

高角断層を伴う層状岩の曲げトップリングによる
山向き小崖の形成に関する研究
Evolution of uphill-facing scarps by flexural toppling of layered rocks
with high-angle faults

横山 修
Osamu YOKOYAMA

論文要約

要旨

山向き小崖は、重力斜面変形の典型的な地表形態であり、曲げトップリングに伴ってしばしば観察されるが、その発現機構は明らかになっていなかった。本研究では、曲げトップリングと顕著な山向き小崖が認められるスレートおよび砂岩、泥岩及びその互層といった層状岩分布域において、地形の解析と詳細な地質調査を行った。その結果、山向き小崖は弱層である断層破碎帯が高角度で存在する場合に顕著に形成されることが明らかになった。そして、高角の断層破碎帯を持つ場合、層状岩の曲げトップリングは、断面的にみて断層およびその断層と曲げトップリングのヒンジ面との交線を通る面構造、および地表面に囲まれた三角形領域（ウェッジ）の斜面下方への回転を伴い、これが山向き小崖の形成原因となることがわかった。ウェッジの回転は、断層よりも斜面上方の岩盤が重力の斜面方向成分によってウェッジを押し出すことによって起こる。ウェッジの斜面下方への回転に伴って、ウェッジの斜面上方地盤は低下し、山向き小崖が成長する。山向き小崖の高さは、面構造および断層の姿勢に支配され、面構造が山側に傾斜し、断層が谷側に傾斜する場合に最も高くなる。断層が山側に傾斜する場合には山向き小崖は際立たなくなる。断層破碎帯あるいはそれに代わる弱層がない場合は、曲げトップリングは斜面の山向き小崖を欠き、斜面全体が膨らんだ形状に変形する。曲げトップリングが山頂部にまで及ぶ場合には、破碎帯の有無にかかわらず、一般的に山上凹地が形成される。曲げ転倒した岩盤は開口割れ目に富むが、断層破碎帯とヒンジ面の間には、それらが低透水層として機能する場合には地下水が貯留され、これは豪雨や地震時に曲げトップリングから崩壊に移り変わる素因となり得る。

第1章 序章

近年、地球温暖化による記録的な豪雨が世界各地で頻発している。また、日本近海のようなプレート境界では、周期的に起こるとされる巨大地震が懸念されており、特に東海、東南海、南海地震が高い確立で予測されている。豪雨、地震がもたらす外的要因により、古くから深層崩壊（大規模岩盤崩壊）が多発してきた。崩壊深が 10 m 以上となる深層崩壊は、河道閉塞（天然ダムあるいは土砂ダム）と堰止め湖の形成や大規模土石流の発生など、崩壊発生源だけでなく、その周辺に及ぼす影響も大きい。深層崩壊への対応策を考える上で、発生場所や規模の予測が必要不可欠であるが、多種多様な地質構造に起因する深層崩壊の内的要因の特定には至っていない。

大規模崩壊地発生後の調査により、崩壊の発生前に斜面は自重によって変形し、それに起因する何らかの微地形が形成されていることが知られている。近年、航空レーザー測量（Light Detection and Ranging あるいは Laser Imaging Detection and Ranging ; 以下、LiDAR）データの取得が国内外で行われるようになり、従来では把握できなかった微細な地形を捉えることができるようになった。山地における計測データは 0.5~1 m 程度の数値標高モデル（Digital

Elevation Model; 以下 DEM) で提供され、数メートルスケールの微地形の抽出が可能となった。従来からある空中写真による地形判読や現地調査・計測に比べて、より詳細に地形情報を把握できる。しかし、高分解能の地形情報から多様な地形的特徴が把握できる一方で、岩盤内部の地質構造との対応の十分な検証ができておらず、地形形成のメカニズムの理解が不足している。

山体の重力斜面変形によって形成される特徴的な地形として、山向き小崖と線状凹地はその典型である。これまでに、重力斜面変形の研究に伴い、多くの地形的特徴の記載が行われ、山向き小崖と線状凹地の形成メカニズムに関して、様々な議論が行われてきた。しかし、必ずしもその形成メカニズムについては明らかになっておらず、線状凹地の下の地下構造を詳細に観察・記載した研究はほとんどない。また、山向き小崖や線状凹地には形成位置やスケールにバリエーションがあり、何がそれらを決定づけているのか、明らかになっていない。これは、深層崩壊を発生させる重力斜面変形が、深さ数 10 m～数 100 m にも及び、その内部構造の観察が容易ではなく、内部構造の把握に基づく山向き小崖の形成プロセスが十分に議論できていないためである。

重力斜面変形の様式は、岩盤が持つ面構造の姿勢によって規定されており、層理面、片理面、劈開面のような面構造が高角度の場合には転倒、斜面に平行、あるいはそれに近い場合には座屈、斜面よりも緩い場合にはすべりとなるのが一般的である。そのうち転倒（トップリング）は、最も一般的に認められる重力斜面変形であり、片岩やスレートなど、面構造の発達した岩石分布地に数多く報告されてきた。変形の実態を把握するには、変形前後の面構造の性状を明らかにする必要がある。しかし、曲げトップリングによって形成される地質構造を詳細に観察記載した例は極めて少ない。

曲げトップリングによって地表面に形成される山向き小崖と線状凹地は、層理面、片理面、劈開面といった岩盤内の面構造に沿う岩盤剪断の結果と考えられてきた。しかし、曲げトップリングが常に山向き小崖を形成するとは限らず、山向き小崖が作られるかどうかを決定する要因はよくわかっていない。山向き小崖が多く分布し、それらが断層破碎帯に対応している可能性があるが、それは明確にはなっていない。

曲げトップリングは基本的に自己安定化に向かう運動であるが、しばしば大規模崩壊に発展する場合がある。曲げトップリングがカタストロフィックな崩壊に発展するには、面構造に沿うせん断に加えて変形帯の底に分離面が形成されることが必要である。また、崩壊発生のトリガーとしては、地震と降雨があるが、曲げ転倒した岩盤は開口割れ目に富むため地下水は容易に排水されて岩盤内には蓄積しにくく、雨による崩壊は一般的には起こりにくい。断層破碎帯等の低透水層が含まれる場合には事情が異なると推定されるが、そのような検討は今までなされていない。

本研究では、断層と曲げトップリング、断層と山向き小崖のそれぞれが共存する露頭の観察を中心として、層状岩盤に断層が含まれる場合の曲げトップリングに伴う山向き小崖と線状凹地の形成条件を明らかにすることを目的とした。また、重力斜面変形による斜面内の透水性の変化と断層破碎帯の存在による地下水帯の不均一性に着目し、崩壊地周辺の湧水の分布をもとに水文地質構造を推定することにより、曲げトップリングの安定性について議論した。

第 2 章 研究地域

研究地域は、曲げトップリングの発生条件でもある層状岩盤の分布域で山向き小崖の発達する山伏と赤崩の 2 地域を対象とした。

山伏は日本の中央部、赤石山脈南部に位置する安倍川流域にある。安倍川流域の大部分は、古第三系下部中新統の瀬戸川帯に属する。瀬戸川帯は、安倍川流域の東側で南北の糸魚川—静岡構造線 (I.S.T.L. : Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line) を境に、東側のフォッサマグナと接する。

瀬戸川帯は3つの亜帯に区分され、そのうちの笹山構造線と藤代断層に挟まれた瀬戸川層群が対象となる。瀬戸川層群は、主にスレート、砂岩頁岩互層、砂岩で構成され、玄武岩、石灰岩、チャートが含まれる。山伏付近を南北に走る笹山構造線沿いには、玄武岩ハイアロクラスタイトや凝灰岩質頁岩が分布し、また、それに沿って断続的に蛇紋岩が分布する。安倍川流域のスレート地帯では、曲げトッピングと山向き小崖が一般的に認められ、地震と豪雨による大規模崩壊の地形的痕跡や歴史的記録が多く残っている。

赤崩は大井川上流に位置する。赤崩は、比高 900 m、最大幅 800 m に達する大規模崩壊地であり、山向き小崖を分断して発生している。赤崩の周辺には、主にタービダイト起源の砂岩頁岩互層と頁岩からなる四万十主帯寸又川層群が分布する。同層群は北東-南西の一般走向を持ち、主に西に急傾斜するところが多いが、赤崩の周辺の斜面では、地層が斜面下方の北西方向に倒れかかっている曲げトッピング構造が認められる。赤崩では、崩壊地内に岩盤が広く露出しており、露頭に近寄っての観察や計測はできないものの、崩壊地縁辺からの望遠や無人航空機 (Unmanned aerial vehicle ; 以下 UAV という) によって曲げトッピングおよび山向き小崖、線状凹地直下の内部構造を観察できる。

第3章 調査方法

山伏では、机上での地形調査、および現地での地質調査を行った。地形調査として、重力斜面変形による微細な地形を判読した。判読には、航空レーザー計測 (LiDAR) で得られた 1 m グリッドサイズの DEM より作成した高分解能地形図を用いた。地質調査は、まず、大局的な地質構造を把握するため、縮尺 1/5,000 の地形図を用いて、主要な沢と尾根を調査し、地質マッピングを行った。スレートや砂岩・泥岩層の曲げトッピングに着目し、面構造の傾倒や開口割れ目が発達する岩盤を、変形岩盤として記載した。次に、曲げトッピングと破碎帯と山向き小崖の関係を議論するため、内部構造を観察できる3箇所ですべて詳細に地質マッピングを行った。確認された断層露頭では、破碎帯とその周辺の構造について詳細に面構造の観察および姿勢の計測を行った。

赤崩では、崩壊が複数の山向き小崖とその直下の線状凹地を横切っており、その崩壊面を利用し、山向き小崖直下の内部岩盤構造を観察した。観察には UAV を使用し、遠景および近接写真を撮影した。

山伏と赤崩の両地域においては、曲げトッピングから崩壊に至る過程を議論するため、崩壊地と地下水に関する情報を抽出した。研究地域内で過去に起きた崩壊跡地を判読し、湧水地点やガリー侵食の痕跡をマッピングした。赤崩では、Google Earth、地理院地図、および UAV 空撮により作成したオルソ画像を用いて湧水点を判読した。

第4章 結果

4.1 山伏

対象斜面の地形は、稜線付近に広大な緩傾斜面を有し、稜線を挟んで東西で非対称であった。稜線から東側の斜面は、連続性の悪い山上凹地と主稜線に平行に南北に伸びる5条あるいはそれ以上の明瞭な山向き小崖列で特徴づけられる。一方、西側斜面は、東側の斜面と比較すると線状凹地に乏しく、不明瞭であった。

研究地域には、スレートが広く分布し、砂岩、玄武岩ハイアロクラスタイト、珪長質凝灰岩、蛇紋岩が分布する。断層、劈開の面構造の姿勢は、それぞれ概ね2つの方向性を示した。断層では、N-S から NE-SW 走向で西傾斜のものと、N-S 走向で東傾斜のものが多かった。前者は転倒したスレート内のもので、後者は基盤岩内のものである。劈開は、N-S 走向で西傾斜のものが多

く、わずかに東傾斜のものもあった。西傾斜の劈開の姿勢の分布は2つに分かれ、一つは70度を中心とした急傾斜、もう一つは42度を中心とした緩傾斜のものである。前者はほぼ基盤岩、後者は曲げ転倒したスレートであると推定される。

岩盤が広く露出し、内部構造の観察に適している Site1 では、曲げトッピングのヒンジを確認するとともに、断層が曲げトッピングに伴いせん断されながら回転している様子が明らかになった。Site1 には主にスレートが分布し、スレートにはスレート劈開が発達する。露頭で計測されたスレート劈開の走向・傾斜は、NS~N60°E/30~80°W である。Site1 中央付近の谷底で、曲げトッピングによるスレートの折れ曲がり面（ヒンジ）が観察された。まスレート内を南北に並走する2条の断層があり、それらもスレートとともに曲げ転倒していた。断層はガウジからなる破碎帯を伴っており、破碎帯の幅は約50cm~1m前後であった。断層破碎帯と接するスレート部分で、正断層センスのずれを示す引きずり構造が観察された。破碎帯はガウジとともに、剪断方向に伸びるバンド状の白色粘土が含まれていた。

Site2 は重力斜面変形領域の北縁で、複数列の山向き小崖と線状凹地があり、それを開析するように谷が発達するため、山向き小崖と内部構造との対比が可能な場所である。Site2 では、曲げトッピングのヒンジ面は確認できないが、岩盤に開口割れ目をいたるところで観察できることから、岩盤全体が曲げ転倒していると考えられる。また、Site2 では、谷を横断するN-S方向の6条の断層が確認された。断層の間隔は20~50mで、すべて破碎帯を伴っていた。破碎帯はガウジと粘土を含み、その幅は0.5~1mであった。断層の上盤のスレートには正断層センスを示す引きずりが認められた。さらに、露頭で確認できた断層の内2条の南方延長は、その位置と方向から、山向き小崖に接する線状凹地に連続していた。

道路沿いでほとんど連続的な露頭を観察できる Site3 では、岩盤は曲げトッピングにより斜面下方に転倒していたが、そこには断層破碎帯が含まれていなかった。また、稜線付近の緩傾斜面には、比高数メートルの谷向き小崖が多数みられ、微小な山上凹地が存在するものの、山向き小崖は見られなかった。

スレート劈開とともに傾倒した断層を元の傾斜へ復元することを試みたところ、西向きに急傾斜する断層面は、変形前は東傾斜していたことがわかった。曲げトッピングのヒンジ面は、山体内部に向かって高くなるため、変形領域は谷部で薄く、尾根部で厚い。深いところでは100m前後にまで達していると推定される。

山頂緩斜面の縁には、崩壊地の輪郭が重なるように分布し、崩壊が繰り返えし起きたことが推測された。また、研究地域の崩壊地では、湧水が4箇所を確認された。そのうちの1つは崩壊地内を横断する破碎帯を伴う断層沿いであった。

4.2 赤崩

赤崩の上方の緩斜面、および隣接する斜面には、主稜線方向とほぼ同じ北東-南西方向にのびる複数列の山向き小崖が分布していた。山向き小崖は、上方の緩斜面より山腹部で連続性が良く、特に標高1,700mの山腹に位置する山向き小崖は比高10m以上で規模が大きい。主稜線付近には、稜線に沿って比高80mにも達する明瞭な山上凹地が分布していた。

滑落崖縁部および UAV による空撮画像から、崖面には、砂岩、頁岩、およびその互層の層理面に高角度で交わる割れ目が発達している様子が観察された。崖に露出する層理面の傾斜は40~50°で、山側に傾斜する受け盤斜面をなしていた。また、これらの地層を分断する高角度の断層が確認され、断層が地表と交差する箇所では、褐色土壌がくさび状に堆積していた。断層の延長は必ずしも凹地の最低部には連続していないものの、ほぼ山向き小崖と線状凹地に一致していた。断層は幅0.5~1mの破碎帯を伴っており、正断層センスを示す Riedel せん断面を

有する。砂岩との層界でそれほどおおきな変位量がみられないことから、10 m 以下と判断される。オルソ画像と写真をモデル化した DEM から、断層面の走向傾斜を計測したところ、概ね N40°E/40-50°SE となった。

赤崩の崩壊地内およびその周辺には多数の湧水が確認された。崖面の観察から、深部の断層から多量の湧水が確認された。地理院地図の航空写真や Google Earth 上には筋状に伸びる沢水が認められ、崩壊地内の湧水のほとんどは断層沿いで生じていた。湧水地点は山向き小崖および線状凹地の延長方向、すなわち南北方向に連続しているように見える。

第5章 議論

5.1 曲げトッピングと山向き小崖の形成

5.1.1 曲げトッピングが起こる条件

トッピングは、面構造の走向が斜面の走向とほとんど平行（大体 30°以内）で、面構造の間隔が狭く規則的な場合に発生する現象である。山伏は剥離性の高い劈開をもち、赤崩は砂岩、砂岩頁互層、頁岩からなる整然層である。ともに面構造の姿勢は斜面の傾斜方向にほぼ直交することから、全体が比較的均質に変形可能な地質条件を有していると考えられる。層状岩盤が曲げ転倒するためには、斜面基部が解放されている必要があるが、トッピング変形をもたらした要因は、少なくとも河川の下刻であり、変形開始はこれらの河川が現河床に近い標高まで下刻した時点であると推定される。

トッピングの発生は、従来から運動学的モデル（キネマティックモデル）によって説明されている。このモデルでは、斜面の傾斜方向の力が弱面に作用し、面構造沿いにせん断破壊が起きる条件を斜面の傾斜角、弱面の傾斜角、内部摩擦角によって表して説明される。山伏、赤崩の斜面は 45° 前後、面構造は山側に 70~80° と急傾斜し、内部摩擦角は 20~30° と見積もられることから、面構造沿いでせん断が発生し、トッピングを起こす条件を満たしている。実際に、両地域で面構造の傾倒や曲げトッピングのヒンジが確認されている。

5.1.2 破碎帯とその周辺の岩盤変形による山向き小崖の発達過程

山伏および赤崩の曲げトッピングの産状から、断層破碎帯を伴う層状岩盤が曲げ転倒し、山向き小崖を形成する過程を説明することができる。山伏の Site1 では、断層がスレートとともに曲げトッピングしている様子が観察された。このとき、基盤岩内で谷向きに急傾斜する断層は、曲げトッピングに伴って周囲のスレートと同じヒンジ面で折れ曲がり、山向き傾斜に変わった。Site2 では、山向き小崖とその線状凹地は山向きに傾斜する断層破碎帯に連続することが確認された。赤崩においては、断層が層理面を切断し、岩盤が正断層センスでせん断されていた。断層の延長は、ほぼ山向き小崖と線状凹地に一致していた。これらのことは、層状岩の曲げトッピングに伴い、挟まれる高角断層自体も転倒し、それ沿いに大きなせん断変位が生じることによって山向き小崖が形成されることを強く示唆している。

曲げトッピングとそれによって形成される山向き小崖の出現過程は、幾何学モデルで説明できる。谷向きに急傾斜する断層を有し、山側に急傾斜する面構造が発達する層状岩盤が、一定の深度にヒンジを持って曲げ転倒する場合を考える。断面的にみて断層およびその断層と曲げトッピングのヒンジ面との交線を通る面構造、および地表面に囲まれた三角形領域（ウェッジ）は、断層とヒンジ面の交点を中心に回転し斜面下方に曲げトッピングを伝達する。断層を挟んで層状岩盤の倒れかかり部分の地表面と、起き上がる断層面の端点とに標高差が生じ、山向きの段差（山向き小崖）が生じる。この幾何学モデルは、簡単なアナログ実験によっても再現することができた。ヒンジ面までの深さが一定であるとすると、面構造の転倒量は、一組の断層間では

同じであるが、斜面下部の区間ほど小さくなる。これは、断層の回転角が面構造の回転角よりも小さくなるためである。

山向き小崖の高さは、断層の姿勢とともに、層状岩の面構造の転倒量と、ヒンジ面までの断層の長さによって決まる。幾何学モデルでは、曲げトッピングの転倒角は斜面上部ほど大きく、下部ほど小さくなった。同時に、転倒による山向き小崖の高さは、斜面上部で高くなった。すなわち、大きく転倒するほど、高い山向き小崖が形成された。また、地表からヒンジ面までの断層区間が長い場合、ウェッジの回転アームの長さが大きくなるため、同じ回転量でも地表部の山向き小崖の高さは高くなる。山伏および赤崩の山向き小崖の規模と形態は、幾何学モデルや模型による予測とよく一致している。

5.1.3 山向き小崖形成の物理モデル

山向き小崖の高さは、面構造および断層の傾斜角、斜面傾斜、ヒンジの傾斜、変形の深さ、面構造の転倒角によって表現することができる。面構造および断層の傾斜角の関係式から、劈開の転倒角に対する断層の転倒角が小さいほうが、形成される山向き小崖の比高は高くなることが示された。

5.1.4 高い山向き小崖が形成される条件

曲げトッピングに伴う山向き小崖は、斜面全体の均質な曲げ転倒では形成されず、特定の面にせん断が集中して、その地表延長部に形成される。斜面内部の岩石が曲げ転倒したとしても、それが均等なせん断変位による場合、地表面には顕著な小崖ができることはなく、それができるためには、岩盤内部に相対的に弱い層が存在して、そこで大きなずれが生じることが必要と考えられる。

特定の地層が弱層となる場合には、地層と弱層は平行になり、弱層間のスケールが山向き小崖の形成を決定する。弱層間隔が狭い場合、山向き小崖が頻繁に出現するが、その規模は小さく、表面上は隠微なものとなる。一方、弱層の間隔が広い場合は回転するブロック幅が大きくなるため、形成される小崖も大きくなると考えられるが、曲げトッピングがおきるための層間すべりが起きにくくなり、トッピングそのものが発生しにくくなることが考えられる。

研究地域のように断層が弱層となる場合には、山向き小崖の形態やスケールは、劈開面や層理面などの面構造と断層の姿勢によって決定される。山向き小崖が出現するのは、トッピングが起きる条件において、断層破碎帯の傾斜によって決定され、断層が斜面より急傾斜で斜面下方に傾斜する場合から斜面傾斜に直交するまでの範囲に限られる。山伏の Site1 や赤崩の条件は、この範囲内にあった。断層と斜面が平行な場合も、一部は座屈の可能性があり、すべりとなることが予想される。断層がアナクリナルな場合には、斜面と直交する傾斜より大きい場合に、下盤が斜面側にせり出しやすいと予想される。

曲げトッピングによる地表面の形態は、面構造の傾斜と断層の傾斜によって決まる。山向き小崖は、層状岩面構造の倒れかかりにより断層面が押し上げられ、破碎帯でせん断が起こることにより形成される。断層面が斜面下方に急傾斜する場合、高い山向き小崖が形成され、山伏はこのケースに相当する。劈開と断層の傾斜が一致する場合、断層面でも劈開面と同様のせん断が生じるため、地表面で大きなせん断変位が出現しにくい。断層が斜面内に傾斜する場合、断層のヒンジ面での大きな屈曲がなく、劈開の傾斜が谷方向に緩くなると、むしろ谷向き小崖が大きくなる。そして、凹地が埋積されれば谷向き小崖とテラスの組み合わせになる。このことは、山伏の山稜の西側斜面に明瞭な山向き小崖が出現せず、小規模なテラスが認められたことと一致する。

破碎帯がない場合、山向き小崖は出現せずに、斜面は丸みを帯びた形状になる。山伏の Site3 で示されたように、破碎帯のない斜面では、谷向き小崖は多数確認されたものの、明瞭な山向き

小崖は見られなかった。破碎帯がない場合は、曲げトップリングに伴うせん断はおそらく局所化せず、変形する岩盤に均質に起こるためである。また、変形領域の中央部でヒンジまでの深さが深く、その領域の上端と下端に向かって浅くなる場合に斜面下部での膨らみが大きくなると考えられる。高い山向き小崖の存在は、断層破碎帯等弱層が岩盤内に含まれていることを示している。

曲げトップリングが山頂部にまで及んでいる場合には、破碎帯の有無にかかわらず、曲げトップリングに伴って必ず凹地（山上凹地）ができる。稜線付近では、曲げトップリングによって斜面下方への岩盤の移動が起こるとともに、稜線に直交方向の引張応力場となり、正断層によって凹地ができることは容易に想像できる。

5.1.5 平面的に見た曲げトップリングの形態

山伏と赤崩の変形領域は、ともに広域でかつ深部におよんでいる。また、山体全体の曲げトップリングのヒンジ面は、地質マッピングデータと面構造の姿勢の分布に基づく、山伏も赤崩も1つであると推定される。ヒンジ面は平滑ではなく、斜面に対して縦断方向では直線的であるが、横断方向では山体の形状に沿った凸型を成している。これは、概ね地形形状にそって変形領域が形成されたためと考えられる。

山向き小崖の形態と規模は、上述した断面的に見た断層と面構造の関係だけでなく、断層の規模や配列によっても異なる。明瞭な山向き小崖は、比較的大きな破碎帯をもつ連続的な断層に沿って形成するものと考えられる。反対に、転倒方向と面構造の走向が大きく斜交する場合や、破碎帯の幅や連続性が小さい場合は、破碎帯でせん断が起きにくいと考えられる。斜面に点在する小さなテラスの存在は、このような小規模断層のせん断によってできた地形面である可能性が考えられる。

5.2 曲げトップリングに伴う崩壊について

曲げトップリングに伴って、岩石は劈開や層理面といった面構造に沿うせん断によって破断し、間隙に富むようになり、劣化するとともに高い透水性を持つようになる。その結果、岩盤内の地下水は容易に排水される。しかし、ガウジを伴う断層破碎帯は一般に不透水性で、地下水が排水されにくく、曲げトップリングに参加した高角な断層破碎帯は遮水壁となり、斜面下方への排水は困難となり、岩盤内に地下水帯が形成されやすくなる。すなわち、高角度の断層破碎帯を伴う岩盤がトップリングすると地下ダムを形成することになる。

この曲げトップリングと破碎帯の存在は、豪雨時だけでなく地震時の崩壊にも影響を及ぼすと考えられる。ヒンジ部は、変形岩盤と非変形岩盤との境界であり、最も強く変形・破断した部分であるため、ヒンジ面が脆弱な面となり、すべり面となる可能性がある。また、ヒンジより下の基盤岩は一般に開口割れ目に乏しいため、ヒンジ面が地下水制限床となる。地下水位の上昇は、岩盤の自重を増加させるとともに、岩盤内の間隙水圧を上昇させてヒンジ部の有効応力を低下させることになり、斜面不安定化の大きな要因となる。斜面下部では、谷の下刻が進み、斜面が力学的に不安定化しやすい。また、変形領域の側部は拘束力が小さく、上部ほど劣化が進行していることから、最も崩壊しやすい領域である。

第6章 結論

スレートおよび砂岩・泥岩からなる層状岩の分布域かつ山向き小崖の発達する領域で、詳細な地形・地質調査を行った。その結果、以下のように、高い山向き小崖は高角の断層破碎帯に起因することがわかった。

高角の断層破碎帯を持つ層状岩の曲げトップリングは、断面的に考えると、断層、断層と曲げ

トップリングのヒンジ面との交点を通る面構造，および地表面に囲まれた三角形状領域（ウェッジ）の斜面下方への回転と，それに隣接する部分の層状岩面構造に沿うせん断変形によって進行する．断層に沿うせん断とウェッジの回転は，断層よりも斜面上方の岩盤が重力斜面方向成分によってウェッジを押し出すことによって起こる．ウェッジの斜面下方への回転に伴って，ウェッジの斜面上方地盤は低下し，山向き小崖が成長する．山向き小崖の高さは，ヒンジ面の深さ，曲げ転倒の程度，そして，断層の姿勢に支配され，ヒンジが深いほど高くなり，また，断層が谷側に急傾斜する場合に最も高くなる．

破碎帯などの弱層がない場合は，曲げトップリングは斜面の山向き小崖を欠き，斜面全体を膨らんだ形状に変形させる．これは，斜面傾斜方向の断面を考えると，変形領域の中央部でヒンジまでの深さが深く，その領域の上端と下端に向かって浅くなるからである．よって高い山向き小崖は断層破碎帯等弱層の存在を示すマーカーといえる．曲げトップリングの生じた斜面の山頂部には，破碎帯の有無にかかわらず，山上凹地が形成される．

曲げ転倒した岩盤は，開口割れ目に富むため高透水性で，地下水を滞留させにくい，山向き小崖の原因になるような断層破碎帯が含まれる場合には，それと曲げトップリングのヒンジ面との双方で遮水構造を形成し，クリープ岩盤内に地下水を貯留する．このような水文地質構造は，豪雨や地震時の崩壊の素因となると考えられる．

以上