# 北海道日高地方の礫岩地域と凝灰質泥岩地域における 表層崩壊地周辺の地中水の挙動

Subsurface-Water Flow around Shallow Landslides on Conglomerate and Tuffaceous Mudstone Areas in Hidaka Region, Hokkaido, Japan

田﨑 俊介\*·八反地 剛\*\*·若月 強\*\*\*·松倉 公憲\*\*

# Shunsuke TAZAKI<sup>\*</sup>, Tsuyoshi HATTANJI<sup>\*\*</sup>, Tsuyoshi WAKATSUKI<sup>\*\*\*</sup> and Yukinori MATSUKURA<sup>\*\*</sup>

# Ι はじめに

斜面崩壊は、日本のような温暖湿潤気候の地域 における、山地や丘陵地の主要な地形形成プロセ スである、斜面崩壊とは、斜面上にある風化物質 (斜面物質)が安定を失って突発的に崩壊する現 象である(井口, 1981).斜面地盤を破壊移動さ せようとする力 ( $F_D$ )に対して抵抗しようとす る力 ( $F_R$ )の比、すなわち $F_R/F_D$ =S.F(安全率) は種々の要因により、時間とともに振動的・段階 的・漸変的に低下し、その値が1より小さくなっ たとき崩壊が発生する(羽田野, 1981).

安全率低下の要因のひとつは,斜面土層中の地 中水の挙動である.豪雨時に発生する表層崩壊 は,風化土層中の間隙水圧が増加することで,安 全率が低下して発生するといわれている.土層の 厚さや基盤岩の透水性,土層の貯水留量の違いが 異なる斜面では,飽和側方流の発生など地中水 の挙動に差が生じ,崩壊発生数(崩壊密度)や 規模に大きな違いが生じることが知られている (恩田, 1989;松四・松倉, 2004; Matsushi *et al.*, 2006). 例えば, 千葉県の鹿野山では, 基盤岩の 透水性の小さい泥岩地域の崩壊密度は大きく, 透 水性の高い砂岩地域の崩壊密度は小さかった(松 四・松倉, 2004). これらの研究に示されている ように, 風化土層中の地中水の挙動が斜面崩壊の 発生やその密度や規模に大きく関与している. し かし, このような斜面崩壊の地質条件と崩壊の発 生条件につながる地中水挙動の関係を解明した事 例研究はあまり多くない.

北海道日高地方では 2003 年 8 月 9 日から 10 日 未明にかけて 1 時間降水量 50 mm,総降水量 400 mm 以上という過去数十年の最大降水量を上回る 豪雨を記録し,多数の斜面崩壊が発生した.こ れまで,2003 年の日高地方の斜面災害に関して 様々な調査が行われてきたが(石丸ほか,2003; 若月ほか,2007),土層中の地中水の挙動に着目 した研究は行われていないようである.特に,新 冠町字東川の元神部川右岸の山地でも表層崩壊が 多発したが,その発生数は地質ごとに異なってい た.すなわち,礫岩地域では崩壊発生数が多いの に対し,凝灰質泥岩地域では崩壊発生数が少な

<sup>\*</sup> 筑波大学大学院教育研究科大学院生

<sup>\*\*</sup> 筑波大学大学院生命環境科学研究科

<sup>\*\*\*</sup> 防災科学技術研究所

かった(石丸ほか,2003).この傾向は,砂岩地 域の崩壊密度が小さくて,泥岩地域の崩壊密度が 大きい鹿野山の事例(Matsushi et al.,2006)とは 異なっており,崩壊発生にどのような斜面水文プ ロセスが関与したか興味深い点である.そこで本 研究では,崩壊密度や崩壊規模の異なる礫岩地域 と凝灰質泥岩地域において,テンシオメーターを 用いた観測を行うことで斜面土層中の地中水の挙 動,あるいは地下水面の形成されやすさの違いを 明らかにすることを目的とする.

# Ⅱ 調査地域の地質,地形および崩壊形状

第1図に示すように、本研究での調査対象地域 は、北海道新冠郡新冠町字東川の元神部川右岸に ある中新統元神部層の礫岩地域と凝灰質泥岩地域 である。前述のとおり、礫岩地域は崩壊発生数が 極めて多いのに対し、凝灰質泥岩地域では崩壊発 生数が少ない(石丸ほか、2003). 第1図より両 地域の水系を比較すると、 礫岩地域は樹枝状の水 系形状であり水系密度が大きい、それに対し、凝 灰質泥岩地域の水系は、直線状の水系形状であり 水系密度は小さい.若月ほか(2007)の調査によ る両地域の崩壊地の平均的な形状は以下のように まとめられている(第1表):(1) 礫岩地域の崩 壊は、幅8~10m、長さ15~29m、深さ0.7~1.2 m であり、斜面勾配は 38~40°であり、崩壊頂部 は斜面上~下部まで様々である;(2)凝灰質泥岩 地域の崩壊は、幅3~5m、長さ3~7m、深さ0.4 ~1.2 m と崩壊の規模は小さく、土層が特に薄く なっている急勾配(45~48°)の斜面下部に発生 していることが多い.

#### Ⅲ 観測斜面の土層構造と透水性

それぞれの地質分布域に観測斜面を設定した. 観測斜面の名称として,礫岩地域のものをC斜面,凝灰質泥岩地域のものをTm斜面と呼ぶ. 両斜面には2003年豪雨による表層崩壊地がある. C 斜面下方の崩壊地は幅約9m,長さ約29m, 深さ約1mであり(第2図),Tm斜面下方の崩 壊地は幅約5m,長さ約7m,約1mである(第 3図).なお,本研究でのC斜面は若月ほか(2007) の調査斜面C2に相当する.

観測斜面の土層構造を調査するために,斜面縦 断測線に沿って斜面調査用簡易貫入試験機(筑 波丸東製,コーンの直径2.5 cm,錘の重量5 kg) によるサウンディングを行った.逢坂ほか(1992) に基づき,Nc値30以上を基盤岩とした.C斜面 の観測点付近では,土層深(鉛直深:以下同様) は100から200 cmとなった(第4図).一方で Tm斜面の観測地点付近では,土層深は120から 230 cm程度であった(第5図).C斜面では土層 深が比較的一定であるが,Tm斜面では土層深が 尾根に近づくほど大きくなる傾向がみられた.

また、両斜面の滑落崖で採取した土層試料に対 して透水試験 (JIS A 1218)を行い、透水係数を 求めた. 試料の採取地点は、第4 図と第5 図に ★で示した. 試料は、C 斜面では深さ 20 cm、35 cm、45 cm、Tm 斜面では深さ 30 cm、50 cm に おいて、100 cc のサンプル管に採取した.第2表 に得られた透水係数を示した.C斜面とTm 斜面 の透水係数を比較すると、C 斜面は深度 45 cm で は透水係数が 3.05 × 10<sup>-3</sup> cm/s であるのに対し、 Tm 斜面は深度 50 cm においては 1.79 × 10<sup>-5</sup> cm/ s とかなり透水係数が小さい.同様にして、どの 深度で比べてみても Tm 斜面よりも C 斜面の方 が、透水係数が大きい.また、Tm 斜面において は深度 30 cm から 50 cm にかけて急激に透水係 数が小さくなっている.

## IV 地中水挙動の観測方法

1. テンシオメーターによる圧力水頭の観測

斜面土層中の地中水の挙動,特に地中水の圧力 水頭を調査するために,C,Tmの2つの斜面に



- 第1図 観測地域
  国土地理院 1/25000 地形図「共栄」および北海道開発庁 1/50000 地質図「静内」を
  元に作成
- 第1表 2003 年豪雨によって発生した崩壊 の特徴(若月ほか,2007,による)

地点名	С	Tm	
岩質	礫岩	凝灰質泥岩	
崩壊の幅 [m]	$8 \sim 10$	$3 \sim 5$	
崩壊の長さ [m]	$15\sim 29$	$3 \sim 7$	
崩壊の深さ [m]	$0.7 \sim 1.2$	$0.4 \sim 1.2$	
斜面勾配[°]	$38 \sim 40$	$45 \sim 48$	

テンシオメーターを設置した. テンシオメーター は、先端のポーラスカップにおいて水の出し入れ が行われることによって、地中水の圧力とテン シオメーター内部の水の圧力が等しく変動する といった構造となっている. テンシオメーター (Irrometer 社製, Irrometer Tensiometer) で検知 された地中水の圧力値は、データロガー(株式会 社ウイジン社製, UIZ3635) により 10 分ごとに 記録した. 観測期間は両斜面とも 2008 年 7 月 6 日から同年10月11日である.

C 斜面の観測地点は, 第4 図に示した C11, C16, C22 の 3 地点である. C の後の数値は斜面 上部の尾根 (C0 点) から斜面下方への斜面長で,



第2図 C斜面の様子



第3図 Tm 斜面の様子



第4図 斜面縦断面形とNc値プロファイル(C斜面)



第5図 斜面縦断面形とNc値プロファイル (Tm 斜面)

第2表 土壌サンプルの透水係数

地点	深度 [cm]	透水係数 [cm/s]
C29(滑落崖)	20	$1.35 \times 10^{-2}$
	35	$1.75 \times 10^{-3}$
	45	$3.05 \times 10^{-3}$
Tm45	30	$2.46 \times 10^{-3}$
	50	$1.79 \times 10^{-5}$

それぞれ 11 m, 16 m, 22 mの地点に相当する. C11 は 2003 年の崩壊地の直上に位置しており, 3 つの地点はいずれも 2003 年以前の崩壊跡地内に 位置する.一方, Tm 斜面においても同様に, 斜 面上部より Tm31, Tm39, Tm45 の 3 点にテン シオメーターを設置した(第5図). テンシオメー ターの先端のポーラスカップの埋設深度は第 3 表 に示した.

第3表 各設置点におけるテンシオメーター埋設深度

観測点	C11	C16	C22	Tm31	Tm39	Tm45
深度 [cm]	90	55	45	30	30	60
		110	90	60	60	
				120	120	

#### 2. 降水量のデータ

調査地域の降水量については、調査地付近の気 象庁のアメダス観測点「新和」で測定された降水 量(mm/h)データを用いた.アメダス観測点は C斜面の北北西,約7.5kmに位置している.

## V 地中水挙動の観測結果

#### 1. 観測期間全体の圧力水頭の変動

C 斜面のそれぞれの調査地点における観測全期 間(2008年7月6日~10月11日)の圧力水頭 を第6回に示した.観測点の中で最も上部にあ る C11 地点では,地下水面の発生(圧力水頭が 0 cmH<sub>2</sub>O)には至っていないものの,他の観測 点と比べ,0~100 cmH<sub>2</sub>Oの比較的高い圧力水頭 を維持した.C16 地点では7月中は深さ55 cm, 110 cmのテンシオメーターが-10 cm H<sub>2</sub>O 程度の 高い圧力水頭を維持した.8月に入り,降水量が 少なくなると,55 cm,110 cm ともに乾燥し始め たが,8月下旬に再び湿潤状態へと戻った.9月 下旬には55 cm は急激に乾燥が進行していること が記録されているが,回収時にテンシオメーター 内部の水が抜けていたことから,正常なデータが 採取できていなかった可能性が考えられる. 2003 年崩壊地直上の C22 地点では、C16 地点と同様に 深さ 45 cm, 90 cm ともに 8 月に入ると乾燥し始 めたが、8 月中旬から下旬にかけて再び湿潤状態 へと戻った. 深さ 90 cm では、7 月中と8 月下旬 に 0 cmH<sub>2</sub>O を越え、地下水面が形成されていた ことが確認できる. また、45 cm と 90 cm のテン シオメーターがほぼ一定の圧力水頭差を維持しな がら推移している.

Tm 斜面のそれぞれの調査地点における観測全



第6図 C斜面における降水量と圧力水頭の推移 (2008年)

第7図 Tm 斜面における降水量と圧力水頭の推移 (2008 年)

期間の圧力水頭を第7図に示した.観測点の中で 最も上部にあるTm31地点は7月中の比較的降 水量の多い期間は,地下水面が形成されてはい ないが,高い圧力水頭を維持し,深さ30 cm,60 cm,120 cmの圧力水頭の値がほぼ等しい値を示 しながら推移した.その後,8月に乾燥し始める と,その挙動には違いが生じ,さらに8月中旬か ら下旬にかけて,深さ30 cm,60 cm,120 cmの 順に湿潤状態へ戻った.滑落崖直上のTm39地点 においては、7月中,深さ120 cmのテンシオメー ターは30 cmH20を超える高い圧力水頭を示して おり,水深30 cm以上の地下水面が形成された ことがわかる.深さ30 cm,60 cmでは圧力水頭 がほぼ等しい値を示しながら推移した.乾燥状態 から湿潤状態へと移る過程においては、30 cm は 急速に湿潤したのに対して,120 cm では顕著な 反応は見られなかった。崩壊地内の Tm45 地点で は,観測全期間のほぼすべてにおいて 0 cmH<sub>2</sub>O を越え,地下水面が形成されていたことが確認で きる。実際に現地で Tm45 地点付近を観察する と,土層が湿った状態であり,パイピングが生じ た跡が確認された。

#### 2. イベントAにおける圧力水頭の変化

2008 年7月22日21時から7月23日21時ま での間に24時間降水量114mm,最大1時間降 水量24.5mmの降雨イベントがあり,以後これ をイベントAと呼ぶことにする. イベントA の期間において,2008年7月23日0時,23日9 時10分,23日18時における圧力水頭の分布は 第8図(C斜面),第9図(Tm斜面)にそれぞ



第8図 イベントAにおける圧力水頭分布の変化 (C斜面)



れ示した. 第8図, 第9図中のψは観測された 圧力水頭の値を示している. C斜面と Tm 斜面の 圧力水頭の分布を比較すると,以下に述べるよう な,地中水の挙動の違いが見られた.

C斜面では、2003年の崩壊における滑落崖直 上のC22地点の深さ90 cmのテンシオメーター はイベントAの期間においては、0 cm H<sub>2</sub>Oを越 えた値を常に示しており、降雨後の23日9時10 分においても、圧力水頭の値の大きな変化は見ら れなかった(第8図).C11やC16地点では、土 層と基盤岩との境界付近の圧力水頭が23日9時 10分に正圧に近づくが、18時にはほぼ0時の状 態へ戻った、以上より、C斜面では、どの観測地 点においても、降雨に伴い基盤岩直上の圧力水頭 が上昇し、正圧となる可能性があるといえる。

一方で、イベント A の期間における Tm 斜面 の圧力水頭の分布は C 斜面とは異なる(第9図). C 斜面における滑落崖直上の C22 地点の 90 cm と同様に、滑落崖直上である Tm 39 地点の 120 cm は常に 0 cm H<sub>2</sub>O を越えた値を示した.また、 崩壊地内の Tm 45 地点の 60 cm も常に 0 cm H<sub>2</sub>O を越えた値を示した.しかし、Tm 39 地点より上 方の Tm 31 地点では、C22 地点より上方の C16 地 点とは異なり、土層と基盤岩の境界付近の圧力水 頭がイベント A の期間中ほとんど上がらなかっ た.このことから、Tm 斜面では、基盤岩直上に おいて圧力水頭が上昇して正圧となるのは、崩壊 地直上から崩壊地内だけであるといえる。

#### Ⅵ 考察

本研究では、実際に斜面崩壊の生じた斜面において、テンシオメーターを用いて地中水挙動の測 定を行った.その結果、C斜面とTm斜面の地中 水の挙動はかなり異なっていた.

C 斜面, Tm 斜面ともに滑落崖直上の土層と基 盤岩の境界付近の圧力水頭が降雨によって高い値 を示している.一般的に, 土層・基盤岩境界の 圧力水頭の増加は地下水位の上昇を示すと考え られており,表層崩壊の誘因となる(例えば, Matsushi *et al.*, 2006).したがって,崩壊地にお ける崩壊前の土層は滑落崖直上の土層とほぼ同じ 厚さ・土層構造であるとみなすと,いずれの斜面 においても崩壊前の土層は降雨によって圧力水頭 が上昇することによって崩壊が発生したと考えら れる.したがって,崩壊発生数の極めて多い礫岩 地域のC斜面の方が同じ降雨に対して,顕著な 地下水位の上昇が見られるはずである.

しかし,実際は、イベントAにおけるCと Tmの地下水位の推移を比較すると、Tmの方が、 地下水位の高い状態が観測されている.しかし、 地下水位が高い状態を示していた場所を比較す ると、C斜面とTm斜面では明瞭な差が確認され た.C斜面は滑落崖直上のC22だけでなく、斜 面上方のC11やC16においても土層と基盤岩境 界付近で圧力水頭の値の増加が見られた.一方、 Tm斜面では圧力水頭が高い値を示したのは、崩 壊地内(Tm45)と滑落崖直上(Tm39)だけで あり、斜面上部のTm31では土層と基盤岩境界付 近での圧力水頭の増加は確認できなかった.これ らの結果から、Tm斜面は斜面下部のみで崩壊が 発生しやすく、C斜面は斜面上部から下部のどこ でも崩壊が発生する可能性があるといえる.

これらを踏まえ、今後は尾根からの距離、崩壊 地の中であるか、あるいは斜面上部であるかとい う場の条件を考慮した上で、両地域の地中水の挙 動を観測していく必要があると考えられる。

また、土層の力学的な側面、例えば、それぞれ の斜面におけるせん断強度の差や、自然含水比状 態と飽和状態での強度の差などを明らかにしてい く必要もある。それらの結果により、降雨から崩 壊に至る水文地形プロセスを解明したい。

## 謝辞

本研究は、科学研究費補助金(基盤研究 B)「地

球温暖化による豪雨の増大に伴う流域地形変化の 研究と防災への応用」(代表:小口 高)の補助を 受けて実施した.

## 文献

- 井口正男(1981):斜面崩壊.町田 貞・井口正 男・貝塚爽平・佐藤 正・榧根 勇・小野有 五編:「地形学辞典」二宮書店, 251.
- 石丸 聡・田近 淳・大津 直・高見雅三
  (2003): 2003 年台風 10 号豪雨による北海
  道日高地方の斜面災害.地すべり,40, 339-340.
- 逢坂興宏・田村 毅・窪田順平・塚本良則
  (1992):花崗岩斜面における土層構造の発達
  過程に関する研究.新砂防,45(3),3-12.
- 恩田裕一(1989): 土層の水貯留機能の水文特性 および崩壊発生の及ぼす影響, 地形, 10,

13-26.

- 羽田野誠一(1981):崩壊.町田ほか編:「地形学 辞典」二宮書店, 576.
- 松四雄騎・松倉公憲(2004): 透水性の異なる砂 岩と泥岩からなる丘陵地における斜面崩壊の 発生機構と発生位置. 地形. 25, 139-159.
- 若月 強・飯田智之・松四雄騎・小暮哲也・佐々 木良宜・松倉公憲(2007):2003年台風10号 による北海道日高地泥岩と礫岩地域に発生し た斜面崩壊の特徴について(2).地形,28, 289.
- Matsushi, Y., Hattanji, T. and Matsukura, Y. (2006): Mechanisms of shallow landslides on soil-mantled hillslopes with permeable and impermeable bedrocks in the Boso Peninsula, Japan. *Geomorphology*, **76**, 92-108.
  - (2009年6月24日受付, 2009年9月2日受理)