断裂による分断に起因する斜面崩壊発生機構

吉村辰朗*・吉松史徳**

要 旨

斜面崩壊において、滑落崖および側方崖付近に断裂が分布している。移動土塊の形成は、主断裂・共役断裂による分断が起因している。主断裂・共役断裂分布と地形・地質特性を重ね合わせることによって、崩壊発生機構と場所の予測が可能となると考える。凸状台地地形を呈する移動土塊が断裂に伴う「地形の逆転」によって旧谷地形に分布した地質体である場合、接触不整合面が「すべり面」となる可能性が高い。移動土塊の規模が大きく、地下深部の不安定化（火山碎屑物の風化、深い位置のすべり面形成）が進行した場合には深層崩壊に転化すると考えられる。コア観察による「すべり面」検出では、形態のみでは「すべり面」の識別が困難であるため、地質の定量化（コア γ 線測定）による判別手法が考えられる。

Key words : 斜面崩壊 slope failure, 共役断裂 conjugate fracture, 地形の逆転 inversion of relief, すべり面 sliding surface

1. はじめに

近年局地的な集中豪雨の発生増加に伴い、斜面崩壊が多く発生している。これまで斜面崩壊による災害を未然に防ぐため、発生場所を予測する方法がいろいろ考案されている^{1)~3)}。従来崩壊発生危険箇所の予測は、地形や地質などの崩壊の素因を空中写真や小縮尺地形図により評価することで行われてきた⁴⁾。降雨による斜面崩壊の場合、主に地形と分布地質が崩壊発生の要因とされている。地質構造（流れ盤構造、節理、断層破碎帯）を考慮した場合、崩壊発生場所と同様の地質構造は広範囲におよぶため、特定の範囲が崩壊した理由は必ずしも明らかではなかった。特定の場所を予測できるかは、崩壊発生機構と深い関係のある要因をいかに取り入れるかが最も重要である。斜面崩壊とは、斜面表層の土砂や岩石が「ある面」を境にして滑り落ちる現象である。同一地形・地質条件で豪雨時に斜面崩壊が生じた場合の原因としては、「ある面」の存在が重要となる。今回は、豪雨で崩壊した切土のり面および凸状台地地形を呈する崩壊地付近の断裂（節理、断層、裂か）に着目し、新たに断裂による分断に起因する斜面崩壊の発生機構を見出した。

2. 断裂・すべり面を検出する γ 線測定方法

岩石や鉱物中にはわずかであるが天然放射性同位元素が

含まれ、ウラン系列元素 (^{238}U)、トリウム系列元素 (^{232}Th) が主要なものである。これらの放射性元素は崩壊過程で、ウラン系列ではラジウム (^{226}Ra)、ビスマス (^{214}Bi)、鉛 (^{214}Pb) から、トリウム系列ではタリウム (^{208}Tl) から γ 線が放出される。カリウム (^{40}K) は崩壊系列を作らず、電子捕獲によりアルゴン (^{40}Ar) に壊変する過程で γ 線を放出する。地殻変動や地すべり変動に伴う破断・変形・変質を受けた地質体（断層、すべり面、変質帯）では、その作用によって物質（地盤、岩盤）の磁性が変化し、 γ 線強度異常が生じると考えられる⁵⁾。地表 γ 線測定は、地質体から放出される γ 線をシンチレーションカウンタで検出し、その強度（放射線の数）を計測する方法である。計測方法としては全計数法を用いた。測定機器は、アロカ社製 γ 線用シンチレーションサーベイメータTCS-151型である。測定はセンサー部を地盤に密着させ10秒おきに5回読取り、その平均値を測定値とした。 γ 線測定の測点間隔は1 m～2 mで、 γ 線強度異常値が出現した地点では10 cm間隔で測定し、 γ 線強度異常値範囲を詳細に求めた。この測定法で異常値範囲境界点（ α 点）を求め、測線より50 cm～1 m程シフトさせて同様境界点（ β 点）を10 cmオーダーで求め、 α 点と β 点を結んだ方向を断裂の走向とした。走向に直交する γ 線強度異常値範囲を断裂幅と定義した（図-1）⁶⁾。 γ 線測定結果図は縦軸に γ 線強度、横軸に測定点の位置を示し、断裂部の測定値は黒四角で示した。なお、 γ 線異常値は、同様の岩種・風化状況における測定値の相対比較によって検出しなければならないので、現地でそのような条件にふさわしい測線設定を適用した。

今回は火山噴出物が分布する地すべり地でのボーリング

* 第一復建(株) Daiichi Fukken Co., Ltd. (会員)
 E-mail : tt_yoshimura@dfk.co.jp

** 明大工業(株) Meig dai kougyo Co., Ltd.

コアを対象にコア γ 線測定を行い、すべり面・変質帯・破碎帯を判別した。測定はオールコア試料に検出器を垂直に立てて行う。各測定の計測は30秒積算線量とし、測点間隔は10cmとした。使用機器はHPI製5000型シンチレーションサーベイメータで、積算線量の単位はpSvである。地質の異常帯（断層破碎帯・変質帯）や地盤破碎箇所（すべり面）において異常値が検出される⁷⁾。図-2にボーリングコア γ 線測定での γ 線異常値の出現状況を示した。

図-1 地表 γ 線測定で検出した断層幅（平面図）

図-2 ボーリングコア γ 線測定での γ 線異常値の出現状況

3. 断層による分断に起因する斜面崩壊

3.1 切土のり面での斜面崩壊

3.1.1 2017年10月豪雨時のり面崩壊

調査地は玖珠盆地の南端より約9kmに位置し、標高700m～800mの高原地帯である。調査地域に分布する地質は、約50万年前（第四紀更新世中期）の火山岩類で、万年山溶岩と称される。切土のり面崩壊地には、凝灰岩と火山灰質シルトが分布する。2017年10月中旬の豪雨（最大日降雨量86.5mm）によって、のり面勾配1:1.2の切土のり面の一部が崩壊した。滑落崖の伸長方向線上では、のり尻で裂かが認められたため（写真-1）、裂か付近に測線Aを設けた。また、側方崖方向に直交する測線Bを設け地表 γ 線測定を実施した（図-3）。地表 γ 線測定結果を図-4に示す。地表 γ 線測定の結果、断層A（断層幅：0.5m）・断層B-1（断層幅：0.5m）・断層B-2（断層幅：0.4m）を検出した。基盤岩中の γ 線測定結果では、活断層図で記載された断層長が長いほど断層幅（破碎幅）が広がる傾向がみられたため、図-5には、断層幅（破碎幅）と断層長に関して整理した。断

写真-1 のり尻で認められた断層Aの形体（裂っか）

図-3 調査位置および断層分布図（2017年崩壊地）

断裂幅 [FW(m)] と断層長 [L(km)] には, 「 $L=0.36FW+0.62$ 」の関係が認められる⁸⁾。当地の断裂幅は0.4m~0.5mであるため, 断層長は約0.8kmと算出され調査範囲内に断裂は分布する。この断裂分布から, 3本の断裂(断裂A, B-1, B-2)が切土のり面を分断しており, その分断区域が移動土塊に相当することが判明した。

3.1.2 2011年6月豪雨時のり面崩壊

3.1.1項で示した崩壊のり面の西方約170mに位置する切土のり面では, その一部が2011年6月中旬の豪雨(崩壊前

日の日降雨量93.0mm)によって崩壊した。3.1.1項で示した崩壊と同様な崩壊形態と推定されたため, 崩壊当時の資料から想定される滑落崖と側方崖を考慮してC測線およびD測線を設けた(図-6)。地表γ線測定結果を図-7に示す。地表γ線測定の結果, 断裂C(断裂幅:0.9m)・断裂D-1(断裂幅:0.8m)・断裂D-2(断裂幅:0.7m)を検出した。当地の断裂幅は0.7m~0.9mであるため, 断層長は約0.9kmと算出され調査範囲内に断裂は分布する。この断裂分布から, 3本の断裂(断裂C, D-1, D-2)が3.1.1項で示した崩壊と同様に切土のり面を分断しており, その分断区域が移動土塊となったと推定される。

3.2 凸状台地状地形を呈する斜面崩壊

3.2.1 別府市の崩壊事例

調査地は, 別府市街地と山間部との境界付近に位置する。地すべり地に分布する地質は, 新第三紀鮮新世の火山岩類である。地すべりは, 標高120m~210mの山腹に長さ

図-4 地表γ線測定結果 (2017年崩壊地)

図-5 断裂幅と断層長の関係図

図-6 調査位置および断裂分布図 (2011年崩壊地)

図-7 地表γ線測定結果 (2011年崩壊地)

380m, 幅170mで楕円形を呈している(図-8)。移動土塊は尾根を形成し, 変朽安山岩および凝灰角礫岩で構成され, 基盤岩(不動層)は変朽安山岩である。層厚30m程度の移動土塊は, 強風化(N値<30)して茶褐色を呈し, GL-33m以深の弱風化安山岩は変質を受け白色化している(図-9)。滑落崖および側方崖付近に線状構造が見られたので, 地表 γ 線測定を実施した。滑落崖方向延長にE測線, 側方崖方向延長にF-1・F-3測線を設けた。また, 移動土塊内に線状構造が認められ, ボーリング調査で変質部が確認された箇所付近にF-2・G測線を設けた。地表 γ 線測定結果図を図-10に示す。3.1節で述べた断裂分布と同様に, 滑落崖付近に主断裂(断裂E, 断裂幅: 2.5m), 側方崖付近に共役断裂(断裂F-1・F-3, 断裂幅: 2.3m~3.2m)を検出した。他に, 尾根中央部付近にやや規模の大きい断裂(断裂F-2・断裂G, 断裂幅: 4.8m~6.3m)が確認された。当地の断裂幅は2.3m~6.3mであるため, 断層長は1.4km~2.9km

図-8 ボーリング位置および断裂分布図(地すべり)

図-9 移動土塊中央部の柱状図(地すべり)

図-10 地表 γ 線測定結果(地すべり)

と算出され調査範囲内に断裂は分布する。

尾根中央部で採取したボーリングコアを用いて、コア γ 線測定を実施しすべり面を検出した。ボーリング地点には、変朽安山岩および凝灰角礫岩が確認された。No.2は断裂(走向N40° W, 断裂幅 5.2m)の端部に位置し変質が著しく一部空洞が認められ、GL-5m以深の地温は90℃を越えていた。No.1, No.2は計器の再設置のためのボーリング孔で、すべり面は計測調査で確認されておりGL-33m付近である。No.1とNo.2のコア γ 線測定結果を図-11に示す。No.1の γ 線強度は420~520pSvで、すべり面では392 pSvで相対的に低い γ 線強度を呈する(写真-2)。No.2の γ 線強度は350~

図-11 ボーリングNo.1, No.2のコア γ 線測定結果(地すべり)

写真-2 ボーリングNo.1のすべり面写真 (GL-33.1m)

写真-3 ボーリングNo.2のすべり面写真 (GL-33.1m)

450pSvで、すべり面では347 pSvで相対的に低い γ 線強度を呈する(写真-3)。断裂端部のNo.2は全体に変質し、No.1より全体に低い γ 線強度となる。すべり面深度は、両孔ともGL-33.1mである。すべり面は各孔のバックグラウンドより低い値を示す。すべり面の形態は、低角度の亀裂で「すべり粘土」は伴わない。

3.2.2 杵築市の崩壊事例

調査地は、標高150m~350mの山間部で、北西-南東方向に伸びる山地の南斜面に位置する。崩壊地に分布する地

図-12 ボーリング位置および断裂分布図(のり面)

図-13 地表γ線測定結果 (のり面)

質は、新第三紀後期中新世の火山岩類（安山岩・凝灰角礫岩）である。9月の降雨時に、切土のり面頂部から上位30mに滑落崖・陥没帯が東西方向に入り、幅90m、長さ75mの崩壊が生じた（図-12）。凝灰角礫岩は、のり面内のボーリング調査ではGL-11m～16mまで強風化し、部分的に変質し土砂化している。滑落崖・陥没帯および側方崖付近に線状構造が見られたので、地表γ線測定を実施した。滑落崖方向延長にH測線、側方崖方向延長にI-1・I-2測線を設けた。また、移動土塊内に線状構造が認められボーリング調査で変質部が確認された箇所付近にJ測線を設けた。地表γ線測定結果図を図-13に示す。3.1節で述べた断裂分布と同様に、滑落崖付近に主断裂（断裂H、断裂幅：1.5m）、側方崖付近に共役断裂（断裂I-1・I-2、断裂幅：2.7m～3.3m）を検出した他に、凸状台地中央部付近にやや規模の大きい断裂（断裂J-1・J-2、断裂幅：3.2m～3.6m）が検出された（図-12）。当地の断裂幅は1.5m～3.6mであるため、断層長は1.2km～1.9kmと算出され調査範囲内に断裂は分布する。

切土のり面内で採取したボーリングコアを用いて、コアγ線測定を実施しすべり面を検出した。No.3（斜掘り、60°）とNo.4のコアγ線測定結果を図-14に示す。No.4は崩壊前に測定を行い、γ線強度は400～500pSvである。No.3のγ線強度は490～590pSvで、すべり面では437pSvで相対的に低い

図-14 ボーリングNo.3, No.4のコアγ線測定結果 (のり面)

写真-4 ボーリングNo.3のすべり面写真 (GL-9.8m)

図-15 移動土塊に作用する水圧

図-16 断裂部のコアγ線測定結果

写真-5 断裂部におけるボーリングコア状況（裂か）

γ線強度を呈する（写真-4）。No.4は全体に変質し、No.3より全体に低いγ線強度となる。No.3のすべり面深度は孔口から9.8mの箇所、すべり面はバックグラウンドより低い値を示す。すべり面の形態は、低角度の亀裂で「すべり粘土」は伴わない。

図-17 断裂におけるパイプ歪計変動

図-18 断裂に分断される移動土塊

4. 斜面崩壊発生機構

4.1 断裂における歪変動

斜面崩壊では、崩壊頭部の断裂（裂か）に表流水が流入し、土塊を移動させようとする水圧が作用する⁹⁾。すべり面には、この水圧が間隙水圧として伝わり移動体は容易に不安定化する（図-15）。図-16に安山岩分布域におけるコアγ線測定結果を示す。γ線強度異常値は断裂部（GL-34.0m~34.5m）で生じ、相対的に低いγ線強度を示す。断裂部のコア形態は、裂かである（写真-5）。図-17にパイプ歪計変動を示す。断裂区間では、降雨時に歪が生じる現象が認められ、降雨に伴う表流水が水圧として作用していると考えられる。

4.2 断裂による分断と地質特性による斜面崩壊

3.1.1項に示した切土によるのり面崩壊事例から、図-18に示す断裂による分断に起因する斜面崩壊機構が考えられる。この主断裂・共役断裂部は、地すべり地では地下水流路を形成している場合が多く、「地下水包蔵体」¹⁰⁾と称されており（図-19）、2011年の崩壊時には断裂部で湧水が認められた（写真-6）。2017年の崩壊のり面の地質断面を図-20に示す。火山灰質シルトの下位に難透水性の凝灰岩が分布する水理地質構造を呈し、崩壊時には地質境界で湧水が認められた。この水理地質構造より、透水性の高い火

図-19 地すべり地の地下水流路⁷⁾

写真-6 2011年崩壊時に断裂沿いに認められた湧水

図-20 2017年豪雨時における崩壊のり面の地質断面図

山灰質シルトの下位に遮水ゾーンとなる凝灰岩層があり、火山灰質シルトの水圧が高まった結果崩壊が発生したと考えられる。

4.3 断裂に伴う地形の逆転に起因する斜面崩壊

2018年4月11日に発生した耶馬溪崩壊は、前述の凸状台地状地形を呈する斜面崩壊事例と同様に、主断裂・共役断裂の他に中央部に規模が大きい断裂が認められた。中央部の断裂の表層部は凹地形を呈し、古期崖錐が堆積している。その下方の移動土塊は、崩積土中に溶結凝灰岩の大転石を多量に含んでおり、また安山岩（不動層）との境界付近では湧水が見られ埋没谷の存在が示唆される¹¹⁾。火砕岩まじりの崩積土で構成される埋没谷に関係する地すべりは、長野県北部のグリーンタフ地域で発生していることが報告されている¹²⁾。このような埋没谷の成因としては、前述の事例

図-21 断裂に伴う地形の逆転による尾根移動型崩壊の形成

から断裂による谷の下刻作用が主因と考えられる。3.2節の崩壊事例より、移動土塊中央部に規模が大きい断裂が分布することから、この断裂付近の浸食によって中央部分に深い谷が形成され崩積土や岩屑が堆積する。次に側方崖付近の共役断裂付近の浸食によって「地形の逆転」¹³⁾が生じ、谷底が尾根になる（図-21）。この場合、移動土塊は旧谷地形に分布した地質体で、接触不整合面がすべり面となる可能性が高い。長野県や今回の崩壊事例（3.2.1項）では、埋没谷中央部の最大層厚は30m程度のものが多く、その層相は大転石を含む風化火山砕屑物が主体である。以上の崩壊形態・地質状況は深層崩壊と類似していることから、凸状台地状地形を呈する移動土塊において、地下深部の不安定化（火山砕屑物の風化、深い位置のすべり面形成）が進行した場合には深層崩壊に転化すると考えられる。

凸状台地状地形を呈する地すべりは、初生期の地すべりとされ、岩盤地すべりが多いとされる¹⁴⁾。凸状台地状地形を呈する尾根は一見安定しているように見えるが、事例で示すように埋没谷が尾根となっている場合があり、大規模な斜面崩壊となる可能性がある。大規模崩壊の場所の予測には、凸状台地状地形、地質特性および断裂分布に留意する必要がある。

5. ま と め

5.1 断裂による分断に起因する崩壊発生機構

これまでの斜面崩壊の「場所の予測」に関しては、崩壊

が発生した場所の原因を後付けで見出すことはなされてきたが、ハザードマップ（災害予測図）に特定箇所を記載できるような予測までには至っていない¹⁵⁾。崩壊発生場所を特定することに適用できる「断裂による分断に起因する斜面崩壊発生機構」を以下にまとめる。

- (1) 斜面崩壊では、崩壊頭部の断裂に表流水が流入し、土塊を移動させようとする水圧が作用する。
- (2) 移動土塊の形成は、主断裂・共役断裂による分断が起因する場合がある。崩壊発生場所を特定するためには、これまでの崩壊要因に新たな要因（主断裂、共役断裂）を加える必要がある。移動土塊を形成する主断裂・共役断裂と地形・地質特性を重ね合わせることによって、崩壊発生機構が理解され、崩壊場所の予測がより具体的にになると考える。
- (3) 凸状台地状地形を呈する斜面崩壊事例では、移動土塊中央部に規模が大きい断裂が分布する。この断裂付近の浸食によって中央部分に深い谷が形成され、崩積土や岩屑が堆積する。次に側方崖付近の共役断裂付近の浸食によって「地形の逆転」が生じ、谷底が尾根になる。この場合、移動土塊は旧谷地形に分布した地質体で、接触不整合面がすべり面となる可能性が高い。移動土塊の規模が大きく、地下深部の不安定化（火山碎屑物の風化、深い位置のすべり面形成）が進行した場合には深層崩壊に転化すると考えられる。

5.2 コア γ 線測定によるすべり面判別手法

地すべり専門技術者のコア観察によるすべり面検出のポイントとして「すべり面は周囲と比べて強度の低い粘性土を挟んでいる。粘土層が無い箇所についてはすべり面候補箇所から除外する」「地すべりや断層に起因する変位がある場合、粘土層面上には、土塊のすべりによって形成された鏡肌や条線が発達する」「すべり面の絞込みにおいては、コア観察を詳細に行うことが最も重要である」等¹⁶⁾が述べられている。今回の事例で示したように、形態のみではすべり面の識別が困難である同様な形態は他にもあるため、目視観察によるすべり面検出には限界があることを認識し、地質の定量化（コア γ 線測定）によるすべり面・変質帯・破碎帯の判別手法が考えられる。

謝辞 切土崩壊地での現地調査に際し、大分県西部振興局の辛島光彦統括と澁谷快晴技師には、資料提供およびご協力を頂いた。復建調査設計(株)の福田直三博士には、長年

γ 線測定にご理解を頂いた。ここに記して感謝の意を表します。本稿の作成にあたって、2名の匿名査読者の方々からは原稿を改善するうえで貴重なご意見をいただきました。記してお礼を申し上げます。

引用文献

- 1) 高橋 博・大八木規夫・大滝俊夫・安江朝光編纂 (1986)：斜面災害の予知と防災，白亜書房，526p.
- 2) 千木良雅弘 (2006)：地すべり・崩壊の発生場所予測—地質と地形からみた技術の現状と今後の展開—，土木学会論文集 C, Vol.62, No.4, pp.722-735.
- 3) 千木良雅弘 (2013)：深層崩壊—どこが崩れるのか—，近未来社，231p.
- 4) (国研)土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム (2016)：深層崩壊の発生する恐れのある斜面抽出技術手法及びリスク評価手法に関する研究：土木研究所資料，第4333号.
- 5) 吉村辰朗・大野正夫 (2012)：断層破碎帯における帯磁率異常に伴う γ 線量の変化，物理探査，Vol.65, No.3, pp.150-160.
- 6) 吉村辰朗 (2006)：破碎幅の成長過程から推定される活断層の発生数と発生時期—破碎幅の累積性とべき乗則—，活断層研究，No.26, pp.7-14.
- 7) 吉村辰朗・間野道子 (2005)：ボーリングコアの γ 線強度・帯磁率測定によるすべり面検出，日本地すべり学会誌，Vol.42, No.3, pp.216-222.
- 8) 吉村辰朗 (2010)：破碎幅を尺度とした活断層の活動度評価—破碎幅と断層長の関係式—，活断層研究，No.33, pp.39-49.
- 9) 上野将司 (2012)：危ない地形・地質の見極め方，日経BP社，pp.92-101.
- 10) 渡 正亮・小橋澄治 (1987)：地すべり・斜面崩壊の予知と対策，山海堂，pp.52-54.
- 11) 平成29年 7 月九州北部豪雨地盤災害調査団 (2018)：平成30年 4 月中津市耶馬溪町金吉梶ヶ原地区における斜面崩壊と今後の問題点，<https://www.jiban.or.jp>，(2018年 7 月25日閲覧).
- 12) 中村三郎・望月功一 (1973)：埋没谷の地すべりに及ぼす影響，日本地すべり学会誌，Vol.10, No.2, pp.24-34.
- 13) 鈴木隆介 (2000)：建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地，古今書店，pp.927.
- 14) 渡 正亮 (1992)：岩盤地すべりに関する考察，日本地すべり学会誌，Vol.29, No.1, pp.1-7.
- 15) 中筋章人 (2005)：なぜ「土砂災害ハザードマップ」はできないのか，応用地質，第46巻，第5号，pp.250-255.
- 16) 原 勝宏・榊原信夫・三川憲一・福山 博 (2011)：ボーリングコア観察におけるすべり面の認定指標について，大地，No.51，東北地質調査業協会，pp.25-27.

(2018年 7 月17日受付，2018年12月 6 日受理)

Slope Failure Mechanism Result From Dividing Into Parts By Fracture

Tatsuro YOSHIMURA and Fuminori YOSHIMATSU

Abstract

The formation of landslide mass results from dividing into parts by fracture. The authors think that the forecast of the collapse mechanism and the place becomes possible from fracture distribution, topography, and geological characteristics. In the case of landslide mass distributed in the old valley, unconformity plane is likely to be sliding surface. In the case of the scale of landslide mass is large, and deep underground become unstable, landslide mass is converted to deep-seated landslide. The detection of sliding surface is difficult only in the core form observation. In sliding surface detection, the distinction method by the core gamma-ray measurement is valid.

Key words : slope failure, conjugate fracture, inversion of relief, sliding surface