

1984年御岳山岩屑なだれの流動状況の 復元と流動形態に関する考察

奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康二・吉岡龍馬

RESTORATION OF MOTION OF DEBRIS AVALANCHE AT MT. ONTAKE IN 1984 AND SOME DISCUSSIONS ON ITS MOVING STATE

By *Setsuo OKUDA, Kazuo OKUNISHI, Hiroshi SUWA,*
Koji YOKOYAMA and Ryuma YOSHIOKA

Synopsis

A great slope failure was caused by the Western Nagano Prefecture Earthquake, 1984, on a slope of Mt. Ontake, at a valley head of the Denjogawa Valley, a left tributary of the Nigorigawa River. A large amount of debris ran down along the river about ten kilometers as a debris avalanche with high speed burying ten persons and reached the main stream of the Ohtaki River and damed up it.

We investigated the serial processes of slope failure, flow and deposition of this debris mass from the field survey, analysis of topographic change and eyewitness evidences, to restore the original motion of the debris avalanche, and to reveal the physical mechanism of the rapid movement of the debris mass. From the investigation referring to some other data of similar rapid mass movements, we inferred that the bottom layer of debris mass flowed taking a state of debris flow saturated with water and that dry debris mass moved riding on this lower layer.

1. 緒 論

1984年9月14日に発生した長野県西部地震は、濁川左支、伝上川源流域の御岳山斜面に大崩壊をひき起こし、大量の土石（推定体積 $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ ）¹⁾ が岩屑なだれの形をとって川沿いに高速で流下した。その流下経路は Fig. 1 に示されるが、流動の途中で一部の岩屑塊を深岸から溢流させながら流下をつづけ、濁川を出て柳ヶ瀬で王滝川本流を横切り、これを閉塞してその上流側に堰止湖を造り、さらに氷ヶ瀬に至る間に大量の土石（推定体積 $1.9 \times 10^7 \text{ m}^3$ ）²⁾ を堆積させた。この間に当時谷沿いにいた10名の人を埋積するという惨事をもたらした。

われわれはこの崩壊の発生から、土石塊の流動・堆積までの一連の過程を追跡的に調べ、当時の現象をなるべく忠実に復元する作業を行ない、さらに他の類似の大規模な土石の流動現象と対比しながら、その流動状態の物理的解明につとめた。以下にその概要を報告する。

2. 崩壊源およびその近傍における地下水の存在と特質

御岳山斜面の大規模な崩壊の発生機構を究明し、崩壊土石の流動状態を考察するためには、崩壊前後の地下水の存在状況の推定が必要である。しかしながら崩壊源および岩屑なだれの流動域を通じて、地下水に関する直接的なデータは皆無であり、崩壊後に観察された斜面の湧水が崩壊当時の状態を復元する唯一の手が

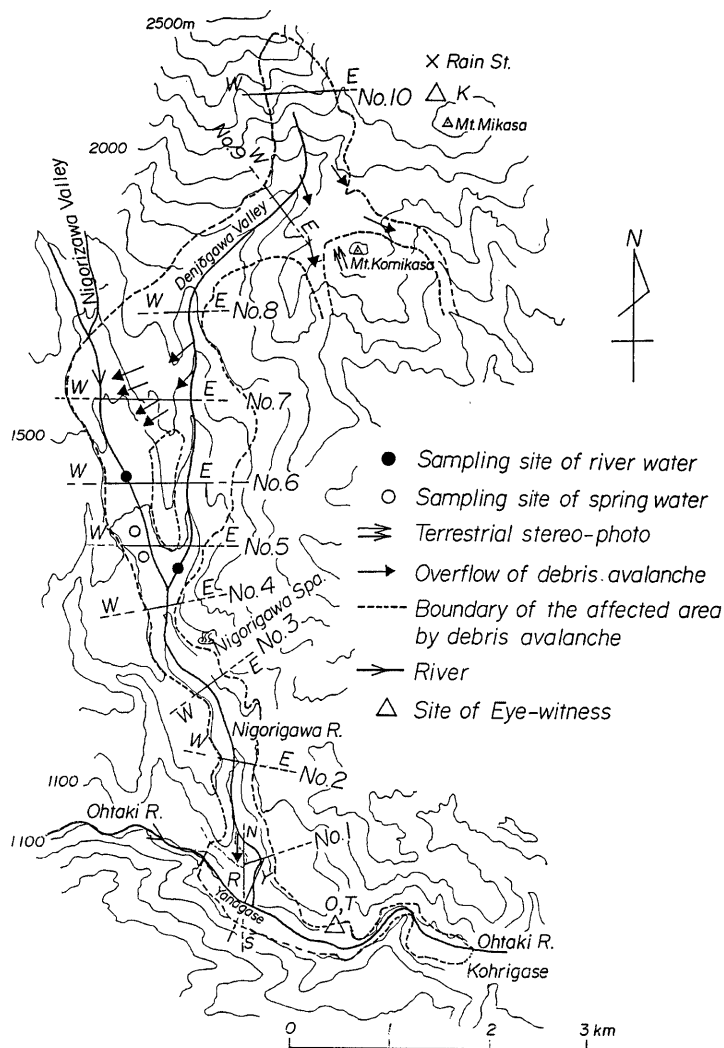


Fig. 1 The flow area of the debris avalanche on the slope of Mt. Ontake in 1984 and the locations of survey points and lines.

かりである。

崩壊源直下流の伝上川の谷壁斜面のいくつかの湧水については、崩壊前の空中写真によってもその存在は認められるが、植生被覆があるために湧水地点の確認まではできない。以前からの崩壊地 (Fig. 2 参照) に

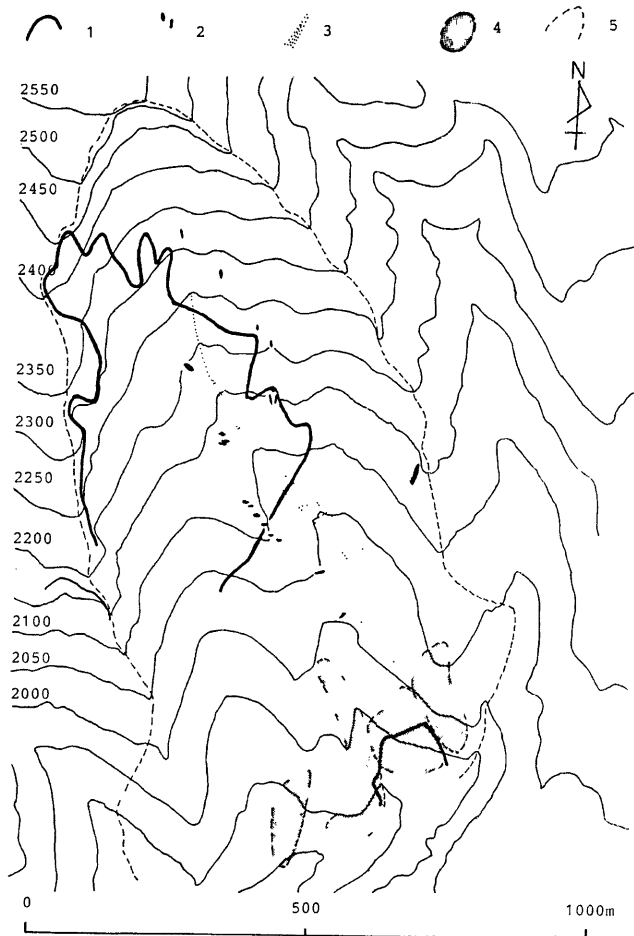


Fig. 2 Distribution of the relics of springs and rills on the failed slope; 1: Older landslide, 2: Relic of spring, 3: Course of small debris flows, 4: Rilly zone, 5: New landslide. Topographic map prepared by the Geographical Survey Institute was used as a base map.

についても、空中写真上で湧水を確認することは困難である。

崩壊後には崩壊源斜面内で繰り返し小規模な土石流が発生した痕跡が認められる (Fig. 2 参照)。これらの土石流の流動コースの両側の斜面には湧水跡と思われる穴があり、崩壊時には、すくなくともその位置以下は地下水で飽和していたものと考えられる。なお土石流通過痕跡は崩壊源内の下流域で幅 6~7m、深さ 5m 程度の断面をもって bankful に土石が流れたことを示しており、一時的に大量の水が流出したものと思わ

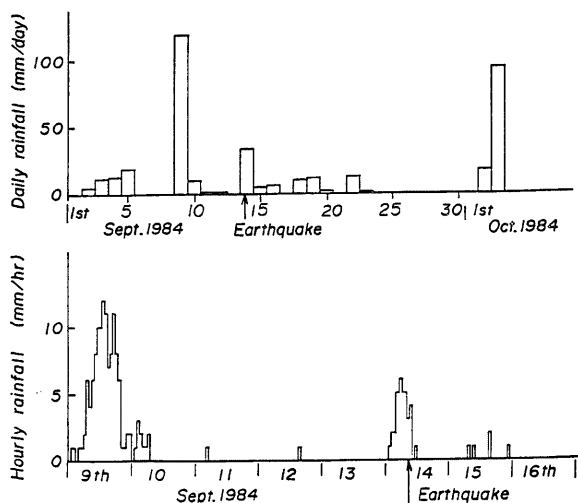


Fig. 3 Daily rainfall (top) and hourly rainfall (bottom) during a period including the debris avalanche recorded at the rain station (×) in Fig. 1.

れる。

さらにまた崩壊源下部には多数のリルが見られる (Fig. 2 参照)。このような土石流痕跡、湧水痕跡およびリル群の分布は、崩壊当日に中日本航空がヘリコプターから撮影した空中斜写真や数日後の NHK 撮影のビデオ記録でも確認されており、Fig. 3 に示されるように、崩壊後数日間はまとまった降雨がなかったことから、これらはほとんどが斜面からの湧水によるものと考えられる。なお Fig. 2 の作成は、各種の空中写真と、著者の一人である横山康二が国土地理院のスタッフと協力して撮影した地上立体写真の判読結果を利用して作成したものである。この図に示された湧水点を示唆する微地形の位置は、そのまま地下水面の高さを表わすものではないが、それらはある滑らかな曲面に沿うか、またはその下側に位置しているように見えるから、この曲面で当時の地下水面を近似的に想定しても差支えないであろう。地質学的な調査²⁾によれば、崩壊源の斜面はカルデラの中に熔岩やスコリアが堆積したもので、埋没谷に似た水理地質構造であると考えられる。このような埋没谷の底部に地下水が集中して流れ、地震に際して大崩壊を起こす素因をなしていたと考え、と Fig. 2 に示した崩壊後の地形と、湧

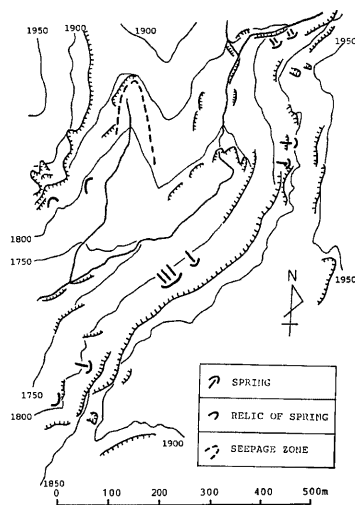


Fig. 4 Distribution of the springs and their relics on the side walls of the Denjogawa Valley just below the landslide shown in Fig. 2. Topographic map prepared by the Nagano Prefecture was used as a base map.

水、流水跡の分布がよく説明できる。なお崩壊後の谷を軸にして、湧水跡の分布は左右対称でなく東側が高いが、これは地下水が北東方向から流入し、この埋没谷に沿って伝上川に流出していたことを示唆する。

つぎに Fig. 4 に崩壊源のすぐ下流の伝上川の谷壁斜面における崩壊土石塊通過後の湧水の分布を示す。これらのうちのあるものは水流が直接に空中写真で確認できるが、一部は地形判読のみによる推定である。なお破線で示した湧水帯は溪流が崩土によって堰き止められて伏没したのち再湧出したものであり、当面の問題に関係がない。湧水はおおむね熔岩層の下面に位置しているが、これは熔岩中の割目を浸透した水がその下位の粘土質の地層に浸透できずに側方流れを生じたものと考えられる。したがってこのような地下水流は必ずしも層状ではなく、湧水点を中心にした水脈に沿ってのみ流れた可能性が高い。しかし、湧水点はだむね谷壁斜面の中ほどの高さに位置することから、岩屑なだれの流動塊にとりこまれた谷壁斜面物質の半分程度は水で飽和していたとみなしても差支えなからう。

Fig. 3 によると地震より5日前には約 120 mm の降雨が、また地震直前には約 30 mm の降雨があった。崩壊の規模と湧水点の崩壊前の地表面からの深さを考慮すると、類似の対象域の水文観測結果からみて²⁾、地下水系の時定数は1日未満とは考え難く、ここでは5日前くらいの降雨によって地下水流出が増大していた可能性が高い。この点の定量的な検討をするには水文学的観測データがあまりにも乏しいが、上述の推定は水質の点からもある程度裏付けられる。崩壊後11月2日に Fig. 1 に示す地点で河川水および湧水を採取して分析した結果では、他の水系にくらべて伝上川の水は降雨時を除いて HCO_3^- および SO_4^{2-} の濃度が高く、地層中をかなり長時間流れた地下水によって涵養されているものと考えられる。

3. 崩壊土石の流動と溪床の変動

3.1 土石流動の概況

1984年長野県西部地震によって御岳山南斜面伝上川源流域付近に発生した大崩壊は岩屑なだれ (debris avalanche) の形をとって大量の土石をその下流の谷沿いに流下させた。

Fig. 1 に示すように崩壊土石の一部は崩壊斜面直下の小三笠山の周辺に溢流したが、大部分は伝上川に沿って流下し、濁沢との合流点近くでは、さらに一部は伝上川・濁沢の分水界をのりこえて濁沢に入って堆積したが、合流点下流では濁川温泉付近にたくに大量の土石が堆積した。その流れはさらになつて、濁川出口付近ではこれを横切る方向の小丘をのりこえ、王滝川本流を横切ってこれを閉塞し、対岸の山麓におつかったのち方向を転じて本流沿いに流動をつづけ、柳ヶ瀬、水ヶ瀬間に大量の土石を堆積させた。なお崩壊源から小三笠山付近を越えて鈴ヶ沢支流の東股源流に流れ落ちた土石塊は、この谷沿いに土石流を発生させ、下流に大きな被害 (橋梁、道路の破壊など) をもたらした。

このような岩屑なだれの通過にともなう溪床・河床の変化を調べ、これにもとづいてその流動状況を復元するために、われわれは岩屑なだれ発生前後の地図の比較を試みた。すなわち変化前の地図としては、「長野営林局、王滝事業区基本図 (1963年空中写真撮影, 1965年図化, 縮尺1/5,000)」を、また変化後の地図としては、「長野県土木部木曾建設事務所、災害調査図 (1984年9月空中写真撮影, 10月図化, 縮尺1/1,000)」をとりあげ、後述のような伝上川、濁沢、濁川、王滝川本流柳ヶ瀬付近での溪床、河床の比較を行なった。ただし、二つの地図の規格、製作目的が異なり、対象測線を正確に合わせる事が困難なので、比較高度にして数メートル程度の誤差はさけられない状態であった。

3.2 溪床縦断形状の変化

上述の地図の比較によって、まず谷の縦断形状の変化を調べるために、Fig. 5 に示すような谷筋の最低線 (いわゆる Talweg) の縦断形を描いた。この図の上部には、変化前の差すなわち溪床変動高 (+は堆積、-は洗掘を意味する) が示されている。また溪岸に残された土石による擦過痕あるいは倒木域の限界によって、岩屑なだれが通過したときの兩岸の最高痕跡の高さ (以後「擦過痕高」と略称する) も図中に記入されている。

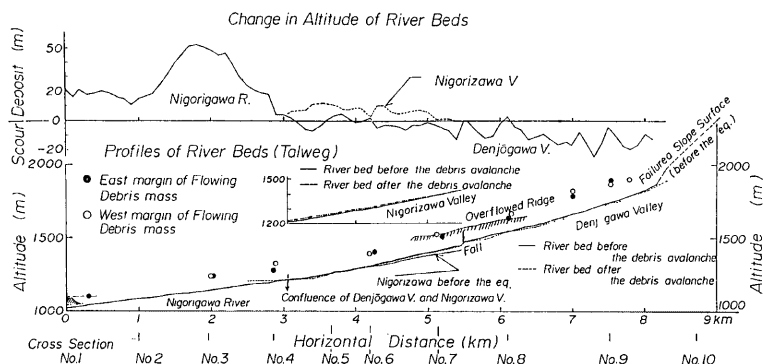


Fig. 5 Change in the longitudinal profile of the Nigorigawa River, the Nigorizawa Valley and the Denjogawa Valley due to the debris avalanche

この図にもとづいて、以下に上流から下流の順序でとくに特徴的な事象について簡単に説明する。

(1) 崩壊源から、伝上川、濁沢の合流点付近までは溪床はほとんどのところで洗掘されており、とくに Fig. 1 内の横断測線 No. 7~9 では洗掘深は 10~20 m にも達している。このような大きな洗掘が土石塊の通過する 5~6 分間くらい (4. で説明) の間に生じたことは、岩屑群が直接に溪床に接して、大きな剪断力、掃流力が作用した証拠である。実際にはある規模の土石流が通過した谷でこの程度の洗掘が生じることは珍しくない。

(2) 土石塊が伝上川から濁沢へ分水界を越えて流れている測線 No. 7, 8 の付近では分水界の高さと擦過高をくらべると、後者の方がやや高く、土石塊が高速で分水界にぶつかって (運動エネルギーを位置エネルギーに変えて) のりこえたというよりは、伝上川を流下する土石塊の上層部が側方に溢れ出した状態に近いものと考えられる。このことはこの付近での堆積状態の観察 (5. 章) からも裏づけられる。

(3) 上述の溢れ出した土石塊は、濁沢に入ってからそこにはほとんどが堆積し、測線 No. 4, 5 の範囲では 10 m に近い堆積厚を示している。また現地踏査および空中写真判読によると、合流点近傍では、伝上川を流下した流動土石塊の一部が濁沢を遡上してそこに堆積したことが流痕によって認められる。

(4) 伝上川・濁沢の谷流点、測線 No. 4 付近より下流の濁川温泉跡付近では急速な土石の堆積が進行し、とくに測線 No. 3 付近では 50 m にも達する堆積厚が認められる。またこの付近では直径数十メートルをこえる巨大なブロック状の塊をふくめて多数の流れ山 (flow mound) が集中的に停止しており、この辺りで流動が急に遅くなったことを示している。

(5) 濁川出口では測線 R に沿って大量の土石が小丘をのりこえて流れているが、ここでも上流側の擦過痕高からみて厚い流動土石塊の上部が溢れ出したものと想像される。

(6) 上述の小丘からの溢流および玉濁川本流を横切っての流動状況については次節で述べる。

3.3 溪床、河床の横断形状の変化

つぎに Fig. 1 に記した横断測線 No. 1~10 および R, Y について、そのなかから代表的な断面をえらんでその変化を示したものが Fig. 6 である。この図について上流から下流の順で特徴的な事象を説明する。

(1) 測線 No. 10 では崩壊によってもとの稜線の下に谷線が現われ、最大 150 m をこえる地面の低下によって凹凸の反転が生じている。この現象の説明には詳しい火山地質学的調査を要するが、2. 章で述べたように古い谷状の地形にあとから火山噴出物が蓄積していたことは明らかである。もとの谷状の地形は、過去

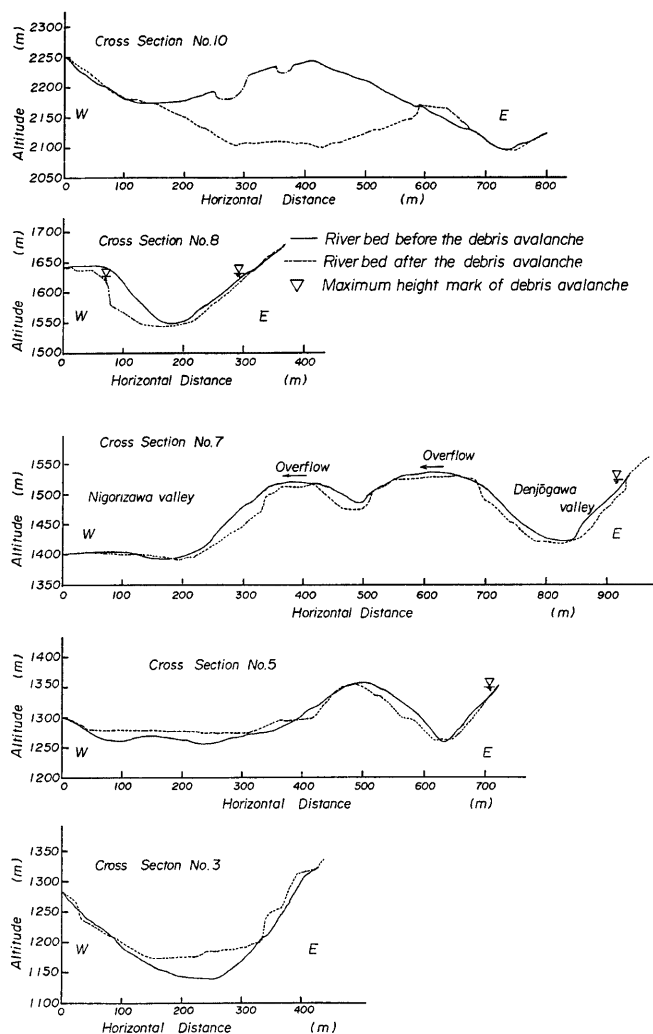


Fig. 6 Change in the cross sections of the valleys along the transversal lines in Fig. 1 due to the debris avalanche

に流域の水を集めて侵食されたものであるから、その後谷が埋没してからもその集水機構は完全に消失することはない、ひきつづいて地下集水が生じていたことは充分予想される。

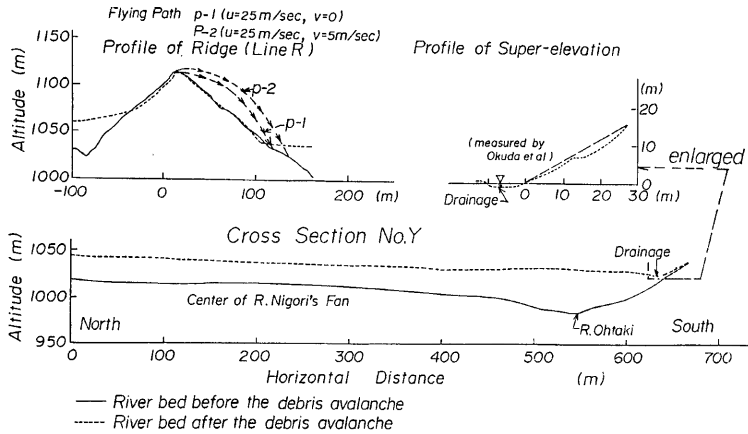


Fig. 6 (Continued)

(2) 測線 No. 8 付近では流路は大きく湾曲しており、その攻撃斜面側の西岸は強く侵食され、そこではV字谷断面からU字谷断面への変化傾向が認められる。

(3) 測線 No. 7 付近の伝上川から濁沢への土石の溢流が生じたところでは、伝上川両岸が侵食され、分水丘および濁沢東岸も侵食されているが、濁沢溪床には溢流土石および侵食土石が堆積している。

(4) 測線 No. 5 の伝上川と濁沢の合流点付近では、伝上川は西岸が強く侵食され、濁沢はそこより上流で伝上川から溢流してきた土石が 10 m に近い厚さで堆積した。

(5) 測線 No. 3 では厚さ 40 m をこえる堆積が溪床に生じているが、溪岸上部にも小規模な堆積が認められ、この付近では、流動速度が落ちていたものと考えられる。

(6) 測線 R は谷の出口を遮断する方向の小丘を横断した測線であり、この線ぞい方向に土石塊が溢流したが、上流側斜面はやや侵食され、下流側斜面はほとんど変化がない。この断面においては、7. 章で述べる air cushion の仮説を検討するために、土石塊の空中飛翔 (launching) による空気のとじこめ体積の見積りをこころみた。すなわち土石塊の丘頂をこえるときの流速の水平成分を 25 m/s (その根拠は次章)、鉛直成分を 0 または 5 m/s として空気抵抗を無視して土石塊の飛跡 (flying path) P-1 および P-2 を描き、これと下流側斜面との間にとじこめられた (trapped) 空気の体積を計算し、それぞれ 5×10^5 または、 $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ の値を得た。ただし溢流の幅としてはこの小丘の長さ約 400 m をそのまま用い、側方への空気の離脱はなかったものとした。ここでこの空気塊が、バルク比重 2、厚み 20 m 程度の土石塊を支持するためには約 4 気圧を要し、体積にして $\frac{1}{4}$ に圧縮されねばならない。そうするとこの空気塊の体積はここを通過した土石の体積 ($1.9 \times 10^7 \text{ m}^3$) の 1~2 パーセント程度になり、Shreve, R. L., (1968)³⁾ が Blackhawk の岩屑なだれを air cushion による流動機構で説明した例での空気の割合、ほぼ 10 パーセントより一桁小さい。またもし大量に空気を下層にとりこんだとなると、本質的に不安定な運動となって気泡が諸所でぬけ上がって表面に凹凸が生じるが、この下流主滝川本流を横切る付近でそのような堆積表層の凹凸はなく、土石塊がこの小丘をこえるときに大量の空気を下層にとりこんで air cushion として低摩擦で流動したとは考えられない。土石塊がもっと高速で流動したと思われる伝上大滝 (測線 No. 7 と 8 の間) でも急崖をジャンプするとして同様の計算をこころみたがその結果はさらに一桁以上小さく、launching による air cushion の発生は困難と考えられる。

(7) 測線 Y は濁川の谷口から王滝川本流を横切って対岸の山麓に到達する方向であるが、この線沿いでは土石の堆積厚は 20~40 m でその表面はきわめて平坦である。

なお現地踏査および空中写真判読によると、濁川の谷の出口から 200~300 m の範囲で、もとの濁川扇状地と思われる場所の表面では、岩屑なだれの土石の堆積したあとから数次にわたって流出したと思われる土石流の堆積物が集中的に分布していた (5. に関連)。

さらに断面図に拡大図示した対岸山麓への土石の乗り上げ高 (super-elevation) は約 15 m でこれから土石塊の接近速度を求めると 17 m/s となり、次章での推定値とあまり矛盾はない。この土石の乗り上げ部で簡単な斜面の掘削を行ない表層の堆積構造を調べたが、ここでは含水比のかかなり異なる土塊が複雑に入り混って堆積していた。またそのすぐ上側周辺の樹木について泥しぶきの付着状態を調べたが、その状況もまちまちであった。

4. 地元証言にもとづく土石塊の流動速度の推定

3.1 で述べた土石塊の流動がどのようなスピードで起こったかを知ることは、流動形態を考慮し、今後の防災対策を検討するために必要である。

流動速度の推定法の一つは、流動の途中で障害物に乗上げた高さ (いわゆる super-elevation) dh から速度 v を $v = \sqrt{2gdh}$ (g は重力加速度) で計算するものであるが、前節で述べたように、濁川の途中あるいは谷出口での小丘の乗り越えは、大きな厚みをもった流動塊上部が溢れ出した状態であり、上式の適用は妥当でない。ただし王滝川南岸山麓での土石の乗り上げは周辺の状況からみて単純な super-elevation であり、上式を用いて前章の値 17 m/s を得た。

そこで別の流動速度の推定法として、地元で今回の岩屑なだれに身近に接した人々の証言にもとづいて、当時の状況を復元し、土石塊の始動と特定地点の通過の時刻から、その間の平均速度を見積ることを試みた。われわれは地元の聞きこみと新聞記事を参考にして、下記の三名の方に直接に面会して話を伺い、信頼度の高い情報を得ることができた。

(1) 崩壊発生時刻の推定

京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所の観測記録から推定された発震時刻は1984年9月14日8時48分50秒であり、震源地から崩壊地までの距離約 6 km、地表近くでの波動伝播速度を 6 km/s とすると、崩壊地の震動開始は発震より 1 秒後となる。このときに崩壊地の近くの田ノ原 (Fig. 1 △K 地点) にいた皆戸 勉氏の証言「地震のゆれ始めと同時に百雷が一時にとどろくような大音響が聞こえた。外を見たが霧のため崩壊状況は目撃できなかった」によって、震動と崩壊はほとんど同時に発生したものと思われる。地震記録によると強震は約20秒つづいていたが、崩壊地では震動後9秒たって、8時49分00秒に大規模な土石塊が流動し始めたものと想定する。

(2) 土石塊の柳ヶ瀬到着時刻の推定

地震発生当時に餓鬼ヶ岡トンネルより西側約 100 m の道路上で (Fig. 1 △O.T. 地点)、地面の震動のために自動車を停止させ、その後濁川出口方向からの異常な轟音を耳にしてから北側の小山に走り登って避難した大目義弘氏および田中亮治氏からつぎのような証言を得た。

大目氏証言 「8時54分45秒 (あとで時計誤差の修正を加えた時刻) にはまだ異常な音は聞こえていなかった。」

田中氏証言「NHK 第一放送の地震情報で“甲府”の言葉を耳にした途端に大音響が聞こえてきた。」

そこでわれわれは NHK より当時の放送の録音テープを送ってもらい、両者の証言にもとづいて、8時54分45秒以後に“甲府”の語がアナウンスされた時刻を調べて、8時55分10秒、19秒および33秒の3回くり返されたことを確かめたが、そのうちのどれかは特定できなかった。

また大音響が濁川の谷出口の方から聞えて来たときの土石塊先頭の位置は、直接に目撃されていないので確定できないが、音を聴取した位置とその付近の山の地形からみて、土石塊が濁川出口で小丘を乗り越えて、大体 Fig. 1 の測線 Y に沿って王滝川対岸山麓に到着する間に発した音が聞こえたものと考えられる。すると、その付近から聴取位置まで約 1000 m はなれていて、音波伝播速度を 340 m/s とすると音波伝播に 3 秒かかるから、上述の放送時刻から 3 秒前の 8 時55分07秒から30秒までの間に土石塊は柳ヶ瀬濁川谷出口付近に到着したことになる。

(3) 流動速度の推定

(1), (2)により土石塊が崩壊源から柳ヶ瀬濁川出口に到達するまでの流走時間 T は、ある幅をもって、

最長見積時間 $T_{\max}=390 \text{ sec}$

最短見積時間 $T_{\min}=367 \text{ sec}$

の間にあったものと考えられる。

つぎに流走距離 L については、土石塊はある長さをもって流れ、しかもその柳ヶ瀬到着時刻と先頭位置の関係も前述のように不確かなもので、 L に関してもつぎのような幅をもって見積らざるを得ない。

最長見積距離 $L_{\max}=9,650 \text{ m}$

(崩壊源上端～王滝川南岸山麓)

最短見積距離 $L_{\min}=7,700 \text{ m}$

(崩壊源下端～濁川の谷出口)

したがって崩壊源から柳ヶ瀬までの間の土石塊の平均流下速度 V は、つぎのような二つの値の間にあるものと考えざるを得ない。

最大推定速度 $V_{\max}=L_{\max}/T_{\min}=26.3 \text{ m/s}$

最小〃〃〃〃 $V_{\min}=L_{\min}/T_{\max}=19.7 \text{ m/s}$

この推定に対して大音響の聞こえ始めたときの土石塊先頭の位置が濁川出口よりも上流であったとすれば、速度はもっと小さかったとすることはできる。しかしこれと反対に速度を大きく見積ることは、大目・田中両氏の避難のゆとりをなくすることになるので、上述の値より10%も大きくとることはできない。

なおこの見積り速度は土石塊が崩壊源から出発して、柳ヶ瀬に到着するまでの時間的平均値であり、実際に運動学的にみると、上流急勾配域での加速と下流緩勾配域での減速の過程が連なっており、さらに堆積状況からみても伝上川・濁沢の合流点より下流で急激に減速したものと考えられるので、流下の途中でかなり大幅な速度の変化をとまっていたことは明らかである。

5. 堆積状況にもとづく流動形態の推定

伝上川、濁川を流下した岩屑などにはその途中でさまざまな状況で土石を堆積しており、その堆積状況や堆積物の分析からある程度土石の流動形態を推定することが可能である。その作業としてわれわれは空中写真の判読と堆積土砂の採取、分析を行なったが、その内容は本報別論文⁹⁾にまとめているので本節では主要成果についてのみ述べることにする。

まず空中写真の判読によって、堆積域地表の色調、きめの細かさ、縞、しわ、流水、直径 1 m 以上の石礫、流れ山 (flow mound)、水溜り状態を識別し、また地上踏査によって、表層堆積物の厚みと含水状態を調べ、これらを組合わせて堆積域を 7 種類に分類して地図上でゾーニングを行なった。上述の要素のなかでとくに縞としわおよび流木は堆積状況を区分するのに重要なものであることが分った。

つぎに採取した土砂サンプルの含水状態、木屑の有無、色、密度 (粒子とバルク)、粒度分布などを調べた上で堆積物を 6 種類に区分した。

このような調査によって、乾いた堆積物ほど木屑をふくまず、また礫質の傾向が強いことが認められた。

以上のような堆積域のゾーニング、堆積物の分類の結果を総合して、岩屑などれの流動土石塊を 4 種類に

分けて、それぞれについての流動状況の説明を試みた。すなわち最上層はかなり乾いた状態で塊状のブロックと細粒の破碎岩屑の混合物であり、その下にはほぼ同種の岩屑であるがかなり含水量の高い（ただし不飽和）層があり、さらにその下の最下層は崩壊源域の破碎岩屑と、渓床・溪岸から侵食によってとりこまれた岩屑、土壌とが混合し、水で飽和された状態にあり、この層が流動層に相当する。なおこのほかに、土石塊の主部を後から追尾する形で、さらに高含水状態の土石流、泥流として続いた土石塊を想定する。

とくに表層に近い乾いた状態の岩屑群の一部は、3.章で述べた溢流形態をとって伝上川の兩岸の台地状のところや濁沢のなかに運ばれてそこに堆積している。その結果、岩屑なだれの主体は下流に流下するにつれて、乾いた層の部分はだんだん少なくなり、ついには水の不飽和な大小の崩壊ブロックと、下層の水で飽和した岩屑群とが混合した中間層が大部分を占めるような状態に転化してきたことが、堆積物の分布状態から推定される。

しかしながら数メートルから数十メートルの厚みをもった堆積層について、表層の観察のみでその内部構造や流動状況を推定することはきわめて困難であり、将来流水侵食によって露出する断面の観察や、ボーリングによる採取試料の分析にもとづいたより定量的な考察が必要である。

6. 類似の流動現象との比較

上述のように御岳山で今回発生した岩屑なだれの流動状況については、直接の情報はきわめて少なく、その実態を正確に把握することは難しい。そこでこの岩屑なだれと対比できるような類似の流動現象につい

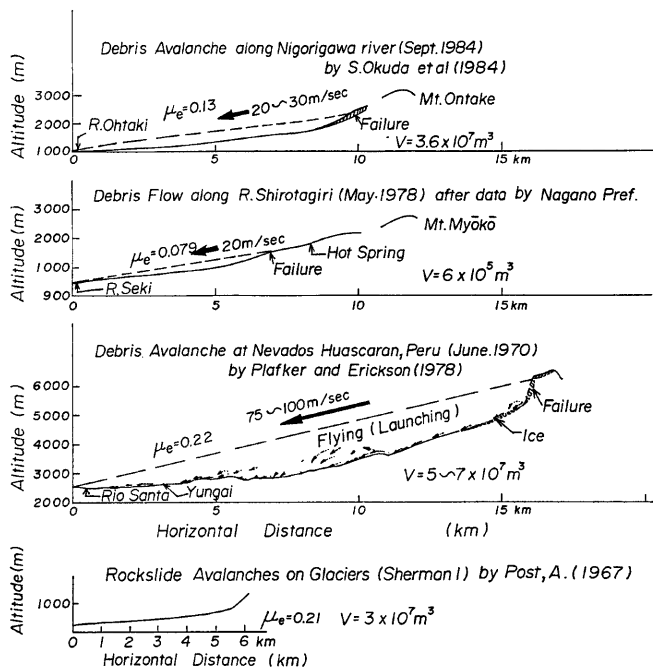


Fig. 7 Comparison of a few examples of rapid mass movements

て、科学的データのあつた調査、研究の報告例を集めて、その特徴を相互に比較することも現段階では必要な研究手法の一つと考えられる。このような観点から、とくに土石塊の流動の機構を考察することを中心にして Fig. 7 に示すような土石塊の流動現象例を集め、流動経路の縦断形状の概略、平均流速（矢印の傍の数値）、崩壊土石量（体積 V ）および等価摩擦係数（ μ_e ）を統一的に記入した。

まず御岳岩屑なだれと妙高土石流とをくらべると、後者は崩壊土石量が前者の1/60程度で非常に小さいのに、流速の方はやや小さい程度である。一般に崩壊土石量が大きいかほど高速で遠方まで流れやすいことは、理論的にも経験的にもよく知られているから、この二つの流動機構について大差はなく、ともに飽和した土石流的な流動層の存在を考えても不合理はない。

つぎにペルーの Nevados Huascarán の岩屑なだれは、岩屑土石量は御岳の例に近いのに、きわめて高い速度が出現しており、今回の御岳の流動についてもこれとくらべて高速出現の理由として流動土石塊の底に air cushion が存在し、低摩擦の運動が生じたとする説も唱えられた。

しかしこの例に関する Plafker, G. および Erickson G. E. (1978) による報告⁷⁾ では、局部的な air cushion の可能性は認めているが、高速出現の理由としては土石塊が崩壊直後に比高差 1000 m 近くもある急崖を滑落し、その下の溪床にあつた氷を大量に溶かして水をふくんで流れやすくなったことがとり上げられている。このことは流動土砂の含水比による流動特性の変化を実験的に調べることによって裏書きされており、また土石が大量に堆積した Yungai 付近の堆積物の湿潤状態からも裏書きされている。なおこの流動の等価摩擦係数は $\mu_e = 0.22$ であり、御岳での値 $\mu_e = 0.13$ にくらべてはるかに高く、仮に air cushion があつたとしても、高速出現の理由はそれによる摩擦減少ではなく、大きな比高をもつた急崖での滑落によるものと考えられる。

つぎに最下図に示した Sherman 氷河上の土石流動は、御岳と同オーダーの崩壊土石量であり、Shreve, R. L. (1968)⁸⁾ はこの流動機構を air cushion によるものとしている。しかし $\mu_e = 0.21$ で摩擦は大きく、流動距離も短い（流速は不明）。この例からも air cushion の存在を低摩擦の説明に用いることはできない。

以上類似の土石塊の流動現象の比較によって、御岳の岩屑なだれにおける流動機構は、底層の土石流的な流動によるものとして全く不合理はなく、とくに air cushion の存在を仮定する必要はない。

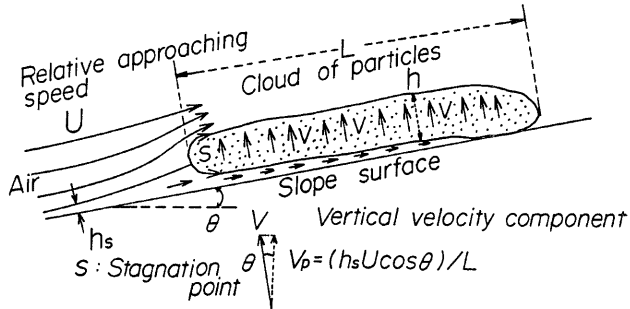
7. 流動形態に対する総合的考察

われわれは2.において崩壊土石塊の下層にはかなりの水が含まれていたことを指摘し、3.2において伝上川の溪床の洗掘状態から水で飽和した土石流的な流動層の存在を推定し、また5.において堆積状態の観察から下層に水で飽和した土石流的な流れがあり、その上に乾いた岩屑群が載って流れるモデルを想定した。これに対する別の考え方として、乾いた岩屑粒子の流れを想定する「粉体流」、あるいは低摩擦、高速流をもたらし底層の「air cushion」があげられる。

このなかで乾いた岩屑粒子の集団が大量に流下したことは、われわれの堆積状態の観察結果とも一致しているが、その流動機構について水が全く寄与しなかったとするならば流動土石塊の底層に水に飽和した土石流的な流動層が存在するというわれわれの考え方と矛盾する。

乾いた岩屑粒子群が湿った土石流的流動層の上に載って流下するというモデルと、乾いた岩屑粒子群のみが流下するモデルとは流動機構に関しては非常に異なっている。もちろん物理的には水がなくても、空気をふくんだ粉体流としての流下は Bagnold による dispersive stress¹⁰⁾ の考え方では説明はできるが、単に運動学的な問題ではなく、当時の土石流動塊のなかの含水状態、上流溪床の洗掘状態、下流での堆積状態との整合的な説明が必要である。

つぎに粉体流とした場合の低摩擦、高流速出現の理由として、底層の air cushion の存在を必要とするかどうかの問題であるが、これについてはすでに6.においてわれわれはその必要性を否定している。乾いた岩

Fig. 8 Model of bulk self-fluidization after Allen (1984)¹¹⁾

屑粒子群のなかに空気が存在するという事実と、その粒子群が空気に支えられて流動するという事実は物理的に全く別なことであり、air cushion 説をとるためには、その提案者の Shreve R. L. (1968)⁹⁾ が述べているように必要な空気のとりこみの機構が説明されねばならない。その一つの説明は土石塊の空中飛翔 (launching) によるものであるが、これについては3.3で述べたように、御岳の岩屑なだれではその流路の縦断形状および流速からみて、部分的な飛翔はあってもそれによる空気とりこみ量は流動土石量にくらべてきわめて小さく、流動塊の支持を説明することはできない。

もう一つの別の空気のとりこみを可能にする機構は、Allen J. R. L. による bulk self-fluidization¹¹⁾ である。そのモデルは Fig. 8 に示すように、固体粒子群よりなる雲状の集塊が斜面沿いに流下する際に、ある流体力学的条件のもとで薄い流体層を雲塊と斜面の間にはさみこんで定常的に流下をつづける状態を想定する。このとき粒子雲の上流端が斜面に接触して流体の出口をふさいでいると、流体は粒子雲のなかを上昇流として通過するが、この上昇流の鉛直成分がある大きさをこえると、雲粒子を支持し得ると考える。

具体的には粒子雲の斜面沿いに流速 U ととりこみ流体層の厚み h_s および斜面の傾斜角 θ とから鉛直上昇速度成分 V_p を求め、これを粉体工学の知識から知られている固体粒子群の支持に必要な速度と比較することによってこの粒子雲が自動的に支持されるかどうかを判断するものである。このモデルは海底における乱泥流 (turbidity current) の維持の可能性検討のために導かれたきわめて粗い近似的なものであるが、物理的には空中での岩屑粒子雲に適用しても差支えはない。そこで御岳での例として、 $U=30$ m/s, $L=3000$ m, $h_s=2$ m (実験的に雲高の2%程度), $\theta=8^\circ$ (伝上川上流溪床) の数値を用いると $V_p=2$ cm/s となり、この鉛直流速で支持できる固体粒子 (比重2.6) は直径数十ミクロンのシルトより小さい粒子に限られることになる。実際の堆積物の粒度分析の結果⁶⁾ では、ほとんどの粒子は直径74ミクロン以上のものであり、この流動条件では支持できない。また仮に混合粒子のなかからとくに小さい粒子が選択的に空中に支持されたとすると、流動土石流の直上は、粉塵雲でおおわれるはずであるが、目撃者の証言ではそのような現象は認められていない。

以上の考察によってわれわれは、乾いた岩屑粒子群がかなり大量に流下している事実は認めているが、その流動機構としては、流動塊下層の水で飽和した土石流的な流動層の存在を想定しており、air cushion の存在についてはその必要性も存在の証拠も認めていない。

しかしながら、われわれのモデルとしている表層の乾いた層と下層の水で飽和した層との重なり、上下混合の状態と、その流下にとまらぬ変遷については未解明の点が多く、今後堆積層の立体的構造調査をふくめて研究をつづける必要がある。

謝 辞

本研究の実施に際しては、多くの方々より格別の御援助をいただいた。ここに列記して謝意を表する。

王滝村の佐口守登氏には、被災直後の困難な状況のもとで調査員の宿泊、地元情報の収集に特別なお世話をいただいた。また皆戸 勉、大目義弘および田中亮治の諸氏には、岩屑なだれの発生、流動状況に関する貴重な証言を聞かせていただいた。NHK 産業科学部および中部日本放送テレビニュース部からは多くの取材資料や放送資料を提供していただいた。また建設省国土地理院、長野地方気象台、長野営林局ならびに長野県土木部木曽建設事務所からは、災害前後の調査資料を送付していただいた。富山大学の小林武彦氏には、現地調査の際に案内していただくとともに、堆積物分布について御教示をいただき、大阪市立大学の平野昌繁、大阪教育大学の石井孝行、大阪工業大学の藤田 崇の諸氏には、現地調査に同行して御協力をいただいた上に、本報告作成に際して多くの御助言をいただいた。なお本研究の一部は文部省昭和59年度科学研究費補助金自然災害特別研究(1)「1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査」(代表者飯田汲事 課題番号59020202)の援助によって行なわれたものである。

参 考 文 献

- 1) 長岡正利：長野県西部地震による災害状況，測量，Vol. 34, 1984, pp. 22-26.
- 2) 小林武彦・大森江い・大森貞子：御岳火山噴出物の化学的性質，地質調査所月報，26 No. 10, 1975, pp. 497-513 (+図版1)。
- 3) 奥西一夫・中川 鮮：高知県繁藤地区の大規模崩壊，(その2)，京大防災研年報，20 B-1, 1977. pp. 223-236.
- 4) 奥田節夫他：崩壊土石の流動状況と流動形態に関する考察，文部省昭和59年度科研費，1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査(代表者 飯田汲事，No. 59020202) 報告書，1985年3月，pp. 187-198.
- 5) Shreve, R.L.: The Blackhawk Landslide, Geol. Soc. Amer., Special Paper, No. 108, 1968, pp. 1-47.
- 6) 諏訪 浩他：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, 1985, pp. 505-518.
- 7) Plafker, G. and Erickson, G.E.: Nevados Huascarán Avalanche, Peru, in "Rockslides and Avalanches, 1" edited by Voight, B., Elsevier, Chapt. 8, 1978, pp. 278-314.
- 8) Shreve, R.L.: Sherman Landslide, Alaska, Science, Vol. 6, 154, 1966, pp. 1639-1643.
- 9) Post, A.: Effect of the March 1964 Alaska earthquake on glaciers, U.S.G.S. Prof. Paper, 544-D, 1964, pp. 1-39.
- 10) Bagnold, R.A.: Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear, Proc. Roy. Soc. London, A255, 1954, pp. 49-63.
- 11) Allen, J.R.L.: Bulk self-fluidization, in "Sedimentary Structures: Their character and physical basis" Elsevier, 1984, pp. 315-317.