

## ◆ 土砂災害特集 ◆

## 複合型土石流を発生させた深層崩壊地の地盤構造

山田 孝\* 南 哲行\*\*

## 1. はじめに

深層崩壊や地すべりに起因した土石流(以下、「複合型土石流」という)による災害が近年頻発し、その効果的な対策手法の開発が急務の課題となっている。

深層崩壊は降雨強度のピークに発生する表層崩壊と異なり、時間雨量のピークからある程度遅れて発生する傾向がある<sup>1)</sup>。例えば、平成9年7月11日に鹿児島県出水市境町針原川流域で発生した深層崩壊は降雨のピーク強度から約4時間遅れて発生した。このような時間差が生じる要因として、降雨に敏感に反応しない比較的深い所での地下水の動態が深層崩壊の発生に大きく係わっていると考えられる。加藤らは揖斐川上流域での水文観測の結果から大規模な崩壊の発生する地域は発生しない地域に比べて流出の遅れ時間が長い傾向があることを報告している<sup>2)</sup>。

深層崩壊地での地下水の動態に大きな影響を与える要因として地下水の浸透、滞留場、流れ場としての地盤が極めて重要となる。針原川流域の深層崩壊地では、これまでに露頭観察や地質図等からの判読はいくつかなされており、崩壊地周辺には安山岩が深層風化していること、その下位に位置する凝灰角礫岩は不透水層と考えられること、等が速報として報告されている<sup>3)</sup>。ただし、いずれも少ない箇所での露頭観察等による推定のみに留まっている。また、深層崩壊発生場付近での特異な局所的構造を重力異常に着目して探査しようとする試みが牧野らによってなされ、針原川では崩壊源付近の安山岩の局所的分布に対応する残差重力異常を検出できることが報告されている<sup>4)</sup>が、崩壊発生場での詳細な地盤構造に関する知見は得られていない。

地頭園らは、針原川流域を含む矢筈川山体をモデルとして雨水流出特性を明らかにするために河

Geological setting of a Deep-seated Slope Failure Area Resulted in a Debris flow

川流量を測定した結果、針原川流域では現在の地表面の流域界では説明できない流出経路が認められる等の知見を得ている<sup>5)</sup>が、地盤構造との関連は十分ではない。

地盤構造を明らかにし、それと地下水の動態、斜面の不安定化に結びつく飽和帯の形成や間隙水圧の増大との関係を明らかにすることによって、複合型土石流の発生機構を明らかにすることができると考えられる。また、複合型土石流が発生した斜面の地盤構造の特徴がわかれば、その危険済流抽出手法を開発する上で重要な情報となる。

そこで、筆者らは、針原川流域での深層崩壊地(写真-1)を対象としてボーリング調査成果の解析、連続波地中レーダによる物理探査等を行い、複合型土石流の発生に係わる水文地形学的な地盤構造の特徴を地質面から考察した。

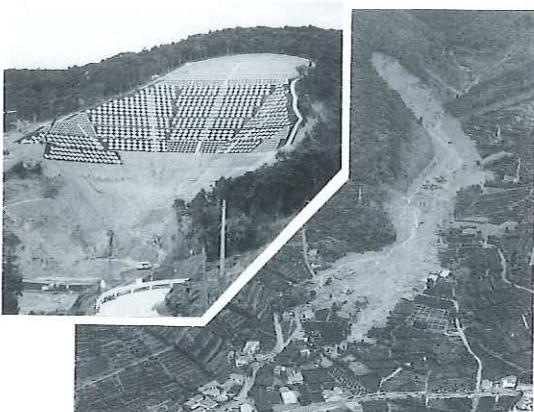


写真-1 調査対象地(左上の写真:平成11年2月5日撮影)(右の写真:平成9年7月11日に鹿児島県出水市境町針原川で発生した複合型土石流の堆積状況(中日本航空株式会社撮影))

## 2. 研究方法

本研究では、ボーリングコア観察、地表踏査、連続波地中レーダによる手法を用いて、針原川の深層崩壊地周辺の地盤構造を検討した。先ず始めに鹿児島県が平成9年度に針原川の深層崩壊

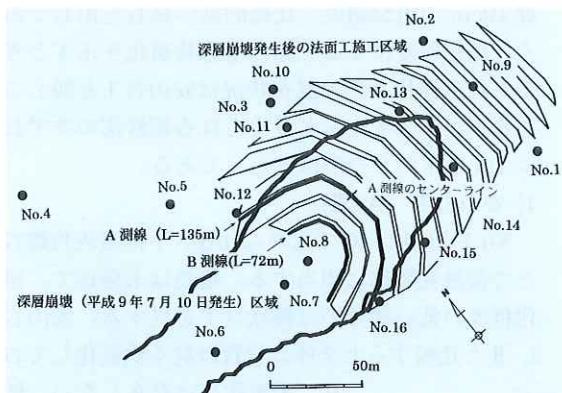


図-1 ポーリング調査(鹿児島県実施)箇所(図中の●)と連続波地下レーダ探査の測線(図中の太い直線区間)

地周辺の16箇所(図-1)で実施したポーリング調査<sup>6)</sup>から得られたポーリングコアを用いて、亀裂の頻度、方向、開口幅、亀裂面の状態(平滑度、充填物、付着物、擦痕等)、風化、変質の程度、安山岩の風化の性状、等について重点的な観察を行った。また、深層崩壊地法面の切土・整形後に露頭観察を含む地表踏査を行い、ポーリングコアの観察結果も踏まえて深層崩壊地内縦断方向の各地層断面を推定した。次にこの深層崩壊地内を対象として連続波地中レーダーによる物理探査を行い、地表から約25mの深さまでの地盤構造を解析した。連続波地中レーダーによる探査(開発主体:川崎地質株式会社)は、電磁波が地下の構造や土質の違いから生じる電気的特性(誘電率、導電率)の異なる境界面で反射が生じる事を利用したものである。レーダーの送信時に、ある周波数の幅の中で連続的に周波数が変化する(1~100MHz可変)ような正弦波を使用するため、地下20~30mと従来のパルス波による可探深度(約3m)をはるかに上回る探査が可能である。そのため、ポーリングコアの観察や地表踏査では推定が困難な地表面下の2次元的な地層分布状況(境界面を挟む媒質のコントラストの違い)の情報を得ることができる。ただし、地質そのものを特定することは困難である。そのため、連続波レーダー探査はポーリングコアの観察と地表踏査の結果を補完する目的で用いた。その測線位置は、少なくとも2箇所のポーリング孔付近を通過すること、崩壊直後に認められた湧水箇所(標高142m付近)より上であること、測線下にアンカー工が施工されていないこと、を条件として、第3小段上に135mのA測線と第1小段上

に72mのB測線を選定した(図-1)。測線上の探査間隔は1mである。現地での測定は反射断面を得るためにプロファイル法(地表面を送受信アンテナが対をなして同時に移動させながら計測を行う)、代表的な1測線上での電磁波伝搬速度を求めるためのワイド・アングル法(地表のある一点を中心として送信及び受信アンテナを等距離に離して設置し計測を行う)を実施した。ワイド・アングルの記録波形と自乗走時曲線から調査地域での電磁波の伝搬速度を0.05m/nsecと設定しプロファイル法の解析処理に適用した。プロファイル法によって得られた記録波形は、平均波形除去処理、振幅回復処理、帯域通過フィルター処理を実施してノイズの除去を行い、送信波形と相関性の高い反射波を復元した。これらの結果からプロファイル断面を作成した。

以上の地質調査の結果を用いて、深層崩壊地での地盤構造を次の手順で推定した。

- 1) ポーリングコア観察と地表踏査の結果により縦断方向の断面図を複数作成した。尚、ポーリング孔掘進時の孔内水位変動のデータを用いて不透水層の位置を推定した。
- 2) 1)で作成した各断面図から鉛直方向の地質分布をつなぎあわせる形でA及びB測線の地質横断図を作成した。
- 3) 2)で作成した横断図の地層境界面を連続波レーダー探査の結果から推定される境界面と比較して適宜補正した。
- 4) 1)で作成した縦断方向の各断面図と3)で補正した横断図との整合を図り、地盤構造図を作成した。

### 3. 各種地質調査の結果

#### 3.1 ポーリングコアの観察

観察したポーリングコアは、No.1~16の計16孔である。それぞれのコアを地質、岩の性状、風化区分から表-1のように分類した。以下に主な地質の特徴を示す。

- 1) 凝灰角礫岩(Tfbr)  
No.1~3, 5, 8, 16で認められる。径10cm以下を主とする亜角~亜円礫を多数混入し、固結度は低く脆い。亀裂は未発達でほとんど認められない。
- 2) 安山岩I(AnI)  
No.1, 3~5, 9~16で認められる。亀裂間隔がし

ばしば1m以上となる亀裂頻度の低い輝石安山岩である。風化程度によって強風化部、風化部、弱風化部、未風化部に分ける事ができ、上位ほど風化の程度が著しくなる傾向がある。強風化部では粘土化が著しい。風化部では玉葱状風化を示すと考えられる未風化の棒状コアが不均質に混在する。コアストーンと考えられる新鮮部のコア長は1m以上のものが存在する。

### 3) 安山岩Ⅱ(AnⅡ)

No.1~4, 9, 12~15で認められる。亀裂間隔が

表-1 ポーリングコアの観察による主な地質の分類

年代		地層名		風化区分	岩石名・土質名	記号
第四紀	現世	土石流堆積物		—	玉石混じり粘性土	df
		崖錐堆積物		—	礫混じり粘性土	dt
第四紀～新第三紀	更新世～鮮新世	安山岩溶岩	I	強風化帶	輝石安山岩	AnI-W3
				中風化帶	輝石安山岩	AnI-W2
				弱風化帶	輝石安山岩	AnI-W1
				未風化帶	輝石安山岩	AnI
			II	強風化帶	輝石安山岩	AnII-W3
				中風化帶	輝石安山岩	AnII-W2
				弱風化帶	輝石安山岩	AnII-W1
				未風化帶	輝石安山岩	AnII
			III	強風化帶	輝石安山岩	AnIII-W3
				中風化帶	輝石安山岩	AnIII-W2
				弱風化帶	輝石安山岩	AnIII-W1
				未風化帶	輝石安山岩	AnIII
			IV	強風化帶	変質安山岩	AnIV-W2
				風化帶	変質安山岩	AnIV-W1
				硬質部	変質安山岩	AnIV
				凝灰角礫岩	安山岩質凝灰角礫岩	Tfbr

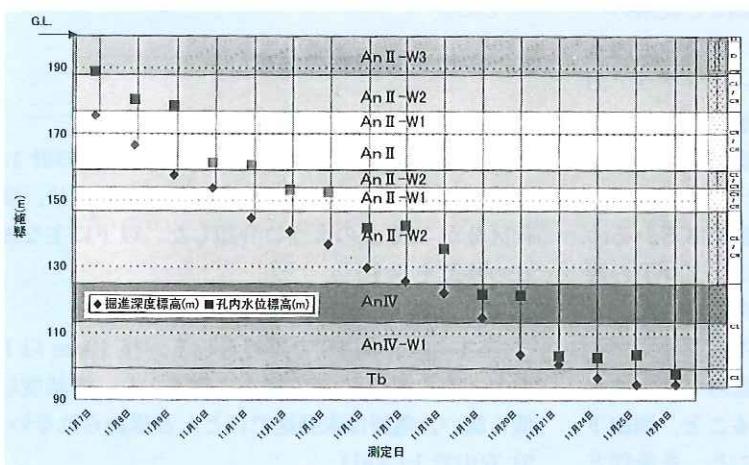


図-2 掘進深度と孔内水位の関係(ポーリング孔: No.2)

数10cmの亀裂頻度の比較的高い輝石安山岩である。風化程度による分類、玉葱状風化を示すと考えられる棒状コアの混在状況は安山岩Ⅰと同じである。コアストーンと考えられる新鮮部のコア長は1m以下のものがほとんどである。

### 4) 安山岩Ⅳ(AnⅣ)

No.1~9, 14, 16で認められる。下位凝灰角礫岩との接觸変質部に相当する。亀裂は未発達で、風化程度の低い部分では棒状コアを呈する。安山岩Ⅰ、Ⅱと比較すると全体に岩質は脆く軟質化してお

り、未風化部は存在しない。強風化部は粘土化が著しい。玉葱状風化は示さない。下位の凝灰角礫岩との境界に近いほど風化が著しくなる傾向がある。

### 3.2 ポーリング孔内水位から の不透水層等の推定

最終孔内水位が観測されているNo.2のポーリング孔について、掘進深度と孔内水位の関係を図-2に示す。掘進時にはケーシングを追い込みながら作業を進めており、孔底以外の途中区間は常に遮水された状態での孔内水位である。

ポーリング孔の最終孔内水位は、標高88~163mの間に分布している。いずれも掘進に伴い、孔内水位は次第に低下していくが、弱風化から未風化岩、または安山岩基底部の変質安山岩(安山岩Ⅳ)、凝灰角礫岩に掘削深度が到達すると孔内水位は安定する傾向が認められる。中風化～強風化安山岩では孔内水位は次第に低下するものの孔底からほぼ一定の高さの水位を維持している。このような傾向は、上位の中風化～強風化安山岩岩層はある程度の透水性を有し不飽和帯であることを示す。下位の弱風化～未風化安山岩層、変質安山岩層(安山岩Ⅳ層)、凝灰角礫岩層は掘削深度が変化し

ても一定の水位を保持していることから飽和帯または不透水層であると考えられる。凝灰角礫岩層、変質安山岩層(安山岩IV)は亀裂がほとんど認められることから不透水層を形成していること、ほとんどのボーリング孔で最終孔内水位は安山岩弱風化層・中風化層境界～未風化層最上部付近に位置していることからこれらの区間が帶水層となっていること、が考えられる。

### 3.3 地表踏査で明らかにされた各地質の分布

深層崩壊地内とその周辺地域(針原川本川と右支川)において地表踏査を行った結果、ボーリングコアの観察で明らかにされた地質区分(凝灰角礫岩層を除く)について下記の分布特性が認められた(図-3)。

- 1) 安山岩I(亀裂間隔の比較的広い玉葱状風化を示す安山岩(写真-2))

強風化の輝石安山岩は深層崩壊地の下部を中心として右岸、左岸側の広い範囲に分布している。中風化の輝石安山岩は、強風化のそれの下位に存在する。

- 2) 安山岩II(亀裂間隔の比較的狭い玉葱状風化を示す安山岩)

強風化の輝石安山岩は側方斜面深層崩壊地内の上部を中心として、右岸、左岸側の広い範囲に分布し、露岩している。

- 3) 安山岩III(全体が均質に強風化している非常にルーズな安山岩)

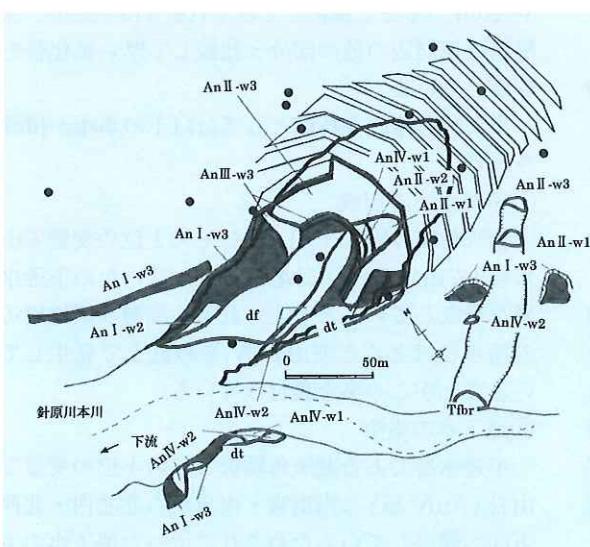


図-3 地表踏査による各地質の分布(地質区分は表-1による。●: ボーリング箇所)



写真-2 安山岩Iの風化状況(径1m程度の新鮮なコアスーンの周囲を板状の風化殻が取り巻いている)

深層崩壊地左岸側の側方斜面に安山岩Iと安山岩IIを分けるように帶状に分布する。幅は約15mで側方斜面最下部から最上部まで垂直に分布する。

- 4) 安山岩IV(亀裂頻度は比較的小ないが岩質は脆く軟質化した安山岩)

深層崩壊地谷底部(2、3号谷止工付近)に分布する。崩壊地下部の谷止工では掘削面に安山岩IVとIの境界面が露出している。その境界面の傾斜は南北断面においてみかけ北方向へ約30～40度である。

ボーリングコアの観察、地表踏査の結果から推定した連続波レーダー探査A測線での横断方向の地質断面を図-4(1)に示す。

### 3.4 連続波地レーダによる探査結果

図-4(2)にA測線のプロファイル断面(深度30m)を示す。ボーリング孔No.12から30～110m付近の深度約25mまでの地層境界(An-I基底面)における反射面は比較的連続性が良いので、図中に示す太線を主な地層境界とみなした。

## 4. 深層崩壊地付近の地盤構造

連続波レーダー探査から得られた主要な地層境界面(図-4(2))をもとに、図-4(1)の修正を行った地質断面図を図-4(3)に示す。連続波レーダ探査から推定されたボーリング孔No.12から30～110m付近の深度約25mまでの地層境界(An-I基底面)における反射面を反映させて、主に太印の箇所のように補正した。連続波レーダーの結果を反映させることで連続的な地層境界の形状をある程度の精度で推定できた。

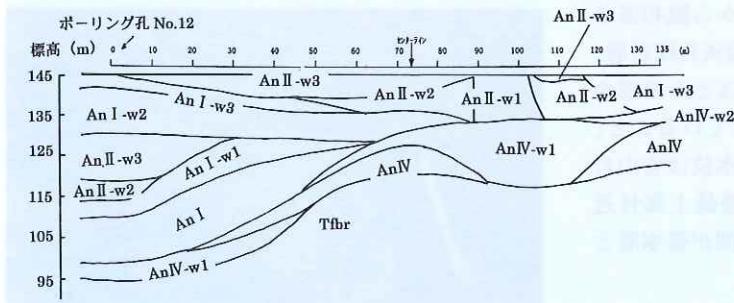


図-4(1) ポーリングコアの観察、地表踏査による連続波レーダ探査測線 A での横断方向の地質断面

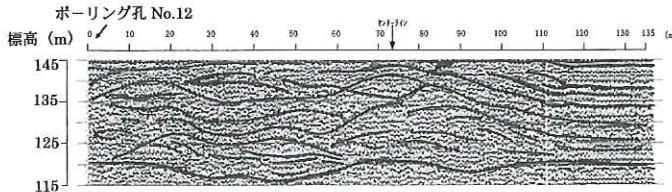


図-4(2) 連続波地中レーダによる探査結果

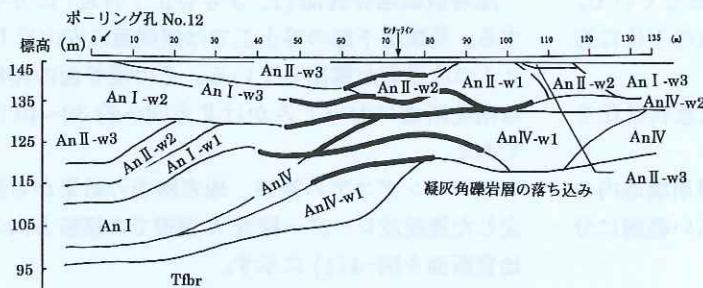


図-4(3) 連続波レーダー探査から得られたプロファイル断面を基に修正した横断方向の地質断面図

## 5. 深層崩壊地の地盤構造の特徴

以上の結果から深層崩壊地の地盤構造の地質的特徴として以下の事項が挙げられる。

- ①凝灰角礫岩層の傾斜と深層崩壊地付近での落ち込み構造

凝灰角礫岩層は南南東・南東から北北西・北西方に傾斜し深層崩壊の長軸に概ね直交している。

深層崩壊地の南側では傾斜は約10~15°、北側では傾斜は約15~30°であり、深層崩壊地中央附近で傾斜が大きく変化する。現地踏査によると針原川右支川(深層崩壊地から約700m下流で本川に合流する支川)で凝灰角礫岩が確認される最上部地点は標高90m付近で深層崩壊地北側付近で確認されているその標高とほぼ同じである。このことから、深層崩壊地北側から針原川右支川にかけては凝灰角礫岩層の上位層との地層境界面はほぼ

水平であると予想される。従つて、凝灰角礫岩層は深層崩壊地周辺のみにおいて南東から北西方向に急激に落ち込んでいると考えられる(図-4(3)参照)。深層崩壊地周辺にはリニアメントが存在すること、安山岩の亀裂は高角亀裂が卓越しており鏡肌や擦痕が認められることから断層が深層崩壊地周辺に存在する可能性が高いこと、この落ち込み構造はそれによって形成されたこと、この断層が②で述べる安山岩の強風化帯の形成に関与していること、が考えられる。

### ②安山岩の強風化帯の存在

深層崩壊地直下の層として亀裂間隔の広い安山岩I層の強・中風化帯(AnI-W3, AnI-W2)が10(図-4(3)参照)~30m程度分布しており深層風化帯を形成している。この安山岩は玉葱状風化が顕著であり、強風化帯では径1m以上の未風化のコアストーンを多数含む粘土質砂礫状を呈する。また、安山岩IV層は凝灰角礫岩層との境界まで約

5~20mの厚さで風化しており(図-4(3)参照)、深層崩壊地周辺の他の部分と比較して厚い風化帯を形成している。

水文地形学的な特徴としては以下の事項が指摘される。

### ①不透水層の形成

凝灰角礫岩層(Tfbr)、及びその上位の変質安山岩層(安山岩IV層)は亀裂頻度が低いため不透水層を形成していると考えられる。深層崩壊地周辺の湧水はほとんど安山岩IV層の直上で発生していることがこの事を裏付けている。

### ②地下水の集中

不透水層である凝灰角礫岩とその上位の変質安山岩(AnIV層)は南南東・南東から北北西・北西方へ傾斜しているためこれに沿った地下水の流れが想定される。ポーリングコアの観察によれば安山岩I~IV層の中でも亀裂発達度の大きな安山

岩Ⅱ層が最も透水性が高いと考えられる。同一タイプの安山岩でも風化程度の相異により透水性が異なる。弱風化～中風化の安山岩は、亀裂の開口と伸長により風化の進行に従って透水性は高くなると考えられるが、中風化～強風化層では粘土化が著しく透水性は逆に低下する。その結果、亀裂頻度の高い安山岩Ⅱ層の未風化～弱風化岩層(AnⅡ・AnⅡ-W1層)へ地下水が集中すると考えられる。調査時点ではこの付近でのみ降雨時から降雨直後にかけて湧水が確認されていること、深層崩壊発生直後において確認された湧水位置もほぼ同じであること、がこのことを裏付けている。

### ③飽和帯の形成

深層崩壊地にはAnI層の風化帯を主体とした深層風化帯が存在し、深層崩壊地に向かって水平方向に透水性が低下することが考えられる。深層崩壊地の南南東～南東方向から安山岩Ⅱ層の未風化～弱風化帯(AnⅡ-W1層)を中心に流れてきた地下水はこの強風化帯にぶつかり、地下水の流れが妨げられることによって飽和帯が形成される可能性がある。特に、安山岩層の透水性の違いと調査ボーリング孔内水位を考慮すると、深層崩壊地周辺では不透水層としての凝灰角礫岩と安山岩Ⅳの上位に位置する、主に安山岩Ⅰ層・安山岩Ⅱ層の未風化～弱風化層付近が地下水の飽和帯となっていると考えられる。

1999年2月6日～2000年2月1日までの鹿児島県によるボーリング孔内水位の観察によれば、ボーリング箇所No.4, 5では、梅雨期～台風期とそれ以外の期間とでは約15mの水位差が生じていることが明らかにされている。

ちなみに、地頭園らは河川流量の観測から深層崩壊地の右岸斜面内には多量の地下水が集中し、その地下水を貯留できる地盤構造の存在を推定している<sup>5)</sup>。

## 6. おわりに

連続波レーダー探査等を中心とする各種の地質調査の実施により、鹿児島県出水市針原川流域の深層崩壊地の面的、深度的な地盤構造を考察した。今後は、調査ボーリング孔等を利用して降雨時を中心とした地下水観測により、地下水の集中、飽和帯の形成実態を調べるとともに、地盤構造ならびに地下水動態のモデル化により、複合型土石流

発生機構の解明につなげていきたい。また、深層崩壊地のミクロな地質特性と広域的な地質特性を元に複合型土石流発生危険渓流の抽出手法を早急に開発する必要がある。

最後に、今回の調査にあたり、貴重なボーリングデータならびに孔内水位データ等を快く使わせていただいた鹿児島県土木部砂防課、出水土木事務所の関係各位、連続波レーダー探査等の実施にあたり協力いただき、また地質面について有意なコメントを頂いた川崎地質株式会社の菊山浩喜氏、鈴木敬一氏らに深謝の意を表します。

## 参考文献

- 1) 山田孝、南哲行、水野秀明、石田哲也：地すべりや深層崩壊に起因した土石流の実態、土木技術資料 40-6, pp.42, 1998.
- 2) 加藤裕子、恩田裕一、水山高久、吉川愛、小杉賢一朗、秦耕二：揖斐川上流の地質の異なる流域における流出の遅れ時間の違い、平成11年度砂防学会研究発表会概要集, pp.122-123, 1999.
- 3) 例えば、中澤努：出水市土石流災害の概要と周辺の地質、地質ニュース、No.517, 1997.
- 4) 牧野雅彦、遠藤秀典：鹿児島県出水市針原川土石流地域の重力探査、物理探査、Vol.52, No.2, pp.153-160, 1999.
- 5) 地頭園隆、下川悦郎：1997年鹿児島県出水市針原川流域で発生した深層崩壊の水文地形学的検討、砂防学会誌、Vol.51, No.4, pp.21-26, 1998.
- 6) 鹿児島県出水土木事務所：灾害関連緊急砂防調査委託(針原川その1、2)報告書、1998.

山田 孝\*



建設省土木研究所砂防部  
砂防研究室主任研究員、  
農博  
Dr.Takashi Yamada

南 哲行\*\*



建設省河川局砂防部  
砂防課砂防事業調整官  
(前 建設省土木研究所  
砂防部砂防研究室長)  
Noriyuki MINAMI