

# 針原川流域の水文地形的特性と深層崩壊

## Hydrogeomorphological Characteristics of a Deep-seated Landslide in the Harihara River Basin, Izumi City, Kagoshima Prefecture

地頭 藺 隆<sup>1</sup>・下川 悦郎<sup>1</sup>・寺本 行芳<sup>1</sup>

JITOUSONO Takashi, SHIMOKAWA Etsuro and TERAMOTO Yukiyo

<sup>1</sup> 鹿児島大学農学部 (〒 890-0065 鹿児島市郡元 1-21-24)

### 1. はじめに

近年、規模の大きな崩壊が局所的に発生して土砂災害を引き起こすケースが目立つ<sup>1)~5)</sup>。1997年、鹿児島県出水市針原川流域では規模の大きな深層崩壊が発生して土石流災害が発生した。また2003年にも熊本県水俣市において同様のタイプの災害が発生した。これらの災害の発端となった崩壊には、斜面内部が厚い風化物から構成され、崩壊が深層まで及んでいること、崩壊発生に深層地下水が関与していることなどの共通点がある。このような地下水が関与して崩壊が深層まで及ぶタイプの崩壊による土砂災害を防止・軽減するためには、その崩壊発生メカニズムの解明と崩壊発生場の予測法の確立が必要である。しかしながら、深層崩壊は発生頻度が低いため上記の課題に取り組むためのデータが少ないのが現状である。したがって、実際の深層崩壊発生地において地形・地質・水文等に関するデータを蓄積し、発生に関与した要因を分析することは重要である。著者らは、針原川が位置する矢筈岳山体をモデルに深層崩壊発生場の予測法に関する研究を進めている。針原川流域においては、崩壊発生メカニズムの解明と崩壊地周辺の水文地形的な特徴の把握を目的として、ボーリングによる地質調査、ボーリング孔を利用した地下水位の観測、河川や湧水の流量測定・水質調査などを実施している。本論では針原崩壊地周辺の水文地形的特性<sup>6)</sup>について報告する。

### 2. 調査地の地形・地質の概況

#### (1) 針原川流域

針原川は矢筈岳山体の西側中腹部標高 445m から発生し、標高 30m 付近で右支川と合流して八代湾に注いでいる(図-1)。流域面積は 1.55km<sup>2</sup>、本川の総延長は約 3.2km、流域平均勾配は約 19度である<sup>7)</sup>。

針原川流域の地質<sup>8,9)</sup>は、鮮新世~更新世の輝石安山岩と同質凝灰角礫岩の互層からなる(図-2)。平面的

には標高 100 ~ 250m 付近と 350 ~ 450m 付近に安山岩が分布し、それ以外には凝灰角礫岩が分布し、さらに流域下流部には扇状地堆積物が分布している。また、地質断面図に示されるように、安山岩層と凝灰角礫岩層はやや西に傾斜した地質構造をしている。

流域の上流部は大部分が自然林で覆われ、中下流域の斜面と扇状地は果樹園や宅地として利用されている。

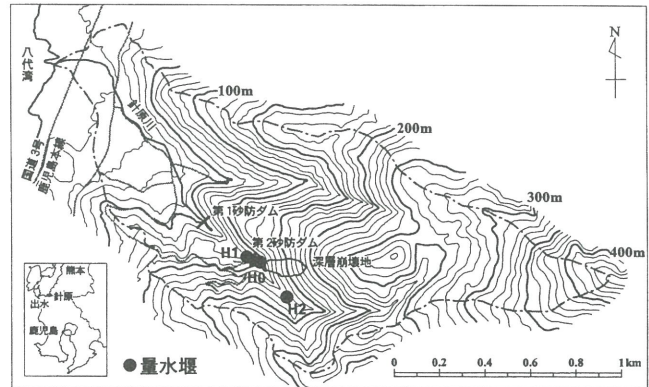


図-1 針原川流域の地形と水文観測の位置

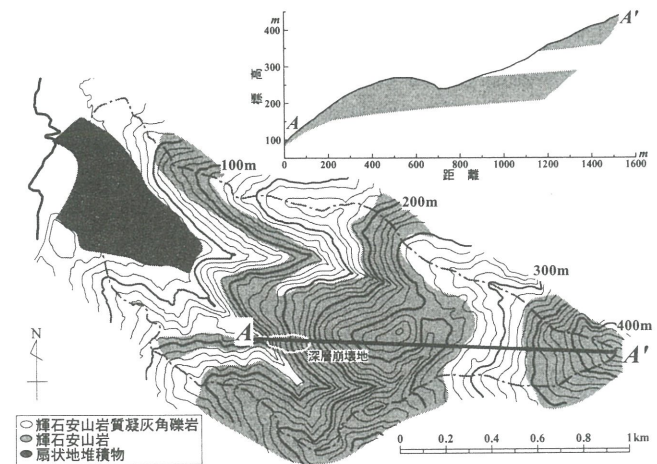


図-2 針原川流域の地質図と地質断面図

#### (2) 深層崩壊地

針原川の中流域右岸側斜面で発生した深層崩壊は、最大幅約 80m、長さ約 190m、最大崩壊深約 30m、崩



壊容量約 130,000m<sup>3</sup> の規模であり、崩壊幅に比べて崩壊深が大きい特徴がある（写真-1）。

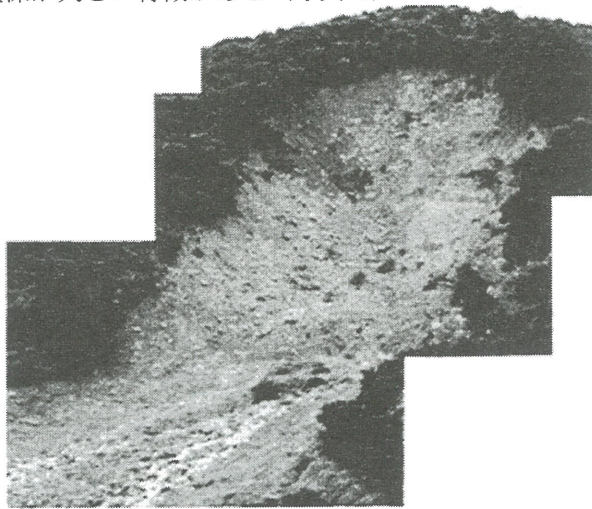


写真-1 針原川流域の深層崩壊地 (1997年7月12日撮影)

図-3 は、崩壊斜面の平面・縦断面・横断面図<sup>10)</sup>とボーリング調査で判明した地質構造である。平面図内のV1～V6は崩壊地の地質構造を解明するために崩壊直後に実施したボーリング位置であり、またB1～B7は地下水位観測のために実施したボーリング位置である。

縦断面図によると、表層には強度ないし中度に風化した安山岩層(An-w)が分布している。斜面上部では、風化安山岩層(An-w)の下位に弱風化ないし未風化の安山岩層(An)がみられ、さらに下位は一部凝灰岩を含む凝灰角礫岩層(Tb)となっている。斜面下部では、風化安山岩(An-w)層の下位に安山岩層(An)はみられない。凝灰角礫岩層(Tb)の下位には自破砕安山岩層(Ab)が分布している。風化安山岩層(An-w)には水みちや帯水層が関係して還元状態で強風化を受けた部分がみられる。崩壊地直後に崩壊地底部で還元状態で強風化を受けた安山岩層が確認されている。以上のように崩壊地付近の縦断方向の斜面内部は地表面とほぼ並行して安山岩層と凝灰角礫岩層が積み重なる地質構造をしている。

横断面図によると、風化安山岩層(An-w)の下位に分布する凝灰角礫岩層(Tb)に崩壊地付近で落差がみられる。この落差の原因は埋没谷や断層などが考えられている。崩壊地の右岸側には風化安山岩層(An-w)の下位に弱風化ないし未風化の新鮮な安山岩層(An)がみられるが、左岸側にはみられない。

### 3. 水文観測

針原川の標高 84m(H1)と 117m(H2)に量水堰を設置し、河川流量、河川水の電気伝導度(EC)・水温を測定している(写真-2)。流域面積はH1地点 0.54km<sup>2</sup>, H2地点 0.46km<sup>2</sup>である。崩壊地下端(H0)では湧水の流量、

EC、水温を測定している。崩壊地を取り囲むB1～B7地点はボーリング孔を利用して地下水位を測定している。また、B1地点には雨量計を設置している。

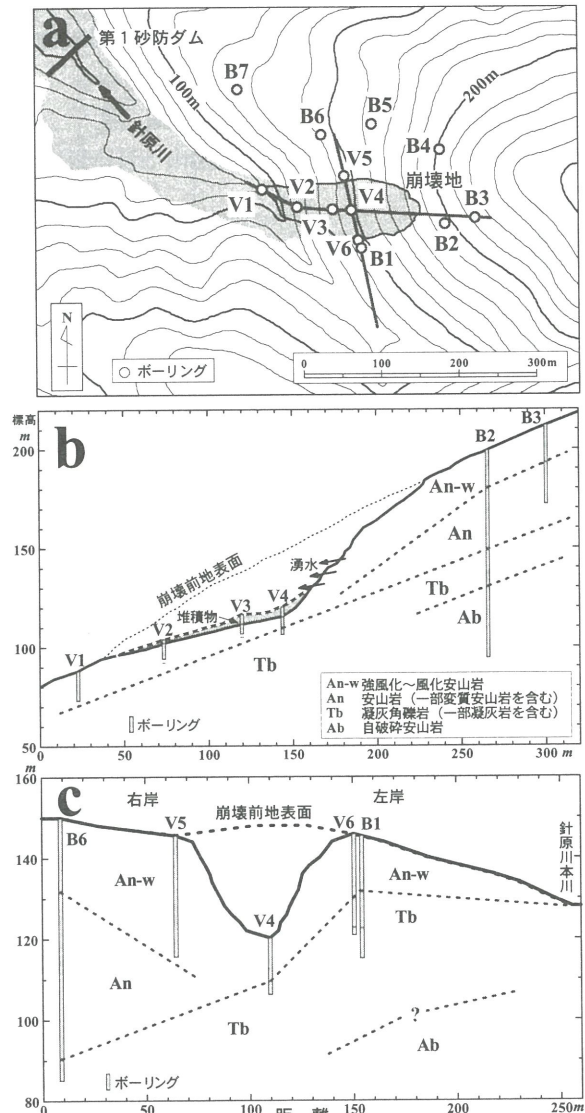


図-3 深層崩壊地の平面図(a), 縦断面図(b), 横断面図(c)

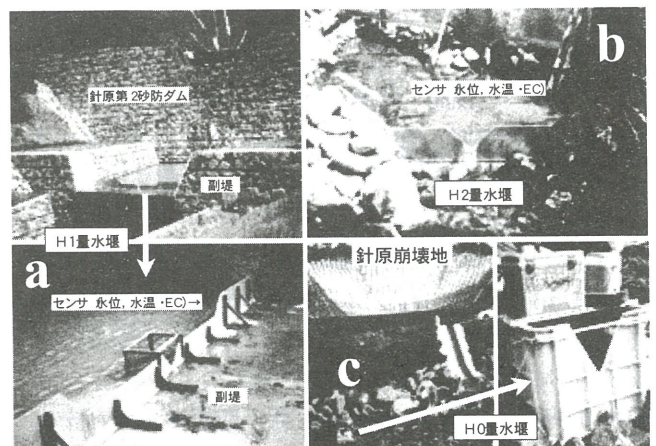


写真-2 針原川流域の水文観測施設



#### 4. 水文データの4年間の日変化

図-4は、1999～2002年の4年間の水文観測結果を日単位で示したものである。B1地点における1999～2002年の年降雨量はそれぞれ2068、2466、2070、2117mmであった。B1地点から南南西約5km地点にあるアメダス局の出水および北北東約10km地点にある水俣の年降雨量の平年値は1959mmおよび2132mmである。したがって、B1地点で4年間に観測された年降雨量は、2000年は多く、他の年は平年並みと判断される。B1地点における日降雨量の変化をみると、1999年には日降雨量が100mmを越すような日はなかったが、2000年には5回記録し、特に8月16～21日は総雨量577mmの大雨となった。2001年および2002年には日降雨量100mm以上が2回ずつ記録されている。

図-4(b)は河川流量(H1, H2)と崩壊地からの湧水流量(H0)の日平均値の変化である。針原川流域は小流域であることから、河川流量は降雨に対して敏感に反応し、その変動も大きい。一方、湧水流量は河川流量に比較して降雨に対する反応が小さい。崩壊地より上流側のH2地点の河川水は冬季には水量が少なくなり、1999年から2000年にかけての冬季には涸れている。下流側のH1地点は崩壊地から湧水が常に流入しているために涸れることはない。無降雨時のH1とH2の減水勾配を比較するとH1の勾配が緩くなっている。

図-4(c)は、崩壊地周辺のボーリング孔における日平均地下水位の変化である。地下水位は、各地点とも冬季の少雨期には徐々に低下し、梅雨前の5月末～6月初めに最も低くなり、梅雨の大雨で上昇して夏季の多雨期は高い状態が続き、それを過ぎると再び徐々に低下している。崩壊地源頭部の直上流に位置するB3地点の地下水位は、降雨に対して鋭敏に反応しており、雨水が帯水層に素速く浸透しているものと思われる。崩壊地左岸側のB1地点における地下水位は他の観測点に比べて年間の変動幅が小さい。B3およびB1地点の地下水位は多雨期から少雨期にかけての低下が緩やかであり、背後から地下水の流入が継続して行われているものと推測される。崩壊地右岸側のB5およびB6地点における地下水位は類似した変化を示している。B1とB6は崩壊地を挟んでほぼ同じ標高にあるが、それらの地下水面には10～20mの標高差が生じており、B1はB6より常に地下水位が高い状態にある。

図-4(d)は、河川水(H1, H2)、崩壊地からの湧水(H0)、ボーリング孔内の地下水(B1)のECの日平均値の変化である。河川水のECは、降雨があると低下し、降雨後次第に上昇している。河川水の無降雨時のECは、H1地点12mS/m前後、H2地点7mS/m前後を示し

ており、降雨があると両地点とも5～6mS/m程度まで低下している。無降雨時の河川水のECが崩壊地の上流と下流で大きく違うのは14mS/m前後のECを示す湧水が河川に流入しているからである。湧水のECは降雨があると河川水のEC変化とは逆に上昇している。B1地点の地下水のECは、20mS/m以上の高い値を示しているが、2000年に2回、2002年1回、河川水と同程度まで急激に低下する場面がみられ、このときは地下水位が7m程度急上昇している。これは、後述するように、針原川流域は浸透性が高い流域であることから雨水が帯水層に素速く浸透したことが考えられる。B1地点の地下水のECは、これらの急激な変化を除けば、観測開始から上昇し続けており、2002年に30mS/m程度でピークに達した後は下降傾向にあり、長期的な変動もみられる。

図-4(e)は、河川水、湧水、地下水の水温の日平均値の変化である。ボーリング孔内の地下水はほとんど変化せずに約18℃で一定している。崩壊地からの湧水は15～19℃の範囲内で変動しているが、河川水に比べれば変化幅は小さく、地下水の影響を強く受けている。

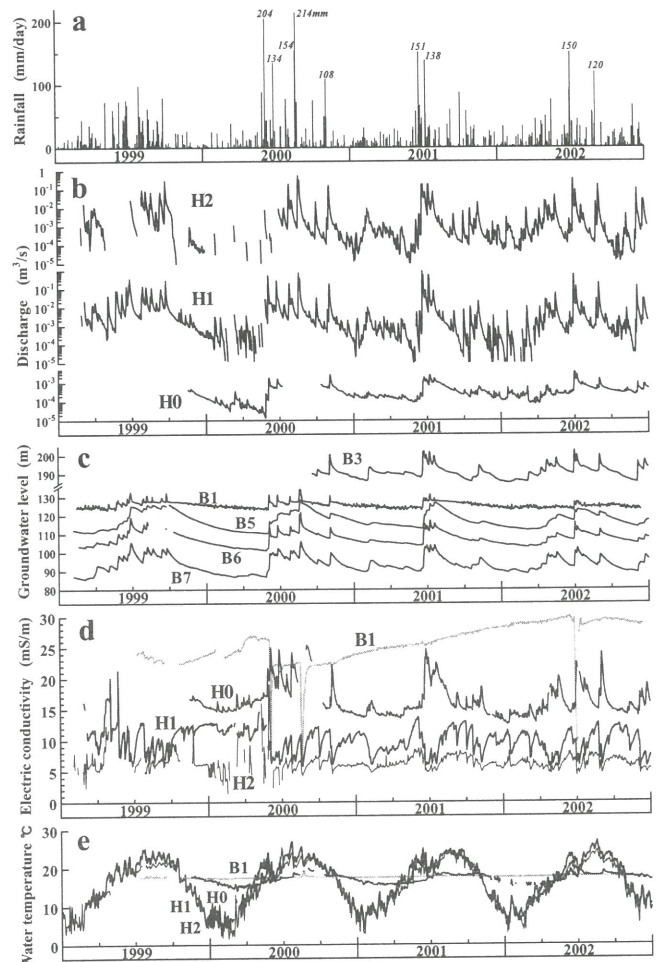


図-4 1999～2002年の水文データの日変化

## 5. 降雨に対する河川水・崩壊地湧水・地下水の応答

針原川の河川水(H1)および崩壊地からの湧水(H0)の流量, EC, 水温と崩壊地周辺の地下水(B1, B3, B5, B6, B7)の水位, EC, 水温の降雨応答を時間単位で解析した. 対象とした降雨は, 1999 ~ 2002 年において一連続雨量が 100mm 以上となった 9 例である. 降雨に対する各因子の応答は 9 例とも同様の傾向を示した. ここでは 1 つの応答例を示して考察する.

図-5 は, 2000 年 6 月 3 ~ 4 日の降雨(総雨量 252mm, 最大時間雨量 50mm)に対する各因子の応答を示したものである.

河川の流量(H1)は, 降雨開始と同時に増加を始め, 降雨の波形によく応答している. 雨量と流量のピークの時間差は 1 時間である. 湧水の流量(H0)も降雨開始と同時に増加を始めているが, 河川流量ほど降雨の波形に対応せず, 降雨ピークから 4 時間後にピークに達し, その後の減水は緩やかである.

地下水位の応答をみると, B1 地点は他の地点より上昇開始が早く, 降雨の波形に対応した変化がみられる. この変化は解析した降雨 9 例に共通しており, B1 地点へは雨水が素速く浸透する水みちの存在が考えられる. B1 地点で測定している地下水の EC の変化をみると, 降雨開始時に 26mS/m 程度を示していたが, 降雨が強くなった途端に 6mS/m 程度まで急激に低下し, その後約 1 日半は徐々に上昇して 8mS/m 程度まで達し, さらに半日程度で 17mS/m 程度まで急上昇, その後は徐々に上昇を続けている. この EC の変化は, 雨水が素速く浸透したことによる一時的な低下と付近一帯の地下水流動による上昇が関係していると思われる. 地下水位変化が降雨の波形に対応する傾向は B6 地点にもみられる. 一方, B5 および B7 地点の地下水位は降雨との対応が B1 や B6 地点に比較して小さく, 降雨開始から半日~1 日遅れて緩やかに上昇している.

河川水(H1)の EC は, 降雨前に 10mS/m 程度を示していたが, 降雨によって 5mS/m 程度まで低下し, 降雨終了後は 2 日間ほど 6mS/m 程度で推移し, その後は次の降雨までゆっくり上昇している. 一方, 湧水(H0)の EC は, 降雨前に 20mS/m 程度を示し, 降雨開始直後にわずかに低下するが, すぐ増加に転じ, 降雨終了後も増加を続けて降雨ピークから約 2 日後にピーク(25mS/m)に達している. 降雨開始直後のわずかな低下は湧水を測定している周囲から浸透した雨水による一時的な希釈が原因している.

水温の変化をみると, 河川水(H1)は降雨によって大きく変化し, 晴天時は気温と同様の日変化をしている. 地下水(B1)の水温はほとんど変化せずに 17 ~ 18 °C を

示し, また湧水(H0)の水温は降雨時に少し変動するが, それ以降は 16 ~ 17 °C を示して一定している.

解析した降雨 9 例の雨量因子, 降雨ピークと河川流量・湧水流量・地下水位ピークとの時間差, 地下水位の上昇量を解析した. 1 時間単位で解析したために雨量と河川流量のピーク時間差は平均で 1 時間という値になったが, 針原川流域の流域規模から判断して 1 時間未満と考えられる. 一方, 崩壊地からの湧水流量のピークは降雨ピークから 4 ~ 9 時間の遅れがあり, 平均で 6 時間であった. 降雨ピークと地下水位ピークの時間差の平均をみると, B1 地点は 2 時間と小さく, 次いで B6 および B3 地点が 18 時間および 21 時間であり, B5 および B7 地点は 28 時間および 36 時間であった. 崩壊地周辺では雨水が素速く浸透して降雨に敏感に応答する地下水とゆっくり流れて降雨に敏感には応答しない地下水のタイプがあることがわかる. また, 降雨ピークと崩壊地からの湧水 EC のピークとの時間差は平均 38 時間であった.

1997 年の崩壊は降雨終了から 4 時間後, 降雨ピークから 8 時間後に発生したが, 今回得られた観測結果から判断すると, 崩壊発生時にも山腹斜面の地下水位は上昇中であったことがわかる.

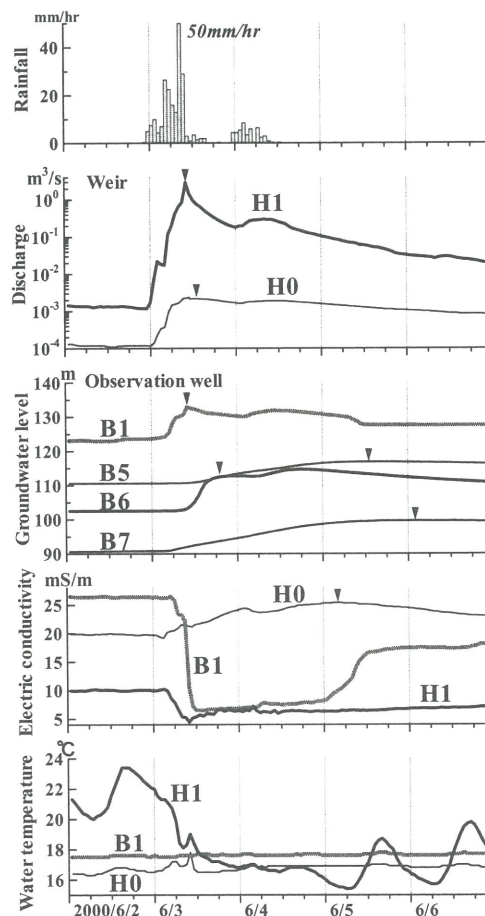


図-5 降雨に対する河川水・崩壊地湧水・地下水の応答例



## 6. 針原川流域の流出特性

火山体あるいは火山周辺の流域は、溶岩流、火砕流、火山砕屑物などが幾重にも積み重なった地質構造をしている場合が多い。古い火山である矢筈岳の山体をモデルにして深層崩壊発生場の予測法の研究を進める上で、矢筈岳山体流域の雨水流出・浸透特性を解明することは重要と考える。

H1 量水堰の水文データを用いて一雨ごとの直接流出量を求めた。図-6 は、総雨量と直接流出量の関係をプロットしたものである。総雨量が 100mm 程度までは直接流出量は小さく、直接流出率を求めると 6%未満である。総雨量が 100mm を越えると直接流出量の増加割合が大きくなるが、総雨量 577 mm を記録した 2000 年 8 月の大雨時でも直接流出率は 40% 程度である。

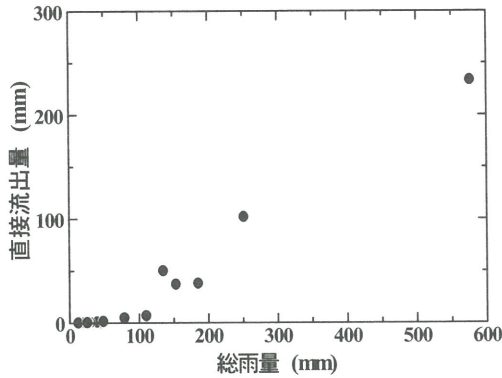


図-6 総雨量と直接流出量の関係

火山地域の流域における流出・浸透特性として、降雨後短時間に流出する直接流出成分が小さく、雨水の大部分は浸透して地下水流出成分になっていることがあげられる<sup>11,12)</sup>。これは、流域表層が透水性に富み、その下位の亀裂や空隙が多い溶岩・火山砕屑物などが帯水層を形成していることに由来している。針原川流域は火山地域特有の流出・浸透特性を示している。

H1 地点の年間水収支を求めると、年流出量および年消失量は平均値で約 650 mm および約 1500mm であり、流出量が小さく、消失量が大きかった。南九州における年蒸発散量の標準的な値は 900 ~ 1000mm 程度<sup>13)</sup>であることから、消失量には蒸発散量だけでなく深部浸透量や地下部における流域外への流出などが 500 ~ 600 mm 程度含まれていることになる。

## 7. タンクモデルによる河川水・崩壊地湧水・地下水の降雨応答の再現

### (1) タンクモデル計算

針原川の河川流量、崩壊地からの湧水流量および斜面地下水位の降雨応答を直列 3 段のタンクモデル<sup>14)</sup>による再現を試みた(図-7)。モデル計算は 1999 ~

2002 年において一連続雨量が 100mm 以上となった比較的大きな降雨 9 例を対象とし、計算時間間隔は 1 時間である。H1 地点の河川流量は各段タンクの側面孔からの流出量の合計に相当する。H0 地点における湧水流量には中間流出成分と地下水流出成分が関係していると考え、中段および下段タンクの側面流出量に対応すると仮定した。B1 地点の地下水位は下段タンクの貯留高に対応させた。各タンクのパラメータは実測値とモデル応答値の比較によって試行錯誤で決定した。また湧水流量(H0)および地下水位(B1)の実測値とモデル応答値の比較の際は、モデル応答値に試行錯誤的に比例係数を設定した。

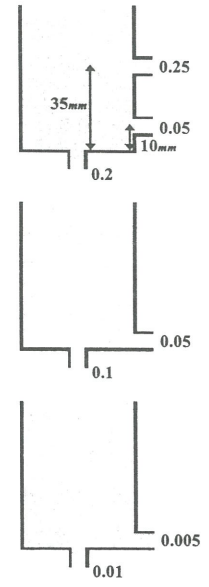


図-8 は、2000 年 6 月 3 ~ 4 日の降雨(図-5)について実施した河川流量(H1)、崩壊地の湧水流量(H0)、崩壊地左岸側の地下水位(B1)のタンクモデルによる計算値である。河川流量(H1)および崩壊地の湧水流量(H0)の実測値と計算値はよく一致している。B1 地点の地下水位に関しては、全体的な傾向は表現されているが、雨水が素速く浸透する水みちに起因すると考えられる速い応答は再現されていない。

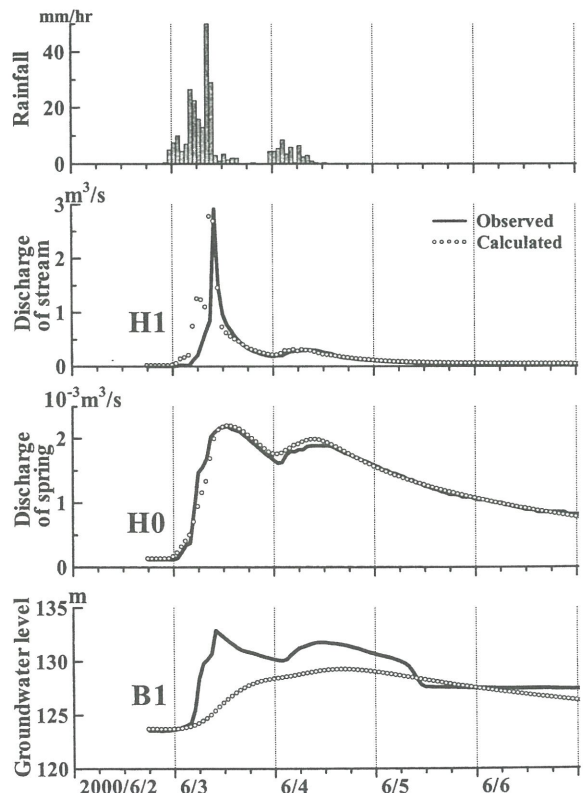


図-8 タンクモデルによるシミュレーション結果

## (2) 1997年崩壊時の降雨応答の再現

タンクモデルを用いて1997年崩壊時の針原川の河川流量および斜面地下水位の降雨応答を推定した。崩壊後の地下水位変動から崩壊前のそれを推定する際は、場の条件が変化しているという問題がある。すなわち、斜面内からの地下水の排水システムは崩壊前後で異なると考えられる。1997年の崩壊直後には崩壊地内の中央付近から左岸側斜面にかけて多量の湧水がみられ、この付近に地下水が集中して崩壊が発生したことが推測された。このことは崩壊地左岸側のB1地点における地下水位の変動からも推定された。したがって、この付近に地下水が集中しているという特性は崩壊前後で変化していないと考えられる。

モデル計算を行うにあたって河川流量および地下水位の初期条件が不明である。ここでは、1997年の出水アメダス雨量と1999～2002年の雨量データから実効雨量を求めて、その比較から崩壊前に近い初期条件を算出する方法によった。その結果、2000年6月3～4日の河川流量および斜面地下水位の値が初期条件として使用できると判断した。

図-9は、1997年7月6～10日の出水アメダス雨量を用いて針原川の河川流量および斜面地下水位の降雨応答の再現結果である。降雨は6日夜半から降りはじめ、10日夜半の崩壊発生時までの累加雨量は401mmである。降雨は9日21時には止み、その約4時間後に崩壊が発生している。再現されたハイドログラフによると、針原川の流量は9日18時にピークになり、その値は約 $3.2\text{m}^3/\text{s}$ である。また、崩壊が発生した10日1時前には約 $0.5\text{m}^3/\text{s}$ に減水している。一方、崩壊した斜面付近の地下水位は、7日の降雨から緩やかに上昇していたが、9日の強雨によって上昇が速まり、崩壊が発生した時刻まで急速に上昇した結果となった。崩壊時の計算地下水位標高は約133mであるが、この地下水位標高は斜面内からの地下水排水がスムーズに行われている状態のモデル計算値であり、崩壊が発生した当時は何らかの原因で排水システムが破壊されたことも考えられ、その場合はさらに高い地下水位が発生していたことも予想される。

## 引用文献

- 1) 下川悦郎・地頭蘭隆ほか(1994)：1993年豪雨による鹿児島県下の土砂災害，1993年鹿児島豪雨災害の総合的調査研究報告書，47-59
- 2) 丸井英明・佐藤 修・渡部直言(1997)：平成8年12月6日新潟・長野県境蒲原沢土石流災害(速報)，砂防学会誌，49(5)，60-62
- 3) 竹下敬司・清水 晃(1997)：熊本県坂本村，油谷川左岸の深層崩壊(速報)，砂防学会誌，50(3)，

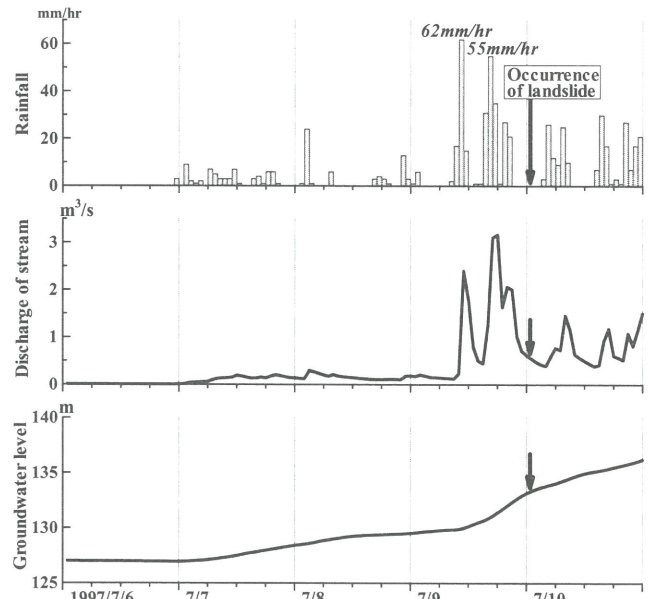


図-9 1997年崩壊時の河川流量および地下水位の再現

77-80

- 4) 下川悦郎・地頭蘭隆・小川滋(1998)：出水市・針原川土石流災害，平成9年度文部省科学研究費補助金研究成果報告書「1997年7月梅雨前線停滞に伴う西日本の豪雨災害に関する調査研究」，19-30
- 5) 谷口義信(2003)：2003年7月九州地域豪雨災害調査報告(速報)一水俣土砂災害一，砂防学会誌，56(3)，31-35
- 6) 地頭蘭隆・下川悦郎ほか(2004)：鹿児島県出水市針原川流域の水文地形的特性と深層崩壊，砂防学会誌，56(5)，15-26
- 7) 地頭蘭隆・下川悦郎(1998)：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的検討，砂防学会誌，51(4)，21-26
- 8) 鹿児島県(1990)：鹿児島県地質図(縮尺10万分の1)
- 9) 鹿児島県・西日本技術開発株式会社(2002)：平成14年度火山砂防調査委託(針原川)報告書，1-167
- 10) Shimokawa E. and Jitousono T.(1999)：A Study of the Change from a Landslide to Debris Flow at Harihara, Izumi City, Southern Kyushu, Journal of Natural Disaster Science, 20(2)，75-81
- 11) 下津昌司(1983)：火山地帯の水文一阿蘇火山を例として一，第19回水工学に関する夏期研修会講義集，A-2，土木学会水理委員会，1-14
- 12) 地頭蘭隆・下川悦郎(1990)：南九州における火山砕屑物に覆われた森林流域の流出特性，水文・水資源学会誌，3(1)，7-16
- 13) 金子 良(1973)：農業水文学，共立出版，286pp.
- 14) 菅原正巳(1972)：流出解析法，共立出版，257pp.

(2004. 6. 18 受付)