

球状風化を呈した地質帯における表層崩壊 発生場の特性と土層厚推定手法の検討

CHARACTERISTICS OF SHALLOW LANDSLIDE AND METHOD TO ESTIMATE
THE SOIL THICKNESS ON SPHERICAL WEATHERED GEOLOGICAL REGION

野池 耕平¹・木下 篤彦¹・水野 秀明¹・今森 直紀²・西岡 恒志³・島田 徹⁴

Kohei NOIKE, Atsuhiko KINOSHITA, Hideaki MIZUNO, Naoki IMAMORI,

Tsuneshi NISHIOKA and Toru SHIMADA

¹国立研究開発法人 土木研究所 (〒305-8516 茨城県つくば市南原 1-6)

E-mail: ko-noike44@pwri.go.jp

²国土交通省 紀伊山地砂防事務所 (〒637-0002 奈良県五條市三在町 1681)

³和歌山県 (〒640-8585 和歌山市小松原通 1-1)

⁴国際航業株式会社 (〒660-0805 兵庫県尼崎市西長洲町 1-1-15)

Key Words: shallow landslide, spherical weathering, granite porphyry, distribution of soil thickness

1. はじめに

2011年8月～9月に、連続した降雨によって紀伊半島などでは表層崩壊・深層崩壊などの土砂災害が多発した。和歌山県那智川流域およびその周辺の山域では表層崩壊が発生し、これに伴い土石流が那智川に流入し、下流域に甚大な被害をもたらされた¹⁾。また、那智川流域に分布する花崗斑岩は、球状を呈した硬質な風化残留物であるコアストーンを含む風化形態を示しており、この流出が下流域への被害をより大きくさせた要因のひとつとして考えられている²⁾。コアストーンを伴わないマサ化した花崗岩分布域では地形や土層構造によって表層崩壊の発生形態が異なることが明らかとなりつつあり、たとえば山地の開析状況に応じて土層構造および表層崩壊の発生形態が異なることが指摘されている³⁾。しかし、球状風化を呈した那智川流域に分布する花崗斑岩は、これとは異なる風化形態を持っていることから、土層構造もこれとは異なり、それによって表層崩壊の発生形態も異なる可能性がある。また、このような土質構造を持つ地質帯では、表層部に硬質なコアストーンが含まれることによって、土層厚を推定する上で用いられていた簡易貫入試験など直接的な計測

手法では正確に推測できない場合がある⁴⁾。そこで、物理探査を用いた間接的な手法による推測を行う必要がある。

本研究では、那智川流域の花崗斑岩分布域における土層厚をより高精度に推定することを目的として、表層崩壊発生場における地形・地質的特性を明らかにするとともに、簡易貫入試験および物理探査を用いて土層厚の推定を行った。ここでは、土石流が発生した溪流のうち、8溪流(鳴子谷川、尻剣谷川、蛇ノ谷川、金山谷川、陰陽川、内の川、樋口川、平野川)を対象として検討を行った(図-1)。

2. 地域概要

(1) 地形地質概要

那智川流域は、図-1に示すように下位より順に下部～中部中新統熊野層群、熊野酸性火成岩類(以降岩石名である花崗斑岩と呼ぶ)が分布し、熊野層群は花崗斑岩によって貫入されている⁵⁾⁻⁷⁾。熊野層群は泥岩優勢砂岩泥岩互層および成層泥岩から成り、東～北方向に10～20°程度傾斜している。この地質分布は現在の地形を形成する重要な要素として考えられ、主に下流側に分布する熊野層群は風化によって

なだらかな地形を形成し、上流側に分布する花崗斑岩分布域では急峻な地形が発達している。また、那智山は800-900mほどの山地から構成されており、尾根の高度がそろっている状況および花崗斑岩に柱状節理が発達していることから、花崗斑岩は平坦地形を形成した噴出岩として考えられおり、これが現在の山頂緩斜面を構成しているものと想定される⁸⁾。

(2) 降雨特性

2011年9月1日から9月4日までの降雨状況を図-2に示す。2011年に発生した台風12号は、紀伊半島、四国、中国地方などに大雨をもたらし、紀伊半島を始め各地で表層崩壊、深層崩壊、およびそれらに起因する土石流が各地で発生した。那智川流域は、9月4日0~4時で341mm、最大時間雨量123mm(市野々観測所)が記録され、その未明に土石流が発生したと考えられる。

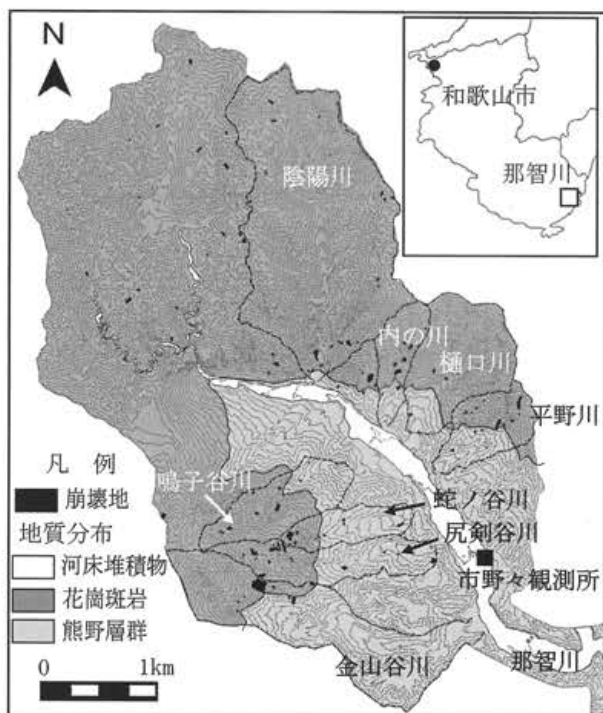


図-1 那智川流域の地質分布状況

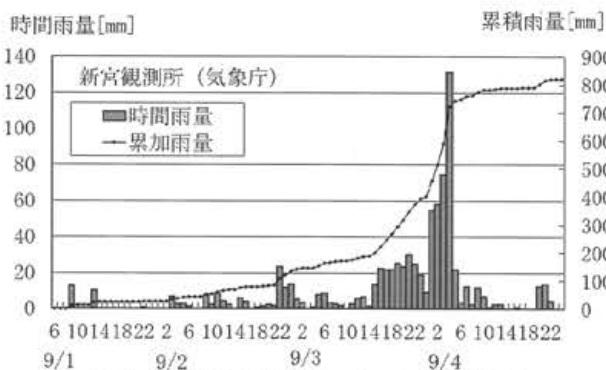


図-2 2011年9月1日~4日の降雨状況

3. 調査方法

(1) 地形調査

対象溪流における山地の開析状況を把握するため、地形調査を実施した。調査は、現地調査による地形観察、および災害後の航空レーザ測量による1mメッシュのDEMより作成した等高線図や傾斜図を用いて実施した。開析状況は、2009年における防府災害の際に用いられた事例³⁾を参考に作成した表-1を基準とし、山頂緩斜面、開析斜面上部、開析斜面下部、および溪床、人工改変地に分類した。各開析区分の概念図を図-3に示す。

(2) 崩壊地調査

調査対象とした8溪流の花崗斑岩分布域において、災害直後に撮影された空中写真およびDEMを用いて、表層崩壊が発生した場所の抽出作業を行い、その中で代表的な崩壊地において現地調査を実施した。現地では、崩壊地の規模や形状や、滑落崖・崩壊面およびその周辺における地形・地質の分布状況を把握した。その結果より、崩壊発生状況を類型化し、それぞれの崩壊発生特性を整理した。また、地形開析区分ごとの崩壊面積率(%), 崩壊地密度(個/km²)を算出した。

表-1 地形開析区分の指標

| 名称 | 地形的特徴 |
|--------|--|
| 山頂緩斜面 | 遷急線より上位にあり、斜面の凹凸が小さい滑らかな地表面を呈している。地表部には硬質な露岩はほとんど認められない。 |
| 開析斜面上部 | 山頂緩斜面・開析斜面下部の中間的な特徴を有する。ガリー浸食や凹地形、崩壊跡地など、山地の開析が進行途上である様子が見受けられるが、その発達は未熟であり、凹凸が小さく、露岩の分布が少ない傾向がある。 |
| 開析斜面下部 | やせ尾根や尖峰が分布し、硬質な露岩が点在するため、斜面の凹凸が激しく、勾配が急となる。地表には土層が分布するものの、開析斜面上部と比べると連続性に乏しい。山地の開析は完熟方向に向かっている。 |

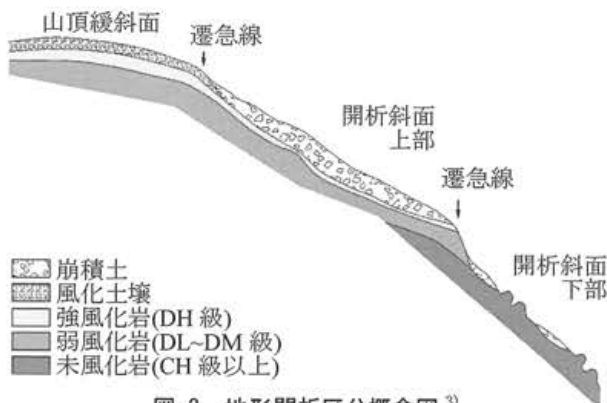


図-3 地形開析区分概念図³⁾

(3) 土層厚調査

球状風化を呈する花崗斑岩分布域における土層厚を推定するため、電気探査を実施した。ここでは、比抵抗分布の地質の評価を行うため、崩壊跡地を縦横断する位置に測線を設定し、滑落崖において地質分布を把握した。また、表層における雨水の浸透状況を評価するため、平常時および降雨直後の表層部が湿潤状態になっている時期において電気探査を実施し、その変化率を算出した。測線が交差する地点や崩壊地周辺では簡易貫入試験を実施し、その貫入深度との比較を行った。

測線は、各地形開析区分を網羅できるように設置した。また、電気探査では表層部の比抵抗分布状況をより詳細に解析する必要があるため、電極間隔を基本的に1mとした。調査時期と当時の降雨状況を図-4に、電気探査実施位置図、および測線位置を図-5に示す。

4. 山地の開析と崩壊特性

(1) 那智川流域の地形開析状況

那智川流域の地形開析斜面は、渓床、人工改変地を除き、山頂緩斜面、開析斜面上部、開析斜面下部に区分される。その区分図を図-6、分布面積を図-7に示す。

山地の開析状況は左岸・右岸で異なる。右岸側では、山頂緩斜面が22.2%を占め、山頂・尾根部付近に広く分

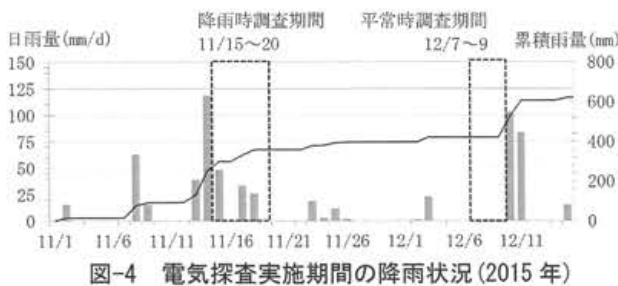


図-4 電気探査実施期間の降雨状況(2015年)

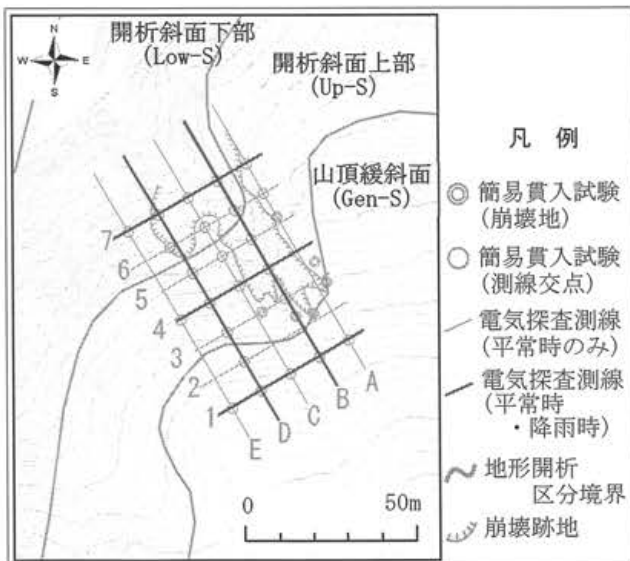


図-5 電気探査実施位置図

布している。また、開析斜面上部が47.6%、開析斜面下部が30.2%占めている。一方左岸側では、山頂緩斜面が10%と右岸側より少なく、山頂・尾根部付近に帯状に分布しており、限定的である。開析斜面下部は35.5%を占めており、右岸側よりやや広い程度であるが、その分布範囲は下流域から山頂緩斜面直下、尾根部付近まで広く分布しており、浸食前線が右岸側に比べて上流側へ移動している様子が見受けられる。そのため、左岸側は右岸側より相対的に山地の開析が進行していることが想定できる。

(2) 表層崩壊発生場の特性

a) 崩壊地特性

2011年の災害時、調査対象とした8溪流の花崗斑岩分布域では、空中写真判読の結果からおおよそ89箇所において表層崩壊の発生が確認された。本研究では、これらのうち61箇所にて現地調査を実施し、崩壊地の規模や形状、地形・地質状況の記載を行った。これより、

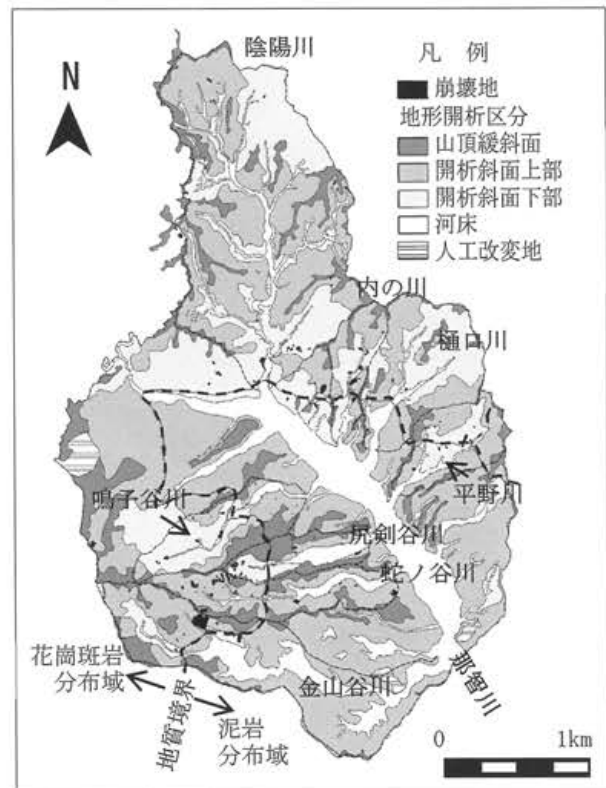


図-6 地形開析区分図

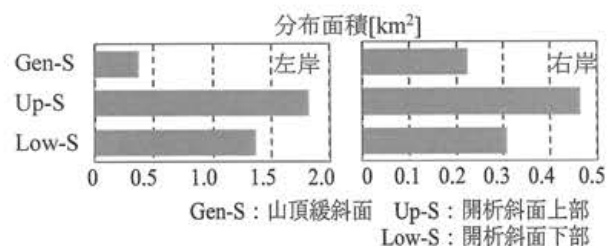


図-7 地形開析区分ごとの分布面積

那智川流域で発生した表層崩壊の崩壊特性は主に 3 つに区分することが出来る。それぞれの崩壊地の概念図を表-2 にまとめる。なお、平均崩壊深とは、崩壊地の頭部及び側部(右側・左側)の 3 箇所における深さの平均的な値を指す。

風化残積土の崩壊は山頂緩斜面で見受けられた崩壊のタイプである。山頂緩斜面における崩壊地は 2 箇所あり、うち 1 箇所を確認された崩壊深は 2.0m 程度であった。崩壊面には締まりが良好な粘土質マサが分布し、コアストーンや岩屑を含んでいるものの、その含有率はほかの崩壊地と比べると低い。崩壊面には弱風化花崗斑岩が露出する。

風化残積土および崩積土の崩壊は主に開析斜面上部において見受けられる。地表部にある岩屑を含んだ崩積土、およびその下部にある球状風化を呈した風化残積土のうち脆弱部が崩壊したものである。崩壊面においてもコアストーンおよび節理が発達した強～弱風化岩露頭が確認できる場合がある。平均崩壊深は 2.0m であった。

崩積土の崩壊は主に開析斜面下部で見受けられ、これと同時に崩積土直下に分布する、ゆるみが発達した

花崗斑岩から落石状の崩壊を伴うことがあり、滑落崖には流入粘土を伴った節理の分布が確認された。平均崩壊深は 2.1m であるが、落石を伴った崩壊も多く見受けられるため、土層は前述した 2 種類の崩壊よりも浅く分布していることが想定される。

また、一部では柱状節理など節理構造が発達した地域があり、これらが節理沿いに崩壊し、地表部にある風化残積土、崩積土と共に下流域へ流出した事例が見受けられた。そのため崩壊深は深く、崩壊頭部の最大崩壊深は 18m になる。主に開析斜面下部で見受けられる。本研究では、表層崩壊の発生場を対象としているため、この崩壊形態は検討対象外として扱うこととする。

b) 花崗斑岩中に分布する節理構造

崩積土に伴って発生する落石状の崩壊は、花崗斑岩中に見られる節理構造によって規制されているものと考えられる。そこで、本流域の花崗斑岩分布域から 61 箇所における節理の走向傾斜を計測し、コンターダイアグラムで整理した。その結果を図-8 に示す。これより、本流域の花崗斑岩分布域は、主に南傾斜節理、北傾斜節理、南北方向の高角度節理が発達している様子がわかる。

開析斜面下部における崩壊地の滑落崖では、流入粘土を伴った開口節理を確認することができるため、表層崩壊に伴って発生した落石は、これらの節理が風化を受け、くさび状に緩んだ状態にある部分が崩壊したものと想定できる。

c) 崩壊地の地形的特徴

表層崩壊発生場の斜面形状を斜面型⁹⁾に分類した結果を図-9, 10 に示す。表層崩壊が発生した地形は、開析斜面上部および下部に関わらず共に直線・谷型等斉斜面で多く発生している様子が見受けられた。一方で左岸・右岸別に分類すると、左岸側では谷型等斉斜面

表-2 那智川流域における表層崩壊発生形態

| 発生形態 | 地形開析区分 | 模式図 |
|------------------|--------|-----------------------|
| ① 風化残積土の崩壊 | 山頂緩斜面 | 平均崩壊深 : 2.0m/1箇所 |
| ② 風化残積土および崩積土の崩壊 | 開析斜面上部 | 平均崩壊深 : 2.0m/24箇所 |
| ③ 落石を伴う崩積土の崩壊 | 開析斜面下部 | 平均崩壊深 : 2.1m/33箇所 |

崩積土
 強風化岩
 中風化岩
 弱風化岩
 コアストーン

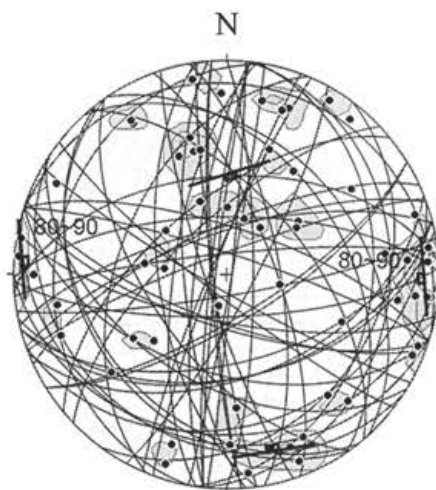


図-8 ステレオネットによる花崗岩斑岩分布域の割れ目系解析結果

で表層崩壊が多く発生している傾向が見られ、右岸側では直線等斉斜面の傾向が最も高く、次いで谷型等斉斜面での事例が多い。

そのため、表層崩壊発生場の斜面型は左岸・右岸で傾向が異なり、左岸側では集水地形において多くの表層崩壊が発生する傾向があるのに対し、右岸側では集水地形に限らずに表層崩壊が発生している状況が確認された。

(2) 地形開析区分と崩壊地分布

花崗斑岩分布域において分類した崩壊パターンは、山地の開析状況と概ね対比できる関係性があり、防府市剣川流域周辺と同様に、土層構造及び崩壊形態は山地の開析状況に規制されて発生しているものと考えられる。図-11に、調査対象とした8溪流における崩壊地密度(個/km²)および崩壊面積率(%)を地形区分別に示す。開析の進行度が相対的に低い右岸側では、開

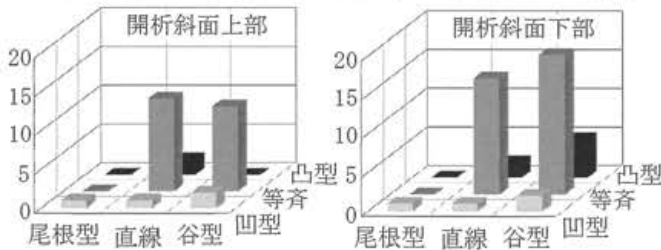


図-9 崩壊地の斜面型（開析区分別）

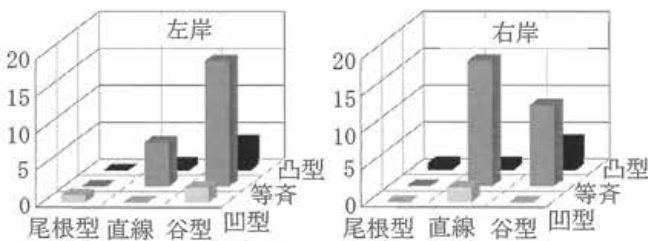
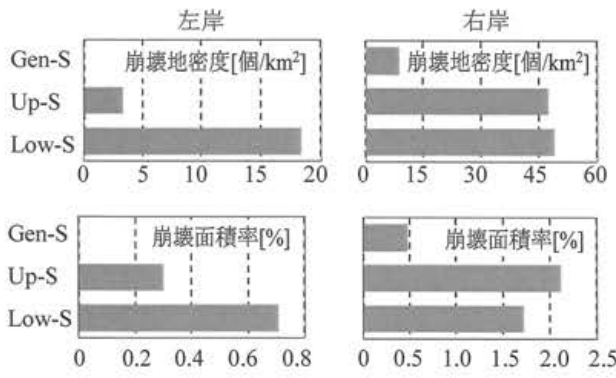


図-10 崩壊地の斜面型（左岸・右岸別）



※ Gen-S：山頂緩斜面，Up-S：開析斜面上部，Low-S：開析斜面下部

図-11 崩壊地の斜面型（左岸・右岸別）

析斜面上部・下部での崩壊地密度・崩壊面積率共に同程度に多く、山頂緩斜面では著しく低い傾向が見受けられた。一方、開析の進行度が高い左岸側では、開析斜面下部での崩壊地が最も多く、山頂緩斜面では崩壊地は分布しなかった。そのため、山地の開析進行状況が異なる左右岸では、表層崩壊発生場が異なる傾向を示していることが明らかとなった。

5. 土層厚の推定

(1) 平常時電気探査

測線B・Dの断面における比抵抗分布図を図-12に示す。表層より1m程度下部には2500~4000Ω・m程度の比抵抗帯が分布する。開析斜面下部ではこの比抵抗帯は薄い、もしくは分布しない傾向が見られ、現地では露頭が広く分布し、土層が薄い状況が確認された。

山頂緩斜面から開析斜面上部にかけて、この比抵抗帯直下には高比抵抗部がレンズ状・帯状に分布する傾向が見られ、滑落崖周辺の地質状況を観察した結果、この高比抵抗部には土層厚に相当するコアストーンや巨礫を含む風化残積土、崩積土が分布していることが確認された。地表から高比抵抗部の下端までの厚さは、尾根周辺では3~5m程度である。その深部には低比抵抗帯が分布し、これは弱風化~未風化岩盤を指すものと考えられる。

(2) 比抵抗変化率と土層厚の推定

平常時と降雨時の比抵抗分布状況から、比抵抗変化率を(1)式により算出した。

$$\text{比抵抗変化率}[\%] = \frac{\text{降雨時の比抵抗値}}{\text{平常時の比抵抗値}} \times 100 - 100 \quad \dots (1)$$

降雨時と通常時の比抵抗値に変化が見られた場合、その要因は土層中に含まれる水分量にあることが想定される。このため、変化率が負の値となった表層部は雨水が浸透した範囲と判断できる。一方、深部で変化率が正の値となった範囲は、平常時電気探査を実施する前に行った降雨時電気探査実施直前の降雨が影響している可能性が考えられる。ここでは、崩壊跡地の崩壊深と概ね一致する比抵抗変化率-10%以下の範囲を雨水浸透部、下部との境界を雨水浸透境界と呼ぶこととする。雨水浸透境界および簡易貫入試験による貫入深度の分布を図-12に示す。雨水浸透部は、風化残積土や崩積土が分布すると考えられる高比抵抗帯の分布と概ね一致している。

崩壊地調査の結果、那智川流域の表層崩壊の発生領域は、落石による崩壊を除けば、高比抵抗部に分布する風化残積土や崩積土で発生している。この範囲は雨

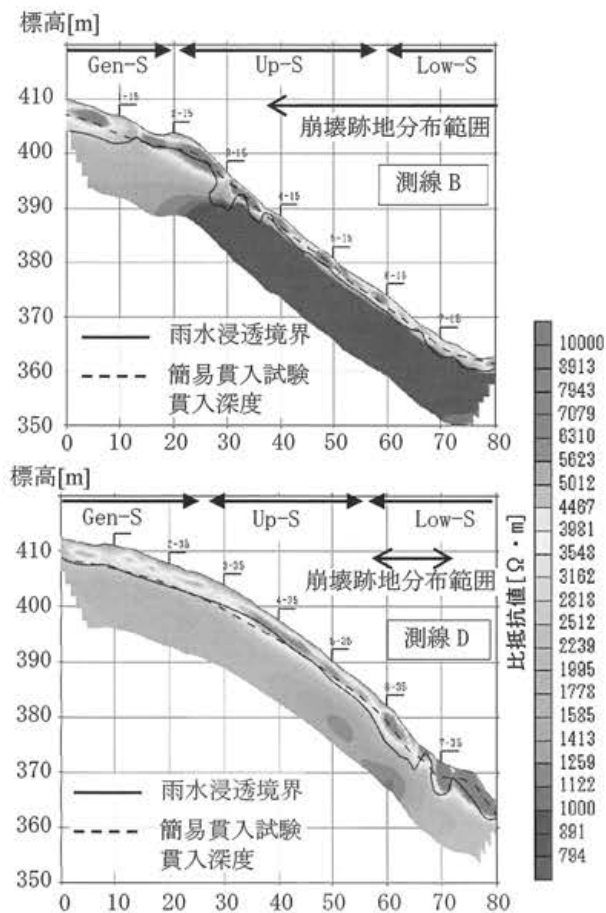


図-12 平常時電気探査結果および雨水浸透境界・簡易貫入試験貫入深度の分布

水浸透部と概ね一致することから、降雨時に雨水が浸透しやすいと判断することができるため、土層厚に相当する領域であると想定される。

山頂緩斜面および開析斜面上部の一部では、電気探査で推定した土層分布は簡易貫入試験結果による土層分布と調和的な結果が見られた。これは、山頂緩斜面の土層中にはコアストーンや巨礫が多く含まれておらず、簡易貫入試験結果にばらつきが少なかったためと考えられる。一方、開析斜面上部から開析斜面下部にかけては、高比抵抗帯、および雨水浸透境界より浅部で簡易貫入試験が貫入不能となっている地点が見られた。これはコアストーンや巨礫などの分布によって貫入不能となったためと考えられる。

以上より、球状風化を呈する地質帯や、礫などを多く含む土層では、電気探査を行うことにより、より高精度な土層厚を推定することが出来ると考えられる。

6. まとめ

本研究では、那智川流域の花崗斑岩分布域において、表層崩壊発生場の地形・地質的特性を考慮した上で土層厚の推定手法について検討した。得られた結果は以

下のとおりである。

- ・ 那智川流域は左右岸で山地の開析進行状況に違いが見受けられ、開析がより進行した左岸側では、山頂緩斜面は尾根沿いに細く分布し、開析斜面上部・下部の境界を成す浸食前線は上流側(山頂緩斜面直下)へ移動している様子が見受けられた。
- ・ 表層崩壊発生場の斜面型は、開析が進行した左岸側では集水地形で多く発生する傾向があるのに対し、右岸側では集水地形に関係なく、直線～谷型地形で多くの表層崩壊が発生する傾向が見られた。
- ・ 那智川流域の球状風化を呈する花崗斑岩分布域では、地形の開析程度に応じて土層構造および表層崩壊の発生形態が規制されていることが明らかとなった。
- ・ コアストーンが分布する地質帯の開析斜面上部・開析斜面下部では、土層厚調査に電気探査を併用することによって、その推定精度を向上させることが出来る。

参考文献

- 1) 松村和樹, 藤田正治, 山田孝, 権田豊, 沼本晋也, 堤大三, 中谷加奈, 今泉文寿, 島田徹, 海堀正博, 鈴木浩二, 徳永博, 柏原佳明, 長野英次, 横山修, 鈴木拓郎, 武澤永純, 大野亮一, 長山孝彦, 池島剛, 土屋智:2011年台風12号による紀伊半島で発生した土砂災害, 砂防学会誌, Vol.64, No.5, pp.43-53, 2012.
- 2) 宇都秀幸, 木下篤彦, 北川眞一, 大山誠, 小杉賢一朗, 内田太郎, 東原純, 矢野晴彦, 山下大輔, 加藤智久:平成23年台風12号により発生した那智川流域における崩壊斜面の地質・水文的特性に関する研究, 平成25年度砂防学会研究発表会概要集, pp.A-80-81, 2013.
- 3) 松澤真, 木下篤彦, 高原晃宙, 石塚忠範:花崗岩地域における土層構造と表層崩壊形状に与える山地の開析程度の影響, 地形, 36巻, 1号, pp.23-48, 2015.
- 4) 棚井敏雄, 水野篤行:紀伊半島東南, 熊野炭田附近の地質構造について:紀伊半島南部の地史學的研究 その1, 地質学雑誌, 60巻, 700号, pp.28-39, 1954.
- 5) 荒牧重雄, 羽田忍:熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質, 地質学雑誌, Vol. 71, No. 841, pp.494-512, 1965.
- 6) 久富邦彦:紀伊半島東南部の熊野層群の地質と堆積, 地質学雑誌, Vol. 87, No. 3, pp.157-174, 1981.
- 7) 荒牧重雄:熊野酸性火成岩類の噴出様式, 地質学雑誌, Vol. 71, No. 842, pp.525-540, 1965.
- 8) 鈴木隆介:現場技術者のための地形図読図入門(3), 測量, 7月号, pp.43-52, 1977.

(2016. 5. 31 受付)