

ボーリングコアの RQD による地すべり移動履歴の検証と 破砕進行原因に関する一考察

奥山ボーリング(株) ○安藤翔平, 森屋洋, 高橋明久

1. はじめに

東北地方の地すべりは新第三系堆積岩分布域で多発しているが、特に膨潤性粘土鉱物を含みスレーキングしやすい泥岩や凝灰岩の地すべりの場合、移動地塊は礫混り粘土状や粘土状になっているのが多く見受けられる。これは岩盤地すべりの時系列進化に関して渡¹⁾が述べているように、地すべり変動の回復に伴い破壊・風化を重ねて、移動地塊が細片化しているものと考えられる。しかし、シリカ(SiO₂)に富む硬質泥岩を主たる移動地塊とする秋田県谷地地すべり地では、岩塊状～礫混り粘土状等、様々な形状を呈する移動地塊が方々の切土露頭で見られ、これらの地すべり履歴の違いが推察された。また、谷地地すべり地ではこれまでの研究²⁾により、2万～1万年前以降に繰り返された地すべりの発生と河川による地形変遷過程が明らかになっている。

今回は既往ボーリングコアの RQD データの解析や移動地塊の蛍光 X 線分析等を行い、谷地地すべり地における硬質泥岩の破砕と地すべり履歴の関係や破砕進行要因についての解明を試みた。

2. 谷地地すべり地の概要

谷地地すべり地は秋田県南東部の東成瀬地域にあり、成瀬川の左岸に面している(図-1)。

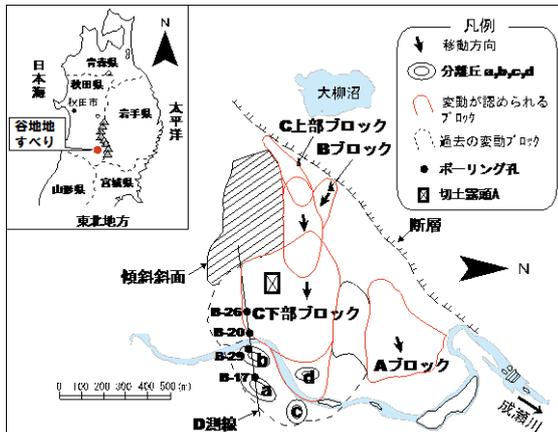


図-1 谷地地すべり地平面図

地すべりの規模は長さ約1.2km、幅約1.0kmで、周囲は面積約18km²にわたって大規模な地すべり地形を呈している。地すべり地はA・B・C上部・C下部の4つのブロックに区分され、地質は新第三系中新統の硬質泥岩である。硬質泥岩には凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・細粒凝灰岩が挟在し、すべり面は軽石質な細粒凝灰岩層中に形成されている(図-2)。

硬質泥岩の走向はNS、傾斜は12° -16° Eで、地すべり斜面は流れ盤をなす。C下部ブロックの末端は成瀬川の右岸に達し、川越え地すべりの形状を示す。C下部ブ

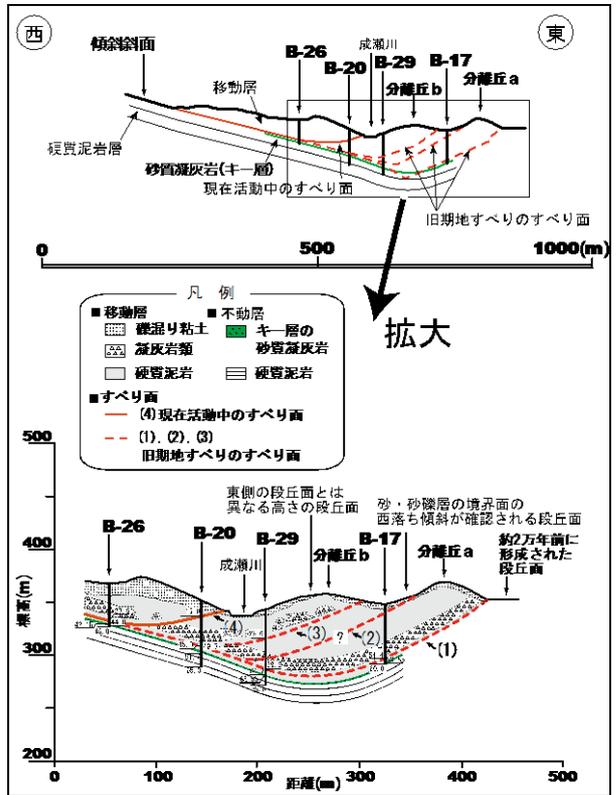


図-2 D 測線断面図³⁾

ックの背後には過去の地すべりで基盤岩が露出した傾斜斜面が400mほど続く。C下部ブロック末端部の成瀬川沿いの段丘面の分布状況や4つの分離丘の存在、河成砂礫の傾斜等から、谷地地すべり地(C下部ブロック)では、初生岩盤地すべりの発生以降現在まで、地すべり発生による河道の突上げと河道の移動・下刻が繰り返されてきたものと考えられる³⁾。

3. 移動地塊と基盤岩の RQD

今回はデータの信頼性が高い平成8年度以降に施工したボーリング孔(29孔)の RQD を整理した(図-3)。なお、本稿では「旧期地すべり」を第四紀更新世～完新世初期の初生岩盤地すべりや再滑動地すべりも含めた古い地すべりとして扱う。

移動地塊の硬質泥岩の RQD は凝灰岩類よりも小さい。移動地塊と基盤岩の RQD の差を見ると、凝灰岩類の19%に対し、硬質泥岩は33%と大きい。これは寺川⁴⁾が述べ

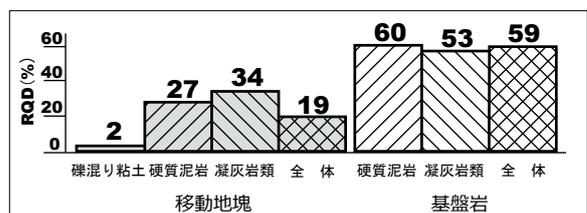


図-3 谷地地すべり地における地質別の RQD

ているように、凝灰岩類の延性度が硬質泥岩より大きいことに起因する。地すべりブロック内における位置・すべり面形状と破碎の関係を検討するため、移動地塊と基盤岩の差が大きい硬質泥岩コアの RQD を20%刻みで4段階に区分した(図-4. a)。

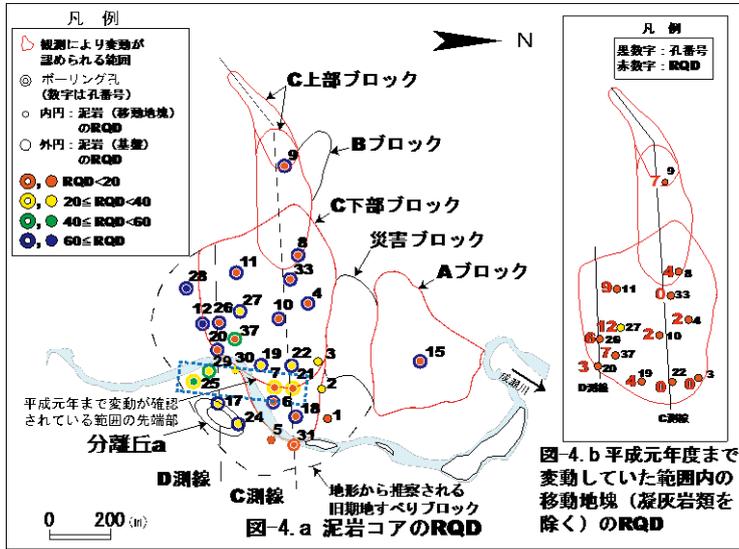


図-4 谷地地すべり地の移動土塊と基盤岩の RQD

基盤岩の RQD については60%以上の孔が多い中で、RQD の小さい孔が四角い破線内に NS 方向に並ぶ。これらはすべり面が逆傾斜する箇所に位置することから、小原・檜垣⁵⁾が述べているようにすべり面形状の変化に伴う圧縮破壊により亀裂の発達やスラストが生じ、移動地塊のみならず基盤岩も破碎されたものと考えられる。

移動地塊に関しては、C 下部ブロック南方の左岸斜面にある旧期地すべりの移動地塊は平坦なすべり面上を移動したもので、その後の変動が小さいため RQD は60%以上と大きい。計器観測で変動が認められる範囲内(赤線のブロック)にある多くの孔の RQD は20%未満であるのに対し、右岸の分離丘 a を形成する旧期地すべりの移動地塊では20%以上である。左岸斜面ではこれまで地すべり変動が継続していることより、移動地塊の破碎が進行している。また、平成元年まで変動が確認されていた移動地塊に限定すると、ほとんどの孔で RQD は10%以下とさらに小さい(図-4. b)。このように地すべりブロック内の位置によって RQD は異なる。これらのことから、谷地地すべり地における移動地塊の破碎程度の差は、すべり面形状や変動履歴の違いを示しているものと推察される。

4. 蛍光 X 線分析結果

谷地地すべり地の移動地塊は著しく細片化して礫混り粘土状になっているものも見られるが、硬質泥岩のシリカ含有量は80%以上であり、乾湿繰り返し吸水率試験やスレーキング試験の結果からも、硬質泥岩の風化に対する抵抗力は大きいことがわかっている⁶⁾。

硬質泥岩は移動に伴いある程度まで細片化するものの、凝灰岩類とは異なり、粘土サイズの土粒子までは細かくなりにくいものと推察した。そこで、谷地地すべり

地内の切土露頭 A から採取した礫混り粘土の4試料(A-1～A-4)と周辺から採取した硬質泥岩と凝灰岩類(ともに地すべり移動地塊の巨礫)の14試料を対象に蛍光 X 線分析を行い、シリカと他の主要4成分の総和との関係を確認した(図-5)。なお、礫混り粘土試料は礫より細かいサイズの碎屑物の成分を調べるために、2mm メッシュのふるいを通過したものを使用した。

図-5より、礫混り粘土試料は全て凝灰岩グループの分布内にほぼ収まる。谷地地すべり地内では火砕流堆積物や降下火山灰の堆積した痕跡は見当たらないことから、砂サイズ以下の碎屑物は硬質泥岩に挟在する凝灰岩類起源の可能性が大きいと考えられる。

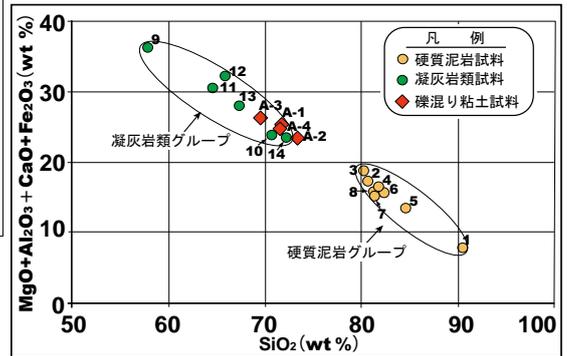


図-5 蛍光 X 線分析結果

5. まとめ

これまで移動地塊の破碎は地すべりの履歴に伴う物性変化、すなわち風化作用に伴って生じると考えられてきた。しかし、蛍光 X 線分析を含めた各種土質試験結果や露頭観察結果は、むしろすべり面形状や移動距離、移動・停止時に受けた衝撃、その他様々な要因も含めた移動履歴が硬質泥岩の地すべりにおける移動地塊の破碎に強く影響していることを予想させる。発表ではここで記載できなかった諸要因についても紹介したい。

6. 謝辞

本稿をまとめるにあたり、秋田県雄勝地域振興局建設部には貴重な資料を快く提供していただきました。ここに記して、感謝の意を表します。

《引用・参考文献》

- 1) 渡正亮(1992):岩盤地すべりに関する考察。
- 2) 小原嬢子, 森屋洋, 檜垣大助(2006):秋田県谷地地すべり地における地すべりの発達過程からみた微地形と内部構造。
- 3) 森屋洋, 阿部真郎, 檜垣大助(2008):新第三系硬質泥岩地すべりのボーリングコアおよび露頭観察による移動地塊の破碎に関する考察。
- 4) 寺川俊浩, 西田彰一, 近藤昌敏(1979):谷地地すべり-特に岩盤地すべりと地質的背景-。
- 5) 小原嬢子, 檜垣大助(2005):地すべり地の微地形と内部構造についての研究:秋田県谷地地すべり。
- 6) 森屋洋, 羽沢大樹, 阿部真郎, 佐藤康彦(2005):秋田県東成瀬地域における大規模地すべり地形形成の地質的素因。