平成23年台風第6号により高知県東部奈半利川流域において発生した 小島地区深層崩壊発生場とその周辺の地形、地質的特徴

Geomorphological and geological features of the Kojima deep-seated landslide caused
by Typhoon no. 6 (Rambia) in 2011, eastern part of Kochi Prefecture

小野尚哉^{a)*}, 江藤史哉^{a)}, 島田 徹^{a)}, 笹原克夫^{b)}, 桜井 亘^{c)+}, 鷺尾洋一^{c)++}

Naoya ONO, Fumiya ETO, Toru SHIMADA, Katsuo SASAHARA, Wataru SAKURAI and Yoichi WASHIO

Abstract

Micro-topographical interpretation based on LiDAR and field survey were carried out in the area where the deep-seated landslides occurred due to the typhoon no. 6 (Rambia), 2011, at an eastern part of Kochi prefecture. As results, it turned out that the kojima deep-seated landslide occurred below the eroded front which located at the slope with rock mass creep along the edge of the gentle slope near the ridges. Weak zones with folds and faults were distributed around the landslide. The base rock was loosen due to development of joints although the bedding plane was not dip slope structure and old deep-seated landslides were found near the Kojima landslide.

Key words : deep-seated landslide, airborne LiDAR, micro-topographic interpretation, precursor, geological structure, opposite slope

和文要旨

平成23年台風第6号に伴う豪雨によって発生した深層崩壊について、その発生場の地形・地質的特徴を整理し考察を行った。まず深層崩壊発生箇所とその周辺の微地形について、航空レーザ測量データを基に地形判読を行い抽出した。この地形判読を行った範囲に対して地表踏査を実施し、地形・地質と変状を記載した。その結果、小島地区の深層崩壊は、山頂緩斜面下方の岩盤クリープ地形が分布し侵食前線が位置するエリアで生じており、付近には褶曲や断層などの劣化帯が分布していることが判った。また、付加帯である四万十南帯の砂岩泥岩互層が分布する小島地区とその周辺においては、深層崩壊跡地などの大規模斜面変動地形が広く、かつ数多く確認され、層理面構造が流れ盤となっていないものの、節理等の亀裂系の発達等により岩盤の緩みが進行した範囲で生じていることが判った。

キーワード：深層崩壊、航空レーザ、微地形判読、前兆現象、地質構造、受け盤

1. はじめに

2011年7月19日の台風第6号に伴う豪雨により、高知県東部の安芸郡北川村において深層崩壊が発生した。崩壊の誘因となった豪雨は、高知県和田観測所において連続雨量1015mm（17日19:00～20日3:00）、最大24時間雨量755mm（18日20:00～19日20:00）、最大時間雨量64mm（19日2:00～3:00）に達し、ほぼ時間雨量20mm/h以上の降雨が24時間継続し、時間雨量30mm/h程度より大きな降雨が約13時間継続した。その結果4km×2kmという狭い範囲で3箇所の深層崩壊が発生した¹⁾。

深層崩壊の発生には地質構造などの地質的素因が強く関与すると考えられ^{2),3)}、岩盤クリープ斜面⁴⁾や線状凹地といった微地形は深層崩壊の前兆である岩盤の変形を表している可能性が高い^{2),3)}。

千木良⁵⁾はこれらの深層崩壊の前兆とみなせる地形は、重力による岩盤の変形によるとしている。そしてある程度大規模な岩盤斜面の崩壊の場合は、発生前に重力変形

していることが多く、それらを発見することにより発生場所を予測できる可能性があるとしている。このような指摘は1960年代後半から羽田野⁶⁾や塚本・小橋ら⁷⁾によりなされてきた。さらに横山⁸⁾は西南日本外帯の付加体山地において大規模崩壊が多発するのは、山地における深層緩み岩盤が、谷側への曲げ褶曲で特徴づけられる岩盤クリープにより起こる場合と、海溝型巨大地震による尾根の初生変形による場合があるとしている。そして後者により生じた地形の一つが尾根状の裂け目（線状凹地）であるとしている。このように深層緩み岩盤の形成される原因は岩盤クリープのみならず、地震によることも指摘されているが、この場合も尾根上の線状凹地などの特徴的な地形が形成される。よってこれらの微地形を見出すことが、深層崩壊が発生する可能性のある斜面の抽出に繋がると考えられる。このことから深層崩壊の発生の恐れのある溪流の抽出手法⁴⁾の中では、深層崩壊に関連する地質構造と微地形を抽出し、それを深層崩壊の発生の恐れのある溪流の選定条件の一つとする方法が提案され、実務で用いられている。一方、深層崩壊の発生メカニズムは複雑で多様であり、現状では十分な知見が得られているとは言い難いことも指摘されている⁹⁾が、深層崩壊の恐れのある斜面の選定のためには、上記のような深層崩壊に関連する地形・地質構造を着眼点とすることは有効であると考えられる。

* 連絡著者 / corresponding author

a) 国際航業株式会社

KOKUSAI KOGYO CO., LTD

〒660-0805 兵庫県尼崎市西長洲町1-1-15

1-1-15, Nishinagasu-cho, Amagasaki-shi, Hyogo, 660-0805, Japan

b) 高知大学

Kochi University

c) 国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所（*現国土交通省近畿地方整備局紀伊山地砂防事務所、**現国土交通省四国地方整備局河川部河川計画課）

Shikoku Mountains erosion control office, Shikoku Regional Development Bureau, Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism (*Now in Kii Mountains erosion control office, Kinki Regional Development Bureau, MLIT. **Now in Shikoku Regional Development Bureau, MLIT)

四国山地においては寺戸¹⁰⁾により二重山稜や線状凹地が数多く分布し, それらはグラビテーション・スプレディングや地すべりの斜面変動により形成されたと説明している。横山⁸⁾も四国外帯の地すべり多発地帯では線状凹地の分布密度が高くなっていることを指摘し, 2004年に発生した徳島県阿津江の破碎帯地すべりを事例として挙げている。その後, 航空レーザ測量 (airborne LiDAR, 以降LiDAR) の普及により広範囲の山地の微地形を均一精度で抽出することが可能になったが, LiDARによる高分解能1 mDEMを用いた微地形の判読, 抽出を行い, 深層崩壊発生との関係を詳細に示した事例¹¹⁾は少ない。本研究エリアにおいては, 笹原他¹⁾が深層崩壊の状況把握と発生原因を探るために, 現地調査及びLiDARによる高分解能1 mDEM¹²⁾を用いた地形学的検討を行っている。

本論では, これら3箇所の崩壊地のうち小島地区における深層崩壊と周辺範囲を対象とし, LiDARによる高分解能1 mDEM¹²⁾を用いた詳細な地形図を作成して深層崩壊発生に関連する微地形の抽出を行う。そして現地踏査の結果と併に, 深層崩壊発生に関連する微地形と地質, 地質構造の関係を検討する。もって今後の深層崩壊発生危険度の評価手法の確立のための事例の蓄積を行うことを目的とする。

2. 深層崩壊発生場の地形・地質概要

調査地域は奈半利川がほぼ北東から南西方向に流下し, これとほぼ平行に標高600~1,000mの山地が稜線を連ねている。奈半利川の支流は北西~南東方向に流れ, 今回発生した3箇所の大規模な崩壊はこの奈半利川の支流内で発生したものである。

当地域に分布する地質は, 四万十帯南帯に属する始新統室戸半島層群奈半利川層¹³⁾の分布地域である。本層はフリッシュ・スランプ相とされ, 調査地には主に砂岩泥岩互層が分布する (図-1)。室戸半島層群の大局的な地質構造は, 概ねNE-SW-EW走向の断層が地層を区切り, 層界面はW~N方向に傾斜している。ただし, 褶曲構造が発達する箇所がみられ, 褶曲軸の両側では傾斜

図-1 調査地の地質概略図
(四国地方土质地質図¹³⁾を簡略化し, 加筆)

方向が異なり, 逆転構造をなす場合がある。調査地周辺においてもNEE~SWW方向の断層や褶曲が地層を区切っており, 断層や褶曲によって地層は変形し破碎されている。

3. 地形判読, 踏査結果

3.1 地形判読, 踏査の方法

深層崩壊が発生した小島地区とその周辺域について地形判読を行った。使用した地形データは, 国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所が計測したLiDARによる高分解能1 mDEM¹²⁾である。LiDAR地形判読では, 多くの微地形情報を判別するために開発されたELSAMAP (カラー標高傾斜図) により地形を詳細に可視化し, 同図を用いて微地形判読を行った。ELSAMAPは佐々木・向山¹⁴⁾に示されるように, 標高をレインボーカラーに割り当てた画像と, 傾斜量をグレースケールの濃淡に割り当てた画像を透過合成することで微少な地形の差を際立たせて可視化する地形情報図である。

ELSAMAPを用いた判読の結果, 小島地区深層崩壊地が位置する流域では数多くの地すべり地形や岩盤クリープ地形, 崩壊跡地を読み取ることができた (図-2)。さらにその前兆現象と考えられる多くの微地形^{4,15)}が確認された (図-2)。この判読結果を用いて, 深層崩壊を含む大規模な斜面変動地形や周辺の微地形的特徴を検討した。また, 地質状況の記載および地形状況の確認を現地踏査によって行った (図-2, 図-3)。

なお, 岩盤クリープを生じている斜面は, 頭部滑落崖や側背後亀裂などが明瞭に認められない場合が多く, 二重 (多重) 山稜・小崖地形や円弧状クラックの近傍で判読されることが多い⁴⁾とされている。岩盤クリープは, 地すべりと異なって, その内部を横断する連続的なすべり面が形成されていないものを指すとされるため, 斜面内部の地質構造からも認識されなければならない。しかし本論における調査では, 二重 (多重) 山稜・小崖地形や円弧状クラック, ないしは馬蹄形や紡錘形に類した外形を成す地形境界を持つ領域として識別されるものを岩盤クリープ地形と呼称する。

小島地区は地形や崩壊, 地すべりの発生状況から以下の5つの地域に細分される。

3.2 小島地区深層崩壊発生箇所付近

小島地区の斜面上方には, 北東-南西方向に主稜線が延び, この主稜線から南東に伸びる尾根の東向き斜面で深層崩壊が発生した (図-2, c)。崩壊は水平長約200m, 幅約100m, 比高約130mで平均傾斜35°程度であり, 崩壊土砂量は約9万m³ (崩壊残土量含む)¹²⁾と見積もられている。以降に斜面上方から下方斜面に向かって順に深層崩壊地周辺の地形および地質状況を記載する。

3.2.1 山頂緩斜面~段差地形エリア (図-2, a)

このエリアの斜面傾斜は30°以下である。北東-南西方向にのびる主稜線付近は, 広い山頂緩斜面からなる。

図-2 小島地区の斜面状況 (小野ほか¹⁶⁾を一部改変)

本図の記載は, 踏査および判読結果に基づく。[エリア区分 a: 山頂緩斜面～段差地形エリア, b: 岩盤クリープ地形～崩壊地形, 遷急線卓越エリア, c: 深層崩壊発生エリア, d: 小島地区の南南西側にみられる荒廃斜面], e: 深層崩壊と交差するリニアメント。踏査の地形記載において, “明瞭” は地形変化が鮮明で連続するもの, “不明瞭” はそうでないもの

図-3 調査地の地形・地質断面図
(小野ほか¹⁶⁾を一部改変し掲載)
縦横比は 1 : 1, 側線位置は図-2 に記した

写真-1 山頂緩斜面～段差地形エリアの線状凹地
左手が斜面下方, 写真右手が斜面上方。写真中の矢印が線上凹地の連なる方向, 点線は凹地形状を示す

山頂緩斜面の南東側斜面には, 主稜線と平行に波状に連なる少なくとも 4 段の階段状の段差地形 (図-3 kb 断面①～④) が認められ, 主稜線上に線状凹地が確認できる。これらの線状凹地のうち一部の線状凹地は連続性が良く, これを横切る明瞭な谷は一部に分布するのみである。その他の線状凹地は谷型斜面が介在し不連続となるが, 断続的ながらその連なりを容易にトレースすることができる。これらの線状凹地の分布下限は, 直下に位置する岩盤クリープ地形～崩壊地形, 遷急線卓越エリアと漸移的である。写真-1 に山頂緩斜面～段差地形エリアの線状凹地の斜面凹地状部の状況を示す。写真の手前か

ら奥に向かう矢印方向に線上凹地が伸張する。点線のよう凹地形状を示し, 線状凹地内の一部には動物のぬた場が認められる。線状凹地は谷側の凸地形頂部から, その凸地形の高さと同じ高さの山側斜面までの距離が20m以上を有する箇所もみられ, 不明瞭なものも含め, 階段状に繰り返し出現する箇所も目立つ。このような段差地形付近では岩盤の露出が悪いものの, その周辺において硬質な塊状砂岩および板状砂岩が断続的に確認でき, 層理面の構造は10°～30°山側に傾斜する受け盤構造を示し, 高角度の節理が分布する。

3.2.2 岩盤クリープ地形～崩壊地形, 遷急線卓越エリア (図-2, b)

斜面傾斜は, 斜面途中にみられる傾斜変換点より上方が30°程度, 下方が40°程度となる。斜面傾斜方向は, 大局的には南東方向を示す。前出の段差地形下部の下方斜面では, 円弧状クラックや岩盤クリープ地形が出現し, 更にその下方の傾斜変換点付近では, 崖地形や侵食, あるいは表層崩壊により形成されたと考えられる谷型斜面が認められる。なお, このエリアの斜面上端側の一部では, 山頂緩斜面～段差地形が卓越する範囲において (図-2, a-b境界付近の一部), 崩壊跡と考えられる滑落崖が認められる。その下方には前述した”山頂緩斜面～段差地形エリア”が位置し, 砂質泥岩薄層を挟在する層相変化に乏しい硬質な塊状砂岩および板状砂岩が10°～30°で山側に傾斜する受け盤構造を示す。この岩盤は高角度な節理等の亀裂系発達と層理面によって直方体～塊状に細分され緩む部分が目立ち, 浮き石が多数認められ, 山腹斜面や沢内部には角礫の堆積が著しい箇所が目立つ (写真-2)。なお, 当該エリア付近の尾根斜面は水系密度が低く, ガリーの分布も目立たない。

3.2.3 深層崩壊発生エリア (図-2, c)

小島地区の深層崩壊は南東向き斜面で発生した。このエリアの平均斜面傾斜は35°程度である。

深層崩壊により流出した層厚は約10m程度であり, 頭部には比高15～20m程度の滑落崖が形成されている (図-3, ka)。崩壊地内には砂岩泥岩互層の分布が目立つが, 変形と破碎, 風化が著しく, 山側に高角度で傾斜する褶曲軸面が多数分布する褶曲帯が形成され, 褶曲の波長は数m～十数m程度で折り畳まれた構造を呈する。特に泥岩層部分では破碎され著しく軟質化しているものが目立つ。地質構造は大局的には受け盤構造を示すが, 褶曲が卓越する範囲では, 局所的には流れ盤構造が介在する。深層崩壊発生エリアにみられる褶曲帯の露頭では, 付近の岩盤は風化しD～CL級程度となる (写真-3)。泥岩部は一部で細片化するものや軟質な砂質粘性土状となるものがみられ暗灰色を示す。砂岩層は淡黄褐色等の酸化色を示すものが多く, ダクタイルな変形を被っているが, 一部でブリットルな産状を呈する。なお, この周辺域には断層も確認された。一方, 深層崩壊地の直上斜面には亀裂が卓越し, 浮き石化が顕著な砂岩露頭が認め

写真-2 岩盤クリープ地形～崩壊地形, 遷急線卓越エリアにみられる高角度節理が卓越する露岩帯

写真-3 深層崩壊発生エリアにみられる褶曲帯の露頭
崩壊右側部滑落崖にみられる風化砂岩泥岩互層の褶曲

られ, 層理面は 14° 程度で北傾斜を示し周辺の層理面傾斜方向と整合しないが, 崩壊地内と比べ明らかに傾斜角度が緩やかになる。この小島地区の深層崩壊箇所は, 図-3, kb断面の下部にみられる褶曲帯の側方斜面に位置する。

また, 西南西-東北東方向に連続する直線谷や傾斜変換点の断続的な連なりによって構成される不明瞭なニアメントが, 小島地区の深層崩壊発生エリアに交差する(図-2, e)。これは小島地区の褶曲軸面の伸長方向や主稜線方向, 主稜線付近にみられる段差地形の伸長方向と調和的である。

3.2.4 小島地区南南西側の荒廃斜面(図-2, d)

過去に大規模な崩壊を生じた斜面や, 岩盤クリープ地形, 地すべり地形などが認められる。このうち小島地区の深層崩壊が発生した同一尾根斜面にみられる南向きの大規模な崩壊跡は, 1947年10月13日撮影の空中写真(国土地理院, USA_M550-1_24)において, 大規模な崩壊地が裸地として明瞭に確認できる。また, このエリアの図中南縁付近の溪流沿いには, 岩屑を多含する崖錐堆積物や土石流錐が発達しており, 後背斜面上方から多量の土砂が供給されている。当該エリア付近では, 砂岩泥

岩互層が分布し, 層理面傾斜方向の乱れが顕著であり, 断層も確認される。

3.3 小島地区の深層崩壊発生前後の地形的特徴

小島地区の深層崩壊発生前後の地形の対比を行った。図-4に崩壊発生前後の傾斜量図を示す。この傾斜量図では, 急傾斜部を濃色, 緩傾斜部を淡色で表現した。図-4(after)に示す崩壊後の地形においては, 小島地区の崩壊地を取り巻く滑落崖が急傾斜部として濃色で示されていることがわかる。また, 図-4(before)に示す崩壊前の地形を見ると, 崩壊地付近の大局的な斜面傾斜方向は東南東~南東を示し, 崩壊地上方には広く緩い支尾根が確認できる。その後崩壊が発生した範囲において, 円弧状の頭部を有する急斜面と緩斜面の連なりが既に形成されていることがわかる。さらに同斜面末端は溪流側に張り出した形状を呈し, これらの外縁形状は馬蹄形をなしていることが傾斜量から理解される。これら微地形群は滑落崖と頭部緩斜面および移動体の末端押し出し地形であると考えることができる。

このような地形は, 小島地区の深層崩壊発生箇所の周辺にも複数認められている。

3.4 調査地周辺の大局的な地形・地質的特徴

3.4.1 斜面傾斜と斜面変動地形の分布状況

当該流域の溪流に沿った斜面下部は, 斜面傾斜 $40\sim 50^{\circ}$ 以上の急斜面となるところがほとんどである(図-5)。なお, 一部で土石流堆積物や崖錐堆積物などの崩土が山裾に緩斜面を形成している箇所もみられる。

さらに上方の山腹斜面では $30\sim 40^{\circ}$ 以上の急斜面となる範囲が広く分布し, 滑落崖や地すべり地形頭部, 岩盤クリープ地形頭部等の斜面変動地形が斜面に連なっており, これらの地形はほぼ途切れることなく連続している。なお, 滑落崖付近では概ね 40° 以上の急傾斜をなす。

斜面最上部に位置する主稜線をなす尾根や, 支尾根は緩やかで広い緩斜面を有するものが目立ち, 傾斜 30° 以下の山頂緩斜面をなす。この緩斜面には線状凹地や遷急線・遷緩線の繰り返しによる段差地形が散見され, この地形は前述の主稜線沿い(図-2, a)付近で顕著な分布を示す。

3.4.2 地質および地質構造と斜面変動地形の分布状況

当該流域では砂岩優勢砂岩泥岩互層および砂岩泥岩互層(概ね等量)の2つの岩相が卓越しており, 規模の大きな崩壊跡, 地すべり地形, 岩盤クリープ地形は, 何れの岩相にも認められる(図-6)。また, 当該地の山腹斜面や尾根上にみられる露岩部では, 節理の発達等により直方体~塊状岩塊と化した緩んだ岩体がしばしば認められ, 付近の斜面が緩んでいることを示唆している。なお, 溪岸にみられる岩盤露頭では, 褶曲や断層に伴う破碎と脆弱化が一部で認められるものの, 目立った緩みを生じる露頭は少ない。それに対して, 崩壊跡や岩盤クリープ地形等の斜面変動地形が分布していても, 岩盤露頭がほとんど認められない箇所も多く有る。このような箇所

図一 4 傾斜量図から読図できる深層崩壊前後の地形的特徴—小島地区—

崩壊前後の 1 mDEMデータ¹²⁾を元に作成。

a; 小島地区の深層崩壊範囲, b1; 崩壊直上の遷急線, b2; 崩壊地内の遷急線, b3; 崩壊末端の遷急線あるいは末端崩壊頭部, c1; 崩壊上方の緩斜面, c2; 崩壊地内の緩斜面(山側に遷緩線), c3; 崩壊下部の緩斜面, d; 溪流の上下流を結ぶ直線と押し出し地形

は小島地区深層崩壊地と同様に, 褶曲や断層, 風化などによる脆弱化が進行しているために, 岩盤露頭を地表で見ることができないだけである可能性がある。

地質構造はほぼ北北東—西南西の走向を示し, これは主稜線の伸張方向と類似しており, 地層の傾斜方向は主稜線側へ傾斜するため, 大局的には受け盤構造となる。

図一 5 調査地周辺の斜面傾斜と斜面変動地形の関係
背景図として 3 階調グレースケールの傾斜量および 5 m 等高線を使用。斜面変動地形として地すべり地形, クリープ地形, 滑落崖および小崖地形を太黒線で明示した

図一 6 調査地周辺の岩相と大規模斜面変動地形の分布
☆印は, 概ね幅が 100m 以上の崩壊地, 地すべり地形, クリープ地形の位置を明示したもの。図中の走向傾斜記号は, 付近の代表的な層理面の走向傾斜を示す

ただし, 主稜線直下付近では斜面に対し受け盤構造となるが, 当該流域の溪流は地質構造に直行する方向に流下するため, 溪流に面した斜面では, 明瞭な受け盤となる斜面は減少する。

4. 深層崩壊の発生場の地形・地質的特徴と崩壊発生機構の推定

深層崩壊が発生した斜面から山頂緩斜面までの微地形分布に基づき斜面変動状況を整理し, 当該地区で生じた深層崩壊発生機構を推定する。

深層崩壊発生エリアでは, 崩壊発生前の地形をみると, 崩壊した範囲には地すべり地形もしくは変形の進んだ岩

盤クリープ地形が位置しており, 既に斜面変動がかなり進行した箇所であったとみられる (図-4)。付近に分布する地質は砂岩泥岩互層を主体とし, 褶曲帯の発達と, 一部に断層の分布が認められ, 大局的には受け盤構造となるが, 褶曲帯付近では局所的に流れ盤となる箇所が介在する。この付近の岩盤は破碎, 風化が著しく, D~CL級程度の岩質となっており, 周辺の岩盤より明らかに低強度である。したがって深層崩壊発生エリア付近は, 周辺よりも岩盤の強度が低い地質分布状況であったと言える。

深層崩壊地の直上斜面には, 岩盤クリープ地形が認められ, この地形は深層崩壊地の上部を包括するように位置している (図-2, b-c境界付近)。ただし, 前述の深層崩壊発生箇所ほど明瞭な地形ではない。この付近の層理面は14°程度で北傾斜を示す緩やかな受け盤構造となり, 亀裂の分布, 浮き石化が顕著な砂岩露頭が認められ, 付近では岩盤の緩みが進行しているものとみられる。

岩盤クリープ地形~崩壊地形, 遷急線卓越エリアでは, 円弧状クラックや岩盤クリープ地形, 崖地形, 侵食あるいは表層崩壊により形成されたと考えられる谷型斜面が認められ, 斜面変動が多数の地点で進行中であることが推定できる。付近では硬質な塊状砂岩および板状砂岩を主とした受け盤構造を主とし, 露頭は節理等の亀裂系と層理面によって細分され緩む箇所が多数認められ, 山腹斜面や沢内部には角礫の堆積が著しい箇所も多い。したがって当該エリア付近では岩盤の緩みが進行しているものと推察される。

斜面最上部に位置する山頂緩斜面~段差地形エリアは, 主稜線方向を向斜軸とした受け盤構造となっている¹²⁾。この主稜線方向に概ね平行に複数の線状凹地が連なり, それらは斜面傾斜方向にはほぼ直交した段差地形を成している (図-2, a)。このエリアの直下に岩盤クリープ地形~崩壊地形, 遷急線卓越エリアが隣接し, その境界は漸移的であり, 段差地形の一部は岩盤クリープ地形や円弧状クラックの上部と一致する (図-2, a-b境界)。したがって, 当該エリアの線状凹地は, 千木良⁵⁾や寺戸¹⁰⁾でも述べられているように, 大規模な斜面変動と密接な関連がある地形であると考えられる。

ところで小島地区の深層崩壊は, 2011年7月19日の台風第6号の豪雨に伴い発生したものであり¹⁾, 深層崩壊の直接の誘因は, 地表水や地下水に因ることが示唆される。そのためここでは微地形および地形学的な観点から, 深層崩壊地周辺の地表水や地下水の動きについて推察する。

Suzukiほか¹⁷⁾は, 谷密度などの平面形に関する地形量は, 未風化新鮮岩の物性, 特に透水性に強く制約されること, そして起伏量などは強度に加えて透水性にも制約されていることを示している。山頂緩斜面~段差地形エリアは, 広く緩やかな尾根の分布と水系が未発達であることが特徴的であることから, Suzukiほか¹⁷⁾にしたがうと, 透水係数が比較的高い斜面といえる。なお, このエリアでは, 岩盤露頭の分布が一部に散見される程度であ

図-7 小島地区深層崩壊の発生場の模式断面図

ることを考慮すると, 付近には透水性の高い風化帯が厚く形成されている可能性がある。

岩盤クリープ地形~崩壊地形, 遷急線卓越エリアにおいては, 尾根型斜面部において広く緩やかな尾根を確認することができ, その付近には比較的規模の大きな岩盤クリープ地形や地すべり地形が数多く分布している。付近の斜面では, 緩みが進行しているものと推察されるため, 透水性が高くなっている可能性がある。なお, これらの変動地形斜面の下部においては, 局所的な谷を生じている箇所が複数あり, 斜面上部より相対的に透水性が低い部分を介在するものとみられる。

小島地区の深層崩壊はこのような斜面の下部に位置しており, 崩壊地内の一部では湧水が認められ, そこから下方にガリーが形成されている。深層崩壊の後背地は尾根型斜面であり, 斜面上方に谷地形は無いことから, 斜面上方において浸透した降水の一部が地下水として湧出している可能性が高い。なお, 深層崩壊発生前の地形をみると, 溪流に面した斜面下部には不安定化が特に進行していたと考えられる箇所 (図-4のb3付近) が認められるため, 豪雨時に増水した溪流の側方侵食や斜面末端崩壊によって, 斜面の不安定化を助長した可能性もある。

以上の検討結果をまとめ, 図-7に小島地区の深層崩壊発生場の模式図を示した。

5. まとめ

本研究で得られた結論を整理すると以下ようになる。

(1) 小島地区における深層崩壊発生場は, 大局的には受け盤構造であるものの, 褶曲等により強度低下が顕著な地層分布域において, 地すべりもしくは変形の進んだ岩盤クリープ地形を生じていた箇所である。

(2) 小島地区の深層崩壊箇所およびその周辺では, 溪流内から山頂緩斜面に至るまで, 種々の斜面変動地形を数多く確認することができる。これらの地形は, 航空レー

ザ測量データを用いた微地形判読によって抽出することができ, 崩壊, 地すべり地形, 岩盤クリープ地形, 円弧状クラック, 線状凹地などとして確認される。

(3) 深層崩壊が生じた斜面の周辺に分布する露岩部では, 節理等の発達により岩体が立方体〜塊状に細分され緩む部分が目立ち, 浮き石と化しており, 付近の斜面には広域的に緩みを生じている可能性がある。なお, 付近の層理面の大局的な構造は, 概ね受け盤となっており, 明らかな流れ盤構造を示す箇所は無い。

(4) 深層崩壊が発生した斜面およびその上方斜面は, 比較的高い透水性を有する可能性があり, このような斜面に2011年7月19日の台風第6号の豪雨が多量に浸透したことが深層崩壊の誘因となったと考えられる。なお, 深層崩壊発生前の地形をみると, 溪流に面した斜面下部には不安定化が特に進行していたと考えられる箇所が認められるため, 豪雨時に増水した溪流の側方侵食や斜面末端崩壊によって, 斜面の不安定化が助長された可能性もある。

(5) 小島地区の深層崩壊箇所は, 主稜線に近接する支尾根上で発生したものであり, 付近の大局的な層理面構造は受け盤となる。一方, 深層崩壊発生箇所から奈半利川本流に至る3 km以上の流下区間は, 地質構造に概ね直交している。この下流側の区間においても多数の大規模斜面変動地形が認められているが, 地質構造と斜面変動地形の関係は, 小島地区周辺と異なるものとみられる。

謝 辞

本論文の改善に当たり2名の査読者から適切かつ丁寧なご意見を数多く頂いた。ここに記して謝意を表します。

引用文献

- 1) 笹原克夫・加藤仁志・桜井亘・石塚忠範 (2011): 平成23年台風6号により高知県東部で発生した深層崩壊, 砂防学会誌, Vol. 64, No. 4, pp. 39-45.
- 2) 鈴木隆司・栗原淳一・桜井亘 (2007): 豪雨を誘因とする深層崩壊発生箇所の特徴とその抽出手法について, 土木技術資料, No. 49 (5), pp. 58-63.
- 3) 千木良雅弘 (1998): 岩盤クリープと崩壊-構造地質学から災害地質学へ-, 地質学論集, 50, 241-250.
- 4) 土木研究所土砂管理研究グループ (2008): 深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル (案), 土木研究所資料, No. 4115, pp. 1-21.
- 5) 千木良雅弘 (2010): 岩盤クリープと深層崩壊の発生場, (社) 日本地すべり学会関西支部シンポジウム「深層崩壊/高速地すべりとその発生場の評価」論文集, pp. 1-9.
- 6) 羽田野誠一 (1968): 地すべり性大規模崩壊と地形条件-和歌山県有田川上流の事例-, 第5回災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp. 209-210.
- 7) 塚本良則・小橋澄治編 (1991): 新砂防工学, 朝倉書店, p. 71.
- 8) 横山俊治 (2012): 豪雨によって付加対の破碎玄武岩で発生した破碎帯地すべり-2004年徳島県阿津江の事例-, 京都大学防災研究所特定研究集会23C-03「深層崩壊の実態, 予測, 対応」, pp. 11-18.
- 9) 社団法人砂防学会 (2012): 深層崩壊に関する基本事項に係わる検討委員会「報告・提言」, JSECE Publication No. 65.
- 10) 寺戸恒夫 (1986): 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性, 地質学論集, No. 28, pp. 221-232.
- 11) 例えば, 千木良雅弘・松四雄騎・ツォウチンイン・平石成美・松澤真・松浦純生 (2012): 2011年台風12号による深層崩壊, 京都大学防災研究所年報第55号A, pp. 193-211.
- 12) 国土交通省四国地方整備局四国山地砂防事務所 (2011): 四国東南部地区崩壊調査業務報告書, pp. 45-53.
- 13) 四国地方土木地質図編集委員会 (1988): 四国地方土木地質図, (財) 国土開発技術研究センター.
- 14) 例えば, 佐々木寿・向山栄 (2006): 地形判読を支援するEL-SAMAPの開発, 先端測量技術, No. 93, pp. 8-16.
- 15) 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, pp. 803, 古今書院.
- 16) 小野尚哉・江藤史哉・江本聡志・島田徹・笹原克夫・桜井亘・鷲尾洋一・高川智・土志田正二 (2012): 平成23年6号台風により高知県東部 (奈半利川流域) において発生した深層崩壊と周辺の地形・地質特性, 平成24年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 2-3.
- 17) Suzuki, T., Tokunaga, E., Noda, H. and Arakawa, H. (1985): Effects of rock strength and permeability on hill morphology, Transactions, Japan. Geomorphological Union, 6-2, pp. 101-130.

(原稿受付2013年12月24日, 原稿受理2014年7月28日)