

長野県西部地震による御岳くずれの挙動

芦田和男・江頭進治

THE BEHAVIOUR OF THE LAND SLIDE AT MT. ONTAKE DUE TO EARTHQUAKE IN WESTERN NAGANO

By *Kazuo* ASHIDA and *Shinji* EGASHIRA

Synopsis

The earthquake with magnitude 6.8, occurred at the southern side of Mt. Ontake on September 14th, 1984. A catastrophic land slide, named Ontake Land Slide, its rock fall volume $3.6 \times 10^7 \text{m}^3$, was caused by the earthquake. The large amount of sediment ran down from mountain slope region 1900m to 2500m in altitude through Denjō river and Nigori river into Ohtaki river. Simultaneously, its running out process brought about sediment disasters of various kinds.

The present study will discuss the motion of a large amount of sediment. At first, discussions are made on sediment erosion, transportation and deposition in the running out process of the soil block, and then the authors' opinion is presented for the dynamics of its running out process. Second, the momentum equation and its solution having been developed by the authors is shown. The theoretical moving velocity of the soil block is given to the case of Ontake Land Slide, and compared with the mean velocity estimated by field surveys.

1. 緒 言

1984年9月14日、午前8時48分御岳山南麓を震央とするM6.8の地震が発生し、王滝川流域には多数の斜面崩壊が生じた。そのため、王滝村一帯において、人家、道路、公共施設、農林地、墓地等にかかりの被害があり、なかでも、松越地区および王滝川とその支川濁川においては崩土の襲撃によって29名の死者・行方不明者を出すという大惨事をまねいた。

斜面崩壊のうち最大のものは、御岳山8合目付近に発生したものであって、その崩壊土量は約 $3.6 \times 10^7 \text{m}^3$ である。これは、1911年に発生した稗田山崩れの $1.5 \times 10^9 \text{m}^3$ に次いで、今世紀における我国第2位の規模である。上述の濁川および王滝川沿いの死者・不明者はこの崩壊に伴う土砂流出の犠牲になったのである。本文ではこの崩壊を御岳くずれと名づけることにする。

災害の発生後いち早く、大規模な地形変化の情況がニュースなどで報道されるとともに、このような大規模な崩壊がどのようなメカニズムで発生し、流動したかについて社会的な関心が集められ、いろいろな説が提示された。一方、災害調査研究についても各種の研究機関や研究者によって進められた。

文部省科学研究費（自然災害特別研究）による突発災害調査班（研究代表者 愛知工業大学 飯田教授）はこの災害に関する総合的な調査研究を行ったが、著者らはその一員として、主として御岳くずれによる地形変化と崩土の挙動に関して調査するとともに流動のメカニズムについて考察を行った。本文はそれについて述べている。

このような大規模な崩壊に関して、その発生危険度と危険範囲の予測は防災上極めて重要な課題であるが、御岳くずれに関する調査結果は、これについて参考となる多くの情報を提供するものである。



Photo 1 A distant view of Ontake Land Slide



Photo 2 A surface pattern of a conglomerate layer overlaying the sliding soil block

2. 崩壊の発生と崩土の流出概況

崩壊は、御岳山の標高1900～2500mの斜面において、地震の発生と同時に起こった。崩壊の規模は、長さ：1480m、最大幅：480m、最大深：150m（鉛直方向）、崩壊土量： $3.6 \times 10^8 \text{m}^3$ である。Photo 1 は崩壊源の全景、Photo 2, 3 は崩壊によって露出した地山の状況を示したものである。これらの写真より崩壊源となった火山堆積物は、土砂礫および軽石層などから構成されており、しかもこれらの上部を溶岩層が薄く覆っているのがわかる。軽石層は粘土化がかなり進んでいる。これらのことより、斜面の地層はかなり軟弱であると言える。事実、地震前の空中写真においても崩壊地が数多く見られ、今回の崩壊斜面の下端付近にも小崩落が認められるばかりでなく、この部分より地下水が流出していたとも言われている。このような弱い地層が直下型地震によって大きな加速度を受けたことが、大崩壊の直接的な原因である。

崩壊によって生産された大量の崩土は、種々の運動形態を経ながら流出した。Fig 1 は、崩土の流下痕跡と堆積範囲を示したものである。すなわち、崩土の主要な部分は、伝上川→濁川→王滝川の経路で流出したが、その過程において、溢流や顕著な侵食・堆積現象を伴っている。まず、崩土の一部は崩壊地直下流の比高約100mの尾根（小三山）を溢流して鈴ヶ沢へ流出した。しかし、その量は全土量に比べてかなり少ないものと思われる。伝上川の直線部においては、河岸高が100mを越える領域にも明瞭な流下痕跡が残されている。したがって崩土の流動深は100mを越えており、しかも河道の侵食痕跡から考えて、崩土の移動速度もかなり大きいことが推察される。崩土の本体は、伝上川の河床や側岸を侵食して樹木や表土を巻き込みながら流下し、標高1600mの地点にくると、右岸部の比高100m程度の尾根部において再度溢流する。それによって、尾根部には縞模様の流痕が残されるとともに、濁沢には、かなりの溢流堆積物が見られる。本体はさらに流下して濁川に入る。これより下流域においては、勾配がかなり小さくなっているため、崩土は減速しながら流下したと思われる。事実、伝上川と濁沢の合流点付近より下流には顕著な上砂の堆積が見ら



Photo 3 A surface pattern of a pumice layer overlaying the sliding soil block



Fig. 1 The trace of soil block motion released by Ontake land slide

れる。さらに流下して、濁川の出口付近までくると、流れと直角方向に比高50m程度の尾根があり、そのため本体はほぼ直角に曲げられて本川王滝川へ流入するが、一部は尾根を越流している。そして、対岸の王滝川右岸部へ高さ10m程度乗り上げている。このことより、崩土の流下速度は合流点付近で15 m/s程度であったと推察される。崩土の堆積深は合流点付近で最も大きく、この付近からかなり減速したことが推測されるが、その堆積先端は、これより下流3.2 km地点の永ヶ瀬トンネル付近にまで及んでいる。

3. 侵食・堆積現象

3.1 侵食・堆積による地形変化

上述のとおり、大規模な御岳くずれによる侵食・堆積現象によって、伝上川、濁川および王滝川では大きな地形変化が生じた。Fig. 2は崩壊前後における横断形状を比較したもので、破線および実線はそれぞれ崩壊前後の値を示し、各断面の番号は、Fig. 1の測線に対応している。図中、Sec. 1～5は崩壊源における地形で、崩壊の最大幅は、Sec. 3付近にあり、最大崩壊深はSec. 2付近にある。

これらの図に基づいて崩壊土量を算定すれば、前述したように $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度になる。

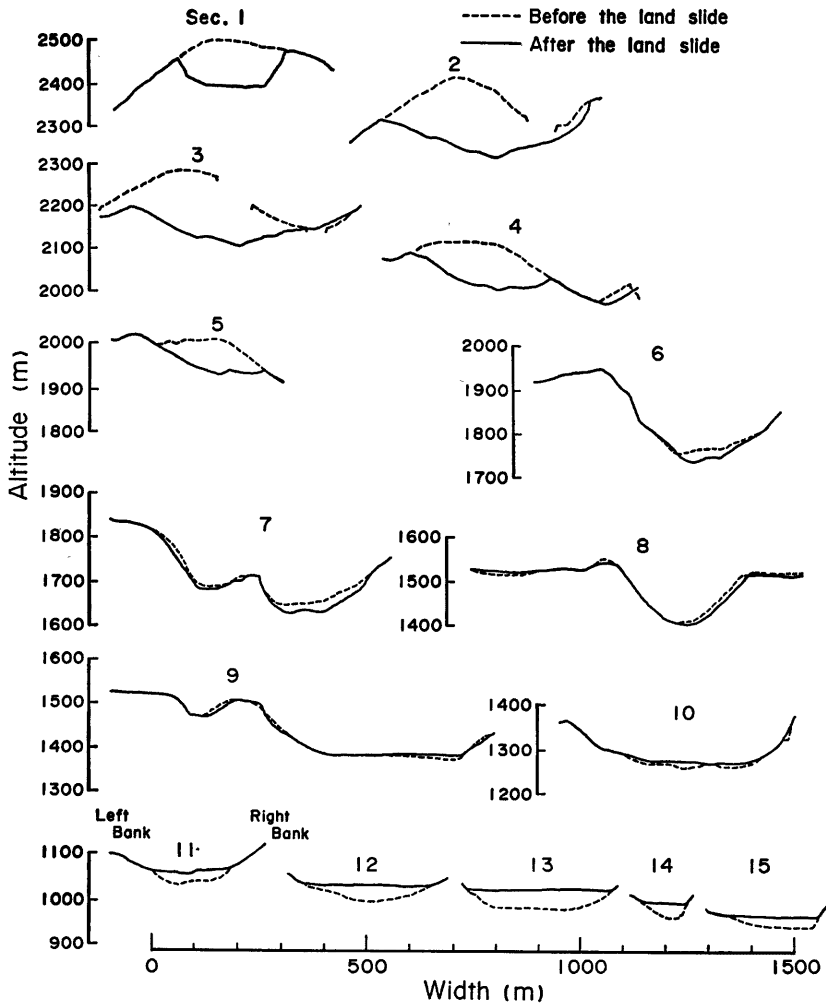


Fig. 2 Cross-sectional shapes of sliding and passing regions before and after the occurrence of land slide. Note each section number is shown in Fig. 1

Sec. 6, 7, 8 は、それぞれ伝上川の横断を上流より順次示したものである。これによれば、Sec. 8 の左岸の台地状になっている領域に若干の堆積はみられるものの、河道部は全ての断面において侵食されているのがわかる。ちなみに、最大侵食深は、Sec. 7 において25m程度にもなっている。このことは、崩土がかなり高速で流下したことを示唆するものであるが、後述の Fig. 6 に示すように、この区間の平均勾配は 7° ~ 8° 程度であって、高速の運動がいかにして形成されたのかは関心事の一つである。

Sec. 9は、濁沢の断面であり、その左岸部は、伝上川から濁沢への溢流部に相当している。これによれば、溢流部に若干の侵食がみられ、対岸部の河床には数mの深さでかなり広い範囲に堆積がみられる。これより下流の濁沢には砂防ダムが設置されていたが、これらが全て上砂に埋まっている事実から考えて、伝上川より越流してきた崩上の大部分は、濁沢に堆積しているものと思われる。

Sec. 10は、伝上川と濁沢の合流点下流の濁川の断面で、Sec. 11は、濁川と王滝川の合流点より上流側の断面図である。これら二つの断面間の平均勾配は約3.6°であって、Sec. 10においてすでに顕著な堆積がみられ、最大堆積深は14m程度になっている。これより下流のSec. 11においては、河床全域に深さ25~30m程度の堆積がみられる。これらのことより、濁川における崩上の堆積量はかなりの量になることが予想される。

Sec. 12~15は、王滝川における河道断面の比較である。このうち、Sec. 12は、本川における堆積開始地点付近のもので、Sec. 13は、熊鬼ヶ峯狭窄部上流の堆積土砂の最も多い部分の代表的な断面である。Sec. 14は狭窄部の断面で、Sec. 15は、永ヶ瀬狭窄部上流の断面である。堆積土砂は、合流点近傍およびその直下流のSec. 13付近で最も多く、堆積幅は300m以上、堆積深は40m程度になっている。これらの図より王滝川本川の堆積土量を算定すると、約 $2.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ 程度になる。これは、崩壊土量 $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ よりも1千100万 m^3 ほど少い。したがって、この差に相当する部分は、濁川や濁沢などに堆積していることが推察される。

侵食および堆積量の分布は上述のようであるが、濁川出口付近および王滝川本川の堆積形状の特徴についてみれば、流れ山の点在や崩壊後の水成作用等で表面には若干の凹凸はみられるものの、Fig. 2のSec. 11~15に示されるように、また、後述のFig. 6にも示されるように、横断的にも縦断的にも非常に平坦であって、王滝川における堆積勾配は1.7°と極めて小さくなっている。

3.2 堆積物の状況と粒度分布

崩壊発生後比較的早い時期に行った調査では、王滝川本川および濁川の堆積物は、局所的に分布する流れ



Photo 4 A surface pattern of sediment deposit transported by the catastrophic debris flow



Photo 5 A flow mound deposited in Ohtaki river

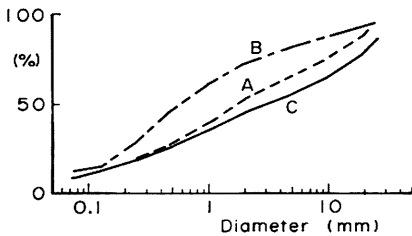


Fig. 3 Particle size distributions of sediment deposits transported by the catastrophic debris flow.
 A=a flow mound
 B=sediment sampled at Sec. 15
 C=sediment sampled at Sec. 14

山および救助活動のために歩行路として固められた部分を除けば、歩けないほど水分を多量に含んでいた。また、堆積物は、岩塊、砂礫、シルトの混合物で、材料の分離はほとんど見られなかった。

Photo 4, 5 はそれぞれ 上滝川における堆積物の表面（永ヶ瀬トンネル上流）と流れ山の状況を見たもので、粒径 40mm 以下の成分について、これらの粒度分布を示すと Fig. 3 のようである。河床表面の粒度分布は、採取した堆積物がどのような過程を経てそこに存在しているかによってかなり異なるが、Fig. 3 によれば、流出過程において分級作用を受けていない流れ山の粒度分布と河床表面のものとの顕著な違いは認められない。また、Photo 4 と前述の崩壊源における地山の Photo 3 とを

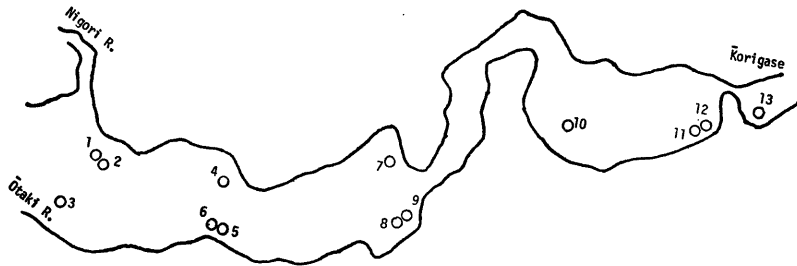


Fig. 4 Boring stations to survey the deposit laying, which is offered by ministry of construction

比較すれば、両者はかなりよく似ている。これらの事から、崩土は、その流出過程において分級があまり進まない状態で流下したことが推察される。

堆積物の表層の状態は以上のものであるが、深部の方はどのようなになっているかは、流動、堆積の機構を考察する上で極めて関心の持たれる所である。幸い、災害復旧工事のため、災害後約3ヶ月経過した12月に至って、王滝川堆積物のボーリング調査が10数地点で行われた。調査地点はFig. 4のとおりであるが、そのうちの数例の調査結果を示すとFig. 5のとおりである。堆積物の中にも流れ山が点在しているが、大部分は土砂礫、木片等を含む土石流堆積物であって、表層で見られるものとあまり異ならず、かなり流動性を持っているものであることが知られる。

堆積物の含水比の調査も行われており、流れ山の部分は比較的含水比が低く10%弱、土石流堆積物の部分は10~20%となっている。これは堆積後かなり時間が経過してからの調査であるので、堆積時点での状態を判定することはできないが、調査時点で堆積物が水で飽和しているとすれば（調査時点の地下水水位は場所および調査日によって変化しているが、堆積物表面近くから地下5mとの間にあった。）、含水比10%、20%は空隙率にしてそれぞれ22%、35%に相当する。

4. 崩土の流動に対する水の影響

崩土の流動に対する水の影響を考察する前に、流域の降雨量と濁川および王滝川における流量について述べよう。地震発生前の降雨の状態は、御岳観測所（標高2200m、三笠山）において9月には9月9日の119mmを含めて177mmを記録しており、牧尾ダム地点（標高850m）では9月降雨量48mmであった。王滝川流量は牧尾貯水池への流入量から知ることが出来るが、9月1日~8日、2~3 m³/s、9月9日の出水時には19 m³/s、9月10日、18 m³/sであるが、地震発生前日には3 m³/sである。牧尾貯水池（流域面積304 km²）への流入量が非常に少ないのは、流域内に三浦ダム（流域面積73.5 km²）があり、また三浦ダム、から牧尾ダムまでの諸渓流に電力会社の取水施設があって、取水が行われているためである。濁川（流域面積21 km²）においても取水施設によって最大2 m³/s程度の取水が行われていたが、大きな出水を除いては全量取水されていたようであるので、地震発生時点の濁川の流量は2 m³/sかそれ以下であったと思われる。地震発生後は各取水施設が破壊され、支川からの流水はそのまま王滝川に流入することになったため、王滝川流量は12~13 m³/sに増大している。この値から見ても濁川の流量は2 m³/s程度と考えられる。この流量での濁川の1日の総流出量は約17万m³である。この程度の量の水が土砂礫と混合して形成される土石流あるいは泥流の規模は崩壊土量3,600万m³に比して小さいものと考えられる。現場における目撃者の話によると、土砂輸送は数回にわたって起こっているようである。最初のものは地震によって崩壊した土塊の運動であり、あとで発生しているものは、これに流水の影響が加わって形成された土石流あるいは泥流であろう。

1 (m)	2	3	4	5	Sample description
		YB	DF	SS	Water content is low. Wood pieces and andesite breccia (d=0.5-1.0cm) are found in deposits.
5		DB		S.G	The content of andesite breccia (d=0.5-1.0cm) as much as 40%. The matrix is poorly sorted. Woods and their roots in pieces.
10		RB	DF with MFH	TBR	The matrix is composed of andesite breccia (d=2-10cm) and volcanic sands. The gravel content 40% to 60%. The matrix is composed of poorly sorted volcanic sands, partly with soft and weak materials.
15					
20		DG	DF	S.G	The content of andesite breccia (d=1-5 cm) 40 to 50%. The matrix is composed of poorly sorted coarse sands with silt. Silt content is higher in the upper layer than the lower one.
25		DG	DF with MFH	TBR	A large amount of woods and roots in pieces.
		DRG			
30		DBG	DF	S.G	The content of andesite breccia (d=1-10 cm) is as much as 50%. The matrix is composed of coarse volcanic sands. The volcanic sands are predominant in the middle layer.
35		DG	ORB	S.G	The content of andesite breccia (d=1-7 cm) 30 to 60%. The matrix is composed of poorly sorted sands with a large amount of silt. A large amount of woods and roots in pieces.
40					

Fig. 5 (a) Station B-1

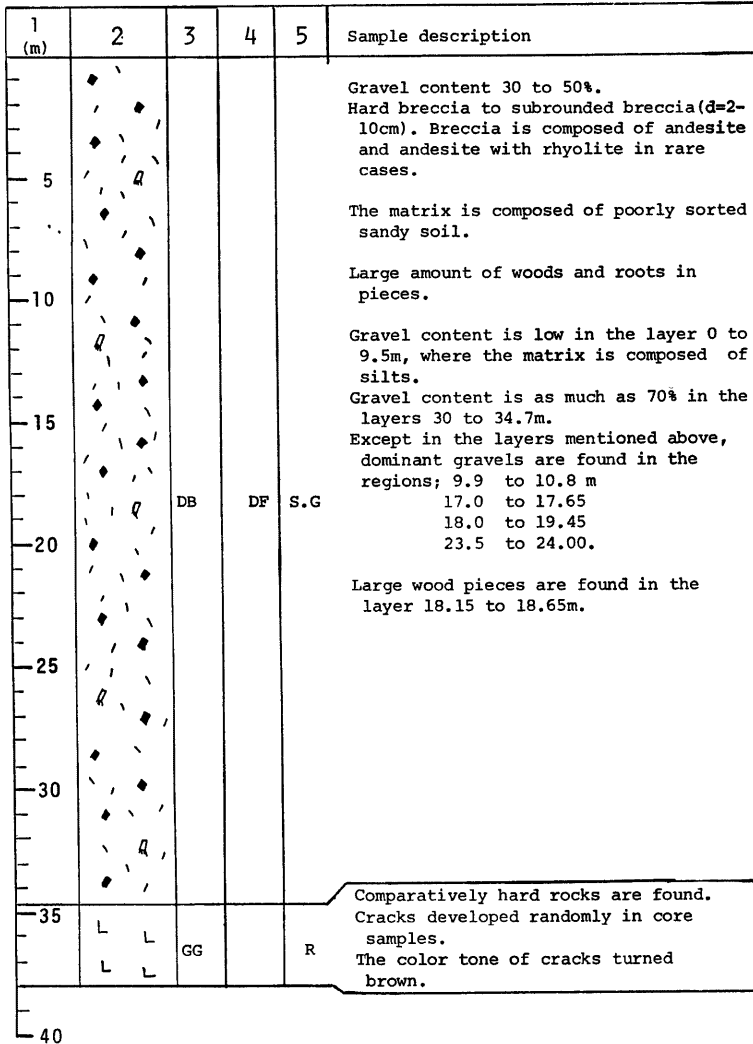


Fig. 5 (b) Station B-4

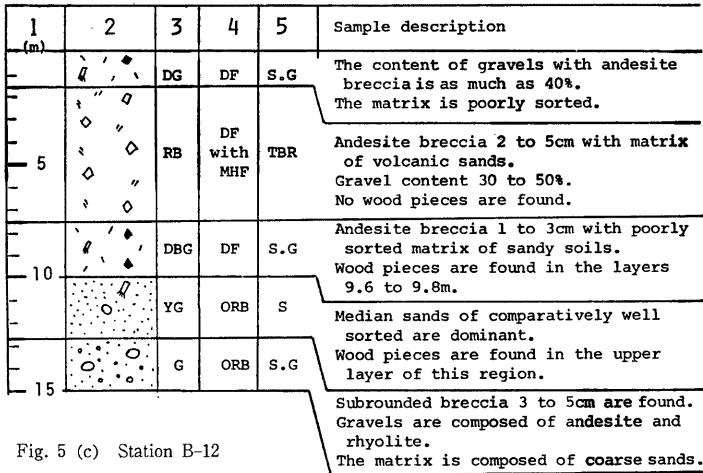


Fig. 5 (c) Station B-12

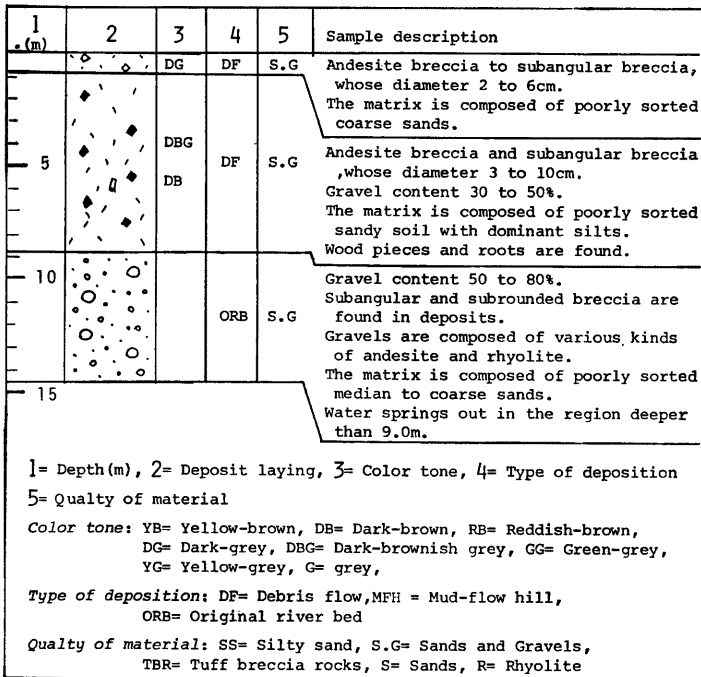


Fig. 5 (d) Station B-13

Fig. 5 The deposit laying at each boring survey, which are offered by ministry of construction

しかし、上の考察から、最初の崩壊運動現象が支配的な規模のものであったと思われる。このような大量の土塊が後で示すように比較的緩勾配のところを高速で流動したのであるが、どのようなメカニズムによってそれが可能であったのか、土砂輸送の主要な媒体が水であったのか、空気であったのか、水と空気の混合体であったのか、あるいは砂礫のうちの細粒分と水との混合体であったのか、これらは非常に興味のある所であって、次章において考察するが、結論的に言って十分な水の存在なしには流動を説明することはむずかしいようである。

事実、災害直後の調査では、堆積物は前述のように流れ山の部分を除いて水を十分に含んで泥々の状態になっていたし、また、その後に行われたボーリングの結果では、堆積物の深部においても同様な状態であることが認められる。王滝川に流出した土砂量は約 2500万 m^3 であり、このうち流れ山の部分を除いた所が水で飽和していたと考えてその空隙率を0.4とし、流れ山の体積がわからないのでこれを仮に500万 m^3 とすれば、水量は800万 m^3 となる。では、一体、このような多量の水がどこから供給されたかが大きな問題である。この事について検討してみよう。土砂の堆積と同時に柳ヶ瀬地点に天然ダムが出現したが、これより上流域の流域面積は114 km^2 、うち三浦ダム流域73 km^2 であって、三浦ダム流域からの水の流出はなく、また、残流域の流量も少く、天然湖の水位上昇は緩やかであった。天然湖より水が流出し始めたのは、御岳くずれより10日以上経過してからのことである。したがって、堆積物に対し、王滝川本川上流域からの水の供給は無視できるオーダーである。また濁川の流量はどんなに大きく見積もっても数 m^3/sec 程度であるので、河川水あるいは崩土の流下過程における供給水量はごくわずかである。したがって、堆積物に含まれている水は崩土それ自体に含まれていたことになる。山腹にこのように多量の水が存在しうるかどうかは今後の検討課題ではあるが、崩壊土量3600万 m^3 の空隙率を0.4と仮定すると表層より3~4割程度の深さまでは乾いた状態であって、それより下層の空隙は水で飽和していると見なせば、堆積物に含まれる水量を説明でき、その可能性は十分に考えられる。なお、9月9日に約120mmの降雨があったが、これを濁川の流域面積21 km^2 の総水量にすると約250万 m^3 であって、このうち流出しているものもあり、また崩壊に関係ない地域に貯留されているものもあるので、前述の800万 m^3 の水量は、かなり長期にわたって貯留されているものを考えなければ説明することは困難である。

5. 御岳くずれの流動機構

御岳くずれは平均勾配約24°の斜面において発生し、Fig. 6に示すように、平均勾配7~8°の伝上川を大きな侵食を伴いながら高速で流下し、さらに、伝上川と濁沢の合流点下流(平均勾配3.6°)の所を流れ山を堆積させながら流下して王滝川に流出し、勾配約1°の同河川を堆積しながら先端部は約4km流下して停止している。このように、御岳くずれは流動性が高く、比較的緩い勾配の渓床上を高速で遠くまで流下した。一般に崩壊規模が大きくなるほど流動性を増し、崩壊源より停止点までの見かけ等価摩擦係数はFig. 7に示すとおり減少することが知られている¹⁾。同図には我国の歴史的に著名な大崩壊²⁾と今回のものを示しているが、御岳くずれは他の崩壊に比較してもかなり流動性が高いことが伺える。崩壊の規模が大きくなるほどどうして摩擦係数が減少するのか、また、流れ山を含む土砂礫や岩塊が緩勾配の所をどうして高速で流れることができるのかについて考察してみよう。この原因として、高圧の空気が岩塊を支えて滑っていくという空気クッション説³⁾も用いられたことがあるが、最近では否定的意見が多い。御岳くずれの場合についても、大量の土砂礫や岩塊を支えるだけの空気を取り込んだとは考えにくいし、また、この説では、流動の過程において生じているはげしい侵食や流動化した堆積物の状況を説明することはできない。したがって、この説は否定することができ、御岳くずれは滑りではなくて流動であって、土石流あるいは土石なだれの範疇に入るものである。すなわち、媒体としての流体が流れ山や岩塊を移動させたのであるが、この場合媒体としては、

- 1) 水

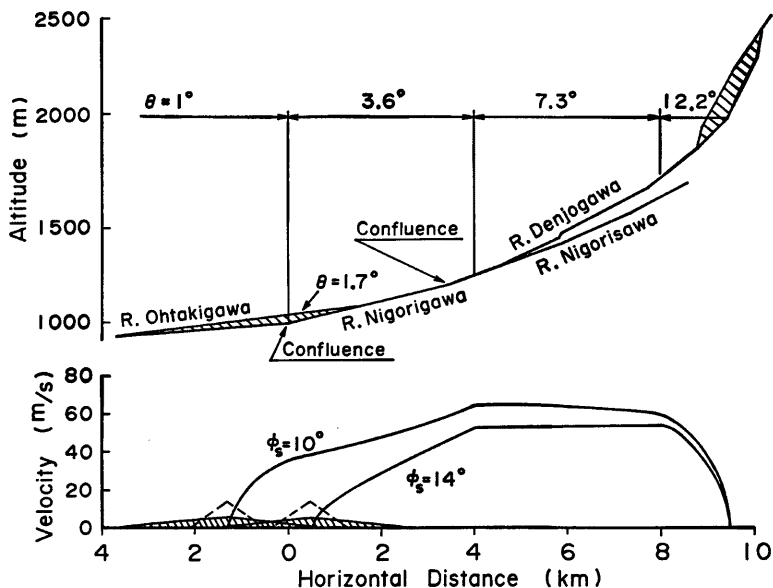


Fig. 6 Traverses of bed level along each stream before and after the land slide, and moving velocity of soil block calculated by eq.(11)

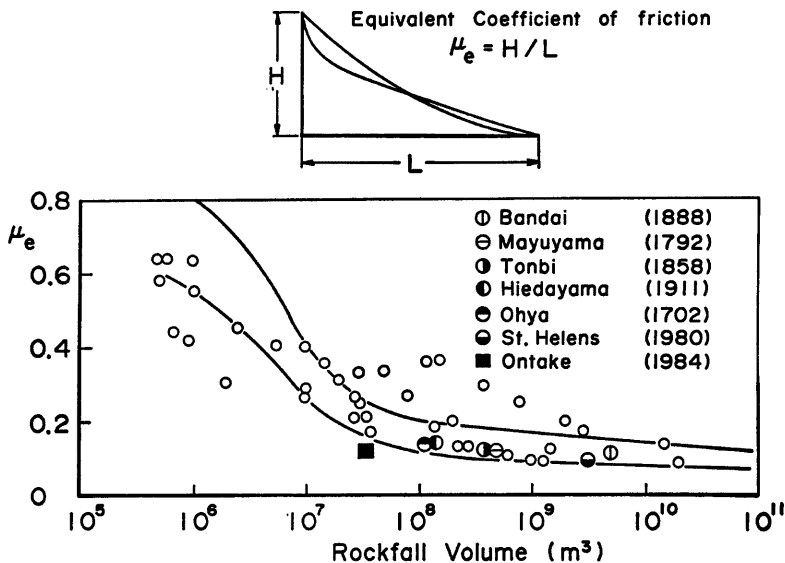


Fig. 7 The relations of equivalent coefficient of friction to rock fall volume for historical land slides in the world

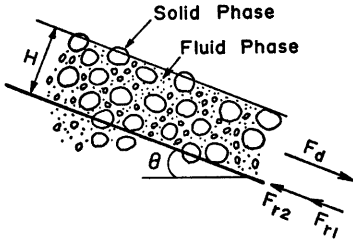


Fig. 8 Definition sketch of multi-phase flow

- 2) 水に土砂礫が高濃度に浮遊して形成される流体
- 3) 空気に土砂礫が高濃度に浮遊して形成される流体

の三つの可能性が考えられる。この他に、勿論水、土砂礫、空気の混合物も考えられるが、これは3)の場合と基本的には変わらないし、また、1)は2)の一部に含まれる。そこで、土塊の空隙が水で飽和している場合と、水が存在しない場合に分けて流動の機構を考えてみよう。

(1) 土塊の空隙が水で飽和している場合

土塊が高速度で移動しているときには、間隙水は乱流となり、その乱れにより粒子のうち細粒分は浮遊し水と混合して一体となって、一種の流体となる。高濃度になるほど流体の密度は増加する。一方、砂礫分のうち一部が流体と見なせるようになるため固体分の割合は減少する。これらの二つの効果のため、固体摩擦抵抗が減少して流動性が高くなる。今、Fig. 8 に示すように勾配 θ の斜面上を水+細粒子の液相と礫・岩塊の固相との混合物の土石流が層厚 H で流下している場合を考える。この場合粒径 d_c 以下の細粒分は浮遊状態にあって液相、 d_c 以上のものが固相として取り扱えるものとし、 d_c 以下の成分割合を Fig. 9 に示すとおり F とする。また、土石流全体の混合物の中で、水、粒子、液相、固相の成分割合を Fig. 10 に示すように、 λ , $(1-\lambda)$, λ_s , $(1-\lambda_s)$ とする。

移動層の平均密度は ρ_f は

$$\rho_f = \lambda \rho_w + (1-\lambda) \rho_s \tag{1}$$

ここに、 ρ_w , ρ_s はそれぞれ水および粒子の密度。また、液相の平均密度 ρ は、

$$\rho = \{\lambda \rho_w + (1-\lambda) F \rho_s\} / \{\lambda + (1-\lambda) F\} \tag{2}$$

駆動力 F_D は、

$$F_D = \rho_f g H \sin \theta \tag{3}$$

固体摩擦による抵抗力 F_{r1} は、

$$F_{r1} = \{(\rho_s - \rho) g (1-\lambda_s) H \cos \theta\} \mu_s \tag{4}$$

μ_s は動摩擦係数で、 ϕ_0 を静摩擦角とすれば

$$\mu_s = 0.7 \tan \phi_0 \tag{5}$$

で与えられる。

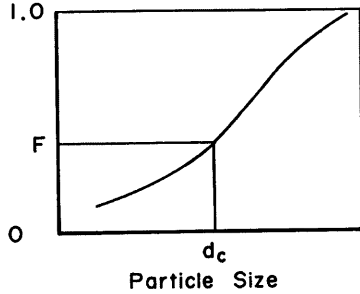


Fig. 9 Particle size distribution curve, in which particles finer than d_c could behave like a fluid motion

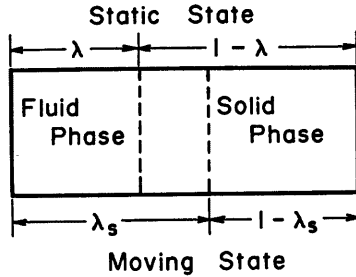


Fig. 10 Definition sketch on the volumetric ratio of fluid phase to solid one

運動が平衡状態にある場合を考えると、駆動力 F_D は固体摩擦による抵抗力 F_{r1} と流体の変形に基づく抵抗力 F_{r2} との和に等しいから、

$$F_D = F_D - F_{r1} \dots\dots\dots(6)$$

$$u_* = \sqrt{F_{r2}/\rho} \dots\dots\dots(7)$$

となる。ここに u_* は摩擦速度である。また、液相を空隙とみなしたときの空隙率は

$$\lambda_s = F + (1-F)\lambda \dots\dots\dots(8)$$

である。いま、 $H=100\text{m}$ 、 $\lambda=0.4$ 、 $\rho_s=2.65$ 、 $\rho_o=1.0$ 、 $\phi_o=40^\circ$ として、 $\theta=12^\circ$ (崩壊の下端)、 $\theta=8^\circ$ (伝上川の上流部) に対してどの程度の粒子まで浮遊して液相となりうるか、また、その場合固体摩擦係数はどのように減少するか検討してみよう。

与えられた θ 、 λ 、 ρ_s 、 ρ_o 、 ϕ_o および H から式(1)および(8)を用いて ρ_f および F_o を算定する。全粒子のうち浮遊状態にある粒子の割合 F を仮定し、式(2)および式(8)を用いて λ_s および ρ を求め、さらに式(4)から F_{r1} を求め、式(6)から、 F_{r2} を求める。いま $F_{r2} < 0$ であれば F を仮定しなおし、 $F_{r2} > 0$ であれば、式(7)から u_* を算定する。この u_* で最初に仮定した F に対する粒径 d_s を浮遊させるかどうかを検討しなければならない。このためには、流れが乱流になっているかどうか、その場合の乱れ強度および沈降速度を知る必要がある。乱流であるかどうかは、 R_s 数 ($=ud/\nu$) で知られる。 u は流速で、いまの場合、 $40 \sim 50 \times 10^3 \text{cm/s}$ 、 d は含まれている石の間隔で、これを 10cm のオーダーと仮定し、 ν は高濃度の流体では水に比して非常に大きくなるが、正確な値がわからないので、仮に水のほぼ100倍の $\nu=1 \text{cm}^2/\text{s}$ のオーダーとしても、 $R_s=5 \times 10^4$ のオーダーとなり、流れは十分乱れていると考えられる。高濃度流れの乱れ強度やそ

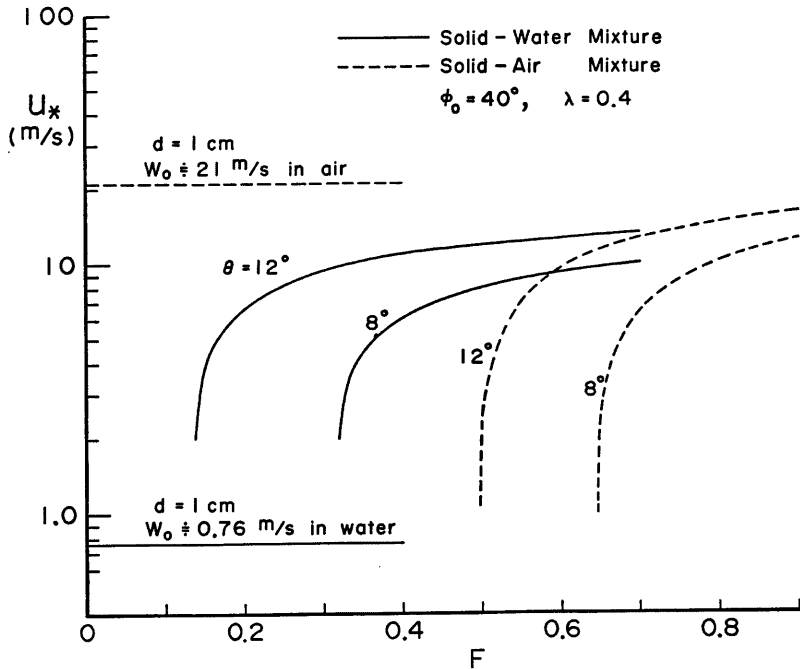


Fig. 11 The relation of shear velocities to the volumetric change of fluid phase

こでの沈降速度は、清水中の場合のものとはかなり変化すると考えられ、これについては今後検討して行かなければならないが、いま、 $u_* = w_0$ (清水中における粒子の沈降速度) の条件で、浮遊の限界が与えられるものと考えておく。

上述の手順に従って、与えられた F に対応して生じる流体成分の摩擦速度 u_* を $\theta = 12^\circ$ および 8° の場合について計算した結果は **Fig. 11** のとおりであり、 F が大きくなるほど u_* が大きくなること、 $F > 0.35$ では $\theta = 8$ においても $d = 1 \text{ cm}$ の粒子を浮遊させることがわかる。なお、 $d = 1 \text{ cm}$ 以下の成分が流動物中でどの程度の割合存在していたかは正確にはわからないが、現地踏査や堆積物のボーリング調査等の結果から大体50%程度と考えられるので、浮遊物となる材料は十分にあったであろう。したがって、水と細粒分の混合物が形成されこれが媒介となって土石流となり、 $\theta = 8^\circ$ 程度の勾配の所を高速で流動することは十分可能であった。この際固體摩擦は、式(4)で示されるが、清水を媒体とする場合に比して、密度 ρ や空隙 λ の増大効果のために大きく減少する。いま、 ρ や λ の増大効果を ϕ_s が見かけ上減少したものと表現すると、式(4)より、

$$\{(\rho_s - \rho)g(1 - \lambda_s)H \cos \theta\} 0.7 \tan \phi_s = \{(\rho_s - \rho_w)g(1 - \lambda)H \cos \theta\} 0.7 \tan \phi_s \dots\dots\dots (9)'$$

となり、これを変形すれば次式を得る。

$$\frac{\tan \phi_s}{\tan \phi_s} = \frac{(\rho_s - \rho)(1 - \lambda_s)}{(\rho_s - \rho_w)(1 - \lambda)} \dots\dots\dots (9)$$

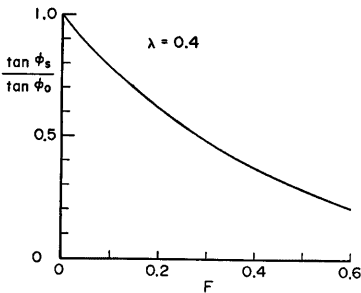


Fig. 12 Apparent solid friction coefficients due to the change of volumetric ratio of fluid phase to solid one

上式の ρ は式(2)、 λ_s は式(8)で与えられ、結局 $\tan \phi_s / \tan \phi_0$ は ρ_s 、 ρ_w および λ を与えれば、 F の関数となり **Fig. 12** のように求められる。 F の増大により、見かけ上の摩擦角 ϕ_s は大幅に減少し、流動性が増加することがわかる。後述するように崩土の運動解析からは $\phi_s = 12^\circ$ 程度の値が得られているが、 F が 0.5 程度になると、 ϕ_s は 12° 程度となる。 $F = 0.5$ 程度になりうることは上で述べたとおりであるので、御岳くずれの運動は、土塊の空隙を飽和した水と土塊の細粒分が混合して形成される流体が媒介となって発生した土石流であるとして説明することができる。

(2) 空隙に飽和した水が存在しないとした場合

空隙に飽和した水が存在しなくとも、運動が非常に高速で微細粒子が多量に存在する場合には、流動層の中の空気に微細粒子が極めて高濃度に浮遊して一種の連続流体を形成し、これが水あるいは上述の水と土砂の混合流体と同じ作用をして岩塊や流れ山を移動させることが可能である。媒体が水あるいは水と土砂の混合物の場合には土石流、空気と土砂の混合物の場合には土石なだれと言われているが、これらの流体の浮力効果と重力の作用によって砂礫岩塊が流動する機構は同じである。

大規模な崩壊の流動では、水の存在を考えなくても、この微細粒子を高濃度に含む流体の作用によって、その移動を説明することは可能である。高橋⁴⁾はこの機構によってセントヘレンズ火山の噴火に伴って生じた大規模な流動を説明している。御岳くずれの場合についてこの機構で流動を説明しようかどうか検討してみよう。この場合には、式(1)および(2)の ρ_w の代りに ρ_s を用いればよいが、これはほぼ 0 とみなせる。浮遊状態にある粒子の割合 F と流体の摩擦速度との関係は **Fig. 11** に示すとおりであって、 $\theta = 8^\circ$ では $F > 0.7$ のように高濃度にならないと流動しえないことがわかる。しかも、 $d = 1 \text{ cm}$ 程度の粒子を浮遊させることはできず、せいせい 1 mm 程度の粒子を浮遊させる程度である。そのような粒子が全体の70%を占めているとは考えられず、したがって、この場合には空気と微細粒子の混合した流体が形成されたと考えることは困難である。

6. 崩土の流動化と運動

これまでの各節において、崩土の挙動に関する実態やその機構について若干の考察を行ってきたが、現在我々がもっている方法によって、こうした崩土の運動をどの程度再現できるのかを調べておくことも重要である。そこで、芦田・江頭らの方法^{5),6)}を適用して、崩土の流動化の過程や運動開始より停止するまでの過程について検討してみよう。

彼らは、土塊内部のせん断ひずみがある値に達したときに、崩土の流動化が起こるものと考え、さらにこのひずみエネルギーは、土塊と斜面との摩擦仕事によって供給されるものと仮定して、内部構造が完全に破壊されるために必要な移動距離の条件を次式のように提案している。

$$\frac{x_{f1}}{h_f} \geq \frac{\alpha}{k_\mu} \left\{ \frac{\cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi_s}{2}\right) \tan \phi_s}{3\mu_k} + \frac{1}{\mu_k(1-\lambda)(1-\rho/\rho_s)\cos\theta} \cdot \frac{c}{\rho_s g h_f} \right\} \dots\dots\dots(10)$$

ここに、 x_{f1} : 内部構造の破壊に必要な移動距離、 h_f : 崩土の最大移動厚(最大崩壊深)、 ϕ_s : 崩土材料の内部摩擦角、 c : 崩土の粘着強度、 λ : 崩土の空隙率、 ρ_s : 土粒子密度、 ρ : 水の密度、 θ : 斜面傾斜角、 g : 重力加速度、 μ_k : 崩土と斜面との動摩擦係数、 $\mu_k = 0.7 \tan \phi_s$ 、 α/k_μ : 経験定数で $\alpha/k_\mu = 37$ 。式(10)において、崩土内部の空隙は水で飽和しており、崩土の2次元的な形状(運動方向に平行、斜面に直角、かつ最大崩壊深を含む面)は三角形で近似されている。

一方、崩土(土塊)の運動については、式(10)の場合と同様、間隙は水で飽和しているものとし、さらに、形状を三角形近似し、崩土全体を質点とした取り扱いによって次式が提案されている。

$$\frac{U_f}{\sqrt{g h_f}} = \left\{ \frac{U_{f0}^2}{g h_f} e^{2ax/h_f} - \frac{b}{a} (1 - e^{2ax/h_f}) \right\}^{1/2} \dots\dots\dots(11)$$

$$a = -2(\rho/\rho_f) f_s$$

$$b = \cos \theta \{ \tan \theta - \mu_k(1-\lambda)(\rho_s - \rho)/\rho_f \}$$

ここに、 U_f : 崩土の移動速度、 U_{f0} : 飽面をいくつかの斜配ごとに折れ線で近似したとき、各斜面における上流端の移動速度、 x : 各斜面の上流端からの移動距離、 f_s : 崩土と斜面との間の流体抵抗係数、 θ : 斜面(深床)勾配、 ρ_f : 崩土全体の平均密度であって、

$$\rho_f = (1-\lambda)\rho_s + \lambda\rho \dots\dots\dots(12)$$

のように示される。なお、他の記号は前述の通りである。

Fig. 13 は、式(10)において、 $\theta = 12.2^\circ$ (Fig. 6 参照)、 $\lambda = 0.4$ 、 $\rho = 1.0 \text{ gf/cm}^3$ 、 $\rho_s = 2.65 \text{ gf/cm}^3$ 、および、 $\mu_k = 0.7 \tan \phi_s$ として算定される流動化のための滑動距離と崩土の粘着強度との関係を $\phi_s = 10^\circ$ および 14° についてみたものである。御岳くずれにおける崩土の粘着強度がどの程度であるのかは検討すべき課題であるが、いま、かりに、長崎災害の解析に用いられた $c = 1900 \text{ kgf/m}^2$ の値を採用すれば、 $\phi_s = 10^\circ$ 、 14° のとき、それぞれ $x_{f1}/h_f = 14, 16$ となる。最大崩壊深 h_f は 136m であるので、流動化のための移動距離 x_{f1} は、1900~2200m 程度になる。この位置は、Fig. 1 の Sec. 7 付近に相当するが、粘着強度は、長崎のものよりも、むしろ小さいものと思われる。したがって、水の少ない表層近傍を除いて、この断面よりかなり上流部ですでに流動化したものと推察される。そして、前述したように、濁川や本川にみられる流れ山は、水分の少ない表層近傍の土塊がこのような流れに運ばれてきたものと思われる。

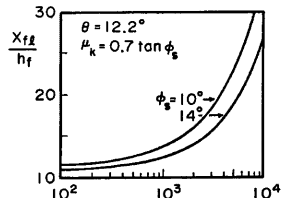


Fig. 13 Moving distance condition for a soil block to be a complete fluid motion

Fig. 6 は、上述の計算に採用した各パラメーターの値のほかに、 $f_s = 0.02$ として、式(11)より算定される崩土の移動速度の分布を示したものである。図の横軸は、濁川と本川の合流点を0として示した河道距離であって、この軸上には、計算に採用した最大高 $h_f = 136\text{m}$ 、底辺長(崩壊斜面長) $l_f = 1480\text{m}$ の三角形形状が、

崩土の停止地点に破線で示されている。さらに、実際の堆積の最大厚が40m程度になっていることを考慮して、三角形の高さを40/136倍だけ縮め、さらに底辺については、この逆数倍だけこれを長くしたものを斜線で示している。また、Fig. 6の上部には、河道縦断形状、崩壊前後の縦断形状、堆積土砂の縦断形状、計算に採用した流路の分割と各区間の平均勾配などが示されている。

まず、 $\phi_s=10^\circ$ および 14° に対する崩土の流下速度の分布に着目すれば、いずれの場合にも小三笠山の流下付近までは加速領域であって、この付近から濁沢との合流点までの区間において、崩土はほぼ定常運動をし、その流下速度は、 $\phi_s=10^\circ$ の場合に50m/s、 14° の場合には60~65m/s 程度になっている。濁川に流入すると、崩土はただちに減速し始める。計算から求められるこのような移動速度の傾向は、侵食領域が伝上川のみに限られている事実や、流れ山が濁沢との合流点より下流域に点在している実状をかなりよく説明しているものと思われる。崩土は濁川に入ると減速し続けて、 $\phi_s=10^\circ$ の場合の計算では王滝川本川を約1.3km 流下して停止し、 $\phi_s=14^\circ$ の場合には、本川との合流点より約500m上流で停止する。これに対し、実際には、崩土の重心は合流点より約200~300m下流で停止している。したがって、計算に採用した $\phi_s=10^\circ$ は、崩土と渓床との固体摩擦を小さく見積もる結果になっており、逆に、 $\phi_s=14^\circ$ の場合には、これを大きく見積もっていると言える。しかし、いずれにしても現象をかなりの程度再現できているものと思われるが、 $\phi_s=12^\circ$ 程度の値を採用すれば、崩土の重心に関する移動速度の分布も停止位置もさらに的確に再現できるものと考えられる。

なお、以上の計算から求められる土塊の時間平均移動速度は、約35m/sとなり、これに対して聞き込み調査などから推定されているものは20~30m/sの範囲になっている。

上述の計算においては、崩土の堆積過程における流動層厚 h_f の変化が考慮されていないが、これを何らかの方法によって評価すれば、重心の停止位置ばかりでなく、Fig. 6の下段の斜線で示した三角形のように、堆積範囲に関するも有効な情報が得られるものと思われる。しかし、この解析においては、流体摩擦 f_b および崩土材料の静止内部摩擦角 ϕ_s が重要な役割を担っているが、これらをいかに推定するかがさらに重要な問題である。 $f_b=0.02$ を採用した理由は、先の1983年7月の山陰豪雨災害における崩土の流出範囲の解析において、実際の現象をよく説明できたからである。しかし、これについては、高濃度流れの抵抗特性に関する基礎研究の成果を待たなければならない。一方、 ϕ_s は、見かけ上の砂礫の内部摩擦角であって、砂礫の空隙をうめる高濃度流体の浮力効果や空隙が増加する効果のために、実際の $\phi_s=40^\circ$ 程度から見かけ上 $\phi_s=12^\circ$ 程度まで減少し、比較的勾配の緩い所を土石流として高速に流下したのである。

7. 結 語

以上、長野県西部地震によって発生した大崩壊（御岳くずれ）の流出とそれによる侵食、堆積の実態ならびに流動機構について考察した。明らかにされた主要な点を要約すると次のとおりである。

(1) 地震の発生と同時に起こった御岳くずれ（土量約3600万 m^3 ）は、平均勾配約7~8°の伝上川の河道を侵食しながらほぼ100mの流動深をもって高速で流下し、さらに、勾配3.6°の濁川を流れ山の部分を一部堆積させながら流下し、勾配1°の王滝川に流入して最大40m厚に堆積し、先端部は約4km流下して停止した。このように、崩壊の発生に伴って大きな地形変化を生じたこと、また崩土は高い流動性をもって高速度で流下したことが御岳くずれの顕著な特徴である。

(2) 流出堆積物は点在する流れ山の部分を除いて水を多く含んだシルト・砂礫の混合物に石礫・岩塊等を含んだものであって、組織は破壊されており流動化したことを示していた。堆積物の深部の状況は、表層のものとはほぼ同様であることがボーリング調査資料より知られた。

(3) 堆積の表面は、流れ山の部分を除いて比較的平坦であり、また、材料の分離は悪く、これらの堆積表面は、堆積後の水流によって形成されたものでないことを示していた。

(4) 堆積物中に点在する流れ山は、移動層の上部の水分の少ない部分の構造が破壊されないまま高濃度流体

の浮力によって支えられながら流下し、土塊の減速領域に入って堆積したものであることが推察された。

(5) 大規模な崩壊から流動性の高い土砂礫の流れが形成されたメカニズムは次のように考えられる。

土塊の流下過程において、空隙を満たしている水の高速度の移動に伴う乱れによってシルトや砂礫などの細粒成分が浮遊して高濃度の流体が形成され、その浮力増大効果と空隙の増大効果により、固体摩擦が減少して流動性を増し、石礫・岩塊・流れ山を移動させたものであって、この事が十分可能であったことが理論的な考察から明らかにされた。

(6) 土塊の移動速度が非常に大きい場合には、上の機構によらずとも、流動層中の空気と微細粒子とが混合した流体の浮力効果によって、石礫・岩塊等を移動させることが可能であって、これは土石なだれとも呼ばれている。しかし、御岳くずれの場合には、移動速度や粒度分布等を用いて検討した結果、そのような機構によっては流動を説明し得ない事が知られた。

(7) 崩土は、崩壊→塑性的移動（内部変形が進行）→土石流的移動の過程を経て流出したと推察されるが、その過程を解析して、土石流への移行地点や崩土の移動速度の変化の様子を明らかにした。その結果と崩土の流出過程の実態と比較して、加速・定常運動領域が侵食領域に、減速領域が堆積領域に対応すること、解析によって求めた崩土の重心の停止地点が実際のもものとよく対応することなど、本解析によって現象をかなりよく再現できることが示された。

(8) 上述の解析から得られた砂礫の内部摩擦角 ϕ は 12° 程度であり、これは通常の値 (40° 程度) に比して非常に小さいが、媒体となった流体の浮力効果や容積増大効果を考慮して十分説明できることを示した。

以上、興味あるいくつかの知見を得たが、今後さらに究明すべき点も多い。すなわち、堆積物に含まれている大量の水は山体内に存在したと考えているが、はたしてほんとうか、それはどのような形で存在するものであるのか、土塊を流動させる媒体として、水と細粒成分とが混合して形成される高濃度流れが重要な役割を演じたと考えられるが、このような流れの乱れ強度や抵抗則などの流動特性、あるいは粒子の沈降速度の解明、崩土の挙動解析では形状が変化しないものとして取り扱っているが、侵食や堆積を伴う場合の解析などは今後の重要な課題である。とくに大規模な崩壊では、堆積時の若干の変形でも堆積範囲を予測するうえで重要であり、堆積過程における崩土の形状変化に関する評価法の究明は重要である。

この調査研究は、自然災害特別研究突発災害調査（研究代表者 愛知工業大学飯田教授）の一環として行ったものである。また、資料については建設省や長野県をはじめ多くの方々の御世話になった。これらの方々に感謝する。

参 考 文 献

- 1) Hsü, K.: Catastrophic Debris Streams Generated by Rockfalls, Geological Soc. American Bull., Vol. 86, 1975, pp 129-140.
- 2) 町田 洋: 巨大崩壊, 岩屑流と河床変動, 地形, 5巻3号, 1984, pp. 155-178.
- 3) Shreve, R. L.: Sherman Landslide, Alaska, Science, Vol. 154, 1966, pp. 1639-1643.
- 4) 高橋 保: セント・ヘレンズ火山の噴火に伴う災害現象と対応, 京都大学防災研究所年報, 第24号A, 1981, pp. 15~34.
- 5) 芦田和男・江頭進治・大槻英樹: 山腹崩壊土の流動機構に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第26号B-2, 1983, pp. 315-327.
- 6) 芦田和男・江頭進治・神矢 弘: 斜面における土塊の滑動・停止機構に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第27号 B-2, 1984, pp. 331-340.