

# 鹿児島県出水市における1997年針原崩壊の地形的特徴

遠藤（池田）浩子<sup>1</sup>・大八木規夫<sup>2</sup>

<sup>1</sup>元深田地質研究所・<sup>2</sup>深田地質研究所

Topographical characteristics of the 1997 Harihara landslide in Izumi-shi,  
Kagoshima Prefecture, Kyushu, Japan

Hiroko (IKEDA) ENDO<sup>1</sup> and Norio OYAGI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Formerly Fukada Geological Institute until 1999, <sup>2</sup>Fukada Geological Institute

要旨：鹿児島県出水市針原地区において、梅雨に伴う大雨により1997年5月10日大規模な崩壊が発生し、21名が亡くなった。この崩壊源の規模は幅79m、奥行185m、深さ20m、体積12.4万m<sup>3</sup>であった。崩壊源周囲の地質は矢筈岳火山岩類に属する鮮新世・更新世の火山岩類で、下位から火砕岩、淡灰色安山岩溶岩、暗灰色安山岩溶岩で構成されている。これらの安山岩類は著しく風化しており、崩壊源の側方崖や滑落崖では浅部は粘土質の赤褐色風化帯、その下位は玉葱状構造のよく発達した風化帯となっている。崩壊発生場所は凹状地形を呈し、1982年長崎災害の事例と類似した反復性後退崩壊の特徴をもった斜面であった。移送堆積域では、崩壊源脚部から450m下流右岸側に、玉葱状構造を残存した状態で運搬された高さ1m、幅3mのブロックを発見した。この位置は、他の機関が同様の堆積物を確認した位置よりも140m下流である。上のブロック発見位置は、空中写真判読によって小規模ながら流山の形態を示している。このような流山地形は上述のブロック発見位置よりも55m下流であった。この場所は災害後に土塊が擾乱されたが、玉葱状構造をある程度保存した礫を確認できた。したがって、崩壊源脚部から500m付近までは岩屑なだれの状態を保った部分があったと考える。また、移動体の移送の途中から流動性の高い部分も形成したと推定される堆積物も認められた。

## 1. はじめに

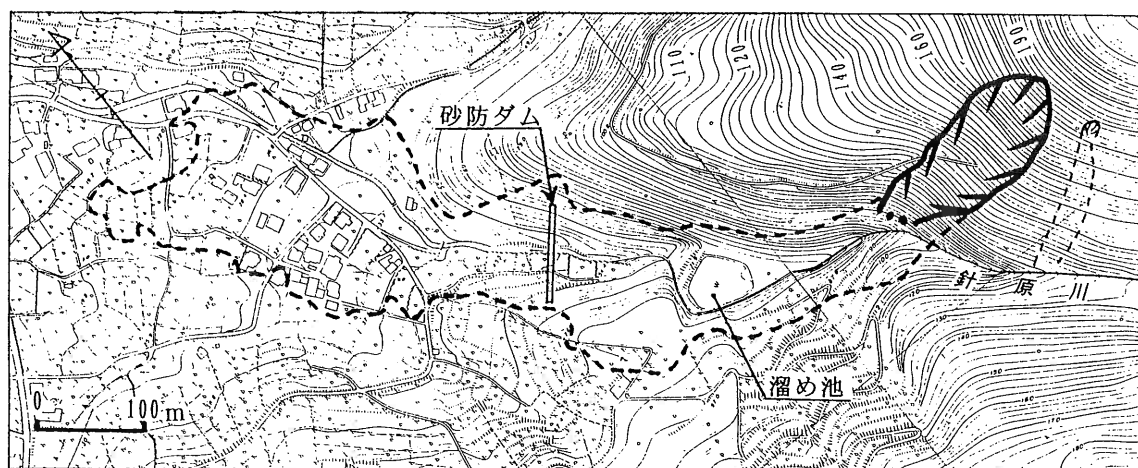
1997年7月10日0時44分頃、鹿児島県出水市境町針原地区（図-1、写真-1）の針原川中流域右岸の山腹斜面において体積12.4万m<sup>3</sup>の崩壊が発生し、崩壊物質の大部分は針原川に沿って流下し、下流にあった溜め池を埋め、砂防ダムの右袖を破壊し、集落をおそった（図-2）。この崩壊によって21名の方が亡くなり、18棟の家屋が全壊した。

日本では平地が少ないため、急傾斜の斜面の直下や、土砂の移送・堆積域にあたる谷の出口の小規模な扇状地や沖積錐に住家があることが少なくない。崩壊は前兆現象が少なく、突発的に起こる

ため、このような立地条件の住家を土砂が襲い大きな人的被害を招きやすい。針原地区もこうした立地条件の場所であった。



図-1 鹿児島県 出水市 針原






凡 例  
 崩壊源：  崩壊源の脚部： ●● 移動土塊の移送・堆積域：  表層崩壊の崩壊源と移送・堆積域： 

図-2 崩壊源と移動土塊の移送・堆積域 (地形図は崩壊前のものを使用)

崩壊の発生誘因としては、豪雨や地震などがある。針原地区で発生した崩壊の誘因は大雨である。日本では大雨によって死者、行方不明者等の被害が出るのは最近では洪水によるものより、土砂による場合の方が圧倒的に大きい。1982年の長崎豪雨災害では、長崎県下において死者・行方不明者299名のうち262名が土砂災害によるものであった(大八木ほか,1984a)。1998年8月末に起きた福島県南部豪雨災害でも21名の方が亡くなったがほとんど斜面災害によるものであった。

崩壊にも様々なタイプがあるが長崎豪雨災害で発生した崩壊について、崩壊斜面の物質構成に基づいて、表層すべり、岩屑層すべり、基岩すべりの3つのタイプに区分されている(大八木ほか,1984a)。これらのうち基岩すべりはある程度風化したものも含め基岩が滑落したものであり、他の2つに比べ崩壊の規模が大きく、被害も大きくなるので防災上大きな問題となっている。

今回、針原地区で大きな被害を招いた崩壊は、崩壊土量が大きく、崩壊源の深さや崩壊堆積物の状態を考慮すると基岩すべりと考えられる。本報告では1997年7月鹿児島県針原地区で発生した崩

壊の実態と崩壊した斜面の持っている特徴を現地調査、空中写真判読、地形解析に基づいて報告する。また崩壊の発生場、特に基岩すべりの発生場について考察し、崩壊発生場の予測の手がかりを示した。

## 2. 災害状況

### 2-1. 針原地区の災害概況

1997年の7月上旬の気象状況は、梅雨前線が九州北部に停滞し、その影響で九州各地で災害が発生した。鹿児島県出水市では7月6日の夜半から雨が降り始め、7月9日には鹿児島地方気象台から薩摩地方北部に大雨・洪水警報が発表されている。大雨が止んだおよそ4時間後の7月10日0時44分頃、針原川右岸の山腹斜面で大規模な崩壊が発生した。崩壊体積は筆者らの計測では12.4万 $m^3$ となる(詳細は後述)。移動土塊は針原川に沿って移送・堆積し、下流にあった溜め池(鹿児島県土木部による推定貯水量9000 $m^3$ )を埋め、砂防ダム(ダム高14m、堤長85m、計画貯砂量2万2千 $m^3$ )の右袖を破壊し、集落を襲った。この崩壊によって以下のような被害が生じた。

## 針原崩壊の地形的特徴

人的被害：死者21名、重傷者2名、中傷者4名、軽傷者7名

住家・非住家の被害：住家の全壊18棟、半壊1棟、非住家の全壊11棟

住家の浸水20棟

(出水市,1997)

なお、この大規模な崩壊のほかに、表層崩壊と推定される小規模な崩壊が空中写真(アジア航測撮影)によって判読できる。これら崩壊を合わせて図-3に示した。針原川右岸で発生した崩壊土量 $12.4\text{万m}^3$ の大規模な崩壊以外では、移動土塊が河床まで達していないものも存在する。以下、針原の崩壊とは、この崩壊土量 $12.4\text{万m}^3$ の大規

模な崩壊をさす。8号が襲来し、その後、小笠原高気圧の発達とともに梅雨前線は北上し、東北、北海道付近に移動した。しかし、そのご大陸からの冷たい高気圧がはり出してきたため、7月6日から7日にかけて梅雨前線は南下し、以後10日間以上、九州から関東にかけた地域に停滞した。小笠原高気圧に伴う南ないし南西の風は梅雨前線への水蒸気供給が絶えず行われやすい構造をつくっている(森脇ほか,1998)。

<出水市における降雨> 梅雨前線の停滞によって7月6日の夜半から降り始めた雨は9日の21時までには累積雨量 $400.5\text{mm}$ に達した(出水地域雨量観測所の資料による)。特に9日の日雨量

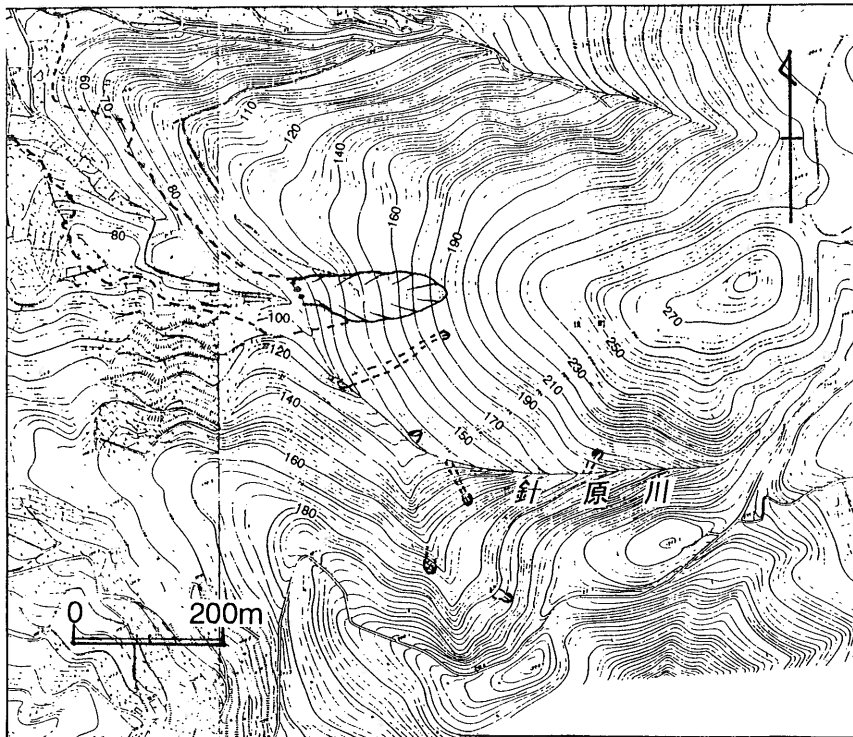


図-3 針原地区に発生した崩壊 地形図は崩壊前のものを使用。凡例は図-2と同じ

模な崩壊をさす。

### 2-2. 気象

<日本付近における概況> 6月の下旬に台風

は $275\text{mm}$ に達し1979年からの観測史上1位の値であった。図-4に出水地域雨量観測所における9日の時間雨量を示す。9日の21時には雨が上がっている。崩壊はこの降雨の最中ではなく、降雨が止んで約4時間後の10日0時44分に発生したものである。このように雨があがった後や弱まったところに規模の大きい崩壊が発生することは過去の事例でもしばしば報告されている(大八木ほか,1984b)。

図-5に災害地周辺域の総雨量と最大時間雨量の等雨量線図(下川ほか,1998)を示す。この図の範囲において、針原地区は総雨量では最大値にはなっていない、しかし、最大時間雨量では最大値の $60\text{mm/hr}$ の範囲に

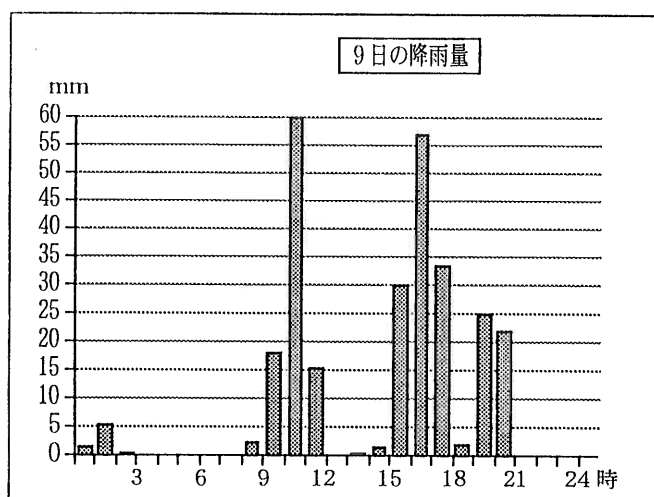


図-4 出水市地域雨量観測所における9日の時間雨量 縦軸は時間雨量、横軸は10日の時刻。データは出水市(1997)より

針原川や右岸斜面の災害当日の状況については、災害後の地元住民からの聞き取り調査によって報告されている(山田ほか,1998;森脇ほか,1998;下川ほか,1998)。これらを要約すると、9日の16時30分頃、針原川が氾濫したので、河岸では土のうを積むなどの水防活動が行われた。崩壊発生1時間前の9日23時半過ぎに、住民は針原川上流方向での山鳴りの音を聞いている。針原地区の区長は針原川の見回りに出かけた。氾濫を心配して住民も川沿いに集まっていた。しかし、雨もあが

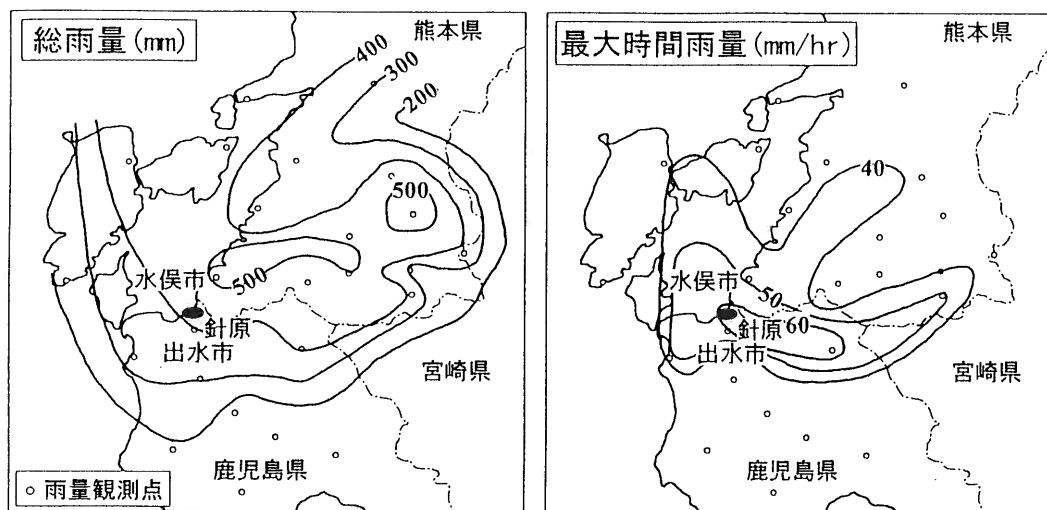


図-5 7月6～9日の災害地周辺域の総雨量と最大時間雨量の等雨量線図 (下川他,1998)

入っていることが分かる。出水市地域雨量観測所で記録された7月1日～16日までの毎時の降雨量(付表-1)によれば、最大値の60mm/hrは9日の10時～11時に記録されたものであり、その後3時間程の休止を挟んでおよそ170mmの雨が15時～21時の6時間に降っている。このあと崩壊発生までのおよそ4時間には降雨はほとんどなかった。

### 2-3. 災害発生直前の針原地区の状況

り、針原川の水位も低下したため区長も住民も帰宅した。崩壊の発生した10日0時40分過ぎに大きな音と揺れが続いた後、わずか1分足らずの短い時間に泥水が針原地区に到達した、ということである。

### 3. 地形・地質の特徴

崩壊した斜面は矢筈岳(標高687.0m)の西北西に位置し八代海に面している(図-6参照)。矢筈岳は晩壮年期～老壮年期的な従順化した山地

### 針原崩壊の地形的特徴

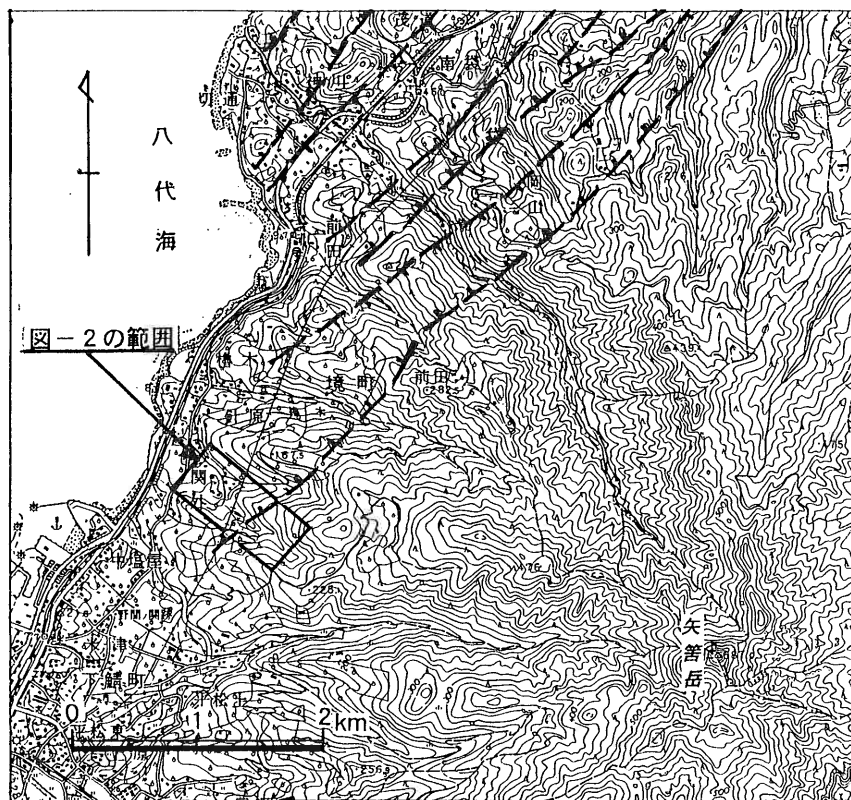


図-6 針原地区の周囲 地形図は1/5万「出水」を使用。(九州活構造図研究編,1989)

で地質は鮮新世～更新世の矢筈岳火山岩類に属する紫蘇輝石安山岩の溶岩および火砕岩からなっている(岩松・井村,1998)。

「九州活構造図」(1989)によれば針原地区から熊本県水俣市袋地区にかけてNE-SW方向のリニアメントが7本かかっている。これらは八代海に近い地域に多いが、その内のもっとも山地側のリニアメント(N55°E)が針原地区の溜め池の下流付近を通っている(図-6参照)。したがって、このリニアメン

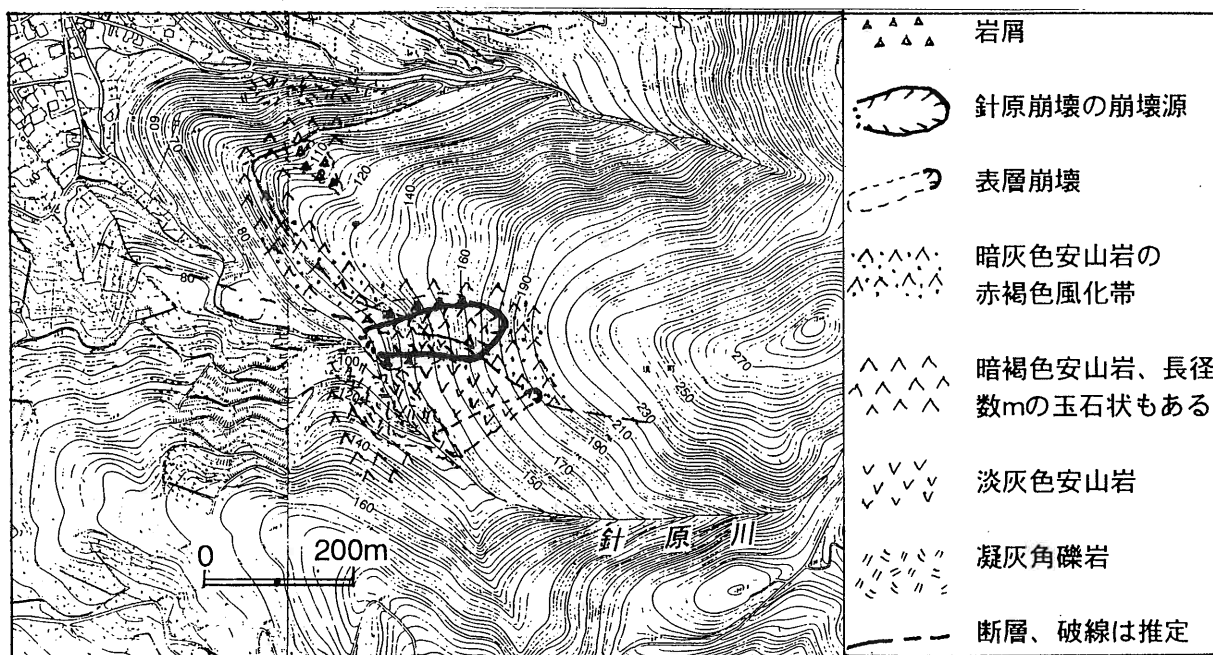


図-7 現地調査の際、針原地区で観察した地質 地形図は崩壊前のもの

トと今回の崩壊との関係が問題になる。

この問題については4-2、および、5-2で考察する。

崩壊源とその周囲の地質は下位から①安山岩質凝灰角

礫岩、②淡灰色安山岩溶岩、③暗灰色安山岩溶岩からなっている。表土は褐色～暗褐色を呈し、0.5～1mの範囲であり、温暖な地域としては薄い。現地調査のルートマップを図-7に示す。地点aは「針原崩壊」の南側に発生した表層崩壊の移送・堆積域の下端部付近である。この地点で見られた凝灰岩は他の3箇所で見られた凝灰角礫岩と比べて最も風化しており、ハンマーでたたくとサクサクした感じである。他の3箇所の凝灰角礫岩は固結度が高く、凝灰角礫岩に含まれる礫の大きさも長径5～40cmであり、地点aのものより

大きい。

安山岩は節理に沿って発達した玉葱状構造を呈する著しい風化帯となっている。節理の発達した面の方向はNNW-SSE方向とNE-SW方向である。玉葱状構造の芯の部分となす玉石は最大長径が数mもある。安山岩溶岩の風化程度は地表からの深さとの相関関係を明瞭には示さない。玉葱状構造の玉石の大きさが長径数mあるもの下位にそれよりも小さい玉石の大きさのものがあつたり、地表からの深さが同じであっても玉葱状構造の玉石の大きさに著しい違いが見られた。一様に風化が

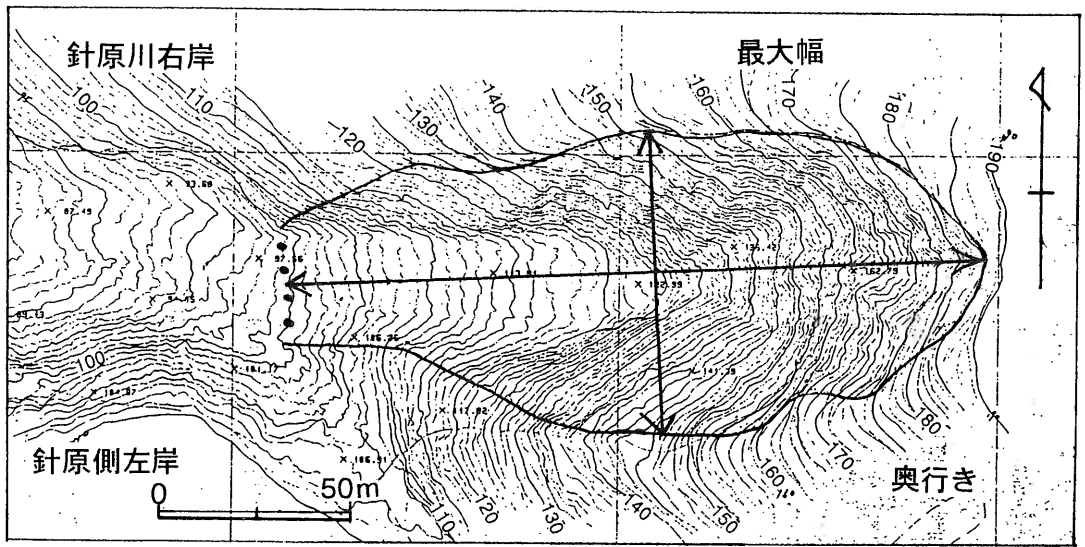


図-8 崩壊源におけるジオメトリの測線図

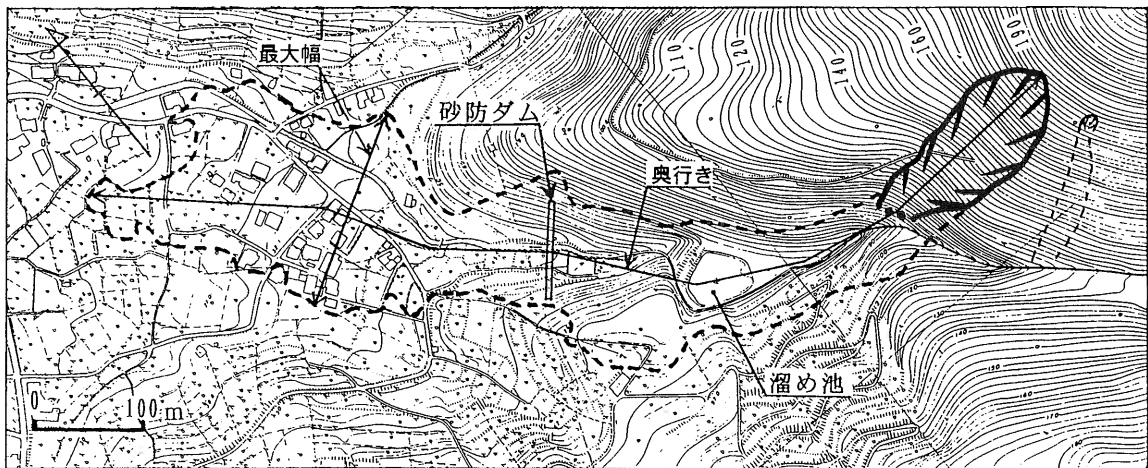


図-9 崩壊源および移送・堆積域のジオメトリ測線図 崩壊前の地形図に記入。凡例は図-2と同じ

## 針原崩壊の地形的特徴

進んだ所では玉葱状風化の芯の部分が長径30～50cmとなり、隙間なく積み重ねられたような状態を呈する（写真-2）。玉葱状構造の殻の表面には黒色の沈澱物が幾層にもわたって付着している。地点bでは溶岩が著しく風化して赤褐色を呈しており、ねじり鎌で削り取れるほどに軟らかくなっている。ここでは幅5mmほどの流入粘土が割れ目に沿っていく筋も認められた（写真-3）。

また、崩壊源の左側方崖背後の斜面（地点c）では、安山岩溶岩の玉葱状構造の殻の部分が破碎して変形を受けている（写真-4）。このことからこの斜面はクリープ変形をしていた可能性が推定される。

### 4. 崩壊の特徴

#### 4-1. ジオメトリー

針原の崩壊のジオメトリー諸元を災害前後の地形図から計測し表-1示した。今回の災害の特異点や他の災害との類似点について、他の地域にお

ける過去の事例との比較・検討を可能にするために、ジオメトリーの計測は羽田野・大八木（1986）に準じた（付表-2参照）。なお、全変動域とは崩壊源の冠頂から堆積域の末端までをいう。図-8,9にジオメトリーを計測した測線図を示す。図-10には崩壊した斜面の崩壊前後の縦断形を示す。崩壊土量は図-8の奥行き方向の測線に対して垂直に10m間隔で18の横断面図を作成し、崩壊前後の地形図から断面積を求め、幅10mをかけて各セクターごとの体積を求めそれらの総計から崩壊土量を求めた。崩壊源に残った残土量は、4本のボーリングに基づく下川ほか（1998）の縦断図データをもとに求めた。以上の計測によって求められた崩壊土量は $12.4 \times 10^4 \text{ m}^3$ となった。このうち、崩壊源に残った残土量は $0.55 \times 10^4 \text{ m}^3$ となった。

#### 4-2. 発生域

<崩壊源中央部>

崩壊後の地形図に崩壊源に表れた非変動域の地質を図-11に示した。崩壊源の中央やや左側方崖

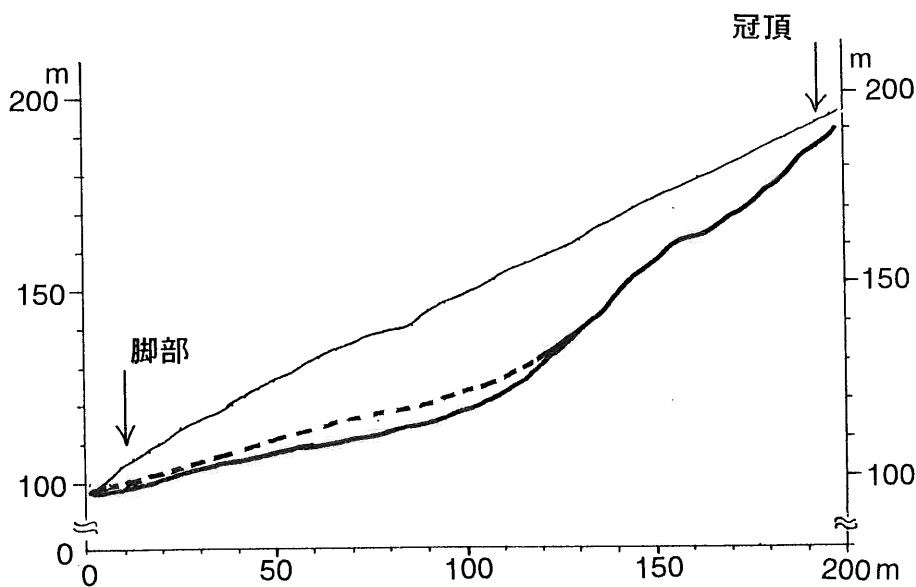


図-10 崩壊した斜面の崩壊前後の縦断形 測線は図-8参照。太線破線は崩壊後、細線は崩壊前の地形。太線は変動域と非変動域の境界。

（河川の場合と同様に斜面上方から下方をみて左側の崖）よりにN80°E、40°NWの走向傾斜を持つ断層が認められた。この断層の下位は風化による玉葱状構造あるいは主として玉石の配列した淡灰色安山岩溶岩が分布し

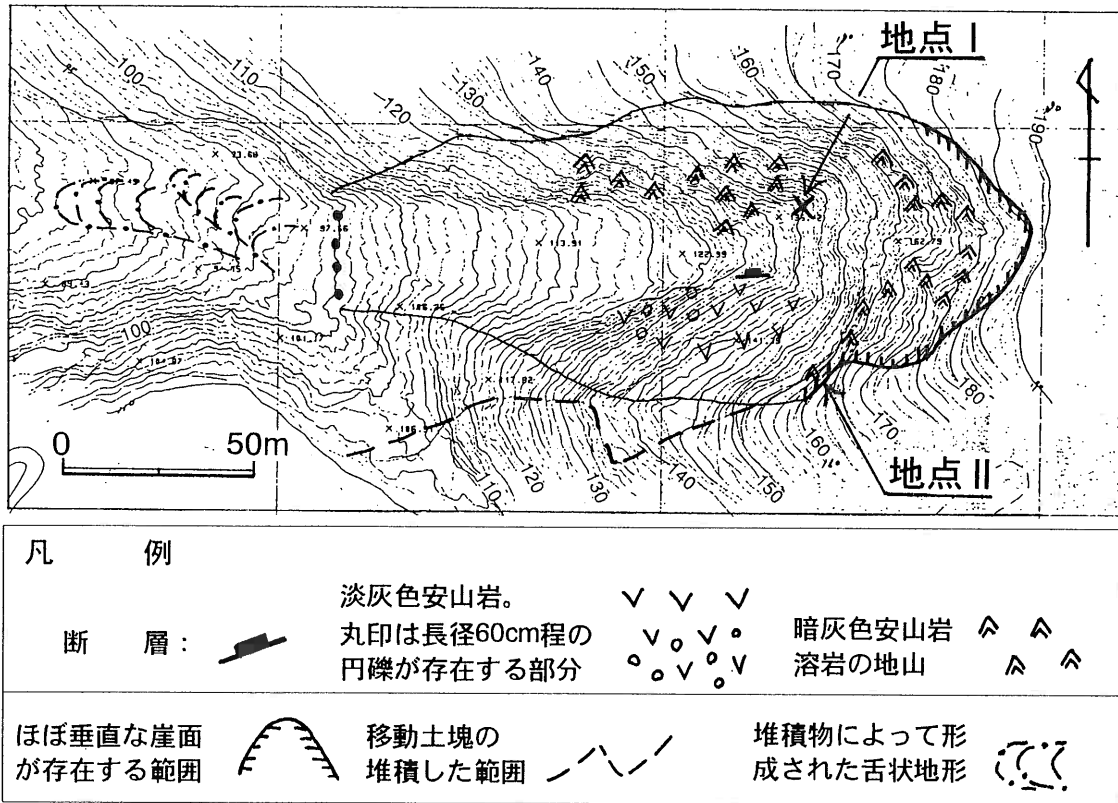


図-11 崩壊後の地形および崩壊源に表れた非変動域の地質

ており、この安山岩は左側方崖の下流方向へ延長していた。断層の上位には著しく風化し玉葱状構造を呈する暗灰色安山岩溶岩がある。この安山岩の風化帯のうち地表に近い部分は赤褐色～赤色を呈していた。災害後の試錐をした調査会社の技術者によると、この断層付近から崩壊後1ヶ月間ほど湧水があったということである。また、崩壊直後には崩壊源中央付近右側方崖寄り（図-11の地点

I）から湧水があったことが報告されている（玉田ほか、1997）。災害直後の空中写真からもそれが読み取れる。その湧水箇所は暗褐色安山岩の分布域である。崩壊発生から2ヶ月後の9月8日および9日に行った現地調査ではこれらの箇所からの湧水は見られなかったが、断層付近はやや湿潤であった。

<左側方崖>

左側方崖にはうねり間隔の大きい（数10cmの）明瞭な条線をもった部分が認められた。その部分には粘土が付着していたという観察結果もある（矢ヶ部・小林,1998）。現地調査の際に撮った写真と崩壊後の地形図から、この条線の方角を求めたところ、平均N86°Wとなった。この方向は崩壊の滑落方向にほぼ一致している。また、条線の落としては15°前後で崩壊源の基底面の傾斜に

	全変動域	崩壊源
比高 (m)	172	86
奥行き (m)	949	184
最大幅 (m)	185	79
面積 (ha)	9.47	0.96
見通し角 (°)	10	25

表-1 崩壊源のジオメトリ



## 針原崩壊の地形的特徴

ほぼ一致している。これらのことから、条線は今回の崩壊時に形成されたものであり、この条線の付いていた部分は側方すべり面であると考えられる。このすべり面より下位には淡灰色の安山岩溶岩が露出していた。すべり面の横断形は、上部（標高135～155m）では平滑な緩斜面であり、下部では急斜面の凸型である。また、下部には長径60cmほどの円礫がある程度規則的に配列していた（写真-5）。これらの円礫はあたかも礫層のようにみえるが、しかし、これは風化した玉葱状構造を呈した安山岩の風化殻の部分が剥ぎ取られて残った玉石の部分であり、接近して観察すると、破碎した風化殻の部分が円礫を調和的に取り巻いている状態が認められた。したがってこれらの円礫は淡灰色安山岩の地山部分と考えられる。このような円礫は断層付近では見られない。淡灰色安山岩溶岩からなる左側方崖の崖面の方向はENE-WSWであるが、脚部付近ではE-W方向に20°ほど右回りに変化している。

### <滑落崖および右側方崖>

左側方崖～滑落崖～右側方崖にかけて地表から比高1～3mの範囲には鉛直に近い崖面が見られる。図-11の地点Ⅱに存在した比高3m程の崖面では、暗灰色安山岩が玉葱状構造を呈し、遠くからは礫が積み重ねたように見える状態であった（写真-6）。

滑落崖と右側方崖の地質は、古い岩屑か地山なのかがかならずしも明瞭ではなかった。工事のため接近して観察することはできなかったが、長径0.5～3mの礫の長軸方向が周囲の安山岩の節理の方向に平行に配置されていること、礫の周囲の斜面にこの礫とつながる玉葱状構造の殻の部分が認められることから、薄い岩屑部分のすぐ内側は暗灰色安山岩溶岩の地山と考えられる。図-11には、地山と思われる範囲を示した。崩壊源には

今回の崩壊土砂が斜面を覆っているものの、下川ほか（1998）によればその厚さは薄いものと推定される。なお、右側方崖には崩壊のすべり面を示すような条線は認められていない。

### 4-3. 移送・堆積域

#### <崩壊源の周囲>

左側方崖に大きく刻まれた条線は前述のとおりN86°Wであり、崩壊源に形成された平底谷の方向はほぼE-Wである。このことから移動土塊は崩壊源から押し出したときの移動方向はほぼ真西であったことが推察される。なお、移動体の一部は左側方崖を2箇所（図-11の地点ⅢおよびⅣ）で乗り越えたことが空中写真で判読できる。斜面中腹の林道（標高145m、図-11の地点Ⅲ）付近では越流した土塊は針原川まで到達せずに斜面に堆積した。また、それより下方（標高125m）の地点、で越流した土塊は針原川を越え、対岸にのりあげ堆積した。しかし、これらの土量は滑落した総土量の1.5%程度である。

#### <崩壊源の脚部から砂防ダムまで>

図-12に崩壊源から下流における移動体の移送・堆積域の範囲を示した。針原川の左岸（図-12の地点①）の尾根に堆積した土塊は、玉葱構造を呈した風化安山岩とその岩片であって、ほかの岩石は認められていない。崩壊土砂はこの尾根の標高110mあたりまで乗り上げている。これは現河床から比高10～13mの位置になる。ここ付近での河床の堆積は1～2m程度であるので、この地点における左岸斜面への移動体の乗り上げ比高は災害前河床から最大でも15m以下であろう。

崩壊源の脚部直下付近の針原川河床には、小規模な舌状堆積物が空中写真により認められる（図-11）。しかし、これらは主移動体からの途中の残置堆積物かあるいは後続（二次）移動体の堆積

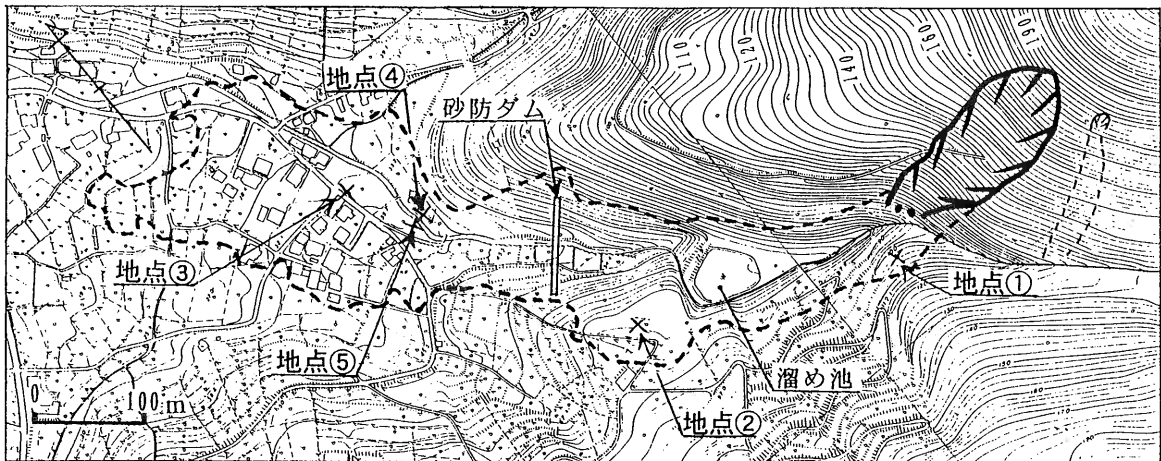


図-12 移送・堆積域 地形図は崩壊前のものを使用。凡例は図-2と同じ

物か明らかではない。

崩壊源脚部から砂防ダムまでの平面図上325mの区間における針原川両岸斜面に堆積した移動体堆積物の上限（堆積物の側方リッジ）の位置は左右両岸でほぼ同高度の場合があるが、左岸の方が右岸より高い場所が多い。同高度の範囲は崩壊源脚部から針原川の下流方向へ90m地点から170m地点（ため池の中央やや上流側）までの区間である。また左岸側が高い区間は、溜め池中央（崩壊源脚部から180m地点）から砂防ダム上流15m（同310m地点）付近までの区間である。この区間では、溜め池中央付近左岸の尾根先端部と砂防ダム左岸の高台（図-12地点②）に左右側方リッジの比高の極大値があり、前者では5m、後者では14mに達している。

崩壊源脚部－砂防ダム区間における針原川河床上の堆積物は空中写真における形態と色彩から次のように判読できる。溜め池とその左岸側の低地には下位に赤褐色の岩塊が認められる。崩壊源において赤褐色の風化帯はおもに暗灰色安山岩において認められたものであった。また、山田ほか（1998）が溜め池で行ったトレンチ調査では、旧地盤の上には厚さ約80cmの範囲で基質が乱され流木や河床の礫を含んだ部分があるが、その上位

に「非常に締まっている地山ブロック」があること、さらにその上位に「全体的にルーズであり、土塊の内部構造が完全に剪断破壊された状態」の土石流堆積物が重なっていたという。山田ほか（1997）の「地山ブロック」は赤褐色岩塊したがって風化の著しい部分を含む暗灰色安山岩岩塊群に対比できる。これらのこれら赤褐色岩塊の上位には淡褐色の堆積物が載っているが、この淡褐色堆積物は山田ほか（1997）の「土石流堆積物」の一部に対応できると思われる。しかし、淡褐色堆積物は側方リッジや次に述べる高台の堆積物にも認められる。

溜め池の下流にある砂防ダムの堆砂域では、赤褐色の複数の岩塊がさらに明瞭に認められる。ここでは、淡褐色堆積物に足元しか覆われていない赤褐色岩塊も少なくない。下川ほか（1998）によれば、砂防ダムの直上流の5mの断面で「斜面と同じく赤色強風化層が上位にその下位に風化層があり、攪乱度は小さい」。さらに、災害の数日後に撮られた写真（森脇他,1998）から、これら赤褐色岩塊の厚さはすくなくとも5mはあったと推定できる。

砂防ダム左岸側の高台には、その先端部に赤褐色物質が散乱している。これは赤褐色風化帯を

## 針原崩壊の地形的特徴

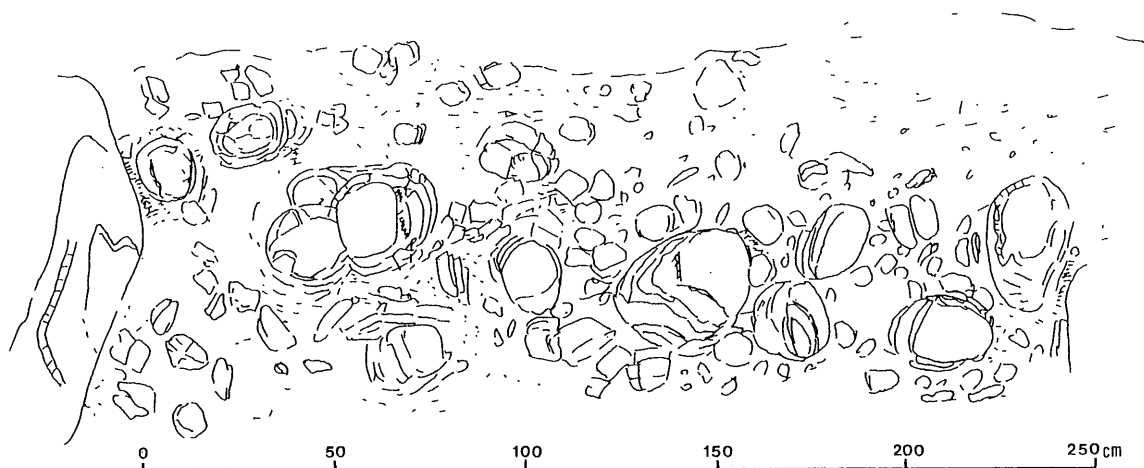


図-13 たまねぎ状構造をかなりよく残したブロックのスケッチ

もった暗灰色安山岩岩塊の破碎分散したものと思われる。また、赤褐色物質の外側（南側）を取り巻くように淡褐色物質および灰白色物質の帯状分布が認められる。灰白色物質の範囲には大きな灰白色の礫が認められることから、崩壊源左岸側下位にあった淡灰色安山岩からなる部分と考えられる。これらの堆積物は砂防ダム天場付近まで連続しているので、高台に乗り上げた部分の一部は針原川に再び合流したはずである。崩壊前後の地形図からこの高台に堆積した堆積物の厚さは1.5～2mと推定される。

砂防ダムの右袖は破壊され最大170mほど下流（地点③）まで流されている。砂防ダム直下の右岸では標高80m付近（ダムの袖部より15mほど上方）まで樹木や草が剥がされている。しかし、この斜面には土塊の通過による削剥痕や移動体の堆積物がほとんど認められていない（森脇ほか,1998）。このことから砂防ダムの右岸斜面に駆け上がったのは主に水であり、移動体の岩塊や岩屑などではなかったことになる。なお、砂防ダム直下の左岸側の斜面では、削剥範囲は袖部より3m程上方までであった。

＜砂防ダムから堆積域末端まで＞

砂防ダムから下流域では、移動体の堆積物は左右に拡がっている。1997年の12月19日に行った現地調査では砂防ダムより下流125mの地点\$（図-12）に玉葱状構造をかなりよく残した厚さ1m、長さ3mのブロックが存在していた（図-13）。この露頭は災害後の針原川の水路確保のために災害前の水路付近を開削した部分の右岸側にあった。この露頭から7～8m下流には砂防ダムの破碎された右岸側袖の一部が見い出された。この露頭のブロックは玉葱状構造を呈した安山岩の礫と基質からなっている（写真-7）。礫の大きさは長径10～40cmほどである。礫の周りの玉葱状構造の殻の岩片は破碎を受けているものの、ほぼ原形をとどめている。基質は安山岩からの赤色風化物であり、粘土質で緻密であり攪乱されていない。崩壊直後の7月13日にアジア航測⑭によって撮影された空中写真を見ると、このブロックはわずかながら凸状地形を示しており存在位置が確認できた。なお、この空中写真から判読できた凸状地形の分布図を図-14に示した。

地点\$ より3mほど水路の上流右岸に崩壊前の

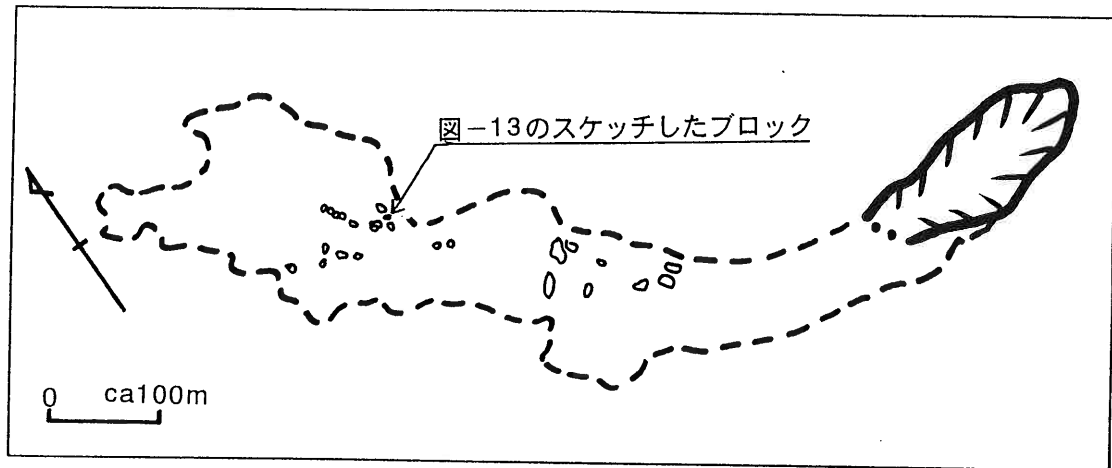


図-14 移送・堆積域に見られた凸型地形 図は空中写真よりトレースをしたもの。実線で囲んだ範囲が凸状地形

表土が見られた。この表土と堆積した土塊との間には木の枝や草が横倒しになって挟まれている。堆積物は乱された状態のものである（写真-8）。この表土の見えた地点の対岸（水路を挟んで左岸、距離にして2m：地点⑤）にも崩壊前の表土が認められ、その下位には今回の移動土塊と同じような玉葱状構造をもった安山岩の円礫が認められた。

## 5. 考察

### 5-1. 針原地区で発生した崩壊について

#### <発生順序>

崩壊源の中央から左側方崖にかけて標高150～160mの範囲に比高数mの崖（図-15の崖①）が認められる。崩壊源中央にはこの崖面より上方に凸部（図-15の地点A）が存在する。現地調査では危険であるため、近寄って観察することができなかったが、この凸部は長径数m以下の亜角礫からなっている。この亜角礫は周囲の安山岩の節理の方向に平行に配置されていること、礫の周りと同様の斜面にみられた玉葱状構造の殻の部分とがつながっていることから、地山と考えられる。1997年7月の崩壊は、この凸部を残していること

から、崩壊はまず崖！をほぼ上限とし、左右の側方崖および脚部に囲まれた範囲が滑落を開始したと考えられる。これが主移動体である。左側方崖には条線と粘土を付着していたすべり面が認められたが、右側方崖には条線や粘土の付着面などをもつすべり面が認められていないことから、主移動体の崩壊源における移動方向は真西ではなく南へややふつて西南西方向であったと考えられる。しかし、移動が進行するにつれて、左側方崖の下方の方位に支配されて、移動体の下部から真西へ向けられた。主移動体の滑落によって、下端部の支持を失った滑落崖の上部斜面が不安定となり、地点Aの凸部を残して小崩壊が上部斜面（図-15の崖②および地点Aの左）でも引き起こされた。さらに、右側方崖の肩部（崖③）でも遅れて小崩壊が発生し、右側方崖に薄く堆積物が覆った。

なお、右側方崖には剪断変形におけるR1面に相当する崖面が雁行状に配列した状況が空中写真、および現地で撮影した写真から読み取れる。

#### <移動体の運動様式>

移動体がどのような運動様式で移送したかを知ることが、災害対策の上で重要なことと考えるの

## 針原崩壊の地形的特徴

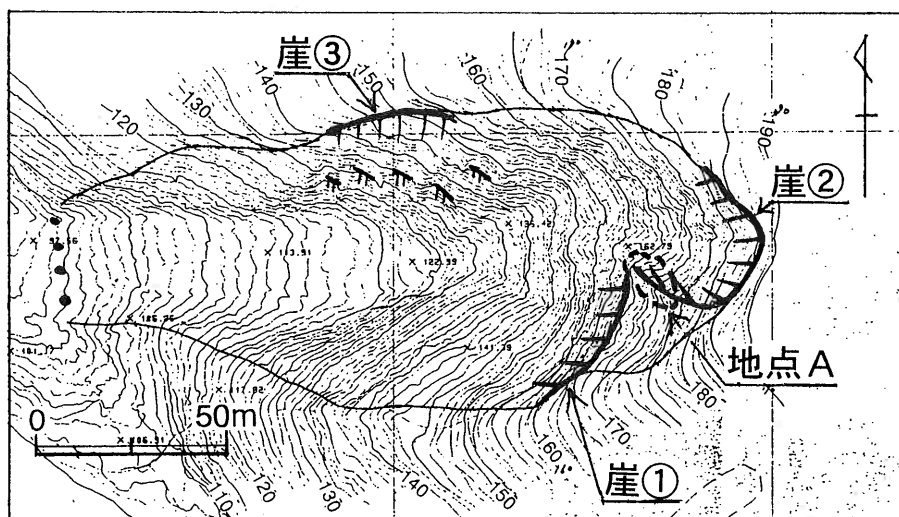


図-15 崩壊源に見られる地形

で、針原の崩壊についても検討したい。

針原川の溜め池（図-12）および砂防ダム堆砂域の堆積物には崩壊源にあった時の風化帯の構造を残存した移動土塊の存在が確認されている（山田ほか,1998；下川ほか,1998）。山田ほか（1998）による溜め池のトレンチ調査では、移動体の下底部約80cmの部分は基質が乱され、流木や河床の礫が含まれていたことから、「地山ブロック」と呼んだ崩壊前の斜面構造をよく残した移動体主部が滑動したときの攪乱部と考えることができる。崩壊前の斜面構造をよく残した堆積物は岩屑なだれ堆積物と呼ばれており、そのような運動様式は岩屑なだれと呼ばれている（三村ほか,1982；三村,1985）。上述の特徴から推定すると、この移動体主部は岩屑なだれの状態で移送されたと考えることができる。

また、岩屑なだれ堆積物には崩壊前の山体斜面の構造をそのまま保存して移動したブロックを中心とした凸状地形が残存し、いわゆる「流れ山」地形として認められる。図-14には空中写真判読により移送・堆積域に見られた凸状地形の分布を示した。筆者らは1997年12月の現地調査によっ

て、砂防ダムより下流125mの地点（図-12の地点①）において前述のように斜面構造のあまり乱されていないブロックを発見した（写真-7および図-13）。この観察から少なくとも砂防ダムより下流125mまでは岩屑なだれの運動様式が継続していたことにな

る。この時点では、堆積域の大部分の場所では救出作業や復興作業のためにすでに著しく擾乱されていたが、砂防ダムから180m下流の地点でも、空中写真で凸形地形の認められた場所付近に積み上げられた岩屑の中には風化殻をまだある程度保存した礫状玉石が認められた（写真-9）。図-14に示した凸形地形は斜面構造をある程度保存したブロックからなると考えられることから、小規模ではあるが岩屑なだれの流山に対応するものと考えられる。したがって、岩屑なだれの運動様式は部分的にしる砂防ダムから180m（崩壊源脚部から505m）下流の範囲まで継続した可能性があると考える。

溜め池において淡褐色堆積物は赤褐色岩塊を覆っていた。しかし、移送域の側方リッジや砂防ダム左岸の高台にも赤褐色堆積物を取り巻くように外側に堆積していた。このような分布状態からすると、側方リッジや高台に堆積したものは赤褐色堆積物の堆積後に到達・堆積したものと考えにくい。したがって、淡褐色堆積物は赤褐色堆積物とほとんど同時に移送堆積したものと考えられる。この淡褐色堆積物は溜め池において山田ほか

(1998)によって土石流堆積物とされたものに、すくなくとも溜め池の箇所では対比される。したがって、土石流堆積物かあるいは色調上類似の堆積物が赤褐色岩塊と同時的に移送されていたことになる。

1997年5月の秋田県澄川地すべりにおける移動土塊の堆積物についても、岩屑なだれ堆積物を土石流堆積物が覆っていることが観察された(千葉他,1997;遠藤他,1997;田中他,1998;星野実,1998など)。しかし、十勝岳の大正泥流の例や澄川地すべりの場合も岩屑なだれ堆積物を覆う土石流堆積物や泥流堆積物は、岩屑なだれの移送中にはほぼ同時に生成されたものであったことが指摘されている(堀,1997;堀,2000)。以上の観察や考察から、これまで崩壊した移動体が押し出し移送した場合、土石流として単一の移送形態として見られてきたが、崩壊した移動体が岩屑なだれを含む複合的な運動様式をもって移送されるのではないかという視点も必要と考える。

<発生機構>

今回、発生した針原地区崩壊の崩壊源の地形・地質的特徴は次のように要約できる。

①崩壊斜面および周囲の斜面を構成する安山岩は

- 地表付近は赤褐色風化帯、深部は節理系に関連した顕著な玉葱状構造をもつ風化帯となっている、
- ②崩壊源中央付近に走行E-WないしENE-WSWで北へ傾斜する断層が存在している、
- ③この断層は下位の淡灰色安山岩と上位の暗灰色安山岩との境界をなしている、
- ④崩壊後に崩壊源中央右岸よりこの断層面上から湧水があったが2ヵ月後には止まった
- ⑤淡灰色安山岩に剪断面が存在する
- ⑥周囲の地質から、淡灰色安山岩の下位に安山岩質凝灰角礫岩が分布している
- ⑦崩壊前の地形を見ると、崩壊した斜面は凹状地形を呈していた(図-16参照)。

④の湧水に関して、地頭藪ほか(1998)は崩壊源付近の地下水量を計測し、低水時の針原川の基底流出量は崩壊斜面付近からの湧水量が大部分を占めていることから、崩壊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層構造が形成されている、と考えている。また、遠藤(1999)は針原川の水質化学組成から、崩壊源付近は地下貯留時間の長いNa-HCO<sub>3</sub>型の水質を主とし、トリチウム年代測定結果からこの地下水が地下に長期間停滞したものであること、さらに、

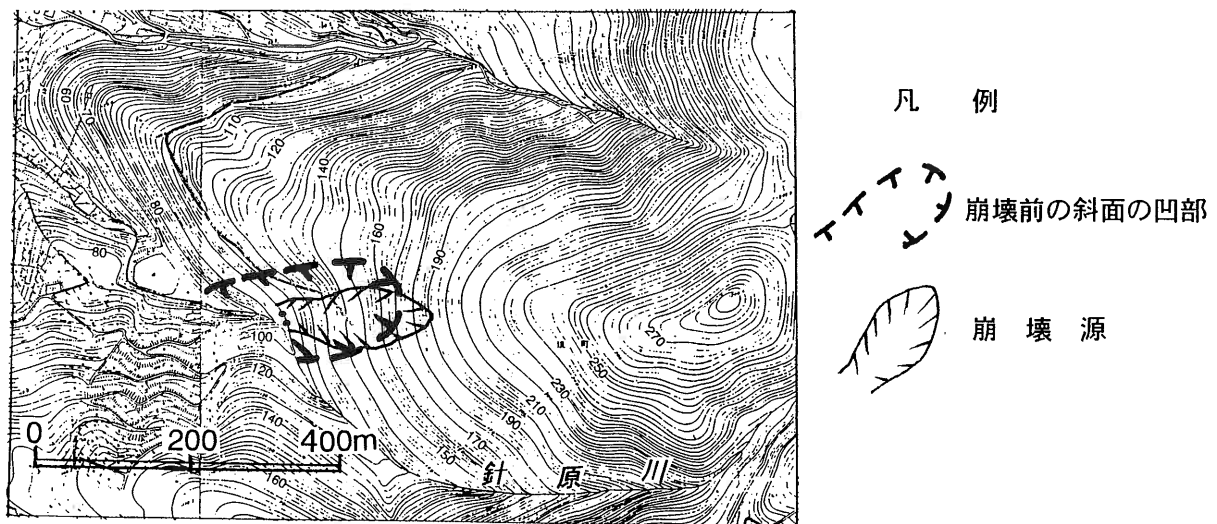


図-16 崩壊前の凹地形 地形図は崩壊前のものを使用

## 針原崩壊の地形的特徴

降雨前後の水質分析結果から停滞性の地下水が豪雨に伴って押し出される、と考えている。崩壊源の地層構造に関して、下川ほか(1998)は試錐結果から崩壊源において安山岩質凝灰角礫岩は中央よりも左側方崖付近の方が13m程高い位置まで存在していることを指摘している。

これら水文および試錐調査の結果を総合すると、凝灰角礫岩が風化が不透水層となっており、その上位の安山岩溶岩は節理系および著しい風化帯の存在によって地下水の貯留層となっており、豪雨のときにその貯留層にあった地下水が押し出されて崩壊を発生させたことが考えられる。崩壊源周辺のこの地質構造が長期間にわたり存在していたことから、今回のような崩壊がこの場所でも繰り返されていた可能性があるものと考えられる。

そこで注目されるのは今回の崩壊源が⑦で指摘した崩壊前からの凹状地形の内部で発生したことである。崩壊源の両側方崖の脚部付近には古い崖錐性堆積物が存在していたこと、および、上述の地質構造と水文特性から、凹状地形は過去の崩壊の履歴による可能性が高い。崩壊前後の空中写真を比較することにより、1997年の崩壊と1997年崩壊前の凹状地形との面積比は約1:3である。凹状地形が過去の崩壊によって形成されたと考えた場合、その崩壊の深さが今回の崩壊と同程度だとすれば体積は3倍の規模でなければならない。また、この凹状地形になるまえが尾根形地形だったとすればさらにその体積は大きくなければならない。これらのことからすると、1997年崩壊前の凹状地形は過去の複数回の崩壊によって形成されたと考えるのが自然である。

以上を要約すると、針原で発生した崩壊発生までのプロセスは以下のように考えることができる。まず、節理の発達および断層によって安山岩溶岩からなる岩体が緩み、これらの断裂系にそっ

て雨水が安山岩岩体中に浸透し、南九州の温暖多湿の気候と相まって安山岩岩体の風化が進行する。一方、凝灰角礫岩を主とする不透水層の存在によって地下水が大量に貯留し風化は一層促進される。貯留していた大量の地下水は大雨によって押し出され、斜面は長い再現期間をおいて崩壊をくり返し、凹状地形を拡大してきた。1997年7月も過去の崩壊と同様に貯留していた大量の地下水が大雨によって押し出され、大規模な崩壊が発生したと考えられる。このように考えると、今回の崩壊源は、斜面上方や内部に後退する「反復性後退崩壊源」と呼ぶことができる。また、このような崩壊を「反復性後退崩壊」とよぶことができる。

### 5-2. 崩壊発生場の地形的類似事例

針原地区と同様に凹状地形となっていた斜面が、大雨によって崩壊源が後退発生した例に1982年の長崎豪雨災害で発生した「奥山」、「鳴滝」、「川平」の崩壊がある。羽田野・大八木(1986)は、これらの崩壊前の地形を「棚奥急斜面」として、崩壊源が反復し棚地形が形成・成長したことを指摘している。奥山、鳴滝の崩壊は鮮新統の長崎火山岩類地帯(「川平」の崩壊は中新統の閃緑岩)に発生したもので、地形は晩壮年期～老壮年期の従順化した斜面であった。

「奥山」の崩壊は隣接する2つの崩壊源からなっている。共に凝灰岩の中に破壊面が形成され、崩壊源の脚部には山側に傾いた固結度の高い凝灰角礫岩が存在する(大八木ほか,1984a)。空中写真から周囲の斜面にも過去の崩壊地形が読み取れるが、脚部の位置はこの固結度の高い凝灰岩層の上盤側にある。

「川平」の崩壊では、大きな被害をもたらした基岩すべりの脚部には断層が存在し、断層より下

位の層は強風化・変質し、白色粘土が挟まれている（大八木ほか,1984a）。この基岩すべりの周囲にも表層崩壊や小崩壊が認められ、上の断層の延長上に沿って存在し、これらの崩壊の発生は地質構造を反映している。

大八木ほか（1984a）は、長崎火山岩類地帯で発生した多くの崩壊について、破壊面は地表面から2～5mの深度で斜面に平行な亀裂が入っている場合が崩壊源斜面において少なからず観察され、多くの場合それは開口性であり、かつ、側方崖で崩壊面の延長上の位置に見い出された、としている。その例として東長崎地区の中尾川右支の崩壊や奥山の崩壊をあげている。「中尾川右支」の崩壊では、すべり面は開口亀裂に沿い、また、滑落崖は節理に支配されている。

中新統後期の変朽安山岩地帯で発生した「谷間ノ神」の崩壊では、右側方崖に斜面に平行な層構造が認められた。災害後16年半経過した1999年2月にこの崩壊地を調査したが、対策工が施されていなかったので地質を観察することができた。冠頂が崩落し、崩壊が斜面上方へ後退していた。左岸側斜面には隣接した1982年よりも古い崩壊地形が存在していた。

「中尾川右支」や「谷間ノ神」の崩壊の発生場は、崩壊源が斜面縦断形凹部の中の上側2/3にあり（大八木ほか,1984a）、冠頂の上方は尾根となっている。この2つの崩壊はともに斜面内部構造や崩壊前の地形を考慮すると、1982年の崩壊は過去の崩壊斜面の上方に後退発生したことが推察される。

1982年の長崎豪雨災害における崩壊や針原の崩壊から、火山岩類地帯の晩壮年期～老壮年期の斜面では、風化基岩崩壊の1つのタイプとして、斜面の内部構造を反映して崩壊が反復発生した箇所において、崩壊源が斜面上方や内部あるいは側方へ拡大・後退するタイプが考えられる。こうした

斜面は不透水層の存在によってその上位の風化層が、再来周期の大きい大雨の際に反復後退崩壊するというプロセスを繰り返していることが考えられる。

このような崩壊が発生する斜面の地形的特徴は、わずかな凹状地形と、尾根から谷への遷急点との組み合わせといえる。崩壊発生場の予測としては過去の崩壊地形とともにこのような斜面を探し、その斜面と周囲の斜面の内部構造を調査し、把握することが一つの手がかりとなりそうである。しかし、従順化した斜面では崩壊地形が不明瞭となり判読することが難しいという問題が残る。

## 6. まとめ

針原地区で発生した崩壊について報告した。特に移動土塊の移送形態について砂防ダムより下流125m付近まで岩屑なだれの運動様式が存在していたことを報告した。

針原地区の崩壊発生場の特徴について崩壊源に断層が存在すること、崩壊した斜面は深層風化していること、左側方崖にみられた剪断面より深い位置に凝灰角礫岩が存在すること、崩壊前の地形は凹状地形であったことを指摘した。さらに、今回崩壊した斜面は崩壊源を斜面上方や内部に後退させながら崩壊を繰り返していることが考えられる。

針原地区の山腹斜面と同様に鮮新統の火山岩類地帯で晩壮年期～老壮年期の従順化した斜面で発生する崩壊、特に基岩すべりの1つのタイプとして内部構造を反映して、風化帯が崩壊を繰り返すものがある。これらの発生前の地形は、わずかな凹状地形であったり、斜面の縦断形が尾根から谷に変わる遷急点付近である。こうした地形は崩壊発生場の予測の手がかりとなるが、従順化した斜面では地形が不明瞭になっているために抽出が困



## 針原崩壊の地形的特徴

面では地形が不明瞭になっているために抽出が困難という問題がある。

### 7. 謝辞

科学技術庁防災科学研究所の森脇 寛氏ならびに佐藤照子氏から数多くの資料や情報を頂いた。1997年9月に行った現地調査では応用地質(株)の鹿児島支店の方々にお世話になり、12月に行った現地調査では(株)アイエステーの渡 正亮社長と中山勝美氏に大変お世話になった。また(財)砂防・地すべり技術センターの安田勇次氏からは空中写真や文献を頂いた。ここに記して深く感謝いたします。

### 参考文献

- 大八木規夫・福囿輝旗・清水文健・森脇寛・井口隆(1984a) : 昭和57年7月長崎豪雨災害に関する緊急研究 報告書, 科学技術庁研究調整局。
- 大八木規夫・中根和郎・福囿輝旗(1984b) : 1982年7月豪雨(57.7豪雨)による長崎地区災害調査報告. 国立防災科学技術センター, 主要災害調査, 第21号。
- 出水市(1997) : 7月9日~11日豪雨による災害状況等
- 森脇 寛・佐藤照子・千葉 長(1998) : 1997年7月鹿児島県出水市針原川土石流災害調査報告. 科学技術庁防災科学研究所, 主要災害調査, 第35号。
- 下川悦郎・地頭蘭隆・小川滋(1998) : 出水市・針原川土石流災害. 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, 平成9年度科学研究費補助金研究成果報告書。
- 山田 孝・南 哲行・小山内信智・水野秀明, 1998, 1997年7月10日に鹿児島県針原川で深層崩壊に起因して発生した土石流の流下・堆積実態. 砂防学会誌, Vol.51, No.1, pp.46~54。
- 鹿児島県, 1990, 鹿児島県の地質. 鹿児島県地質図編集委員会。
- 九州活構造研究編, 1989, 九州の活構造, 東京大学出版会, p.553。
- 羽田野誠一・大八木規夫, 1986, 斜面災害の発生しやすい場所, 5-1 地形的位置, 高橋博, 大八木規夫, 大滝俊夫, 安江朝光, 斜面災害の予知と防災, 白亜書房, p.95~154。
- 玉田文吾・岩尾雄四郎・吉永憲弘, 1997, 出水市針原地区の土石流災害. 地すべり, 第34巻, 第2号, 速報。
- 三村弘二・河内晋平・藤本丑雄・種市瑞穂・日向忠彦・市川重徳・小泉光昭, 1982, 自然残留磁気からみた葦崎岩屑流と流れ山. 地質学雑誌, 第88巻, 第8号, p.653~663。
- 三村弘二, 1985, 八が岳葦崎岩屑流. 月刊地球, Vol.7, No.7。
- 千葉達朗・林信太郎・小野田敏・栗原和弘・藤田浩司・星野実・浅井健一, 1997, 1997年5月11日に発生した澄川地すべりと水蒸気爆発. 地質学雑誌, Vol.103, No.6。
- 遠藤秀典・高橋正明, 1997, 秋田県澄川温泉における地すべりと水蒸気爆発・岩屑なだれ堆積物. 地質ニュース, 515号, p.35~43。
- 星野実・小野塚良三・浅井健一・稲澤保行・久松文男, 1998, 1997年5月八幡平澄川地すべり災害(第2報)ー地すべり・岩屑なだれ・土石流の挙動と地形の特徴ー. 国土地理院時報, No.90, p.50~71。
- 千葉達朗・小野田敏・伊藤浩・小川紀一郎, 1997, 災害速報. 現地調査と空中写真判読による概要. JSCE(Journal of the Japan Society of Civil Engineers), Vol. 82, August。
- 田中耕平・井口隆, 1998, 1997年5月秋田県鹿角市澄川地すべり・土石流災害調査報告. 防災科学研究所. 主要災害調査, 第34号。
- 地頭蘭隆・下川悦郎, 1998, 出水市針原川流域で発生した深層崩壊の水文地形的特性. 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, 平成9年度科学研究費補助金研究成果報告書。
- 宮田隆夫・市川浩一郎, 1978, リーデル・シア(Riedel shear). 地球科学, 32巻5号, p.265~266。
- 遠藤秀典, 1999, 出水市針原川斜面崩壊・土石流の地質・水文環境要因について. 不土砂防災研究シンポジウムー八幡平地すべり及び出水市土石流に関する緊急研究の成果から, 講演要旨集, 科学技術庁。

付表-1. 出水市地域雨量観測所で記録された7月1日～16日までの降雨量

単位：ミリメートル									単位：ミリメートル							
	1日	2日	3日	4日	5日	6日	7日	8日	9日	10日	11日	12日	13日	14日	15日	16日
0時～1時	0	0	0	0	0	0	1	0.5	1.5	0	4	4	2	0	0	0
1時～2時	0	0	0	0	0	0	7	0.5	5.5	0	0	0	0	0	0	0
2時～3時	0	0	0	0	0	0	2	24.5	0.5	0	2	8	3	0	0	0
3時～4時	0	0	0	0	0	0	1.5	1	0	3.5	10	0	0.5	0	0	0.5
4時～5時	0	0	0	0	0	0	1	0	0	27	44	0	0	0	0	0.5
5時～6時	0	0.5	0	0	0	0	1	0	0	11	0	0	0	1	0	0
6時～7時	0	0	0	0	0	0	8	0	0	9	0	6	0	0.5	0	0
7時～8時	0	0	0	0	0	0	6	6	0	24.5	0	0	0.5	0	0	0
8時～9時	0	0	0	0	0	0	0.5	0	2.5	10	0	0.5	0	11.5	0	0
9時～10時	0	0	0	0	0	0	3	0	18	0	0	6	0	0	0	0
10時～11時	0	0	0	0	0	0	4	0	80	0	0	14.5	0	0	0	0
11時～12時	0	0	0	0	0	0	6.5	0	15.5	0	0	1.5	0	0	0	0
12時～13時	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
13時～14時	0	0	0	0	0	0	1	0	0.5	0.5	0	0	0	0	0	0
14時～15時	3	0	0	0	0	0	0	0	1.5	7	0	0	0	0	0	0
15時～16時	7	0	0	0	0	0	2.5	0	30	28.5	2	0	0	0	0	0
16時～17時	11	0	0	0	0	0	4.5	2	57	17	2	0	0	0	0	0
17時～18時	0	0	0	0	0	0	1	5	33.5	1	0	0	0	0	0	0
18時～19時	0	0	0	0	0	0	5	2	2	4.5	0	0	0	0	0	0
19時～20時	0	0	0	0	0	0	3.5	1.5	19	20	25	18.5	0	0	0	0
20時～21時	0	0	0	0	0	0	4	0	20	21	22	11	0	0	0	0
21時～22時	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	7	0	3	0	0	0	0
22時～23時	0	0	0	0	0	0	0	12.5	0	19.5	0	5.5	0	0	0	0
23時～24時	0	0	0	0	0	3.5	0	3	0	17.5	3	0	0	0	0	0
24時間計	21.0	0.5	0	0	0	3.5	63.0	59.0	275.0	216.0	67.0	49.0	6.0	13.0	0.0	1.0
7月累計	21.0	21.5	21.5	21.5	21.5	25.0	88.0	147.0	422.0	638.0	705.0	754.0	760.0	773.0	773.0	774.0

付表-2-1 針原の崩壊の概況と変動域全体の特性

- 年月日(時刻) 1997年7月10日 0時44分
- 地名(地形図番号) 針原(八代12-3)  
被災地標高 斜面方位 30m 西
- 死者数(場所) 21名 (住居)
- 直前の誘因 大雨、梅雨前線 397mm/7～9日  
275mm/9日
- 比高/全長=比(見通し角)  $172^m/949^m = 0.181$  ( $10^\circ$ )  

$$\frac{HT}{LT} = \frac{IT}{\theta T}$$
- 押出域最大幅 WDX 185m
- 面積 AT 9.5 ha
- 地質型 更新統 輝石安山岩
- 地形型 晩壮年～老壮年山地→扇状地の頂部
- 地くずれ型 風化基岩の塊状すべり→押し出し
- 最寄りの気象観測地点 出水市地域雨量観測所 (SSWに5 km)
- 文献  
森脇ほか(1998), 出水市土石流調査団(1998), 山田ほか(1998), 中澤ほか(1997), 田口(1997), 玉田ほか(1997), 出水市(1997)

- 崩壊源からの全変動域への拡大比  
幅 WT/WS  $185/80 \div 2.3$   
奥行 LT/Ls  $949/185 \div 5.1$   
面積 AT/AS  $9.5ha/0.96ha \div 9.9$
- 地くずれ・災害の特徴  
風化基岩の深層崩壊、崩壊源に断層あり、反復後退性崩壊源

付表-2-2 針原の崩壊の崩壊源の地形特性と不安定化要因

- 地名 針原
- 計測資料 1/2,500 出水市都市計画図
- 下端部標高 HS 100m
- 比高/奥行=傾斜(角)  $HS = 86/184 = 0.481$  ( $25^\circ$ )  

$$\frac{HS}{LS} = \frac{IS}{\theta S}$$
- 最大幅 WS 79m
- 面積 AS 0.96 ha
- 最大深/平均深
- 除去土量+残土量=滑総土量  $11.86 \times 10^4 + 0.55 \times 10^4 = 12.4 \times 10^4 m^3$   

$$V_o \quad V_r \quad V_s$$

## 針原崩壊の地形的特徴

9. 集水面積/下端幅=比集水面積  $1.3 \text{ ha}/25\text{m} = 520$

$A c \quad W F \quad a$

10. 地形的活動力示数  $F$

$$F = a^{1.3} \times \tan \theta S \quad (520)^{1.3} \times (86/184) = 3.75$$

12. 地質構成

13. 地形(・構造)型 自然地形 凹型斜面<厚風化>(崩落面)

14. 最近の不安定化要因

自然的：断層、厚風化、地下水の滞留

15. 下端(脚部)線の形・位置

正面形：浅い凹

地形：斜面下端(河床)

地質：崖錐/強風化

16. 周辺斜面に対する当該斜面の位置的特性

地形(・構造)型：断層 (N80° E、40° NW)

地下水を滞留する内部構造

誘因効果増幅率：

地形変化史：

17. 前兆現象

かなり以前： ?

直前：1時間程前 針原川の上流方向で山鳴りの

音

18. 分布型 (深層崩壊；単) 表層崩壊；少

19. 誘因履歴

推定材料：1979年からの観測史上最大の日雨量、

阿久根では1939年からの観測史上第10位

再来年数(推定)：大雨 30年くらい

20. 当該斜面がこの時はじめて崩れた理由

旧崩壊に伴う背後斜面の伸長劣化、崩落面の風化

(・土層)形成による不安定化漸増期間内の数十年ぶりの雨量記録更新

21. この付近で当該斜面だけが崩れた理由：崩壊

源頭部の山側への弯入

22. その規模で崩れた理由：下端幅は旧崩落幅に一致

23. 知見・注意事項：晩壮年～老壮年期の従順化

した斜面での深層崩壊

崩壊履歴あり。断層が崩壊源に伏在し、層理面が

すべり面に？

### 使用した空中写真

崩壊後：1997年7月13日 アジア航測⑭撮影，縮尺1：5000

崩壊前：米軍撮影

KU-63-5X-3 C1B-2,3, C2-14,15

KU-65-13Y-3 C2-8~10

KU-68-4X C1B-2~4, C2-13~15

C KU-74-17 C8-3~5

KU-88-4Y C1B-4,5

'96 KAGOSHIMA 7EA-2~4, 9A-

21,22



復旧工事のためのボーリング調査

土石流が住宅を直撃した場所

砂防ダム(土砂は  
乗り越えていった)

溜め池のあった場所

92

崩壊源

崩壊した石や土砂で引き裂かれた木の幹  
(崩壊が高速だったことの証拠)

谷を乗り越えて押上げた石や土砂

崩壊した土砂が流下したコース

写真-1 1997年5月10日の針原地区崩壊の全景

針原崩壊の地形的特徴



写真-2 玉葱状構造をもつ風化帯（左側方崖背後の斜面）



写真-3 赤褐色風化帯中の赤色流入粘土脈（右側方崖背後）

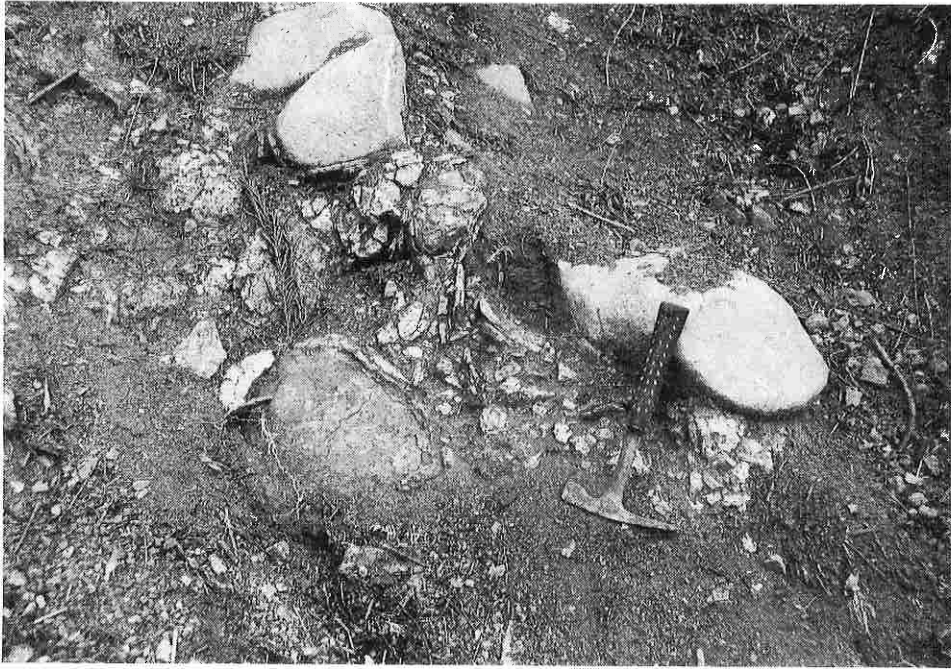


写真-4 斜面浅部における風化殻の破壊（左側方崖背後の斜面）



写真-5 左側方崖における風化玉石の配列

針原崩壊の地形的特徴

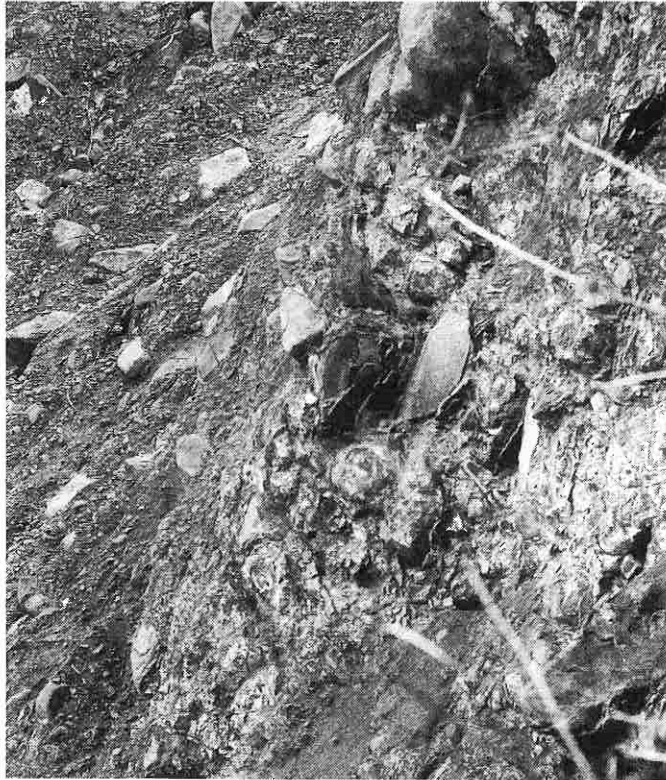


写真-6 左側方崖上部における玉葱状構造の風化帯



写真-7 砂防ダムの下流125m右岸側まで運ばれた玉葱状構造を保存した移動体の小ブロック

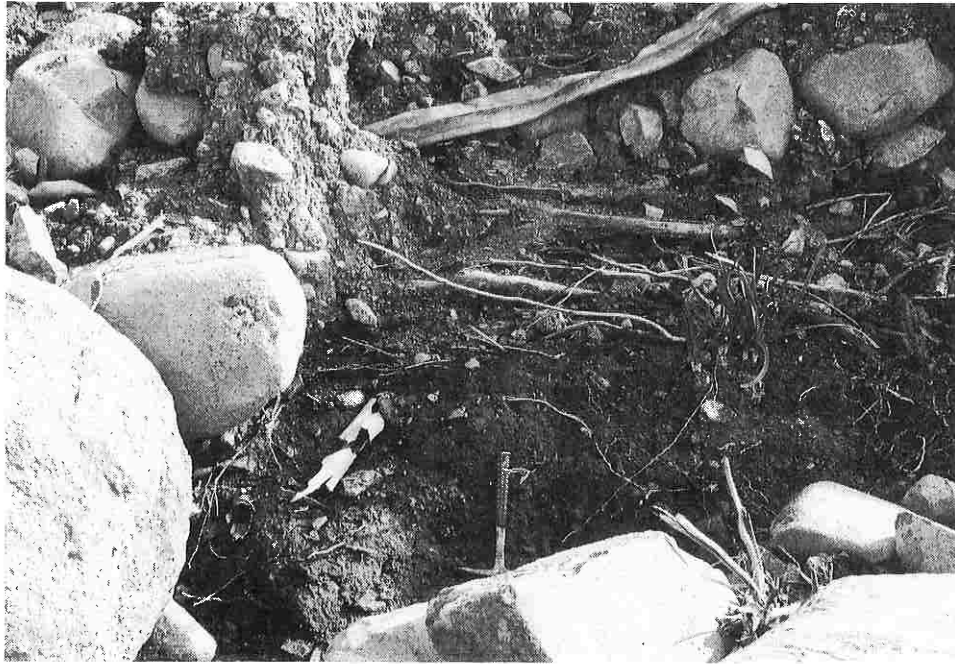


写真-8 写真-7の3m上流側にあらわれた災害前の地表面 木の枝の見える面から上は擾乱した堆積物



写真-9 写真-7から55m下流中央部の堆積物  
風化殻をもった礫が多数認められた