

1997年八幡平土石流と地質・土質並びに水質特性

丸井英明・渡部直喜

1997 Hachimantai Debris Flow and the Geological, Geotechnical and Geochemical Backgrounds

by

Hideaki MARUI and Naoki WATANABE

(Abstract)

The background and the process of the Hachimantai debris flows of 11 May 1997 are reported. At first a big landslide occurred in the upper slope of the Sumikawa hot spring. Clearly the landslide was triggered mainly by snow melt and additionally by 110mm rainfall. The total volume of the slid soil mass was estimated to be 594,000,000m³. From the toe area of the landslide a soil mass of 116,000,000m³ flowed downward several times as debris flows along the Sumikawa torrent. Chemical analysis of the water contained in the debris deposit in the landslide area should provide an effective measure of identifying the origin of the water. Chemical analysis results showed that the water in the debris deposit did not originate directly from rainfall and snow melt but came from stored groundwater.

This report interprets also the physical and mechanical properties of the unstable debris deposits in the landslide area as a source material of the debris flows. Various geotechnical investigations were performed in order to analyze the mechanism and the process of the debris flows. The shear strength parameters of debris deposits in the upper part and the toe part of the landslide area were determined by using a ring shear apparatus.

Keywords : landslide caused by snow melting, debris flow, ring shear apparatus, residual strength, electric conductivity, chemical analysis of the water

キーワード : 融雪地すべり, 岩屑流, リング剪断試験, 残留強度, 電気伝導度, 水質分析

I は じ め に

平成9年5月10日午前2時30分頃, 秋田県鹿角市八幡平の澄川温泉付近の熊沢国有林内で大規模な地すべりの滑動が始まり, 翌11日午前7時頃地すべり範囲全体が急速に滑動し, この地すべりの滑落によって澄川温泉の建物9棟が全壊した。同日8時頃には地すべり土塊の一部が土石流化し, 約1.2km下流にある赤川温泉の建物7棟が全壊した。土石流は0.3km下流の国道341号を越え, さらに0.5km下流側の赤川1号砂防ダムに流入し, 同ダムを満砂させ, 一部はやや下流の熊沢川との合流点付近に到達した。温泉経営者並びに関係機関の的確な判断により, 避難が行われたため, 人的な被害は発生しなかったが, 地すべりの規模が大きく, 土塊の再滑動や河床に堆積した土砂の再移動が懸念されたため, 監視体制等緊急の対策が講じられた。

地すべりと, それに続く数波に及ぶ土石流に至る, 土塊の移動現象の全体は大規模かつ複雑な現象

で、関連する素因・誘因は多岐に亘っている。ここでは、今回の土石流と地すべりについて、地すべり地内に堆積した不安定土塊の地質・土質特性並びに湧水の水質特性との関連を中心にして報告する。なお、本報は平成9年度科学研究費の補助を受けた「秋田県鹿角市八幡平地すべり・土石流災害に関する調査研究」の報告に加筆したものである。

II 地すべり地周辺の地形・地質

当該地域は秋田・岩手県境に近い秋田焼山山頂（標高1,336m）の北東4km、八幡平山頂の北西約6kmの地点で、米代川の支流熊沢川の支流澄川の左岸の、北東向き斜面に位置する。なお、南側には「ベコ谷地すべり」が隣接している。本地域一帯には、過去の大規模地すべりの痕跡を示す地すべり地形が数多く見られる（図-1）。概ね標高1,000m付近を境として、標高の高い部分は緩傾斜斜面が広がり、標高の低い部分には深い谷が発達し、急傾斜の斜面形状をなしている。当該地区の澄川左岸は柵森からの溶岩流で形成された溶岩台地からなり、谷壁斜面には澄川・赤川の下刻に伴い形成されたと考えられる、明瞭な2段の滑落崖を伴った地すべり地形が発達している。地すべり地頂部滑落崖から末端部に至る元の斜面地形の平均勾配は約12°であった。

本地域周辺は、新第三紀の緑色凝灰岩の基盤上を、第四紀火山である秋田焼山の火山噴出物が厚く覆っている。本地すべり地は、新第三紀の緑色凝灰岩を基盤とし、その上に安山岩質の凝灰角礫岩、

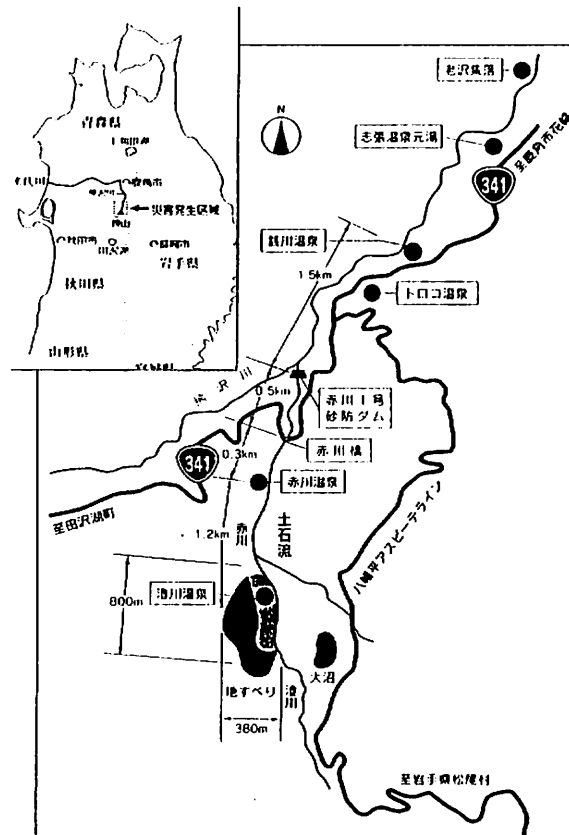


図-1 八幡平地すべり・土石流位置図（秋田県砂防課資料による）

さらに節理構造の発達した安山岩質溶岩がキャップロック状に堆積している。本地域一帯は仙岩地熱地域と呼ばれる日本有数の地熱地域に属している（星野他，1997）。澄川温泉付近は、温泉による熱変質が著しく進行し、脆弱な温泉余土が集中的に分布している。

Ⅲ 気 象 状 況

八幡平地域気象観測所における5月1日から5月11日までの気温及び降水量の推移を見ると（図-2）、4日から7日までの4日間に20mm、8日に24時間雨量110mmの降雨を観測しているが、それ以降は無降雨である。地すべりの発生に先立つ3月～5月にかけての月間降水量は3月が151mm、4月が84mm、5月が211mmに対し、各月の過去15年間の平気値はそれぞれ、84mm、118mm、127mmであり、3月は65mm程度多く、4月は35mm程度少なく、5月は84mm程度多い。今回の地すべりに先立つ5月8日の日雨量110mmは5月の平均降水量127mmと比較して大きな値となっている（星野他，1997）。

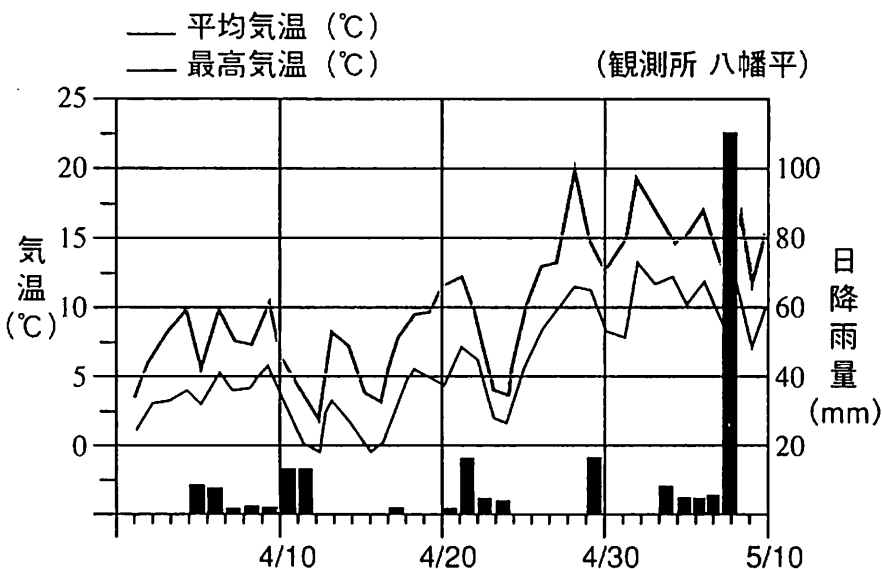


図-2 八幡平地すべりの気象条件（八幡平地域気象観測所のデータによる）

地すべりは澄川温泉背後の積雪域と無積雪域との境界付近で発生しており、地すべり発生時には背後斜面に約70～100cm程度の積雪が残っていた。積雪層からは3月、4月の融雪期から断続的に融雪水が斜面土層内に供給され、この融雪水は先行降雨に相当する役割を果たしたと考えられる。特に5月1日から最高気温が10℃を上回る日が連続しており、融雪による地下水の土層内への浸透が進行していたと考えられる。

融雪水量の検討は松浦によってなされている。八幡平地域気象観測所（標高578m）で1時間毎に観測された降雨、気温、風向・風速、日照量の4要素のデータ並びに気象官署で観測された日別データ等を用いて、熱収支法により地すべりが発生するまでの期間における融雪水量及び降雨量等について検討が行われた（松浦他，1997）。融雪熱量から算出した融雪水量に日降雨量を合計し、1日単位での「融雪水量+降雨量」を求めた結果、4月になってからは、ほぼ連日10～20mm程度の融雪が生じ、4月の後半からは急激に融雪水量が増加し、5月に入ると1日当たり30～60mmの融雪水が山地斜面に

供給されていたと推定されている（図-3）。特に8日には、約60mmの融雪水に110mmの降雨が加わり、合計で約170mmに相当する「降雨+融雪水」が土層内部に浸透し、地すべり発生の直接の誘因となったものと推測されている。

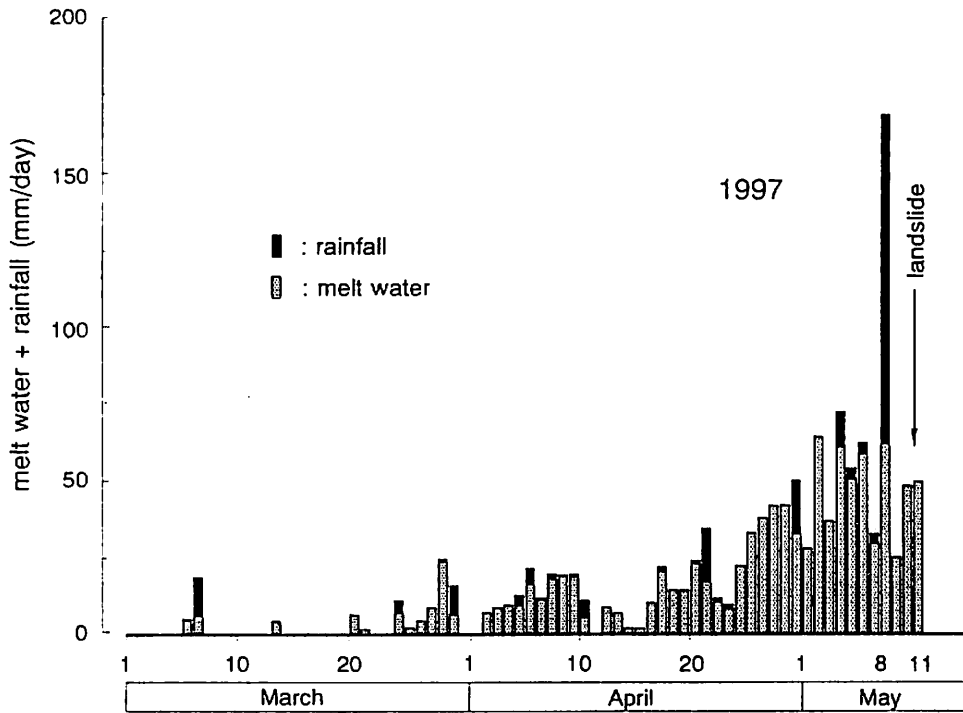


図-3 地すべり発生前の計算融雪水量と降雨量（松浦他，1997から引用）

IV 地すべり土塊の滑動の概要

地すべりは、全体として東西380m、南北800mに及ぶ平面的拡がりを示し、縦断的には標高800mから標高975mに至る比高175mの高低差を示している。関係機関の調査によれば、その規模は、面積20.1ha（国土地理院，未公開資料），移動土塊量594万 m^3 （秋田営林局，未公開資料）と推測されている。写真-1は地すべり地の滑落崖上方から土石流の流下方向を見たものである。また、写真-2



写真-1 八幡平地すべりの概要
（滑落崖上方から土石流下方向を臨む）



写真-2 八幡平地すべりの概要
（地すべり地東側からすべり土塊を臨む）

は、地すべり地側方（東側）から見た地すべり土塊の状況である。

この地すべりのブロック区分に関しては上，中，下の3つのブロックに区分する捉え方（星野他，1997，南他，1997，古谷他，1997）と，上下2段のブロックに区分する捉え方（陶野他，1997，田中他，1997）が提示されている。その差異は，2段に区分した場合は下段ブロックの末端部の崩壊を独立のブロックと見て，さらに2つのブロックに区分するかどうかの差異である。

3つのブロックに区分した場合，最上部のAブロックは，長さ約220m，幅約130m，頭部滑落崖の高さは約50mに達している。中央部のBブロックは今回の地すべりの主要変動部であり，長さ約460m，幅約380m，回転すべりによる凹地には湛水池が形成されている。地すべり発生前後の縦断地形の比較から，この中段ブロックの水平移動量は約60～70m下流側へ移動したと推測されている（星野他，1997）。最下段のCブロックは，Bブロックの地すべり土塊の末端部の隆起部分が崩壊したものと考えられ，長さ約250m，幅約330mで，澄川まで押し出し，さらに対岸に乗り上げている。崩壊土砂の相当部分が下流に押し出し，赤川温泉付近まで到達している。また，ブロック左右の側壁部分は滑落し，澄川を経て赤川へと流出している。なお，Cブロック内ではすべりが活動中の7時58分頃に水蒸気爆発が発生している。

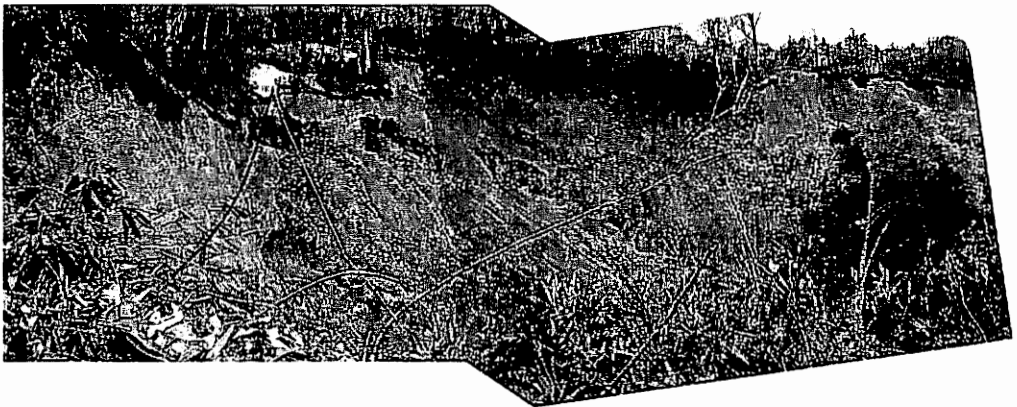


写真-3 上部地すべりブロック主滑落崖



写真-4 上部地すべりブロック側方滑落崖（東側）

写真-3は、上部地すべりブロックの主滑落崖の状況を示している。下部には変質を受け緑色を呈する凝灰岩が見られ、上部には安山岩溶岩や火山角礫岩などの火山噴出物が見られる。写真-4は、上部地すべりブロックの側方滑落崖（東側）の状況を示している。地すべり移動による削痕が明瞭に見られる。

V 土砂流動現象の概要

(1) 流動形態

地すべり末端部の崩落土塊が土石流化して流動し、澄川温泉及び1.2km下流の赤川温泉の建物を全壊・流出させ、地すべり箇所から約2km下流の熊沢川との合流点付近まで流下した。同合流点やや上流側の空き容量2万 m^3 の赤川1号砂防ダムは、土石流堆積物により満砂した。秋田営林局鹿角営林署の調査結果によれば、地すべりの移動土砂量は594万 m^3 、下流への流出土砂量は116万 m^3 と推定されている（秋田営林局、未公開資料）。痕跡調査から、流動現象全体はかなり複雑な様相を呈し、時系列的に何波かにわたり、構成材料の異なる流動現象が相次いで発生したと考えられる。

第1波の流動現象は、地すべり末端部の土塊が比較的元の形状を保った状態で流動したものである。従って、水と土石が混合し攪乱しながら流動する、通常の土石流とは異なる現象であると考えられる。流動土塊の構成材料は、地すべり末端部に見られる温泉余土を主体とした灰色ないしは緑色凝灰岩質土である。流動土塊は形状を保った明瞭な堆積段丘を残しながら、赤川温泉付近まで流出している。この流動形態に対しては「岩屑なだれ」という用語が用いられているが（千葉他、1997、陶野他、1997）、「なだれ」という運動形態は移動物質が攪乱され大きく変形する現象に適用されることから、この用語を当てることは適当でなく、「岩屑流」という用語の方が実際の現象に即していると考えられる。

第2波の流動現象は、茶褐色を呈し、大小石礫が混合した、流木等を多量に含む通常の土石流の形態の流動である。赤川橋付近に相当量が堆積し、泥流状の部分がさらに下流へ流下し、赤川第1号堰堤に流入して同堰堤を満砂させている。

第3波の流動現象は、赤褐色を呈し、地すべり末端の両側部から供給された堆積土砂の流動であり、赤川との合流点のやや下流側まで流下し、堆積している。

写真-5は、地すべり末端部の状況を示している。写真左奥の澄川温泉跡に熱水変質を受けた温泉



写真-5 地すべり末端部の状況



写真-6 赤川温泉付近における流動土塊の堆積状況

余土を主体とする凝灰岩質の土塊が見られ、手前にかけて一定の高さの流動土塊の堆積が見られる。地すべり末端の側方部から流動した赤褐色の堆積土砂が凝灰岩質の土塊の上を覆っている。写真-6は、赤川温泉付近における流動土塊の堆積状況を示している。写真左奥には温泉余土を主体とする灰色ないしは緑色凝灰岩質の流動土塊の堆積が見られる。また、写真手前付近には土石流形態での堆積が見られる。

(2) 河床状況

地すべり発生地点から土石流が堆積・停止した熊沢川合流点までは約2.5kmである。元の河床縦断勾配は図-4に示すものである(南他, 1997)。地すべり末端の澄川温泉地点から、400m下流側の治山堰堤までは 8.1° 、100m下流側の赤川合流点までは 18.4° 、300m下流側の治山堰堤までは 3.8° と緩くなり、さらにその下流側700mの赤川温泉付近までは 6.3° 、その200m下流側の赤川橋までは 3.0° 、その直下流の緩勾配部を経て、 4.6° 程度の勾配で赤川1号砂防ダムに至る。

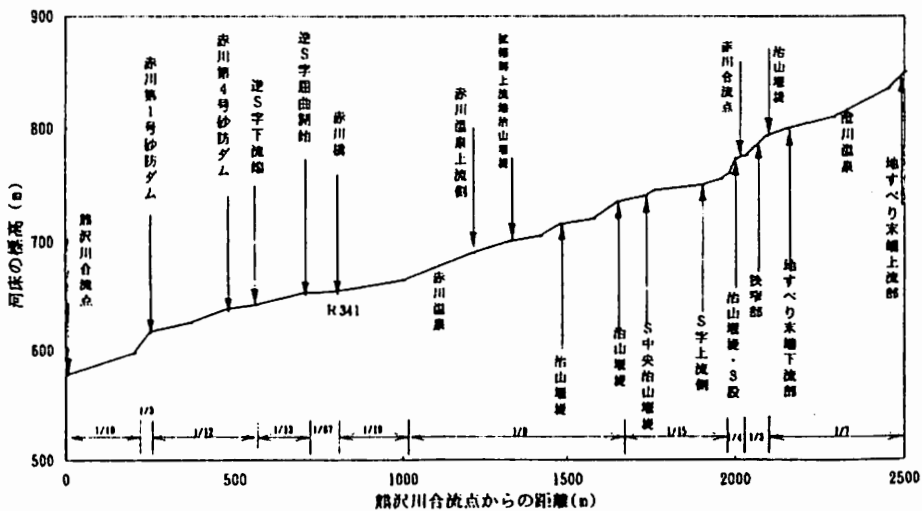


図-4 熊沢川合流点から澄川温泉までの元河床勾配(南他, 1997より引用)

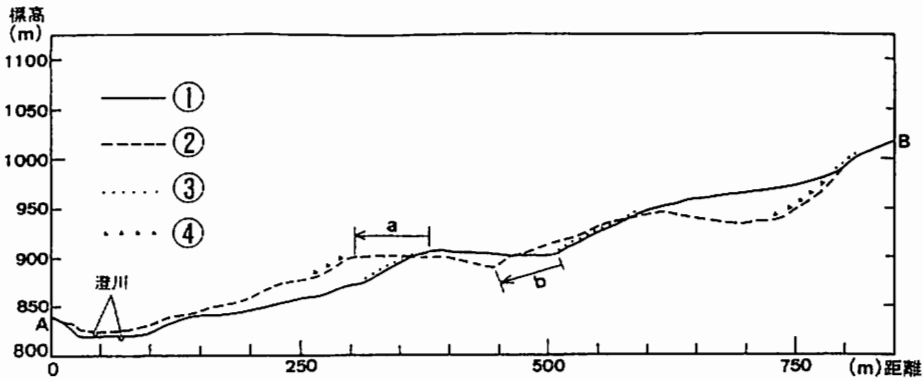


図-5 八幡平澄川地すべりの災害発生前・後の断面図（星野他，1997より引用）

災害前・後の1：5,000地形図により作成した。断面線の位置は図-5に示す。

①：災害前の断面，②：災害後の断面，③：旧滑落崖，④：本災害の滑落崖（主滑落崖及び下段滑落崖），
a：下段滑落崖上端，b：中段土塊・滑落崖境界

土石流発生の条件から考えると，地すべり末端部から2.5km下流側の土石流停止点までの勾配は相当緩い勾配である。地すべり地縦断勾配は図-5に示すものである（星野他，1997）。地すべり移動後の末端部土塊の斜面勾配は約 22° 程度であり，後節で述べる堆積土砂の残留強度に近い勾配である。従って，地すべり土塊末端部斜面上の堆積土砂は澄川まで流動可能と考えられる。しかしながら，澄川に到達した土砂は河床勾配が残留強度よりも遥かに小さいため，流動不可能である。従って，澄川に沿った流動のメカニズムに関しては，すべり面での液状化の可能性等を検討する必要があると考えられる。

佐々等は，地すべり末端の下流側にある治山ダムの右岸側に堆積した溪床堆積物を採取し，25m程度の厚さの地すべり土塊が溪床堆積物の上に載り，溪床から2m程度の深さにすべり面が形成される場合を想定して，初期応力及び土塊による載荷応力を再現し，リング剪断試験を行っている（佐々他，1998）。定常的に移動している時に発揮されている見かけの摩擦角が 3.1° となり，澄川の溪床勾配より小さいと説明している。

VI 流動土塊構成材料の土質特性

今回の岩屑流あるいは土石流の発生条件の検討，並びに流動の解析を行うための基礎資料を得る目的で，流動土塊の構成材料と考えられる地すべり地内の堆積物に関して各種土質試験を行った。地すべり地域は広大で，土塊の構成材料も多様であるが，代表的試料として源頭部の上部地すべりブロック内の赤褐色を呈する火山噴出物の試料と，澄川の河床に近い下部地すべりブロック末端部の温泉余土を主体とした凝灰岩質の試料を採取した。

(1) 物理特性

採取試料の物理的特性把握のため，種々の物理試験を行った。試験項目は，含水比試験（JIS A 1203），土粒子密度試験（JIS A 1202），粒度試験（JIS A 1204），液性・塑性限界試験（JIS A 1205），最大・最小密度試験（JSA T 161）である。

各試料の含水比，土粒子密度，液性・塑性限界，最大・最小密度試験結果を表-1に示す。表中，上段が源頭部の火山噴出物，下段が末端部の温泉余土についての数値である。自然含水比はそれぞれ

表-1 物理試験結果

| | 含水比 (%) | 土粒子密度 (g/cm ³) | 液性限界 (%) | 塑性限界 (%) | 塑性指数 (%) | 最大密度 (g/cm ³) | 最小密度 (g/cm ³) |
|-------|---------|----------------------------|----------|----------|----------|---------------------------|---------------------------|
| 源頭部試料 | 61.2 | 2.776 | 53.9 | 53.2 | N P | 0.975 | 0.761 |
| 末端部試料 | 50.7 | 2.769 | 87.2 | 64.0 | 23.2 | 0.987 | 0.768 |

61%, 51%と相当高い値を示している。土粒子密度はそれぞれ2.776と2.769で通常の値である。コンシステンシーに関しては液性・塑性限界とも高い値を示し、源頭部試料ではノンプラスチック、末端部では23%という塑性指数を示している。

土の工学的性質は密度あるいは間隙比と密接に関連している。試料土の取り得る密度範囲を調べるために、最大・最小密度試験を行っている。JSA T 161の方法による試験結果では、両試料ともに似通った値を示し、最大・最小密度の幅が比較的狭い。

粒度分析結果を図-6の粒径加積曲線に示す。地すべり地域周辺の堆積物には非常に大きな礫が含まれており、全ての粒径を含めて粒度分析を行うことはできない。実際問題として、粒度分析の可能な粒径は数cm以下の部分に限られ、試料採取時に大きな礫を除いて粒度分析を行っている。その範囲の中での粒度組成が流動土塊の性質に影響すると考えられる。粗礫分である53mm径以下の粒径を対象として粒径加積曲線を作成した。源頭部試料、末端部試料ともに、細粒分から粗流分まで広い範囲の粒径を含み粒度分布がよい。温泉余土を主体とする末端部試料の方が、シルト分以下の細粒分の割合が10%程度多い。

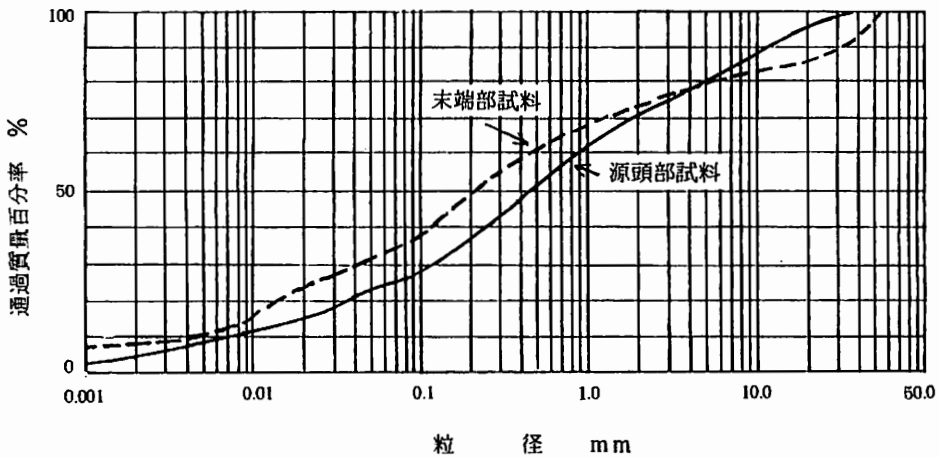


図-6 地すべり地内堆積土砂の粒径加積曲線

(2) 強度特性

土石流の発生は、土質工学的には急勾配斜面あるいは溪床上の不安定堆積物の安定問題と考えられる。すなわち、急斜面上に存在する不安定堆積物に十分な水量が供給された場合に、堆積物に作用する剪断力が堆積物の剪断強度を上回り、力学的に安定を失った時に土石流が発生すると考えられる。従って、通常は静止状態での堆積物の剪断抵抗力の大きさが基本的な要因となる。

今回、八幡平で発生した土石流は、大規模な地すべり土塊の末端部、あるいは側方堆積土塊の移動

が生じ、澄川の溪床に供給され土石流として流下したものと考えられる。従って、運動中の土塊の残留強度が重要な要因である。

土石流の発生並びに流動の条件を土質工学的に明らかにするために、流動土塊の構成材料に相当すると考えられる、地すべり地内の源頭部及び末端部の堆積物の、静的な剪断抵抗並びに動的な剪断抵抗の把握を試みた。そのための試験機としては、リング剪断試験機が適当と考えられる。静的な剪断抵抗力の測定には、一般に一面剪断試験機や単純剪断試験機が用いられる。崩壊土砂の土石流への移行を想定した剪断抵抗力は、堆積物が下方に相当距離移動して大変位を生じた後の剪断抵抗が問題となるので、残留状態での強度に相当する。この残留状態を再現する試験としてリング剪断試験が用いられる。

一連のリング剪断試験は以下に示すような条件の下で行った。試験中の各試料の水分条件は、土石流の発生・流動条件を考慮して飽和状態とした。各試料に載荷する垂直応力の範囲は、 0.25kgf/cm^2 、 0.50kgf/cm^2 、 0.75kgf/cm^2 、 1.0kgf/cm^2 とし、ピーク強度の把握のため試料を加圧密状態にしている。その加圧密比は $\text{OCR} = 4$ であり、垂直応力を載荷し圧密する際には、粒子構造の変化を極力抑えるために、十分時間をかけながらゆっくり載荷している。剪断速度に関しては、ピーク強度出現後、強度がある程度落ちつくまで（剪断変位で $0\sim 40\text{mm}$ ）は 1mm/min のゆっくりした速度で剪断し、その後剪断変位 120mm までは 10mm/min で剪断し、剪断変位が 120mm に達した時点では剪断抵抗がほぼ定常状態となり残留状態に到達していると考えられることから、それ以降は 100mm/min の速い速度で剪断を行い、土塊の流動中に相当する剪断抵抗を測定した。なお、一連の試験で使用した各試料は、あらかじめ自然乾燥させたものをときほぐし、容器の寸法（外径 20cm 、内径 13cm 、底面積 182.18cm^2 、供試体の標準高 4.5cm ）を考慮して 4.76mm ふるいを通過したものを使用した。土の剪断強度は試験時の初期条件に依存してその値が大きく異なる。本試験においては初期設定密度を、最大・最小密度試験結果を参考にして、 0.9g/cm^3 とした。

リング剪断試験によって得られた強度特性は図-7及び表-2に示すものであった。図-7は源頭部並びに末端部の各試料について、ピーク強度及び残留強度に関する垂直応力と剪断応力との関係を示した図である。表-2は各試料のピーク強度及び残留強度に関する、内部摩擦角と見かけの粘着力の値をまとめたものである。ピーク強度に関する内部摩擦角は両試料とも 40° 程度の値を示した。一方、運動中の摩擦角である残留強度に関する摩擦角は、源頭部の赤褐色火山噴出物で 28.4° 、地すべり末端部の温泉余土で 20.2° という値であった。従って、地すべり土塊の末端部斜面の勾配は 22° 程度であることから、澄川の河床に至る流動は説明可能であるが、地すべり末端部から赤川温泉付近までの河床勾配は 8° 程度に過ぎないことから、澄川に沿った長距離に亘る流動化現象を説明できない。従って、流動機構としては別の機構、前章で触れたように、佐々の指摘しているすべり面液状化等の原因を考える必要がある。

表-2 リング剪断試験結果

| | ピーク強度 | | 残留強度 | |
|-------|--------------|-----------------------|--------------|-----------------------|
| | 内部摩擦角 | 粘着力 | 内部摩擦角 | 粘着力 |
| 源頭部試料 | 41.7° | 0.05kgf/cm^2 | 28.4° | 0.01kgf/cm^2 |
| 末端部試料 | 40.0° | 0.01kgf/cm^2 | 20.2° | 0.08kgf/cm^2 |

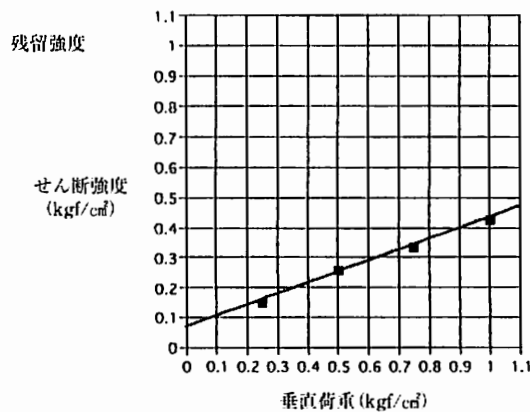
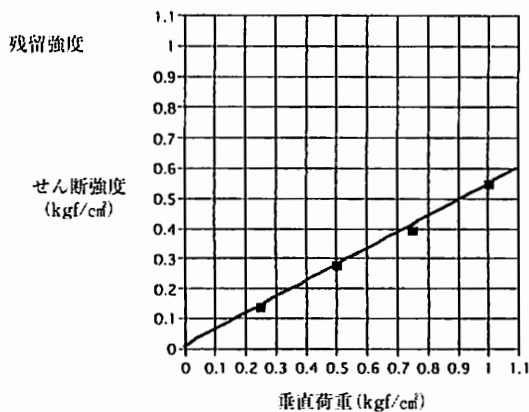
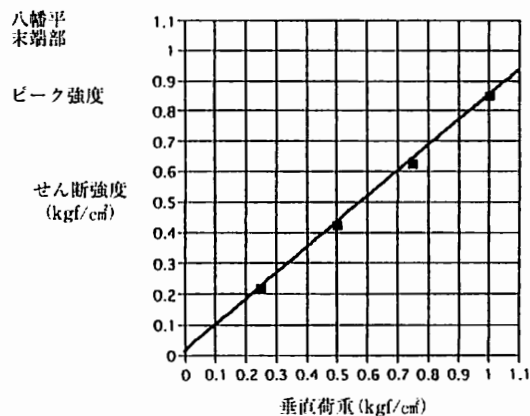
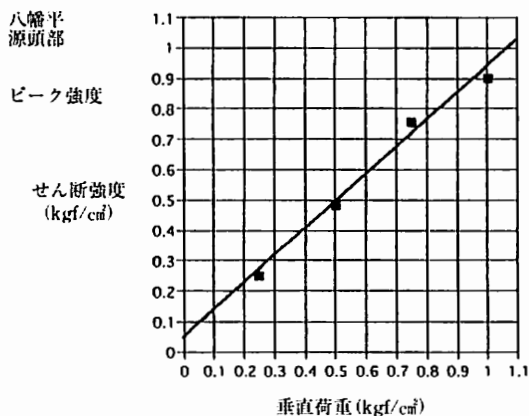


図-7 地すべり地内堆積土砂の垂直応力と剪断応力との関係

Ⅶ 地すべり域周辺の水質特性

八幡平地すべり地内部の大局的な水文地質構造を把握するために、地すべり地内及び周辺から採取した水試料の水質分析を行った。

(1) 試料採取および分析方法

水質分析のために地すべり地内及び周辺の湧水・地熱水（温泉水）・地表水を計12試料採取した。採水地点は図-8に示す箇所である。

- SP-1は地すべり頂部滑落崖を構成する砂礫・シルト互層からなる湖沼堆積物とそれを覆う塊状溶岩の境界付近から湧出している。水温は7.2℃である。
- SP-2は滑落崖左岸を構成する変質した火砕岩とそれを覆うブロック状溶岩の境界付近から湧出している。水温は10.6℃である。湧出量は多く、50~100ℓ/min程度とみられる。
- SP-3は頂部滑落崖右岸側の崩壊堆積物内部より湧出している。水温22.5℃の微温泉である。
- SP-4, SP-5, SP-6は地すべり地外の澄川支流の沢の水である。水温は7.9~8.7℃である。
- SP-7およびSP-11は澄川本流の水である。SP-7は上流の地すべり地外で採水し、SP-11は澄川が下流側で地すべり地内に入る所で採水した。水温はそれぞれ10.1℃と9.7℃である。
- SP-8は地すべり地内のほぼ中央を流れる沢の水である。水温は8.5℃である。地すべり地外の地表水や頂部滑落崖付近の湧水に比べ、電気伝導度が2倍程度大きい。

• SP-9, SP-10およびSP-12は自然湧出の地熱水（温泉水）である。

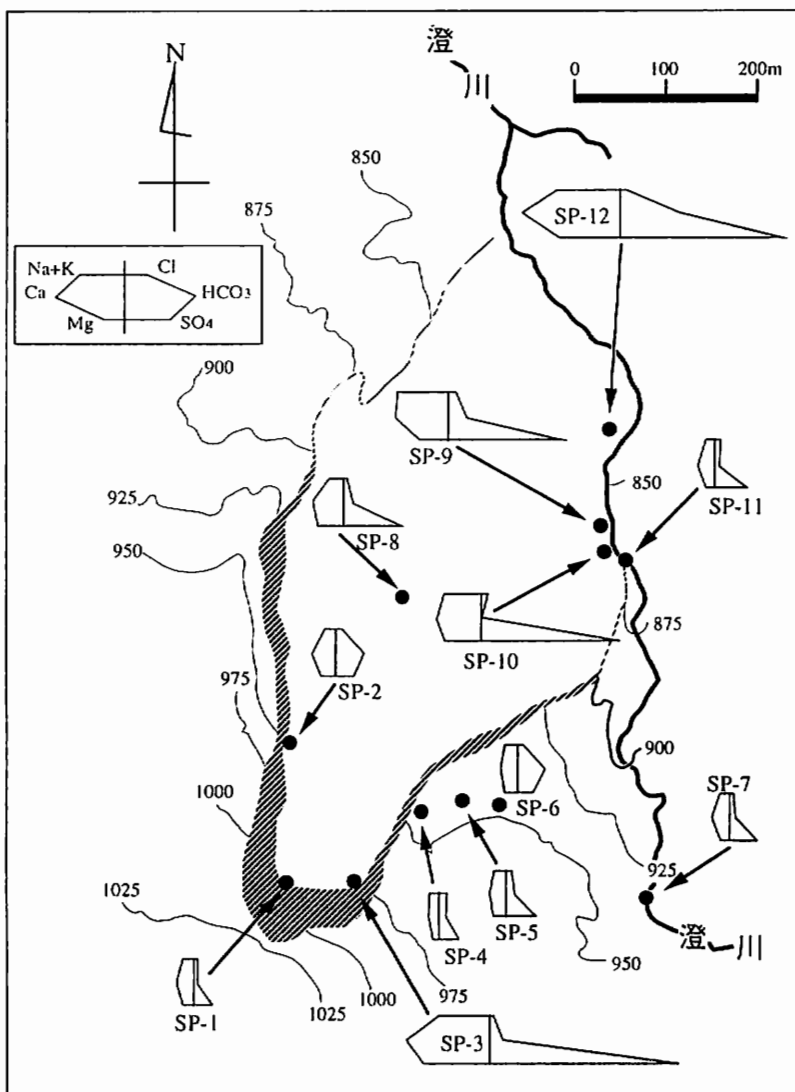


図-8 八幡平地すべり地内及び周辺の水質分析結果

これらの試料はポリエチレンビンに採取した。水温、pH、電気伝導度は現地で測定し、他の項目は新潟大学積雪地域災害研究センターの実験室に持ち帰り分析をおこなった。分析項目は、電気伝導度 (E.C.)、pH、および HCO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} の各イオンであり、分析手法並びに用いた装置は以下の通りである。

電気伝導度 (E.C.)：携帯型電気伝導度計（堀場製）

pH：ガラス電極法（東亜電波製）

HCO_3^- ：メチルオレンジを指示薬とするアルカリ度滴定

Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} ：イオンクロマトグラフ（島津製）

分析結果を表-3に示す。

表-3 八幡平地すべり地内及び周辺の水質分析結果

| Sample | E.C. (μ S/cm) | Temp ($^{\circ}$ C) | pH | HCO ₃ (meq/l) | Cl (meq/l) | SO ₄ (meq/l) | Na (meq/l) | K (meq/l) | Mg (meq/l) | Ca (meq/l) |
|--------|-----------------------|-------------------------|-----|-----------------------------|---------------|----------------------------|---------------|--------------|---------------|---------------|
| SP-1 | 99 | 7.2 | 6.6 | 0.02 | 0.07 | 0.70 | 0.20 | 0.02 | 0.25 | 0.36 |
| SP-2 | 115 | 10.6 | 6.5 | 0.55 | 0.10 | 0.38 | 0.21 | 0.03 | 0.34 | 0.50 |
| SP-3 | 468 | 25.5 | 5.8 | 0.24 | 0.09 | 4.13 | 1.00 | 0.13 | 1.45 | 1.80 |
| SP-4 | 62 | 7.9 | 6.5 | 0.07 | 0.08 | 0.30 | 0.16 | 0.02 | 0.16 | 0.18 |
| SP-5 | 115 | 7.9 | 6.7 | 0.20 | 0.08 | 0.63 | 0.28 | 0.03 | 0.28 | 0.34 |
| SP-6 | 106 | 8.7 | 7.0 | 0.52 | 0.09 | 0.28 | 0.28 | 0.03 | 0.30 | 0.37 |
| SP-7 | 65 | 10.1 | 6.1 | 0.03 | 0.10 | 0.56 | 0.20 | 0.02 | 0.19 | 0.32 |
| SP-8 | 181 | 8.5 | 6.7 | 0.22 | 0.09 | 1.22 | 0.32 | 0.03 | 0.54 | 0.63 |
| SP-9 | 343 | 77.2 | 7.7 | 0.41 | 0.13 | 2.37 | 0.99 | 0.14 | 0.64 | 1.10 |
| SP-10 | 471 | 55.4 | 3.4 | - | 0.10 | 2.87 | 0.88 | 0.01 | 0.86 | 0.98 |
| SP-11 | 90 | 9.7 | 6.1 | 0.04 | 0.09 | 0.56 | 0.20 | 0.02 | 0.20 | 0.32 |
| SP-12 | 515 | 45 | 8.0 | 1.50 | 0.09 | 3.45 | 1.29 | 0.17 | 1.39 | 2.12 |

(2) 水質の特徴

陽イオン成分は岩石との反応によって変動するので、全イオン濃度の指標となる電気伝導度と陰イオンに注目して水質の特徴を分類する。本地域から採取した合計12の水試料は次の3タイプに大別できる。

(a) 電気伝導度の低いCa-SO₄型

このタイプの水は、頂部滑落崖付近 (SP-1)、地すべり地外の沢の水 (SP-4, SP-5)、澄川 (SP-7, SP-11) および地すべり地内を流れる沢の水 (SP-8) にみられる。これらの水の主要な陰イオンは硫酸イオンであることから、その原因として後で述べる地熱水 (温泉水) の寄与が考えられる。しかしながら、水温および電気伝導度が低いことを考え合わせると、地熱水の影響は小さい。地すべり地内を流れる沢の水 (SP-8) は、前述のように電気伝導度がこのタイプの他の水に比べ2倍程度大きい。このことは、地すべり地外の水に比べ、地すべり地内の水に対しては地熱水の寄与が大きいことを示唆する。

(b) 電気伝導度の低いCa-HCO₃型

このタイプの水は、基本的には炭酸ガスが地下水中に溶解して形成された炭酸と造岩鉱物 (特に斜長石) の反応によって形成された、一般的によくみられる水質の地下水である。滑落崖左岸付近の湧水 (SP-2) と地すべり地外の沢の水 (SP-6) にみられる。

(c) 電気伝導度の高いCa-SO₄型

このタイプの水は、頂部滑落崖右岸側の湧出する微温泉 (SP-3) および地すべり末端部の澄川沿いに分布する地熱水 (SP-9, SP-10, SP-12) にみられ、いずれも自然湧出の温泉である。これらの水の成因は、酸素を溶かし込んで地表から浸透した浅層の地下水に、深部からの高温地熱流体が注入されることで形成すると考えられる。この高温地熱流体の注入によって、浅層地下水は熱せられ、同時に高温地熱流体に含まれる硫化水素は酸化されて硫酸酸性の地熱水が形成される。pH=3.4のSP-10の地熱水がこれにあたる。こうして形成された硫酸酸性の地熱水は岩石中のCa, Na, Mg, Kといっ

た成分を溶解することで中和され、しだいにSP-3 (pH=5.8) やSP-9 (pH=7.7) に類似した水質へと変化していくと考えられる。これにともなって、岩石の変質作用は進行する。SP-12はCa-SO₄型のSP-3やSP-9に類似した地熱水と、比較的深層の酸素分圧が低い条件で形成されたNa-Ca-HCO₃型の水が混合して形成されたと考えられる。

(3) 水質からみた地すべり地内の水文地質構造について

地熱水の水質の特徴から、地すべり地内部の大局的な水文地質構造として、酸素を十分に溶かし込んだ浅層地下水と酸素に乏しい深層地下水の存在が推定される。これらの地下水に地下深部から供給される高温地熱流体が作用していると考えられる。

さらに浅層地下水には、電気伝導度の低いCa-SO₄型と電気伝導度の低いCa-HCO₃型があり、それぞれ形成過程はことなるが、地すべり土塊の浅層部分を地形や地質構造に規制されて流動していると推定される。頂部滑落崖付近から湧出するSP-1や滑落崖左岸付近から湧出するSP-2に類似した地下水が、従来は山腹斜面の浅層を流下していたものと推定される。

深層地下水の試料は得られなかった。しかし、地熱水 (SP-12) の水質は、酸素分圧が低い条件で形成したNa-Ca-HCO₃型の深層地下水の存在を示唆する。

本地域で最も特徴的な試料は頂部滑落崖右岸側に湧出する微温泉 (SP-3) である。この水は、旧澄川温泉周辺の地熱水 (SP-9, SP-10, SP-12) よりもかなり標高の高い所に湧出している。また、水温も25.5℃あり、周辺の湧水であるSP-1 (7.2℃) SP-2 (10.1℃) よりも高く、水質も異なる。高温地熱流体による熱輸送が効率よく行われるためには、地熱流体の通路となる断裂 (断層やクラック等) が必要である。本調査で採水した地熱水はボーリングによるものではなく、すべて自然湧出しているものである。このことは、SP-3の湧出点と旧澄川温泉周辺を結んだ地すべりの右岸に沿う断裂帯の存在を強く示唆する。

Ⅷ お わ り に

本報では、岩屑流あるいは土石流として流動した土塊に相当すると考えられる、地すべり地内に残存する不安定土砂の地質・土質特性、並びに地すべり地内及び周辺の水の水質特性に関する調査研究の結果を中心として報告した。地すべり土塊の末端部が岩屑流あるいは土石流に移行する過程の考察に際し、流下した澄川の河床勾配が緩いことを考慮すると、地すべり地内の不安定土砂の運動時に相当する残留強度によって土塊の流動機構を説明することは困難であった。地すべり地内部の水は周辺の沢水や澄川本流の水と比べて顕著な差異を示し、深部からの高温地熱流体の地すべり土塊に対する強い影響が示唆された。今後地すべり地内の湧水の水質を継続的に調査・分析することが地すべり危険度の評価に繋がるものと考えられる。

参 考 文 献

- 秋田県土木部砂防課 (1997) : H 9 . 5 . 11発生鹿角市澄川・赤川温泉土砂災害と対策, pp. 1-21.
- 星野 実, 浅井健一 (1997) : 1997年5月八幡平地すべり災害 (速報), 国土地理院時報, No.88, pp. 28-40.
- 松浦純生, 浅野志穂, 岡本 隆, 竹内美次, 中村三郎 (1997) : 八幡平地すべり発生前の融雪・降雨特性, 第36回地すべり学会研究発表講演集, pp. 419-420.
- 南 哲行, 網木亮介, 小山内信智, 藤沢和範, 萬徳昌昭, 杉淵清徳 (1997) : 平成9年5月秋田県八幡平で発生した土砂災害調査報告 (速報), 砂防学会誌, Vol. 50, No.2, PP. 68-73.
- 佐々恭二, 福岡 浩, 汪 発武 (1998) : 秋田県澄川地すべり, 鹿児島県針原川土石流における高速長距離土塊移動のメカニズムについて, 地すべり, 第35巻, 第2号, pp. 29-37.
- 古谷尊彦, 中村浩之, 盛合禮夫, 伊藤 驍 (1997) : (速報) 1997年5月10日秋田県澄川地すべり・土石流災害, 地すべり, 第34巻, 第1号, 口絵.
- 陶野郁雄, 遠藤邦彦, 伊藤 驍, 千葉達朗 (1997) : (速報) 秋田県鹿角市八幡平における地すべり・土石流災害現地調査, 地盤工学会誌, 第45巻, 第8号, pp. 32-34.
- 田中耕平, 井口 隆, 古谷尊彦, 小野田 敏, 伊藤 浩, 村中亮太 (1997) : 秋田県鹿角市澄川地すべりの概要, 第36回地すべり学会研究発表講演集, PP. 415-418.
- 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, 第103巻, 第6号, pp. XXI~XXII.
- 千葉達朗, 小野田 敏, 伊藤 浩, 小川紀一郎 (1997) : 1997年5月秋田県八幡平澄川地すべり・土石流災害, 現地調査と空中写真判読による概要, 土木学会誌, 第82巻, 第8号, pp. 29-32.
- 丸井英明, 渡部直喜 (1998) : 土石流と地質・土質並びに水質特性, 平成9年度科学研究費基盤研究(c)報告書「秋田県鹿角市八幡平地すべり・土石流災害に関する調査研究」, pp. 36-49.