

## 1984年御嶽岩屑なだれ\*

### —堆積物からみた流動・堆積機構—

三村弘二\*\* 鹿野和彦\*\*\* 中野 俊\*\*\* 星住英夫†

MIMURA, K., KANO, K., NAKANO, S. and HOSHIZUMI, H. (1988) Ontake debris avalanche in 1984 —Flow and deposition mechanism inferred from the deposit— *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.39(8), p. 495-523.

**Abstract:** On September 14 in 1984, a debris avalanche measuring  $3.4 \times 10^7 \text{m}^3$  in volume took place at collapsing a small ridge of the southern flank of Ontake Volcano, central Japan. The collapse was triggered by a nearby earthquake of M 6.8 on Richter scale. The avalanche, which was under-saturated with water, rushed down 1200 m in altitude and 12 km in distance in 9 minutes along the Denjo River down to the Otaki River. It left many scratches and cracks on the surface of the tree trunks and the basement rocks on the path sides. Many rock fragments are found injected into the tree trunks.

The debris avalanche deposit displays some particular features; clear hummocky surface on the deposit which bears many hills composed of cracked megablocks of lavas and pyroclastic rocks, occasionally preserving their original stratification. The matrix shows no stratification and is ill sorted.

The NRM measurement result suggests that the megablocks were transported rotating mainly with a vertical axis. In the uppermost stream, the deposit has characteristic stripes with clear flow pattern on the surface. Each of the stripes, several to several ten meters wide and several to several hundred meters long, consists of mono-lithologic debris which is scattered into isolated hills in the down stream.

The debris avalanche probably behaved as a high-density Bingham fluid and suddenly deposited a large mass of ill-sorted debris as it lost the flow potential.

### 1. はじめに

1984年9月14日長野県西部地震により御嶽山南斜面の山体の一部が崩壊し、その崩壊物である岩屑が高速で流下し、山麓の王滝村を襲った(第1及び2図)。この高速の岩屑の流れ—岩屑なだれの挙動は、多量の水とともに岩屑が流下する土石流とは異なることから多くの専門家の興味を引いた。そして、水に不飽和な岩屑が高速で流れるという、まれにみる岩屑なだれの実態は、防災

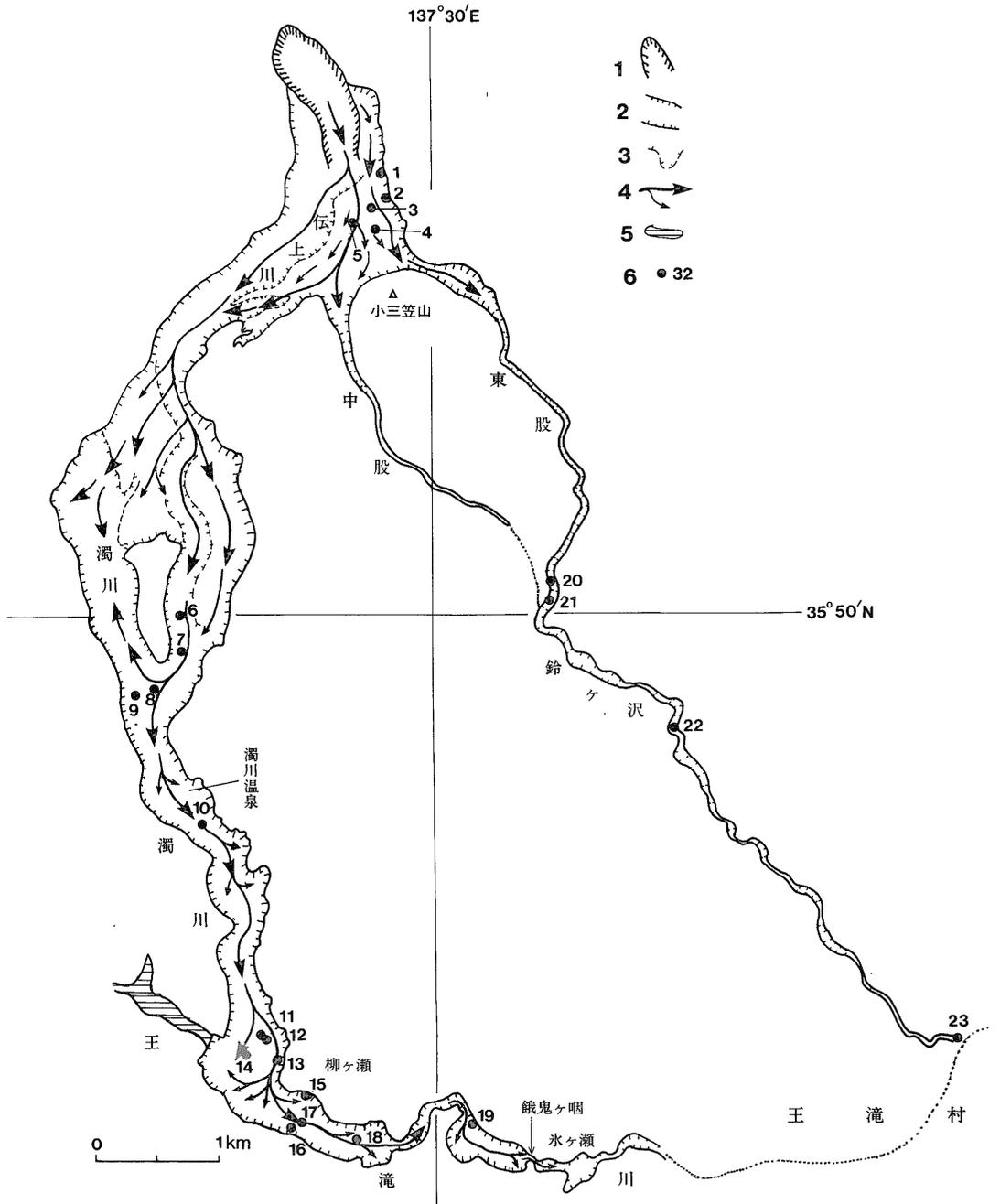
上、緊急に解明される必要があったため、関係分野の専門家により様々な角度から研究されている。

筆者らも、1984年9月、11月、そして1985年7月に現地調査を実施するとともに、既に公表された研究成果や資料を集め、分析した結果を加えて岩屑なだれの実態を検討してきた。本論はその結果をまとめたものである。本論では、地震の発生・斜面崩壊・岩屑なだれの流下・堆積をふりかえりつつ、“岩屑なだれ”の流動・堆積機構に関する解釈を述べる。

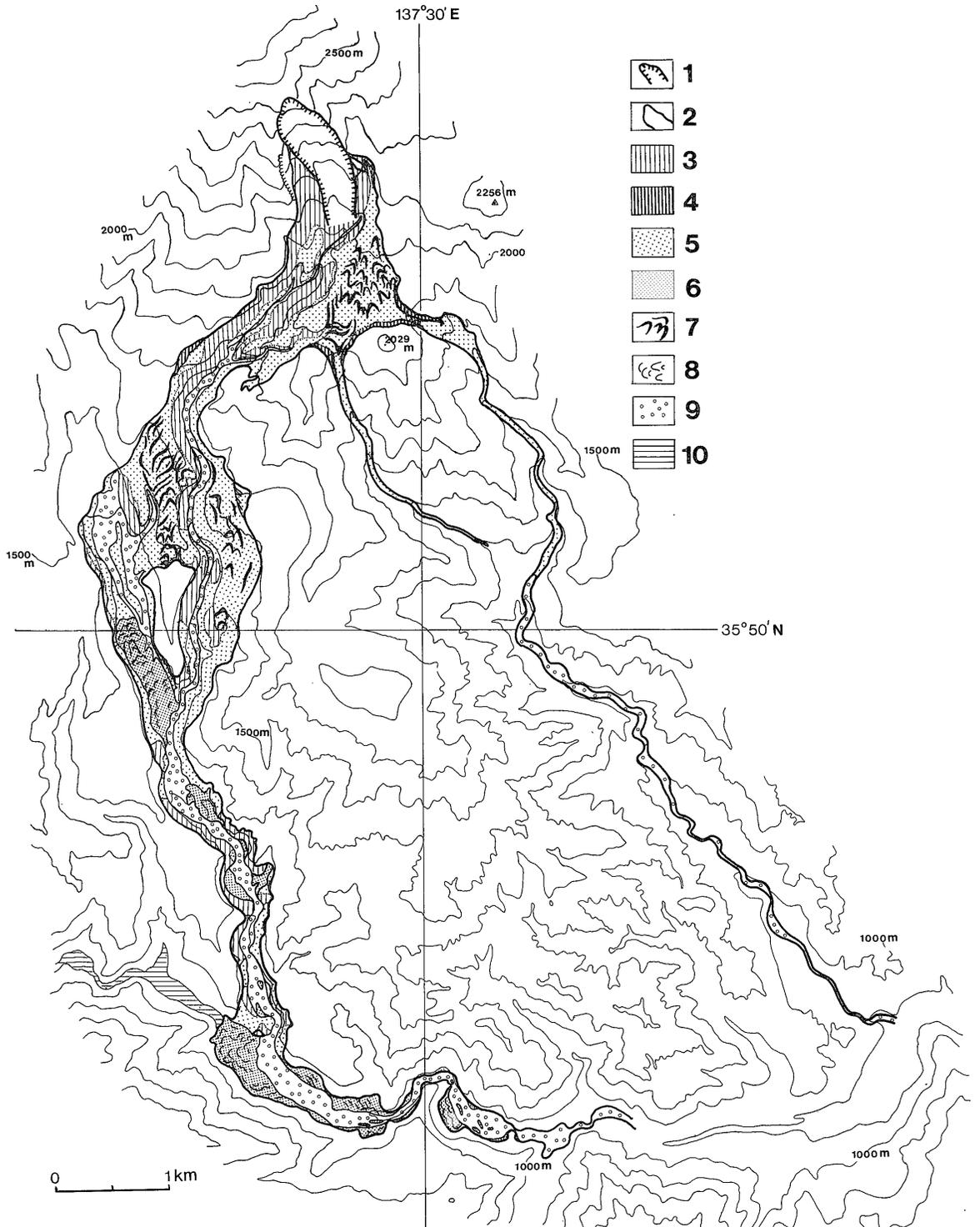
筆者らの研究は、地質部山田直利課長の御助力により実現したもので、1985年7月の現地調査にも一部加わっていただいた。また、環境地質部小野晃司部長、曾屋龍典課長には、地質調査所が行った1984年9月の岩屑なだれ等による災害調査に三村が、また、1985年2月

\* “岩屑なだれ”は、debris avalanche (高速で流下する岩屑の流れ)の訳語である。Debris avalanche は、しばしば“岩屑流”と訳されてきた(例えば、三村ほか、1982)が、岩屑流は、堆積学や地形学などで用いられている debris flow の訳語に使われることがあるなど、用法上まぎらわしい点があるので、本文では、debris avalanche の訳として“岩屑なだれ”を用いることにする。

\*\* 大阪出張所(現在 地質部) \*\*\* 地質部 †九州出張所



第1図 御嶽山南斜面崩壊と岩屑なだれの流下 1:崩壊地 2:岩屑なだれとその後発生した土石流及び洪水の流路 3:台地状尾根の外縁 4:岩屑なだれの流向 5:堰止め湖 6:本論文で言及する調査地点とその番号



第2図 岩屑なだれによる削剝・堆積 (国土地理院地理調査技術開発室, 1985に基づき作成) 1: 崩壊地 2: 岩屑なだれとその後発生した土石流及び洪水の流路 3: 岩屑なだれが削剝した地域 (凡例5の地域を除く) 4: 岩屑なだれによる主な倒木地域 5: 岩屑なだれ堆積物に薄く覆われた削剝域 6: 岩屑なだれ堆積物が厚く堆積した地域 7: 岩屑がなす多色縞模様 8: 岩屑なだれ堆積物表面の“しわ” 9: 土石流・洪水堆積物 10: 堰止め湖

の科学技術庁科学技術振興調整費による地質調査所のトレンチ掘削調査に中野が参加する機会を与えていただくとともに、曾屋龍典課長にはその後も、本研究をまとめるに必要な問題点について議論していただいた。環境地質部釜井俊孝技官には堆積物の粘性について御教示をいただいた。この場を借りて、これらの方々に謝意を表す。

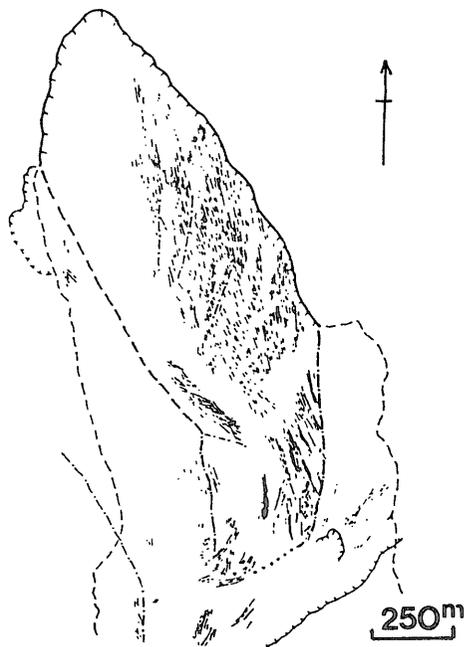
## 2. 昭和59年(1984年)長野県西部地震と御嶽山南斜面伝上川源頭部の崩壊

1984年9月14日午前8時48分、長野県木曾郡王滝村付近を震源(東経137°33.6′, 北緯35°40.3′, 深さ2km)とするM6.8の地震が発生した(武尾ほか, 1987)。

この地震直後、御嶽山南斜面に当たる伝上川源頭部の尾根が崩壊した<sup>1)</sup>。崩壊域は比高655m, 奥行き1,320m, 最大幅420mで、崩壊量は $3.4 \times 10^7 \text{ m}^3$ である(長岡, 1987; NAGAOKA, 1987)。崩壊地は、もともと王滝層と呼ばれる湖成礫層とそれに重なる御嶽火山噴出物(安山岩溶岩, スコリア, 軽石等)からなっており(小林, 1985; 松本盆地団研木曾谷サブ・グループ, 1985), 古い谷を作っていた礫層上の軽石層を境に, その上の溶岩・スコリア等からなる部分がすべり, 崩壊している(図版I A)。崩壊地には, その最大傾斜方向に発達する雨溝や雨裂とは異なり, 斜面を斜めに横切って, 主としてS15°E方向に延びた幅10cm, 長さ1-2mの条溝・条帯一恐らくすべて崩壊した山体による擦痕一が多数認められ(第3図), 崩壊物が崩壊地直下伝上川左岸谷壁に向かって移動したことをうかがわせる(大八木ほか, 1987)。

御嶽山観測所の記録によれば, 地震に先立つ9月1日から5日まで連日降雨があり, その合計は46mm, また9日には119mm, 10日10mm, 13日1mm, そして地震発生の当日未明から降り続いた雨は34mmであった(熊井ほか, 1985)。梁瀬ほか(1987)は, 地震応答解析等に基づいて, 山体特に軽石層に大きな地震加速度(N-S方向の地震加速度が大きい)が入力し, 凸地形により増幅された地震波により山脚部が最初に崩壊し, 断続的に降り続いた雨により水に飽和していた軽石層をすべり面とする大崩壊に発展していったと考えた。

1) 御嶽山7合目(崩壊地の東方1.5km)付近にいた人々は, 立っていられないほどの揺れを感じると同時にドカーンという大きな音を聞いており(栗田ほか, 1984), それに引続きガタガタという岩石の崩れる音を聞いた人々もいる(熊井ほか, 1985)ことから, 天候が悪く, 目視できなかった(当時の視界は100m)ものの, 地震とほぼ同時に崩壊が起きたらしい(曾屋ほか, 1987)。



第3図 崩壊地の擦痕判読図(大八木ほか, 1987)

しかし, このような崩壊は軽石層直上の水に飽和したスコリア層が液状化したために起こったとする意見(藤田・鈴木, 1984)もある。いずれにしても崩壊当日の空中写真判読等により, 崩壊地には湧水痕跡と思われる穴や, 崩壊後に発生した小規模な土石流の痕跡が認められ, すべり面付近が水に飽和していたこと(奥田ほか, 1985)は確かであろう。

## 3. 崩壊物の流下—岩屑なだれ

### なだれの概要

崩壊した岩体の岩屑は, なだれをうって伝上川から濁川・王滝川方面へ高速で流下した(第1及び第2図)。この様子は, 航空写真, 報道記録, 目撃談, 現地調査等を基に様々な角度から研究されている(例えば, 栗田ほか, 1984; 奥田ほか, 1985; 諏訪ほか, 1985; 芦田・江頭, 1985; 国土地理院地理調査技術開発室, 1985; 守屋, 1985; 松田・有山, 1985; NAGAOKA, 1987; 大八木ほか, 1987; 土木研究所砂防研究室, 1987; 曾屋ほか, 1987)。

第1図に示されるように, 崩壊した山体は岩屑なだれとなって伝上川東岸谷壁に衝突した後, 伝上川を下った。その際, 高さ約100mの谷壁を乗り越えた一部の岩屑は小笠山方面に向かい, 鈴ヶ沢上流の中股・東股へ流

入した。また、その一部は小三笠山西麓をかすめて伝上川へ流下している。中股に流入した岩屑は東股との合流点に達する前に停止・堆積した。また、東股を流下した岩屑は中股との合流点付近に堆積し、沢水を堰止めてしまった。このため、岩屑は沢水と混合し、堰を切つて土石流あるいは洪水となって、幾度にもわたって鈴ヶ沢そして王滝川へと流下した。鈴ヶ沢地区の住人の証言によれば、最初土石流あるいは洪水を目撃したのは地震後の20-30分位後で、正午までに5-6波の土石流あるいは洪水があり、中でも第2波が最も大きかったという(粟田ほか, 1984; 土木研究所砂防研究室, 1987)。

一方、伝上川を下った岩屑は、伝上川がN40°EからN-S方向に変曲する付近で一部が比高80m余りの尾根を乗り越えて濁川へ流入・堆積した。伝上川本流を下った岩屑は、濁川との合流点でその一部が濁川をさかのぼり、既に尾根を乗り越えて堆積していた岩屑を覆ったが、本体は、伝上川と合流した濁川を下り、狭さく部では盛り上がり、流路の広がった部分では一部堆積しつつ出口の狭さく部を通過して王滝川へ流入した。出口の狭さく部を通過する際、その一部は出口を塞ぐ尾根(比高70-80m)を乗り越えている。この乗り越えた岩屑は王滝川右岸を攻撃し停止・堆積したが、本体は、流路の低地を埋めつつ、なお流下し、水ヶ瀬上流の狭さく部付近で停止した。柳ヶ瀬地区餓鬼ヶ咽トンネル付近にいた目撃者の談話(粟田ほか, 1984; 堀内, 1985)によれば、最初、洪水が高速で押し寄せ、続いて岩屑なだれがきたらしい。そして、早くともその20-30分後に水ヶ瀬付近に土石流(あるいは洪水?)が押し寄せてきたらしい(粟田ほか, 1984; 曾屋ほか, 1987)。この土石流に対応すると思われる堆積物は伝上川の標高1,500m付近から水ヶ瀬下流まで追跡できる(粟田ほか, 1984)。この土石流の後、正午までに少なくとも2回(10:30頃と11:30頃)類似の流れが目撃されている(土木研究所砂防研究室, 1987)。これら2次的に派生した土石流あるいは洪水は、柳ヶ瀬-水ヶ瀬付近で認められる数層の土石流・洪水堆積物に対応するものであろう。

岩屑なだれ及び土石流は、流路の表土、樹木、露出する岩石等を削りつつ流下し、堆積している。その収支を計算した長岡(1987)及びNAGAOKA(1987)は、崩壊地及び伝上川・濁川・王滝川流域での削り量は $5.4 \times 10^7 \text{ m}^3$ (うち崩壊地での崩壊量は $3.4 \times 10^7 \text{ m}^3$ )、堆積量は $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ と見積っている。削り量は堆積量を $1.8 \times 10^7 \text{ m}^3$ 上回っていることになるが、同様の見積りを行った土木研究所砂防研究室(1987)は、 $1.3 \times 10^7 \text{ m}^3$ ほど削り量が堆積量を上回ることを指摘し、この原因とし

て、もともと崩壊地にあった御嶽火山噴出物は間隙率が高く、それが碎屑化し、密につまって堆積することにより体積が減少したことを挙げている。もちろん、このほかに、土石流、洪水、河川水とともに流出したのもあったであろうことは想像に難くない。

8時48分頃に崩壊した後、岩屑なだれが伝上川から濁川を経て王滝川水ヶ瀬付近で停止したのは8時57分頃、崩壊地と水ヶ瀬との比高は約1.2kmで、その間の流走距離約12kmをおよそ80km/hrの平均速度で流下したことになる(粟田ほか, 1984)。奥田ほか(1985)は柳ヶ瀬までの平均速度を71-95km/hr、大八木ほか(1987)は餓鬼ヶ咽までの平均速度を75km/hrと見積っている。

一方、土木研究所砂防研究室(1987)の見積りに基づけば、鈴ヶ沢の最初の土石流は79km/hr以上、正午頃鈴ヶ沢下流でビデオに収録された土石流は22-36km/hrで流れた。実に岩屑なだれはその後に発生した土石流と同じかそれ以上の速度で流下したことになる。

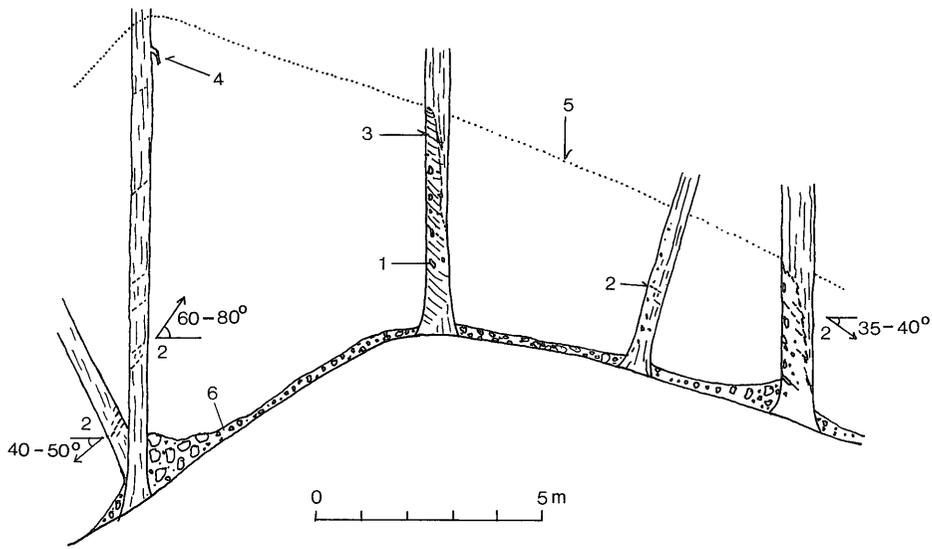
#### なだれの傷跡

崩壊前の伝上川・濁川・王滝川流域そして伝上川から鈴ヶ沢に到る台地は多数の樹木や下生えに覆われていたが、崩壊後にはそれらが表土とともに剥ぎ取られ、岩肌が露出し、あるいはそれらの上に岩屑が薄く堆積していた(第2図、図版I A・B、及び図版IV C)。流路の側端には下流、上流、あるいは側方向に倒れた樹木がある(図版IV D)。この倒木や流路周辺に取り残されている立木には数mm-数cm大の安山岩片が打ち込まれ(三村・星住, 1985)、あるいは岩片による幅数mm長さ数cm-10数cmの線状擦痕、木を上流側から取り巻くようにへばりついた泥が残されている(第4図及び図版II)。これらの木々の樹皮は剥ぎ取られていることも多い。

木が下流側に倒れるのは岩屑なだれが上流側からのしかり強く押したためであり、上流側に倒れるのは根元近くを強く押したためである。上流側に倒れた木に残されている泥・岩片の位置は根元近くにあることが多い。木が側方に倒れるのは、堆積しつつある岩屑が側方に流動し、押し出されるためであろう。この場合も流れの方向及びそれと逆方向に倒れる場合がある。

岩片の打ち込みは上流側の面に、擦痕や泥は上流側から側面にかけてある高さまで認められ、これから岩屑なだれの“水位”を知ることができる(第4図)。擦痕の向きは、水位を結ぶ線とほぼ平行で、擦痕を作った岩片が流走面とほぼ平行に移動したことを示す(第4図)。

削りによって岩肌が露出している伝上川・濁川の谷は



第4図 樹木に残された傷跡(地点13) 岩屑なだれは左手斜面を乗り越えて右手斜面を流下した。左手の木に残されている擦痕には左手へ向かうものがあり、岩屑の一部が斜面を乗り越えられず左手へ戻ってきたことを示す。  
 1: 岩片の打ち込み 2: 擦痕(矢印及び角度は向きを示す) 3: 泥のへばりつき 4: 折れた枝 5: 推定される岩屑なだれの“水位” 6: 岩屑なだれ堆積物

U字谷(図版I C)になっていて、大八木ほか(1987)も述べているようにその谷壁や河床、コンクリート壁には幅数mm-数m、長さ数cm-数10mの擦痕が認められる(図版III A・B)。擦痕は流路に残された木にへばりついた泥、打ち込まれた岩片などが示す“水位”面とほぼ平行になっており、岩屑なだれ中の岩塊が流走面とほぼ平行に谷壁をこすりながら移動したことを示唆する。しかし、詳しく見ると $20^\circ$ 以下の角度で互いに切りつ切られつして交錯する(図版III A)ことから岩塊は多少上下方向の運動ベクトルも持っていたことがうかがえる。また、下流ほど擦痕の規模が小さくなっており、この事実は流下するに従って岩塊が小さくなっていくことを示唆する。

谷に露出する安山岩溶岩、濃飛流紋岩類、礫岩には、しばしばジグソーパズルのような割れ目が発達し、また、著しく破碎されている例が認められる(図版III C・D)。これは、岩屑なだれの岩塊がそれらを打撃したことによって生じたものである。

#### 4. 岩屑なだれ堆積物

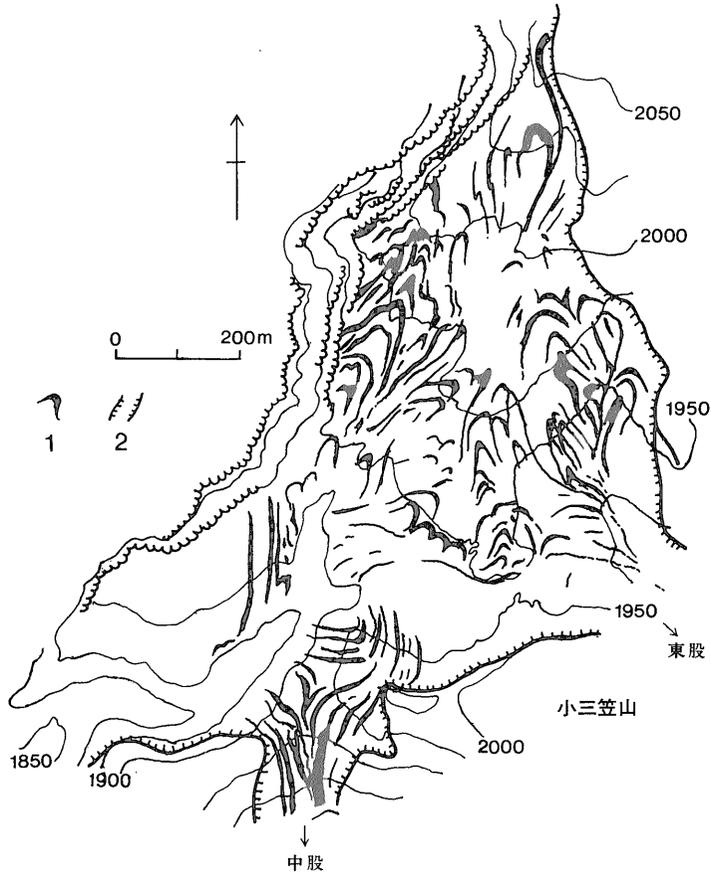
##### 堆積地形

岩屑なだれが通過した流路(第1及び2図)には、岩屑が薄く(数m以下)堆積しており(図版I A・B)、その側端には岩屑や押し除けられた表土・樹木・笹等の

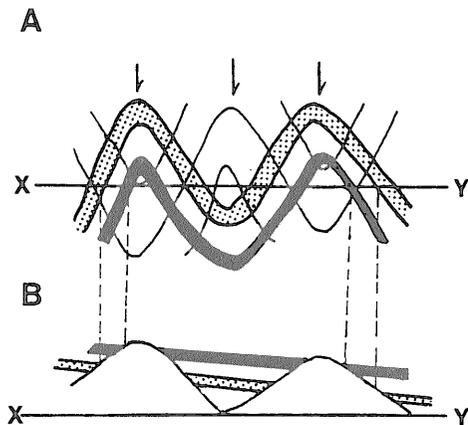
作る比高1m内外の高まり一堤防が流路に沿って分布する(図版IV A)。

崩壊地直下の伝上川から鈴ヶ沢に至る台地状の尾根、伝上川と濁川の合流点の北側にある伝上川と濁川との間の尾根及び伝上川東岸の台地状斜面に残されている堆積物の表面には、幅数m-数10m、長さ数m-数100mで、墨を流したように曲がりくねった多色縞紋様が認められる(第2図)。この縞紋様は、各々同種同色の岩屑(径数cm-数10cm)が集合し作る帯(守屋, 1985)で、各帯は尾根部では上流方向に凸状に、谷部では下流方向に凸状に湾曲しつつ互いにほぼ平行に配列する(第5図)。湾曲する帯の軸は流路に平行である。各帯がそれぞれ同種の岩石からなり、ほとんど交錯せずに配列していることは、崩壊地での岩石の重なりを保存した大きな岩塊の集団が、底面を地面にこすりつけ堆積しつつ平行移動したことをうかがわせる(第6図)。帯の長さから見て、それら岩塊の最大径(長軸)は数m-数100m程度であったに違いない。

それら岩屑堆積物の表層に点在する岩塊の中には、割れたその一部が岩屑なだれの流下方向に移動したものがあ(第7図A)、また、その上流側から岩塊を覆う細粒岩屑が、岩塊を越えて、下流方向に飛散していることもある(第7図B)。これらの事実は、縞紋様を作りつつ進む岩屑なだれの下部が取り残されて堆積していき、



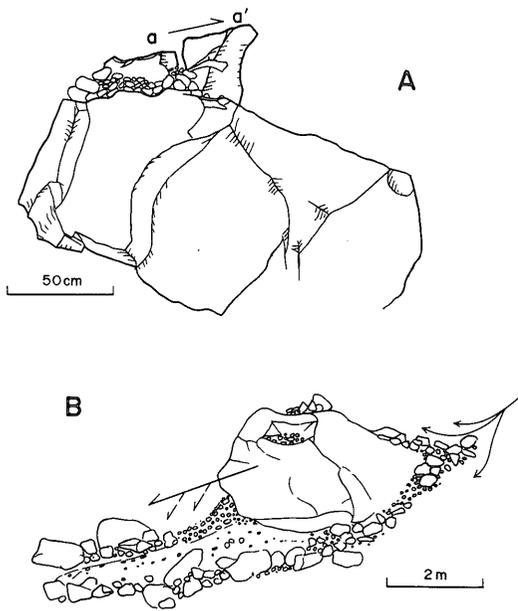
第5図 小三笠山北川の台地状尾根に見られる岩屑の多色縞模様 (国土地理院地理調査技術開発室, 1985を一部引用・改変) 数字は海拔高度(m). 1: 岩屑がなす多色縞模様 2: 岩屑なだれの流路の外縁



第6図 成層した岩塊が起伏に富む斜面を流下する時の多色縞模様の成因を示す模式図 矢印は岩屑なだれの進行方向. A: 平面図 B: 断面図

上部はさらに前方へ移動していったことを示唆する。また、岩塊の表面が打撃によって作られた石器(石斧など)と同じ様な凹凸の連なりからなる例(第7図A)が見受けられるが、これは岩塊と岩塊が衝突した証拠であろう。

岩屑なだれの下流域では、流れ山地形(図版VI A)が顕著に認められる。第8図に示されるように、流れ山は、濁川・伝上川合流点付近より下流の堆積域(図版I D)に多く、その最大径(長軸)は濁川・伝上川合流点付近で50m、柳ヶ瀬・氷ヶ瀬付近では25mと下流のものほど小さくなり、その数も少なくなる傾向がある(土木研究所砂防研究室, 1987)。柳ヶ瀬付近では、表層の堆積物は、あたかも溶岩流のように舌状に重なり合い、各々の“舌”の表面には、舌の先に向かって凸状に湾曲した比高1-3mのしわが多数生じている(第9図)。これは表面付近の堆積物が舌やしわの突出方向に流動した



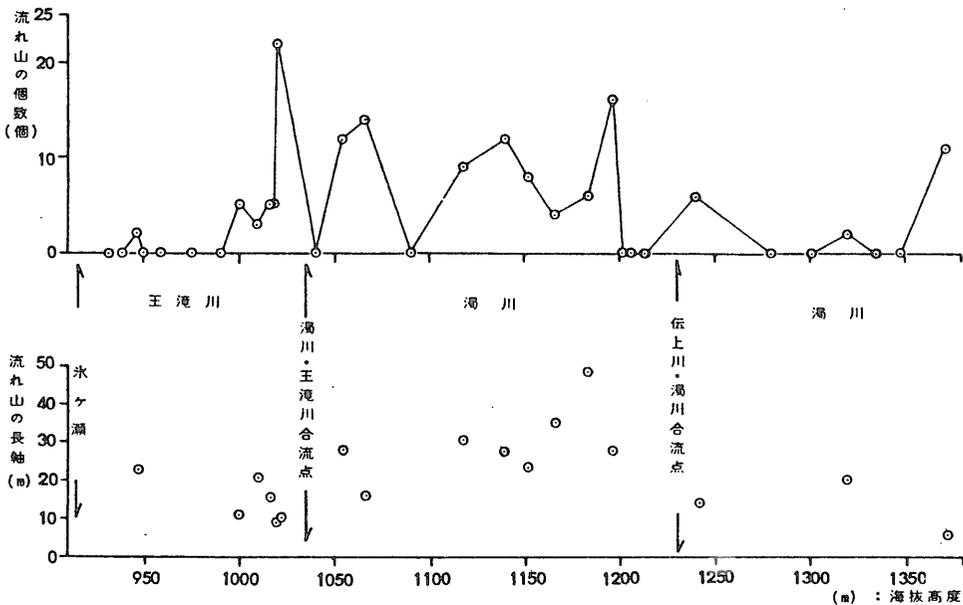
第7図 小三笠山北側の台地状尾根に見られる岩屑の産状2例  
 A: 角が取れつつある大きな岩塊の上の部分 a から割れて分かれたブロック a' が矢印の方向に移動している (地点4)  
 B: 矢印の方向から流れてきた岩屑が岩塊を取り巻くように覆いかけ、その一部は岩塊の上を越えて岩塊の前方に飛び散っている (地点3)

ことを示唆する。また、流れ山の巨大岩塊を覆う岩屑がおおよそ40°の斜面を作るのに対し、周辺の岩屑なだれ堆積物の側端は谷壁と接していない場合、外側に向かって20°前後傾斜している(図版IV D)。この斜面の傾斜の違いは、構成物の違い、すなわち、流れ山の岩屑はほとんど粘土分を含まずサラサラしているのに対し、それらを取り巻く碎屑物には御嶽火山噴出物以外に途中で取り込んだと思われる土壌・木屑等を含んでいるため、内部摩擦角が小さかったことによるものであろう<sup>2)</sup>。

堆積断面

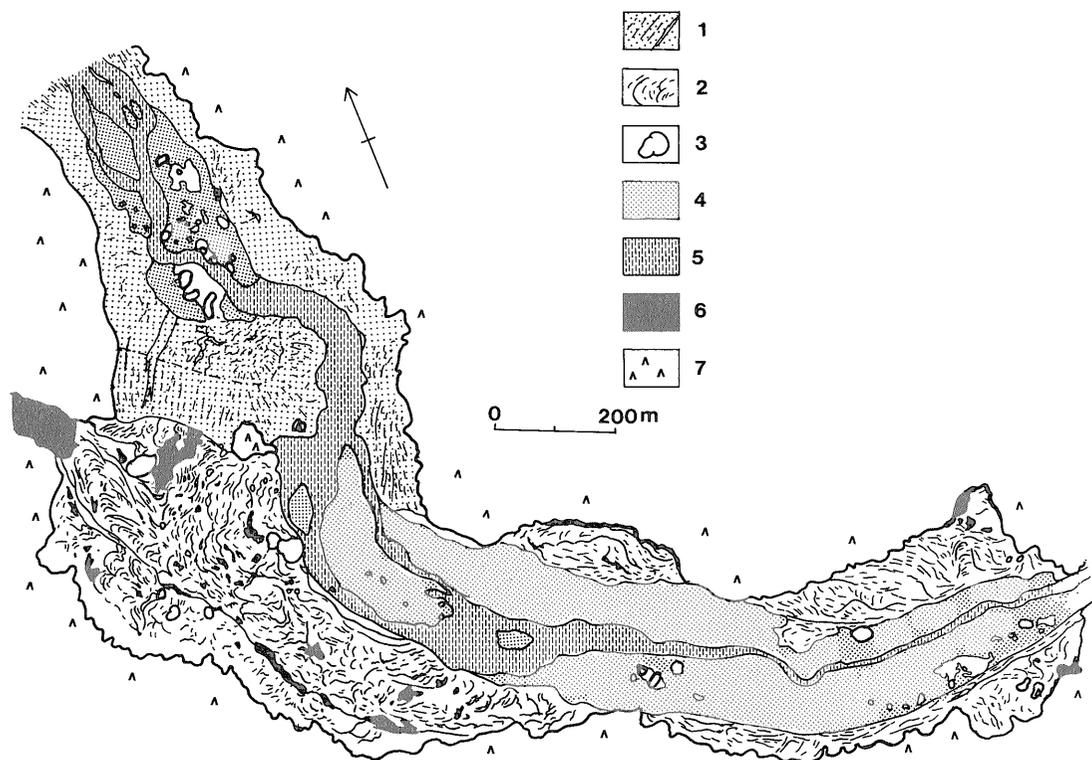
崩壊前後の地形図(国土地理院地理調査技術開発室, 1987)及び航空写真を比較すると、鈴ヶ沢の上流中股・東股、濁川流域のうち、伝上川との合流点から上流にかけての地域、濁川温泉付近及びその下流でやや流路の広がった地域、そして濁川と王滝川合流点から柳ヶ瀬、氷ヶ瀬付近にかけての王滝川流域の谷を埋めて数m-数10mの厚さで岩屑が多量に堆積していることが読み取れる。これらの地域では、岩屑なだれ堆積物の表面を削削し、より平滑で時に平坦面を作る土石流堆積物と、更にそれらを削削し、一段と低い平坦面を作る河川(洪水)堆積物が、崩壊後の河川流路沿いに認められる(第9図)。ここでは、岩屑なだれ堆積物との比較の意味で、これら堆積物の特徴を簡単に記述する。

〔河川(洪水)堆積物〕 最も低い平坦面をなす河川



第8図 流れ山の分布 (土木研究所砂防研究室, 1987)

2) ちなみに、鈴ヶ沢上流の土石流堆積物がなす側端斜面の傾斜も20°程度である。



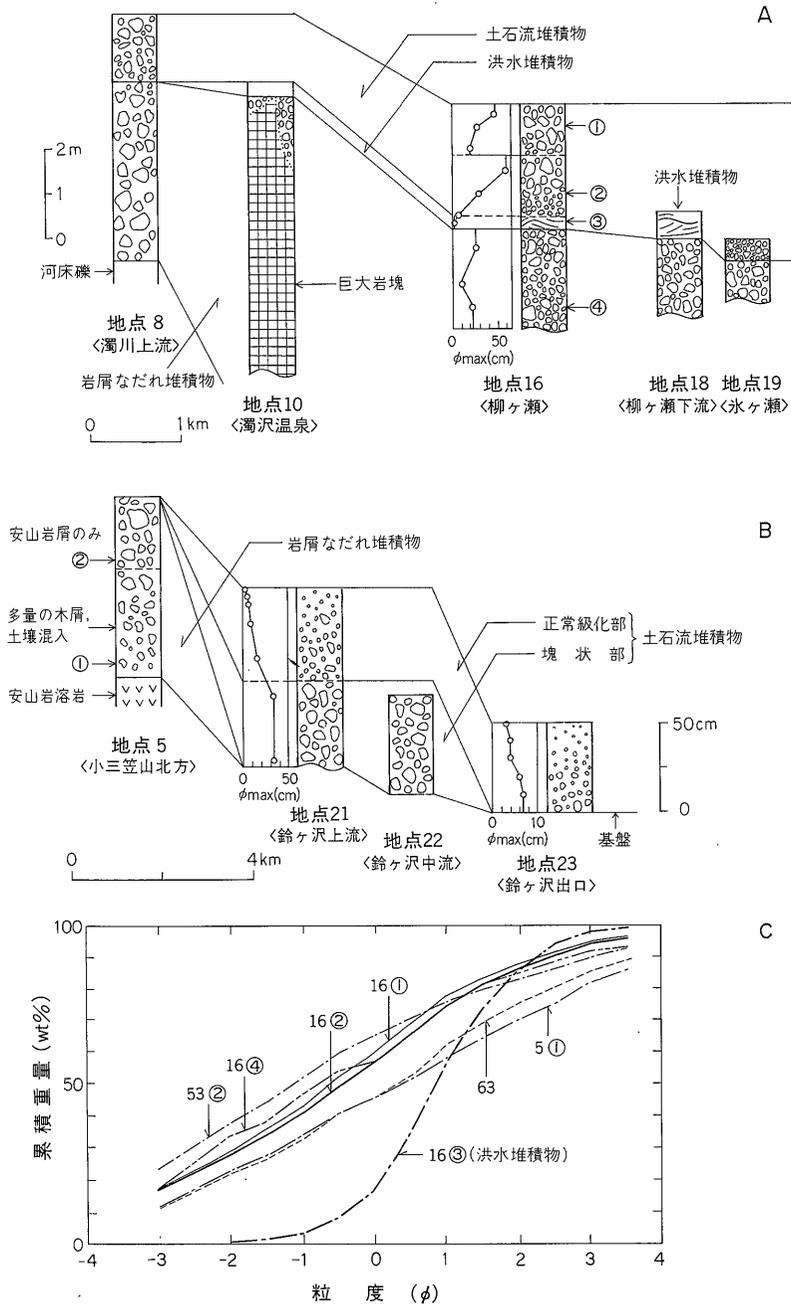
第9図 柳ヶ瀬付近の岩屑なだれ、土石流及び洪水堆積物の分布図 厚く堆積した岩屑なだれ堆積物の表面には流れ山や舌状の“しわ”が数多く認められる。1:斜面上に薄く分布する岩屑(岩屑が作る筋を線で示す) 2:厚く堆積した岩屑なだれ堆積物(表面の“しわ”を線で示す) 3:流れ山 4:土石流・洪水堆積物 5:河川(洪水)堆積物 6:水溜り 7:山林

(洪水)堆積物は、淘汰の良い砂礫で、しばしば平行葉理あるいは斜交葉理を示す。厚さは数10cm内外である。

〔土石流堆積物〕この河川堆積物より高位の比較的平滑な面をなす土石流堆積物は、数cm-数10cm、時に数mの岩塊とそれらの間を埋める細粒砂-細礫からなる。これら碎屑物の多くは安山岩で、わずかながら酸性岩(濃飛流紋岩類)、スコリア、そのほかに木屑、樹幹等も含まれている。また、堆積表面には樹幹が露出している。これら堆積物は様々な大きさの岩塊とその細粒物からなるという点では岩屑なだれの堆積物と区別できないが、岩塊と岩塊の間や、細粒物の間に径数mm-数cmの空隙が存在し、部分的に平行層理あるいは斜交層理が認められる(図版V)。濁川、王滝川沿いでは、このような特徴を有する土石流堆積物(第10図A)が、扇状地を作りながら、氷ヶ瀬、更にはその下流へと広がっている。また、鈴ヶ沢でも東股との合流点付近から王滝川への出口にかけて、同様の堆積物が観察される(第10図

B)。鈴ヶ沢のこの種の堆積物は、恐らく目撃された土石流に対応するものである。鈴ヶ沢上流では、明瞭な級化を示さない碎屑層に正常級化した碎屑層が重なる(第10図B地点21柱状図)、いずれも安山岩角礫・円礫(円礫は恐らく河床礫)とそれらの細粒物(細粒砂-細礫大)・泥等からなり、木屑等を含む。下流では正常級化層のみとなり、薄化する(第10図B地点23柱状図)。

以上の事実から、ここで述べた堆積物は、多量の水と混合した岩屑の流れ—土石流から堆積したと考えてよい。また、時としてその上・下に認められる河川堆積物類似の堆積物は、河川水同様掃流をなす流れ—洪水によってもたらされた可能性が高い。これら土石流・洪水堆積物の中や表面にある樹幹は樹皮が剥ぎ取られ、全面に岩片が打ち込まれ、そして流路にほぼ平行に配列しているものが多い。恐らく、高速の土石流・洪水の中で岩屑とともに岩屑なだれ堆積物から洗い出され、岩片が打ち込まれ、樹皮が剥がれつつ移動・堆積したものであろう。土石流・洪水堆積物のみが分布する鈴ヶ沢では、岩、コ



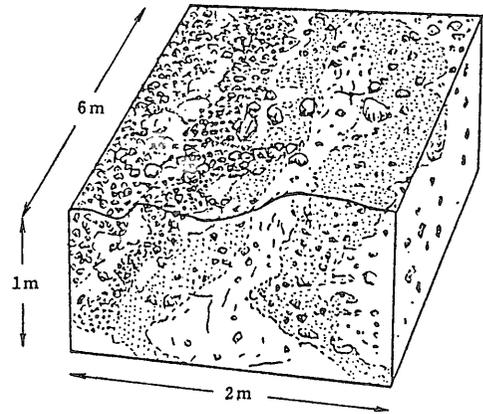
第10図 岩屑なだれ、土石流及び洪水堆積物の柱状図と粒度分布図 A:濁川・王滝川沿いの柱状図 B:小三笠山北側の台地状尾根から鈴ヶ沢出口までの柱状図 C:粒度分布図 ( $\phi = -4$ 以下についてのみ分析。岩屑なだれ堆積物及び土石流堆積物はともに淘汰が悪く、洪水堆積物は淘汰が良いことに注意。①-④は各地点柱状図上の位置)  $\phi_{max}$ :最大礫10個の平均礫径

ンクリート壁、樹木に擦痕、泥のへばりつき、割れ目(打撃痕)が、また樹木には打ち込まれた岩片が数多く残されており、高速あるいは高密度の流れが通過したことをうかがわせる。ただし、それら傷跡が示す“水位”の数10cm上まで泥しぶきが残っていることから岩屑なだれより粘性が低かったものと思われる。土石流堆積物中の空隙は細粒物が水とともに流出したことを<sup>3)</sup>、また、洪水堆積物の淘汰が良いのは水流によって粒子が分級されたことを意味しよう。

〔岩屑なだれ堆積物〕土石流、洪水、河川水に洗われつつも、なお残されている多量の岩屑—岩屑なだれ堆積物は、数cm—数10cmの安山岩塊とそれらの間を埋める細粒碎屑物とからなり、このほかに木屑、樹幹、樹株、土壌、コンクリート片、酸性岩(濃飛流紋岩類)等を若干含む。岩塊の量は数10%—60%と不定で、淘汰が悪く(第10図C)、明瞭な級化も層理も示さない。このような特徴は、王滝川で実施された長野県木曾建設事務所(1985)のボーリング調査及び曽屋ほか(1987)のトレンチ調査によって、堆積物の上面から基底までほとんど変わらないことが確認されている。また、土石流堆積物中に見られるような空隙—恐らく水とともに流出したであろう細粒物の抜け穴—はないので、土石流のように水を多量に含んでいたとは考え難い。

伝上川から鈴ヶ沢に至る台地状尾根で見る限り、大規模な縞紋様を作った堆積物の側端には、土壌・笹が押し除けられたように外側の樹木に重なり、表土を剥ぎとられた安山岩溶岩の直上には木屑、スコリア・軽石の碎屑物、土壌、安山岩片の混じりあった黄褐色の堆積物(厚さ60cm)が認められる(第10図B地点5柱状図①)ことから、岩塊が底面をこすりつけながら移動したことは確かであろう。守屋(1985)が報告している縞紋様の断面(第11図)では、赤紫、灰青、黒色の岩塊層、笹の根などを混じえた泥層が成層したまま、くの字型に変形している。これは成層した岩石が地面をこすりつけた証拠と見られることもできる。縞紋様を欠くところでは、先に述べた黄褐色堆積物に逆級化しながら重なる岩屑が見られることもある(第10図B地点5柱状図)。岩屑の逆級化は、それらが互いに衝突しつつ移動していたために生じたものであろう。

岩屑なだれの下流域に多数分布する流れ山は、巨大岩塊で構成されている。表層あるいは表層近くのを観察する限り、巨大岩塊(数m—数10m)は、上流側か



第11図 小三笠山北側の台地状尾根に見られる多色縞模様の1断面(守屋, 1985)

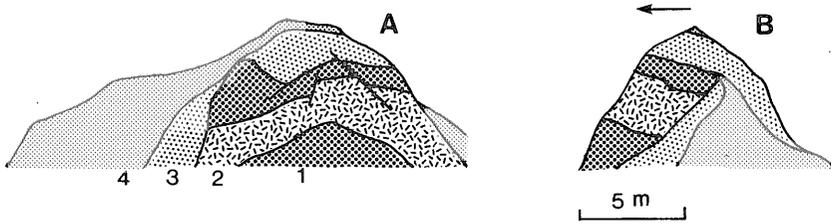
ら下流側へとりまく厚さ数10cm—数mの岩屑層に覆われ、下流側は岩塊がむきだしであることが多い(第12図及び図版VI A)。このいわゆる流れ山の“芯”となっている岩塊は、安山岩溶岩やクリンカーが累重する成層構造を保持していることも多いが、外側に向かうにつれてジグソーパズルのような割れ目が発達し、ついには同種岩石が角礫となった部分がそれを取り巻くようになる(第12図及び図版VI B・C)。更にこれを木屑・土壌等と混合した岩屑(図版VI D)が薄く被覆することもある。このような流れ山の内部構造は、岩塊と岩塊、あるいは岩塊と谷壁等との衝突により破砕が進行する過程を示すものである。事実、流れ山の大きさが下流ほど小さく、数も少なくなることは既に述べた。各々の流れ山の巨大岩塊の平均的自然残留磁化方位の伏角は $-40^{\circ}$ — $80^{\circ}$ (1例を除けば $-40^{\circ}$ — $40^{\circ}$ )、偏角は $0^{\circ}$ — $360^{\circ}$ の範囲にあり(第13図)、垂直面内での回転は比較的小さく、水平面内での回転が著しい。また、個々の流れ山についてみると下流ほど磁化方位の集中が悪く、これは巨大岩塊の碎屑化が進むことと調和する。これらの事実は、巨大岩塊が互いに衝突し碎屑化しつつ主として流走面と平行な面内で回転しながら運ばれたことを示唆する。このような岩塊の運動は八ヶ岳韭崎岩屑流(三村ほか, 1982; 三村, 1985)についても知られている。

##### 5. 岩屑なだれの流動・堆積機構

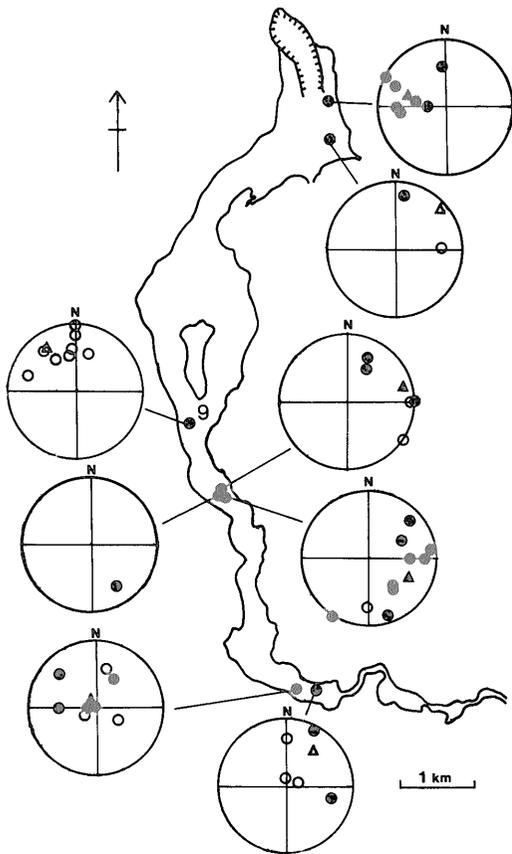
既に述べた観察事実と解釈を基に、御嶽山から流下した岩屑なだれの特徴を整理すると以下ようになる。

(1) 岩屑なだれ堆積物は安山岩岩塊とその細粒物を主体とし、淘汰が悪く、明瞭な成層・級化構造を示さない。

3) このような現象は土石流堆積物にしばしば認められ、流出した細粒物はその先に堆積することが多い(HOOPER, 1967)。ここで洪水堆積物としたものの中にはこのようにしてできたものもあるかも知れない。



第12図 “流れ山”の1例 (地点9) Aは下流側から見た図, Bは側面からみた図で矢印の方向に岩層なだれが流下している。  
1: 安山岩溶岩 2: クリンカー 3: 破碎されて生じた安山岩岩屑 4: 木屑, 土壌, 安山岩岩屑等の混合物



第13図 流れ山の自然残留磁化方位 現地で試料を握り拳状に整形して携帯用フラックスゲート式磁力計で磁化方位を測定。各々の流れ山について“巨大岩塊”の破碎されかけた部分から試料を数個採取し測定した磁化方位 (●; 伏角正, ○; 伏角負) とそれらの平均方位 (▲; 伏角正, △; 伏角負) を示す。

- (2) 岩屑なだれはその後発生した土石流ほど多量の水は含まない。
- (3) 岩塊は, 当初, 数 10 m-数 100 m のものもあっ

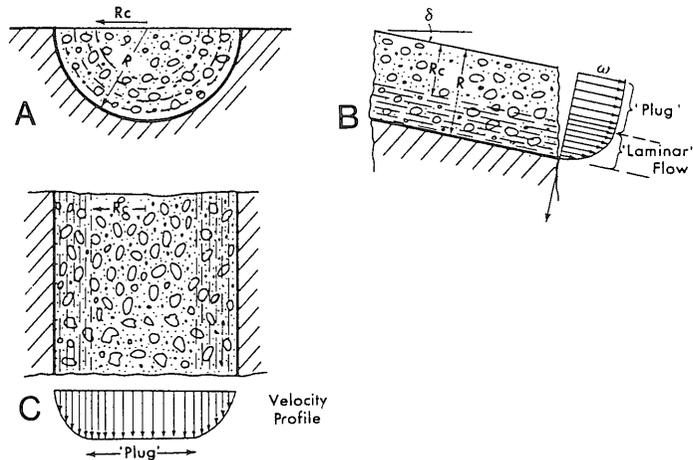
たが, 流下しつつ互いに衝突し, 破碎され, 小さくなっていた。

(4) 大きな岩塊は流走面に沿って回転しつつほぼ平行に移動した。岩塊の上下方向の回転は大きくない。

これら特徴の(1)・(2)・(3)は, 岩屑なだれに一般的であること (SIEBERT, 1984) が知られている。また, (4)の特徴は, これよりもはるかに崩壊量の大きな岩屑なだれである 葦崎岩屑流堆積物 ( $900 \times 10^7 \text{m}^3$  以上, 三村ほか, 1982) の特徴とも本質的に同じものである。

(1) の岩屑なだれ堆積物の特徴は, 堆積学の分野でいう重力流堆積物 (例えば徐・徳橋, 1984 参照) のうち, 岩屑流堆積物の特徴 (MIDDLETON and HAMPTON, 1973) と類似する。岩屑流 (debris flow) とは, 粘土から巨大岩塊まで様々な粒径の粒子が様々な割合で多量に混合した高密度, 高濃度の流れで, Bingham 流体に類似した挙動を示す (JOHNSON, 1970, Chapter 14)。岩屑流は多量の細粒子が持つ粘着力によるある有限の強度, そしてその高い密度によって生じる浮力によってそれより粗粒の碎屑物を支えつつ流動するため, 勾配の小さな斜面でも数 10km, 時にはそれ以上にわたって流動するといわれている。大きな粘性と密度を持ち, 多量の碎屑物を含む流れであるため, 乱流とはならない。

JOHNSON (1970) のモデル (第 14 図) では, rigid plug (流体にかかる剪断応力が降伏応力と等しいか,あるいはそれより小さいため, 内部での流速は均一で,したがって粒子の差異運動は少ない) が, それを取り巻く laminar flow (流路との摩擦により流路に近いほど速度が小さくなるような層流部分) に“乗って”, すなわち, laminar flow を“すべり面”として流れる。この様な流れでは, 斜面勾配が小さくなるとともに流れにかかる剪断応力が小さくなり, laminar flow は薄くなって相対的に rigid plug が厚くなり, 流れは急速に減速しはじめる。ついには, laminar flow の部分を失って (rigid plug の厚さと流れの厚さが等しくなって)



第14図 半円状のチャネルを流れ下る岩屑流 (Debris flow) の模式図 (JOHNSON, 1970に基づく)  
 A: 横断面 B: 縦断面 C: 平面 R: 岩屑流の厚さ Rc: Plugの厚さ  $\delta$ : 斜面の勾配  $\omega$ : 流速

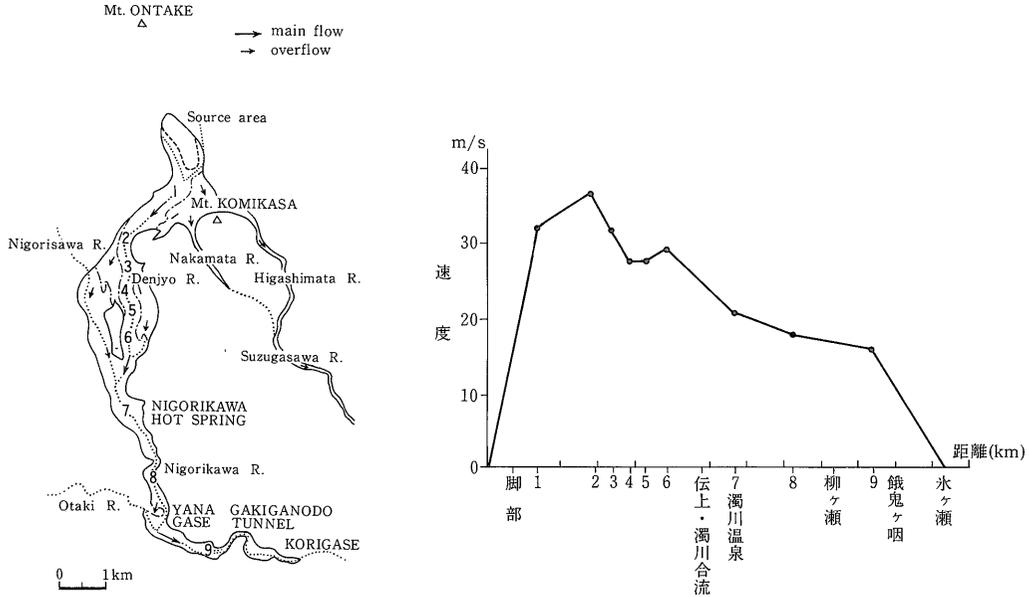
停止し, rigid plug が急激に堆積する。したがって, 堆積物は淘汰が悪く, 明瞭な級化も層理も示さないことになる。このような流れが存在することは, 実験的にも確かめられている (HAMPTON, 1975)。

岩屑なだれの中の大きな岩塊が, 流走面とほぼ平行な面内で回転しつつ平行移動していることは岩屑流の場合と同様に, 細粒岩屑に支えられかつ拘束されつつ流れたことを示唆する。岩塊が互いに衝突し, 破碎されていったのは流れが谷壁や尾根に衝突し, あるいは流路が広がり狭くなることによって, 流れの幅や厚さそして流速が変わり, 岩塊が流れのベクトルと異なった運動ベクトルを与えられたためであろう。そして, このような運動によって削剝した表土や樹木, 流路の水などを内部に巻き込み, それらと砕けつつある岩屑とが混合し, 岩屑なだれはより流動性を増していったに違いない。この推測は, 移動距離とともに摩擦係数が減少するモデルによって岩屑なだれの速度分布 (第15図) を説明できるとする大八木ほか (1987) の計算結果と調和的である。

このように1984年御嶽岩屑なだれは, 岩屑流に類似した流れであったと考えることができる。岩屑なだれの後を襲った土石流の堆積物は, この岩屑なだれ堆積物と類似した特徴を持っており, その意味では土石流も岩屑流と類似した流れであったといえよう。しかし, 平行層理あるいは斜層理が部分的に認められ, しかも水とともに細粒物が流出して生じたと思われる空隙が存在するという点では異なる。水が相対的に増え, 碎屑粒子の割合が低下すれば, 土石流は乱流すなわち混濁流となり, その中の碎屑粒子は密度と粒径が大きいものから堆積する。

鈴ヶ沢の正常級化した堆積物はこのような流れの産物であろう。

ところで, 御嶽山から流下した岩屑なだれについて, 当初, これが粉体流 (過剰間隙空気圧により内部の有効摩擦角が減少し流動する現象) であるとの説明がテレビ, 新聞等で報道された。これは, この岩屑なだれが通常の土石流と異なり, 水に飽和していなかったと思われることや, セントヘレンズ火山の爆発によって生じた岩屑なだれ (VOIGHT *et al.*, 1981) の挙動が粉体流として説明できる (高橋, 1981) とされていたことから推測されたものらしい。しかし, 粉体流を発生させるには初期条件として高い圧力の空気が大量に与えられる必要があるが, 山体の中にそのような条件があったとはいえないし, また, 岩屑なだれが底面を地面にこすりつけながら流動していることから大量の空気を取り込める状態ではなかったと想像され, この説は立ち消えとなった。仮に粉体流であったとすれば, 粉雪なだれの場合に見られるように, 圧縮された空気の一部が岩屑なだれの上方に流れつつ細粒物を吹き上げるので, 降下した細粒堆積物が流路に残されるはずである。しかし, そのような降下堆積物は確認されていないし, 事実, この岩屑なだれはあたかもみそ汁のように流れて, 土ぼこりを伴わなかったことが目撃されている (栗田ほか, 1984)。また, ホバークラフトのように底面下の圧縮された空気 (空気クッション) に乗って, 岩屑なだれが流下するというものも考えられるが, 岩屑なだれが地面をこすりながら流下していることから否定される。奥田ほか (1985) も筆者らと同様の考察から空気の役割を否定している。



第15図 岩屑なだれの流下速度推定位置(1-9)と推定速度(大八木ほか, 1987)

酒井(1985)及び諏訪ほか(1985)は、流路の水を含んだ土壌や水などを取りこんだ“殻”が岩屑なだれを包み、それが滑剤となって、なだれの本体が高速で流下したと考えた。また、芦田・江頭(1985)は、岩屑なだれの空隙中の水が高速で移動し、これによってシルトや砂礫等の細粒成分が浮遊して高濃度の流体が形成され、その浮力効果増大と空隙の増大効果により、固体摩擦が減少して岩屑を流動させると考え、それが理論的にありうることを示している。これらは“岩屑流”に類似した機構で岩屑なだれが流下したとする筆者らの考えの一面を言い当てている。最近では曾屋ほか(1987)も、堆積物の特徴から岩屑なだれが岩屑流類似の流れであると主張している。ところが最近になって佐々(1986)は、ハイドロプレーニング現象と同様の原理を提唱した。これは、岩屑なだれ通過時に、その底面下の水に富んだ河床堆積物が非排水載荷状態となり、加重の一部を水が支える形となって、岩屑なだれの摩擦抵抗が減少すると考えるものである。このモデルの特徴は、岩屑なだれ自体が固体のようなものであっても長距離を流下できることにあり、モデル計算では、岩屑なだれの移動・停止距離を説明できるという。しかし、実際の岩屑なだれは、流路の表土・樹木、河床等を削り取りながら流下しており、この抵抗が佐々のモデルでは考慮されていない点で、なお検討の余地がある。

文 献

芦田和男・江頭進治(1985) 長野県西部地震による御岳くずれの挙動, 京大防災研年報, no. 8, B-2, p. 263-281.

栗田泰夫・原山 智・遠藤秀典(1984) 1984年長野県西部地震の緊急調査報告. 地質ニュース, no. 364, p. 20-31.

土木研究所砂防研究室(1987) 岩屑流の流下機構に関する研究. 昭和59年(1984年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局 p. 117-133.

藤田至則・鈴木幸治(1984) 昭和59年長野県西部地震による地震災害—液状化による斜面崩壊—. 新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, no. 6, p. 111-116.

HAMPTON, M.A. (1975) Competence of fine-grained debris flow. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 45, p. 834-844.

HOOKER, R.L. (1967) Process on arid-region alluvial fans. *Jour. Geol.*, vol. 75, p. 438-460.

堀内照夫(1985) 土石流の流速. 信州大学自然災害研究会(編), 昭和59年長野県西部地震によ

- る災害, 信州大学, p. 121-125.
- JOHNSON, A.M. (1970) *Physical Processes in Geology*. Freeman, Cooper & Co., San Francisco, 577 p.
- 小林武彦 (1985) 長野県西部地震による崩壊と御嶽火山の地質. 昭和59年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム資料, p. 1-19.
- 国土地理院地理調査技術開発室 (1985) 1984年長野県西部地震による地形変化1~5. 国土地理院技術資料, D 1-No. 261 (大縮尺地形図など6枚).
- 熊井久雄・酒井潤一・小坂共栄・公文富士夫 (1985) 御岳崩れのみかニズム. 信州大学自然災害研究会 (編), 昭和59年長野県西部地震による災害, 信州大学, p. 48-57.
- 松田時彦・有山智雄 (1985) 1984年長野県西部地震にともなう御岳山の岩屑流堆積物—とくに“岩屑しぶき”について—. 東大地震研彙報, vol. 60, p. 281-316.
- 松本盆地研木曾谷サブ・グループ (1985) 昭和59年長野県西部地震による地盤災害と御岳山南麓の第四系 (その1). 地球科学, vol. 39, p. 89-104.
- MIDDLETON, G.V. and HAMPTON, M.A. (1973) Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: MIDDLETON, G.V. and BOUMA, A.H. (eds), *Turbidites and Deep Water Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific Section, p. 1-38.
- 三村弘二 (1985) ハが岳垂崎岩屑流. 月刊地球, vol. 73, p. 379-384.
- ・星住英夫 (1985) 岩片が打ち込まれた樹幹と1984年濁川岩屑流. 地質ニュース, no. 368. 口絵及び表紙.
- ・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垂崎岩屑流と流れ山. 地質雑, vol. 88, p. 653-663.
- 守屋以智雄 (1985) 1984年御岳南腹の大崩壊と岩屑流. 月刊地球, vol. 73, p. 369-373.
- 長岡正利 (1987) 地形条件と地形変化に関する研究—1984年御嶽くずれの地形特性と発生条件—. 昭和59年 (1984年) 長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 42-66.
- NAGAOKA, M. (1987) Geomorphological characteristics and causal factors on the Ontake Landslide caused by the Naganoken-Seibu Earthquake. *Bull. Geograph. Surv. Inst., Japan*, vol. 31, p. 72-89.
- 長野県木曾建設事務所 (1985) 昭和59年度国補河川災害復旧工事に伴う地質調査 (その2) 委託業務報告書, 76 p.
- 大八木規夫・森脇 寛・井口 隆・矢崎 忍・富永雅樹・福園輝旗 (1987) 岩屑流の発生機構に関する研究. 昭和59年 (1984年) 長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 95-116.
- 奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康二・吉岡龍馬 (1985) 1984年御岳岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察. 京大防災研年報, no. 28, B-1, p. 491-504.
- 酒井潤一 (1985) 伝上川土石流のみかニズム. 信州大学自然災害研究会 (編), 昭和59年長野県西部地震による災害, 信州大学, p. 111-114.
- 佐々恭二 (1986) 御岳土石流など不飽和土石流の流動機構について. 京大防災研年報, no. 29, B-1, p. 315-329.
- SIEBERT, L. (1984) Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* vol. 22, p. 163-197.
- 徐 垣・徳橋秀一 (1984) タービダイトの話 (5)—SEDIMENT GRAVITY FLOWとは何か. 地質ニュース, no. 359, p. 6-15.
- 曾屋龍典・中野 俊・原山 智・粟田泰夫・遠藤秀典・山崎晴雄・佃 栄吉 (1987) 岩屑流の堆積機構に関する研究. 昭和59年 (1984年) 長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 134-157.
- 諏訪 浩・奥西一夫・奥田節夫・高橋秀樹・長谷川博幸・高田 衛・高谷精二 (1985) 1984年御岳山岩屑なだれ堆積物の諸特性. 京大防災研年報, no. 28, B-1, p. 505-518.
- 高橋 保 (1981) セント・ヘレンズ火山の噴火に伴う災害現象と対応. 京大防災研年報, no. 24,

A, p. 15-34.

武尾 実・三上直也・市川政治・西出則武・津村建四郎・小宮 学(1987) 地震活動に関する研究. 昭和59年(1984年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 14-34.

VOIGHT, B., GLICKEN, H., JANDA, R.J. and DOUGLASS, P.M. (1981) Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In: P.W. LIPMAN and D.R. MULLINEAUX

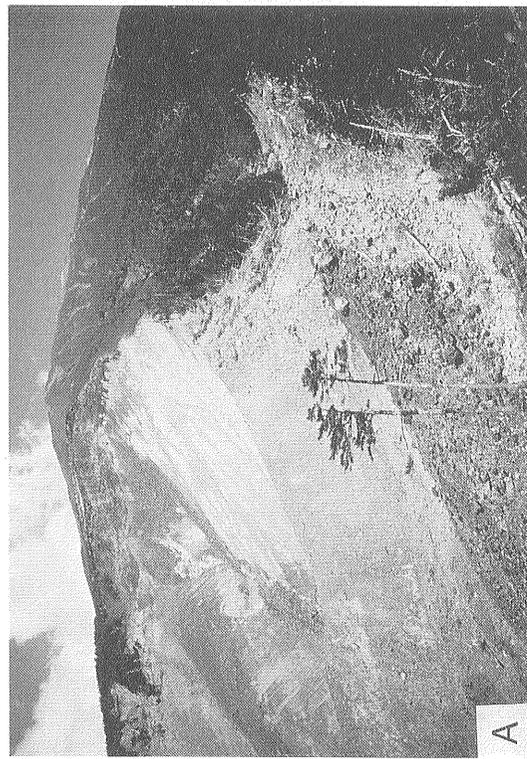
(Editors), The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1250, p. 347-378.

梁瀬秀雄・落合博貴・松浦純夫・坪山良夫・大角泰夫(1987) 斜面崩壊の発生機構に関する研究. 昭和59年(1984年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 67-94.

(受付: 1987年11月10日; 受理: 1988年4月1日)

**PLATES  
AND  
EXPLANATIONS  
(with 6 Plates)**

- 図版 I
- A: 崩壊地とそこから流下した岩屑なだれの跡（小三笠山北方地点 2 から昭和 60 年 7 月 28 日撮影）。岩屑なだれの跡には岩屑が薄く堆積している
  - B: 削剥されて溶岩が露出している谷壁とその上に薄く堆積した岩屑。岩屑堆積物の厚さは約 1-2 m（小三笠山北側の台地状尾根の間を走る谷，地点 5，昭和 60 年 7 月 28 日撮影）
  - C: 岩屑なだれが流下した伝上川谷底（地点 7 から上流部を望む，昭和 60 年 7 月 27 日撮影）。谷底は岩屑なだれによって幅 500 m，高さ 100 m 程度まで表面が削剥され，厚さ数 m の岩屑なだれ堆積物が覆った。写真は 10 ヶ月後の状態で，岩屑なだれ堆積物は河川水により大部分が削り取られ，また，写真右側伝上川左岸には復旧工事用の道路が開設中である
  - D: 流れ山が分布し，起伏に富む岩屑なだれ堆積物の表面（濁川・伝上川合流点の南東岸から下流，かつての濁川温泉方面を望む。昭和 60 年 7 月 29 日撮影）

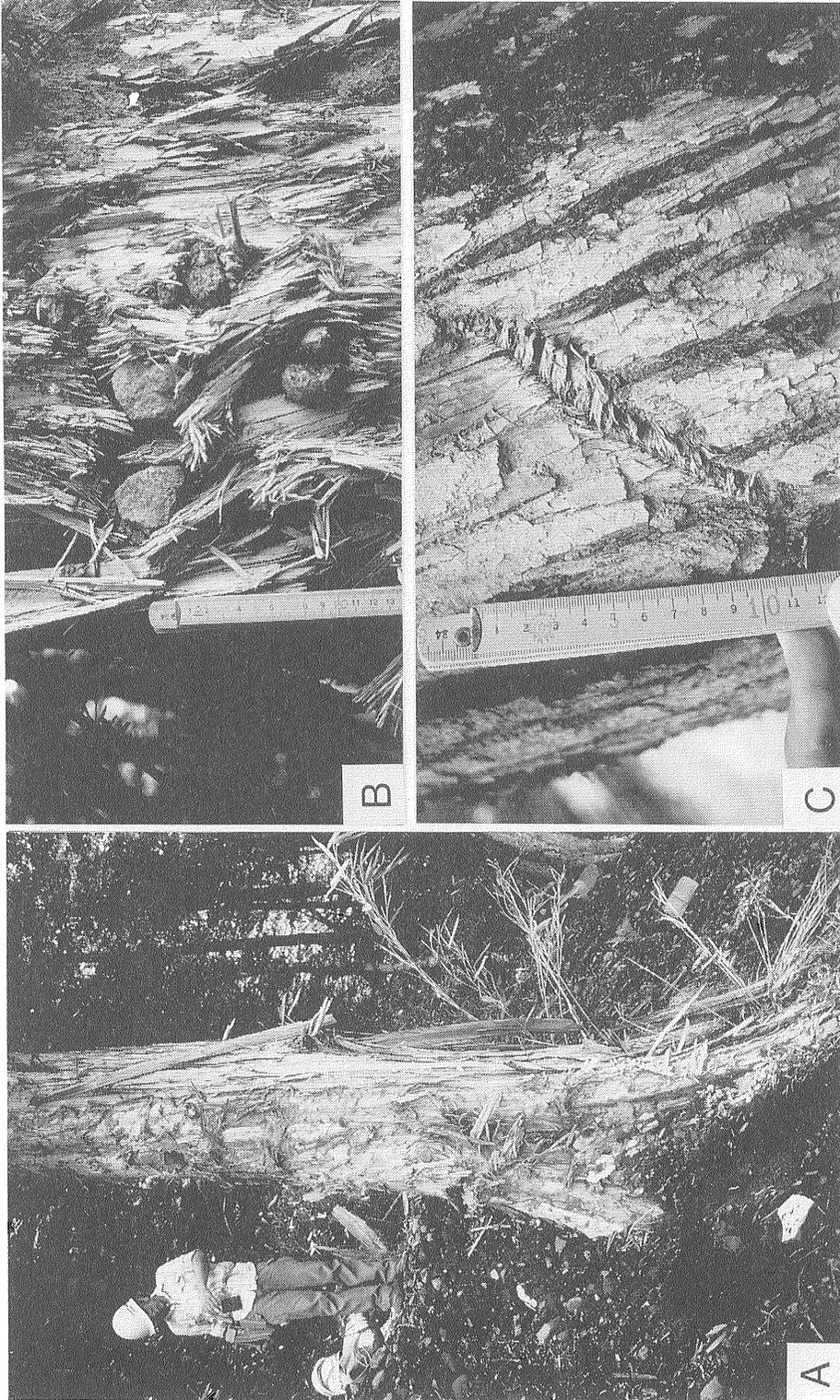


図版Ⅱ 樹木に残された岩屑なだれの傷跡（地点13，昭和60年7月25日撮影）

A：木の背面から側面にかけて岩片の打ち込みと擦痕が見られ，樹皮も剥ぎ取られている

B：打ち込まれた岩片

C：岩片による擦痕．傷のつきかたから，右上から左下へ岩片が移動したことが分かる



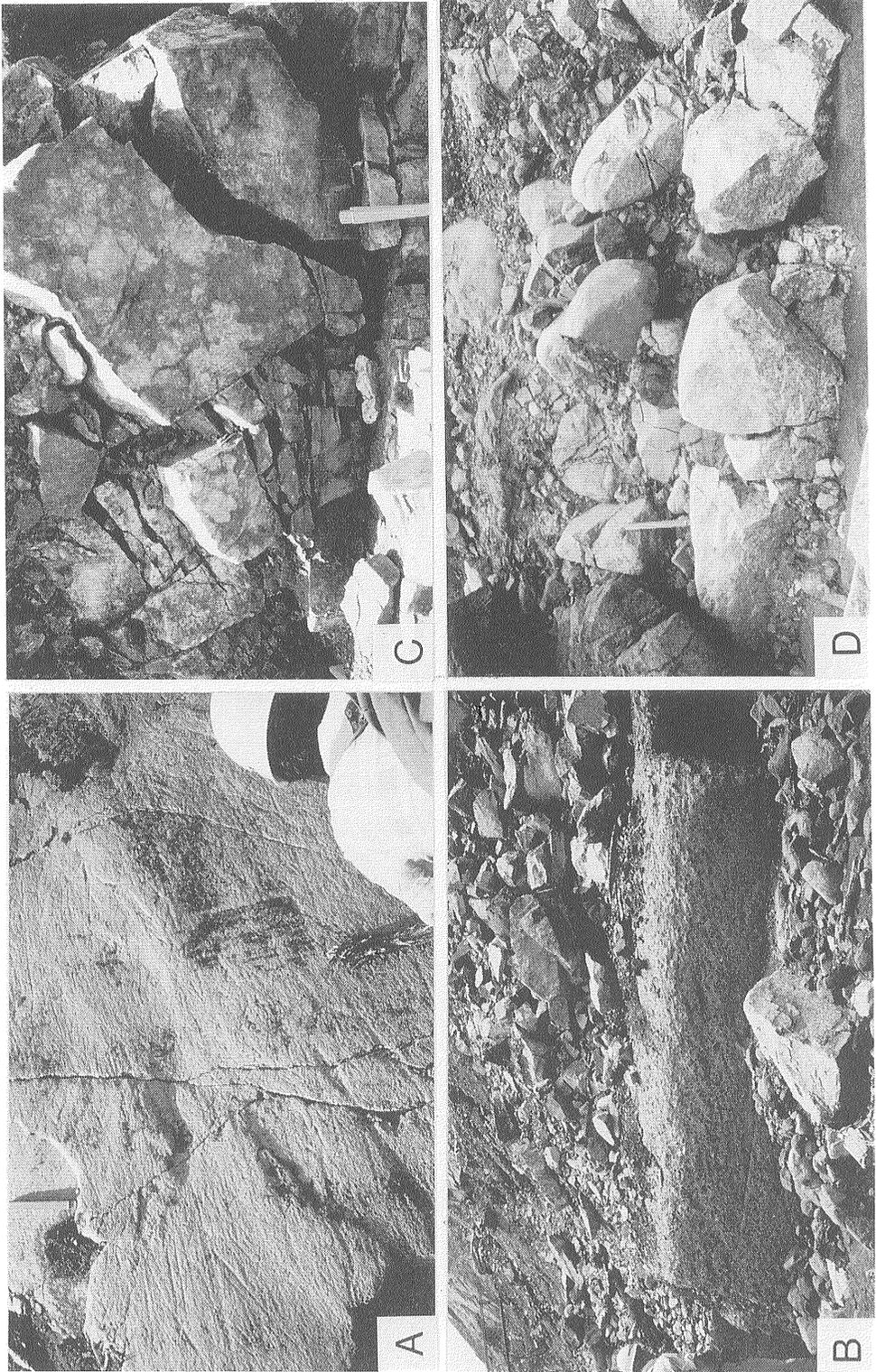
図版Ⅲ 流路の岩石・コンクリートに残された岩屑なだれの傷跡（いずれの写真でも右から左へ岩屑なだれが通過している。A・Cは昭和60年7月25日，B・Dは昭和60年7月27日撮影）

A：濃飛流紋岩に見られる擦痕（地点11）

B：堰堤のコンクリート壁面に見られる擦痕。コンクリートの角が摩耗し丸みを帯びている（地点7）

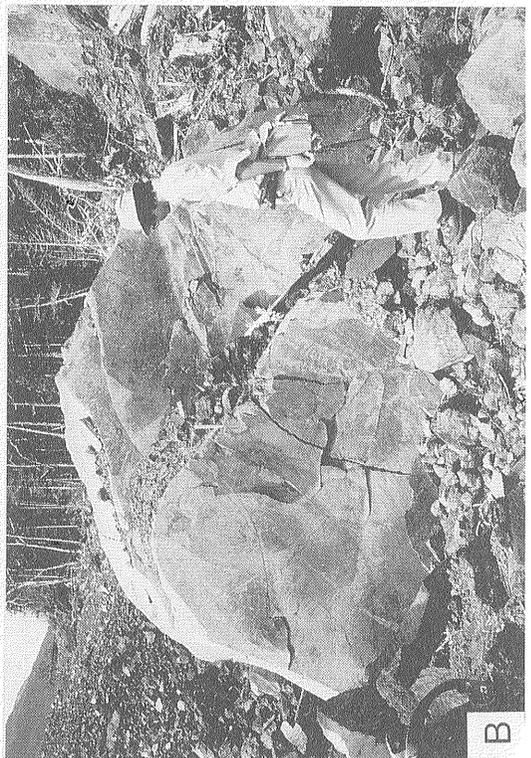
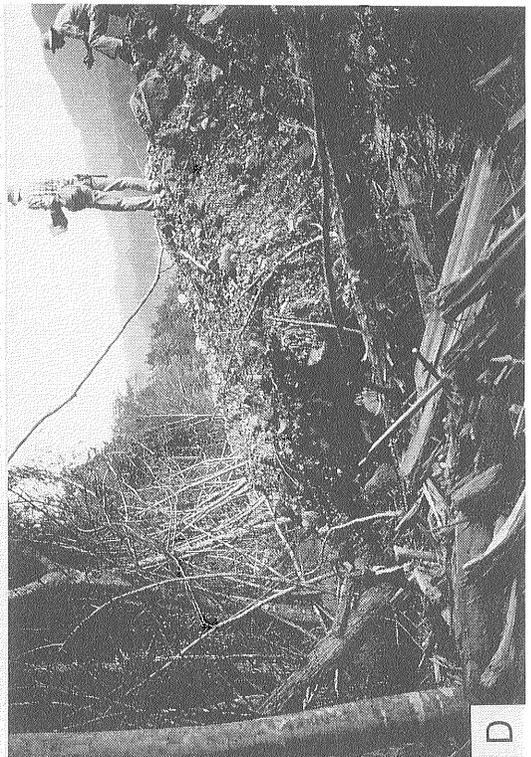
C：濃飛流紋岩類に見られるジグソー割れ目（地点12）

D：湖成礫層に見られるジグソー割れ目。スケール約20cm（地点7）

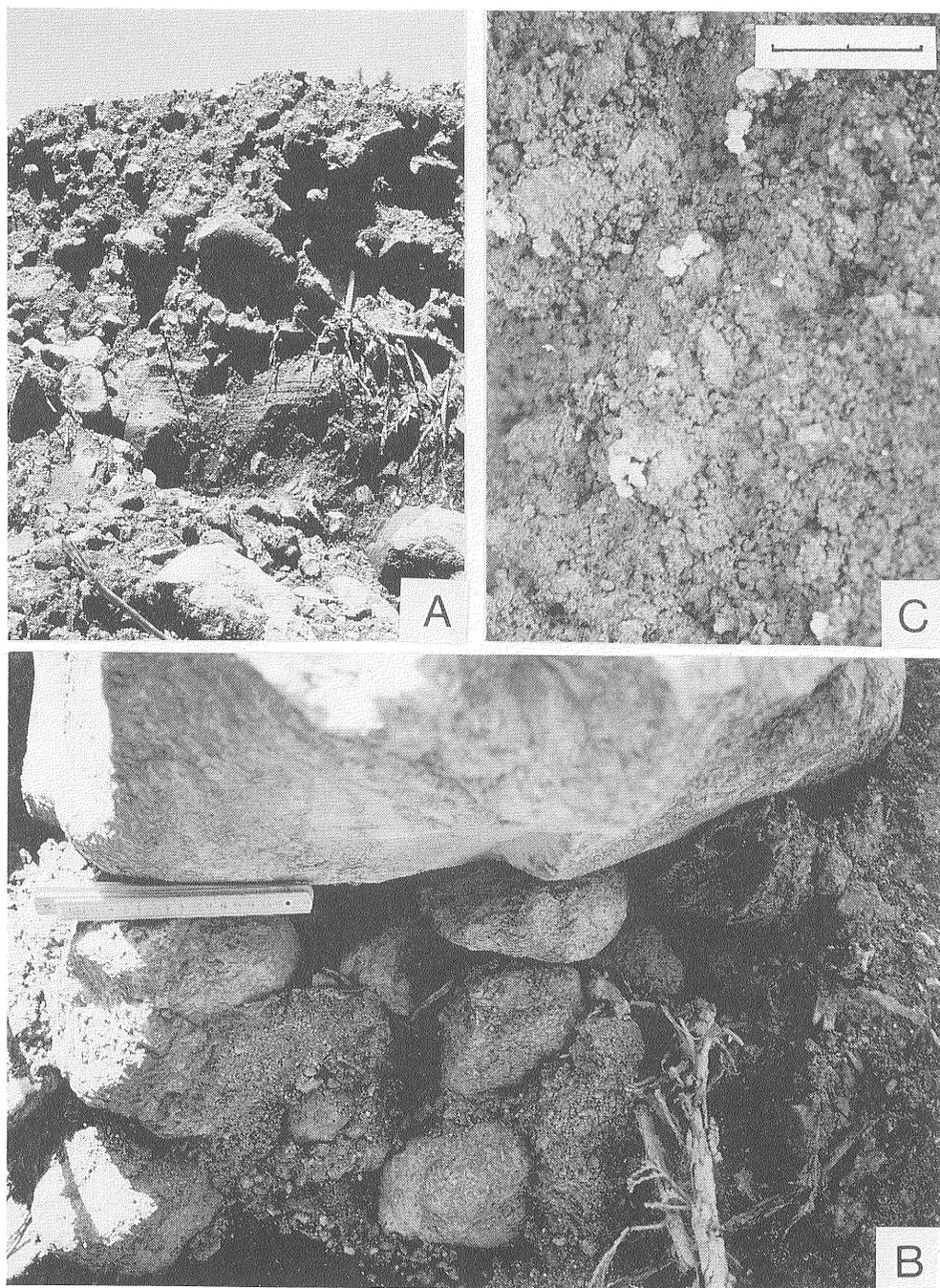


図版IV

- A: 剥ぎ取られた表土, 草木等が重なって高まりをなす流路の側端 (小三笠山北側台地状尾根, 地点 1, 昭和 60 年 7 月 28 日撮影)
- B: 小三笠山北側の台地状尾根に堆積した岩屑 (地点 2, 昭和 60 年 7 月 28 日撮影). 中央の安山岩岩塊にはジグソー割れ目が生じ, その中に土壌や安山岩細片が入り込んでいる. 岩塊の角が取れていることに注意
- C: 岩屑なだれが流下した斜面に薄く堆積した岩屑と下流側に倒れた樹木 (濁川出口付近, 地点 14, 昭和 60 年 7 月 25 日撮影). 樹木の上流側の根元にはそこで堰止められた岩屑等が覆いかぶさるように堆積している
- D: 岩屑なだれ堆積物の側端斜面 (柳ヶ瀬付近, 地点 15, 昭和 60 年 7 月 26 日撮影). 斜面の傾斜は約 20°, 側方から押し寄せた堆積物により立木が外側に倒れかかっている.



- 図版 V
- A : 土石流堆積物とその下の平行層理を示す厚さ約 30 cm の洪水堆積物. スケール約 20 cm (柳ヶ瀬付近, 地点 16, 昭和 60 年 7 月 26 日撮影)
  - B : 写真 A の土石流堆積物中の岩塊の間に見られる空隙. スケール約 20 cm
  - C : 写真 A の土石流堆積物の細粒部分に見られる多数の空隙. スケール約 2 cm



図版VI 流れ山の1例（柳ヶ瀬付近，地点17，昭和60年7月26日撮影）

A：岩屑なだれの流向（右から左方向）と平行な向きから見た流れ山。山の左半分が安山岩角礫岩からなる巨大岩塊で，その背面と側面は安山岩碎屑物・土壌・木屑等の混合物に覆われている。スケール約1 m

B：巨大岩塊の安山岩角礫岩。中央の岩塊にはジグソー割れ目が生じている。スケール約20 cm

C：破碎されかけている巨大岩塊の縁辺部。スケール約20 cm

D：巨大岩塊を覆う安山岩碎屑物・土壌・木屑等の混合物。スケール約20 cm

