節理性岩盤表層部にみられるトップリングの性質とその意義

千木良雅弘*

Characteristics of the Toppling at the Surface Part of Jointed Rock Slope

Masahiro CHIGIRA

Abstract

Toppling phenomena were observed along the cut of forestry road where rhyolitic welded tuff of the Nohi rhyolitic rocks is distributed. The rock mass of the welded tuff is separated into platy segments at the site by joints that strike parallel with the slope surface and dip 80° to 90°. The joints decrease in their number and the rocks near joints change in their texture with increasing vertical distance from the slope surface. These facts show that the joints have developed by weathering action from the slope surface.

The toppling phenomena are inferred to have developed through the following process. Firstly the development of joints separated the rock mass into platy segments with narrow width, and decreases the strength of segments against bending and buckling. Secondly segments began to topple when they are buckled mainly by their own weight or bended by the force exerted by adjacent segments.

1. はじめに

岩盤が重力によって長期間にわたり様々に変形することは、古くから知られており^{1)~4)}, rock creep, hillside creep 等の名称で呼ばれている。

Ashby⁵⁾は、1971年に、これらの現象の中で、不連続性岩盤が斜面下方へ回転して倒れかかる現象を特殊なものであるとしてトップリング (toppling) の名称を与え

た。De Freitas and Watters⁶⁾は、野外において、岩盤の転倒構造**の例を示し、Ashbyの示したトップリングの結果であると考えた。その後、斜面下部の掘削によって実際にトップリングが進行する事例がいくつか紹介されている^{7)~10)}。

こうした事例の発見によって、トップリングはマスマーブメントの1つの様式として分類されるようになった¹¹⁾ (表-1)。

表-1 マスマーブメントの分類 (Varnes¹¹⁾ による)

TYPE OF MOVEMENT			TYPE OF MATERIAL		
			BEDROCK	ENGINEERING SOILS	
				Predominantly coarse	Predominantly fine
FALLS			Rock fall	Debris fall	Earth fall
TOPPLES			Rock topple	Debris topple	Earth topple
SLIDES	ROTATIONAL	FEW UNITS	Rock slump	Debris slump	Earth slump
	TRANSLATIONAL	-----	Rock block slide	Debris block slide	Earth block slide
		MANY UNITS	Rock slide	Debris slide	Earth slide
LATERAL SPREADS			Rock spread	Debris spread	Earth spread
FLOWS			Rock flow (deep creep)	Debris flow (soil creep)	Earth flow
COMPLEX			Combination of two or more principal types of movement		

* 電力中央研究所 土木技術研究所 地質部

** 岩盤が斜面表層部で斜面下方に倒れかかっているように見える構造

自然の事象の研究とともに、一方では、ベースフリクションモデル^{5),12),13)}, および、数値解析^{5),14),15)}による安定解析の研究も進められている。

しかしながら、自然におけるトップリングの研究には、上記の数例があるのみであり、また、それらにおいては、トップリングした岩盤の内部構造、特にその下底部についての記載もほとんどなされていない。したがって、今まで示されている岩盤の転倒構造は、非構造性のトップリングの結果であるかどうか、地質学的には必ずしも立証されているとはいいがたいと考えられる。さらに、トップリングは、卓越した不連続面が山体の山側に急傾斜している場合に発生すると一般に言われているが、その不連続面の卓越度について、トップリングとの関連で定量的になされた考察はほとんどない。

トップリングの地質工学的意義については本論文第5章でふれるが、斜面崩壊などの災害との関係が指摘されており、この現象は地形、地質によっては重要な意義をもつものと考えられる。本論では、高角度な節理の発達する流紋岩質溶結凝灰岩分布地において、岩盤の転倒構造を記載し、それがトップリングによって形成したものであることを明らかにし、節理の発達およびトップリングの発達について考察する。こうした観察記載考察をし

ておくことは地質工学的にも意義があるものとする。

2. 地質概説

中部地方には、白亜紀に噴出した濃飛流紋岩類が広く分布している¹⁶⁾。調査地は、その分布域の中央部、岐阜県益田郡小坂町、小坂川支流の白谷上流部の林道沿いである(図-1)。以下に調査地の地形と地質について述べる。

調査地付近の地形は急峻であり、斜面は 45° 前後の傾斜をなす。斜面は、標高約1,200mに遷急線をもち、これより上方では約 40° 、下方では約 45° で西に傾斜している。この遷急線沿いに林道が南北に新しく建設されたため、林道沿いに新しい露頭があらわれた。そして、林道沿いの2か所の露頭で、岩盤の転倒構造が発見された。転倒構造のみられる露頭を中心にして、この林道沿いの約300mの区間を精査した(図-2)。

図-1 調査位置図

図-2 ルートマップ

図-3 節理面の極のシュミット網投影, 下半球

調査ルート周辺には、流紋岩質溶結凝灰岩および局所的に崖錐堆積物が分布する。流紋岩質溶結凝灰岩は、灰白色で、石英、長石の数 mm 以下の斑晶とガラス、および少量の岩片（砂岩、泥質岩、チャート）からなる。石英の斑晶は、たいいていの場合、角がとれて丸味をおびた形状をなす。ガラスは、脱ガラス化作用を受けて微細な鉱物の集合となっている。また、ガラスは、しばしばうすく伸びたレンズ状をなす。レンズの伸びの方向はほぼ水平に近い。

調査地の溶結凝灰岩には節理が発達している。調査ルート沿いでの節理を定量的に評価するために、調査ルートに、約 50m 間隔で長さ 10m の測定区間を 7 つ設けた（図-2 の I ~ VII）。そして、各測定区間において、路面から 1m の高さに測線を設け、この測線とまじわり、かつ長さ 50cm 以上の節理の走向傾斜をすべて測定した。調査地に発達する節理には高角度なものが多いので、この手法でおおまかな節理の方向性をとらえるものと考えられる。

その結果は 図-3 に示すとおりであり、明らかに 2 つの節理系が優勢であることが認められる；1 つは南北方向、もう 1 つは東北東 - 西南西方向の走向をもち、いずれも $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$ と急傾斜である。2 つの節理系のうちでは、南北方向のものが優勢であり、この節理の走向は、斜面の等高線の方とほぼ一致している。

露頭で認められる節理のほとんどは、表面が褐色となっている。また、調査ルート南部（図-2 の区間 VII 付近）では、節理面に白色鉱物（ローモンタイト、石英、カルサイト）が付着している。ルート北部ではこれらの鉱物は認められない。なお、これらの節理の成因——冷却節理なのか、広域応力場によって生成した張力節理またはせん断節理なのか——は現在のところ明らかでない。

岩盤の転倒構造は 2 か所で発見された（図-2 の A、B）。いずれの露頭も、林道が小さな尾根を横切る位置にある。転倒構造の幅と高さは、A 露頭で幅 15m、高さ 10m 以上、B 露頭で幅 40m、高さ 20m 以上である。これらの内部構造はほとんど同じである。ただし、B 露頭においては、転倒した部分の岩盤が側方へ崖錐堆積物にうつりかわっているのが認められる。本論では、内部構造の良く観察される A 露頭についてのべる。

3. 転倒構造の記載（A 露頭）

A 露頭においては、以下の理由により、節理の状態および地形を、東西方向の断面によって 2 次元的に観察することが可能である。すなわち、2. で述べた調査結果によれば、A 露頭に存在する節理は集中度が良く（図-3 の IV）、測定結果では 80% が南北性のものである。また、転倒した部分でも節理の走向は地山のものとほとんど同じである。地形的には、本露頭は西傾斜の小さな尾根部

図-4 A露頭の東西断面図，点線は推定を示す

に位置している。

以下に示す 図-4, 5, 写真-I A は，いずれも，この露頭を真北から見たものである。特に 図-5 は，100m

離れた位置（図-2 の黒丸）から焦点距離 400mm の望遠レンズを用いて撮影した写真をもとにして描き，露頭において修正加筆したものである。図-4 は A 露頭の東西断面の大まかなスケッチである。

ここでは，斜面上部は約 40° の傾斜，下部は約 45° の傾斜となっており，両者の境にやや平坦な部分が存在する。この約 45° の傾斜の部分の斜面が掘削され，約 60° の傾斜で高さ 10m の法面と道路が建設された。露頭には転倒構造の一部しか露出していないので，全体像は不明であるが，露頭から推定した結果を 図-4 に点線で示してある。

断面図に示したように，山体下部には地山の岩盤が存在し，その上の表層部の，谷側にむけてとがったくさび形の部分が，谷の方へ折れまがったような形状をなす。両者を各々“地山部”“転倒部”と呼び，その境を“折れまがり部”と呼ぶこととする。なお，これらの部分を横断して褐色変質部が存在する。以下に，地山部，折れまがり部，転倒部，褐色変質部の順に 図-5 に沿って記載

図-5 A露頭の東西断面のスケッチ

A

C

B

写真-I A: A露頭の遠望. 北から南を見る
 B: 折れまがり部における岩盤の破壊
 C: A露頭の近接写真. 地山部から弱転倒部, 転倒部主部への移りかわりが良く見える

する。

3.1 地 山 部

地山の岩盤は、後に述べるように部分的に変質し褐色軟質化しているが、大部分では新鮮で堅硬である。この岩盤中に幅 20 cm のガウジを伴う断層が存在するが、それは、 $N72^{\circ}E$ の走向で $76^{\circ}S$ に傾斜しており、斜面とは大きく斜交している。岩盤には、南北の走向を有し、東または西に $80^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 傾斜する節理が数 cm ～ 数 10 cm 間隔で入っている。この節理に高角度で交わる節理は、

図-5, 写真-I に示すように、顕著ではない。節理密度については 4 節で述べる。

3.2 折れまがり部

地山部とその上位の転倒部とは、数 10 cm ～ 1 m の凹凸を伴うが大きくみると平面的な境を有する。境界の面は大まかには谷側へ約 25° で傾斜している。

地山部と転倒部との境で節理面の傾斜は急変する；下位の地山部では $80^{\circ}\sim 90^{\circ}$ の傾斜であるのに対して、上位の転倒部では大部分で $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 、後述する弱転倒部

写真-II 節理面の末端消滅部の組織

A: 切断面

B: 軟X線写真

C: 軟X線写真のスケッチ

図-6 トップリングに伴う節理面の傾斜の変化。AA', BB', CC' の測線はもともと連続していたと考えられる節理沿いに設定した (図-5 参照)

白ぬきは地山部, 半つぶしは弱転倒部, 黒つぶしは転倒部主部。

で $60 \sim 70^\circ$ となっている (図-5, 6)。つまり, この境界部は, 岩盤の“折れまがり部”である。

折れまがり部では, 高角な節理面によって分離され板

図-7 岩盤の折れまがり部。

図-5 の C-C' 測線の西側。

状となった岩盤が実際に谷側へ折れまがり, 破壊している様子が観察される (図-7, 写真-I B)。折れまがり部には節理にほぼ直交するきれつが存在し, 1つの板状岩盤に注目するとその開口度はまげの外側で広く, 内側でせまい。これらのきれつは不規則にうねりながら隣り合う岩盤に連続している。きれつは, 断面的にはぎざぎざした形状をなし, 周辺にみられる節理のようになめらかではない。以上のことから, きれつは岩盤のまげに伴う引張きれつであることがわかる。折れまがり部はこれらのきれつの集合したゾーンである。

折れまがり部では, 上の岩盤は下の岩盤に対して回転しているが, 両者の境の面に沿う方向にはほとんどずれていない。ただし, 折れまがり部より上の板状岩盤は回転しているために互いにせん断変位を生じている。

3.3 転倒部

転倒部は, 節理面の傾斜によって山体表層側の主部と, 山体内側の弱転倒部とに分けられる (図-5)。前述のように地山部と転倒部との境の折れまがり部は数 $10 \text{ cm} \sim 1 \text{ m}$ の幅でゆるく波うつが, 露頭では弱転倒部は, この“波”の凹部に位置している。ただし, 露頭よりも

もっと山体内部寄りでは、弱転倒部はもっと広く存在しているものと考えられる(図-4)。弱転倒部は、その上限に再び小さな折れまがり部を持ち、上部の主部へとうつり変わっている。

弱転倒部では、節理面の傾斜は $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ で地山のものに近い。節理密度は、転倒部主部と同様に、地山のものと比べて大きくなっている。マクロな空隙は少なく、岩片化は転倒部主部ほど進んでいない。

転倒部主部の岩盤は、細長い岩片状になっている。岩片相互の間には5cmにもおよぶすきまが存在する。これらの板状の岩片が積み木状に重なって転倒部主部をなしている(写真-IC)。岩片の長辺は、もともと卓越していた節理面であり、この面の傾斜はかなり一定しており、 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ である(局部的に約 10°)。ただし、もっと地表近くでは、より低角となっている可能性もある。

このように転倒部は全体的に大きな空隙を多くもつが、岩片自体は次に述べる変質部をのぞいてかなり新鮮堅硬である。

3.4 褐色変質部

図-5に示すように、本露頭には、強く変質し褐色となった部分が、幅約2mで、地山部から転倒部まで連続して存在する。変質部は、地山部ではやや軟質であるが岩石としての組織を保っているのに対して、転倒部ではほとんど粘土～砂状となっている。構成鉱物は、X線分析の結果、両者ともに、石英、イライトであり、新鮮な岩石から長石とカオリナイトが欠除した組成となっている(地山部ではわずかに長石が残存している)。この変質部が風化によるのか熱水変質によるのかについては今後の検討を必要とする。

この変質部は周囲の岩盤とともに折れまがった形をなすので、もともとこの部分には周囲よりも変質した部分が存在し、周囲の岩盤とともに折れまがったものと推定される。そして、転倒部では地山におけるよりも激しく乱されたために、より一層変質が進んだものと考えられる。

さらに、変質部と周辺岩盤とが一体となって折れまがった形をなすことと、変質部が全体に占める割合は小さいことから、この変質部は転倒構造形成に本質的な役割りを果たしていないものと考えられる。

4. 調査地の節理の特徴

以上に述べてきた転倒構造の形成には、節理が本質的に重要な役割を果たしている。節理密度が小さく、節理間隔が非常に大きければ、このような転倒構造は生じにくいものと考えられる。そこで、ここでは、A露頭および転倒構造のみられない露頭(図-2のV区間)におい

て、節理密度と節理間隔と節理面沿いの岩石の組織とについて検討する。

4.1 節理密度

まずV区間の節理密度について述べる。図-8は、区間Vの露頭を真南から見たものである。ここでは、南北の走向を有し西に $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 傾斜する節理が卓越し、これにはほぼ直交する節理も存在する。後者の節理はこの断面図(図-8)にはほとんど現れない。

図-8 V区間における節理のスケッチと測線、東西断面。測線番号は図-12と対応する。

図-8からは、地表付近で節理密度が高く、それから遠ざかって深くなると節理密度が減少する傾向が認められる。

そこで、地表面に平行な測線(傾斜 32° 、長さ5mまたは3m)を鉛直方向間隔1m毎にもうけ、これと交わる節理の数を計数した。ただし、ここで考慮したのは露頭で肉眼的に認められるもののみである。

その結果は図-9に示すとおりであり、節理密度(本/m)は深度とほぼ線型関係にあり、深度増加とともに単調に減少することが明らかとなった; 深さ2mと3mとではほぼ10本/mであり、7mでは4本/mとなってい

図-9 深度と節理密度との関係。黒つぶしは実測値，白ぬきは卓越節理面の法線方向の密度を示す（本文参照）。A露頭では深度の基準点は折れまがり部にとってある。V区間では基準点は地表面

る。ただし、この線型関係はもっと深くなるとくずれて節理密度は一定値に近づくものと考えられる。

A露頭においても同様に、図-10 に示すように、東西断面において折れまがり部にほぼ平行に測線を設け（傾斜 27° ，長さ約 4m），節理密度を計数算出したところ、前記のV区間の場合と同様な傾向を示すことが明らかとなった*（図-9）。ここでは、折れまがり部直下で約 10 本/m，転倒部主部の下部で約 18 本/m の節理密度となるので、節理密度が 10～18 本/m 付近で折れまがりが生じていることとなる。

* 図-5 と 10 とにおいて断層に近い部分で節理密度が高くなっている。これは断層の存在の影響を受けていると考えられるので、この部分は密度の計数から除外した。

図-10 A露頭における測線

ここで述べた節理密度は、緒方¹⁷⁾が述べているように、測線と節理の交わり方によって変化するが、節理の方向がほぼ一定しているので、測線を互いに平行ととれば、測線のとり方によらず、節理密度が深さ方向に減少していることはたしかである。

他のデータと比較する場合には、節理密度を測線のとり方に依存しないパラメータで表わす必要がある。そこで、緒方に従って節理の卓越方向と直交する測線における節理密度を算出して 図-9 に示した**。この換算によれば、折れまがり部付近の節理密度は 12～20 本/m となる。

4.2 節理間隔

上述のように節理密度は地表に近くなるほど大きくなっている。それでは、節理間隔、つまり節理にはさまれた板状の岩盤の厚さは深さとともにどのように変化しているであろうか。

V区間の露頭において、4.1 で用いた測線を使って節理間隔について検討してみることにする。

ここでは、節理は大まかには 77° 西に傾斜しているとみなせるが、最も底角な部分では 65° ，最も高角な部分では 90° である。また、ごく少ないが東に 80° 傾斜している部分も存在する。これらの節理がうねりながら断続しているので、測線と節理面との交点から直接節理間

** 節理面の法線と測線とのなす角を θ とすれば、測線上の節理密度を N として、求める値は $N/\cos\theta$ として与えられる。ここで、節理の卓越方向をA露頭では南北の走向で鉛直，V区間では南北の走向で西に 77° 傾斜とすると，A で $\theta=45^\circ$ ，V で $\theta=27^\circ$ となる。

隔を算出するのはむずかしい。

そこで、便宜的ではあるが節理間隔を統一して計測するために、以下のような手法をもちいた。

測線と、2つの互いに斜交する節理とが交わる場合、図-11に示すように、測線と2つの節理との交点を各々

図-11 節理間隔の測定方法 (本文参照)

AB とし、AとBにおける節理の接線をひき、その交点をOとする。そして、 $\angle AOB$ の2等分線とABとの交点をHとし、Hをとる二等辺三角形 $OA'HB'$ をつくる。 $A'B'$ の長さをこれら2つの節理の間隔とする。ただし、2つの接線が平行な場合には、真の間隔が直接得られる。

このようにして測定した節理間隔の分布を図-12に示す。図に示されるように、浅い部分では(2~5m) 節理間隔 5~10cm にピークが存在するが、深度の増加につれてこの頻度は減少し、幅の広い部分の頻度が増加する。7mの深さでは、10~15cm と 20~25cm の2つのピークが存在する。

節理間隔の平均値を深度に対してプロットすると、図-13のようになり、間隔が深度とともに増大していることがわかる。

測定した節理がお互いに平行であれば、節理間隔(m)

図-12 各測線における節理間隔の分布図。V区間。数字は図-8の測線番号に対応する。1: 2m, 2: 3m, 3: 4m, 4: 5m, 5: 6m, 6: 7m

は、4.1で求めた、節理の法線方向の節理密度(本/m)と逆数の関係にあるはずである¹⁷⁾。ここで求めた節理間隔の平均値の逆数を計算して、上記節理密度と比較すると、両者はかなり良く一致し、その差はいずれも1本/m以下である。このことは、節理の平行性がかなり良いことを示すと考えられる。

以上の結果と、4.1の節理密度とを合わせて考えると、節理は深部から浅部に向けて一層発達しており、節理による岩盤の板状化も浅部ほど進行していることがわかる。

A露頭においては、節理間隔については詳しく検討していないが、4.1に述べたように節理数が浅部に向けて増加しているので、ここに述べたと同様な節理の発達がおこっているものと考えられる。また、4.1で述べた節理密度の逆数を計算した結果によれば、折れまがりは、

図-13 節理間隔の平均値と深度。バーは標準偏差を示す。

5~8 cm の節理間隔の部分で生じていることになる。

4.3 節理の末端消滅部

4.1 と 4.2 とにおいて、露頭で肉眼的に認められる節理の密度と間隔について考察したが、これらの節理、とくにその末端消滅部はどのようになっているのであるか。

露頭において肉眼的に認められる節理の末端消滅部を含む岩石試料を実験室に持ち帰り、パラフィンで固め、切断し、切断面を観察するとともに、軟X線写真を撮影して微細構造を調べた。

写真-II に、露頭において節理が消滅しているように見える部分の、切断面、軟X線写真およびそのスケッチを示す。

切断面の観察から、露頭で節理の認められる部分は、岩石がやや風化して褐色を呈す部分に対応し、露頭で節理の認められない部分は、岩石が新鮮で灰白を呈す部分に対応するとともにここにも節理が潜在的に存在することがわかる。また、この試料を節理面に沿って分離すると、風化部の節理沿いには分離しやすくその面は褐色であること、新鮮な部分の潜在的節理沿いには分離しにくくその面は岩石内部と同じ灰色を呈すことがわかる。

軟X線写真の観察からは興味深いことがわかる。すなわち、新鮮な部分では、潜在的節理面はシャープで長く連続するほとんど単一の面から成るのに対して、風化部では、この単一の面の連続性がやや不鮮明になり、その周辺に互いにはほぼ平行な短い（大体数 mm 以下）微小な面が 1~2 mm の範囲に集合していることがわかる。両

者は、一つの試料内で移り変わっている。

従って、もともと新鮮であったときには単一のシャープな面であった潜在的節理面の周囲に、風化によって、微細な破断面が集合したものと推定される。これらの微細な破断面は、節理面に付随する Randkluft zone⁽¹⁸⁾（フリンジゾーン）のものである可能性があり、顕微鏡的には、新鮮な部分にも存在する可能性がある。

微細な破断面が集合すると、その部分が一層弱くなり、それ沿いに水も通りやすくなるために、物理的、化学的風化は一層促進されると考えられる。

こうしたプロセスによって、潜在していた節理が地表部で顕在化すると考えられるが、露頭で認められる節理がすべて消滅部よりも先に潜在的に連続するものであるかどうかは明らかではない。また、同様に、露頭で認められる節理が、すべて、もともとそこに潜在していた節理の顕在化したものであるかどうか、現在のところ明らかではない。

しかしながら、4.1 で述べたように節理密度および節理間隔は地表からの深度に対応することから、もともと潜在的に存在していた節理が、地表からの風化を受けて顕在化したものと考えられる。

5. 考 察

5.1 転倒構造の形成と発達

2~4 節において記載した岩盤の転倒構造は、以下の理由により、斜面表層部で形成されたと推定される。第 1 に、岩盤の折れまがり部における破壊部は開口きれつとなっており、開口の割合は、まげの外側で大きく、内側で小さい。第 2 に、転倒部の岩盤は岩片化しており、岩片相互の間には 5 cm にもおよぶ空隙が存在するのに対して、地山部の岩盤には顕著な空隙がない。

さらに、岩盤の転倒構造は表層部にかぎられ、かつ、斜面下方へ倒れかかるような形態であること、転倒部での変形様式はこの付近の地山では見られないこと、および、転倒構造は尾根部に存在し水平側方に長く続かないこと、により、この転倒構造はテクトニックなしゅう曲ではなく、主に重力によって岩盤が斜面下方へ倒れかかるように移動した結果、すなわちマスマーブメントのトップリングの結果であることが明らかとなる。

岩盤が斜面下方に向けてトップリングする場合、岩盤が高角度な節理によって板状化することが不可欠であると考えられる。本論では、露頭で肉眼的に認められる節理は、深部から浅部に向けてその数を増し、節理によって分離された岩盤の板状体はその幅を減少することが明らかにされた。これらの関係は、もともと節理を内在し

ている岩盤が、地表部から風化（物理的および化学的）を受けて節理が顕在化したために生じたと考えられる。

このように、地表部で、顕在化した節理が増加し、岩盤は板状化してゆくものと考えられる。そして、板状化が進むほど、すなわち、岩盤の板状体の幅が狭くなるほど、板状体の座屈強度および曲げ強度は低下してゆくであろう。

岩盤のトップリングは、岩盤の板状体が自重によって座屈をおこすことと、隣り合う板状体から受ける（または地震による）横方向の力によって曲がることにより破壊し、その発達を開始するものと考えられる。

従って、他の地形等の条件が同一であれば、岩盤の板状体の幅が狭いほど、岩盤は折れまがりやすく、容易にトップリングをおこすことが期待される。

従来、砂岩頁岩の互層や結晶片岩において岩盤の転倒構造が多く報告されている（たとえば De Freitas and Watters⁶⁾）。これらの岩石は、もともと細かい間隔の“節理”を内在しているので、容易に板状化しやすい。そのためにトップリングを生じやすいものと考えられる。

転倒構造の地山部との境の折れまがり部に注目すると、ここに報告した例では、岩石は破壊を伴ってまがっている。従って、長期にわたるトップリングを考える場合には、従来よく行なわれているような、岩盤を剛体ブロックでおきかえる手法には、問題があり、破壊強度を考慮する必要があると考えられる。

岩盤の転倒部に注目すると、本論では、この部分は主部と下部の弱転倒部とに分けられた。弱転倒部では主部に比べて転倒の度合と岩片化の度合とが小さいことから、弱転倒部は、地山部から転倒部主部への発達段階を示すものと考えられる。すなわち、転倒構造は、こうした弱転倒部ができることにより、徐々にその範囲を拡大し、発達してゆくものと考えられる。

この場合、注目すべきは、弱転倒部は転倒部主部に漸移しておらず、両者は小さな折れまがり部によって境されていることである。すなわち、この場合の岩盤の転倒構造は、空間的にある間隔をおいておこる折れまがりのつかさねによって拡大していくものと考えられる。

本論では、転倒構造を、鉛直方向にほぼ完全に観察することができたが、その斜面上部と下部とにおいては観察できなかった。トップリングの発生、発達を理解するためには、これらの部分における情報を得て全体像を把握するとともに岩片の形態や集合状態について細かく検討することが必要であると考えられる。その際、トップリングの様式は種々の岩石によって異なると考えられるので、種々の岩石分布域においてケーススタディとして

行なうことが必要である。

5.2 トップリングの速度および災害へのつながり

本論で述べた転倒構造は、林道建設後も安定しており、また、内部構造も良く残していることから、徐々に徐々に長い時間をかけて形成したものと考えられる。トップリングの速度については未だに不明な点が多く、急激なものから非常に遅いものまでである。以下にトップリングの速度およびそれがひきおこす災害について考察する。

今までに、実際にトップリングが発生した例は、Bukovansky 他⁷⁾、Heslop⁸⁾、Wyllie⁹⁾、Sijing¹⁰⁾によって報告されている。これらは、いずれも、斜面下部の掘削に伴って発生したものである（Sijing の報告では3例のうち1つ）。

Heslop, Wyllie, Sijing らの報告では、トップリングは比高 100m 以上の大きな斜面に発生したものであり、いずれも数か月から数年にわたり活動を続けた。このうち、Wyllie の示した例では、最初のきれつの発見の後 18 ヶ月以上たって（はっきりしない）大きな崩壊に致っている。

Bukovansky 他は、小規模な転倒構造（高さ 30m、深さ 10~20m）を有する斜面の下部を掘削した結果、山体が乾燥している場合には、直ちに掘削斜面と法肩より上方に開口きれつ等の変状があらわれたと報告している。ただし、内部に地下水が存在する場合には動きは緩まんであると報告している。

岩盤のトップリングが進行した結果巨大崩壊に至った可能性のあるものとしては、1881 年にスイスで発生した Elm の岩石なだれ^{19), 20)}がある。ここでは、山側に約 30° 傾斜したスレートがトップリングをおこし岩石なだれとなって、乾燥状態で流動し、Elm の町をおおいつくした。

以上のように、岩盤斜面のトップリングは崩壊につながった場合には、内部の岩盤の岩片化が進んでいるために、岩石なだれに移行し災害をひきおこすことも多いと考えられる。また、岩石なだれに移行しない場合でも、岩盤のトップリングは、小規模な崩壊や岩屑の形成に大きな役割をはたしているものと考えられる。本論で述べた転倒構造を有する岩盤もやがて崩壊してゆくものであるが、それに到るまでにどのような経過をたどるかは今のところ予測できない状態である。

今後は、前述したように種々の地形的、地質的条件の場所において、トップリングの結果の転倒構造の研究を進めるとともに、現在進行中のトップリングのモニタリングを行なってゆき、水や地震との関係について考慮してゆく必要があると考えられる。

また、岩盤のトップリングには、結果として転倒構造が残存することなく、比較的短時間に崩壊してしまうものも多いと考えられるので注意が必要であろう。なお、こうした自然の事例の研究は、安定解析の手法の研究と歩調を合わせて進める必要があると考える。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、当所地質部緒方正虔、堀義直両氏には多くの助言を受けた。当所地質部金折裕司他各氏および地盤耐震部石田毅氏には有益に御討論をいただいた。ここに記してこれらの方々に謝意を表す。

参 考 文 献

- 1) HOLLINGWORTH, S. E., TAYLOR, J. H. and KELLAWAY G. A. (1944): Large-scale superficial structures in the Northampton ironstone field, Quart. Jour. Geol. Soc. London, Vol. 100, pp. 1-44.
- 2) NORTON, J. J. and REDDEN, J. A. (1960): Structure associated with rock creep in the black-hills, South Dakota, Bull. Geol. Soc. America, Vol. 71, pp. 1109-1112.
- 3) ZISCHINSKY, U. (1966): On the deformation of high slopes, Proc. 1st Cong. ISRM, (Lisbon), Vol. 2, pp. 179-185.
- 4) BILLINGS, M. P. (1972): Structural geology, Prentice-Hall Inc.
- 5) ASHBY, J. (1971): Sliding and toppling modes of failure in models and jointed rock slopes, M. Sci. Thesis, London Univ., Imperial College.
- 6) DE FREITAS, M. S. and WATTERS, R. J. (1973): Some field examples of toppling failure, Geotechnique, Vol. 23, No. 4, pp. 495-513.
- 7) BUKOVANSKY, M., RODRIGUEZ, M. A. and CEDRUN, G. (1974): Three rock slides in stratified and jointed rocks, Proc. 3rd Cong. ISRM, (Denver), Vol. 2B, pp. 854-858.
- 8) HESLOP, F. G. (1974): Failure by overturning in ground adjacent to cave mining, Havelock Mine, Swaziland, Proc. 3rd Cong. ISRM, (Denver), Vol. 2B, pp. 1085-1089.
- 9) WYLLIE, D. C. (1980): Topping of rock slope failures—examples of analysis and stabilization, Rock Mechanics, Vol. 13, pp. 89-98.
- 10) SIJING, W. (1981): On the mechanism and process of slope deformation in an open pit mine, Rock Mechanics, Vol. 13, pp. 145-156.
- 11) VARNES, D. J. (1978): Slope movement types and processes, landslides analysis and control, T. R. B., Spec. Rep., No. 176, pp. 11-33.
- 12) GOODMAN, R. E. (1975): Method of geological engineering in discontinuous rocks, West Publ. Co., St. Paul, Minn.
- 13) GOODMAN, R. E. (1973): Geological factors influencing slope stability, Proc. 2nd Intern. Conf. on Stability in Open Pit Mines (AIME).
- 14) CUNDALL, P. (1971): A computer model for simulating progressive, large scale movements in blocky rock system, Proc. Intern. Symp. on Rock Fractures, Nancy, France, paper II-8.
- 15) GOODMAN, R. E. and BRAY, J. W. (1976): Toppling of rock slopes, Proc. Speciality Conf. on Rock Engineering for Foundations and Slopes, Boulder, Colorado, A.S.C.E., Vol. 2, pp. 201-234.
- 16) 山田直利, 河田清雄, 諸橋毅 (1971): 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩, 地球科学, Vol. 25, pp. 52-88.
- 17) 緒方正虔 (1978): 硬質岩盤における節理分布の数量モデル化およびその適用に関する考察, 応用地質, Vol. 19, No. 1, pp. 12-20.
- 18) BANKWITZ, P. (1966): Über Kluft II. Die Bildung der Kluftfläche eine Systematic ihrer Strukturen, Geologie, Vol. 51, pp. 896-941.
- 19) HEIM, A. (1932): Bergsturz und Menschenleben, Fretz und Wasmuth, Zurich.
- 20) HSÜ, K. J. (1978): Albert HEIM: Observations on landslides and relevance to modern interpretations, in B. VOIGHT ed. Rockslides and Avalanches, 1, Natural Phenomena, Elsevier, pp. 71-93.

(昭和 58 年 1 月 14 日受理)