

深層崩壊の素因となる地質構造について -平成 23 年紀伊半島大水害・北股地区の事例-

国土交通省 近畿地方整備局 木下篤彦・北川眞一
 国土交通省 近畿地方整備局 紀伊山地砂防事務所 大山誠
 京都大学大学院 農学研究科 小杉賢一朗
 国土交通省 国土技術政策総合研究所 内田太郎
 応用地質株式会社 ○北原哲郎・石井伸明・上原祐治・小松慎二・
 村重直邦・伊藤正美・山根誠

1. はじめに

平成 23 年 9 月の台風 12 号通過時の豪雨は、紀伊半島の各地に深層崩壊、土石流、河川氾濫等の大水害をもたらした。なかでも、奈良県内で発生した深層崩壊は 50 箇所以上に及び、多数の犠牲者がでる大惨事となった。

これら深層崩壊の多くは北向き斜面で発生しており、流れ盤や断層等の楔状分離面に伴う地質で多く発生している¹⁾。これに対して、北股地区は南向きの受け盤斜面で発生した深層崩壊である。本稿では、地表地質踏査、ボーリング調査結果から明らかとなった北股地区の地質構造について報告する。

2. 深層崩壊の状況

北股地区の深層崩壊は、幅 170m、長さ 370m、最大崩壊深さ約 50m、推定崩壊土量 $V=130$ 万 m^3 に及ぶ。西側の流出した土砂は天然ダムを形成させるとともに下流の北股川まで到達し人家 4 戸を巻きこんだ。

図-1 に、崩壊前・後のレーザ計測データをもとに作成した傾斜図を示す。崩壊前傾斜図によれば崩壊斜面上端は山頂平坦面を巻き込んで発生したことが読み取れる。崩壊箇所は 2 つの沢の合流部上方の凸型斜面で発生しているが、その集水域は崩壊箇所付近を含む狭小な領域である。

3. 崩壊の場を規制する地質構造

図-2 に崩壊箇所周辺の地質図を、図-3 推定地質断面図を示す。崩壊前の斜面傾斜は 35° 前後であり、同時期に発生した他の深層崩壊箇所と比較すると緩傾斜となっている²⁾。西北西-東南東の尾根沿いには南傾斜の F-1 断層が分布しており、ここを頭部滑落崖部として深層崩壊が発生している。F-1 断層周辺では、鉱物脈が発達しており（後述）ゆるんだ状態である。また、崩壊箇所の西側には南北方向に F-2 断層が分布している。

ボーリング調査で確認された崩壊土塊は、割れ目のかみ合わせが残る強風化岩からなる塊状部と完全にほぐれて角礫集合からなる礫状部から構成されており、新鮮な岩盤がほとんどみられないことから、崩壊前に深層風化が崩壊面付近まで進行していたと推定される。崩壊箇所の滑落崖部には広く風化岩が分布しており、尾根上の平坦面には約 7300 年前に降下した広域テフラ（アカホヤ火山灰³⁾）に対比される可能性のあるテフラが残存する（図-4）。深層崩壊は、テフラが地形面を被覆した以降の期間は、大きな地形変化はなかった箇所が発生したと推定される。

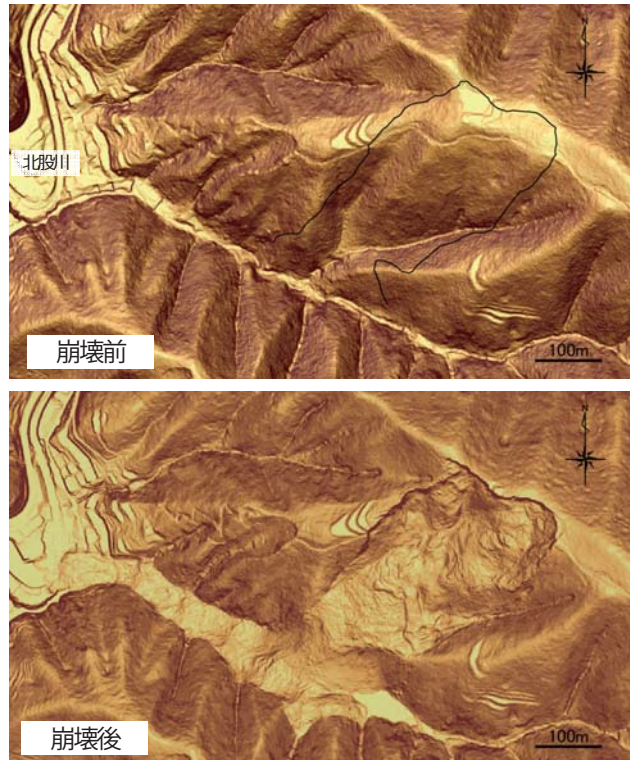


図-1 崩壊前・後の傾斜図

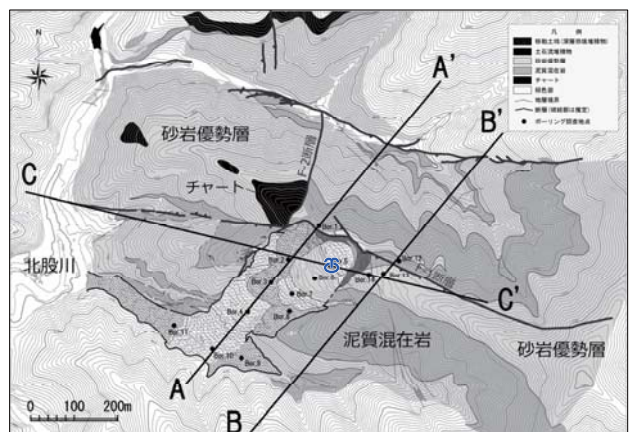


図-2 推定地質断面図

一方、崩壊の基盤地質は、四十万帯湯川層の泥質混在層と砂岩優勢層が互層状に分布する。これらの層理面、片理面は概ね $N20\sim30^\circ W$ の褶曲軸に沿って微褶曲を繰り返しており、局所的には流れ盤を示す箇所も認められる。しかし、大局的な地質構造（泥質混在岩と砂岩優勢層の境界）は崩壊斜面に対して $20\sim40^\circ$ の受け盤構造を呈しており（図-3 断面図参

照), 流れ盤斜面では表層崩壊などによって取り去られる強風化帯が失われずに長期間残存していたことが考えられる。

以上より, 北股地区の深層崩壊は次の地質構造的素因により崩壊の場が規制されていたと推定する。

- ①尾根沿いの断層 (F-1), 崩壊地西側の断層 (F-2)
- ②緩んだ岩盤を尾根斜面に保存した受け盤構造

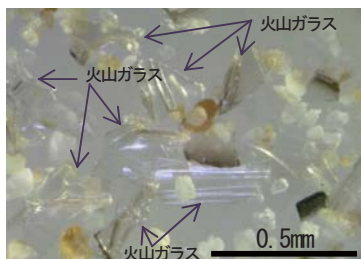
4. 水の動きを規制する地質構造

図-1 に示すように深層崩壊箇所集水面積は崩壊箇所の面積をやや上回るに過ぎない。にもかかわらず, 崩壊発生源の急崖からは, 崩壊直後から秋頃にかけて常時湧水が認められ (図-2 の湧水印箇所), 流域外からの流入が想定された。この湧水の流出経路を推定するために崩壊地外で3箇所のボーリング調査, 原位置試験, 物理探査を実施した。図-5に崩壊箇所東側の推定地質断面図を, 図-6に尾根沿いに分布する砂岩方向の推定地質断面図を示す。

地表地質踏査で確認された尾根沿いの砂岩層は 30° 北傾斜の受け盤構造を呈し, 南傾斜の F-1 断層に切れ楔状に分布している (図-5)。この楔状に分布する砂岩は尾根沿いに連続しており, 高標高部からの地下水が深層崩壊箇所に流入する構造を呈している (図-6)。湧水圧試験による透水係数は, 砂岩優勢層で $k=1 \times 10^{-3} \sim 10^{-5} \text{ cm/sec}$, 泥質混在岩層で $k=1 \times 10^{-4} \sim 10^{-6} \text{ cm/sec}$ となっている。

また, 受け盤構造を切る F-1 断層沿いでは方解石脈, 石英脈とともに濁沸石 (ローモンタイト) 脈が発達していることが確認された。石井ほか(2005)⁴⁾では, 付加体中に発達する断層周辺では, 岩層が破碎されているばかりでなく, 熱水変質を被って沸石類が生じていることがしばしばあり, 砂質岩の優勢な粗粒碎屑岩相の付加体でも著しく脆弱となっていることがあるとされている。また, 二木ほか (2009)⁵⁾では, 地下水位以下では安定を保つものの, 地下水位より上の部分では乾湿繰り返しにより結晶水が次第に抜けて結晶構造が崩れていき, 脈沿いに空隙が生じやすくなる性質を有しているとされている。これらのことから, 断層沿いに発達する鉱物脈が「緩み」や「高透水部」の素因となっている可能性がある。

以上より, 西北西-東南東の尾根沿いに発達する F-1 断層が水理地質構造を規制し, 透水性が高い砂岩優勢層が尾根部に厚く分布することにより集水域外からの水が崩壊箇所に流入し深層崩壊が発生したと考えられる。



発泡のよいバブル型および軽石型 (繊維状) の火山ガラス (無色透明~一部褐色) が認められる

対比されるテフラ : 喜界-アカホヤ火山灰 (K-Ah, 7300 年前)

図-4 滑落崖に分布するテフラの鏡下観察結果

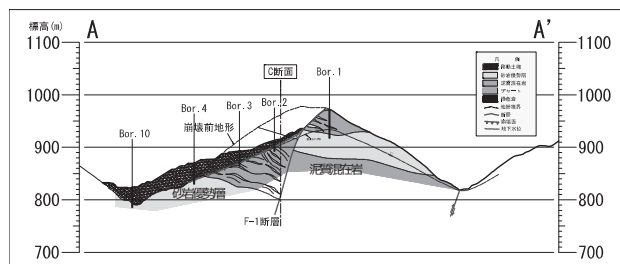


図-3 深層崩壊箇所の推定地質断面図

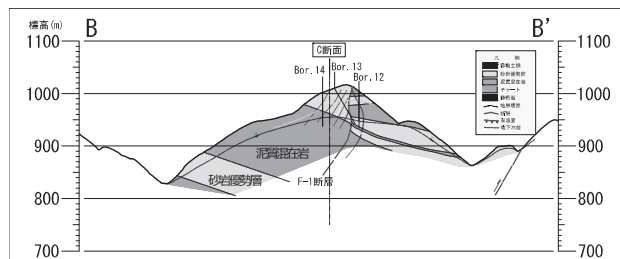


図-5 深層崩壊箇所東側斜面の推定地質断面図

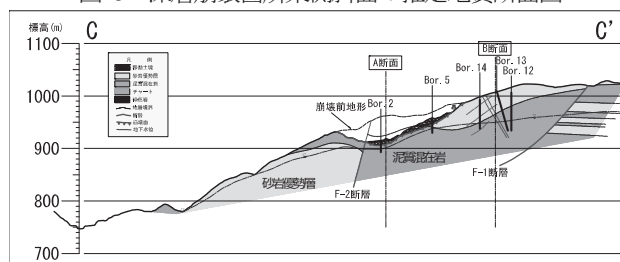


図-6 尾根に分布する砂岩方向の推定地質断面図

5. おわりに

深層崩壊箇所近傍の地質調査に加えて広域の地表地質踏査を行うことにより, 崩壊の場と水の動きを規制する地質構造的素因を見いだした。今後は, 豊水期の地下水位観測, 水文調査により, 実際の水の動きを観測し北股地区の崩壊メカニズムを検証することにより, 他地区での深層崩壊の予測, 対策についての基礎資料とすることが望まれる。

参考文献

- 1) 千木良ほか(2012) : 2011 年台風 12 号による深層崩壊, 京都大学防災研究年報 第 55 号, 平成 24 年 6 月, p200
- 2) 神原・佐藤(2012) : H23 年台風 12 号により滑動した地すべり・深層崩壊等のマスマーブメントの地形・風化特性-2, 第 51 回日本地すべり学会研究発表会講演集, pp13-14
- 3) 町田・新井(2003) : 新編火山灰アトラス - 日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 2003 年
- 4) 石井ほか(2005) : 1889 年十津川崩壊災害の防災化学的総合研究, 平成 17 年 4 月, p16
- 5) 二木ほか(2009) : 濁沸石脈が発達した岩盤の透水性に関する注目すべき傾向, 日本応用地質学会 中国四国支部 平成 21 年度研究発表会講演集