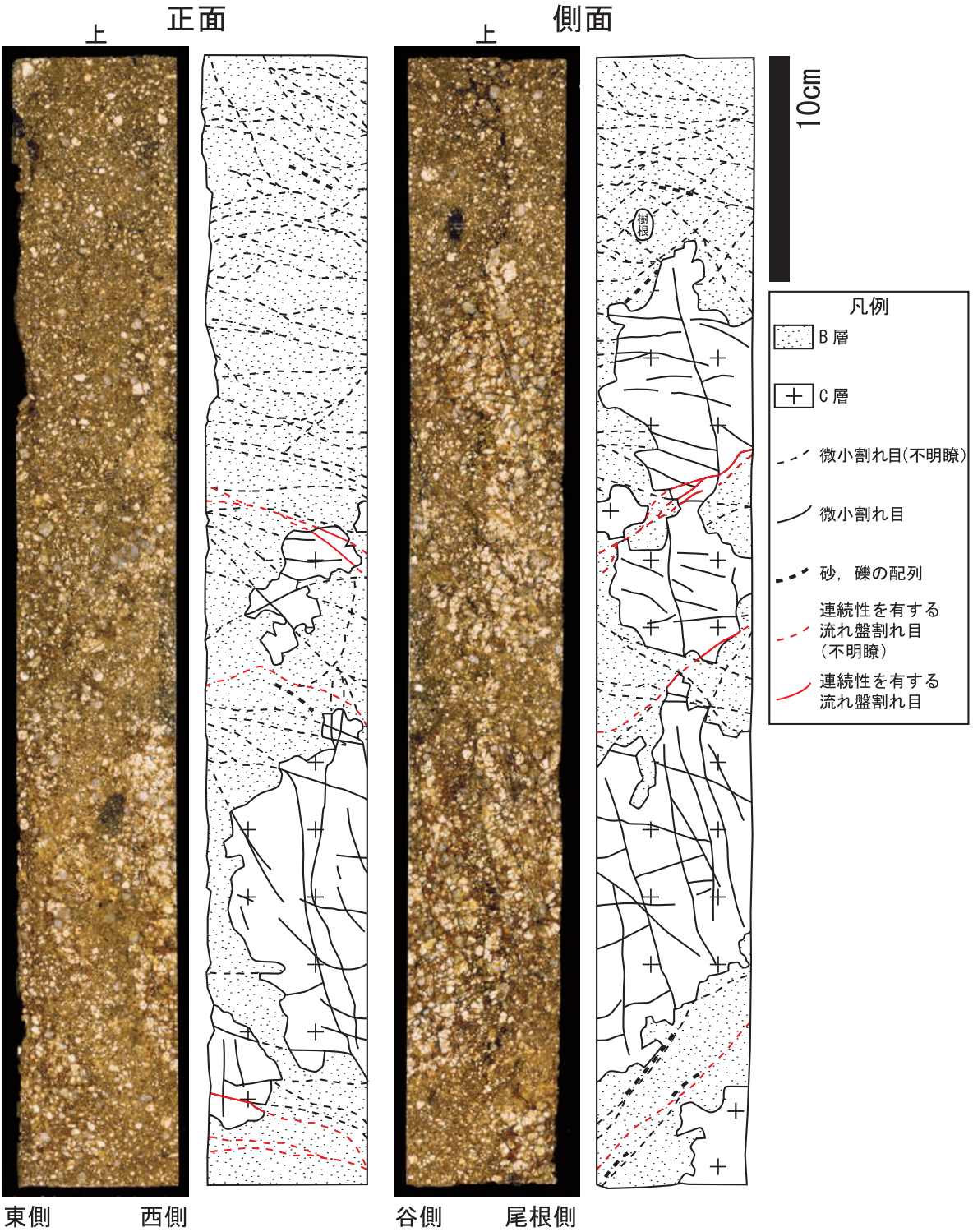


図９　表土層標本のデジタル画像及びスケッチ．「正面」は滑落崖を正面からみた格好，「側面」は滑落崖の断面に相当する．表土層標本の上位（上端より下位 10 ～ 20cm）には B 層が分布し，下位では C 層が優勢となる．水平ないし低角をなす極めて微小な割れ目の発達が特徴的である．

4. 2. 1.　層相及び構造

表土層標本の上位（上端より下位 10～20cm）には B 層が分布し，下位では C 層が優勢となる．B 層には露頭観察の時と同様に母岩の組織は認められず，径 10mm 未満の石英及び長石片を多く含む不淘汰な砂・礫からなり，砂・礫粒の配列がしばしばみられる．一方，下位の C 層優勢層では強風化した花崗閃緑岩の岩塊を主体とし，その周辺を上位の B 層に相当する砂・礫が充填する．強風化岩には，粒径 2～10mm の石英ないし長石からなる岩組織が認められる．また標本の

B 層及び C 層の間に明瞭な境界面はない．

4. 2. 2.　割れ目の特徴

表土層標本には全体に，水平ないし低角をなす極めて微小な割れ目の発達が特徴的である．微小割れ目は網目状をなすほか，割れ目沿いの褐色化が顕著である．また，しばしば砂，礫粒の弱い配列がみられる．

B 層下位の C 層優勢層では，連続性を有し谷側へ 37～40° 傾斜する流れ盤割れ目が，標本上端から下位 20cm，35cm 及び 45cm 前後で認められる．また C 層には初生的なものと考えられる，10～25° および 65～75° の山側へ傾斜し受け盤割れ目をなすものが多く認められる．このほか 25° 前後の流れ盤をなす割れ目も認められるが，それらは受け盤をなす割れ目に規制される．また，C 層の割れ目沿いには黒色鉱物を薄く伴うところが多い．この強風化岩にある割れ目の延長が，周辺の砂礫中に微小割れ目として連続する様相もみられる．

5.　まとめ

対象崩壊地における滑落崖の表土層断面図を図 10 に示す．

5. 1.　調査地の表土層の特徴

滑落崖での表土層及び表土層標本の観察記載結果より，B 層と C 層の境界はそれぞれの土層が双方の土層内に侵入あるいは残存する様相が認められた．図 10 では，両者の境界を直線的に記載しているものの実際には，両層の境界が，平滑・平坦な面ではなく起伏変化の激しい凹凸をなしていると考えられる．このことは，調査地の表土層は，基盤岩が風化によって土壌化する際，各土層は一様な厚みと広がりを持って形成されたわけではないことを示すものである．その原因としては，植生樹根による影響だけでなく，土壌母材である基盤岩が保持していた凹凸，割れ目の分布及び状態などが大きく影響したものと推定される．

また，今回調査地の土層を A 層，B 層及び C 層と区分したが，1）表土層の厚みが 1m 程度と薄いこと，2）B 層については上位からの溶脱物質の濃集がほとんどみられないこと，などから表土層の発達状況としては未熟な状態といえる．今回の調査で B 層とした土層は，厳密に言えば A 層及び C 層の中間的な層，すなわち C 層が主体の CA 層に相当すると考えられる．

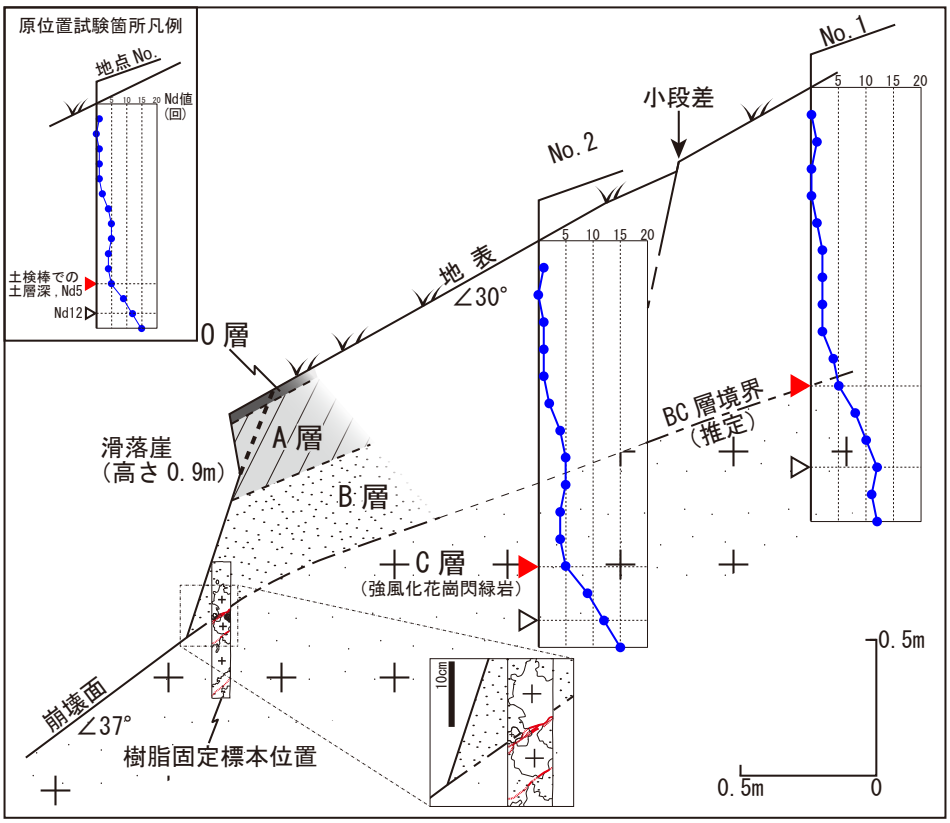


図 10　滑落崖における表土層断面図．崩壊の基底面は表土層の B 層と C 層の境界付近に位置すると考えられ，飯田（2012）の D5 深度に相当する．表土層標本で認められた流れ盤割れ目は，表層崩壊の基底面（傾斜角度 37°）にも対応する．

5. 2. 土壌層位と土層深の関係

滑落崖にみられる表土層観察の結果，崩壊の基底面は表土層のＢ層とＣ層の境界付近に位置すると考えられる．また，山側の土層強度検査棒及び簡易貫入試験の結果によれば，この境界付近はNd値>5の深度に相当するほか，土層強度検査棒の平均貫入深度ともほぼ一致する．一方で，滑落崖上方で実施した土層強度検査棒および簡易貫入試験結果では，No. 2の方がNo. 1よりも土層深および簡易貫入試験のNd値>12深度のいずれもやや深い値を示す．No. 2付近では崩壊時の斜面変動と思われる小段差地形がみられる．当該箇所では表土層がやや変動して土層にやや緩みが生じている可能性がある．

本論で対象とした表層崩壊地は，その崩壊深さ及び崖高さと簡易貫入試験結果より，飯田（2012）の述べた，D5に相当する深度を基底として崩壊したと考えられ，また土層強度検査棒で得られた土層深は，D5に相当する深度を反映したものと思われる．

ベーンコーンせん断試験は2地点のみではあるものの，それによって得られたＣ値及びϕ値は最小値で$C=7.4kN/m^2$，$\phi=35.5°$であった．現地では，崩壊面までの有効土被り圧が$14kN/m^2$前後と推定され，試験時の上載荷重の設定がやや粗くかつ過大であったことも考えられる．今回の試験は2地点のみであり，現地の地盤常数をより精度良く求めるには，さらに多くの地点で試験を実施することが重要と考えられる．

5. 3. 表土層標本にみられる微小割れ目

表土層標本でみられる網目状をなす微小割れ目は，Ｂ層でみられる不明瞭なものも含め，割れ目沿いに褐色化を伴う．割れ目沿いの褐色化は，地下浸透水に含まれていた鉄分の酸化・沈着によるものと考えられることから，標本でみられる微小割れ目は，降雨水の浸透に伴う水みちである可能性が高い．また標本でみられた傾斜37～40°の流れ盤割れ目は，Ｃ層が優勢となるゾーンで認められ始めることから，Ｂ層とＣ層の境界付近より下位で生じたものと言える．Ｂ層Ｃ層境界付近でみられる流れ盤割れ目の位置（標本上端から下位20cm）は，表層崩壊面の延長部の深度に対応するほか，その傾斜角度は滑落崖直下で計測した表層崩壊の基底面（傾斜角度37°）にも対応する．またその深度は，前節で述べた標準貫入試験でのD5相当深度，および土層強度検査棒での平均土層深ともおおむね一致する．すなわち，標本でみられる連続性を有する流れ盤割れ目は，水みちとして機能しただけでなく，結果的に崩壊面として機能した可能性がある．一方で，図3で示したように，現地調査滑落崖の上方には，崩壊時の斜面変動と思われる小規模な段差地形がみられる．そのため，表土層標本でみられる割れ目のいくつかは，この斜面変動の影響によって生じた可能性がある．

5. 4. 崩壊メカニズムについて

本論で対象とした表層崩壊地は，その調査時において湧水が認められず，表土層の自然含水比は，約12%と低い値であった．また，対象崩壊地の滑落崖のほぼ中央に，パイピング孔とみられる空洞がみられることは，崩壊時に地表下にあった水みちの閉塞及び被圧水の発生を示唆するものと考えられる．よって，対象崩壊地の崩壊メカニズムとしては，1）多量の降雨による地下水位の上昇とそれに伴う間隙水圧の上昇，2）水みちとして機能していた流れ盤割れ目の閉塞に伴う有効応力及びせん強度の低下が考えられる．また，流れ盤割れ目が結果的に崩壊面として機能したことも考えられ，それらの要因により斜面の不安定化・崩壊に至ったと推定される．

謝辞

小畑直也氏には，調査前の現地事前確認に同行いただいた．また，竹下浩征所長には本稿を査読いただいた．応用地質株式会社の窪田安打氏には，本稿の査読だけでなく，草稿作成にあたって有用なアドバイスを頂いた．ここに記して厚く御礼申し上げる．

引用文献

地学団体研究会編（1994）地表環境の地学－地形と土壌．新版地学教育講座第9巻，東海大学出版会，東京，198p.

（独）土木研究所（2010）土層強度検査棒による斜面の土層調査マニュアル（案）．土木研究所資料，**4176**，40p.

FAO/UNESCO (1978) Soil map of the world 1:5,000,000. Volume VIII North and Central Asia. UNESCO, Paris, 165p.

藤原　誠（2013）膨潤性鉱物を含んだ断層岩の大型研磨試料作製．地質技術，no. 3，13-20.

浜崎忠雄・三土正則・小原　洋・中井　信（2002）土壌モノリスの作成法改訂版．（独）農業環境技術研究所 農業環境インベントリーセンター，土壌分類研究室資料．http://soilgc.job.affrc.go.jp/Document/method.pdf（2014/5/7 確認）．

飯田智之（2012）技術者に必要な斜面崩壊の知識．鹿島出版会，東京，237p.

地盤工学会（2004）簡易動的コーン貫入試験．地盤調査の方法と解説，274-279.

地盤工学会（2009）物理試験．地盤材料試験の方法と解説，93-308.

木下篤彦・八木啓太・内田太郎・柴崎達也・眞弓孝之・山崎孝成（2012）六甲山系風化花崗岩斜面における土質強度

の空間分布に関する調査. 平成 24 年度砂防学会研究発表会概要集，648-649.
窪田安打・井上善夫（2013）花崗岩分布域における地形区分ごとの表土層深の特徴. 日本応用地質学会平成 25 年度研究発表会講演論文集，195-196.
松井　健・武内和彦・田村俊和（1990）丘陵地の自然環境－その特性と保全. 古今書院，東京，202p.
内閣府（2013）平成 25 年版防災白書. 275p.
沖村　孝・田中　茂（1980）一試験地における風化花こう岩斜面の土層構造と崩壊発生深さに関する研究. 砂防学会誌，**33**，7-16.
大伏和之･安西徹郎編（2001）土壌学概論. 朝倉書店，東京，219p.
大久保駿･上坂利幸（1971）簡易貫入試験機による地盤調査. 土木技術資料，**13**，83-87.
ペトロジスト懇談会土壌分類・命名委員会（1990）100 万分の 1 日本土壌図. 内外地図株式会社，東京.
菅野均志・平井英明・高橋　正・南條正巳（2008）1/100 万日本土壌図（1990）の読替えによる日本の統一的土壌分類体系－第二次案（2002）－の土壌大群名を図示単位とした日本土壌図. ペドロジスト，**52**，129-133.
高橋　浩・寒川　旭・水野清秀・服部　仁（1992）洲本地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，107p.
吉松弘行･川満一史･瀬尾克美･長谷川秀三･村中重仁（2002）斜面の表層構造調査用の簡易貫入試験機について. 平成 14 年度砂防学会研究発表会概要集，392-393.