

1997秋田県澄川地すべりで発生した 高速土砂移動現象の解析

堀 伸三郎¹・中島北夫²

¹深田地質研究所・²応用地質株式会社

Analysis of the High Speed Mass Movement accompanied with the 1997 Sumikawa Landslide in Akita Prefecture

Shinzaburo Hori¹ and Kitao Nakajima²

¹Fukada Geological Institute and ²Oyo Cooperation

要旨: 澄川地すべり末端部の崩壊土塊が澄川-赤川河床を高速長距離土砂移動した現象は、崩壊土塊が岩屑なだれとして河床を流下する岩屑なだれ本体部と、岩屑なだれが流下する過程で河川水をかき集め、多量の水と侵食した河床物質や斜面表層物質が岩屑なだれを包む周辺層からなる。複数の層相からなる堆積構造が堆積物として残されたが、これらの堆積物は流れの2層構造を反映したもので、一回の流下現象から堆積した。岩屑なだれが移動現象の主体となる運動であることから、地すべり流動シミュレーションによる再現計算を行ったが、流下範囲を高い精度で再現できた。

1. まえがき

1997年5月11日午前8時頃に発生し、澄川・赤川河床(図-1)を高速土砂移動した現象は、災害時の目撃証言やビデオ映像から、多量な水を伴う土石流とみられていた。一方、災害後現地調査を行った多くの機関、研究者は、地すべり末端部の崩壊地形、流下域での流れ山地形、河床沿いに残された堆積物の検討から、土砂移動の主体となる現象は、水による攪拌の影響をあまり受けず地山での構造をある程度保持した状態で高速長距離移動した“岩屑なだれ”であると推定し、複数回の岩屑なだれが発生・流下したとした(たとえば、田中・井口, 1997、遠藤・高橋, 1997、千葉, 1998、遠藤・千葉・小森, 1998)。多量の水を媒体とする土石流は、岩屑なだれの後続流ないしは後続の地すべり末端崩壊によって発生したとしている(たとえば、千葉, 1998、中筋, 1998、国土地理院地理調査部, 1998)。

深田地質研究所年報 No.1. p. 97-111、付図1 (2000)

【深田地質研究所報告 No.22】

本論文では、災害後約1年経った1998年6月2、3日および7月2~4日の2回実施した澄川・赤川合流点付近から赤川橋下流までの高速土砂移動現象で残された堆積物の観察と災害直後の空中写真新判読、映像資料などの検討から、複数の層相を示す岩屑なだれおよび“後続の土石流”による堆積物について、岩屑なだれ本体と多量の水を含む周辺層からなる2層構造の流れおよび周辺層の減水過程で形成された堆積構造で一回の土砂移動現象による堆積物であることを示した。

また、土砂移動の主体となる運動が岩屑なだれであることから、岩屑なだれ堆積物の分布状況を評価基準とした地すべり流動シミュレーションによる土砂移動の再現計算をおこなった。

2. 岩屑なだれ堆積物と土石流堆積物の分布状況

赤川橋から赤川温泉付近までは河道の切り替えや侵食により、高速土砂移動した堆積物の断面構造が観察できる。赤川橋付近では、現河床堆積

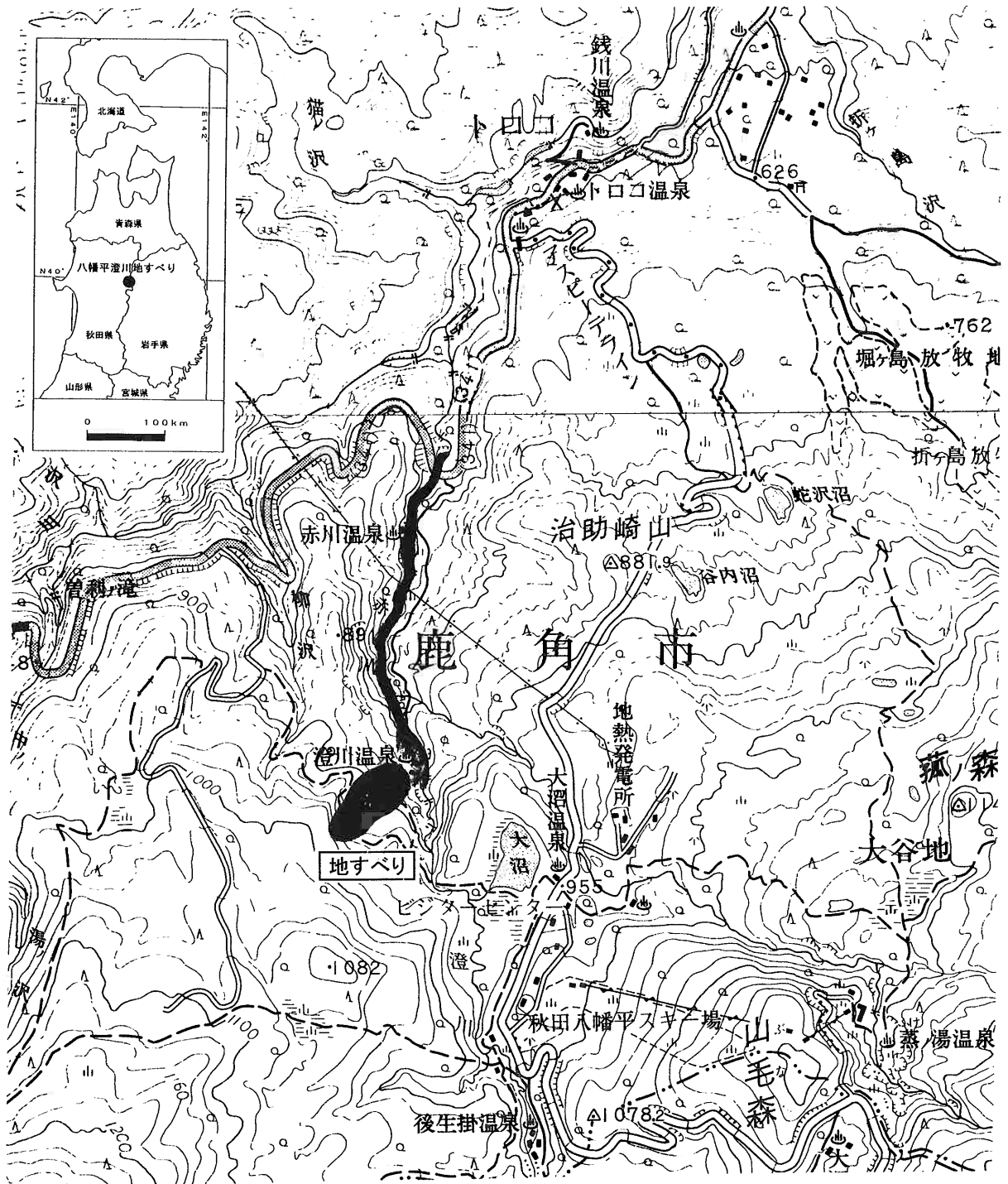


図-1. 澄川地すべり位置図

高速土砂移動現象

物や河道沿いの舗装道路を覆って、茶灰色～青灰色を呈し粘土質で安山岩の角礫を含む堆積物が分布し、その上位に茶褐色を呈し基質部がシルト～砂質で、生活物質、流木、円礫を含む堆積物が分布する（写真—1）。

粘土質の堆積物は、多くの研究者が指摘しているように岩屑なだれ堆積物の特徴を示すもので、地すべり崩壊部から直接的に供給され高速土砂移動したものと考えられる。上位の堆積物は、円礫や流木、生活物質を含むものの基質部は細粒分をかなり含んでいる。下位の堆積物と比較すると明らかに多量な水を含んだ流れの堆積物であるが、基質部が砂からなる典型的な土石流堆積物とは異なる層相を示す。土石流と岩屑なだれ堆積物の中間的な層相である。上流部では、細粒分の割合がやや多い。

中間的な層相の堆積物の上面は対策工事による地形の改変で不明な点があるが、分布範囲で見ると空中写真で岩屑なだれ堆積物の地形面と判読できる面（国土地理院の災害地形分類図、1998、付図—1 地形判読図）と一致している。

岩屑なだれ堆積物と中間的な層相の堆積物の

表面を覆って細粒分が抜け、主として円礫からなる、従来の見解では後続の土石流による堆積物とされる層が分布する。“土石流堆積物”は災害直後の空中写真（アジア航測、5月12日撮影）で見ると流下痕跡として平滑な面を数段形成している。上流部では、現在の河床面とあまり変わらない分布で、殆ど現河床堆積物と区別できないが、赤川温泉付近では岩屑なだれ堆積物より低い面を形成し、岩屑なだれ堆積物にアバットしている（写真—2、写真—3）。

3. 既往研究成果との対応

① 岩屑なだれ堆積物

堀・中島（1998）は、岩屑なだれ堆積物を層相、分布状況および粒度試験結果から下位の岩屑なだれ堆積物を岩屑なだれ堆積物Ⅰ、岩屑なだれ堆積物Ⅱの2層に分けている（表—1、図2、3に示したように試料段階では岩屑なだれ堆積物Ⅲも記述している）。これは、上述の崩壊部から直接的に供給された堆積物と中間的な層相の堆積物にそれぞれ相当する。

岩屑なだれ堆積物Ⅰは、青灰色～緑灰色を呈

表—1. 岩屑なだれ堆積物の粒度試験結果一覧

試料No	地質区分	土 質	粒 度 %			備 考
			礫 分	砂 分	シルト・粘土分	
Sp-1	土石流	黄褐色、白色岩片、砂礫、粗粒	31.2	50.5	18.3	赤川橋下
Sp-2	岩屑なだれⅡ	黄褐色～灰青色、粘土質	20.7	31.6	47.7	表面褐色化、円礫含む、赤川橋
Sp-3	岩屑なだれⅠ	緑灰色、粘土質、岩地山構造	2.9	44.3	52.8	赤川橋（仮橋）
Sp-4	岩屑なだれⅡ	黄褐色～灰青色、粘土質	15.0	35.0	50.0	赤川橋上流 50m
Sp-5	岩屑なだれⅢ	黄褐色、白色岩片、やや粗、バサバサ	12.2	37.7	50.1	赤川温泉へ到る道路擁壁の上
Sp-6	岩屑なだれⅢ	黄褐色～灰色、やや粗、バサバサ	10.0	42.6	47.4	岩屑なだれ最上部
Sp-7	岩屑なだれⅠ	灰青色、岩片、やや粗	10.3	57.9	31.8	岩屑なだれ下位
Sp-8	岩屑なだれⅡ	黄褐色～灰色、白色岩片、粘土質	12.1	34.0	53.9	岩屑なだれ上部（河床から10m）
Sp-9	岩屑なだれⅢ	黄褐色～灰色、白色岩片、粘土質	2.8	34.0	63.2	遠藤 etc(1998)の2flow 斜面上
Sp-10	岩屑なだれⅢ	黄褐色～灰色、白色岩片、粘土質	5.3	32.4	62.3	遠藤 etc(1998)の2flow 上部
Sp-11	岩屑なだれⅠ	紫色～青色、粗、硫黄	3.9	47.9	48.2	砂防ダム上①
Sp-12	岩屑なだれⅡ	黄褐色～灰色、白色岩片、粘土質	16.5	39.4	44.1	砂防ダム上②
Sp-13	岩屑なだれⅢ	黄褐色～灰色、白色岩片、粘土質	6.8	37.4	55.8	赤川合流点下方
Sp-14	岩屑なだれⅢ	黄色、白色岩片、粘土質～シルト、バサバサ	3.7	36.1	60.2	赤川合流点砂防ダム側面上
Sp-15	岩屑なだれⅡ	黄褐色～灰色、白色岩片、粘土質	16.1	30.0	53.9	赤川合流点砂防ダム側面下
Sp-16	岩屑なだれⅢ	黄褐色、白色岩片、やや粗、バサバサ	1.7	26.9	71.4	赤川合流点砂防ダム（上）
Sp-17	岩屑なだれⅡ	黄褐色～灰色、白色岩片、黒色（表土）まじり、粘土質	6.0	29.5	64.5	赤川温泉
Sp-18	岩屑なだれⅡ	黄褐色～灰色、白色岩片、粘土質	14.8	30.3	54.9	赤川温泉
Sp-19	岩屑なだれⅠ	黄褐色～青灰色、白色岩片、やや粗	6.5	39.8	53.7	赤川温泉
Sp-20	（岩屑なだれ）	茶褐色、白色岩片、砂	0.9	34.2	64.9	2次崩壊の堆積物

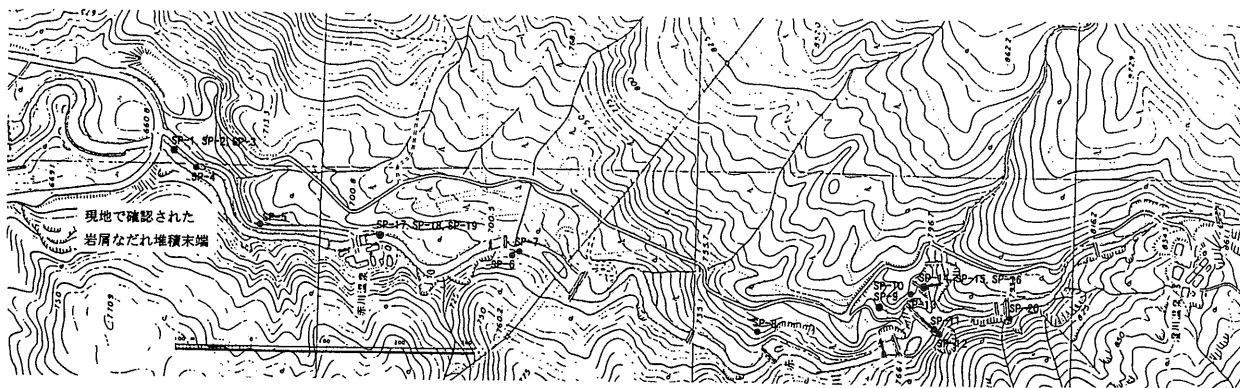


図-2. 粒度試験試料採取地点位置図

する温泉変質で著しく粘土化した安山岩や凝灰岩からなるもので、地すべり末端の崩壊部から赤川橋下流まで、河床付近に1～5m程度の層厚ではほぼ連続的に分布する。赤川温泉付近では不明瞭ながら流れ山地形を形成している。直径2mを越える安山岩の巨礫も含む。赤川温泉付近より下流ではやや茶灰色を呈する部分も見られる。地山構造を保持したブロックの存在、変質粘土を基質部の主体としている点など岩屑なだれ堆積物の特徴を多く有しており、岩屑なだれ本体からの堆積物と考えられる。田中、井口(1997)の第2岩屑なだれ、遠藤、千葉、小森(1998)のFirst Flowに対応する堆積物と思われる。

岩屑なだれ堆積物Ⅱは、茶灰色(一部青灰色)を呈し基質部はシルト質～細砂であるが、粘土質の部分も見られる。円礫や破壊された家屋、生活物質、流木、表層土壌などを含む。また、岩屑なだれ堆積物Ⅰのブ

ロックや未固結砂礫層のブロックを含む。岩屑なだれ堆積物Ⅰと比較して水を多く含んだ流れである。遠藤・千葉・小森(1998)は、ほぼ飽和した流れで土石流堆積物としている。赤川橋付近で見られる堆積物中にも未固結の砂礫ブロックが取り込まれており(写真-1)、また、基質部は不均質で細粒分も多いことから水によって完全に攪拌された流れによる堆積物とは考え難く、岩屑なだれ堆積物と土石流堆積物の中間的な性質を示す堆積物といえる。田中、井口(1997)の第1岩屑なだれ、遠藤、千葉、小森(1998)のSecond Flowにほぼ対応する。

② “土石流堆積物”

“土石流堆積物”は、河床砂礫を主体とする

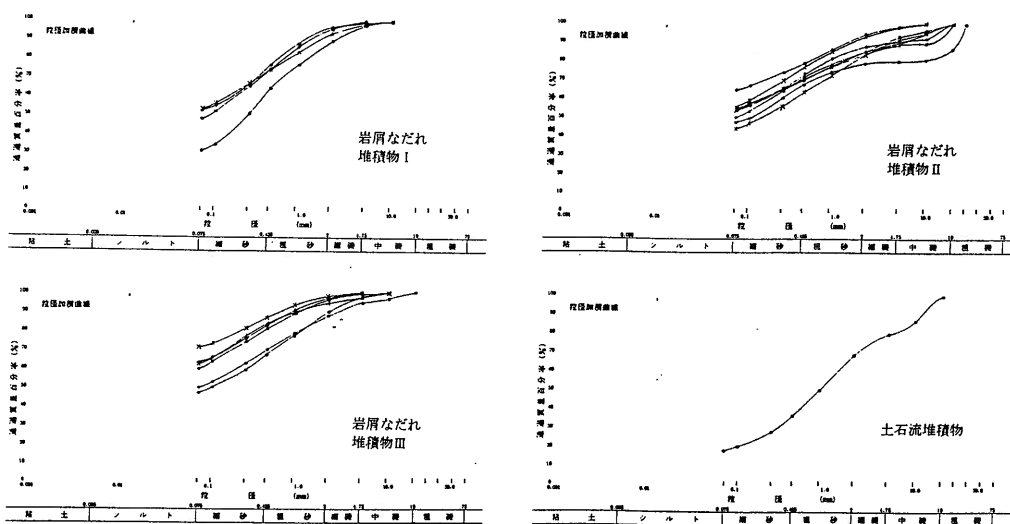
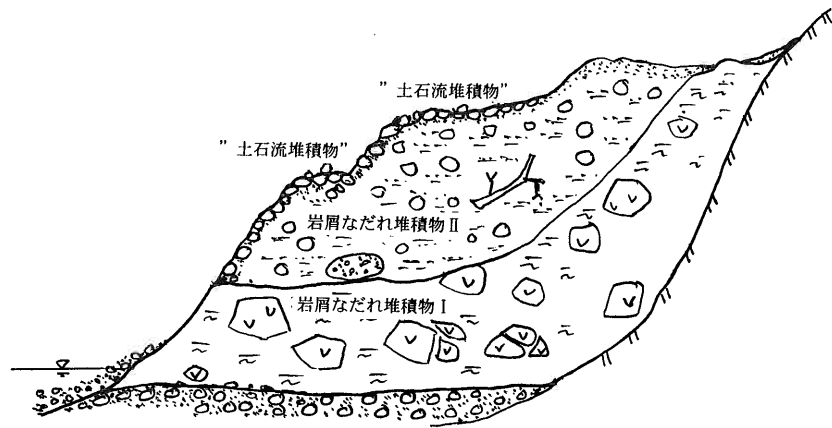


図-3. 粒径加積曲線

高速土砂移動現象

が、岩屑なだれ堆積物Ⅱと同様に生活物質や流木を多く含んでいる。細粒分をほとんど含まず、岩屑なだれ堆積物Ⅱからさらに細粒分が抜けた層相である。付図—1の



図—4. 堆積構造模式図

地形判読図に示したように、“土石流堆積物”が形成している数段の平滑面（段丘面）は、山腹側に開いた弧状の段である。また、流路跡も上流から連続するものは少なく、途中で消滅したり新たに形成されたりと複雑である。このような、地形的に認識できる流下痕跡から見ると減水過程の流による堆積物と見るのが自然である。“土石流堆積物”を減水過程の堆積物とすると、堆積している岩屑なだれ堆積物Ⅱの表面から細粒分が抜けて土石流に見えていることが考えられる。

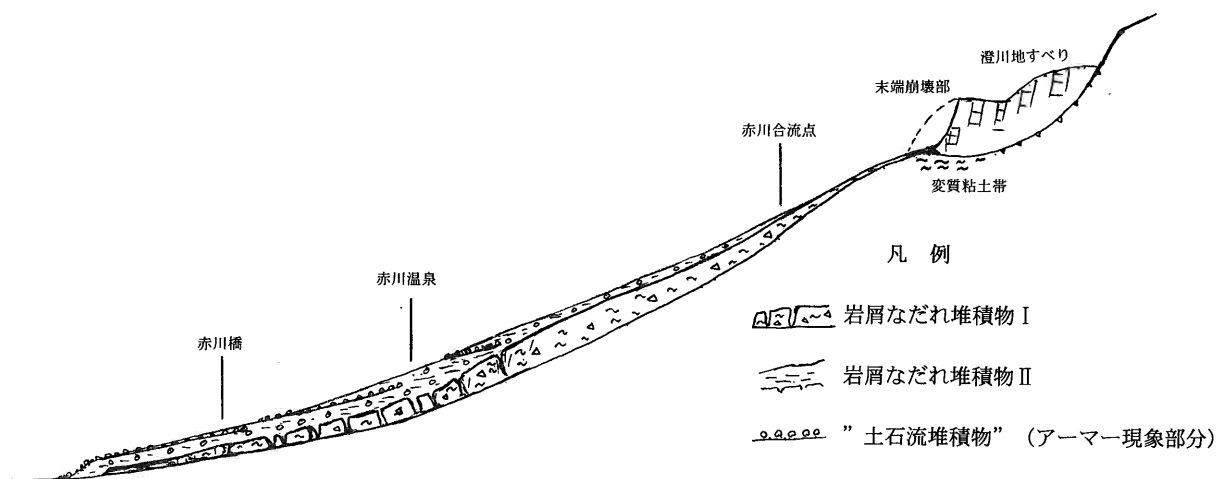
岩屑なだれ堆積物Ⅰ、Ⅱと“土石流堆積物”の堆積構造を図—4に模式的に示す。図—5に岩

屑なだれ堆積物の澄川—赤川沿いの分布状況を模式的に示す。

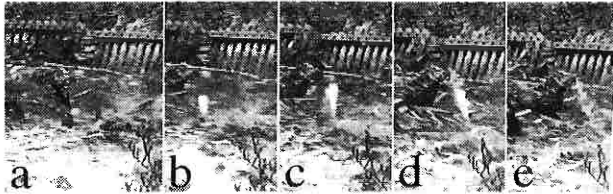
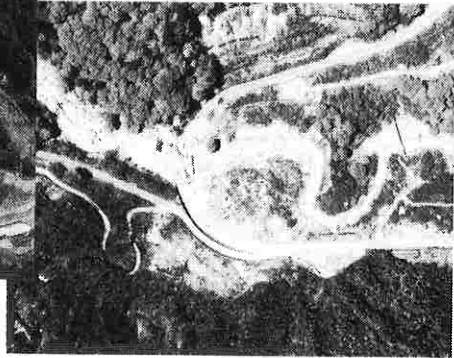
国土地理院の災害地形分類図では、土石流通過地形と土石流堆積地形が示されていて、赤川橋付近で岩屑なだれ堆積物の上位に土石流堆積物が分布することから、岩屑なだれⅠ発生以降に発生した地すべり末端部の崩壊によって土石流が発生したとしている。

4. 流下・堆積状況についての考察

残された堆積物や空中写真の判読からは、岩屑なだれが赤川橋を越えて下流の砂防ダムまで達



図—5. 岩屑なだれ堆積物の澄川—赤川沿いの模式断面図



秋田県警へりやまどりから撮影した岩屑なだれ—土石流の連続写真、撮影は8時47分頃。

白く見える岩屑なだれ（岩屑なだれ堆積物Ⅰ）を覆うように流れる多量の水を含む茶色の流れ（岩屑なだれⅡ）が確認できる。

国道に氾濫した範囲は、翌日の12日に撮影したアジア航測空中写真で確認できる範囲とほぼ等しい。この事は、8時4分には岩屑なだれ—土石流のピークの流れはすでに国道を通過していることを意味する。（国立秋田高専 伊藤教授提供）

“土石流”先端部から噴出する水蒸気の連続写真（8時1分頃、ABS秋田放送西田記者撮影、提供、地盤工学会口絵から転載）
小規模な水蒸気爆発が見られることは、“土石流”の内部に高温の変質岩塊が存在することを意味する。

図一6. 映像資料から見た高速土砂移動現象

高速土砂移動現象

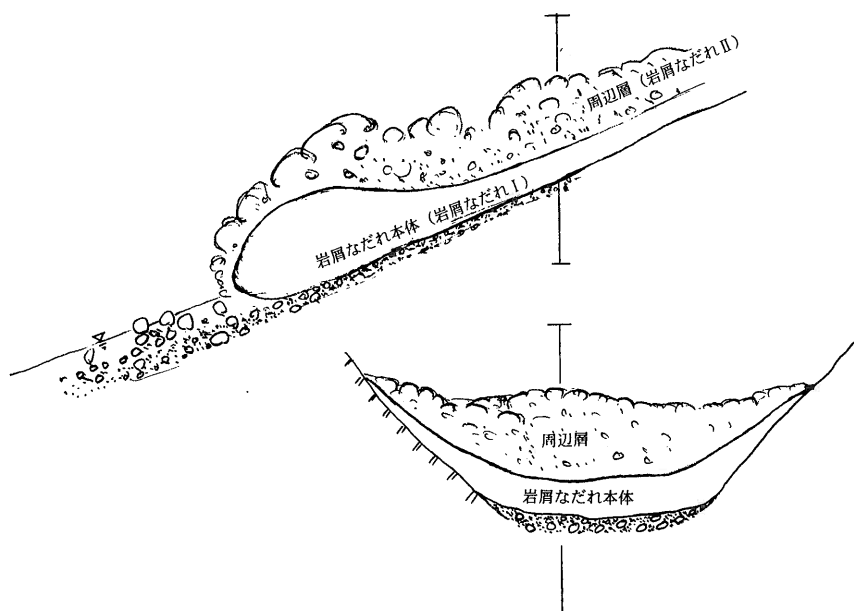
したのは確実である。

一方、目撃証言やビデオ映像では、先行する岩屑なだれの報告はなく、多量の水を媒体とする流れを主たる土砂移動現象と認識している。これに対応する堆積物は岩屑なだれ堆積物Ⅰの上位に分布する岩屑なだれ堆積物Ⅱとなる。

岩屑なだれ堆積物Ⅰを堆積した土砂移動現象を岩屑なだれⅠ、岩屑なだれ堆積物Ⅱを堆積したものを岩屑なだれⅡとすると、多量の水を含んだ岩屑なだれⅡの流れは、表面的には土石流と認識されたと考える。流下痕跡から土石流堆積物は減水過程の堆積物であり氾濫のピークを形成した堆積物とは考えがたい。

塚本（1997）の聞き取り調査とビデオ映像による現象の時系列解析によれば、土石流を含めた一連の土砂流動は7時58分に始まり8時02分には赤川橋下流の河川屈曲点に達する、わずか4分間の現象とされている。秋田県警のヘリコプターが8時04分頃撮影した写真と、5月12日撮影のアジア航測の写真と比較すると国道での氾濫範囲は変わっていない（図一6）。このことから8時04分には土砂移動のピークは過ぎていた

といえる。なお、秋田県警の写真には、岩屑なだれ堆積物Ⅰを覆う多量の水を含む流れが写っている（図一6）。発生・流下時間の短さを考慮すると、多量の水を含む流れである岩屑なだれⅡを発生するために必要な水量が、地すべりや岩屑なだれⅠによる堰止めによって供給されたとは考えがたい。また、地すべり体に含まれる水の可能性については、千葉（1998）が示唆しているように、岩屑なだれ堆積物Ⅰの多くは変質粘土であり、地すべり移動体を構成している安山岩ブロック部の崩壊は少ない。したがって、崩壊土塊に多量の水が含まれていたとも考えがたい。このことから、岩屑なだれ堆積物Ⅱおよび“土石流”の水の供給源は、岩屑なだれ本体（岩屑なだれⅠ）が流下する過程で獲得した河川水である可能性が大きい。岩屑なだれが流下する過程で河川水をかき集め、中心部が岩屑なだれⅠで、その周辺を包むように多量の水が存在する周辺層（堆積物としては岩屑なだれ堆積物Ⅱ）からなる2層構造の流れが生じたと推定できる。図一7に流下構造を模式的に示す。したがって、岩屑なだれ堆積物Ⅰ、岩屑なだれ堆積物Ⅱは1回的高速長距離土砂移動による堆



図一7. 流下構造模式図

積物で、岩屑なだれ堆積物が停止し周辺層（岩屑なだれⅡ）に含まれていた多量な水が減水する過程のアーマー現象で“土石流堆積物”を残したと見るのが妥当と思われる。

5. 地すべり流動シミュレーションによる再現計算

(1) シミュレーションの概要

シミュレーションにはNakamura et al (1989) によって開発された「地すべり流動シミュレーションプログラム」をもとにし、これを改良したプログラム（安田ほか1998）を用いている。

地すべり流動シミュレーションは、土塊の移動速度が大きい地すべり性崩壊を対象とした数値解析手法である。

本プログラムは全ての土塊をニュートン(Newton)流体と仮定し、流体の連続方程式と運動方程式を定式化した上で、差分法により離散化して数値的に解いている。

基本方程式は地すべり土塊をニュートン流体と仮定して、以下の連続方程式および運動方程式をたてる。

連続方程式は、仮想的な微小六面体を考え、X方向の流速 u と Y方向の流速 v を考える。ここで、流体は非圧縮性と考え、密度 ρ は変化せず、土塊の流入、流出によって六面体の厚さ h のみが変化すると考えると、以下のようなになる。

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u)h \delta x \delta y + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v)h \delta x \delta y = \frac{\partial h}{\partial t} \rho \delta x \delta y A \quad (1)$$

ここで、 $uh\delta y = M, vh\delta x = N, \delta x \delta y = A$ として、両辺を密度で割ると、

$$\frac{\partial M}{\partial x} \delta x + \frac{\partial N}{\partial y} \delta y = A \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2)$$

運動方程式は、土塊をニュートン流体と仮定して、オイラー(Euler)座標系における粘性流体の運動方程式としてナビエーストークス(Navier-Stokes)の運動方程式をたてる。

土塊に働く力としては、①土圧、②すべり面抵抗、および③土塊の内部抵抗（粘性及び安息角を形成する内部抵抗）の3種類を考える。

以上の力を考慮して、X方向の運動方程式をたてると以下のようなになる。

$$\rho \frac{DM}{Dt} = \rho gh \frac{\partial h}{\partial x} + \mu \nabla^2 M + \rho gh \tan \Phi_m + \rho gh \tan \Phi_s \quad (3)$$

ここで、 $\frac{DM}{Dt}$ はオイラー座標系における加速度であり、以下の式で表される。

$$\frac{DM}{Dt} = \frac{\partial M}{\partial t} + u \frac{\partial M}{\partial x} + v \frac{\partial M}{\partial y} \quad (4)$$

$$\rho \frac{DN}{Dt} = \rho gh \frac{\partial h}{\partial y} + \mu \nabla^2 N + \rho gh \tan \Phi_m + \rho gh \tan \Phi_s \quad (5)$$

c: すべり面粘着力、 Φ_m : 地すべり土塊の内部摩擦角、 Φ_s : すべり面の内部摩擦角

本プログラムに用いる物性値は、すべり面の抵抗則により①クーロン型、②ニュートン型、および③マンニング型の3通りの計算が行えるようになっている。また、パラメーターを計算メッシュ毎に設定することにより、流下する土塊や流下域の地盤条件を変化させた解析が可能である。

ここでは、流下域の状況を、単一な境界条件と仮定したケースと、河床付近と斜面付近の流動性を変えた複数の境界条件を仮定したケースで実施した。

(2) 単一な境界面条件を用いた再現計算

佐々ほか(1997)の試験による土塊の定数を用いて境界面の条件を設定し、土塊の流下範囲、堆積範囲の再現計算をクーロン型で行った。

3次元の地形情報は森林基本図(1/5,000)をデジタルサイズして作成した。すべり面の形状は「第1回委員会資料(別冊資料集)」(1997)の地すべり断面図を一部修正して作成した。崩壊土塊の体積は $1.17 \times 10^5 \text{m}^3$ となった。

パラメーターの設定は以下の通りとした(表

表一 境界面毎のパラメーター

分類	土塊の単位 体積重量	粘着力	すべり面の 内部摩擦角	土塊の動粘性 係数	土塊の内部 摩擦角
	σ (tf/m ³)	C(tf/m ²)	ϕ s(°)	ν (m ² /sec)	ϕ m(°)
すべりエリア	1.8	0.001	3.1	0.001	8
河道エリア	1.5	0.001	1	0.001	4
山腹エリア	1.5	0.001	33	0.001	4

一2). 土塊の単位堆積重量は一般値を用いた. 粘着力、土塊の動粘性係数は流動土塊では無視できるとし、0と等価となるように微小値を与えた. すべり面の内部摩擦角は佐々他(1997)の試験結果に基づき3.1°とした. 土塊の内部摩擦角は朗・中村(1998)による既往の解析事例を参考とし8.0°とした.

シミュレーションの結果を図一8に示した. 土塊は流動開始から約100秒後に赤川温泉の手前約150mで停止し流下距離は約1200mとなった. 流下範囲は土塊の初期位置から赤川兩岸の山腹を広範囲で流下し、さらに堆積範囲は地すべり対岸の山腹と支川の合流点よりも下流側に分散した.

現地調査の結果では、地すべりは地すべり地から赤川に流下する. 赤川へ流入した地点から下

流の約500mほどの区間では右岸側に乗り上げ山腹に土塊が残留している(遠藤・高橋、1997). その後、赤川沿いの狭い範囲を連続的に土塊を堆積させながら流下し国道の下流に達している.

この結果、特に流下範囲において現実の流下と大きく異なることとなり、境界面の条件を単一とした場合には高速土砂移動現象が再現できたとはいえない.

(3) 複数の境界面条件を用いた再現計算

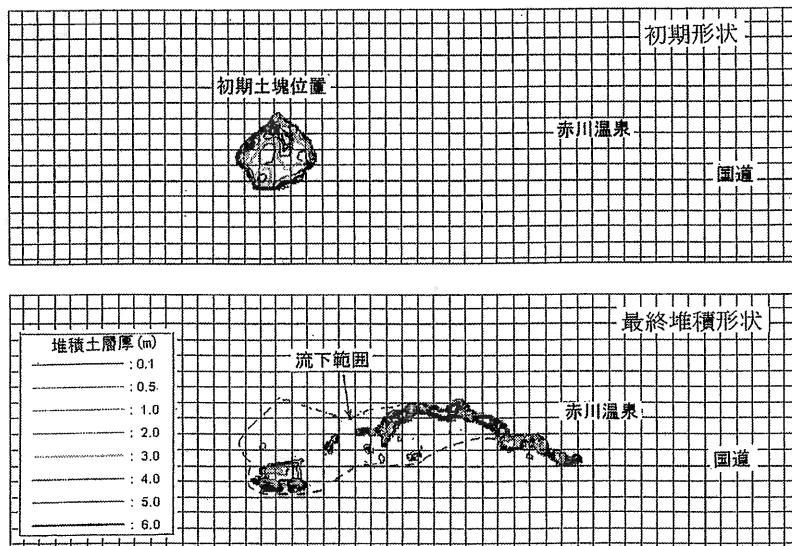
複数の境界面を設定し土塊の流下範囲を河道付近に集中させるとともに、到達範囲を現地調査の結果と同一となるようトライアルに検討を行った.

土塊の運動を現地調査および空中写真判読による地形分類図を元に、すべり土塊末端部の地すべり性崩壊となった「すべりによる移動」、土塊が河道中心部を移動する「河道上の移動」、溪岸から山腹に乗り上げ地表面の粗度や水分状態の

変化から急激に停止する「山腹上の移動」の3つの形態を想定し、それぞれの形態で土塊が流下する範囲を、「すべりエリア」、「河道エリア」、「山腹エリア」に分割した(図一9).

「すべりエリア」は土塊の条件は(2)の条件値と同じとした.

「河道エリア」は図一6に示した縦断側線から左右に30mの幅60m区間とした. 土塊は、地すべり移動した安山



図一8 単一の境界面による再現計算結果

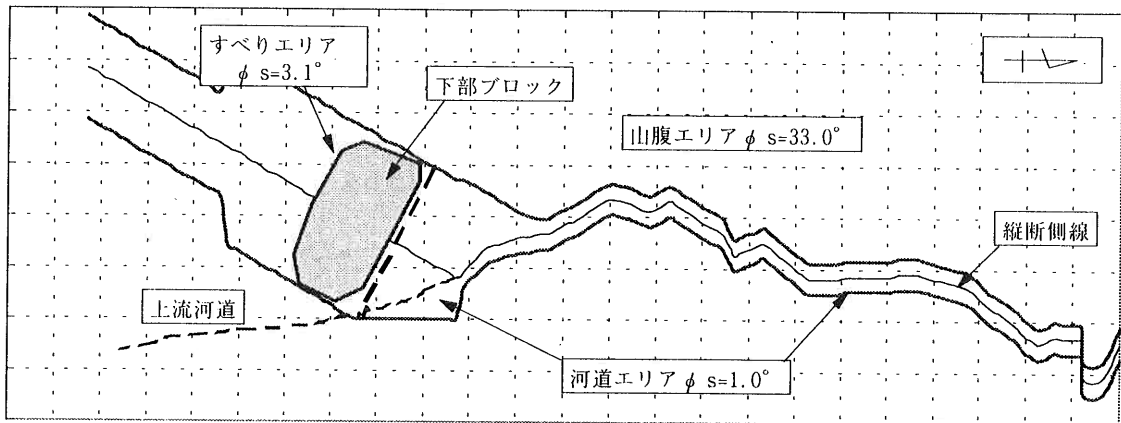


図-9 境界面の設定

岩の加重によって絞り出された多量な変質粘土(2章の岩屑なだれI)を基質とした土塊として流下することから単体重量を 1.5tf/m^2 とした。土塊の内部摩擦角、すべり面摩擦角を未知数のパラメーターとし、土塊の到達距離を目標値としてトライアルに求めた。土塊の内部摩擦角は 4.0° 、すべり面摩擦角は 1.0° となった。流動する変質粘土土塊の強度としては妥当な値と思われる。

「山腹エリア」は地表面が植生などに覆われると同時に水分条件も異なると考えられる。山腹の表面が立木等によって粗度が大きいこと、地表面が飽和していないことなどから、山腹に乗り上げた移動土塊は急激に減速すると仮定すると土塊が山腹に「乗っている」状態として捉えられる。一方、すべり面摩擦角は本プログラムでは移動土塊と不動土塊(地表面)との抵抗係数として、運動を減速させるパラメーターである。そこで、山腹では土塊の移動特性であるすべり面摩擦角は大きくなる(動きにくくなる)ものと想定し、これを大きくさせることで山腹の抵抗を表現した。値は佐々ほか(1997)の試験による排水せん断時の摩擦角(33.0°)を用いることとした。また、土塊の物性は流動前の初期状態と同程度になると捉え、その他の物性値は「河道エリア」と同一とした。

図-10にシミュレーション結果の時間毎の流下範囲を示した。

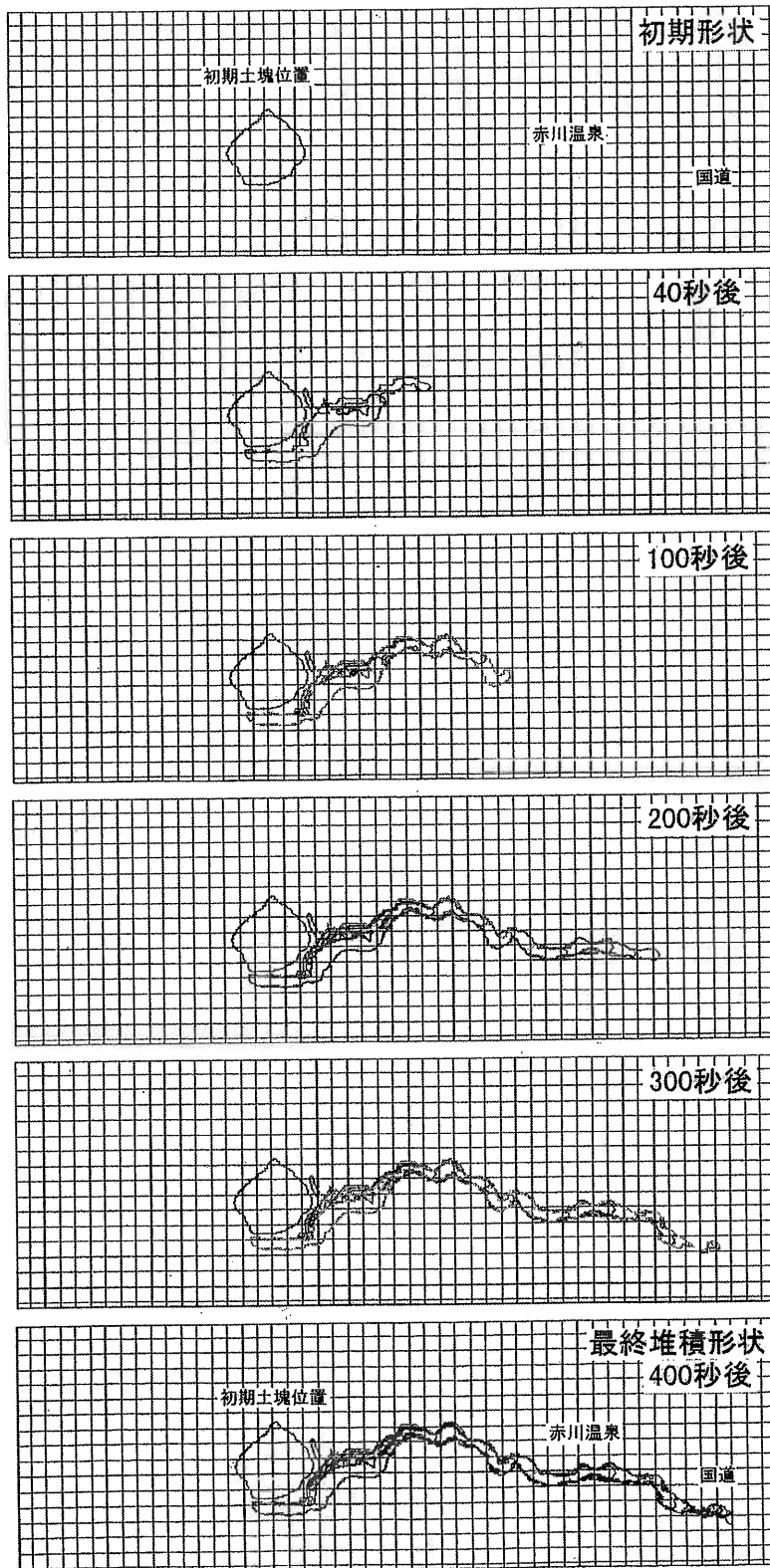
このシミュレーションでは土塊の流下範囲は河道付近に集中した。同時に、地すべりの元位置から流下の末端まで連続した土砂の堆積となった。地すべり直下流の赤川の対岸に土砂の一部が乗り上げ残留し、残留範囲は赤川の右支川合流部下流までとなった。土塊は赤川温泉までの約1400mを約200秒(7.0m/sec)と高速で流下し、その後急激に減速し約400秒で国道の下流150m付近に達した。流下距離は約1850mとなった。

6. シミュレーション結果のまとめ

佐々ほか(1997)の高速せん断試験結果を土塊および流下域の全パラメーターとした再現計算では、土塊は山腹に広範囲に拡散して流下し、現地調査と比較して流下範囲、堆積範囲ともに再現性に問題が残った。

しかし、移動土塊と流下面(地表面、すべり面)との境界面を、地表面の特性から複数のエリアに分類し地表面の特性を考慮したパラメーターを用いることにより、土塊の流下範囲、堆積範囲ともに付図として示した地形分類図の堆積分類と良く整合が取れる再現ができた。特に、山腹に大きな

高速土砂移動現象



図一〇. 土塊の到達範囲の時間変化と堆積形状 (平面図)

抵抗値を入れることによって土塊の山腹への拡散が抑制された。

山腹と河道の性質の違い(土塊の飽和度、斜面の起伏や地被条件の違い)を考慮すると、山腹で抵抗を大きく河道で小さくと抵抗値に差を持たせることはモデルとしても妥当であると考えられる。

赤川対岸に土砂が乗り上げた範囲も千葉らの地形分類図とほぼ一致しており、高い再現性を示している。

本プログラムにおいて、河道と山腹を分離し山腹への土塊の流入を抑制した検討は初めての試みであったが、これにより高速流動化した土塊の移動範囲を抑制することで、複雑な土砂移動現象が表現できた。澄川—赤川を高速移動した土塊は崩壊土量に比して等価摩擦係数が小さく(図一11)、流下距離が長い土砂移動に対しても再現性の高いシミュレーションが行えることが示された。

さらには、マスとしての移動を前提としたシミュレーションによって土砂移動の範囲を再現できたことは、実際に発生した高速長距離土砂移動が岩屑なだれや高速地すべりとされるものに近い現象であったことを示すものと思われる。

これまでに複数の地すべり

事例について、本プログラムを用いて土塊が高速流動化した場合の予測計算を土質試験結果、地質特性および再現計算結果（安田ほか、1998・郎、中村、1988）から地すべり

地のパラメーターを推定する方法で行ってきている。本検討の結果、今後地形条件から境界面を複数設定することによって、より精度の高い予測計算を行うことも可能であろう。

検討に用いた土塊の内部摩擦角、すべり面内部摩擦角、さらに流下域の強度などの物性値を、現在は多数の事例検討から逆算で求めた値や佐々ほか（1997）の高速リングせん断試験結果などを参考としてトライアルに検討しているが、移動土塊や流下域の特性を定量的に評価するには至っておらず今後の課題として残されている。

7. あとがき

澄川地すべり末端部の崩壊により澄川—赤川を高速長距離土砂移動した現象は、岩屑なだれが河床を流れ下る過程で、多くの水や河床堆積物、斜面表層物質を獲得し周辺層を形成、流れの2層構造となって流下したもので、残された堆積構造は流れの層構造を反映したものであることを示した。堆積過程での複数の堆積ユニットの重なりを示す事例は多く報告されているが（たとえば、Fritz and Moore (1988), Allen (1984) などの教科書）これらは、流れの運動構造を反映した堆積構造であり、均質な混相流を前提として細かく見ていくと漸移的である。澄川の堆積物は層相も大きく異なり堆積状況も不連続であり、目撃証言や、映像資料、現象時間の特定ができなければ

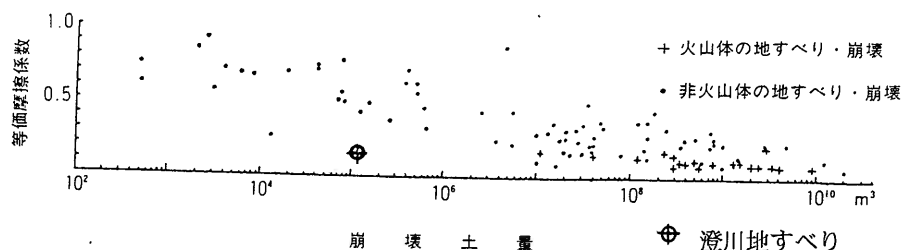


図-11. 等価摩擦係数と崩壊土量（奥田、1984）

堆積物からは2回以上の流下現象が発生したと解釈するのが自然なものである。

しかしながら、流れの2層構造は特殊な現象ではなく多量の崩壊物が岩屑なだれとなって狭い谷筋を流下する場合には形成されやすいものと考えられる。

1984御嶽岩屑なだれ、1997針原川土石流などで報告されている岩屑なだれから土石流に移化する現象や堆積物の2層構造は、同様な流れ構造であった可能性を示すものと考えている。

本論は、1999年度火山学会秋季大会ポスターセッションで発表した内容（堀、1999）に再検討を加えたものに地盤工学会「八幡平地すべり・土石流災害調査委員会報告で発表したシミュレーションによる解析結果を加えて総合的に取りまとめたものである。調査の機会を与えていただいた陶野郁雄委員長および委員方々、ポスターセッション時に発表内容に関心を示し建設的な意見を頂いた多くの方々に感謝します。また、深田地質研究所大八木則夫博士には、流れの2層構造アイデアの初期段階から有用な助言をいただくとともに論文執筆を勧めていただいた。記して感謝します。

参考文献

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, pp. 35~43
- 遠藤邦彦、千葉達朗、小森次郎 (1998) : 八幡平熊沢地すべり・土石流災害と水蒸気爆発, 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, No.09600002:代表柳澤栄司, pp. 136~151
- 奥田節夫 (1984) : 歴史的記録から見た大崩壊の土石堆積状態の特性, 京都大学防災研究所年報, No.27B-1, pp. 353~368,
- 国土地理院地理調査部 (1998) : 1997年八幡平澄川地すべり災害地形分類図、国土地理院技術資料 D・1 -No.353田中耕平、井口隆 (1998) : 主要災害調査 第34号, 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, pp. 13~17
- 千葉達朗 (1998) : 地すべり・岩屑流・土石流、八幡平地すべり・土石流災害調査委員会報告書、八幡平地すべり・土石流調査委員会、(社)地盤工学会
- 佐々恭二、柳沢栄司、伊東 驍 (1997) : 第34回 自然災害科学総合シンポジウム, pp.47~48
- 塚本 斉 (1997) : 秋田県澄川温泉における地すべりと水蒸気爆発に伴う土砂災害の発生プロセス、地質ニュース515号
- 塚本 斉、遠藤秀典、高橋正明、伊東順一 (1998) : 1997年澄川地すべりにおける地すべり・水蒸気爆発・土砂流出の発生プロセスとそのメカニズム, 地すべり, Vol.35, No.2, pp54~61 澄川地区土砂災害対策検討委員会, 第1回 委員会資料 (別冊資料集) 地すべり編
- H.Nakamura et al. (1989) : The Japan-China symposium of landslides and debris flows, pp. 81~86
- 堀伸三郎 (1999) : 1997秋田県澄川地すべりで発生した岩屑なだれー土石流の流下機構、1999年度秋季大会講演予稿集、日本火山学会。
- 堀伸三郎 (2000) : 1997秋田県澄川地すべりで発生した高速土砂移動現象、第39回地すべり学会研究発表会特別セッション予稿集 (印刷中)、地すべり学会
- 堀伸三郎・中島北夫 (1998) : 土石流の解析、八幡平地すべり・土石流災害調査委員会報告書、八幡平地すべり・土石流災害調査委員会、(社)地盤工学会
- 安田勇次、本木浩也、伊東一誠、中村浩之、鈴木啓介 (1998) : 土砂流動シミュレーションの開発と解析事例, 平成10年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 210~213
- 郎 煌華、中村浩之 (1998) : 黄土地すべりのすべり面形状の特性と崩土の拡散範囲の予測, 地すべり, Vol.35, No.1, pp. 9~18
- Allen, J.R. (1984) : Sedimentary Structures Their Character and Physical Basis, Developments in Sedimentology 30, Elsevier
- Fritz, W.J. and J.N.Moore (1988) : Basics of Physical Stratigraphy and Sedimentology John Wiley & Sons, Inc. (日本語訳 層序学と堆積学の基礎、原田憲一訳 愛智出版)



写真-1. 赤川橋直上流付近で見られる岩屑なだれ堆積物Ⅰと岩屑なだれⅡの堆積状況。

岩屑なだれ堆積物Ⅰも下流ではやや茶灰色を帯びている。岩屑なだれ堆積物Ⅱは、円礫や流木、破壊した生活物質を多く含み、部分的に基質部が砂質の部分もあるが、流下する過程での砂分の増加や細粒分の抜けは認められない。岩屑なだれ堆積物Ⅱは、岩屑なだれ堆積物Ⅰの上に比較的シャープな境界で堆積している。岩屑なだれ堆積物Ⅰの下位に岩屑なだれ堆積物Ⅱが分布することはなく、層序は岩屑なだれ堆積物Ⅰ、Ⅱが停止した赤川橋下流の砂防ダムまで変わらない（岩屑なだれ堆積物Ⅱが直接旧地表を覆うケースはある）。



写真-2. 上流から赤川橋（仮設）を望む。

写真中央から下の部分が岩屑なだれ堆積物Ⅰ、その上位が岩屑なだれ堆積物Ⅱである。岩屑なだれ堆積物Ⅱの表面は小規模な侵食崖によって3段に段丘化している。また、表層部はアーマー現象によって細粒物質が流出し、巨礫が集中している。この部分が流水によって運ばれた堆積物（土石流堆積物）のように見えることから、岩屑なだれ堆積物Ⅱの後続流として土石流があったとする見解がある。細粒分が抜けているのは表層部だけであり、内部は岩屑なだれ堆積物Ⅱの構造を持っている。

高速土砂移動現象



写真-3. 赤川橋（仮設）から上流を望む。

青灰色の部分が岩屑なだれ堆積物Ⅰ、その上位の茶褐色の部分が岩屑なだれ堆積物Ⅱである。岩屑なだれ堆積物Ⅱは、岩屑なだれ堆積物Ⅰと比較すると多量な水を含んだ流れからの堆積物であり、この流れを土石流とすることは土石流と岩屑なだれの境界の問題である。ここでの主張は、段丘面の平滑さと表面の礫集中は減水過程での細粒分の引き去りであり、後続の土石流によって運ばれてきた物ではない点である。