

## 平成 23 年台風 12 号で大規模崩壊が発生した那智川流域平野川の斜面における土層構造及び水文特性に関する研究

国土交通省近畿地方整備局 木下篤彦<sup>\*1</sup>・北川眞一、紀伊山地砂防事務所 大山 誠<sup>\*2</sup>、  
京都大学大学院農学研究科 小杉賢一朗、国土技術政策総合研究所 内田太郎、  
国土防災技術（株）○横山 修・眞弓孝之・小川内良人

※1：現（独）土木研究所 ※2：現 近畿地方整備局

### 1. はじめに

平成 23 年台風 12 号による記録的豪雨は、各地で大きな災害をもたらした（木下ら, 2012）。特に那智川周辺では 9 月 3 日深夜～9 月 4 日未明にかけて 1 時間に 100 mm を超える強烈な降雨を記録し、市野々観測所では降り始めからの総雨量は 872 mm、時間最大雨量は 123 mm に達した。この豪雨により那智川谷筋では 8 箇所 of 渓流で土石流が発生した他、この渓流からの土石流により土砂や流木が那智川本川に一気に流入したため、決壊や氾濫が生じ、市野々や井関地区で甚大な被害となった。

那智川本川に流入した土石流の多くは、源頭部の崩壊を起源としており、溪床の旧土石流堆積物を巻き込みながら長距離を移動した。中でも金山谷川で発生した崩壊は、斜面長約 150m、幅約 100m、崩壊深約 5m と大規模で、約 2km を流下し下流で大きな被害を出した。他の渓流では、崩壊規模はそれほど大きくはないものの、複数の支溪から崩壊による土石流が発生しており、被害を甚大にしている。このような被害の防止・軽減のためには、那智川で発生した崩壊の発生メカニズムを明らかにし、崩壊発生箇所や発生タイミング等を予測しておく必要がある。

本研究では、崩壊メカニズムを解明するための第一段階として、那智川支川の平野川で発生した崩壊斜面を対象に土層構造および水文特性の把握を行い、崩壊メカニズムの検討を行った。

### 2. 検討対象地域および方法

#### 2.1 検討対象地域

平野川で発生している崩壊箇所の多くは周辺よりもやや緩やかな谷地形の末端斜面で発生している（図-1）。この谷地形の周囲は、谷底の傾斜よりもやや急な崖に囲まれている。急崖は花崗斑岩の露頭で、稜線に沿って連続しており、硬質な岩盤面を露出している。岩盤は亀裂に富み、一部では亀裂で分離した岩塊の崩落が見られることから、花崗斑岩の岩塊が崩れ落ち、上記の谷底に堆積したことにより、谷地形が形成されたと考えられる。

調査を行った斜面には、痩せ根を挟んで崩壊が 2 箇所発生している（図-2）。崩壊は、幅 10～15m、長さ約 20m に渡って崩れ、土石流化している。崩壊深は約 3～5m 程度で崩壊面には風化した花崗斑岩が露出していた。滑落崖では、層状をなす角礫層が見られることから、崩積土（崖錐堆積物）と判断できる。崩積土と基岩の層界付近には多数のパイピングホール（図-3）が確認できるが、湧水はしていなかった。

#### 2.2 土層構造の把握

土層構造の把握には、ボーリング調査、簡易貫入試験、比抵抗探査および弾性波探査を実施した。また、崩壊地の滑落崖では、断面観察のほか土壌硬度計による貫入硬度の測定を行った。

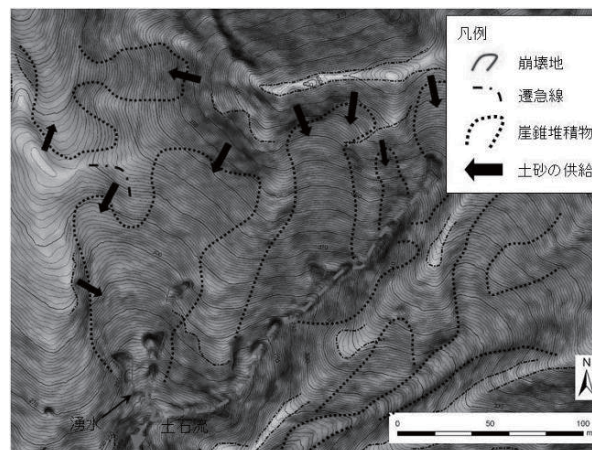


図-1 平野川で発生した崩壊斜面周辺の地形

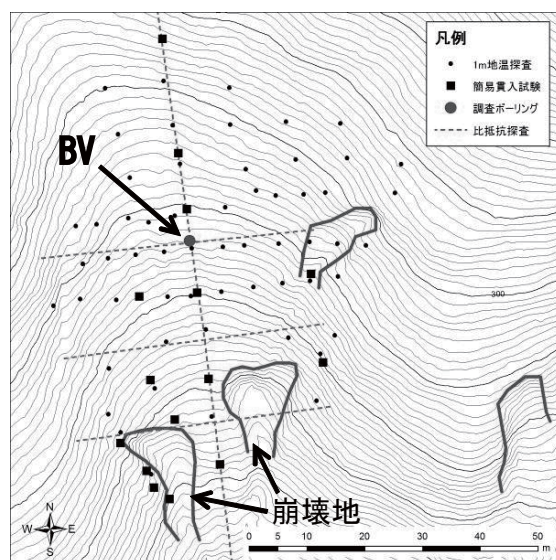


図-2 平野川で発生した崩壊



図-3 パイピングホール

### 2.3 水文特性の把握

水文特性の把握には、1m 地温探査、赤外線サーモグラフィ、地下水検層、地下水位観測を行った。また、パイピングホールに温度センサーおよびインターバルカメラを設置し、降雨時の出水を確認することとした。地温探査および赤外線サーモは、10月と1月の2回実施した。

## 3. 結果および考察

### 3.1 土層構造

基岩である花崗斑岩と上位の崩積土の境界の比抵抗値を $2000\Omega \cdot m$ とすると、崖錐堆積物は斜面上に団粒上に分布しており、その厚さは3~10m程度と見積もられる(図-4)。また、コア試料の観察から、崩積土の底面付近には細粒分を多く含む層があり、これは崩積土の風化により生成された粘土フラクションや粘土鉱物が雨水により下方に運ばれ蓄積したことが考えられる。簡易貫入試験による貫入深度は、概ね1m前後であったが、崩壊地頭部から右測壁にかけて実施した2箇所に限って、貫入深度が3.5mと他よりも深かった。計測地点付近にはパイピングホール及びガリーを確認できることから、崩積土内の水みちが影響している可能性が高い。

### 3.2 水文特性

寒冷期(1月)に実施した1m地温探査では、崩壊地の上方斜面に相対的に地温の高い部分(暗色部)がみられ、地下水帯が存在している可能性がある(図-5)。また、ボーリング孔で実施した地下水検層の結果からは、深部の花崗斑岩内に圧地下水層があることが判明した。花崗斑岩は、節理系により風化が進行し、2~4mサイズのコアストーンを形成しており、薄い皮膜状の亀裂帯が地下水の流路となっている。

観測期間中では、パイピングホールからの湧水は認められなかったが、平成23年9月の台風14号に相当する豪雨であれば、湧水する可能性が高い。表層部および深部での地下水流動、パイピングホールとの関係性は現時点で明らかではないが、豪雨によって下位の花崗斑岩中の地下水が上昇したときのみ、表層の地下水流動が起これ、パイプ流が発生することも考えられる。

### 4. まとめと課題

崩壊は、稜線付近の急崖から供給される花崗斑岩が基岩である花崗斑岩の谷を埋めた崩積土の斜面で発生していた。崩積土の底面付近では、粘土分が多く含まれる層があり、崩壊面となった可能性がある。しかし、崩壊面の土質特性や形成過程には不明な点が多いことから、より詳細な土層構造の把握が必要である。また、1m地温探査の結果、崩壊地に向かう2方向の水みちの存在が明らかになった。パイプからの湧水は確認されなかったが、岩盤内部の有圧地下水帯が存在することから、豪雨時のみ湧水することが予想される。現時点で考えうる崩壊メカニズムを図-6に示す。今後は、パイピングホールの詳細な実態および形成過程を明らかにし、地下水位やパイピングホールの継続観測によりパイプの役割を明らかにした上で、崩壊への関与を検討する必要がある。

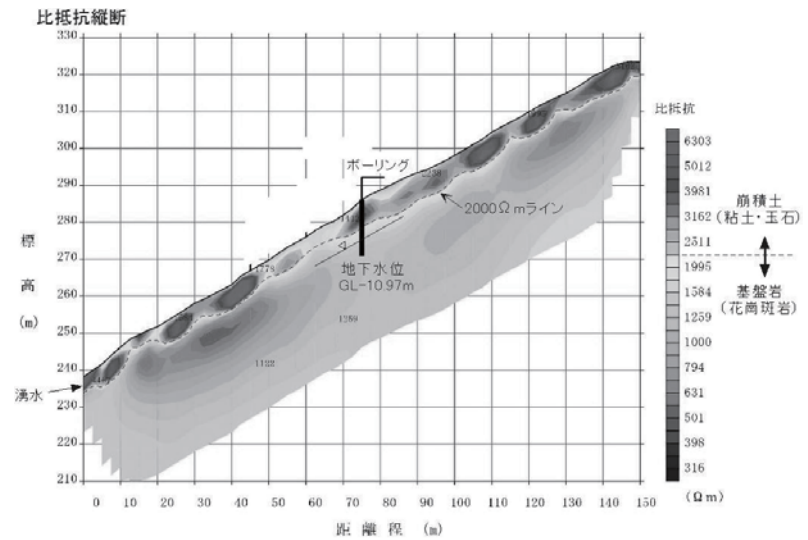


図-4 崩壊斜面の比抵抗分布

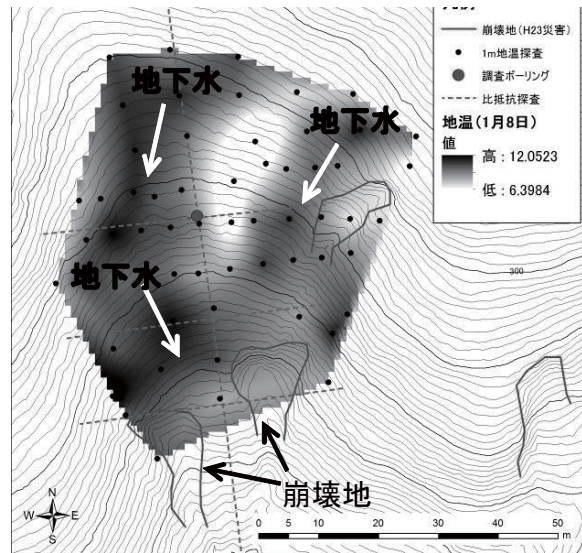


図-5 1m地温探査結果

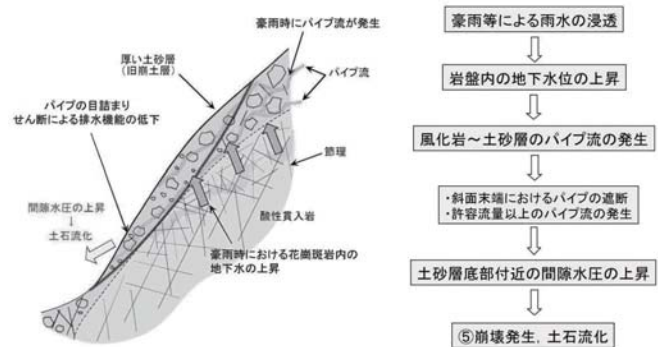


図-6 崩壊発生メカニズム