

2003年7月20日水俣市集川流域における斜面崩壊・土石流災害の 地質学的及び水文学的背景

中澤 努¹・齋藤 眞¹・田口雄作²

Tsutomu Nakazawa, Makoto Saito and Yusaku Taguchi (2004) Geologic and hydrologic background of slope failure and debris-flow disaster in Atsumari River Basin, Minamata City, Kumamoto Prefecture on July 20, 2003. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 55(5/6), p.113 - 127, 12 figs., 1 table.

Abstract: A debris-flow disaster occurred in the Atsumari River Basin, Minamata City, Kumamoto Prefecture, in the early dawn on July 20, 2003. The disaster was caused by a slope failure occurring near a knick point in the midstream segment of the Atsumari River Basin. This area is underlain by Cretaceous sandstone and mudstone of the Shimanto accretionary complex and Pliocene highly weathered tuff breccia and jointed, relatively fresh andesite lava, in ascending order. Among them, the unstable and jointed andesite lava was slipped and immediately resulted in the debris flow. As the slope failure occurred corresponding to the peak of heavy rainfall, it is considered that the slope failure resulted from a rapid increase of potential of groundwater in the andesite lava due to the heavy rainfall. The slip occurred near the boundary between the andesite lava and the tuff breccia acting as a permeable layer and an aquiclude, respectively.

The debris-flow deposits along the Atsumari River are composed mainly of gravels and rather poor in muddy sediments. On the other hand, the 1997 Harihara debris-flow disaster resulted from a slope failure of highly weathered andesite lava after the peak of the heavy rainfall, and the debris-flow deposits are rich in muddy sediments. In the Harihara River Basin, the andesite lava was sheared by tectonic movements. Therefore, the remarkable difference of the mechanism between both two disasters is considered to be related to the degree of weathering of andesite lava caused by tectonic backgrounds in the slope failure areas.

Keywords: slope failure, debris flow, disaster, Hisatsu volcanic rock, geologic background, water quality, Atsumari River, Minamata City

要 旨

2003年7月20日未明に発生した水俣市集川土石流災害は、集川中流右岸斜面の崩壊により引き起こされた。斜面崩壊は、集川で最も浸食・崩壊が著しいと考えられる中流の遷急点付近で発生した。崩壊地を含む集川流域の地質は、主に砂岩や泥岩からなる四万十帯白亜紀付加コンプレックス(諸塚層群)と、それを覆う鮮新世肥薩火山岩類の凝灰角礫岩及び安山岩溶岩からなる。このうち今回の災害は主に最上部の安山岩溶岩の崩壊により生じた。斜面崩壊は豪雨のピークとほぼ同時に発生した。よって今回の斜面崩壊は、豪雨により極めて短時間のうちに地下水ポテンシャルが急激に上昇し、難透水層である粘土化した凝灰角礫岩とその上位の節理の発達した透水性の高い安山岩との境界付近から崩壊が開始されたとする従来からの解釈が支持される。1997年出水市針原川土石流災害は、豪雨のピークからしばらくして安山岩溶岩が崩壊し、泥分の極めて多い土石流を発生させた。一方、今回の集川の場合は、豪

雨のほぼピーク時に安山岩溶岩が崩壊し泥分の少ない土石流を発生させたという点で異なる。これは針原川の斜面崩壊が、断層運動により構造的に破碎された安山岩溶岩の深層風化に起因しているからであり、集川の節理の発達した比較的新鮮な安山岩溶岩の崩壊とは異なるためである。すなわち構造運動の地域的な差が風化の程度の違いに表れ、それが崩壊形態及び土石流の移動形態に差異をもたらした。

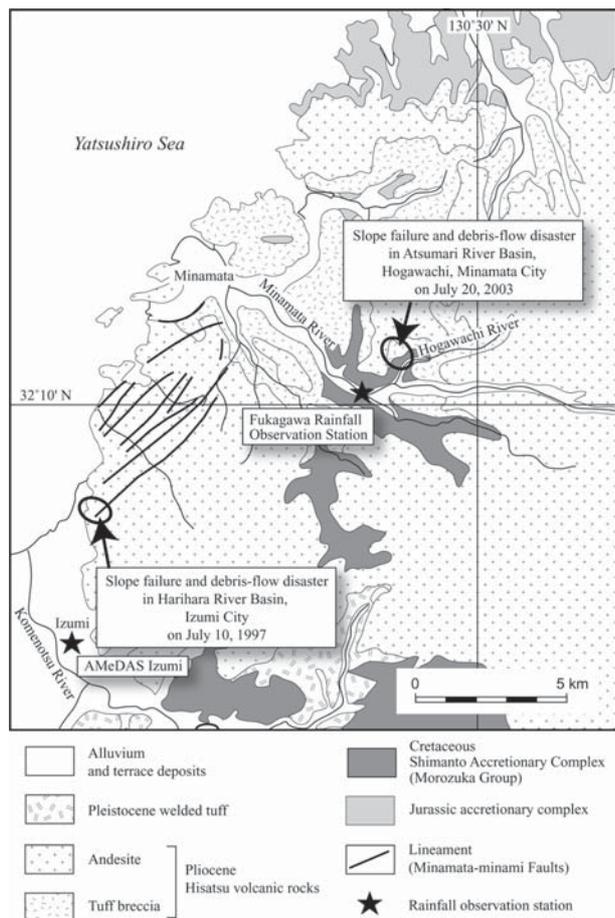
1. はじめに

2003年7月20日午前4時20分頃、熊本県水俣地方を襲った集中豪雨によって、水俣川水系宝川内川右支流集川の中流右岸側で斜面崩壊が発生した(第1図)。崩壊土砂は河床の礫を巻き込み土石流として集川を流れ下り、下流の水俣市宝川内の集地区で死者15人を出す大災害を引き起こした。筆者らは、災害後の2003年9月に、地形・地質・水文の観点から被災地の現地調査を行った。

集川の土石流災害調査については、土木・地盤工学・砂

¹地質情報研究部門(Institute of Geology and Geoinformation, GSJ)

²地圏資源環境研究部門(Institute for Geo-Resources and Environment, GSJ)



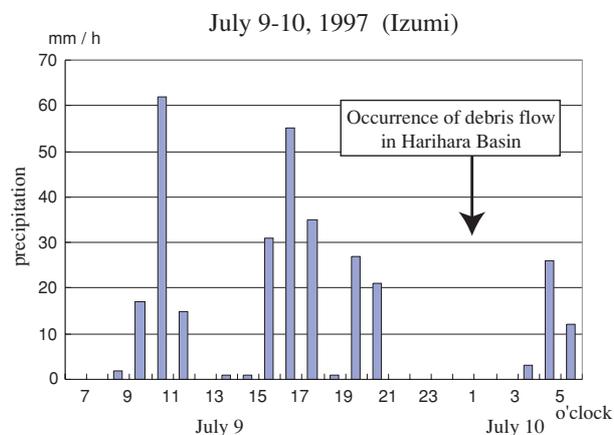
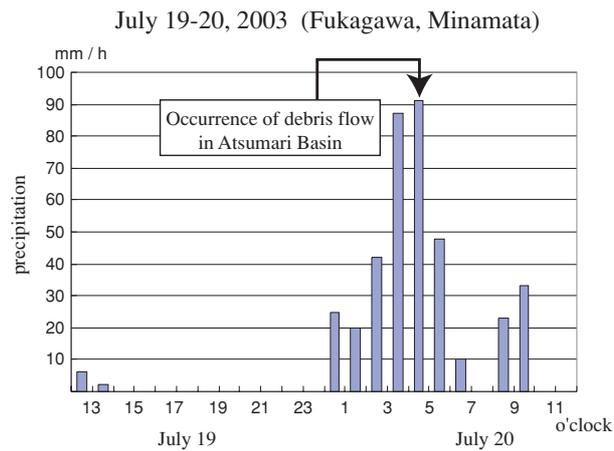
第1図 土石流発生地域の位置と周辺の地質概要
地質図は九州地方土木地質図編纂委員会(1985),九州活構造研究会(1989)などを基に作成。

Fig. 1 Index map showing locations of disasters.

防研究者による概要報告が既に数多くある(例えば,藤井・小川,2003;(社)土木学会・(社)地盤工学会九州地方豪雨災害合同調査団,2003;岩尾,2003;北園,2003;谷口,2003;水野ほか,2003)。しかし,崩壊地周辺の地質調査報告及び災害の地質学的観点からの考察は長谷ほか(2003)の概要報告のみであり,水文学的な研究については報告がない。そこで本稿は,集川崩壊地周辺の地質及び水文分野の総合的な調査の報告を主目的とし,そのうえで今回の斜面崩壊・土石流災害の発生要因について考察を加える。また1997年に水俣市に南接する鹿児島県出水市で発生した針原川(第1図)の斜面崩壊・土石流災害(中澤,1997;田口,1997)との比較を行う。

2. 災害発生時の状況

水俣地方では,活発な梅雨前線の活動に伴い,7月20日未明から強い雨に見まわれた。集地区に近い水俣市深川の熊本県所管深川観測局の観測資料(第2図)によると,午



第2図 集川土石流災害及び1997年出水市針原川土石流災害前後の被災地付近の時間雨量
上:熊本県深川観測局のデータ 下:AMeDAS出水のデータ

Fig. 2 Hourly precipitation.
Upper: July 19 to 20, 2003 at Fukagawa, Minamata City (Fukagawa Rainfall Observation Station) near Atsumari River.
Lower: July 9 to 10, 1997 in Izumi City (AMeDAS Izumi) near Harihara River.

前0時頃から降り始めた雨は次第に激しさを増し,午前3~5時までの各1時間雨量は87 mm,91 mmに達した。

土石流災害は7月20日午前4時20分頃に発生したとみられ(水俣市北広域行政事務組合消防本部,2003),災害発生は1時間雨量の最も激しい時刻と一致する(第2図)。この土石流によって集地区では死者15人,負傷者6人,家屋全壊17棟,半壊3棟という大きな被害が生じた。被害は,特に集川の河床に近い地域に集中した。地元の話によると,これら河床に近い地域には戦後に住み着いた世帯が多く,集地区のなかでは比較的新しい住宅地であるという。なお,集川は熊本県の土石流危険渓流に指定されており,斜面崩壊発生箇所より下流に3基の砂防ダムが設置されていた。



第3図 “洪水安山岩”が作る平頂面(矢印)と急斜面
崩壊地付近から南方の久木野川左岸側山地を望む。

Fig. 3 Flat summit (arrow) formed by Pliocene “flood andesite”

3. 崩壊地周辺の地質・地形概説

土石流発生地域の地質は、山本(1960)、九州地方土木地質図編纂委員会(1985)、豊原ほか(1988)により概要が報告されているものの、これらの文献から崩壊地近傍の詳細な地質を知ることはできない。しかし、これらの文献及び九州の四十帯の知見(例えば、斎藤ほか、1996)、本地域付近の長谷ほか(1997)の年代データ、永尾ほか(1999)の火山岩類の対比を基に検討すると、土石流発生地域は、四十帯白亜紀付加コンプレックスである諸塚層群の上に、鮮新世肥薩火山岩類の凝灰角礫岩(7.6~2.5 Ma)及び安山岩(2.5~2.0 Ma)が覆っていると判断できる(第1図)。このうち安山岩は、本地域周辺でテーブル状の特徴的な平頂面(第3図)を作っており、“洪水安山岩”(永尾ほか、1995)と呼ばれている。

今回の土石流災害の要因となった斜面崩壊は、水俣川水系宝川内川支流集川の針葉樹の人工林からなる右岸側斜面で発生した。第4図に示すように、集川は南北に細長い集水域を持ち、上流域の山頂付近及びそれより下位に2段に分かれて緩斜面が発達する。本報告ではこれらの緩斜面をそれぞれ上位緩斜面、下位緩斜面と呼ぶことにする。緩斜面は急斜面に取り囲まれ、特に西側及び南東側には、開析の進んだ、規模の大きい古い崩壊地形が認められ、滑落崖状の急斜面を形成している。これらの崩壊地形は複数の崩壊地形の集合と考えられるが、開析が進んでいるためそれぞれの識別は難しい。集川はこれら崩壊地形に挟まれた南北に細い高まりに深い浸食谷を形成し、南方向に流下する。今回の崩壊はこの集川の下刻によって形成された急傾斜の右岸側斜面で発生した。

なお集川周辺には、地質構造に起因すると考えられる、ほぼ東西方向のリニアメントがいくつか認められる(第4図)。これらのリニアメントは直線状の谷地形で特徴づけられる。

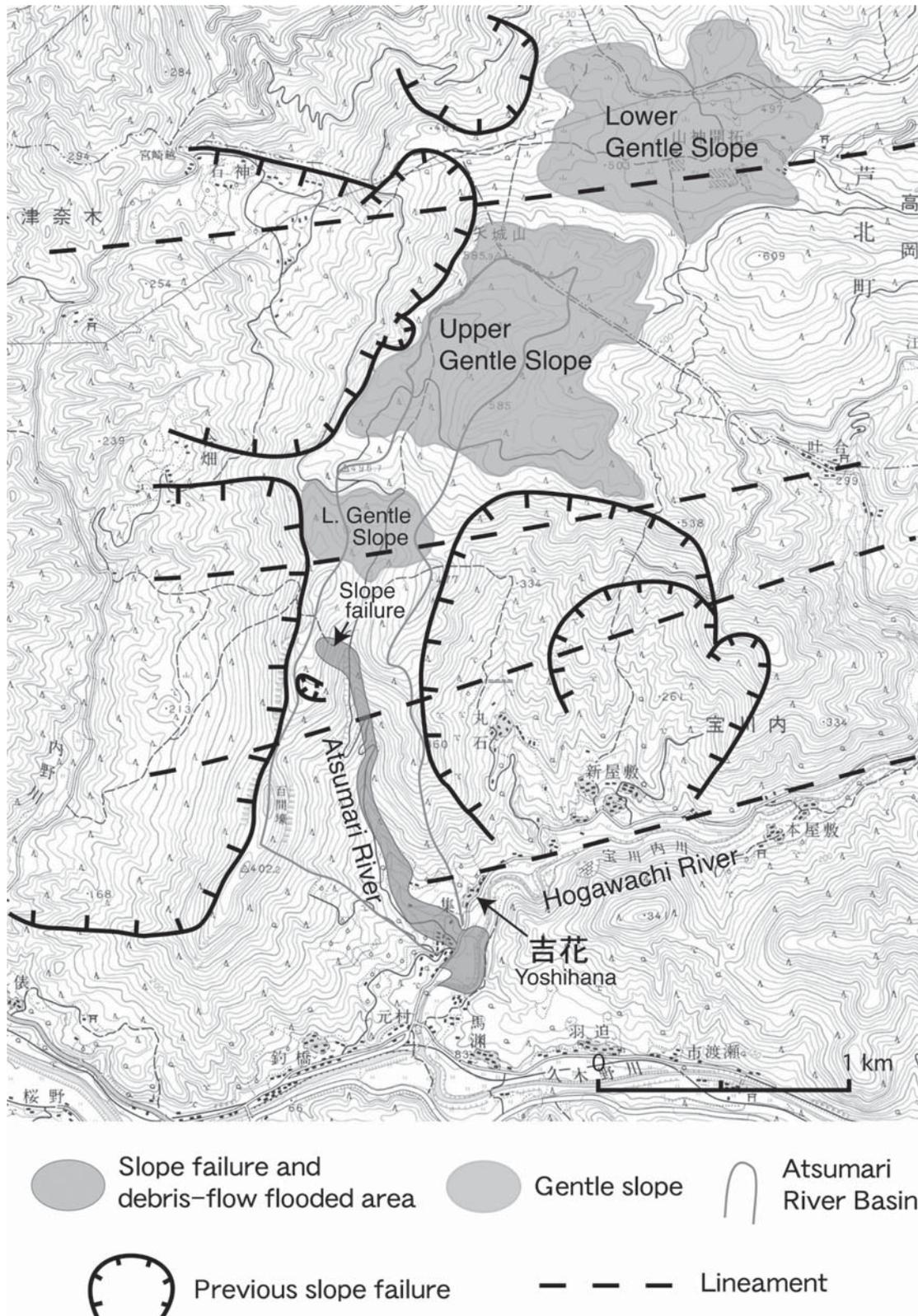
4. 調査結果

4.1 集川の河床勾配

集川は標高585.9 mの矢城山に源を発し、南流して標高約100 mの宝川内集地区付近で宝川内川に合流する。流域面積約1.2 km²、河川長約3.3 kmの極めて流域幅が狭く、水系網の発達が悪い河川である。

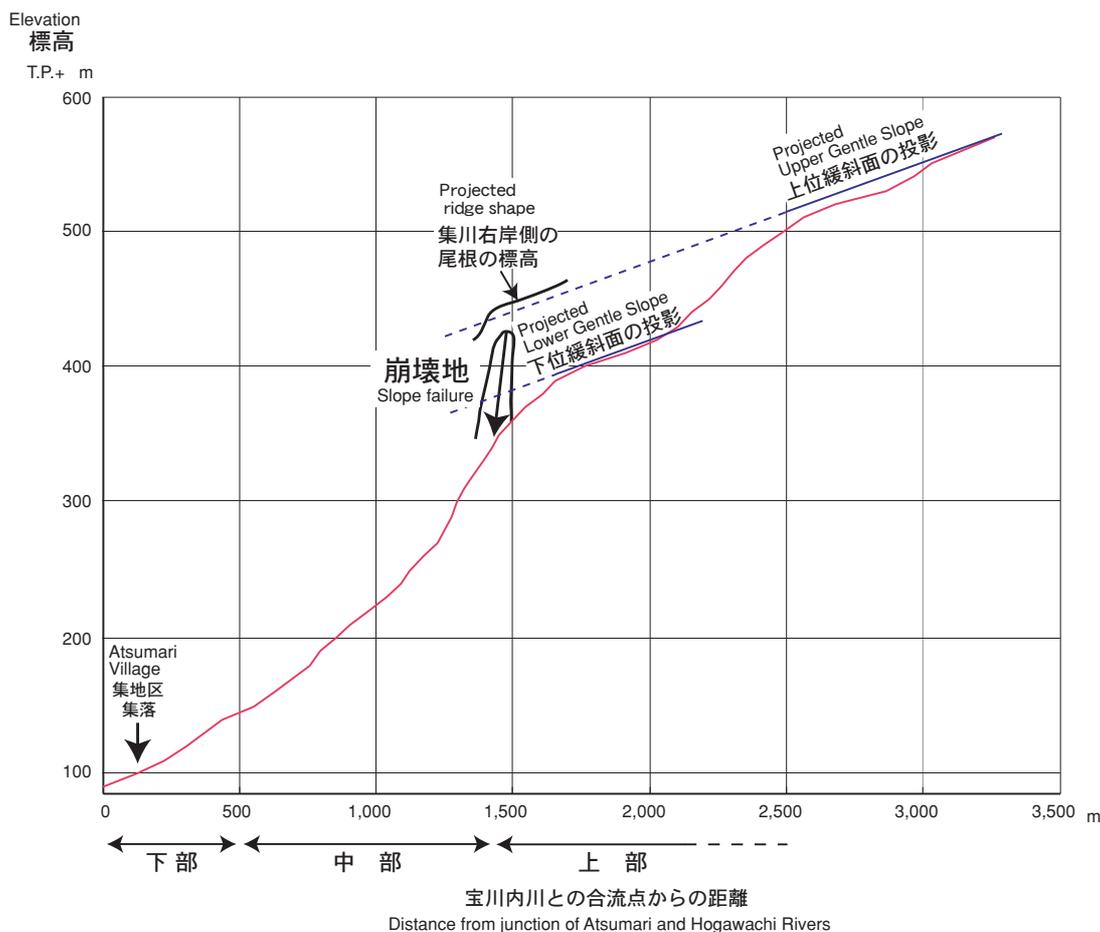
第5図に集川の河床縦断面と投影された崩壊地の位置関係を示す。この図から分かるように集川は河床勾配を大きく変化させ流下している。このうち宝川内川合流点から上流側約500 mまでの区間は10/100程度の勾配を示す。この区間は河床に礫が広く分布し、小規模な扇状地の様相を示す。一方、約500 m地点から上流側は河床に基盤岩が現れ始め、勾配もやや大きくなる。特に1,200~1,500 mの区間の勾配は32/100に達し、ここが集川では最も急勾配な区間に相当する。今回の土石流災害を引き起こした斜面崩壊は、この最も河床勾配の大きい区間の右岸側急斜面で発生した。

崩壊地の更に上流側の、宝川内川合流点から約1,600~2,000 mの区間は8/100程度の緩傾斜となる。この区間は前述の下位緩斜面に相当する。すなわち、今回の崩壊はこの下位緩斜面の下流側の遷急点付近で発生したことになる。下位緩斜面より上流側では2,000~2,500 m区間で18/100程度の勾配となるが、2,500 m地点より上流に再び上位緩斜面に相当する緩傾斜が認められる。なお、下位緩斜面



第4図 崩壊地周辺の地形
基図は国土地理院発行1:25,000地形図「水俣」

Fig. 4 Geomorphological map around disaster area.



第5図 集川の河床縦断面と崩壊地の投影
 グラフの下の「下部」「中部」「上部」は第8図に対応。

Fig. 5 Longitudinal profile of Atsumari River bed.

を下流側に仮に延長したとするとほぼ崩壊地の中間部(標高約380 m付近)にくる(第5図)。また同様に上位緩斜面の延長は崩壊を起こした集川右岸側の尾根付近にはほぼ一致する(第5図)。

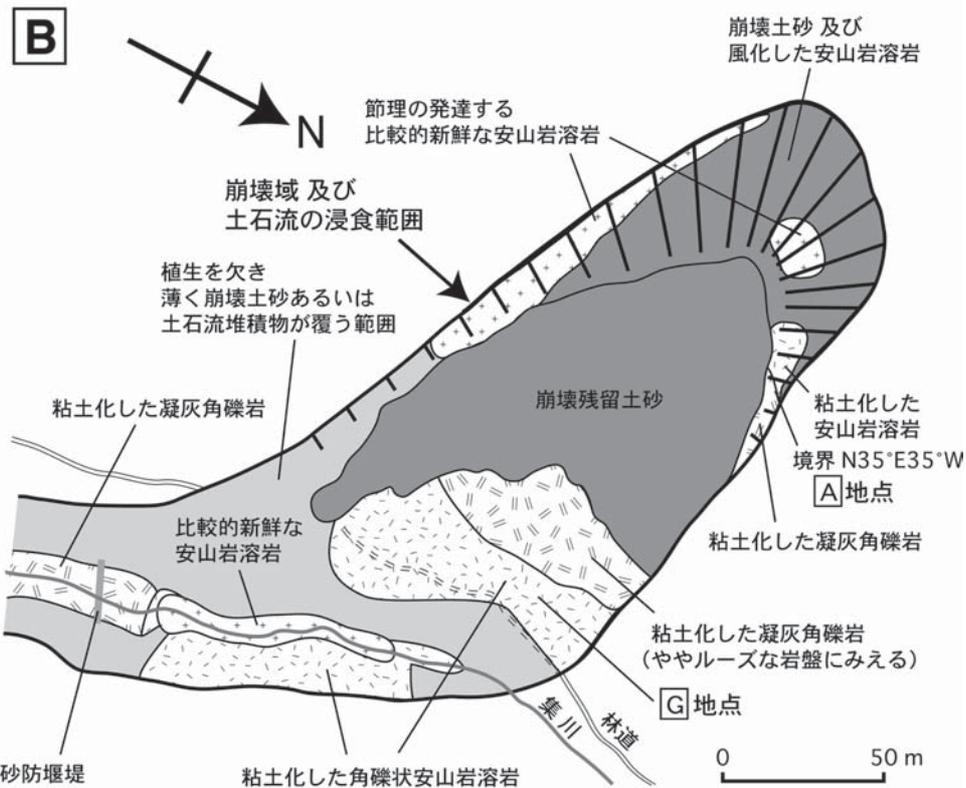
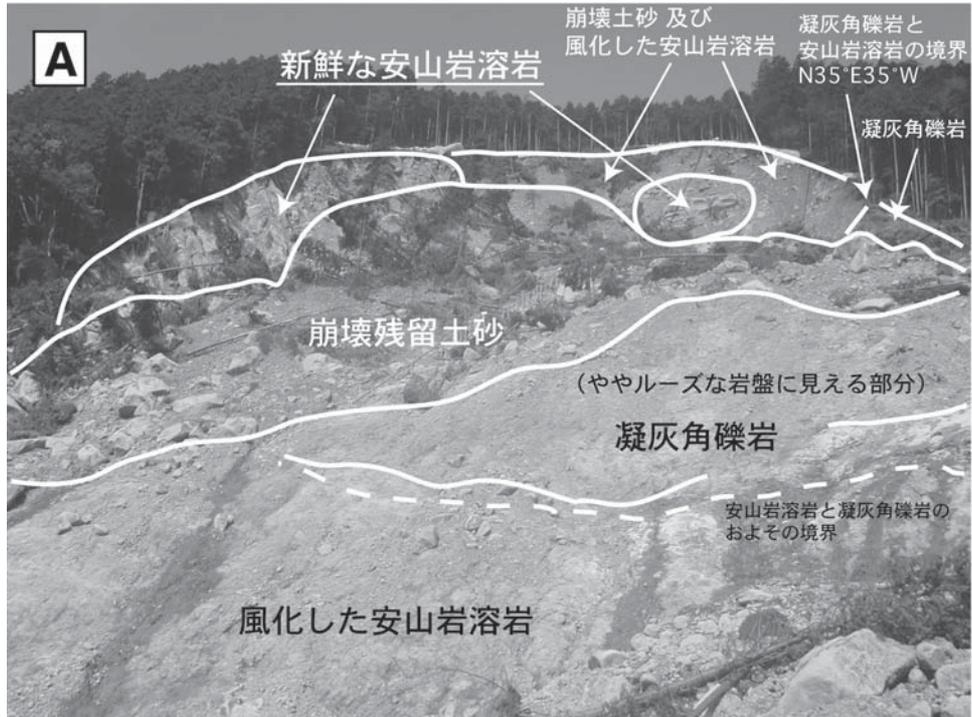
4.2 崩壊地の特徴

今回の崩壊は集川中流右岸側の傾斜30度程度の急斜面で発生した。崩壊は、斜面長約170 m、崩壊幅80~100 m、最大崩壊深約15~20 mで、崩壊土砂量は5~10万m³と推測されている(谷口, 2003)。崩壊地直下には、谷口(2003)や水野ほか(2003)が指摘したように、天然ダム形成の痕跡が認められなかったことから、崩壊土砂は崩壊とほぼ同時に土石流へ移行したとみられる。

崩壊地の地質は、下部は一部角礫状の安山岩溶岩、中部が凝灰角礫岩、上部が柱状節理の発達する安山岩溶岩からなる(第6図)。このうち崩壊地下部の安山岩溶岩は崩壊地直下の集川河床付近を中心に分布する。河床に露出する安山岩溶岩は比較的新鮮かつ塊状であるが、上位に向け自破碎の影響と考えられる角礫状の溶岩に漸移する。

角礫の基質に相当する部分は褐色の粘土で埋められていることもある。この安山岩溶岩は上位ほど風化が顕著で全体に粘土化が著しくなる特徴を持つ。特に上部はつるはしで掘削できるほど粘土化が進んでいるところもある。一方、崩壊地中部の凝灰角礫岩は、さまざまな岩相を呈する安山岩礫から構成される。下位の角礫状安山岩との境界は不明瞭なことが多い。この凝灰角礫岩も風化が著しく、全体に粘土化している。また斜面にほぼ平行の面構造が認められる。なお、凝灰角礫岩の最上部は土壌化しているのが崩壊地内左岸側露頭で認められた(第7図A)。

崩壊地上部の安山岩溶岩は主に柱状節理の発達する比較的新鮮な安山岩溶岩からなる。ただし下位の凝灰角礫岩と接する層準は風化が著しく、粘土化している(第7図A)。水野ほか(2003)や北園(2003)は、凝灰角礫岩と安山岩溶岩の境界は、崩壊地では斜面方向に傾斜する、いわゆる流れ盤の可能性を挙げているが、筆者らの露頭調査ではそのような証拠は得られなかった。崩壊地内の左岸側でみられた境界は北西傾斜であり(第6図B)、むしろ受け盤に近い。ただしこの傾斜が崩壊地全体の地質構造を示しているとは



第6図 崩壊地の状況

A: 崩壊地の全景写真。崩壊地上部で柱状節理の発達した安山岩溶岩が滑落崖を形成している。

B: 崩壊地の概略平面図。A地点は第7図写真Aの撮影位置。G地点は第9図の角礫状安山岩溶岩の採取位置。

Fig. 6 Explanations of slope failure area.

A: Overview of landslide area. Jointed andesite lava crops out in landslide scarp.

B: Map showing geomorphology and geology of slope failure area.

限らない。

安山岩溶岩の主体となる、節理の発達する岩盤は、径2～3 m程度のほぼ垂直の柱状体が節理面で互いに側方で接する産状を示す。長谷ほか(2003)は、安山岩溶岩の上部は板状節理が発達するとしているが、筆者らの調査時には明瞭な板状節理は観察することができなかった。しかし上部ほど水平な節理が多くなる傾向は認められるため、上部に向け柱状から板状の節理に漸移している可能性はある。これらの安山岩溶岩は比較的新鮮であるが、節理面周辺は風化し、開口しているか、あるいは開口部が粘土により充填されていることがあり、全体としては不安定な岩盤とみられる。露出した節理面には崩落方向を示す無数の擦痕が認められた。

崩壊土砂の多くは流下したと思われるが、崩壊地中間部に一部が残存した。崩壊土砂には柱状節理を残す巨大な安山岩岩塊が多く含まれていた。また崩壊土砂が残存した箇所は、滑落崖とは対照的に比較的緩やかな斜面を呈していた。一方で崩壊土砂が残存する箇所の下位に相当する、粘土化した凝灰角礫岩及び角礫状安山岩からなる岩盤はやや急な斜面を形成しており、崩壊土砂が残存する崩壊地中間部付近のみが緩傾斜を呈するという特徴が認められた。この崩壊地中間部の緩傾斜域はおよそ凝灰角礫岩と上部の安山岩溶岩の境界付近に形成されていた。

4.3 集川流域の地質

土石流の発生した集川流域の地質をルートマップ(第8図)に従って述べる。記載の便宜上、崩壊地より上流を上部、崩壊地から集落の上までを中部、それより下流の宝川内川までを下部とした。中部は更に3つに分けて記載する。

上部では、標高450 m以上の林道沿いに、風化した角礫状の安山岩溶岩が分布する。ここから下流の崩壊地までは露頭は少ないが、凝灰角礫岩が露出する。

中部1の崩壊地周辺では、大局的には上位から安山岩溶岩、凝灰角礫岩、角礫状の安山岩溶岩、安山岩がゆるく下流(南)に傾いて分布する。しかし、例えばA地点の安山岩溶岩と凝灰角礫岩の境界(第7図A)は前述のように北西傾斜で(第6図B)、局所的な構造は必ずしも全体構造と調和するわけではない。角礫状の安山岩溶岩(第9図G1)は、基質も礫も安山岩で、露頭では色の違いで礫状に見える。薄片(第9図G2)で見ても、露頭同様礫状の部分の色は少し濃い。基質の安山岩と安山岩礫との境界は不明瞭である。B地点に近づくと、高角で北ないし北西に傾斜する何本もの断層が認められる。圧碎部は数cm以下である。角礫状の安山岩、新鮮な安山岩も分布するが、崩壊地付近の層序との対応は難しい。また、安山岩は岩脈の可能性も否定できない。壊れた砂防ダム1の下流では、凝灰角礫岩に、堆積構造をもつ部分があるが、周囲の凝灰角礫岩と明瞭な区別はできなかった。中部1と2の境界付近の不整合(B地点:第7図B)では、四万十帯白亜

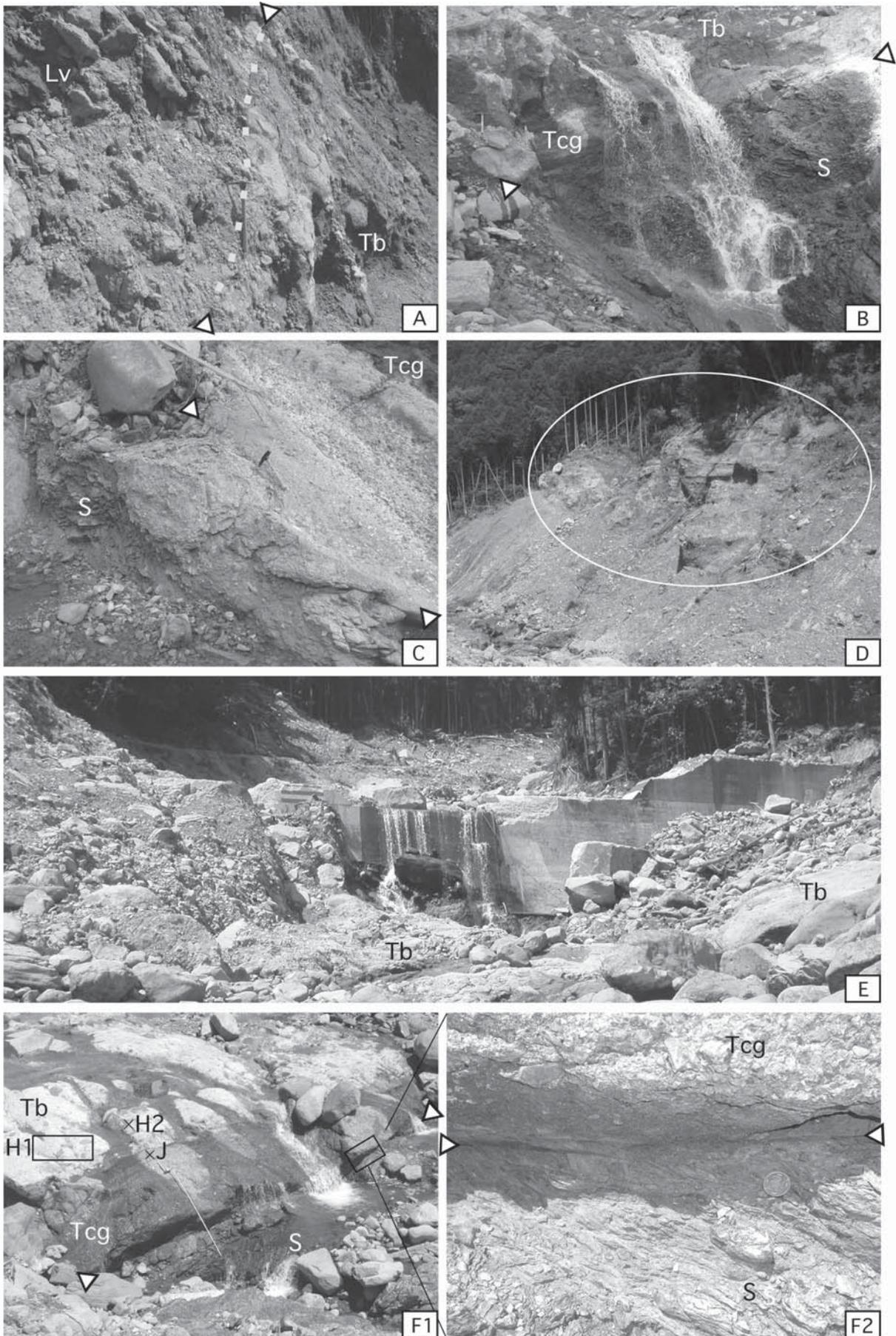
紀付加コンプレックス(諸塚層群)の泥岩を厚さ50 cm程度の礫岩が北傾斜の不整合で覆い、その上に凝灰角礫岩が重なる。

中部2では主に付加コンプレックスの泥岩優勢の砂岩泥岩互層が分布し、褶曲が発達している。厚さ1 m弱の北傾斜の安山岩脈を2枚挟む。C地点(第7図C)では、付加コンプレックスの泥岩を肥薩火山岩類の凝灰質礫岩が南傾斜の不整合で覆う。また不整合面直下に古土壌が認められる。前述のB地点は北傾斜の不整合であるが、C地点は南傾斜の不整合であり、C地点の左岸側には緩い南傾斜で分布する凝灰角礫岩が観察されることから、肥薩火山岩類を含めて全体として東西方向の軸を持つ緩い背斜があり、付加コンプレックスが地窓として露出している可能性が高いが、不整合の北側が断層で切られているため確定的ではない。なお、C地点の左岸上部(D地点:第7図D)には崩落しかかった凝灰角礫岩があり、Cの不整合面直上の断層面をすべり面として起きている可能性が高い。防災上注意が必要である。

中部3では破壊された砂防ダム3(E地点、第7、8図E)周辺からF地点(第7、8図F)にかけて、人頭大の濃灰色の安山岩礫を含む淡灰色の凝灰角礫岩(第9図H1)が広く分布する。鏡下では、火山岩片のみからなり、ガラス質の基質には角の取れていない斜長石が多く含まれるのが観察される(第9図H2)。下流の四万十帯付加コンプレックスの砂岩との境界は北傾斜で左ずれセンスの断層(第7図F2)で画されるが、断層と凝灰角礫岩の間には上方細粒化した暗灰色の礫岩がある。この礫岩には火山岩片のほかに付加コンプレックス起源と思われる泥岩片もしばしば含まれ、基質も泥質である(第9図J)。この産状は、B地点の不整合(礫岩の上に凝灰角礫岩が重なる)と類似することから、現在断層で境される凝灰質礫岩と砂岩の間にはもともと不整合面があったと考えられる。

下部では、集川沿いに主に砂岩からなる付加コンプレックスが分布する。左岸には、過去に土石流でもたらされた巨礫からなる堆積物が段丘を形成している。第8図下端の宝川内川沿いでは、幅2 m程度の既に固結した破碎帯を持つ西北西方向の高角断層がある。周囲の砂岩には方解石脈及びブドウ石脈が発達する。この断層は本地域の肥薩火山岩類以降の地層も変位させている可能性が高いが、これまでに報告はない。

以上、集川流域の地質について詳細を述べた。大局的に見れば、集川では、豊原ほか(1988)などに示されているように、付加コンプレックスとそれを不整合で覆う肥薩火山岩類の凝灰角礫岩及び安山岩溶岩が分布すると考えてよい。付加コンプレックスと肥薩火山岩類(凝灰角礫岩)の境界は全体として緩い南傾斜であるが、肥薩火山岩類まで含めて褶曲、断層の影響を受けていることから境界には凹凸があるものと考えられる。



4.4 土石流の特徴

今回の土石流の詳細な通過範囲も、第8図のルートマップに示した。土石流は集川ルートの中中部と下部ではその挙動が大きく異なっている。端的にいえば、中部は土石流の浸食及び移動域、下部は堆積域といえる。

中部[宝川内川合流点の上流側500 m地点(標高140 m付近)から崩壊地までの区間]では土石流の流路は、植生の剥離及び河岸の浸食による露岩状況から判断することができる。崩壊地直下では、崩壊土砂は対岸の左岸側にさほど大きく乗り上げた形跡はない。中部2の中間付近までは土石流は川沿いをまっすぐ下っている。C地点付近では川の屈曲のために、斜面の急な左岸側に乗り上げ、逆に反動でC地点より下では右岸側の緩い斜面に向かって広がった形跡がある。E地点では砂防ダム3を破壊し流れ下った(第7図E)。なお砂防ダム3付近においても、周囲と比較して土砂の堆積は特に増えてはいない。

下部[宝川内川合流点からその上流側500 m地点(標高140 m付近)までの区間]になると集川の傾斜が緩くなり、土石流の挙動が変わり、堆積の場となる。集川沿いで土石流が流下し、礫が堆積したのは河床とそこごく近傍に限られている。集地区付近では2箇所の小規模な段丘状の部分(第10図K,L)を土石流が乗り越えているが、このうち上流側左岸の段丘(K)では乗り越えた部分に土石流起源の岩塊がいくつか残っているもの、家屋が多数流出した下流側右岸の段丘(L)には岩塊は少なく、水の流れた痕がはっきりと残っていた。一方、川沿いには多くの岩塊が堆積したが、特に宝川内川沿いの道路の少し上流側の屈曲点(M)では攻撃斜面側に径1 m以上の大きな岩塊が密集して堆積した。また、この土石流では、集川の川沿いや、宝川内川との合流点付近で土石流が土砂を堆積させたところに、基本的に礫だけが存在し、泥がほとんど確認されなかった。ま

た、礫が少なく水の流れの跡が残る段丘状の部分でも、泥はほとんど確認されなかった。

4.5 湧水及び河川水の水質分析結果

崩壊地及びその周辺の湧水、集川河川水の水質の特徴をみるため、2003年9月5日に現場で水温はテクノセブン社製サーミスタ温度計D616により、pHはホリバ社製B-112型コンパクトpHメータによりそれぞれ測定した後、100 mlのポリ瓶に採水し、試料を実験室に持ち帰り分析を実施した。実験室において、導電率は横河電機社製SC82型導電率計により、 HCO_3^- は1/50N硫酸によるpH4.8Bx滴定法により、その他の項目は、Dionex社製イオンクロマトグラフDX-320によりそれぞれ分析した。分析結果は田口(1997)で検討した針原川のそれと合わせて第1表に示し、第11図のパターン及び第12図のトリニアダイアグラムに図示した。

それによると、崩壊地周辺の湧水(崩壊地の対岸の標高360 m付近:M3)と河川水(標高450 m付近:M1、崩壊地直下の標高350 m付近:M4、崩壊地よりやや上流の標高360 m付近:M5)は、 Na-HCO_3 型の水質であるが、溶存成分量が少ないため、導電率は 4 mSm^{-1} 以下と極めて低い値を示し、土粒子との接触時間が極めて短い新鮮な水であることを示唆している。これに対し、針原川最上流部の河川水(H1)は、同様に、 Na-HCO_3 型の水質であるが、溶存成分量が多く、導電率も 7.14 mSm^{-1} を記録し、土粒子との接触時間が集川流域の湧水や河川水よりも長いことを示している。

一方、崩壊地に露出した凝灰角礫岩の割れ目からの浸み出し水(M2)は、導電率が 6.47 mSm^{-1} 、水質タイプが Na-Ca-HCO_3 型で、周辺の湧水や河川水に比べ、 Ca と HCO_3^- が高く、土粒子との接触時間が長いことを示唆しているが、針原川崩壊地の湧水(H2)と比較すると接触時間がさほど長いとは考えられない。他方、砂防ダム2の左下流側に既存す

←
第7図 集川流域の露頭写真

写真A-Fの位置は第8図のルートマップ参照。

A: 崩壊地での上部の安山岩溶(Lv)と中部の凝灰角礫岩(Tb)の境界(破線)。両者は境界部を挟んで風化が進んでいるが、断層関係ではない。

B: 四万十帯白亜紀付加コンプレックス(諸塚層群)の泥岩(S)とそれを覆う肥薩火山岩類との不整合関係(三角印の間)。上流側に傾斜した不整合面の上に50 cm程度の凝灰質礫岩(Tcg)。更に凝灰角礫岩(Tb)が重なる。

C: 付加コンプレックスの泥岩(S)とそれを覆う肥薩火山岩類の凝灰質礫岩(Tcg)との不整合関係(三角印の間)。下流側(写真右)に傾斜した不整合面で、泥岩(S)の上部は肥薩火山岩類堆積前に風化し土壌化している。

D: 集川の左岸の崩落しなかった凝灰角礫岩。Cの不整合面の北側の断層面が流れ盤になって起きている可能性が高い。

E: 破壊された砂防ダム3

F1: 付加コンプレックスの泥岩(S)と肥薩火山岩類との断層関係(三角印の間)。上流側に傾斜した断層面の上に2 m程度の凝灰質礫岩(Tcg)があり、その上に凝灰角礫岩(Tb)が重なる。H1は拡大写真の位置。H2, Jは試料採集位置(第8図参照)。

F2: 1の拡大。上流側(北)傾斜の断層には左横ずれセンスを示す変形が認められる。下盤側の砂岩泥岩互層は破断している。

Fig. 7 Photographs of outcrops along Atsumari River. See Fig. 8 for locations of photographs.

A: Boundary between tuff breccia and overlying andesite lava in slope failure area.

B: Unconformable boundary between Cretaceous mudstone of Shimanto accretionary complex and overlying Pliocene Hisatsu volcanic rocks.

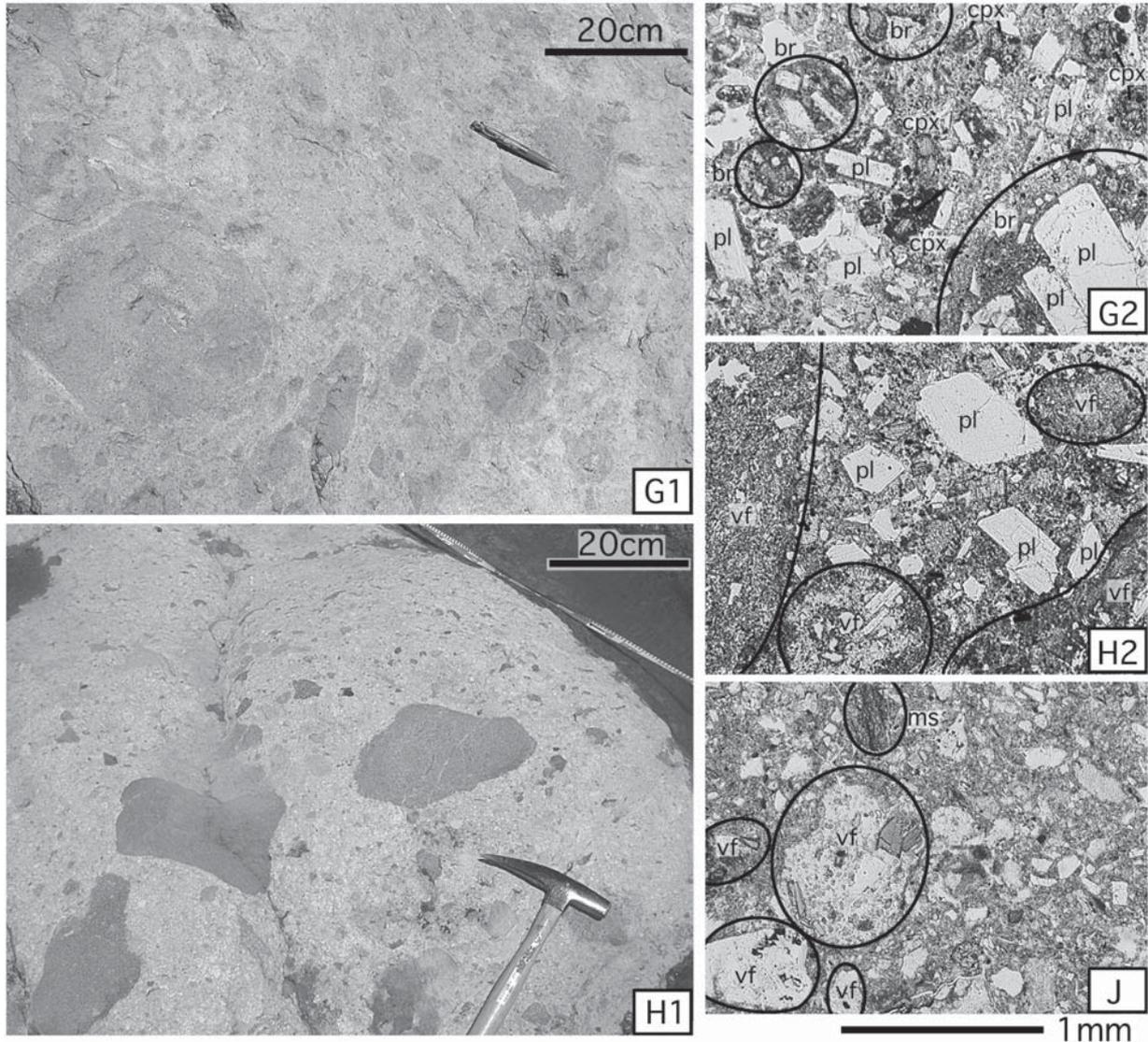
C: Same relationship between Cretaceous mudstone and overlying Pliocene Hisatsu volcanic rocks as Loc. B.

D: Slightly slided mass of tuff breccia on left side of Atsumari River.

E: Dam broken by hit of debris flow.

F1: Fault relationship between Cretaceous mudstone of the Shimanto accretionary complex and Pliocene Hisatsu volcanic rocks.

F2: Close-up view of F1. Deformation exhibits left-lateral fault. Alternating beds of sandstone and mudstone in footwall side are crushed by fault movement.



第9図 集川流域の主要な岩相の写真と薄片写真

写真G,H,Jの位置は第8図のルートマップ参照。写真Gは第6図,写真H,Jは第7図F1も参照。

G1: 角礫状の安山岩溶岩の露頭写真, 礫状の部分と基質の部分は同質で, 新鮮な露頭ではわずかに色が違うので区別できる。2: 角礫状の安山岩溶岩の薄片写真, 礫状の塊 (br) があるが, 基質の部分との境は不鮮明で, 色が違っている以外は, 基質との差はない。斜長石 (pl) の他, 単斜輝石 (cpx) を含み, 斜方輝石も含む。鉱物粒子以外の部分はガラス質で, 複屈折しない。

H1: 凝灰角礫岩の露頭写真, 人頭大の暗色の安山岩片が淡色の基質に含まれる。2: 凝灰角礫岩の薄片写真, 火山岩片 (vf) ばかりで, 基質には角の取れていない斜長石が多く含まれる。鉱物粒子以外の部分はガラス質で, 複屈折しない。

J: 凝灰質礫岩の基質の薄片写真, 火山岩片 (vf) が多く, 泥岩片 (ms) もしばしば含まれる。鉱物粒子は破片となったものが多く, 自形のものは少ない。

Fig. 9 Outcrop and thin-section photographs of representative rocks exposed along Atsumari River. See Figs. 6 and 7 for locations of photographs and samples.

G1: Outcrop of autobrecciated andesite lava. G2: Photomicrograph of autobrecciated andesite.

H1: Outcrop of tuff breccia bed. H2: Photomicrograph of tuff breccia.

J: Photomicrograph of matrix in tuff breccia.

る恒常的な湧水 (標高250 m付近:M6) の導電率は9.41 mSm⁻¹と, 針原川崩壊地の湧水 (H2) の11.0 mSm⁻¹に比べてやや低い値であるが, その水質は針原川崩壊地のそれ (H2) とほぼ同様のCa-HCO₃型であり, 集川流域にも, 安山岩の風化に関係すると思われる滞留時間の長い地下水が存在することを示唆している。

5. 斜面崩壊・土石流災害の考察

5.1 特徴及び発生要因

崩壊地の地質は, 前述のように下位より角礫状安山岩溶岩, 凝灰角礫岩, 安山岩溶岩で構成され, また崩壊地の下流側には四万十帯白亜紀付加コンプレックスを不整合に覆う凝灰角礫岩が認められた。そのため崩壊地周辺の地質は, 付加コンプレックスを基盤とし, それを不整合に覆う, 安

山岩溶岩を挟む凝灰角礫岩及びその上位の安山岩溶岩からなると考えることができる。このうち上部の安山岩溶岩は山頂付近の緩斜面(平頂面)を形成することから、“洪水安山岩”(永尾ほか,1995)に相当すると考えられる。この安山岩溶岩は比較的新鮮であるが節理が発達するために透水性は高く、一方、崩壊地下部及び中部に露出する角礫状安山岩溶岩及び凝灰角礫岩は風化し粘土化が進んでいることから、全体として透水性は低いと考えられる(水野ほか,2003;北園,2003;谷口,2003)。

前述の凝灰角礫岩の割れ目からの湧水の水量は、筆者らの目測によると、採水日の翌日には明らかに減っており、恒常的なものでないことは明白である。これは上部の風化が余り進んでいない安山岩層を浸透した降水起源で、岩石の節理・亀裂に多少滞留していたものが一時的に見られたものである。また水質から判断すると、地中での滞留時間はさほど長くはないと考えられる。言い換えれば、崩壊地付近の雨水は、容易に山体に浸透し、速やかに排出されると考えられる。実際、斜面崩壊は豪雨のピークとほぼ同時に発生した(第2図)。これらのことから今回の斜面崩壊は豪雨により極めて短時間のうちに地下水ポテンシャルが急激に上昇し、難透水層である凝灰角礫岩とその上位の節理の発達した透水性の高い安山岩との境界付近をすべり面として崩壊が開始されたと結論づけることができる。崩壊地中間部の凝灰角礫岩と安山岩溶岩の境界付近には緩斜面が形成されたが、土砂が残留してはいるものの、この緩斜面がおよそすべり面の位置を示しているものと考えられる。残存する崩壊土砂に柱状節理を残す安山岩の巨礫が多く含まれることも、上記の結論と矛盾しない。これとほぼ同様の崩壊プロセスは、既に水野ほか(2003)、北園(2003)、谷口(2003)などによっても考察されているが、今回、筆者らの地形・地質・水文学的な総合調査によって、改めてこの解釈が裏付けられたことになる。

ところで崩壊地より上流側には上位及び下位の緩斜面が分布する(第4,5図)。このうち上位緩斜面は山体の頂上付近を中心に分布する(第4図)ことから、“洪水安山岩”が形成する平坦面(永尾ほか,1995)に相当すると考えられる。一方、下位緩斜面上には凝灰角礫岩が露出し、その更に上流側のやや急な斜面には安山岩溶岩が露出すること(第8図)、下位緩斜面を下流側へ延長したとすると崩壊地中間部付近(標高約380 m)の凝灰角礫岩とその上位の安山岩溶岩の境界付近にほぼ相当すること(第5図)、及び崩壊地にはこの岩相境界付近に新たに緩斜面が形成されたことを考えると、下位緩斜面は、透水性の低い凝灰角礫岩のレベルまで、不安定な節理の発達した安山岩溶岩が比較的広域に浸食あるいは崩壊することによって形成されたものであると考えられる。すなわち下位緩斜面は凝灰角礫岩と安山岩溶岩の岩相境界に規制されて形成された緩斜面であると考えられる。また、崩壊地付近の集川河床は、下位緩斜面の下流側遷急点直下で、集川のなかでも最も河

床勾配の急な区間に相当し、凝灰角礫岩以下の地層の下刻が開始されて間もない区間でもある。河川の下刻が凝灰角礫岩以下に及んだ場合、凝灰角礫岩の上位に重なる、節理の発達した安山岩溶岩は足下がすくわれた状態になり、より不安定になることが予想される。ある程度まで下刻が進むと、それまでの過程で不安定な岩盤が崩壊し比較的安定な岩盤だけが残存するであろうから、今回の崩壊地のような河床の遷急点付近の安山岩溶岩は最も不安定な岩盤であろうと推測される。

また今回の土石流堆積物には泥分が少ないという特徴が見受けられた。更に礫を主体とした土石流堆積物は川沿いだけに堆積し、段丘上には礫がほとんど堆積しなかった。泥分の多い土石流の場合、礫のまわりの泥水の比重が大きくなり、礫を浮かせながら流れ下る特徴がある(芦田,1984)。この土石流の場合、基質の部分が泥に乏しく、比重も水に近く、岩が浮く状態ではなかったことから、川沿いだけに土石流の岩塊が堆積し、水だけが段丘を乗り越えたと考えることができる。

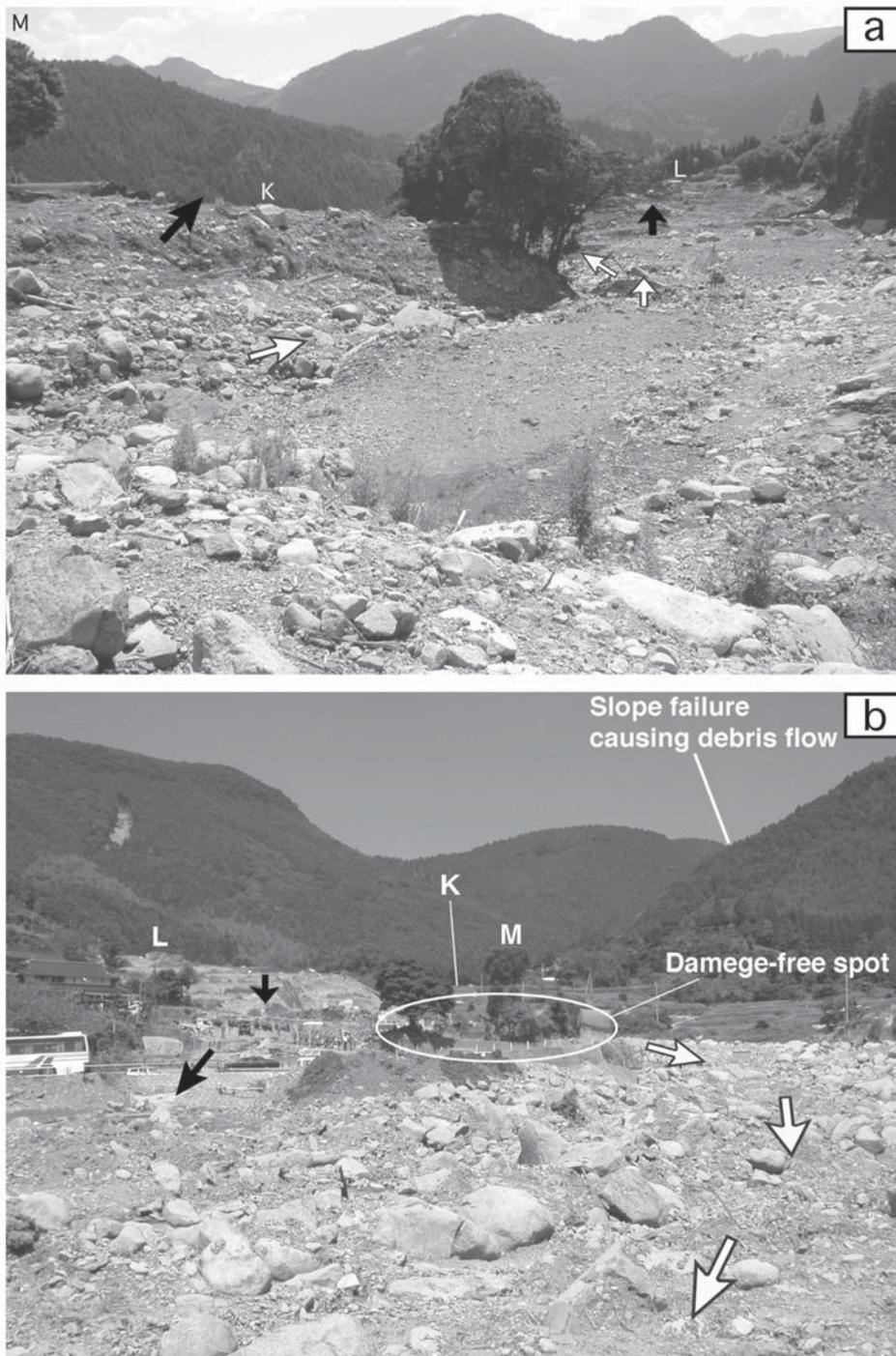
5.2 「明神崎伝説」と今回の災害の類似点

江口(2003)によれば、今回被災した集地区の上流側に隣接する宝川内吉花集落(第4図)に、「明神崎伝説」が伝えられている。それによると、1690(元禄3)年ごろ、吉花集落に「明神」という氏神様があり、その祠に安置されていた木造のご神体は、一夜の豪雨に流されて水俣川から八代(不知火)海に出て、岬の磯に漂着したと言う。

この話は、単なる伝説と片付けるにはあまりにも今回の災害との共通点が多い。すなわち、ご神体が八代海まで流されたのは、木造だったからと言うことであるが、豪雨によってご神体だけが流されたと考えるのは非常に無理があるように思われる。それ位の豪雨であれば、伝説のように、本当にご神体が流されたかも知れないが、実際には人的被害もあり、一部の死傷者が海にまで流されたと考えるのが自然であると思われる。今回の集地区における災害直後の行方不明者は13名であったが、このうち現場で土砂に埋まっていた遺体はわずか1名で、残りの12名は、下流河川で発見された遺体が6名、八代海で発見された遺体が6名であった(水俣芦北広域行政事務組合消防本部,2003)。この事実は、「明神崎伝説」と酷似しており、本地区で過去に同様の被害が発生していたことを示唆していると考えられる。つまり、これらの被害は、土砂災害を発生させた大規模な瞬時の出水という側面が強いように思える。

6. 1997年出水市針原川斜面崩壊・土石流災害との比較

1997年7月10日、水俣市に南接する鹿児島県出水市の針原地区で大規模な土石流災害が発生した。土石流は、梅雨末期の集中豪雨時に針原川右岸斜面が深層崩壊するこ



第10図 宝川内集集落における土石流の通過状況

白矢印は岩屑の多い土石流本体の流れ(推定), 黒矢印は岩屑の少ない水の流れ(推定).

a: 集地区を上流側から見た写真. 土石流は川沿いに進み, 左岸の台地は岩屑の少ない流水が乗り越えた. 左岸の台地の上に岩があるものの, 草は残っている. 中央の樹木は土石流の被害をほとんど受けていない.

b: 集地区を下流側から見た写真. 土石流は川沿いに進み, 右岸の台地は岩屑の少ない流水が乗り越えた. 中央部の高まりは土石流の通過を免れた部分.

図中のK, Lの段丘とMで示した樹木は, a, bで同じ位置を示す.

Fig. 10 Traces of debris flow around Atsumari Village.

White arrows show traces of gravelly debris flow, and black arrows indicate traces of mud flow poor in gravel.

a: Overview of Atsumari Village from upper reaches of Atsumari River.

b: Overview of Atsumari Village from lower reaches of Atsumari River.

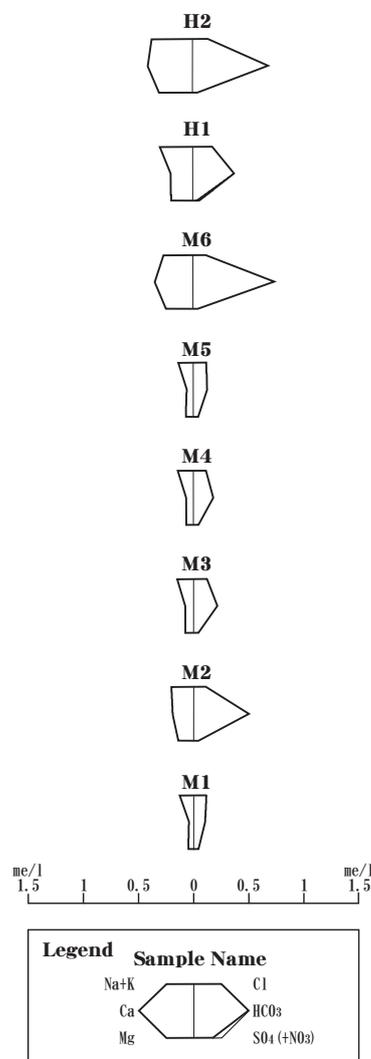
第1表 水質分析結果
集川の採水地点は第8図参照

Table 1 Result of water quality analysis.
See Fig. 8 for locations of samples in Atsumari River Basin.

No.	Sampling date	pH	Tw °C	EC mSm ⁻¹	4.8Bx mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Note
M1	Sep. 4, 2003	7.5	19.0	3.18	6.2	4.1	2.0	0.4	2.7	0.4	0.9	0.6	R
M2	"	7.0	18.8	6.47	30.8	4.1	1.9	0.8	4.4	0.4	3.8	1.7	S
M3	"	7.3	18.4	3.93	13.2	4.4	2.0	0.5	3.1	0.7	1.5	0.9	S
M4	"	7.8	20.9	3.72	11.0	4.2	2.1	0.4	3.0	0.5	1.3	0.8	R
M5	"	7.5	19.7	3.66	7.5	4.2	2.1	0.4	2.9	0.4	1.2	0.8	R
M6	"	7.8	16.3	9.41	45.4	4.2	1.9	0.4	5.6	0.9	6.9	3.0	S
H1	Sep.25,1997	8.7	17.2	7.14	23	6.4	1.7	1.4	6.3	1.0	4.0	2.4	R
H2	"	7.8	17.6	11.00	42	5.0	1.7	1.2	7.9	1.1	8.1	3.7	S

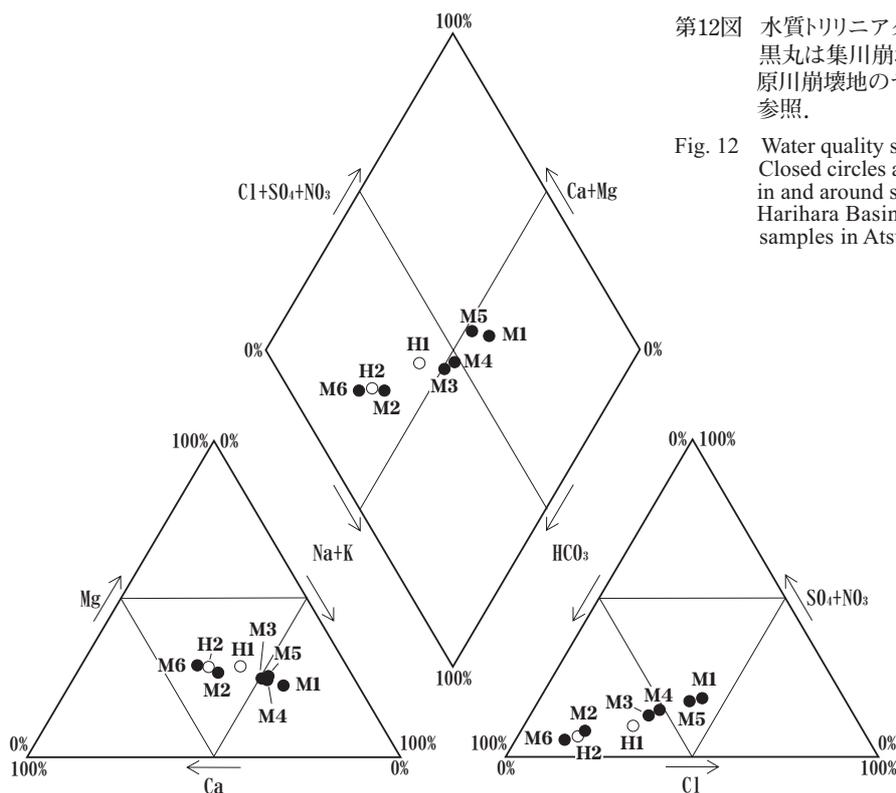
Remarks; S:spring, R:river water

とにより引き起こされた。多量の泥分と水分を含む土石流は下流の針原地区の集落を襲い、死者21名、負傷者13名という大きな被害を生み出した。崩壊地には、集川周辺に分布する火山岩類とほぼ同時期の鮮新世に形成された安山岩が分布する。崩壊地の安山岩は深層風化が著しく進行し、球状に芯を残しながら粘土化する“たまねぎ状風化”が顕著に見うけられた(中澤,1997)。崩壊地は水俣南断層群(活断層研究会,1980)からなる構造帯の南東縁に相当し、断層の存在が推定されるリニアメント上に位置することから、筆者らは、構造的に破碎された安山岩が深層風化を受け、集中豪雨による地下水ポテンシャルの増加とともに大規模な深層崩壊を引き起こしたという可能性をいち早く指摘した(中澤,1997;田口,1997)。また斜面崩壊は豪雨のピークからしばらくして発生したこと(第2図)、崩壊地が位置する山体には滞留時間の極めて長い地下水が存在することを明らかにした(田口,1997)。その後の調査で崩壊地の地下には浸透性の低い凝灰角礫岩が分布すること(下川ほか,1998)、崩壊地付近には旧火山体の火道が存在し、崩壊した安山岩は火道付近の岩体に相当すること(牧野・遠藤,1999)、崩壊地付近には右横ずれ断層の存在が推定されること(岩尾ほか,2000)が明らかとなり、複数の地質学的要因が重なった箇所では深層風化が進行し、崩壊が発生しやすい斜面環境になっていたことが明らかにされてきた。針原川と今回の集川は比較的近接しており、地質が同じ鮮新世の火山岩類からなることから、当初筆者らは、集川の土石流災害にも同様の要因を想定した。しかし現地調査の結果、針原川の土石流と今回の集川の土石流とでは、土石流堆積物中の泥の含有量が全く異なるということが分かった。針原川の土石流堆積物は岩塊よりも赤褐色の泥が主体で、災害直後では水分を含んだ泥のため歩くのもままならないほどであった。一方、今回の調査で確認した集川の土石流堆積物にはほとんど泥分が含まれていなかった。この違いは、今回の土石流が崩壊地上部の、節理は発達するが比較的新鮮な安山岩の崩壊によって引き起こされたことが



第11図 集川及び針原川の水質パターン
集川の採水地点は第8図参照。

Fig. 11 Water quality shown on Stiff's diagram in Atsumari and Harihara Basins.
See Fig. 8 for locations of samples in Atsumari River Basin.



第12図 水質トリニアダイアグラム
 黒丸は集川崩壊地及び周辺地のサンプルを、白丸は針原川崩壊地のサンプルを示す。前者の採水地点は第8図参照。

Fig. 12 Water quality shown on Piper's diagram. Closed circles and open circles indicate samples collected in and around slope failure area in Atsumari Basin and in Harihara Basin, respectively. See Fig. 8 for locations of samples in Atsumari River Basin.

理由として考えられる。針原川の土石流は深層風化した安山岩の崩壊が原因であるが、深層風化の大きな要因は構造的な破碎と考えられる。集川の場合、火山岩類に小規模な変位をもたらす小断層群は認められたが、火山岩類が構造的に細かく破碎されてはおらず、そのために深層まで風化が著しく進んでいることはなかった。安山岩の下位に難透水層である凝灰角礫岩が分布するという点では両者は一致するが、集川の場合、むしろ比較的新鲜な安山岩溶岩が崩壊したのであり、節理が発達し、透水性が高く、不安定であることが崩壊の1つの素因と考えられる。そのため土石流に泥分が少なく、針原川と異なる形態の土石流が発生したものと考えられる。

同様の相違は斜面崩壊の発生時期にも表れている。針原川の場合、斜面崩壊は豪雨のピークからしばらくして発生しているのに対し、今回の集川の斜面崩壊は豪雨のほぼピーク時に発生している(第2図)。また針原川の斜面崩壊した山体には滞留時間の極めて長い地下水が分布するが、集川の崩壊した山体にはそれよりも滞留時間の短い地下水の分布が推定される。これは、針原川崩壊地点の山体は深層風化しているために雨水が浸透すると山体にしばらく滞留するのに対し、集川の山体は風化が顕著には進行していないため、雨水は浸透して間もなく排出されるという違いにあると考えられる。

7. まとめ

2003年7月20日未明に発生した水俣市集川土石流災害は、集川中流右岸斜面の崩壊により引き起こされた。筆者らの地形、地質、及び水文学的な調査により、災害について以下のことが明らかとなった。

1. 土石流災害の要因となった斜面崩壊は、集川で最も浸食・崩壊が著しいと考えられる中流の遷急点付近で発生した。
2. 崩壊地を含む集川流域の地質は、主に砂岩や泥岩からなる四万十帯白亜紀付加コンプレックス諸塚層群と、それを覆う鮮新世肥薩火山岩類の凝灰角礫岩及び安山岩溶岩からなる。このうち最上部の安山岩溶岩はあまり風化されておらず比較的新鲜であるが顕著に節理が発達している。一方、安山岩溶岩の下位の凝灰角礫岩は、風化により粘土化している。今回の災害は主に最上部の安山岩溶岩の崩壊により生じた。
3. 斜面崩壊は豪雨のピークとほぼ同時に発生した。また崩壊地下部で認められた湧水は、水質から判断すると、地中での滞留時間はさほど長くはないと考えられる。よって今回の斜面崩壊は、豪雨により極めて短時間のうちに山体の地下水ポテンシャルが急激に上昇し、難透水層である凝灰角礫岩とその上位の節理の発達した透水性の高い安山岩との境界付近から崩壊が開始されたという従来からの解釈が

支持される。

4. 集川流域に堆積した土石流堆積物は、主に礫からなり、泥分が少なかった。これは土石流の要因となった斜面崩壊が、節理は発達するが比較的新鮮な安山岩溶岩の岩盤で生じたことによる。

5. 1997年出水市針原川土石流災害は、豪雨のピークからしばらくして安山岩溶岩が崩壊し、泥分の極めて多い土石流を発生させた。一方、今回の集川の場合は、豪雨のほぼピーク時に安山岩溶岩が崩壊し泥分の少ない土石流を発生させたという点で異なる。これは針原川の斜面崩壊が、断層運動により構造的に破碎された安山岩溶岩の深層風化に起因しているからであり、集川の節理の発達した比較的新鮮な安山岩溶岩の崩壊とは異なるためである。すなわち構造運動の地域的な違いが風化の程度の違いに表れ、それが崩壊形態及び土石流の形態に差異をもたらしたと考えられる。

謝辞: 今回の調査に際し、宝川内集被災者の会代表吉海英機氏からは被災の状況について詳しく教えて頂いた。深く御礼申し上げますとともに、被災者の皆様に心よりお見舞い申し上げます。水俣市総務企画部 吉本哲裕氏には災害状況をご教示いただくとともに災害に関する資料を提供していただいた。熊本大学 長谷義隆教授、基礎地盤コンサルタンツ株式会社 西島正範氏、福田泰英氏には、現地の状況についてご教示いただいた。産業技術総合研究所 磯部一洋氏には、査読を通じて大変有益な助言を頂いた。以上の方々に深く御礼申し上げます。

文 献

芦田和男(1984)土石流の実態とそのメカニズム。予防時報, **138**, 42-47.

江口 司(2003)宝川内の災害に思う。熊本日日新聞, 2003年7月29日付記事。

藤井紀綱・小川紀一郎(2003)航空レーザ計測による2003年7月熊本県水俣市宝河内土石流災害報告。土木学会誌, **88**, no.11, 57-58.

長谷義隆・永尾隆志・長峰 智・阪口和之・山元正継・壇原 徹(1997)肥薩火山区火山岩類のフィッシュン・トラック年代。日本地質学会西日本支部会報, **97**, 18.

長谷義隆・永尾隆志・長峰 智・工藤 伸・岩内明子(2003)【写真速報】2003.07.20熊本県水俣市宝川内土石流。日本地質学会News, **6**, no. 9, 2-5.

岩尾雄四郎(2003)2003年熊本県水俣市で発生した豪雨による斜面災害。地すべり, **40**, no.3, 65-66.

岩尾雄四郎・花村 修・藤井照久・安藤進一(2000)鹿児島県出水市針原川地域における土石流災害の地質的素因。地すべり, **37**, no.2, 48-54.

活断層研究会(1980)日本の活断層一分布図と資料。363p., 東京大学出版会。

北園芳人(2003)平成15年7月の集中豪雨による熊本県水俣市の土石流災害について。土木施工, **44**, no.10, 81-88.

九州地方土木地質図編纂委員会(1985)九州地方土木地質図解説書。485p.

九州活構造研究会(1989)九州の活構造。553p., 東京大学出版会。

牧野雅彦・遠藤秀典(1999)鹿児島県出水市針原川土石流地域の重力探査。物理探査, **52**, 153-160.

水俣芦北広域行政事務組合消防本部(2003)水俣芦北地区豪雨災害概況。

水野秀明・杉浦信男・寺田秀樹・内田太郎・原横利幸・曾我部匡敏・桜井 亘・西本晴男・小山内信智・武澤永純・土井康弘(2003)2003年7月の梅雨前線豪雨によって発生した九州地方の土石流災害(速報)。砂防学会誌, **56**, no.3, 36-43.

永尾隆志・長谷義隆・井川寿之・長峰 智・阪口和之・山元正継・周藤賢治・林田賢一(1995)九州の平坦面を形成する安山岩の地質学的・岩石学的特徴:"洪水安山岩"の提唱。地質学論集, **44**, 155-164.

永尾隆志・長谷義隆・長峰 智・角縁 進・阪口和之(1999)不均質なマグマソースから生成された後期中新世～中期更新世の肥薩火山岩類一火山岩の分布と化学組成の時空変化からの証拠一。岩鉱, **94**, 461-481.

中澤 努(1997)出水市土石流災害の概要と周辺の地質。地質ニュース, **517**, 42-47.

斎藤 眞・木村克己・内藤一樹・酒井 彰(1996)椎葉村地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)。地質調査所, 133p.

(社)土木学会・(社)地盤工学会 九州地方豪雨災害合同調査団(2003)2003年7月梅雨前線による九州地方の豪雨災害調査速報。土木学会誌, **88**, no.10, 54-58.

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.

田口雄作(1997)出水市土石流災害発生要因への水文学的アプローチ。地質ニュース, **517**, 48-55.

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**, no.3, 31-35.

山本 敬(1960)肥薩火山区火山地質学的並びに岩石学的研究。九州工業大学地質学研究室, 90p.

豊原富士夫・村田正文・長谷義隆(1988)表層地質図「水俣・出水」。土地分類基本調査「水俣・出水(御所浦町除く)」, 1:50,000, 熊本県, 21-35.

(受付:2004年6月7日;受理:2004年9月30日)