

焼岳上々堀沢における土石流の発生と規模の検討

諏訪 浩・真中 朋久・稲庭 篤

OCCURRENCE OF DEBRIS FLOWS AND THEIR SCALES IN THE KAMIKAMIHORI VALLEY OF MOUNT YAKEDAKE

BY *Hiroshi* SUWA, *Tomohisa* MANAKA and *Atsushi* INANIWA

Synopsis

The behavior of water in the gully bottom near debris-flow source area in the Kamikami-hori valley of Mount Yakedake has been observed in order to investigate the exact relationship between the water movements and debris-flow occurrences. It was confirmed that debris flows were generated by rapid appearances of large water surges when deposits layers already acquired a high water-content from preceeding rainfalls, but still without being totally saturated by water. From the analysis of rainfall data over 14 years, the surface runoff of water at the source point of debris flow critical to the occurrence of debris flow was found to change not only over years but also seasonally, owing to the changes in the topographic condition of gully and in the property of gully-bed deposits. The studies on the relationship between the scale of debris flows in terms of their peak flow rate or total volume and the surface runoff of water, showed the fact that the scale of debris flows were controlled first by the rainfall intensity in short time duration and the peak flow rate of surface runoff, and secondly affected significantly by the depositional condition in the valley.

ま え が き

焼岳上々堀沢においては強雨によって溪床堆積物が流動化して土石流が発生すると推定されている¹⁻⁵⁾。溪床堆積物が流動化して発生する土石流については高橋による発生機構の説明⁶⁾が広く受け入れられており、筆者らはそのようなプロセスで発生する土石流も多いと考える。いっぽう、上々堀沢では溪床における土石流発生時の水の挙動が必ずしも明らかになっていなかった。そこで上述のプロセスを満たすような水の動きが認められるかどうかという点を含め、上々堀沢における土石流の発生過程を検討するため、1987年から再びこの沢の源流域での観測を再開した。いっぽう、降雨流出の流量の大小と土石流発生との関係を整理し、発生条件の経年的な変動と季節的な変化を検討した。また、発生する土石流がどのような規模となるかの検討は災害対策を進める上で重要である。上原ら⁷⁾は3つの観測地のデータを用いて土石流の規模と降雨との関係を検討している。ここでは土石流の規模の指標値としてピーク流量と総流出量とを取り上げ、焼岳上々堀沢においてはこれらの値が降雨流出の流量や流出量とどのような関係にあるかを1975年以降の既往のデータを用いて詳しく検討した。

1. 土石流発生時の溪床における水の挙動と土石の動き

1.1 観測設備

土石流発生点近くにおいて、土石流が発生するときの溪床における水の挙動や土石の移動の実態を調べるために、Fig. 2 に示す上々堀沢の第4支谷において観測を行った。観測点付近における機器の配置を Fig. 3 に示す。図中に L で示す地点は人工宙水の水位観測点である。人工宙水の水位測定の様子を測定点の縦断面図で示すと Fig. 4 のようになる。遮水シート中央の井戸の下端は溪床表面下 1.2 m であり、シート下流端側の井戸の深さは 1.1 m、シートの直径は 1.2 m である。中央の井戸にステップ式水位計⁸⁾ No. 1 を、端の井戸に

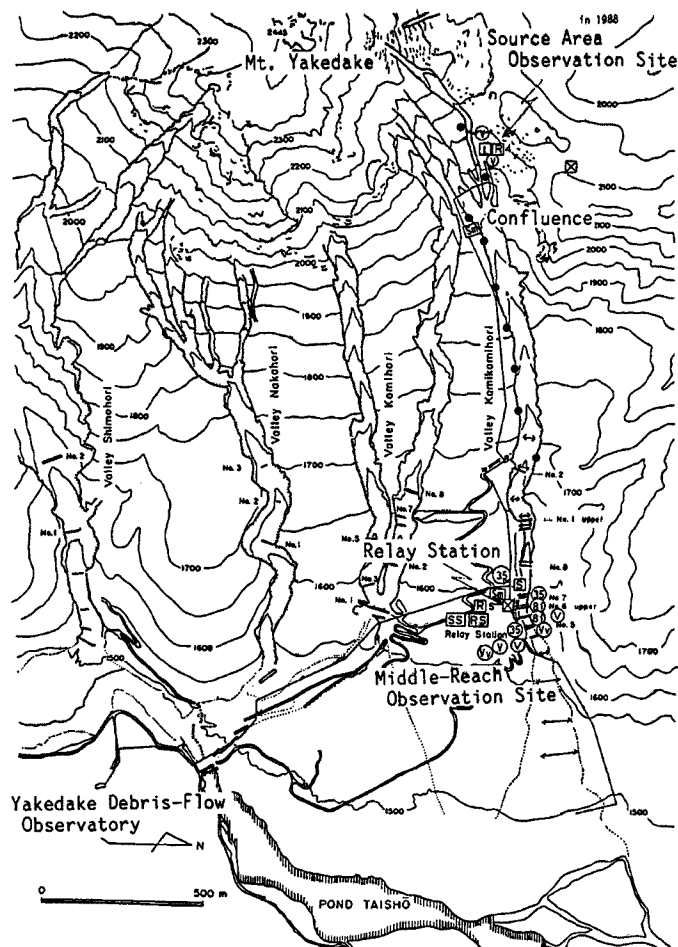


Fig. 1. Location of debris flow observation sites on the eastern slope of Mount Yakedake. R: rain gauge; L: ground water level gauge; SS: spatial filter speedometer; RS: radar (Doppler effect) speedometer; 35: 35 mm time lapse camera; 8_i: 8 mm time lapse camera; V: video camera; S: seismometer; edge arrows: wire sensor for detecting debris-flow arrival.

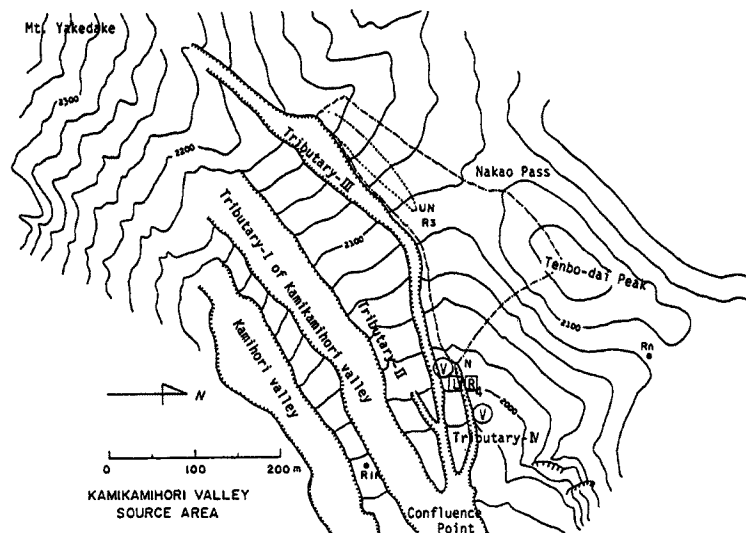


Fig. 2. Headwaters of the Kamikamihori valley. N, UN : old gauging weirs.

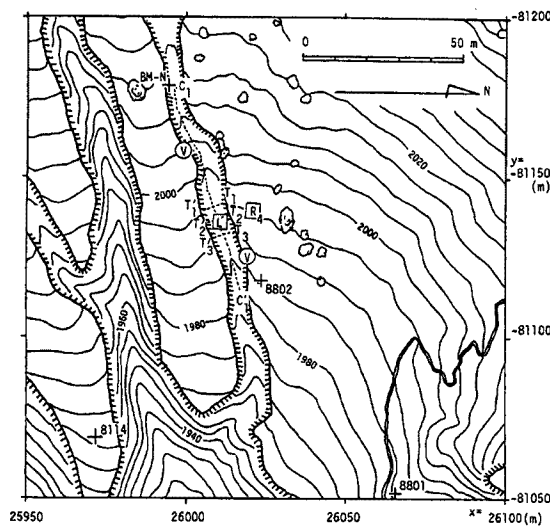


Fig. 3. Location of source-area observation site. Survey lines (broken lines) and bench-mark points (symbol +).

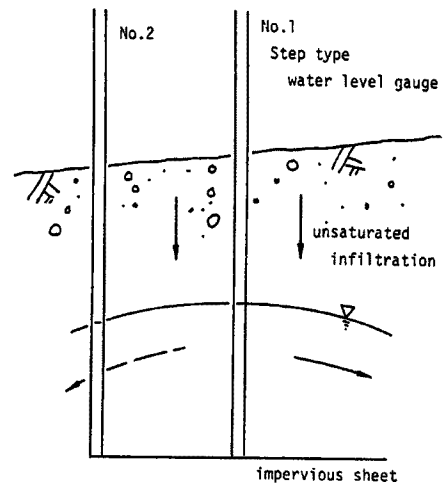


Fig. 4. A schematic illustration of the measurement of artificial perched-water level on an impervious sheet.

ステップ式水位計 No. 2 を用い、さらに、これより約 3 m 上流側に遮水シート無しの井戸を設け、水位計 No. 3 (下端の深さは同じく 1.2 m) を用いた (Fig. 8 参照)。

地中水位測定点から約 10 m 下流において Fig. 5 に示す二つの方法を用いて溪床の原位置透水試験を行った。図中、A の方法は、宙水水位測定設備の 2/3 のスケールの遮水シートを用い、中央のパイプに水位が一定になるように水を注ぎ続け、端のパイプにおける水位を測定して、水がおおむね側方浸透する場合の透水係数を求めた。B の方法は矩形の浅池に水位が一定の状態を保つように注水する方法⁹⁾であり、水がおお

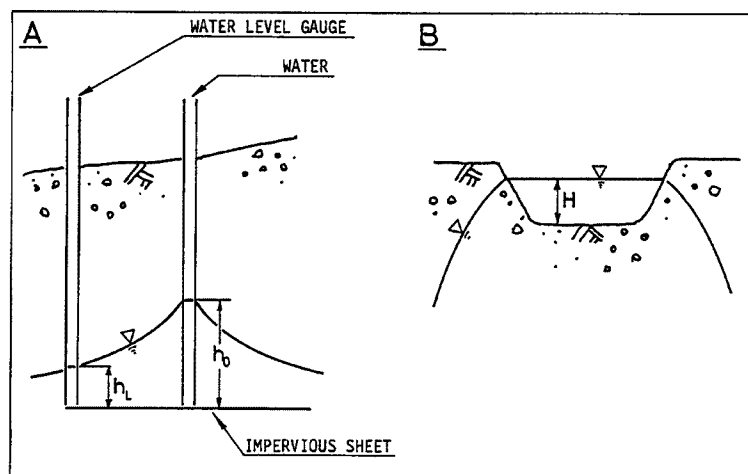


Fig. 5. Schematic illustrations of the in-situ measurement of permeability for lateral flow (A) and for vertical one (B).

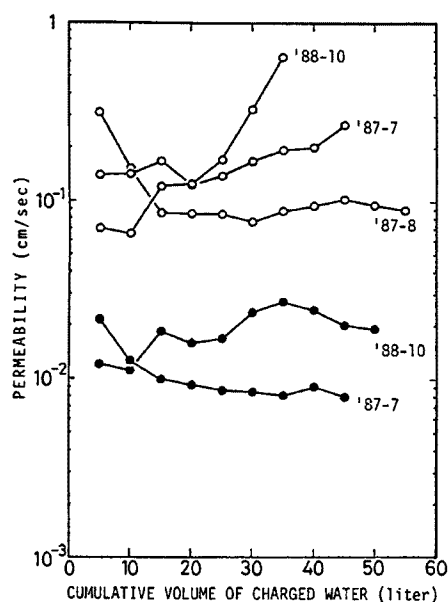


Fig. 6. Time changes in the permeability of gully-bottom deposits for lateral seepage flow (open circles) and for vertical one (solid circles).

むね鉛直に浸透する場合の透水係数を与える。二年にまたがる試験結果を Fig. 6 に示す。黒丸は溪床の表層近くを水が鉛直浸透する場合の透水係数を示すが、1988年の測定値は1987年の値の2倍程度に増大したことを示す。1988年9月11日から12日にかけて土石流が発生したときには、この観測点を土石流は流下しなかったが、大きな出水のために溪床堆積物が rework されて、Bovis らと同じ結果¹⁰⁾、すなわち透水係数が増大することになったと考えられる。実際、同一の試験方法を用いたが、1987年には浅池に注いだ水がたちまち泥水となったのに対し、1988年には水が澄んでいた。これはこの間に溪床堆積物中の細粒材料が洗い流されて著しく減少したことを示すものである。

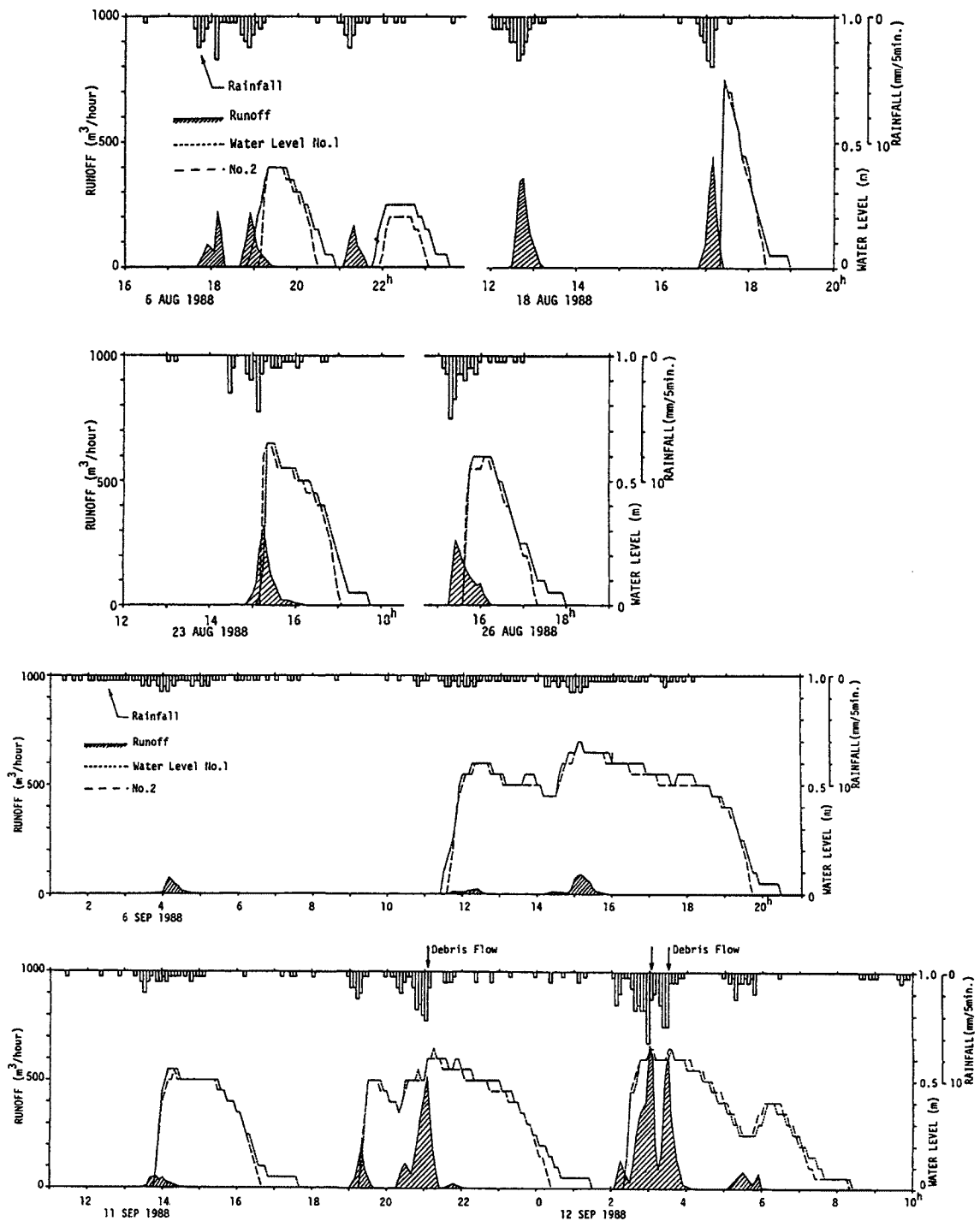
白丸は土層中の遮水シートの上を水が飽和浸透する場合の透水係数を示す(シートの直径80 cm, 井戸の深さ75 cm)。1987年の試験結果は測定値が最終的にほぼ定常値を与えている。これに対し、1988年の測定値については、注水とともに見かけの透水係数が増大した。これは浸透流が土層中の細粒材料を地下侵食して一種のパイプ流が生じた可能性を示唆するものであり、試験結果の信頼性は低い。結局2年にわたる原位置透水試験は、観測点付近の溪床堆積物の透水係数が 10^{-2} から 10^{-1} cm/sec のオーダーのかなり大きな値であり、しかも上述のような reworking によってその値が変化す

ることを示唆する。

1.2 水の挙動と土石流の発生・非発生の関係

第4支谷観測点における溪床下の地中水の水位と降雨および降雨表面流の流量の計測結果を Fig. 7 に示す。この図において、表面流の流量はキネマティックウェーブ法による計算モデル^{11,12)}を用いた計算値を示す。このモデルは、1976年から1980年までの流量堰を設けての実測に基づく降雨流出解析から作られたもの

であり、降雨データから十分に高い精度で実流量を推定することができる。観測点付近においては、強雨があると降雨のうち斜面の浸透能を越える部分が表面流となって山腹斜面やリルを流下し、さらに、これらがリルとガリを伝って集まり、観測点の谷底を流下する。焼岳の山腹は透水性の高い火砕物や、土石流堆積物の厚い層でできていて、谷底観測点付近でも地下水面はかなり深い。したがって、観測点においては雨水の



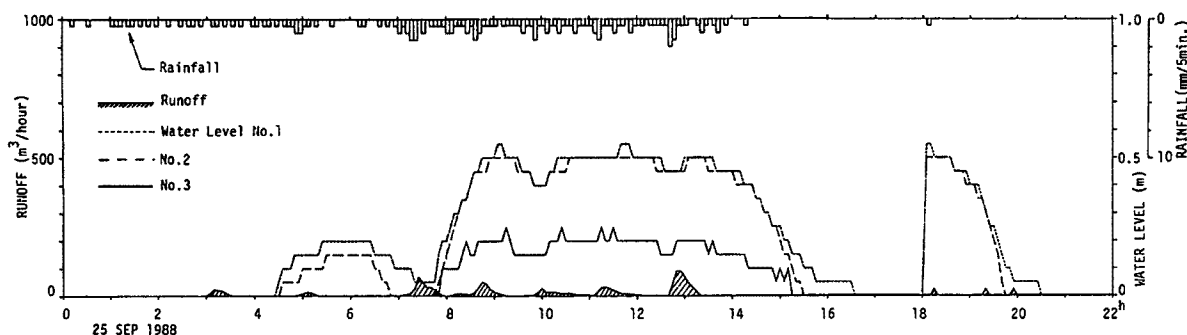


Fig. 7. Hydrological conditions at the gully bottom of the source-area observation site. 5 minutes rainfall (observed), water level No. 1 & 2 with impervious sheet and No. 3 without impervious sheet (observed) and calculated runoff (hatched).

一部が鉛直浸透するのに加え、表面流の出現後は流水の一部が鉛直浸透していき、地表下1.1 mの遮水シートに達した後は一種の宙水を形成する。遮水シート上のこの宙水の水位は浸透水の流量に応じて昇降する。

観測点での水の動きについて Fig. 7 から次のような特徴が読み取れる。

- ① 8月18日の13時頃と17時頃をくらべると、総量と強度が同程度の降雨に対して、表面流は同じように出現しても、13時頃の降雨に対しては宙水水位が現れない。このような違いは8月6日にも生じている。これは、先行してある程度の降雨がない場合には宙水水位が現れないことを示す。すなわち、谷底の土層を水が不飽和浸透していき、遮水シートに到達して宙水を形成するに至るには、土層の含水率が事前にある程度高くなっている必要があることを示すものである。
- ② 表面流は強雨があるときほぼこれに即応して出現するが、宙水水位の立ち上がりはおおむね20分～60分遅れて生じ、それぞれのピーク値の出現順序と時間のずれもほぼ同じ傾向にある。ただし、9月12日の土石流が発生した例については、表面流のピーク出現とほぼ同時に宙水水位のピークが現れていることが注目される。
- ③ 9月11日から12日にかけて、表面流が大きなピークを示したときに土石流が発生している。これと対照的なのは、9月6日の例である。このときは宙水水位は9月11日・12日と同程度の上昇を示すが、ごく小流量の表面流が現れたにとどまっている。
- ④ ところが、8月18日の17時頃の例では、表面流の大きなピークが出現しているが、このとき土石流は発生していない。そして、このとき宙水水位はまだ現れていない。すなわち、土石流が発生するためには表面流の流量が大きいことだけでは不十分で、堆積土層の含水率がある程度上昇していることが必要であることがうかがえる。
- ⑤ 9月11日と12日に土石流が発生したときに宙水の水位は堆積土層の表面には達していない。遮水シートを用いて浸透水を受けとめても高々この図に示す程度の水位しか現れないことを考慮すると、遮水シートのない自然の堆積土層のところでは、下層から溪床表面までが水で飽和することはなかったものと思われる。
- ⑥ 9月25日の例を見ると、遮水シートの無い水位計 No. 3 の水位は遮水シートを用いた水位計 No. 1 や No. 2 における水位よりずっと低いことがわかる。このあたりでの堆積土層の厚さが10¹ mのオーダーであることを考慮すると、No. 3 の水位計が検出した水位は、自由地下水面が上昇してきたことを示すものではなく、堆積土層の中に含まれる大きな石礫や透水性が局所的に低い層の上に形成される宙水の水位を示すものと考えられる。

ところで、土石流による土石の移動は、実際には第4支谷ではこの観測点よりも約50 m下流地点より下流部と第3支谷において生じているが、それらの場所では溪床堆積材料は同質であり、堆積土層の厚さはこの観測点での厚さよりさらに大きい。したがって、土石流の発生点は観測点とは場所が異なりはするが、土石流が発生したときには観測点におけるのとはほぼ同様の水の動きのあったことが推定される。すなわち、

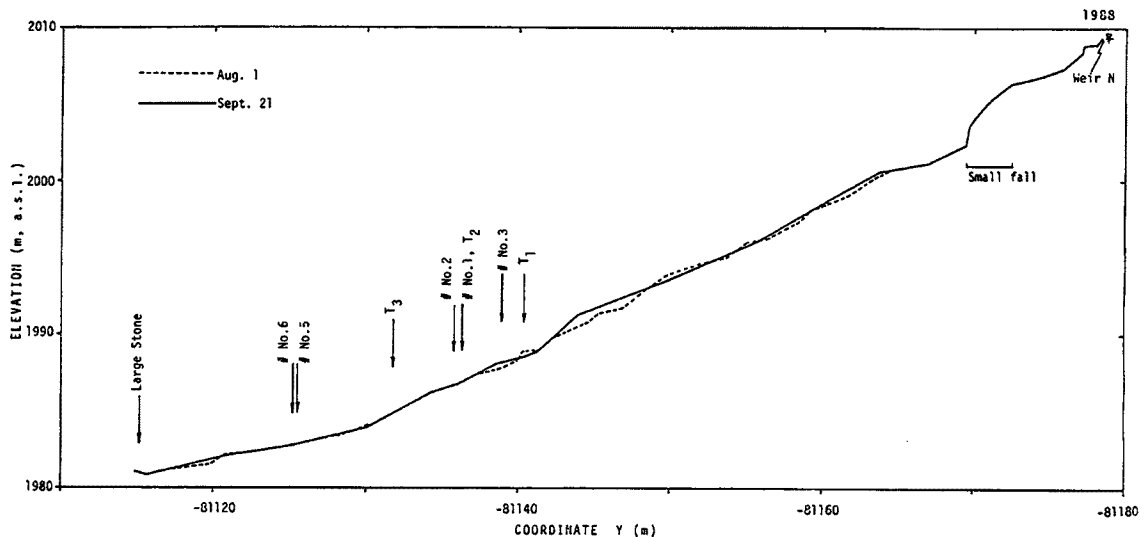


Fig. 8. Longitudinal profile of the gully bottom along the survey line C as shown in Fig. 3.

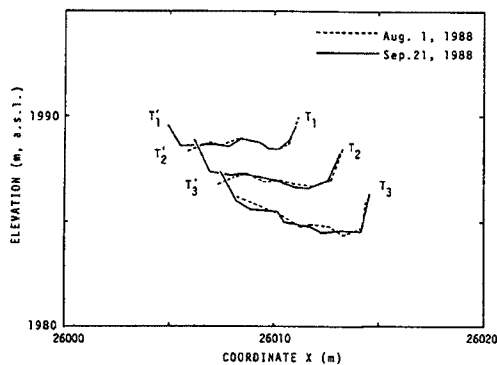


Fig. 9. Transverse cross sections of the gully bottom along the survey lines T_1 - T_3 as shown in Fig. 3.

土石流が発生する時点には溪床堆積物はそのごく表層を除き不飽和の状態であって、表面流の流量の急激な増大があったものと推定される。ただし不飽和とは云っても、Fig. 7の9月6日の15時頃や9月12日の3時頃にみられるように宙水の水位が高い状態で増水すると、さらに宙水水位が小幅ながら上昇するが、そのタイムレスポンスはかなり速い。そのときの溪床堆積物の滯水状態が均質であるか、不均質であるかは分からないが、このような速いタイムレスポンスを生じる水の動きがあることは確かである。

1.3 土石流の発生位置と土石の移動

1988年9月11日と12日に土石流が発生した結果、源流域の溪床では著しい侵食が生じた。すなわち、土石流発生前後の谷底の写真を比較した結果、第1支谷と第2支谷では谷底に全く変化がみられなかったが、第3支谷では

標高2020 m地点から下流で、第4支谷では標高1970 m地点から下流で侵食が著しく進行した。この谷底の侵食は合流点を経て標高1700 m地点付近まで及んでいた。従来の例^{1,2,4,12)}を考慮すると、土石流は上述の第3と第4支谷における侵食限界地点と合流点との間のどこかで発生したものと考えられるが、土石流の発生開始点までは分からない。

土石流の発生にともない、第4支谷の観測点では土石流こそ通過しなかったものの（水位測定用の井戸に用いた肉厚5 mm, 50 mmφ塩ビパイプが溪床上に70~90 cmだけ突き出ていたが、壊れなかった）、大流量の表面流が出現した結果、Fig. 8と9で縦横断形の変化として示す程度の土石の移動が生じた。このときの土砂移動は掃流またはいわゆる掃流状集合流動（土砂流）¹³⁾によって生じたものと推定されるが、9月11~12日のこの出水は夜間に起こってビデオ撮影ができなかったため、出水の実際の様子や石礫の動きは観察できなかった。

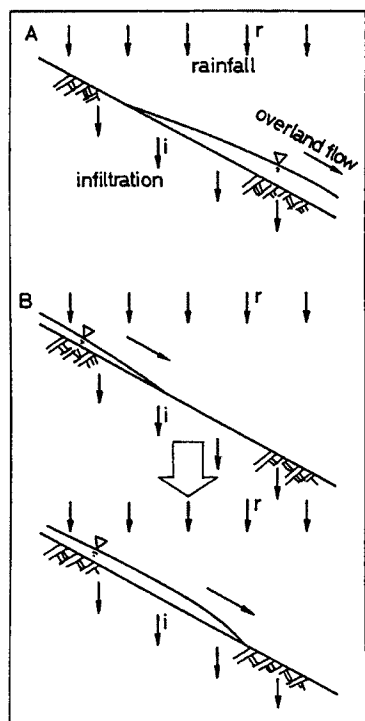


Fig. 10. Schematic illustrations of an ordinary overland flow (A) and a water surge (B).

2. 急出水の出現と土石流の発生過程

2.1 急出水の発生

第4支谷観測点では、Fig. 8にsmall fallと記すところ、すなわち溪床が急傾斜の部分を選択し、ここに出現する出水や石礫の動きを観察するためにビデオカメラを設置した。このビデオ映像記録を検討したところ、この地点に現れる降雨表面流出には通常の出水と、急出水とも呼ぶべきものがあることが分かった。通常の出水とは比較的穏やかな降雨に際し、Fig. 10のAに示すように一つの流路において下流側へつながる流れが下流側から伸びてきて流量が零からだんだん増大して始まる。これに対して、Fig. 7に示す8月26日や9月11日の出水は流れの無かったところへ上流側からフロントを持った流れとして急に出現する。8月26日の急出水の模様をPhoto. 1に示す。このような急出水は強雨に際して出現し易いと考えられるが、その様子はFig. 10のBに示すようなものとなり、いわゆる鉄飽水とか水流段波という言葉の意味する現象と部分的に重なるものと考えられる。このような急出水が出現するための条件としては、強雨が空間的に一様に降るだけでは必ずしも充分ではなく、溪床の上流部の河道へ水がより早く集まり易い条件が存在するものと思われる。すなわち、降雨に関しては溪流の上流部で降雨強度がより大きいという降雨の局地性が存在する条件や、斜面の浸透能が上流部でより小さいこと、あるいは難透水層または不透水層

が上流部で浅く分布するような堆積・基盤構造があるという条件が考えられる。

まず第一点の降雨の局地性については、8月26日と9月11日の例では、Fig. 1に示す下流のR₃地点よりも上流のR₄地点で強雨時の降雨強度が40～50%も大きくなっていった。したがって、降雨の局地性の効果は十分に考えられる。第二の条件については、第4支谷流域斜面の一本の縦断測線に沿う透水性指数の分布に上述のような偏りはみられない¹⁴⁾が、リルやガリの底においては石礫などの占める面積率が変化しているため浸透能に有意な差異が存在する可能性はある。第三の条件については貫入抵抗 N_{10} 値が斜面上部で大きくなる傾向と、大きな N_{10} 値の深さが上部で浅くなる傾向が認められる¹⁴⁾ので、上述の条件を定性的に支持するものとする。以上の検討から、定性的にはこのような急出水がこの観測点において観察されることはうなづける。

2.2 土石流の発生過程

溪床堆積物が流動化して発生する土石流については高橋⁹⁾による発生機構の説明が広く受け入れられている。そのモデルの概要は次のようなものである。すなわち、砂礫よりなる無限長斜面において、浸透流によって堆積層が水で飽和し、さらに斜面表層に表面流が発生した段階で、水で飽和したために減少した堆積層の剪断抵抗応力を、増大した堆積層の剪断応力が上回って堆積層が不安定化してすべり、これと表面流とが混合して土石流となるとの考えである。確かにこのようなプロセスで発生する土石流は実際の災害を引き起こす土石流の中にも多く存在していると考えられる。

これに対し、上々掘沢では、堆積層がごく表層を除き不飽和の状態でありながら、大流量の表面流の出現によって土石流が発生していると考えられる。1988年に観測した土石流の発生地点は、源流域において水の挙動の観測を行っている地点とは異なるが、1.2節で述べたような理由により、土石流の発生地点でも観測

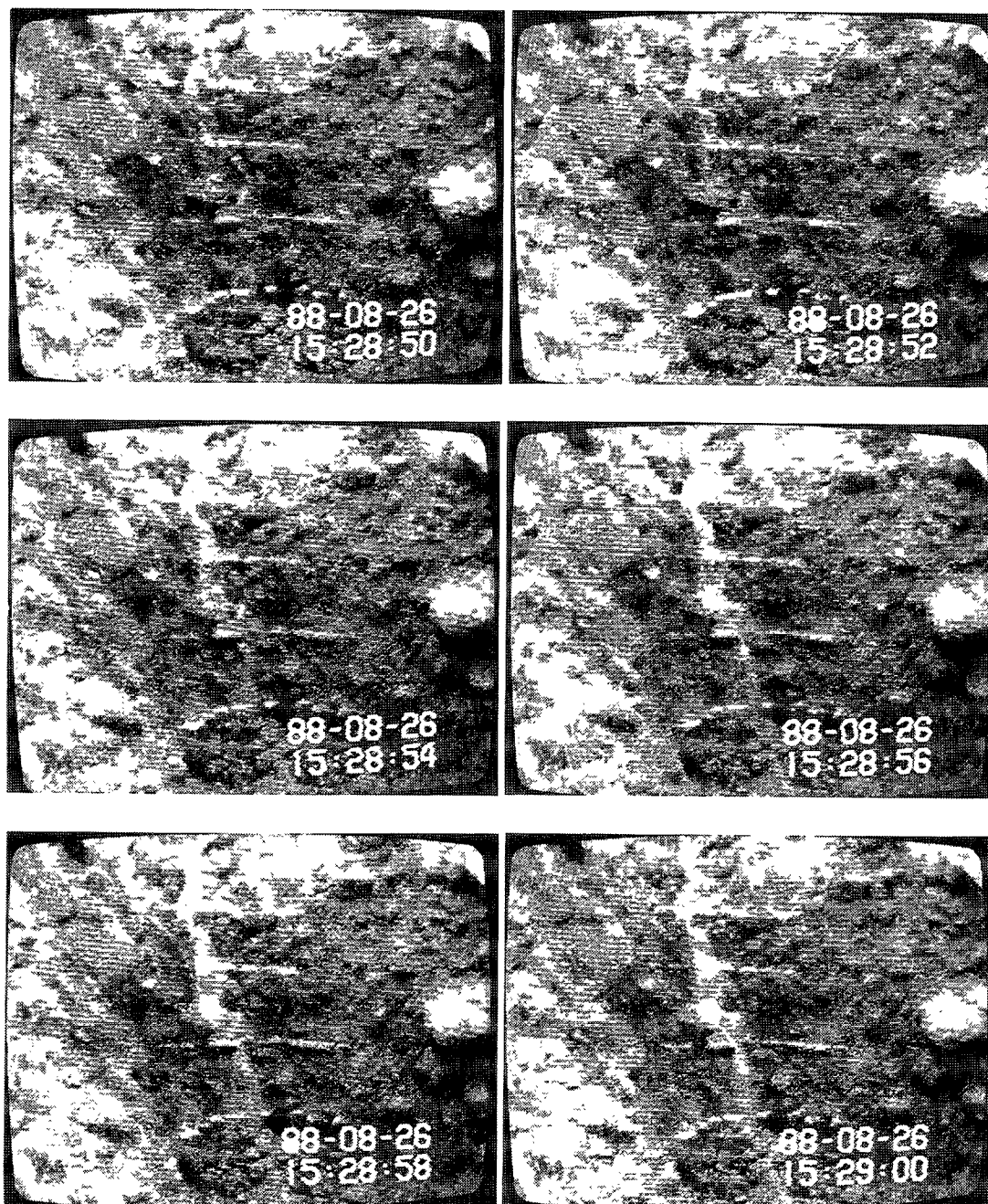


Photo. 1. Video frames every 2 seconds showing a rapid appearance of water surge in the gully (at the point indicated as 'small fall' in Fig. 8). Each slope length between white lines is 1 meter. Figures in the photos show the recording date and times.

点と同じような水の動きがあったと推定される。

表面流の流量が零から漸次増大していく場合の溪床上の巨礫の取り込み過程については、Daido¹⁵⁾が巨礫に働く力のつりあいを検討して説明している。さらに Suwa¹⁶⁾はこのような石礫の移動開始過程においては、粒径の大きな石礫から選択的に取り込まれていく場合の存在することを明らかにしている。すなわち傾斜の大きな斜面では堆積層が水で飽和していなくても、表層の土石が次々と水流に取り込まれていくことが可能

である。そしてとくに土石流が発生するような強雨の条件下では、前項で述べたような急出水が発生することが考えられる。急出水が明瞭なフロントを有していたり、フロントが段波状を呈していると波面での衝撃力やフロント部における大きなエネルギー勾配の効果で堆積層の表層の土石はさらに容易に流れに取り込まれていくことが明らかである。このような段波の波面による巨礫の移動開始については、諏訪ら¹⁷⁾が、波面が巨礫に及ぼす仮想質量力を考慮して検討を加えている。

以上のようなプロセスが実際に進行すると、ある程度の土砂濃度の流れに達することになる。この状態がさらに掃流状集合流動を経て、高濃度の土石が全層に分散した土石流の流れに発展することも考えられる。

しかし、ここでは1.2節で述べた Fig. 7 の語る④の内容を想起してみる。すなわち、土石流が発生するためには、大流量の表面流に加えて、堆積土層の含水率がある程度まで上昇している必要があった。このような堆積層がすべりによらないで流動化して土砂流に合体混合するプロセスが存在することも考えられる。この点に関しては現地観測でさらに実態を把握するとともに、実験的研究による検討が必要になる。

以上に述べたような土石流の発生のプロセスは焼岳上々堀沢だけに限るものではなく、同じような火砕物の堆積層の存在する火山斜面や、透水性の高い未固結な土層が厚い堆積を形成する斜面を有する地域では共通するタイプではないかと考える。

3. 土石流発生の降雨流出条件

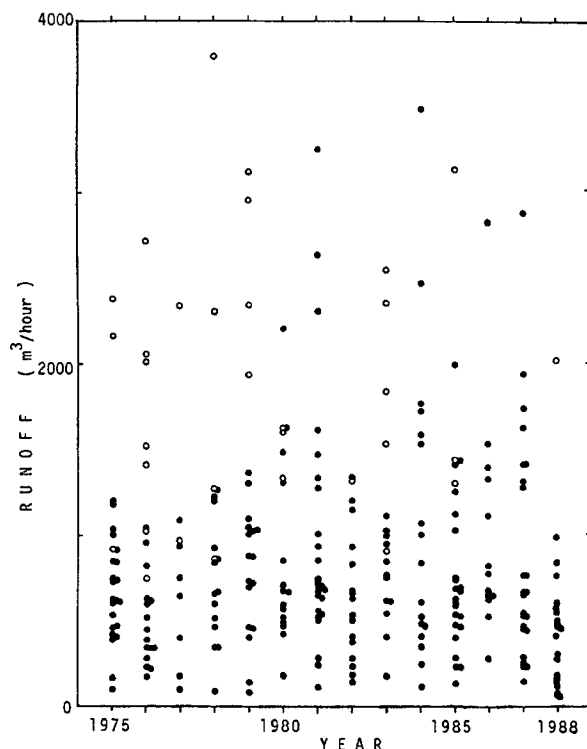


Fig. 11. Year-to-year change in the relationship between debris-flow occurrence and runoff of the water flow (calculated) at the confluence. Open circles show the occurrence and solid circles the nonoccurrence of debris flows.

上々堀沢では、土石流は谷底で降雨による表面流出の流量が急に増大したときに発生するだろうという推察は従来から行ってきたが、前節までに説明した計測結果はこの考えをますます確信させることになった。従って、もしも谷底の堆積状態が不変である場合には、この流量がある一定値 Q_c を超えるときに土石流が発生すると考えることができ、 Q_c を土石流が発生するための限界流量と呼ぶことができる。しかし、いっぽうで土石流の発生を支配する素因として溪床堆積物の量や谷底の微地形条件があり、実際にはこれらが変化しているので、限界流量 Q_c は必ずしも一定の値にならない。溪床堆積物の質と量および微地形条件については1976年から計測を行ってきているが、 Q_c との物理的な関係を明らかにするには至っていない。

上々堀沢合流点における表流水の流量は、これまで実測したことがないので、実流量を推定するための計算モデルは開発していないが、土石流の発生を検討するための便宜的な計算モデル¹¹⁾(キネマティックウェーブ法による)を用いて指標値としての流量は計算できるようにしている。ここでは、1975年から1988年まで14年間の全てのデータについて検討を行った。対象とした降雨の採用基準はその中に10分間に3 mm以上、あるいは1時間に10 mm以上の降雨強度があることであり、4時間以上の無降雨をも

って二つの降雨を分離した。この結果、検討対象に選ばれた降雨は全部で274件であり、このうち33件の降雨によって52件の土石流が発生している。なお、降雨は原則として R_4 地点の値を用いたが、 R_4 が欠測している場合には代わりに R_n (Fig. 2 に示す) または R_s 地点 (Fig. 1 に示す) の値を用いた。

3.1 限界流量の経年変化

上々堀沢においては、1970年に観測を開始して以来19年が経過した。この間、気象条件の違いによるばらつきはあるものの、土石流の発生頻度が減少し、発生する土石流の規模も全般的にだんだん小さくなる傾向があるように思われる。このような概観的な観察がどの程度確かなものであるかを合流点のピーク流量 Q_p を用いて示すと Fig. 11 のようになる。

この図によると、1975年から1978年までの間は Q_p が $1200 \text{ m}^3/\text{h}$ を超えると土石流がほぼ100%発生しており、土石流の発生率が50%以上となるような限界流量を Q_c とすると、その値は $900 \text{ m}^3/\text{h}$ となっている。ところが、1979年から1988年までの期間について検討すると、 Q_p が大きな値を示しても土石流の発生しないケースが出現し、土石流の発生率を50%以上にするような Q_c はもはや存在しない。すなわち、1978年までに比べて1979年以降は土石流が発生し難くなるとともに、年度によるばらつきが非常に大きくなったことを示す。これは1979年8月22日の豪雨に際し、特に大きな土石流が発生して谷の地形条件が一変したことに原因があると考えられる。すなわち、この一日だけで、 10^5 m^3 のオーダーの土石が土石流となって流下したため、土石流発生域の谷の下刻侵食が著しく進行した。

焼岳では先の噴火が1962年にあり、上々堀沢の源頭部を斜めに横切るように爆裂火口が位置したため、このときから上々堀沢では土石流が頻発し始めて谷の侵食が急速に進行してきた。土石流観測が始まった1970年やその前年には土石流が年に十数回とか二十数回も発生していたが、その後、上述の1979年の大きな変化

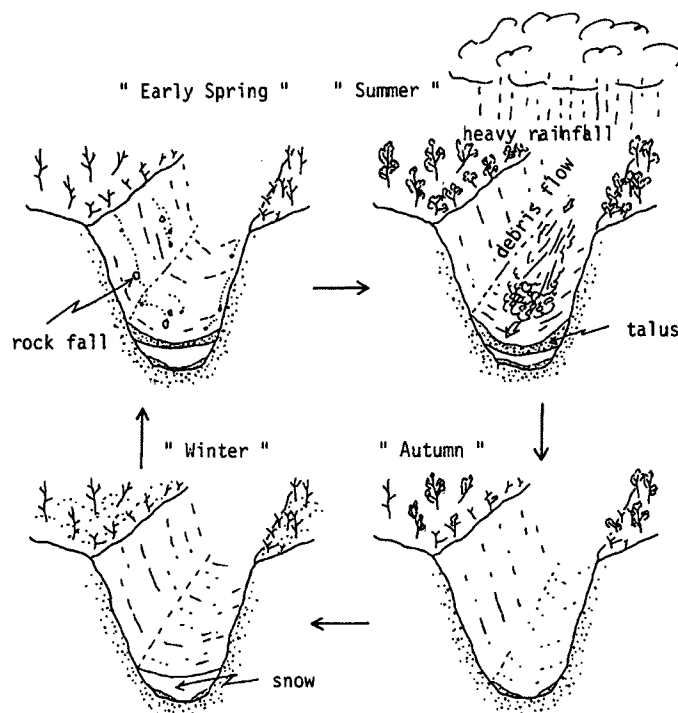


Fig. 12. Cyclic and seasonal changes in the depositive and erosive conditions in the gully of the debris-flow source area.

などを経て、谷の地形条件が安定化してきたためか、土石流の発生頻度が低下してきた。しかし、谷の下刻侵食が進むと側壁脚部が不安定化しやすく、その結果、谷の側方侵食が促進することが考えられるので、土石流発生頻度の現在の低下傾向は一時的なものかも知れない。さらに、このような土石流の発生条件の経年変化は火山の噴火活動の周期性の中に位置づけて検討することも長期的な検討課題である。

3.2 限界流量の季節変化

いっぽう、土石流の発生条件は季節的にも変化することがこれまでも予想されていた^{18,19,20)}。それは、谷底の堆積状態が季節的に変化するからである。この様子を示すと Fig. 12 のようになる。すなわち、谷底には冬季に積もった雪が5月の観測開始時期に大量の残雪として観察できる。この残雪はその上に土砂が堆積すると、厚い土層の断熱効果のために融解の速度が低下する。土石の堆積は、主として谷壁の土石の崩落によって供給され、だんだん増加していく。当該年度に土石流が発生しないと、この土石堆積層とその下の残雪層は翌年に引き継がれる。土石流が発生すると、堆積土石が土石流の材料となって流下するとともに、残雪は急速に融解し、また石礫と同じようなブロック状をなして土石流に混じって流送されることもある⁹⁾。

合流点のピーク流量を用いて土石流の発生と非発生の状態の季節的な推移を整理して Fig. 13 に示す。この図によると、7月までの期間では Q_p が $1500 \text{ m}^3/\text{h}$ を超えると土石流がほぼ発生しているが、8月以降には

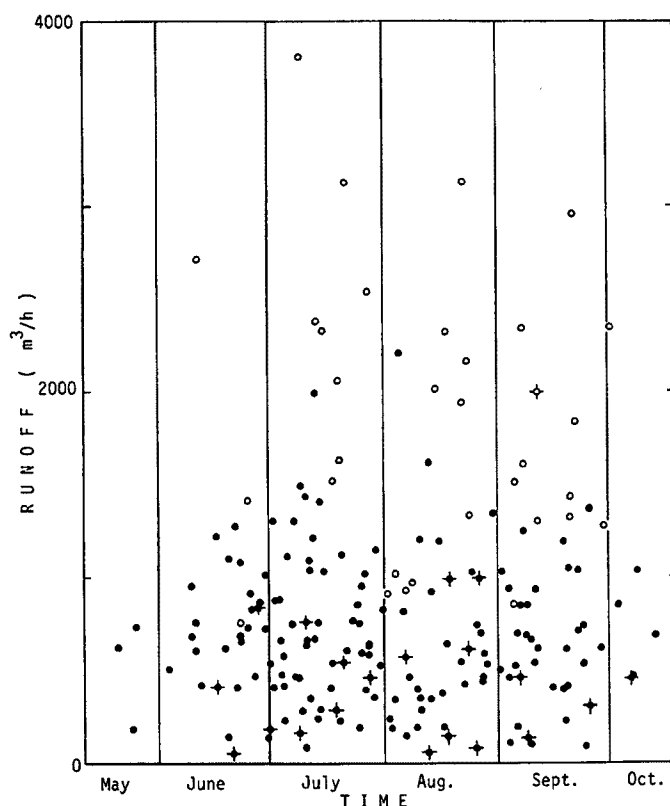


Fig. 13. Seasonal change in the relationship between debris-flow occurrence and runoff of the water flow (calculated) at the confluence. Open circles show the occurrence and solid circles the nonoccurrence of debris flows. Circles with the projections show the data in 1988.

この値が $1200 \text{ m}^3/\text{h}$ 程度に低下している。また、土石流の発生率が50%を超えるような限界流量 Q_c は7月末までは $1100 \text{ m}^3/\text{h}$ であるのに対し、8月以降は $700 \text{ m}^3/\text{h}$ に低下している。すなわち、土石流は7月末までは相対的に発生し難いのに対し、梅雨明け以降は発生し易くなるような傾向を示している。この原因として次の二点が考えられる。その一つは残雪層の浸透能が非常に大きくて表面流の流量を減少させる効果のあることである。すなわち、1988年6月18日に合流点の谷底において溪床堆積土層とその下の残雪層に対して浅池法⁹⁾による原位置透水試験を実施したところ、前者においてははじめのうちは透水係数が 10^{-2} cm/sec のオーダーを示すものの注水開始20秒後には土層にパイピング孔ができてみかけの透水係数が $10^{-1} \sim 10^0 \text{ cm/sec}$ のオーダーに急上昇することがわかった（土層厚約5 cm、雪の比重0.6、ざらめ雪、雪温0°C、注入水の水温6°C）。これに対し、後者においては透水係数の値ははじめからオーダーが 10^0 cm/sec の大きな値を示した。もう一つは溪床堆積土層の堆積構造の変化と、これにともなう浸透能の減少である。すなわち、残雪層を被って堆積する土石はその年の主に4月から5月にかけて谷壁から崩落してきた新しいものであり¹⁸⁾、はじめのうちは空疎な堆積構造を呈していて浸透能が非常に大きい。土石流の発生には到らない出水が起こる度に堆積物の reworking が進み、大きな空隙が細粒材料で埋められてだんだんと緻密な堆積構造に変化するため浸透能が低下していくものと推定される。このような二つの効果が重なる結果、観測期間の前半すなわち残雪量が多く、溪床土石が空疎な堆積構造を呈している時期には、同じ降雨に対して大きな表面流が生じ難いので土石流が発生し難くなっているものと考えられる。Bovis と Dagg¹⁰⁾ は出水の reworking によって溪床堆積土層の透水係数が増大する現象に着目しているが、上々堀沢の土石流発生域では上述のような逆の現象となっていることが観察された。この現象を定量的に評価することが今後の課題である。

4. 土石流の規模

土石流の発生例を Fig. 14 に示す。発生する土石流の規模は物理的にはピーク流量の大きさ Q_p (m^3/sec) または総流出量の大きさ Q_T (m^3)（どちらも水と土石の混合物としての値）で表現するのが適当である。 Q_T は Fig. 15 に示すような土石流のハイドログラフにおいて流量が $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ 以上の時間帯に流下した量（積分値）として定義する。上々堀沢に発生した土石流のうち実測値からハイドログラフの得られた17例について両者の関係を示すと Fig. 16 のようになる。図中の回帰曲線は $Q_p = 0.194 Q_T^{0.73}$ すなわち $Q_T = 9.4 Q_p^{1.37}$ なる関係を示す。 Q_p と Q_T はかなり高い正の相関関係を示し、総流出量の大きな土石流では流量のピーク値も大きいことが分かる。

第2章において、土石流発生の第一の誘因は強雨によって生ずる大流量の表面流の出現であることを結論

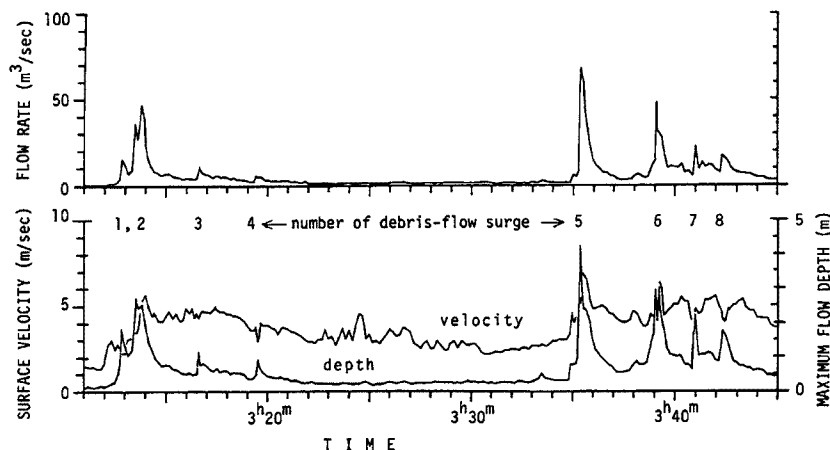


Fig. 14. Hydrograph of the Sept. 12, 1988 debris flows at the middle-reach observation site.

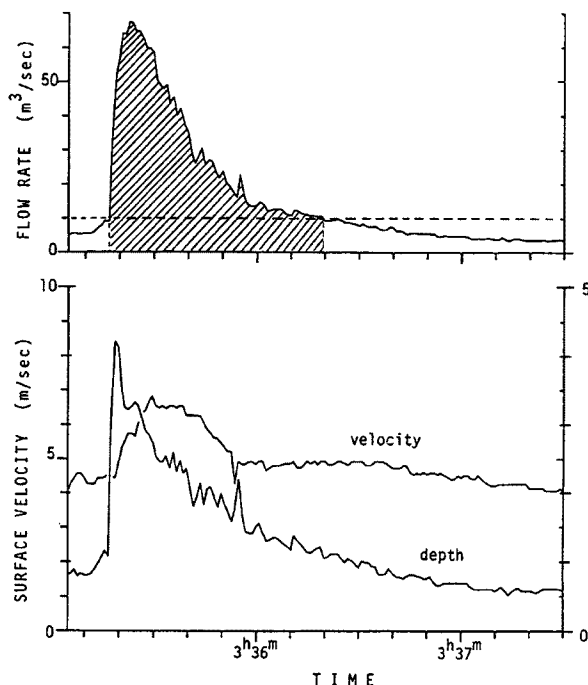


Fig. 15. Hydrograph of the 5th surge of debris flows on Sept. 12, 1988. Total volume of the debris flow is indicated by a hatch zone.

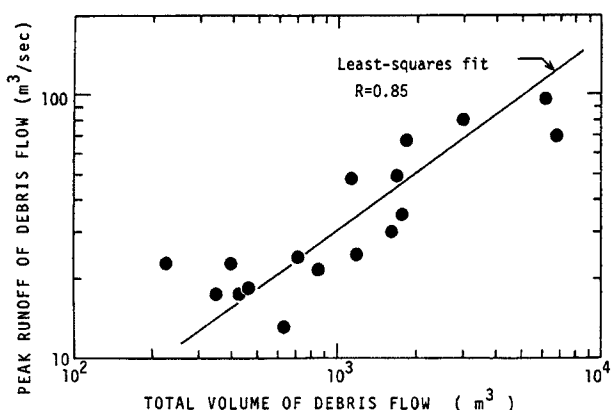


Fig. 16. Correlation between peak runoff and total volume of debris flows.

した。ではこの表面流や降雨の大小がどの程度まで土石流の規模を規定しているだろうか。この点についての検討結果を以下に述べる。ただし、土石流のハイドログラフは下流の集中観測点における実測データに基づくのに対し、降雨流出の流量は合流点における値を用いることとした。土石流発生域においては実測とシミュレーションに基づく物理的に意味のある実用的な計算モデルとして、N地点におけるキネマティックウェーブ法による方法が開発されている¹¹⁾。そこで、合流点に対する集水面積はN地点の集水面積のちょうど10倍であるので、以下ではN地点におけるキネマティックウェーブ法による計算流量（時間分解能は10分）の10倍の値を合流点流量として用いる。

4.1 土石流のピーク流量

土石流のピーク流量 Q_p と出水のピーク流量 Q_{wp} (m^3/sec) の関係を Fig. 17 に示す。この図から二つのことが分かる。まず Q_p と Q_{wp} は正の相関関係にあるが、相関の程度はかなり低い。つぎに、 Q_p は Q_{wp} の数十倍から百数十倍の値になっている。2章において、上ヶ堀沢では溪床堆積物が不飽和の状態での土石流の発生を推察したが、仮に堆積物が水で飽和しているとしても、降雨表面流出で供給される水の流量 Q_w に対して、この水と堆積土砂が混合して土石流になるとすれば、その流量 Q は高々 Q_w の数倍にしかない²¹⁾。 Q_p が Q_{wp} の数十倍から百数十倍であることを考えると、土石流は表面流が単純に土石流に転化したものであるとは考え難い。

そこで、土石流のピーク流量 Q_p と先行60分間の出水の流出量 Q_{w60} (m^3) との関係を Fig. 18 に示す。精度の高い黒丸のデータだけに限って検討しても、二つの量の正相関の程度は、Fig. 17 の場合と同様で、かなり低い。したがって、先行60分間の流出量の水がどこかに蓄えられていて、これが一気に流下して土石流になるのだ、というようなモデルも現実的ではないように思われる。土石流のピーク流量 Q_p を降雨条件との関係で示すと Fig. 19 のようになる。土石流発生前の10分間降雨強度の大小と Q_p の大小との間には対応関係があるが、発生前の60分間降雨強度の大小と Q_p との対応関係は低い。発生前6時間と12時間雨量についても検討したが、これらと Q_p との

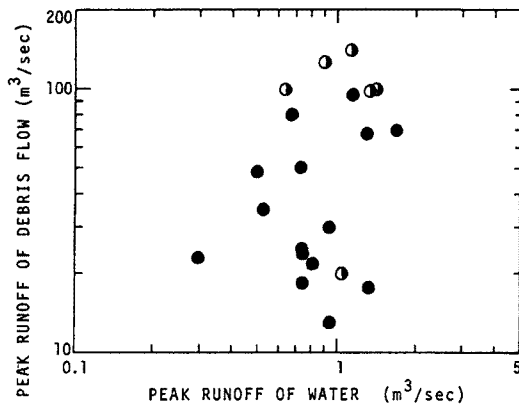


Fig. 17. Plots of peak flow rate Q_P (observed) of debris flows at the middle-reach observation site and peak runoff Q_{WP} (calculated) of corresponding water flow at the confluence. Solid circles show the data whose Q_P was got from the observed hydrograph of flows, while half-solid circles show the data which were estimated either from the surface velocity or the cross sectional area of debris flows.

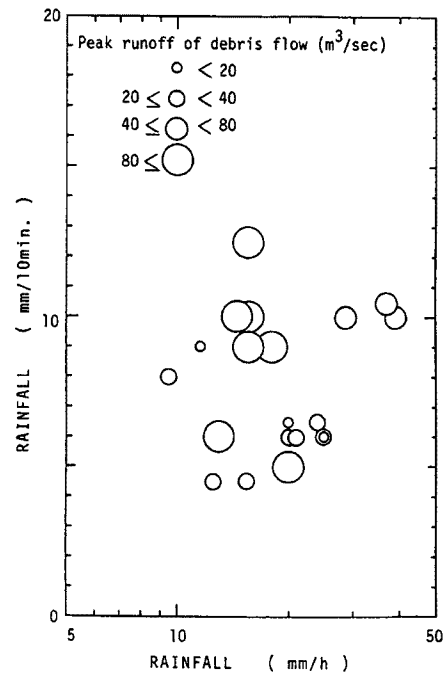


Fig. 19. Relationship between peak flow rate (observed) of debris flows and corresponding rainfall condition (observed).

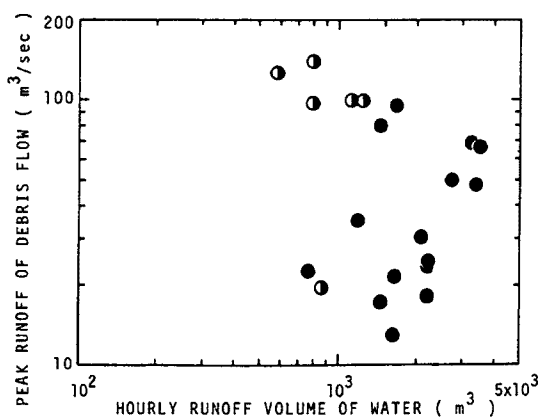


Fig. 18. Relationship between peak flow rate (observed) of debris flows and hourly runoff volume (calculated) of corresponding water flow.

有為な関係はますます薄れていった。

4.2 土石流の総流出量

土石流の総流出量 Q_T と先行60分間の出水の流出量 Q_{w60} (m^3) との関係を Fig. 20 に示す。両者の間の正の相関はあまり高くない。これは、土石流の総流出量は先行60分間の出水の流量に余り左右されないことを示す。このような相関の低さの一因は両者の値を求めるための積分時間の大きな差異にもある。上々堀沢では、 Q_T は観測点をふつう数十秒ないし2～3分で通過してしまう量である。

土石流の総流出量 Q_T と出水のピーク流量 Q_{wp} (m^3/sec) の関係を Fig. 21 に示す。この図においても、両者の間の正の相関はあまり高いとは言えないが、Fig. 20 に比べるとやや高い。出水のピーク流量の時間的な分解能は10分間であるので、 Q_T (m^3) と Q_{wp} (m^3/sec)

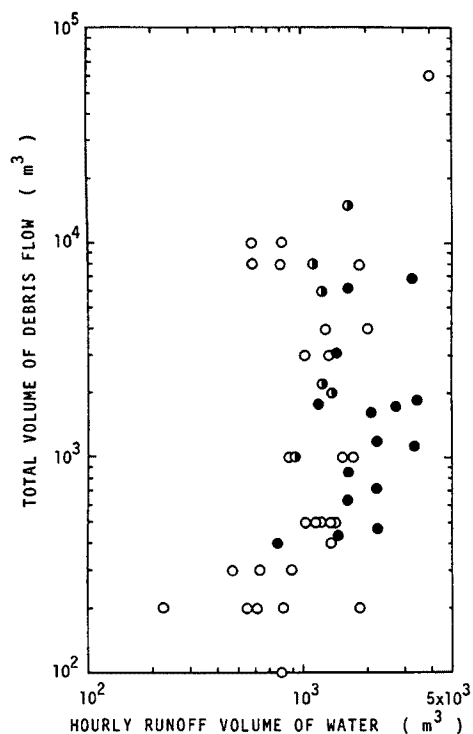


Fig. 20. Relationship between total volume Q_T (observed) of debris flows and hourly runoff volume Q_{W60} (calculated) of corresponding water flow. Open circles show the data whose Q_T were estimated from the volume of debris flow deposits in the fan, while half-solid circles and solid circles show the data of similar meanings as in Fig. 17.

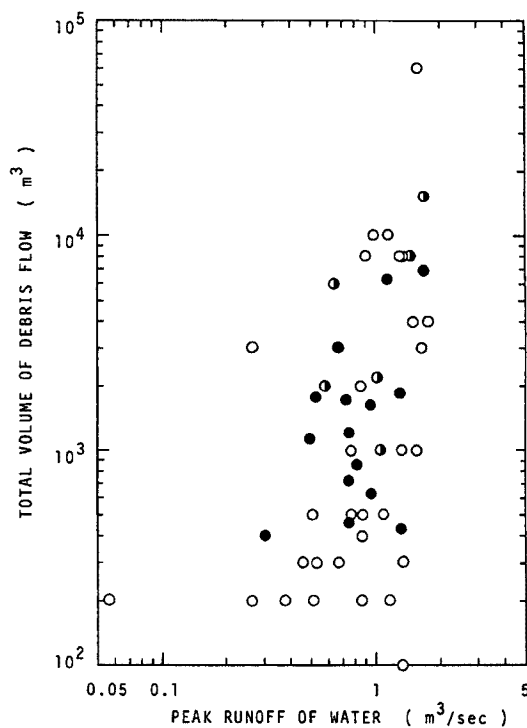


Fig. 21. Relationship between total volume (observed) of debris flows and peak runoff (calculated) of corresponding water flow.

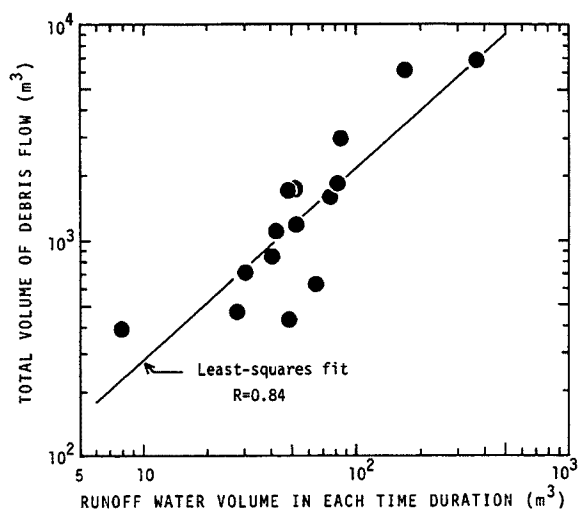


Fig. 22. Relationship between total volume (observed) of debris flows and runoff volume (calculated) of corresponding water flow in each time duration in which the flow rate of the debris flow is not less than $10 \text{ m}^3/\text{sec}$.

を求めるにあたっての時間スケールが近いことがやや好結果をもたらしたと考えられる。黒丸の土石流については、総流出量が観測点を通過する時間 T_d (sec) が分かっているの、 Q_T と $Q_{wp} \times T_d$ との関係を Fig. 22 に示す。両者の間に高い正の相関関係が認められることから、個々の土石流について、その土石流の大流量の継続時間ぶんに合流点へ集中してくる水量をとれば、これが土石流の総量をかなりの程度に規定していることが分かる。なお、図中の回帰曲線は $Q_T = 37.2 (Q_{wp} \times T_d)^{0.88}$ なる関係を示す。したがって、 Q_T が土石流発生点での降雨流出による供給水量のおよそ30~40倍という大きな値になることが分かる。このことは、土石流発生時にその材料となる水として、計算水量以外の水も寄与している可能性を示唆するとともに、さらに、土石流が下流の観測点に達するまでに流経路沿いの水を取り込んでくることを示すものである。このようにして集積する水量に見合う土石が水と混合して対応する土石流の規模を決めていると考えられる。

土石流の総流出量 Q_T を降雨条件との関係で示すと Fig. 23 のようになる。 Q_T の大小とこれら二つの降雨強度との関係は、Fig. 19 において Q_p に関して示した関係と本質的に変わらない。さらに、発生前6時間雨量や12時間雨量と Q_T との相関を検討したが、いずれも著しく低かった。以上の検討から、土石流の規模を決めているのは60分間以上の長時間の降雨量であるよりは10分程度の短時間の降雨強度であり、このような降雨によってもたらされる表面流のピーク値であることが明らかになった。

しかし、土石流のピーク流量や総流出量を決めているのは降雨表面流出による出水の流量だけではないことも同時に明らかになった。すなわち、残雪を含む溪床堆積物の量や質とその変化過程が関与しているのであろうし、土石流が観測点に到達するまでに経てくる侵食や堆積の組合せとしての土砂収支の複雑なプロセスも強く影響しているものと思われる。このようなプロセスの全体を完全に明らかにすることは困難であるが、その中の重要なファクターと考えられる溪床堆積物の量や質とその変化過程について観測・調査を行い、検討を深めることが課題である。

ま と め

焼岳上々堀沢において土石流発生時の水の挙動の観測結果を整理し、この沢での土石流の発生過程について検討した。また、これまでの既往の観測結果を整理して土石流の規模が降雨条件や、降雨流出とどのような関係にあるかを検討して、規模決定のプロセスに関して考察した。主要な成果を以下に挙げる。

(1) 土石流が発生したとき、土石流発生点に近い第4支谷観測点では、鉛直浸透する水が谷底の溪床堆積物を十分に湿らせており、さらに大流量の表面流が現れていた。ただし、溪床堆積層ではごく表層や局所的な宙水の部分を除き、土層は不飽和の状態であった。

(2) 強雨の条件下で第4支谷観測点では急出水と呼ぶべき表面流が明瞭なフロントを有しながら上流側から流下する事例を観測した。

(3) 前二項の観測事実から、上々堀沢では溪床堆積土層において降雨によって供給された水で十分にその含水率が上昇していれば、溪床堆積物のごく表層を除き、堆積層が不飽和な状態であっても、大流量の表面

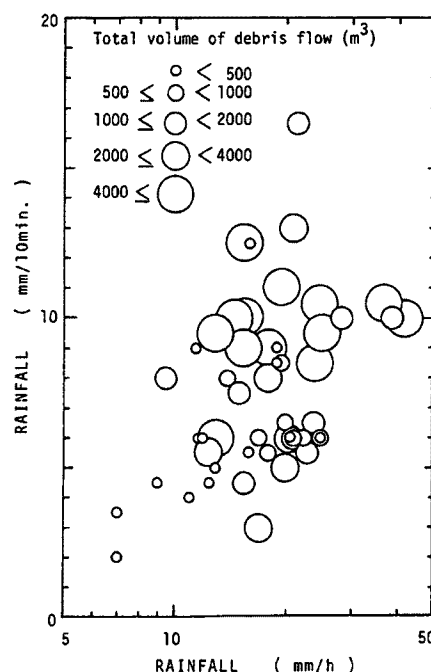


Fig. 23. Relationship between total volume (observed) of debris flows and corresponding rainfall condition (observed).

流が出現しさえすれば、土石流が発生すると推定された。このときの表面流が(2)に述べた急出水のタイプになっていることは十分にあり得ることであり、その場合にはこのような急出水の先端部が溪床の土石をさらに強く流れに巻き込む作用を発揮して、表面流による土石流の発生をいっそう促進することが考えられる。(4)合流点の流量で既往土石流の発生判別を行った。まず、データを経年的に検討した結果、1979年の特別に大きな土石流が発生して谷底の侵食が急激に進んだ時点を境に、その後に土石流の発生限界流量が大きくなって土石流が発生し難くなっていることが明らかになった。この傾向は谷が安定化の方向に変化したためであると解釈した。つぎに、データを季節的に検討した結果、梅雨明け以降に比べると梅雨明けまでの期間には土石流が発生し難い傾向がみられた。これは、現地調査の結果、残雪層の浸透能が土層のそれよりずっと大きいこと、残雪が大量に残っている時期には、同じ程度の降雨に対してより小流量の出水しか実際には起こらないこと、溪床土石の堆積構造の季節的な変化などに起因していることが明らかになった。

(5)既往土石流の規模の指標値として、土石流のピーク流量と総流出量とをとりあげ、これらの値の大小が降雨条件や降雨流出の流量によってどの程度規定されているかを検討した。その結果、出水の流量が最も大きな要因であることに間違いは無いものの、土石流の規模は出水のみによって決まるのではなく、溪床堆積物の量や質およびそれらの変化過程や土石流の流下に伴う複雑な土砂収支のプロセスが大きく関与していることが推定された。

この二年間の観測と解析を通じてその重要性が認められる今後の課題は次の二点である。一つは、残雪を含めた谷底の堆積状態と水文特性の季節変化過程を定量的に明らかにすることである。焼岳における土石流の発生を決める第一の要因は降雨流出による流量の大きさであることはまちがいないが、流量条件だけで土石流の発生と非発生を峻別したり、土石流の規模を完全に規定することは出来ないことが明らかになった。もう一つは、表面流が土石を実際に取り込んで土石流段波を形成する過程の観測とそのメカニズムの解明である。ここで、本研究でその存在を明らかにした急出水の詳しい特性と、それが土砂流送に果たす効果の観測および検討を深めることが重要である。これらの点が不明な限り、土石流発生流量の値は上々堀沢にしか通用しない単なる統計的な数値でしかないが、これらの点の力学的な理解が進めば、その成果は、多くの溪流において、短時間の強雨が引金になって発生する土石流の発生や発生規模の予測に役立つと考える。

謝 辞

焼岳上々堀沢における土石流の観測は建設省松本砂防工事事務所と共同で実施している。同事務所の宮本登所長(現 小里川ダム工事事務所長)をはじめ、調査課の諸氏ならびに焼岳監督官 平林玉次氏に深く感謝の意を表す。本研究を進めるにあたり、岡山理科大学 奥田節夫教授(京都大学名誉教授)ならびに京都大学防災研究所 奥西一夫助教授にご援助、ご助言を賜った。現地の作業に対しては京都大学理学部の学生諸君におおいに協力していただき、また、安曇村村営焼岳小屋の方々のお世話になった。ここに記して感謝の意を表す。本研究の一部は文部省科学研究費補助金重点領域研究(1)「土石流の発生及び規模の予測に関する研究」課題番号62601017および63601016(代表者:名古屋大学 片岡 順)の交付を受けて行った。関係各位に感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 1) Suwa, H., S. Okuda and K. Yokoyama: Observation System on Rocky Mudflow, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 23, 1973, pp. 59-73.
- 2) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一: 土石流の総合的観測 その7, 京都大学防災研年報, 第24号B-1, 1981, pp. 411-448.
- 3) Suwa, H. and S. Okuda: Measurement of Debris Flows in Japan: Proc. 4th Inter. Conf. and Field Workshop on Landslides, Tokyo, 1985, pp. 394-400.
- 4) 諏訪 浩: 焼岳の土石流, 第20回砂防学会シンポジウム「火山砂防を考える」概要集, 鹿児島, 1988,

- pp. 35-47.
- 5) 諏訪 浩：土石流の発生と谷地形の変化，奥田節夫教授退官記念シンポジウム「災害地形学最前線」，奥田節夫教授退官記念事業会，1988，pp. 83-104.
 - 6) 高橋 保：土石流の発生と流動に関する研究，京都大学防災研年報，第20号B-2，1977，pp. 405-435.
 - 7) 上原信司・水山高久：土石流動態観測に基づく土石流ピーク流量の検討，新砂防，134，1984，pp. 23-24.
 - 8) 奥田節夫・諏訪 浩・仲野公章・横山康二：土石流の総合的観測 その2：京都大防災研年報，第19号B-1，1976，pp. 385-402.
 - 9) 福田正巳 編著：地下水ハンドブック，(株)建設産業調査会，1979，p. 291 (1537 p).
 - 10) Bovis, M. J. and Dagg, B. R. : A model for debris accumulation and mobilization in steep mountain streams, Hydrological Science-Jour., 33, 6, 1988, pp. 589-604.
 - 11) Okunishi, K., Suwa, H. and Hamana, S. : Hydrological controls of erosion and sediment transport in volcanic torrents, Hydrological Science-Jour., 33, 6, 1988, pp. 575-587.
 - 12) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・小川恒一・浜名秀治・田中俊一：土石流の総合的観測 その6，京都大防災研年報，第23号B-1，1980，pp. 357-394.
 - 13) 高橋 保：土石流の流れ学，ながれ，3，1984，pp. 307-317.
 - 14) 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4，京都大防災研年報，第21号B-1，1978，pp. 277-296.
 - 15) Daido, A. : On the Occurrence of Mud-Debris Flow, Bull. Basic. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 21, 1971, pp. 109-135.
 - 16) Suwa, H. : Focusing Mechanism of Large Boulders to a Debris-Flow Front, Trans. Japan. Geomorph. Union, 9, 1988, pp. 151-178.
 - 17) 諏訪 浩・奥田節夫：土石流先端部における巨礫の運動および先端形状について，京都大防災研年報，第16号B，1973，pp. 425-432.
 - 18) 諏訪 浩・志方隆司・奥田節夫：焼岳上々堀沢の谷壁と溪床における地形変化過程，京都大防災研年報，第26号B-1，1983，pp. 413-433.
 - 19) 諏訪 浩・志方隆司・奥田節夫：焼岳上々堀沢の地形変化過程，新砂防，136，1985，pp. 14-23.
 - 20) Suwa, H. and Okuda, S. : Seasonal variations of erosional processes in the Kamikamihori Valley of Mt. Yakedake, Northern Japan Alps, CATENA SUPPLEMENT 13, 1988, pp. 61-77.
 - 21) 芦田和男：土砂生産と流出，吉川秀夫編著「流砂の水理学」，丸善(株)，11章，1985，pp. 345-362.