

土石流における岩屑の粒度偏析過程 その2

—1985年7月焼岳上々堀沢の土石流における

粒度偏析と、剪断による粒度偏析の実験—

諏訪 浩・奥田 節夫

SIZE SEGREGATION OF SOLID PARTICLES IN DEBRIS FLOWS (PART 2) —SIZE SEGREGATION IN THE DEBRIS FLOW ON JULY, 1985 AND EXPERIMENT OF SIZE SEGREGATION BY SHEARING A PARTICLE MIXTURE—

By *Hiroshi SUWA* and *Setsuo OKUDA*

Synopsis

Debris flow brings about a larger damage due to its distinctive accumulation of large boulders in the flow front rather than a muddy debris-flow motion without such an accumulation. In 1985, we got a set of data of a typical stony debris flow at our observation site on Mt. Yakedake, Japan. The examination of the relationship between the segregation of debris in that flow and the hydraulic factors of the flow showed us the following facts. The frontal part of the main flow, with a swollen bore shape owing to the remarkable accumulation of large boulders, took rather low surface velocity in comparison with the rear part. After the rear part of the main flow with lower concentration of boulders and with a little smaller flow depth took a maximum value of surface velocity, the hydraulic values in the rear part of the flow decreased gradually. The evaluation of the change in size segregation of debris in the flow clarified that the falling down of a flow from a high dam did not destroy the accumulation structure in the frontal part, and after that the degree of the accumulation state decreased slightly in the lower gentle channel.

Accumulation of large boulders in the flow front can be ascribed to the size segregation within the flow plus the addition of large boulders immiscible with the main flow. The former is known to occur with inverse grading and higher flow velocity at the upper layers. The effect of dispersive pressure, kinetic sieving and collisions of large boulders with the bottom surface are considered to promote an inverse grading process. The second effect, the kinetic sieving was studied experimentally by shearing a particle mixture. This test showed us that high concentration of large particle produced inverse grading, and low concentration of that did normal grading as a result of the active valance between the density segregation effect and the kinetic sieving effect.

ま え が き

土石流には多量の石礫を含む石礫型土石流と、石礫の含有量の少ない泥流型土石流、あるいはこれらの間型の土石流が存在する⁵⁾¹¹⁾。これらのうち、石礫型土石流においては、流れの先頭部へ大量の石礫が集積すると同時に、流れの先端部へ大径礫が集積している。このため石礫型土石流による災害においては、流れ

先端の大岩塊群による直接的な衝撃破壊のため、被害が一層ひどくなる。

前報⁴⁾においては、長野県焼岳上々堀沢を流下する土石流と、扇状地に形成されている土石流堆³⁾とに見られる大径礫の先端集積の観測・調査結果を示すいっぽう、粒径の異なるガラス球の混合物に振動を与えて生じる粒度偏析の実験結果を整理して、大粒径粒子が浮上するいわゆる *inverse grading*¹⁵⁾ の特性を検討した。

本報では、その後同じく上々堀沢に発生した土石流の計測データを用い、流動中の土石流における岩屑の粒度偏析状態をいっそう詳しく調べて、土石流のハイドログラフとの関係や偏析度の場所的な変化の検討を行った。さらに、粒径の異なるガラス球の混合物を円環流路に詰め、これを剪断して生じる偏析特性について予察的な実験を行い、その結果を検討した。

本報と関連する既往の研究としては以下のものがあげられる。奥田ら²⁾と諏訪ら⁴⁾は流動中の土石流について、その映像記録から大径礫の先端集積の状態の定量的な計測を行っている。石川⁹⁾は別の渓流における土石流の映像記録について、大径礫の先端集積現象の定性的な観察を行っている。いっぽう、諏訪ら³⁾は土石流堆積物の掘削調査を実施して、堆積についての *inverse grading* の構造と大径礫の堆積下流端への集積状態を明らかにした。水理学的な実験・理論研究の分野では、平野ら⁶⁾が可動水路床上に再現した模型の土石流において、大径礫の先端集積現象を観察している。*Inverse grading*、すなわち大粒径粒子の浮上現象については、Takahashi¹⁴⁾が主として分散圧力の効果によって、橋本ら⁷⁾は粒子相互の衝突力と接触力を考慮したモデルによって、また山野ら⁸⁾はパーコレーション過程に統計的なモデルを導入して、それぞれ現象がある程度単純化して土石流における *inverse grading* の解釈を行っている。さらに、粉体工学の分野では、粒状体の入った容器を回転したり、振動を与えたりして生じる偏析の特性についての研究が行われており、Williams¹³⁾らがこれらの研究のレビューを行っている。

しかし、現実の土石流においては、単一の効果によって岩屑の粒度偏析が生じるのではなく、後に記すような複数の効果が作用しているものと考えられる。そこでここでは、前報において報告した動的篩効果による大粒径粒子の上昇という粒度偏析の検討をさらに進めるべく、粒状体を剪断して生じる偏析の特性を明らかにするための実験を行った。

1. 1985年7月21日焼岳上々堀沢の土石流

焼岳上々堀沢において土石流の流動に関する貴重なデータが得られた。筆者らは1970年以来、焼岳東斜面の上々堀沢において、建設省松本砂防工事事務所と共同で、土石流の観測と上々堀沢の地形変動調査を実施している。この沢では普通、土石流が毎年数回発生する。第2節と第3節において、1985年7月21日にこの沢で発生した土石流の計測データを用いて、実際の土石流における岩屑の粒度偏析状態を検討する。そこで、ここにこの土石流の概要を記す。焼岳東斜面の地形図を Fig. 1 に、上々堀沢中流の集中観測点付近の地形と観測設備の状況を Fig. 2 に示す。

土石流は Fig. 4 に示すように二波に分かれて発生した。当日は13時30分頃から激しい雷雨となり、14時40分頃から15時10分にかけては特に雨脚が強まった。第1波土石流の発生直前の降雨条件は、10分雨量が9.5 mm、1時間雨量が18.5 mm であり、第2波のそれらは10 mm と37 mm であった。第1波土石流の先端流速の場所的な変化を Fig. 3 に示す。第1波土石流については、4つの異なる方向から35ミリフィルムカメラによって写真撮影することができた。毎秒1コマで連続撮影されたこれら写真の一部を Photo. 1～Photo. 4 を示す。これら4組の写真から、この土石流が典型的な石礫型土石流³⁾の特徴を有していることがわかる。すなわち、大量の大径礫が先頭部に集積していて、先頭部分が大きく盛り上がっている。とくに、先頭部では細粒の泥砂からなるマトリックスが全く見られず、大径礫が相互に噛み合った構造を呈しているのに対して、先頭部の或るところを境界にしてそこから後方では泥砂が主体で、石礫がその中に分散しているような構造に変化している。

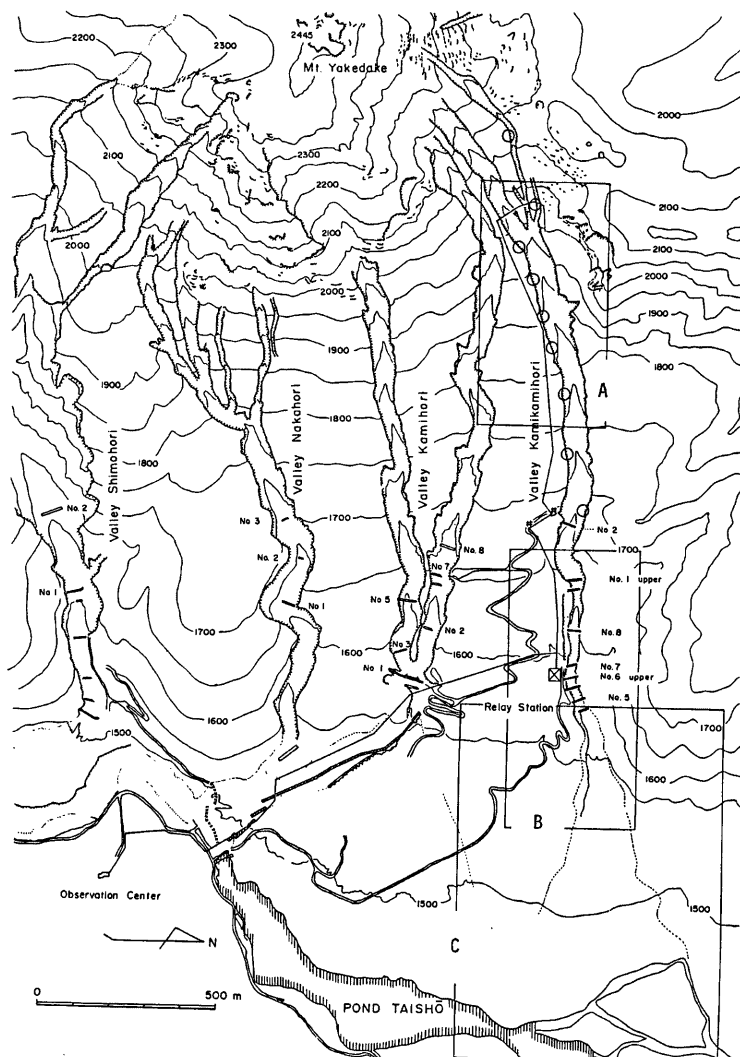


Fig. 1 Eastern slope of Mt. Yakedake.

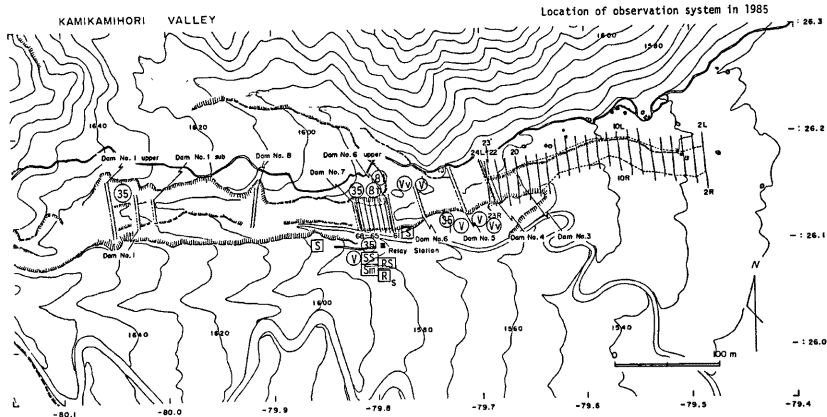


Fig. 2 Location of the observation system on the study area of lower reach corresponding to the zone B in Fig. 1.

R: rain gauge, SS: spatial filter speedometer, RS: electromagnetic Doppler speedometer, 35: 35 mm interval shot camera, 8i: 8 mm interval shot camera, V: Video camera, S: seismometer.

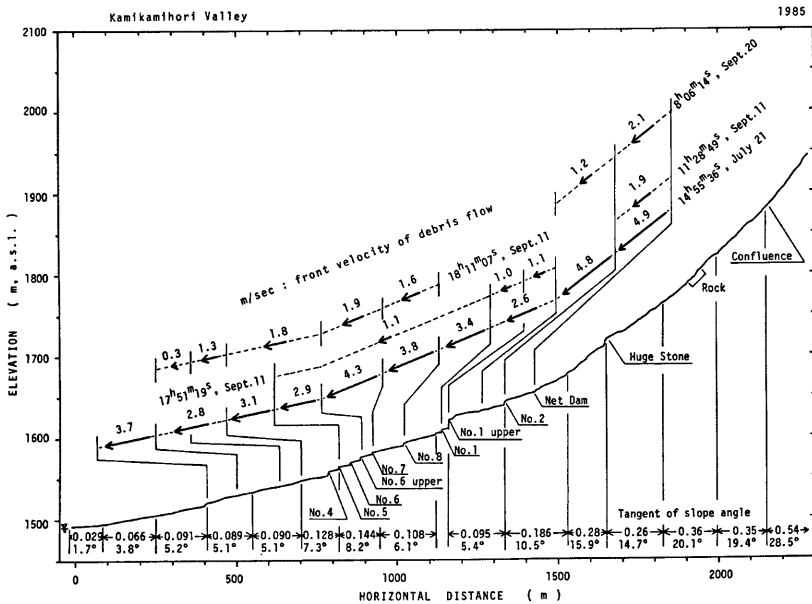


Fig. 3 Frontal velocity of debris flow along Kamikamihori valley.



Photo. 1-1 1 sec.; 14b58m17s



Photo. 1-3 6 sec.



Photo. 1-2 3 sec.



Photo. 1-4 11 sec.

Photo. 1 Frontal view of a debris flow on July 21, 1985, running down over dam No. 6 upper. A selected series of photos automatically taken every one second. The number in the photo shows the time interval by seconds from the shuttering time of the first photo.



Photo. 2-1 1 sec.; 11°58'12"



Photo. 2-2 2 sec.

Photo 2. Lateral view of the same debris flow. The channel length in the view field is 30 cm. Size of the white board is 30 cm × 15 cm.



Photo. 2-3 3 sec.

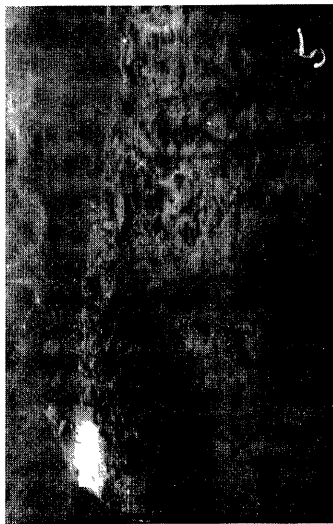


Photo. 2-4 5 sec.

Photo 2. Lateral view of the same debris flow. The channel length in the view field is 12 meters. Size of the white board is 30 cm × 15 cm.

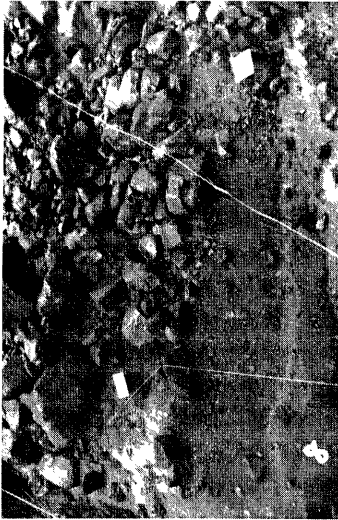


Photo. 3-3 8 sec.



Photo. 3-4 11 sec.



Photo. 3-1 0 sec.; 14°56'49"



Photo. 3-2 4 sec.

Photo 3. Top surface of the same debris flow at the upper point near the dam No. 1 (see Fig. 2).
Size of the white boards is 30 cm × 45 cm.

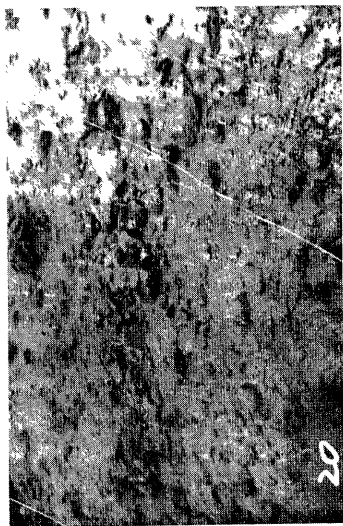


Photo. 3-7 20 sec.



Photo. 3-8 30 sec.

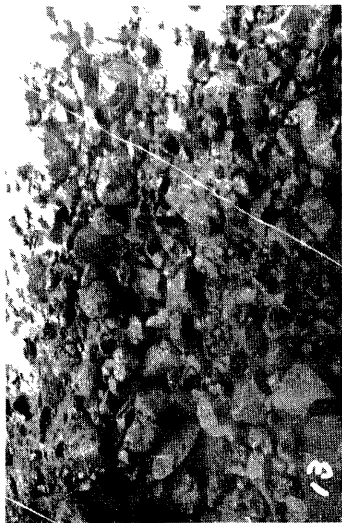


Photo. 3-5 13 sec.

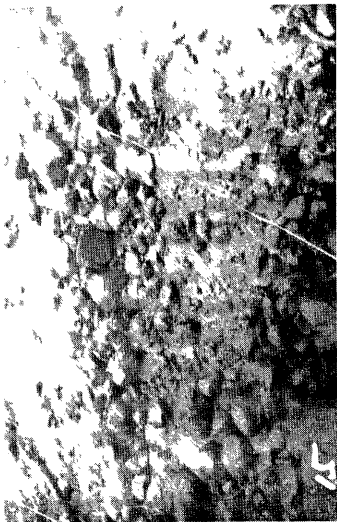


Photo. 3-6 15 sec.



Photo. 4-1 2 sec.; 1 m 38 m 1 s



Photo. 4-3 1 sec.



Photo. 4-2 3 sec.; the right half perfectly lacks the muddy matrix in the interstices among the boulders.



Photo. 4-4 5 sec.

Photo. 4 Top surface of the same debris flow at the lower point just above the dam No. 6 upper. Size of the view field is about 4.7 m × 6.6 m. The flow direction is toward the right.

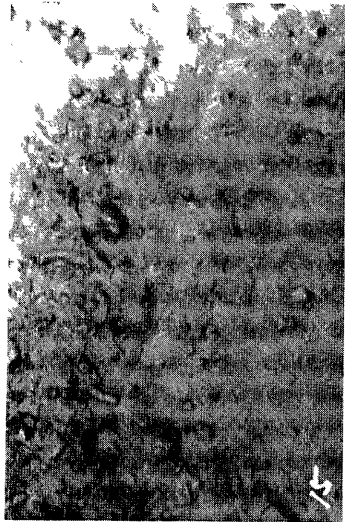


Photo. 4-7 15 sec.

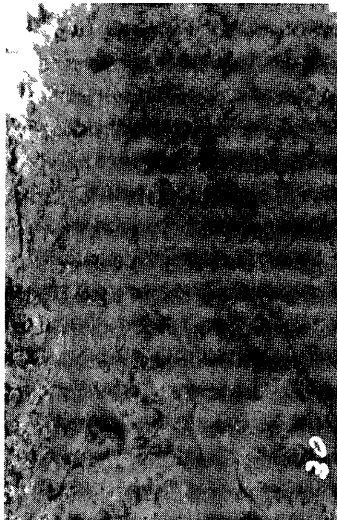


Photo. 4-8 30 sec.



Photo. 4-5 7 sec.

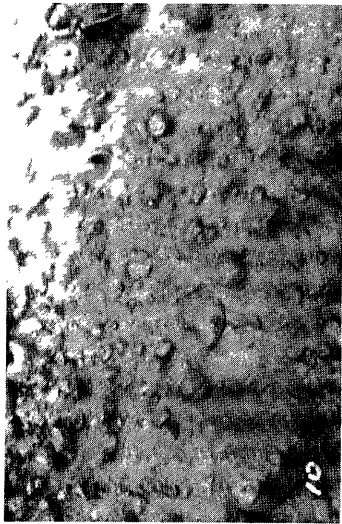


Photo. 4-6 10 sec.

二波の土石流は扇状地まで流下した。第1波土石流は、6号上流床固(Fig. 2 において No. 6 upper と記す)の下流側に施工されていた底面水抜きスクリーン工¹⁶⁾の上に約 220 m³の土石(第1波の土石全体の約 6%, ただし第1波土石流の最先端の主要部分)を堆積させたが、大部分はさらに下流へ流走し、扇頂と扇央の中間に停止堆積した。第2波は流路の途中にほとんど土石を堆積することなく流下して扇状地に流入し、第1波による土石流堆と合体する位置に停止堆積した。中流の集中観測点を通過した流出量(土石と水の混合物としての体積)は、第1波によるものが約 6200 m³, 第2波が 6700 m³であった。この流出量によれば、二波の土石流はどちらも、この沢を流下する土石流としては中規模にランクされる²⁾。

2. 土石流表面の石礫の判読

土石流表面の写真から石礫の占める面積と石礫の粒径分布とを求めた。判読に用いたのは、Photo. 3, 4 にその一部を示す土石流表面の35ミリ連続俯瞰写真である。この二組の写真は、Fig. 2 に示される集中観測点(下流側観測点)に設置したカメラと、これより 250 m 上流(上流側観測点)に設置したもう一台のカメラによって撮影したものである。まず、写真ごとに土石流の表面に存在している石礫の粒径を読みとり、粒径ランク別に石礫の個数を計数するとともに石礫の占める面積を求めた。この判読結果をもとに、粒径が実寸で 10 cm 以上の石礫が土石流表面に占める面積率(以下これを石礫の濃度と称す)と、粒径が 10 cm 以上の石礫についての粒度特性値とを求めて、Fig. 5 に示す。下流側観測点におけるデータは、Fig. 4 のハイドログラフの図の上方にも比較検討のために並記する。ここに石礫の粒径は、個々の石の平均直径ではなく、それぞれの石礫の最大直径を用いて代表径としている³⁾⁴⁾。さらに、この代表径を直径とする円の面積を整理

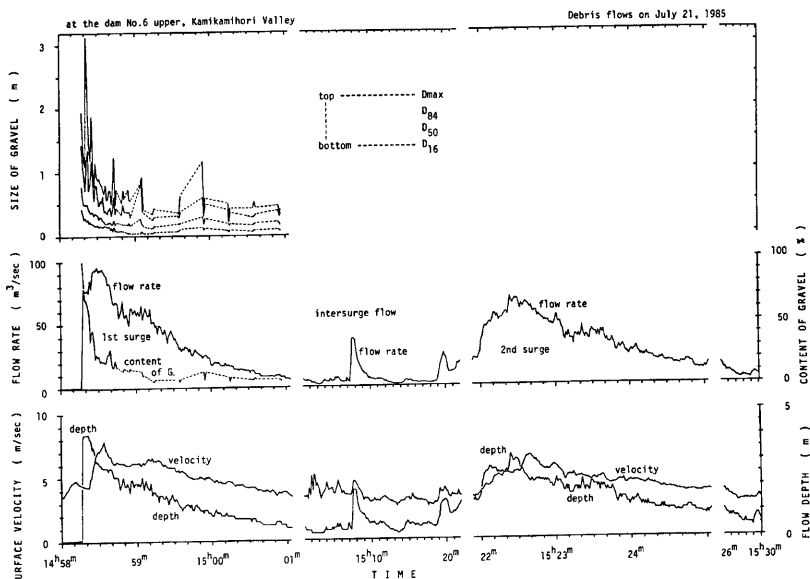


Fig. 4 Temporal change in the size factors and in the hydraulic factors, shown in the curves of characteristic sizes of particle size distribution, content of gravel, flow rate, surface velocity and flow depth.

して粒度加積曲線を描き、細粒側からの16%粒径と50%粒径、84%粒径を読みとり、これらの粒度特性値曲線を描いて示してある。なお、石礫の実寸は、写真内の石礫の位置、および土石流の波高変化に基づく縮尺の変化を考慮して拡大率の補正をして求めたものである。

3. 土石流のハイドログラフと岩屑材料特性

7月21日の土石流のハイドログラフを Fig. 4 に描く。流量曲線を中段に、表面流速曲線と波高曲線を下段に示す。表面流速は電磁波ドップラー流速計²⁾による計測値(角度補正済)を、波高はビデオ映像記録から判読した最大波高を表わす。さらに、表面流速を3/5倍した値を流れ断面での平均流速とみなし¹⁴⁾、この平均流速に映像記録から求めた流れの断面積を乗じて流量を算定した。Fig. 4 によると、第1波のハイドログラフの立ち上がりが非常に急激であるのに対し、第2波の立ち上がりはやや緩やかであることが注目される。この沢では、土石流の発生が一度に1回限りであるか、複数回であるかによらず、第1回目の土石流については、そのハイドログラフの立ち上がりは、普通この第1波のように急激である。ただし、この第2波の場合でもビデオの映像記録によれば、その先頭部に石礫が大量に集積しているという特徴については第1波の場合と違いは無かった。

Fig. 4 のハイドログラフと、第1波については Fig. 4 や 5 の石礫の濃度曲線を、第2波についてはビデオの映像記録を合わせて検討すると、二波の土石流について次のような特徴を指摘することができる。すなわち、土石流先頭部のうち、先端から十数秒間の最先端部では、大径礫を主体とする多量の石礫が集積していて、最大波高はこの部分において出現するが、表面流速はやや小さめである(その土石流自体の最大表面流

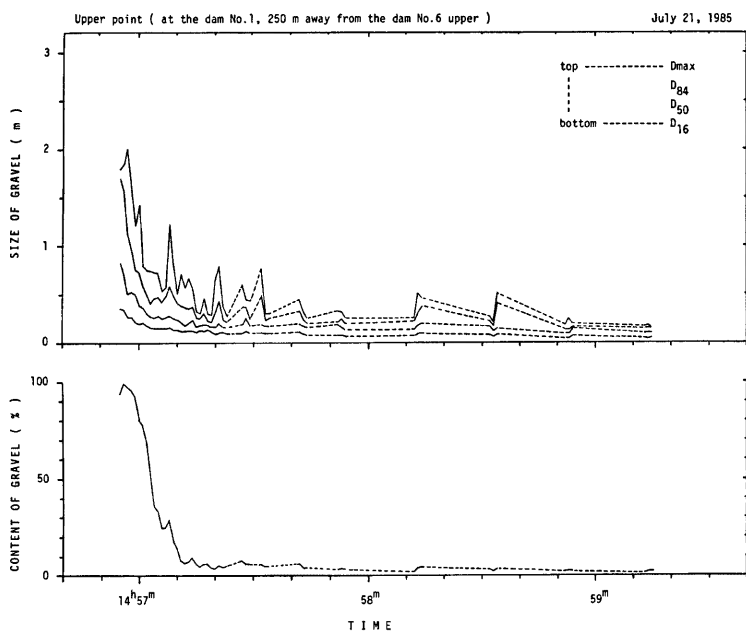


Fig. 5-1 Temporal change in the size factors and in the content of gravel larger than 10 cm, obtained from a series of pictures shown in Photo. 3.

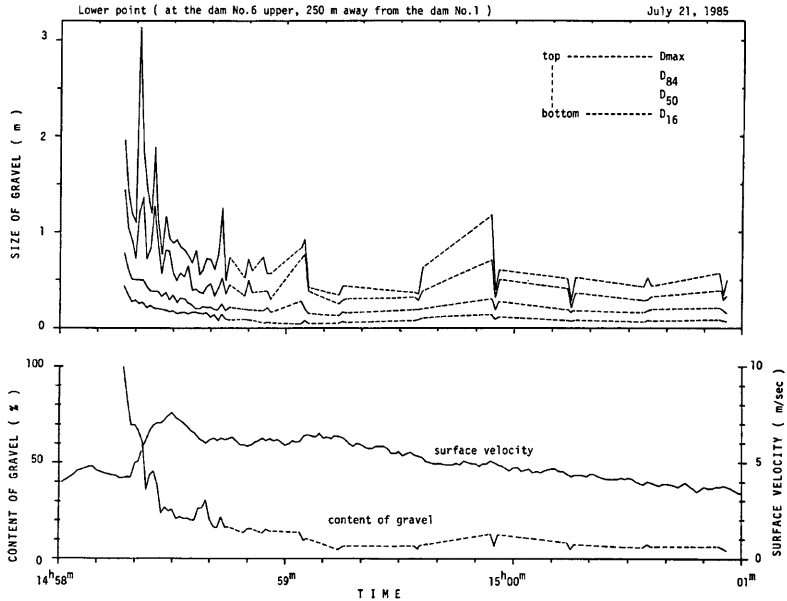


Fig. 5-2 Temporal change in the size factors and in the content of gravel, obtained from a series of pictures shown in Photo. 4.

速の60～70%程度)。最大波高出現部の背後では、石礫の濃度が急激に減少して波高も低下する。しかし、このとき表面流速は逆に増大して最大値を記録したのち、漸減していく。他の観測地の例⁹⁾も考慮に入れると石礫型の土石流では、一般に最大流量は最大波高のところに出現するのではなく、土石流本体のいわば背面に出現しており、普通は最大波高、最大流量、最大流速の順に出現していると言える。

Fig. 4 および 5 に示す第1波土石流の石礫濃度曲線に着目すると、石礫が土石流の先頭部へ著しく集積していることがわかる。はじめの十数秒間に通過するこのような土石流先頭部では、石礫の集積がとくに著しいため、石礫は相互に噛み合いながら運動し、石礫の間隙を細粒の泥砂によるマトリックスが充填している。石礫のこのような著しい集積構造のため、土石流の先頭部分では内部摩擦と底面摩擦が大きく、このため流動性が小さく、先端流速および表面流速がかなり低下している。とくに土石流の先端付近では石礫の濃度が著しく高いが、Photo. 4-1 によれば、このような部分では石礫の間に砂泥のマトリックスがほとんど見られない。しかし、Photo. 4-2 によれば、土石流先頭部の或る特定の境界から後方ではマトリックスが石礫の間隙を充填するようになることがわかる。さらに流れの後方に至ると、砂泥のマトリックスを主体とした流れになり、その中に石礫が分散する構造になっている。

4. 大径礫の先端集積と Inverse grading

Fig. 4 と 5 の粒度特性値曲線に着目すると、どちらの観測点のデータにおいても、大径礫の先端集積が顕著であることがわかる。この現象は以下のように解釈できる。まず、土石流の流れの中で流れの進行方向に生じる石礫の粒度偏析 (size segregation) の過程と、土石流の流下につれて流れに合体する大径礫が、土石

流の中へ混合し難い性質とによって、大径礫の先端集積が性しているものと推定される。後者の非混合過程は、Photo. 4-2 において見られるように、土石流の先端部が大径礫だけで構成されていて、その間隙にマトリックスが存在しない事実によって強く支持される。前者の粒度偏析過程は、いわゆる逆級化 (inverse grading) と流れ上層における高流速とによって進行する。逆級化は大粒径の粒子の浮上のために、流動層の上のほうほど岩屑の粒度が増大する現象を指し、主として、①分散圧力 (dispersive pressure)¹⁴⁾ の効果と、②動的篩 (kinetic sieving)¹⁵⁾ の効果および③大径礫の流路底面衝突効果⁴⁾ とに起因していると推定される。これらのうち、流れの厚みの大きい部分では①と②の効果の重みが増大し、流れの厚みの小さい部分では①の効果は無視すべき程度に薄れ、③と③の効果が増大すると推定される。

5. 土石流の流下に伴う偏析度の変化

上流側の観測点は、Fig. 2 に示されているように、第1号上流堰堤の下流約 20 m 地点にあたる。落差が 11 m のこの堰堤のところを通過するとき、この高落差の段落ちの効果で、土石流本体の構造が乱されて、大径礫の先端集積の程度がいったん低下することが予想される。さらに、土石流がひきつづき 250 m 流下して下流側の観測点に至るあいだには、4 つの低ダム (落差はいずれも 2~3 m) があるだけなので、この間で大径礫の先端集積の状態が再形成されることも予想される。

このような観点で、Fig. 5 の二つのグラフを重ね合わせてみたが、あまり明瞭な差異の判定ができなかった。そこで、先頭部分について、偏析度 C_s を次のようにして求めて比較検討した。まず、Fig. 6 の流量曲線に示すように、この土石流の先頭部分30秒間を流出量 (体積) が等分されるように6分割し、それぞれの部分で基準粒径より大きい粒子の占める比率 (面積%) p_i を求めた。基準粒径は先頭部分30秒間全体における中央粒径 D_{50} を用いた。その値は、上流側観測点では 0.33 m、下流側観測点では 0.38 m であった。 i 部分と j 部分を比較する場合の偏析度 (coefficient of segregation)¹³⁾ は、

$$C_{si,j} = \frac{p_i - p_j}{p_i + p_j} \times 100$$

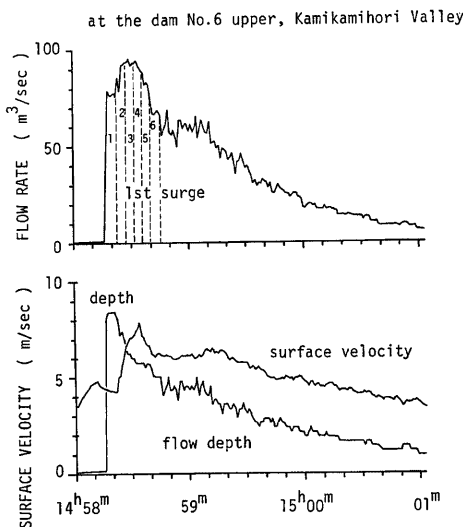


Table 1 Coefficient of size segregation as an index of the accumulation of large boulders to the frontal part of the debris flow.

Coefficient of segregation	$C_{s123,456}$	$C_{s12,56}$	$C_{s1,6}$
Upper point	55.7	70.5	81.2
Lower point	43.9	55.1	57.6

Fig. 6 Division of the frontal part of the 1st surge into 6 parts of equal volume.

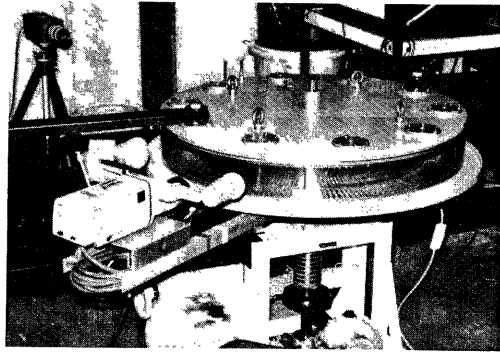


Photo. 5 Specially devised ring shearing flume for size segregation test, produced by Sanwa-Seiki Co., and video cameras.

と定義する⁴⁾。ただし、 $i < j$ とする。たとえば、 $C_{St,i,j} = 100$ は、 D_{50} を境界として区別する大小の石礫が完全に分離した状態で、かつ大径礫が前方集積していることを、 $C_{St,i,j} = 0$ は、混合が一樣であることを意味する。

Table 1によると、偏析度はいずれも上流側のほうで値が大きい。これは、高落差堰堤の段落ちによって大径礫の先端集積構造がさきの予想と異なり、潰れなかったことを意味し、さらに下流側の低ダム群を流下する間に先端集積の程度がやや低下したことを示す。

6. 剪断による粒度偏析の実験

前報⁴⁾では異なる粒径のガラス球の混合物に振動を加えて粒子を流動化させると、動的篩の効果によって大径粒子が浮上して粒度偏析が進行することを報告した。粒状体のこのような流動化は剪断によっても起こることができるので、この場合にも同様な粒度偏析の生じることが予想される。そこで剪断によって生じる粒度偏析の基本的な特性を調べるために以下のような実験を行った。

粒状体としては、粒径の異なるガラス球（大球の平均粒径：12.3 mm，小球の平均粒径：1.7 mm）の混合物を用いた。この粒状体を、Photo. 5に示す円環流路に一樣な混合状態で充填し、これを剪断した。用いた円環流路は三和精機研究所製の循環流発生水槽 GE-2 型である。この円環流路は上盤と下盤とから成り、流路の上面と底面において粒状体が滑らないようにするため、高さ 0.5 cm，幅 7 cm，厚さ 0.1 cm の抵抗板を剪断方向と直交する向きに 1 cm 間隔で敷きつめて固定した。上盤は固定しておき、下盤を回転させることによって粒状体混合物を剪断した。流路の内側の側壁面は上盤に一体の構造なので、回転するのは底面だけである。回転数は 0.25～5.3 rpm の範囲で変えることができる。円環状の流路部分の外径（流路側壁の内側）は 74 cm，幅 8 cm，高さ 7.5 cm である。ガラス球の一樣混合された試料を乾燥状態または水との混合状態で剪断し、流動が定常化してのち、なお 5 分程度一定速度で剪断した。剪断終了後、流路内の試料を上下 4 層に等分割して回収し、粒径別に各層の粒子の重量を計量し、前節のものと同一定義式を用いて偏析度を求めた。ただし最上層を 1 番として、上から下へ番号をつけた。粒状体の剪断流の流速分布や個々の粒子の運動はビデオ画像から判読することにした。このため、ビデオカメラを 2 台用いて流路側方から剪断流を撮影した。このうちの 1 台は Photo. 5 に示すように下盤と一体で回転するように設置し、主として剪断流の下層部分を中心に詳しい観察ができるようにした。他の一台は装置の外に固定して用い、主として剪断流の上層部分を中心に詳しい観察ができるようにした。

7. 実験結果と考察

流路の構造上、回転するのは底面だけであるが、流路内の速度勾配は上から下まではほぼ一定の線型分布をしていることがわかった。従って、水路側壁の摩擦はごく小さくて無視できる程度である。また、流動層の上端面は自由表面ではなく束縛されているので、厚さ 7.5 cm の流動層は実際の土石流の全層に対応するのではなく、土石流の内部のある部分的な層に対応するものと見なすことができる。さて、剪断試験後の試料の偏析状態は、大球と小球の混合比のちがいにによって Fig. 7 や 8 に示すように大きく変化することがわかった。すなわち、大球の混合比率が大きいと逆級化成層 (Inverse grading) が起こるのに対し、大球の混合

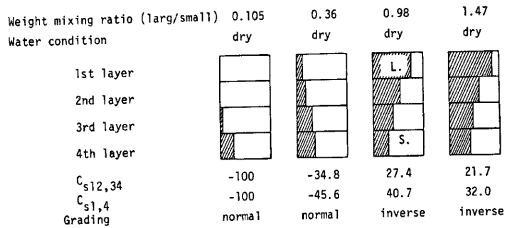


Fig. 7-1 Size segregation of glass particles in the ring flume, induced by shear motion under the condition without water (velocity gradient: 1.5/sec).

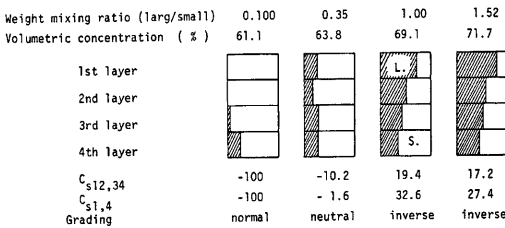


Fig. 7-2 Size segregation of glass particles in the ring flume, induced by shear motion under the condition with water (velocity gradient: 3.0/sec).

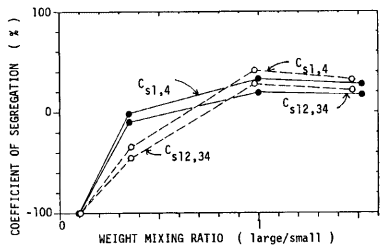


Fig. 8 Changes in the coefficient of segregation versus the weight mixing ratio of the particles. Solid circles show the wet condition and open circles the dry condition.

比率が小さいといわゆる級化成層（grading，下層ほど大粒径粒子の多い状態）が生じる。用いた二粒径粒子の粒径比は，前報で定義した動的篩用限界粒径比¹⁾ r_k ($2 < r_k < 3$) より大きいので，動的篩いの発生条件を満たしているから，この場合，粒状体混合物に逆級化の進行することが予想された。ところが，結果はこのような偏析状態が大きく変化することを示している。この点については，現在のところ次のような定性的な解釈を行うにとどめる。まず，ガラス球の密度はどちらも 2.48 g/cm^3 であるが，小粒径粒子の嵩密度あるいは小粒径粒子と水の混合物の嵩密度はこれより小さくなり，単一の大粒径粒子との間に密度差を生じる。この密度差の効果が卓越する場合には級化状態が生じることになる。ここで，大粒径粒子の混合比率が大きい場合には，動的篩いの効果が密度偏析の効果より優るため，逆級化が進行するものと推定される。逆に，大粒径粒子の混合比率が小さい場合には，密度偏析の効果が卓越して級化状態が生じるものと考えられる。なお，大粒径粒子は混合比率によって決まる数だけの層を上下方向に形成して分布し，平面的には各層ごとにかかなり整然と配列するという現象が見られたが，この点についての力学的な検討は今後の課題である。また，ここでは二粒径の粒状体混合物について実験を行ったが，実際の土石流の岩屑の粒径分布はもっと広く，かつ連続的である。実験においても現実の材料構成にもう少し近づけるために，3 粒径以上の混合物を用いて，さらに検討を深める必要がある。

ま と め

焼岳上々堀沢に発生した一つの中規模な土石流の流動に関するデータを総合的に検討した。とくに，岩屑の粒度偏析の状態と土石流のハイドログラフとの関係を詳しく検討した。その結果，石礫型の土石流においては，先頭部への石礫の集積と，大径礫の先端集積が著しく，このため先頭部が大きな盛り上がりを見せるものの，この部分では表面流速はむしろかなり小さい。しかし，流れの後方では石礫の濃度が低下して表面流速が大きくなり，先頭部の背面にあたるところで表面流速の最大値が出現していることを示した。結局，石礫型の土石流においては，波高，流量，表面流速の順でそれらの最大値が出現するようである。さらに，先頭部の岩屑について，流れ方向の粒度偏析の程度を調べるために，偏析度を求めて検討したところ，高落差の段落ちによって大径礫の先端集積の構造が潰れないことと，土石流が低ダム群の施工されている傾斜の緩い流路区間を流下した結果，偏析度が低下することを明らかにした。

いっぽう，円環流路を用いて粒状体を剪断して生じる粒度偏析の特性を調べた。その結果，大小二粒径の粒子の混合比によって偏析の結果が大きく変化し，大粒径粒子の多い場合には逆級化が，少ない場合には級化状態が進行することがわかった。実験については，もう少し現実の粒度構成に近い材料において生じる粒度偏析を説明するための努力と，他の効果の定量的な評価を含めて，逆級化を促進する作用の総合的な検討を進めていくことが必要である。現地計測においては，土石流の規模や観測地点のちがいにによる偏析度の変化を検討するために，さらにデータを蓄積していく必要がある。

この研究においては，実際の土石流における粒度偏析の検討に際して，焼岳上々堀沢において筆者らが建設省松本砂防工事事務所と共同で行っている観測で得られたデータを利用した。また，本研究の一部は文部省科学研究費補助金，自然災害特別研究(2)，課題番号 60025033（代表者・諏訪 浩）の交付を得て実施した。

引 用 文 献

- 1) 諏訪 浩・奥田節夫：土石流先端における巨礫の運動および先端形状について，京大防災研年報，第16号 B，1973，pp. 425-432.
- 2) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治：土石流の総合的観測（その7），1980年焼岳上々堀沢における観測，京大防災研年報，第24号 B-1，1981，pp. 411-448.

- 3) 諏訪 浩・奥田節夫：焼岳上々堀沢における土石流の堆積構造，京大防災研年報，第25号 B-1, 1982, pp. 307-321.
- 4) 諏訪 浩・奥田節夫・小川恒一：土石流における粒度偏析過程(その1)―大径礫の先端集積と動的篩作用による逆級化―，京大防災研年報，第27号 B-1, 1984, pp. 409-423.
- 5) 諏訪 浩：山地河川における土石流の特性と流量計測，第4回混相流シンポジウム講演論文集「混相流の流動特性と計測法」，1985, pp. 157-174.
- 6) 平野宗夫・岩元 賢：土石流先端部に関する実験的研究，新砂防，No. 121, 1981, pp. 1-7.
- 7) 橋本晴行・椿東一郎：土石流における逆グレディング機構，土木学会論文報告集，第336号，1983, pp. 75-84.
- 8) 山野邦明・大同淳之：二粒径からなる混合粒径粒子流の流動機構，土木学会論文集，第357号/II-3, 1985, pp. 25-34.
- 9) 石川芳治：滑川の土石流，新砂防，No. 136, 1985, pp. 24-29.
- 10) Suwa, H. and S. Okuda: Deposition of Debris Flow on a Fan Surface, Mt. Yakedake, Japan, Z. Geomorph., Suppl. -Bd 46, 1983, pp. 79-101.
- 11) Suwa, H., S. Okuda and K. Ogawa: Size Segregation of Large Bowlders in Debris Flow, Proc. Inter. Sympo. on Erosion, Debris Flow and Disast. Prev., Tsukuba, Japan, 1985, pp. 237-241.
- 12) Suwa, H. and S. Okuda: Measurement of Debris Flows in Japan, Proc. IVth Inter. Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, 1985, pp. 391-400.
- 13) Williams, J.C.: The segregation of particulate materials. A review, Powder Technology, 15, 1976, pp. 245-251.
- 14) Takahashi, T.: Debris Flow on Prismatic Open Channel, Jour. Hydraulics Div. ASCE, 106, 1980, pp. 381-396.
- 15) Naylor, M.A.: The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits—a review, Jour. Sed. Petrology, 50-4, 1980, pp. 1111-1116.
- 16) 建設省松本砂防工事事務所調査課：底面水抜きスクリーン工の試験施工及び鋼管の設置について―焼岳上々堀沢―，建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所技術資料，No. 18, 1985, pp. 127-140.