

土石流の総合的観測

その3. 1976年焼岳上々堀沢

奥田 節夫・諏訪 浩・奥西 一夫
仲野 公章・横山 康二

SYNTHETIC OBSERVATION ON DEBRIS FLOW

Part 3. Observation at valley Kamikamihorizawa of Mt. Yakedake in 1976

By *Setsuo OKUDA, Hiroshi SUWA, Kazuo OKUNISHI,*
Masaaki NAKANO and Kōji YOKOYAMA

Synopsis

Systematic observation was carried out on the eastern slope of Mt. Yakedake in Japan Alps, in order to study physical processes of debris flow and some special phenomena concerned with the flow. Each stage of the debris flow such as the occurrence, growing, flowing, retarding and deposition was the direct objective of the present observation. Hydrological properties of slope surface were investigated in the source area of the debris flow by use of various methods of physical sounding, and by the stream gauging to examine the relation between the rainfall and occurrence of debris flow.

In order to attain the above mentioned purpose, the synthetic observation system equipped with many instruments was extended over the whole course of valley Kamikamihorizawa.

The main results of this observation are as follows: (a) The continuous record of velocity and discharge of a specified debris flows were obtained. (b) Exact size distribution of large stones in the head of the debris flow was measured. (c) Vibration of ground due to the passage of the debris flow was measured, and it was revealed that the magnitude of acceleration was so high that the vibration may affect the fluidization of deposits in the valley bed. (d) Changing features in valley bed profile caused with the occurrence of debris flow were revealed by the survey carried out three times during the observation period. (e) About a half part of the source area has a small infiltration capacity, so that sufficient quantity of water and sediment can be supplied to the valley under a certain meteorological conditions.

1. ま え が き

1976年夏の焼岳東斜面における土石流の調査は、昨年度つくりあげた「源流域から扇状地まで」あるいは「土石流の発生から停止まで」の一貫した過程をとらえる計測システムの機能を十分に発揮させることであった。

この地域においては土石流が強雨にすぐ対応する形で発生する。土石流の流動状態は組成や規模により異なるが、このとき莫大な土砂流出を生じ、上流部では溪床が急激な侵食を受けるとともに、下流部とくに扇状地には大量の土砂石が堆積する。

そこでこのような土石流とこれに伴う現象を主として次の3つの面から観測および調査を行なった。その第1は土石流発生域の状態と発生過程であり、第2は土石流が停止堆積に至るまでの流動過程である。そして第3にはこれによって生ずる渓流および山腹斜面の地形変化を知ることであった。

その結果は期待にたがわず、今年度に発生した7回の土石流の動態を把握することに成功し、土石流の発生と流動に関する正確な情報の飛躍的増大をもたらすことができた。

以下に観測システムおよび成果の概要を報告する。

2. 観 測 の 内 容

2.1 観測システム

1976年の観測では前年までの内容に加え、(1)源流域の表層土と水文特性の調査、(2)土石流の成長発達過程と土石流によって生ずる振動の計測、(3)強雨と土石流の流下によってもたらされる地形変化の測定 の3点に特に力を注いできた。このため観測機器は **Fig. 1** に示されるように上々堀沢の全流域を覆うように組織的に配置された。

(1) 降雨量

雨量計を6地点に設置し、とくに土石流発生域と流量堰付近の降雨を正確に求めるよう配慮された。

(2) 地下水位

この測定には前年度に考案製作したステップ式水位計を用い、源流域第3支谷と第4支谷の溪床下の浅い地下水位を記録した。また同じ地点で最高地下水位計も併用した。さらに第2号堰堤右岸の深さ 45m ボーリング孔においても測定を実施した。

(3) 表流水流量

源流域における表流水の流出特性を調べるため 直角Vノッチをもった流量堰が第4支谷に新たに設置された (**Fig. 2**)。なおこの堰地点に対する流域面積は $2.69 \times 10^4 \text{m}^2$ である。流量は水位から求められるが、水位測定法として、フロート式水位計と8ミリ駒撮り撮影法を併用した。

(4) 先端流速

前年度と同じく25本のワイヤーセンサーと4本のコンタクトセンサーにより、土石流の先端流速を追跡するとともに機器を遠隔自動操作する。垂下式センサーは滑車部分に改良を加えた (**Photo. 1**)。

(5) 流動過程の映像

流動中の土石流を撮影するために各種カメラを配置しているが、新たに次の2つの試みを実施した。その一つはなるべく土石流を発生地点に近いところで把握するため、第3支谷逆「く」の字地点左岸にビデオカメラを設置した。この被写域中には地下水位計とパイプ歪計も埋設され、この地点を土石流が流下すると動的なデータが得られる。もう一つは成長発達過程撮影法の改良である。前年の経験から、険しいV字谷の谷底を気象条件の悪いときに岸の上から撮影するのは難しいことがわかった。そこで4台の8ミリカメラを (**Photo. 2**) のように谷渡しワイヤーと滑車などにより谷底から 5m 程度の高さのところに空中固定した。

(6) 溪岸の振動

土石流が流下する場合に観測者が経験するものとして、持続する轟音と先端部が流下する際の地面の振動があげられる。この振動は先端部に集中する多量の巨大な石が互いに、あるいは渓床や溪岸と衝突を繰り返すために生ずるものであろう。この振動が大きければ土石流の流動に何らかの役割を果すことが予想される。

そこで第7号と第8号床固の中間右岸(岸から 3m 離れた地点)に物理探査用のピックアップを埋め込み、振動の鉛直成分と水平成分を測定し、この土石流による地盤の振動特性を調べることを試みた。

(7) 衝撃圧

土石流が堰堤や巨岩に与える衝撃圧の最大値を求めるため、前年と同じ地点に圧痕計が設置された¹⁾。

(8) 採泥と泥流流量

土石流先端部の組成材料調査のための採泥は前年と同じ採泥筒によった¹⁾。また先端部につづく多量の流

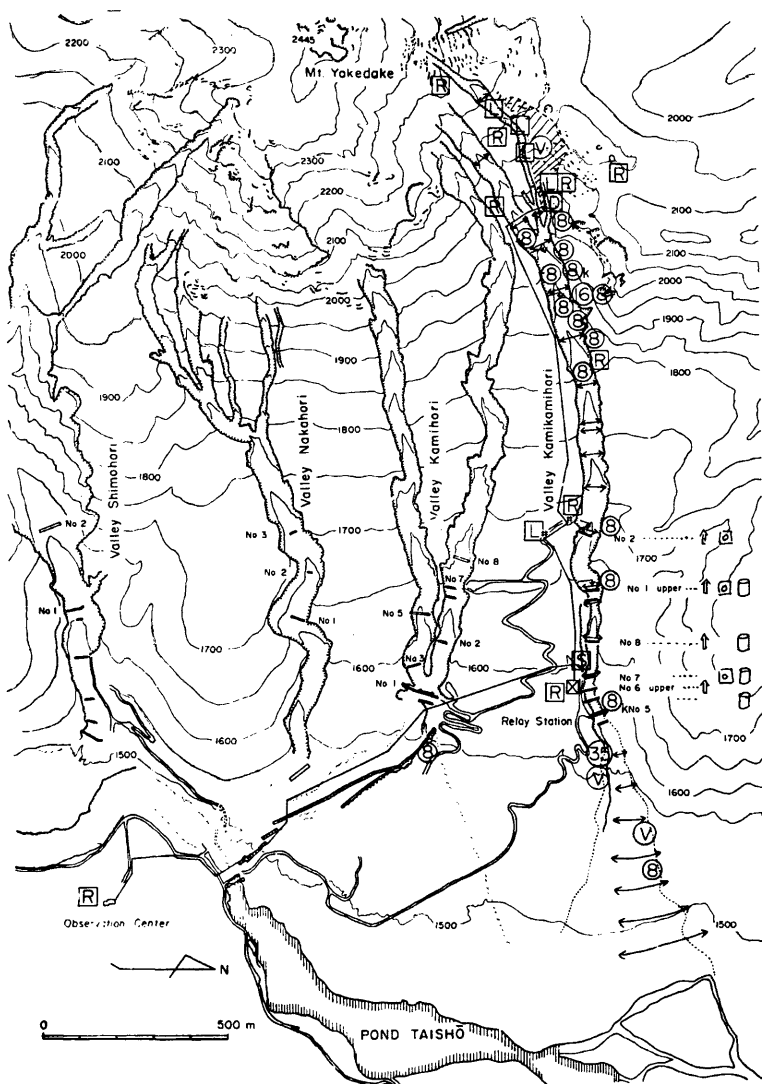


Fig. 1. Observation system at the eastern slope of Mt. Yakedake [R]: rain gauge, [L]: ground water level gauge, [D]: gauging weir, [Z]: experimental drainage area, $\leftrightarrow$: wire sensor, ∇ : contact sensor, ⑧: 8mm cine-camera, ⑧x: 8mm interval shot camera, ⑩: 16mm cine camera, ②5: 35mm interval shot camera, V: video camera, S: seismometer, $\uparrow$: equipments for flow height, [Q]: impact pressure gauge, [M]: mud sampler.

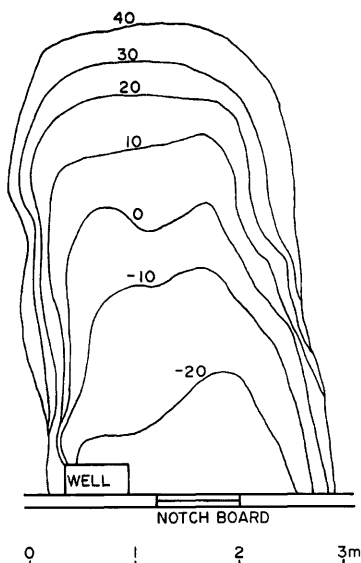


Fig. 2. A plan of the gauging weir; Contour lines indicate the height (in cm) from the bottom vertex of 90° notch of the weir.

出は着色水投下装置、8ミリ駒撮りカメラおよび水位スケールにより、泥流の水位と表面流速をおさえる方法をとった。

(9) 先端部最大高

前年と同じ地点、同じ方法²⁾で実施した。

(10) 源流域斜面試験

土石流の発生域に近い第4支谷流域 (Fig. 1 中の斜線部, Fig. 21 参照) の表層土の特性を調べるために、①電気探査、②土研式簡易貫入試験、③注水試験、④鉄杭による斜面侵食量測定 などを実施した。

(11) 溪床の変動

土石流の発生位置や規模、土石流の流下による溪床の変動を把握するために縦横断測量と溪床地中歪の測定を実施した。6測線で実施した横断測量は、谷渡しワイヤーロープを利用したもので、険しいV字谷でも溪岸上において安全に測量できる方法である。合流点付近から下流では溪床最深線に沿って縦断測量を実施した。測量は通常のレベル測量によったが、上流部の作業困難な地域では、ハンドレベルと距離計を用いて簡易に実施した (Fig. 19 の水平距離 1900m 地点より上流部)。

溪床表層部の地中内歪を重点的に測定するために、ゲージの位置を20, 40, 80, 120, 160cm にとったパイプ歪計を Fig. 17 に示す位置に設置し、静歪測定を行った。

2.2 観測の経過

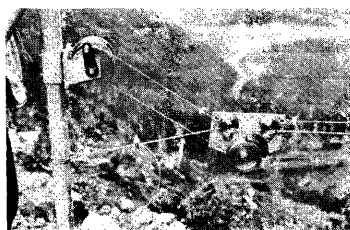


Photo. 1. Movable pulley for hanging a sensor or 8mm cine camera in the valley.

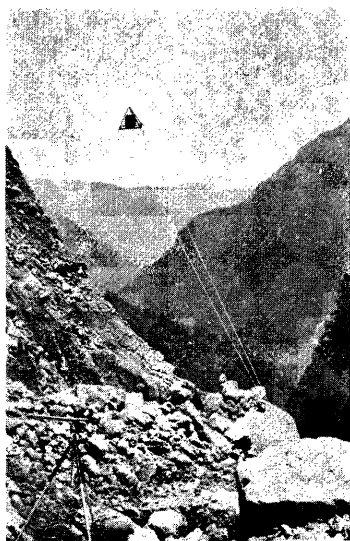


Photo. 2. 8mm cine camera hung in the air above the valley bed.

今回の観測設備は従来にくらべて大幅に拡大したので、その設置には例年以上の時間を要し、前年並みの設備は6月中旬になり、さらに7月中旬になってほぼ全域の設備が完成した。それにひきかえ、土石流の発生は意外に早い時期から始まり、今回は観測期間中7日にわたり少くとも7回の土石流（何らかの方法で検知したもの）が流下した。これらの土石流の発生日時、規模、検知場所（最上流地点）、気象状況を以下に記す。なおセンサーの番号は上流から付した。

1976年

6月11日	5時20分	中規模	5号床固	梅雨前線	土石流 No. 1
22日	7時37分	小規模	8番センサー	梅雨前線	土石流 No. 2
25日	0時19分	小規模	9番センサー	梅雨前線	土石流 No. 3
7月17日	20時23分	小規模	12番センサー	梅雨末期・台風9号接近	土石流 No. 4
19日	7時51分	大規模	9番センサー	同上	土石流 No. 5
8月3日	17時30分	大規模	4番センサー	寒冷前線の南下	土石流 No. 6
14日	22時53分	大規模	2番センサー	前線に沿い低気圧が日本海を東進	土石流 No. 7

小…センサーを切る規模を扇頂まで保てなかったもの

中… 〃 を 〃 まで保てたもの

大… 〃 を扇状地下端まで保てたもの

3. 成果および考察

今回の観測ではいくつかの新しいデータを含め、かなり画期的な成果を収めることができた。これは大規模な土石流の発生が観測システム完成後の7月から8月にかけてであったことにもよる。一方、相当な労力を注ぎながら不成功に終わったものとしては、谷吊り8ミリカメラによる土石流成長発達過程の撮影があげられる。以下に主要な成果を呈示し、考察を加える。

3.1 土石流の発生

Fig. 3 は10分雨量（2地点）と源流域ガリー中の浅い地下水位（3地点）のグラフに7ケの土石流発生時刻を矢印で示したものである。これより直ちに2つのことがわかる。一つは従来から迫っているように、土石流の発生時刻が焼岳においては10分雨量のピーク時に例外なく一致することである。第2には土石流の発生時刻はまた、浅い地下水位計による水位の立ち上がりにはほぼ一致することである。ただしこの水位は、ガリー溪床への表流水の出現とみられなくもない。

つぎに土石流の発生場所に関しては、前年は第1支谷と並び、第3支谷からも土石流が流下したのにひきかえ、今年度は専ら第1支谷から流下した。従って第3支谷に集中された計測機器は破壊されることはなかったが、土石流と直接結びつく形での資料は得られなかった。また全ての土石流が上々掘沢の合流点より上流で発生するとは限らず、土石流 No. 5 はセンサーによる検知地点から考えて **Fig. 4** の水平距離 1700m 付近（平均傾斜約15°）から、また土石流 No. 6 は 1900m 地点の堅い岩盤の直下付近から流動化が始まったと推定される。

Fig. 4 の縦断形の変化から、土石流が起るために溪床材料が多量に排出されていることがわかる（3.3節参照）。例えば8月3日の土石流 No. 6 は水平距離 2100～1950m および Rock と記した地点の直下においてその規模を急激に増大（成長発達）したと推定される。

3.2 土石流の流動

土石流の流動過程に関する定量的なデータを得ることは種々の土石流対策をたてるうえに重要であるが、今回の計測から、(a)土石流のハイドログラフの作成を試み、(b)土石流先頭部の礫径分布および、(c)土石流に伴う溪岸の振動などを求めることができた。

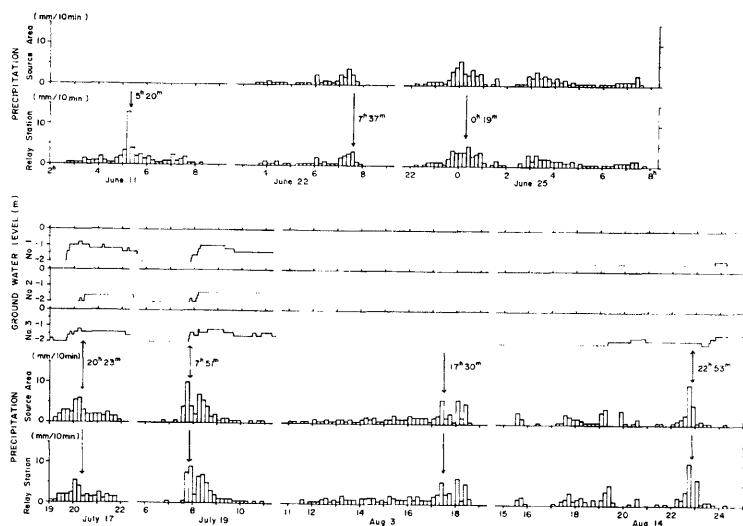


Fig. 3. Relation between precipitation every 10 minutes, shallow ground water level and occurrence time of debris flow (marked by arrow).

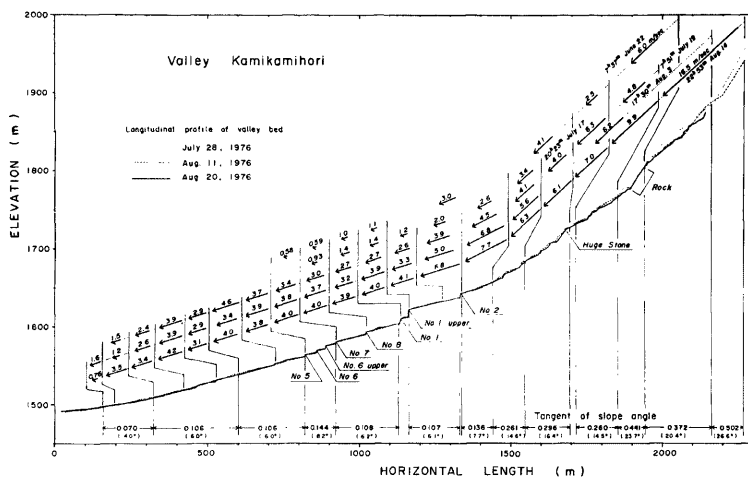


Fig. 4. Frontal velocity of debris flow along valley Kamikamihorizawa in 1976 and valley bed profile.

(1) 土石流先端の流速

Fig. 4 には先端流速を測定できた 5 つの土石流についてその追跡結果を示す。今回の観測で初めて上々堀沢のほぼ全域で流速の測定に成功した。その結果、上流の傾斜の大きいところほど大きな流速となっていることが確認された。ちなみに土石流 No. 7 では最上流の流速 16.5m/sec という今までの計測例のうちで最大の値を記録した。さらにこの図より、第 2 号堰堤を境にして、①これより上流では土石流が急に加速することがある。②これより下流では加速することは少く、減速傾向を示す。③これより上流ほど土石流流下後の溪床低下量が大きいことがわかる。これはそれぞれ、①溪床急勾配区間や狭窄部の下流で拡幅するようなところでは加速するなどの地形効果のほか、特定の地点へ水が集中し、土石流が薄められて加速する。②床固・堰堤群が施工されており、溪床勾配も減小していくためである。③土石流がその質量を増大する傾向は上流ほど大きいことなどが推察される。

(2) 土石流の流動状況

流動中の土石流 (No. 6) の先頭部および後続部を解像度の優れた 35 ミリモータードライブカメラにより毎秒 1 コマ、250 コマ連続で撮影することに成功した。Photo. 3 はこの土石流の先頭部が上々堀沢第 6 号上流床固を越流する 10 秒間の様子を示す。250 コマの写真を見てわかることは、①先端部は段波状を呈し盛りあがっている。②巨大な石は先頭部に集まり、特に先端部は水が少なくてほとんど Stone Flow のような状態である。③慣性力のため土石流は流路屈曲部の外側方向に盛り上がり流動する。④巨大な石を多く含む質量が集中しているのは先頭部の通過するほんの数 10 秒程度であり、後続の流れは泥流状を呈し、漸時減衰する。⑤写真に写った際の映像のブレ具合から、横断方向に流速分布があり、流心に近い中央部は流速がほぼ同じで大きく、マクロに見た土石流がビンガム流動 (剪断降伏応力を超える剪断力が内部に存在してはじめて歪速度が生じる) に似た挙動をしていると推定されることなどである。

(3) 土石流のハイドログラフ

土石流の正確なハイドログラフを作成するには、平均流速と流れの断面積の時間変化を実測する必要があるが、前者の観測は難しく今のところ計測できていない。

ところで前項の連続写真からは土石流 No. 6 が第 6 号上流床固を越流するときの流れの断面積、高さ、径深などが判読できる (Fig. 5)。これらの値と先端流速 3.8 m/sec を手がかりに土石流のハイドログラフを作成してみた。今のところ土石流に関してその抵抗則あるいは

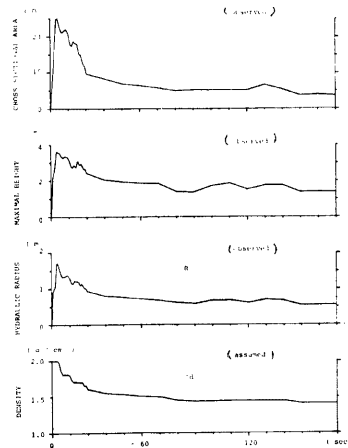


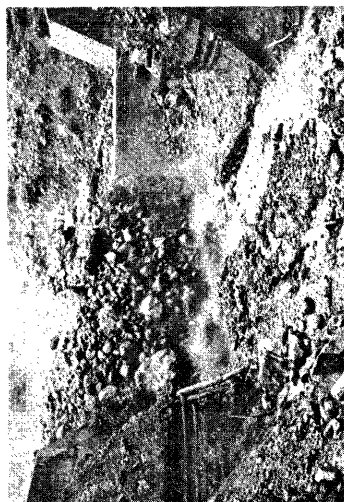
Fig. 5. Observed cross sectional area, height, hydraulic radius and assumed density of debris flow No. 6 at debris barrier No. 6 upper.

流動式として確定したものはない。そこで土石流の平均流速を、①泥流に関する大同の抵抗則³⁾、②マンニングの平均流速公式^{4), 5)}、③土石流に関する Stribniy の流速式⁶⁾の 3 つの別々の方法で計算し、比較した。

ここに、 U : 平均流速、 U_* : 摩擦速度、 R : 径深、 I : 流路の勾配、 f_B : 抵抗係数、 k : 相当粗度、 τ_0 : 底面剪断応力、 γ : 密度、 n : マニングの粗度係数に相当するもの、 ν : 動粘性係数、 g : 重力の加速度である。
〔泥流に関する大同の抵抗則〕

大同は粗面開水路に乱流状態の定常泥流を流し、その抵抗則として

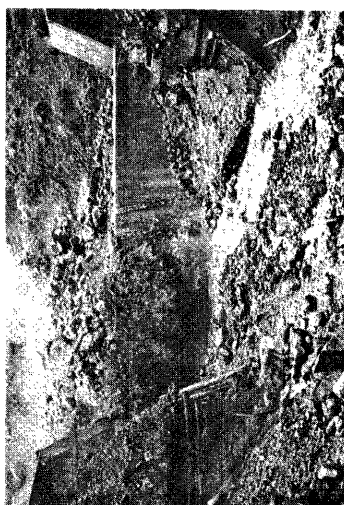
$$\frac{1}{\sqrt{f_B}} = 4.2 + 4.07 \log \frac{R}{k} \dots \dots \dots (1)$$



(2)



(4)



(1)



(3)

Photo. 3. Head part of debris flow running down over dam No. 6 upper (a series photograph taken every one second at 17h 34m, Aug. 3, 1976).



(6)



(8)



(5)



(7)

Photo. 3. Continued



(a)



(b)

Photo. 3. Continued

なる式を得た。ここに f_B は

$$\tau_0 = \frac{1}{2} f_B \gamma U^2 \quad \dots\dots\dots (2)$$

なる定義式で導入される抵抗係数である。

ところで

$$\frac{\tau_0}{\gamma} = g R I \quad \dots\dots\dots (3)$$

とおけるから

$$U^2 = \frac{2g R I}{f_B} \quad \dots\dots\dots (4)$$

となる。初期の流速として $U=3.8\text{m/sec}$ を、 I 、 R の実測値を (4) 式に代入して先端に対する f_B を決め、つぎに f_B の値と R を (1) 式に用いて相当粗度 k を決定する。この k の値が一定であるとすれば、あとは実測データである R の値を (1) 式に代入すると、そのときどきの f_B の値が求まり、これを (4) 式に代入すると平均流速が求まり、 U に流れの断面積を掛ければ時々刻々の流量が求まる。このようにして得られた結果を Fig. 6 上段に示す。

〔マンニングの平均流速公式〕

土石流の流速の表現として高橋⁴⁾や Scheidegger⁵⁾ はマンニングの平均流速公式と同型の式が今のところ実測データと比較的よく合うと記している。そこでここでは

$$U = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots\dots (7)$$

なるマンニングの公式と同型の式を使用してみた。まず初期の流速に対して先端部の U 、 R の実測データを使い、 $n=0.109$ (通常の河川に関する数値表では、マンニングの粗度係数は最大 0.07 程度だが、それよりもさらに大きい) が決る。あとは前項の方法と同様 (7) 式から U を決定していき、Fig. 6 中段のグラフを得た。

〔Stribniy の流速式〕

ソ連の Stribniy⁶⁾ はシェジエの平均流速公式を変形して

$$U = 6.5 R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \phi \quad \dots\dots\dots (8)$$

なる式を得た。ここに ϕ は γ_d (土石流の密度) と γ_s (固体粒子の密度) で

$$\phi = \left[\frac{\gamma_s (\gamma_d - 1)}{\gamma_s - \gamma_d} + 1 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad \dots\dots\dots (9)$$

のように表わされる。ここでは γ_s を 2.5g/cm^3 、 γ_d

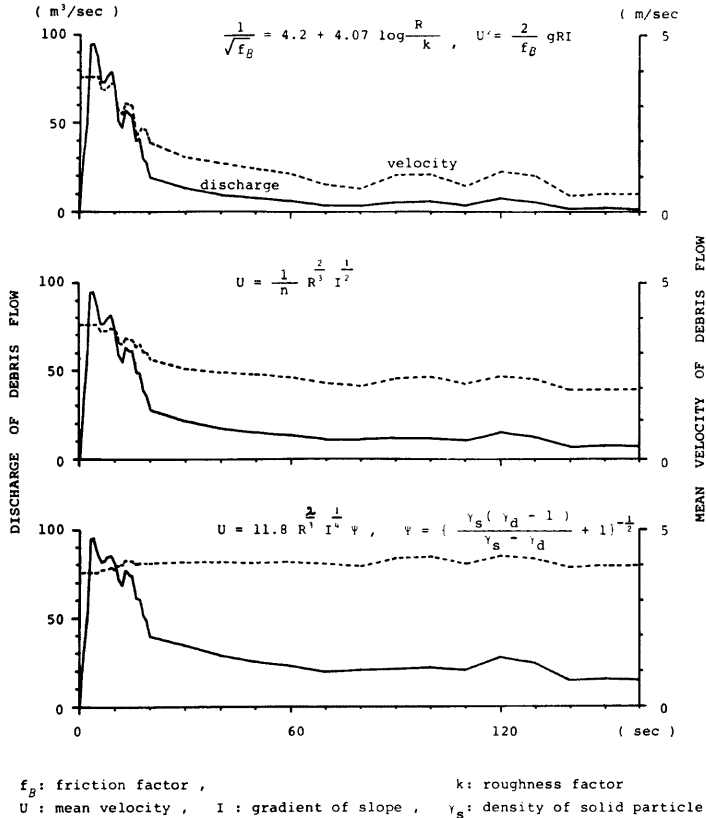


Fig. 6. Assumed discharge and velocity of debris flow No. 6.

を 2.0 (先頭部)～1.4g/cm³ (160秒後) まで径深に比例して減小 (ただし R が再び増加する区間があっても、その区間は R を一定にして) すると仮定した (Fig. 5 最下段)。また初期の流速 $U=3.8$ m/sec に合うように (8) 式の係数を 11.8 に改めて U を求め、Fig. 6 下段のグラフを得た。この方法の特色は U が土石流の密度 (従って土石濃度) の関数になっており、 U がかなり大きな値を持続することである。このため流速がほとんど一定なので土石流が質量変化をしないならば、その形を一定に保ち、一体となって流動を続けることになる。

ところで後続泥流中 (時刻100秒と110秒) に長さ約 3 m の 2 本の流木が流れていたが、写真判読よりこの流木の流速を求めると 4.2m/sec となり、sribniy の流速式の与えるこの時刻の泥流の流速と一致する。従ってこの点から言えば、土石流の流速の算定法としては、今のところ第 3 の方法、すなわち sribniy の式が一番適合しそうである。これによると、土石流 No. 6 が第 6 号床固を流下し始めて最初の約 20 秒間に、グラフに示されている 160 秒間の流出量 4600m³ のうちの約 30% が集中していたことになり、土石流としての形態、質量がこの場合、最初の約 20 秒間 (土石流の長さとして約 80m) に集中していたことが理解される。

(4) 先頭部の巨大礫の粒径分布

前節と同じく土石流 No. 6 の連続写真のうち礫径の判読可能な **Photo. 3** の初めの6枚から先頭部に含まれる粒径 10cm 以上の巨大礫の礫径分布を求めた。読みとりではカメラからの距離によって倍率が異なることを考慮した補正を施し、実際の礫径を計算した。これを1秒毎(写真毎)に頻度分布として表わしたのが **Fig. 7** の棒グラフである。またこの6秒間に判読できた礫径の total な分布は **Fig. 8** のようになる。

さらに礫をその粒径をもった球体とみなした計算により累積重量百分率を求め、それぞれの図に折れ線で

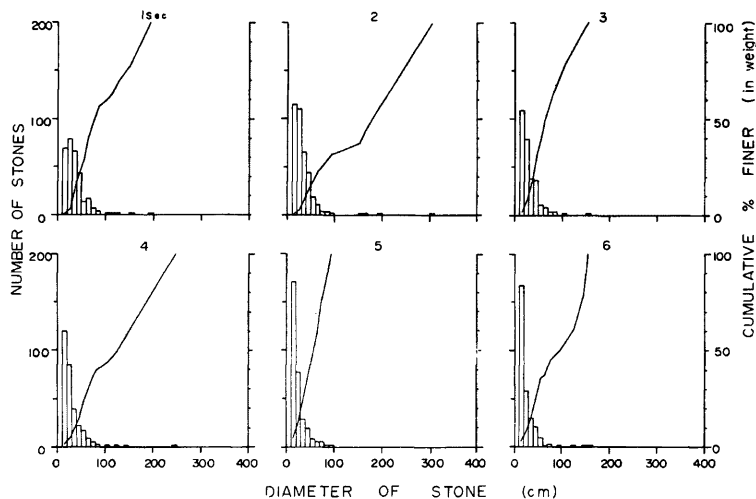


Fig. 7. Change in size distribution of large stone among the head part of debris flow No. 6.

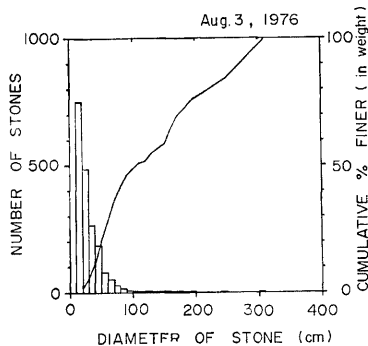


Fig. 8. Total size distribution of large stone among the head part of the same flow.

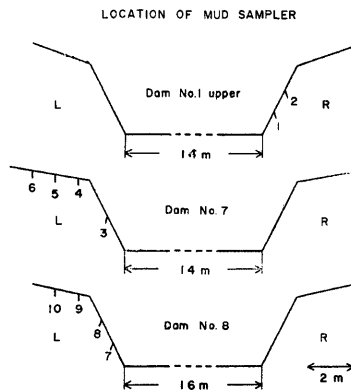


Fig. 9. Location of mud samplers set on the shoulder of debris barrier.

示した。各時間的断面ではその分布に大きなばらつきがあるが、先端に近いほど粒径分布が粗い傾向がうかがえる。また測定にかかった分布の全体をみると中央粒径が 110cm, 最大粒径が 300cm 余りであったことがわかる。

(5) 土砂の粒度分析

土砂の粒径 d mm は ϕ スケールで $\phi = -\log 2 d$ と定義される。今回は粒径をこの ϕ スケールで表わし、粒度分析結果の表示は粗いほうからの累積重量百分率を正規確率紙上にプロットし、点の間は直線で結んだ。従ってある試料のプロットの結果、これらが 1 本の直線上に乗れば、その試料の粒径分布は対数正規分布をした一母集団から成っていることになる。

さて Fig. 9 に示す位置で採泥筒により採取された土砂の粒度分析結果を Fig. 10~12 に示す。どの分布曲線もかなり屈曲しており、しかも明確な折れ曲り点を持たないで曲っている部分のあることは、それぞれの分布を 2 つないし 3 つの対数正規分布母集団に完全には分けることが難しく、土石流という土砂の運搬様式が掃流や浮遊などによる運搬形式とは全く異なる複雑なものであることを示唆する。

つぎに、①量水堰 (サンプル数 8 個の平均)、②採泥筒 (14 個)、③土石流 No. 2 の先頭部の土砂 (2 個)、④源流域斜面表層土表面 (17 個)、⑤同表層土地下 20~60cm 層 (7 個)、の土砂の分析結果を Fig. 13 に示す。またこの分布の特性を Table. 1 に示す。これは井口⁷⁾の方法に習い、それぞれを 2 つの対数正規分布母集団から成るものとして、この 2 つの分布を求めてみた (a, b 欄の $M_{d\phi}$ と M_{ϕ} は本来値が一致するものであるが、読み取り誤差を示すために併記した)。さて Fig. 13 を見ると、それぞれの分布線の位置より①~⑤の順に細粒物質の割合が増えている。

(6) 溪岸の振動

先に 2-1 (6) にも述べたような振動の問題の重要性を考慮し、溪岸の振動の観測に備えた。その結果、土石流 No. 7 に伴う振動を捉えることに成功した。使用した物理探査用ピックアップ (固有周波数 $28H_z$) と直結電磁オシロのセットは校正用振動台で振動実験にかけ、その特性を求めた。この特性と現場で得られた記録を比較し、測点における振動の速度と加速度の最大値の時間変化を求めた結果を Fig. 14 に示す。 H は水平成分, V は垂直成分を、また添字 v は速度, a は加速度を示す。時間軸の O はこの時、土石流の

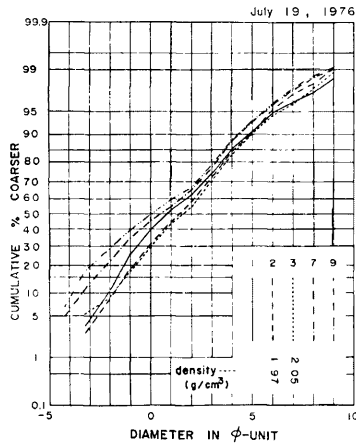


Fig. 10. Cumulative curves of particle size distribution of samples from debris flow No. 5.

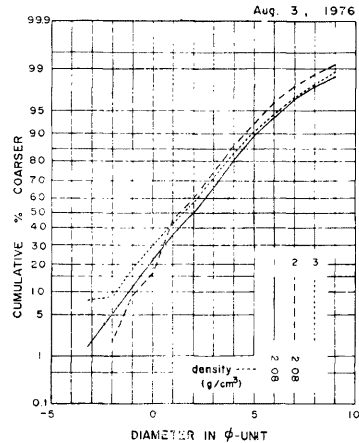


Fig. 11. Same curves of samples from debris flow No. 6.

Table. 1. Parameters of particle size distribution and dividing analysis into the two populations of logarithmic normal distribution

location value of		slope surface of source area	underground of source area	discharge weir	mud sampler	head of debris flow No. 2
$Md_\phi=\phi_{50}$		1.60 (0.32 mm)	2.21 (0.21 mm)	0.16 (0.89 mm)	0.72 (0.60 mm)	1.28 (0.41 mm)
$M_\phi=\frac{\phi_{84}+\phi_{16}}{2}$		1.47 (0.35 mm)	2.55 (0.17 mm)	0.25 (0.84 mm)	0.66 (0.63 mm)	1.06 (0.47 mm)
$\sigma_\phi=\frac{\phi_{84}-\phi_{16}}{2}$		2.78	2.87	1.73	2.34	2.52
$\alpha_\phi=\frac{M_\phi-Md_\phi}{\sigma_\phi}$		-0.044	0.118	0.052	-0.023	-0.087
weight % of 74~5 μ		20.2	27.0	7.6	8.9	14.1
weight % of 5~0 μ		2.9	4.7	0.3	1.2	1.7
a	Md_ϕ	0.80 (0.57 mm)	1.47 (0.35 mm)	0.10 (0.93 mm)	0.37 (0.77 mm)	0.53 (0.69 mm)
	M_ϕ	0.82 (0.56 mm)	1.61 (0.32 mm)	0.12 (0.92 mm)	0.36 (0.77 mm)	0.52 (0.69 mm)
	σ_ϕ	2.10	2.25	1.60	2.04	2.12
	weight %	82.6	78.2	96.6	93.1	87.8
b	Md_ϕ	5.31 (0.025mm)	5.76 (0.018mm)	4.04 (0.060mm)	5.06 (0.029mm)	4.70 (0.038mm)
	M_ϕ	4.34 (0.049mm)	5.72 (0.018mm)	4.06 (0.059mm)	5.08 (0.029mm)	4.73 (0.037mm)
	σ_ϕ	3.39	2.51	2.64	2.67	3.02
	weight %	17.4	21.8	3.4	6.9	12.2

Md_ϕ : ϕ median diameter, M_ϕ : ϕ mean diameter, σ_ϕ : ϕ deviation, α_ϕ : ϕ skewness

先端が測点の真横（測点と土石流先端の中心との間の直線距離は約15m）を通過したことを意味する。速度では水平成分のほうが大きい傾向にあるが、加速度のピークは垂直成分のほうが少し大きくなっていることが注目される。また振動の卓越周波数は約 30Hz, 最高周波数は 50Hz 程度であった。これは自然地震による振動周波数と比較するとずっと高周波である。さて、土石流先端部が測点に近づくにつれて測点の振動の加速度が増加する様子を Fig. 15 に示す。現場では測点と土石流先端の中心との距離が最小でも 15m 離れていた。それでも 100 gal 程度の振動が記録されたということは、溪床と土石流の境界面近傍では相当大きな加速度を伴った振動の存在が予想される。従って先に述べたように土石流によって生ずる溪床や溪岸の振動は、その流動を維持・促進したり溪床材料を流動化させる役割を果していることが予想される。

ところで鹿児島県の桜島では1972年以来的の噴火活動の活発化に伴い、降雨に際して度々土石流が発生し、この土石流の発する地盤の振動が火山観測用の地震計に記録されている⁸⁾。このような振動を考えると、土石流発生の探知法として地震計を用いることもできよう。この場合、他の振動と区別できるように土石流の

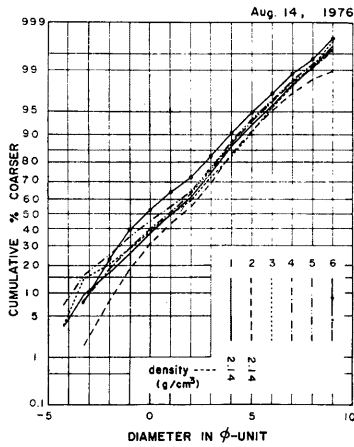


Fig. 12. Same curves of samples from debris flow No. 7.

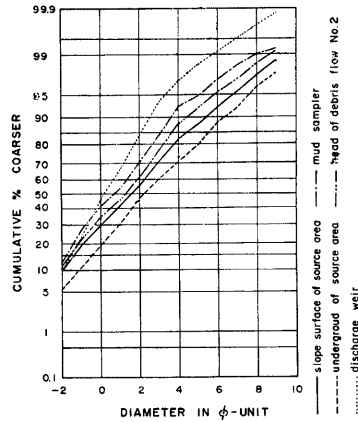


Fig. 13. Cumulative curves of particle size distribution of samples from different places.

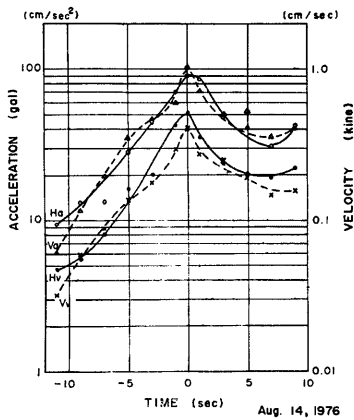


Fig. 14. Acceleration and velocity of ground vibration caused with the passage of debris flow No. 7, the flow head passed through the nearest point at zero second of lateral coordinate; H: horizontal component, V: vertical component, a: acceleration, v: velocity.

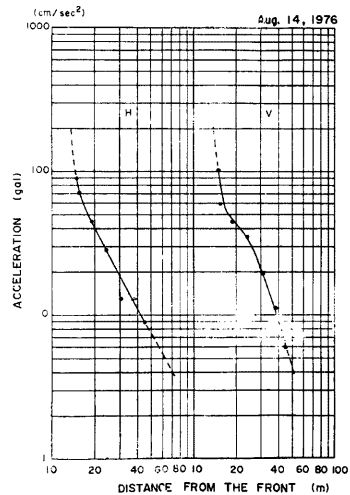


Fig. 15. Acceleration of ground vibration as a function of distance from the head of debris flow deduced from Fig. 14.

振動の特性をさらに解明する必要がある。

(7) その他の特性

観測期間中には多くの観点から土石流とこれに関連する現象を観察してきたが、ここでは圧痕計のデータを Fig. 16 に示し、つぎに土石流段波高の記録を記すにとどめる。前者は圧痕計の受けた最大衝撃圧を、記録された圧痕計に対応する静荷重で表現したものである。後者は土石流流下後のピアノ線切断状況調査によった。ただし単位はメートルである。

土石流	No. \ 測定地点	2号堰堤	1号上流堰堤	8号床固	6号上流床固
	No. 4	2.1(L)	1.7(R)	1.5(L)	0.9(R)
	No. 5	3.4(L)	4.0(R)	3.5(L)	2.8(R)

L…左岸寄りで、 R…右岸寄りで

3.3 溪床の変動

以下の計測地点は Fig. 17 に示す。

(1) 溪床横断面

各測線における横断測量結果を Fig. 18 に示す。なお溪床の縦断勾配は No. 1 と No. 2 の付近で約30°, No. 3 と No. 4 の付近で約 28°, No. 5 と No. 6 の付近では約 20° である。これらの図は、測線 No. 2 より下流の断面では変動が大きく土石流が通過したことを示している。測線 No. 5 と No. 6 で変動量が小さいのは、前年と同様に8月の測量の時点までに既に6回の土石流が流下したあとで、溪床堆積物がほとんど流出してしまい、溪床に岩盤が露出したためである。

また、土石流 No. 7 の発生地点（もしくはこの影響の及んだ範囲の上端）は測線 No. 2 付近であったと考えられる。これは前年度の結果とほぼ一致する。さらに、土石流の発生状況としては、上々堀沢に発生する土石流はかなりの規模の溪岸崩壊や谷頭崩壊に起因するものではなく、主として不安定な溪床堆積物の流動化、もしくは掃流現象の拡大によるものと解される。

さて測線 No. 3 の溪床最深部の深さは観測期間中には最大 3~4m も変動しているにもかかわらず、観測期間の末期には前年の同時期に比べてそれほど変っていない。この傾向は他の測線についても同じであり、次のように解釈されよう。すなわち、現在のう上々堀沢は1962年の噴火後数年間に比べて比較的安定した時期に入っていると考えられ、2~3年のタイムスケールでは溪床を新たに洗掘することによって生産される土砂量はそれほど小さくなく、毎年斜面や溪岸から溪床に供給された多量の不安定な堆積土砂が土石流として運び出されるというプロセスが支配していると考えられる。

(2) 溪床縦断面

縦断測量の結果と既往の2回の空中写真から測定した結果を Fig. 19 に示す。この空中写真は林野庁の写真縮尺 1/25,000 のもので、測定にはステレオメトログラフを使用し、これによる測定精度は ±1m 程度である。また図中の番号はセンサーの位置を示す。今回の観測期間中では、合流点付近が第1回測量と第2回の間に大きく低下している。この辺りは冬期の雪の吹き溜り地域であるため残雪が多く、また4本の支流が合流する地点であるために多量の土砂石が供給され堆積している場所である。そこに大規模な土石流

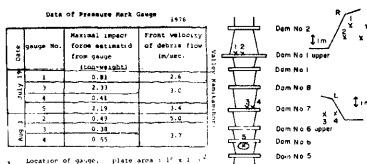


Fig. 16. Maximum impact force estimated from pressure mark gauge.

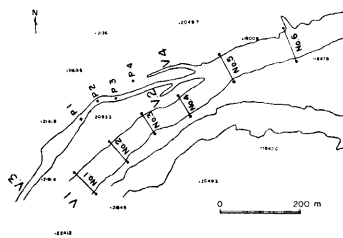


Fig. 17. Location of the measurement points at the upstream reach of valley Kamikamihorizawa.

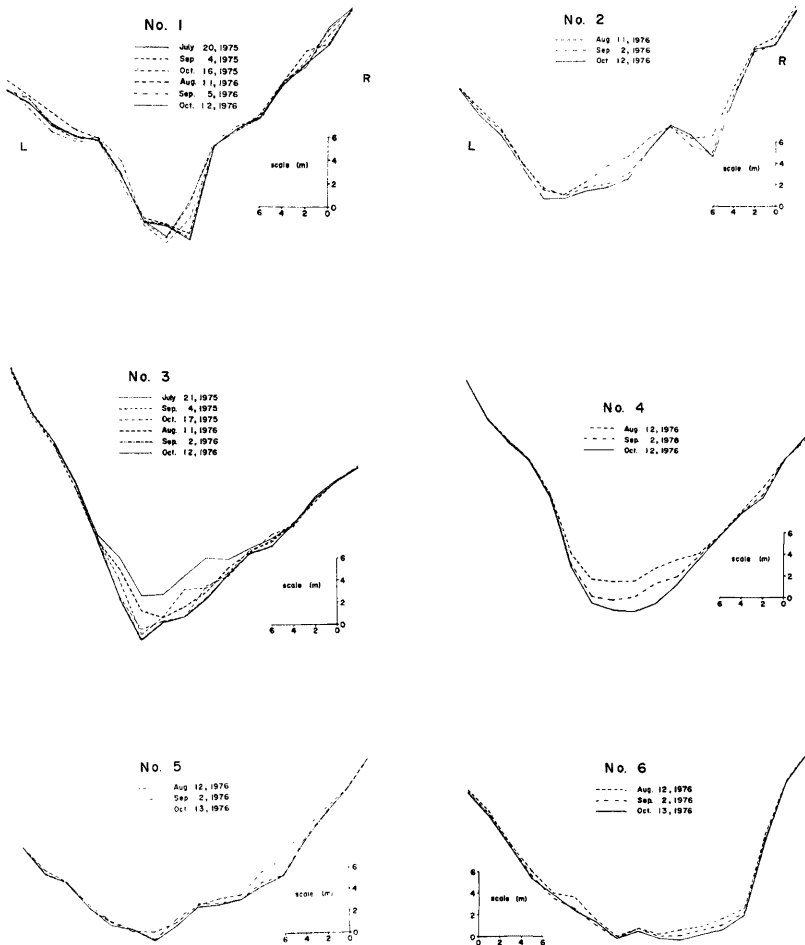


Fig 18. Change in cross section of valley Kamikamihorizawa at each measurement point.

No. 6 が流下してきて土砂が流出したため、大きな溪床低下をきたしたものと考えられる。その他の区間では溪床は複雑に低下・上昇を繰り返している。一般に土石流は急勾配の所では侵食作用を、緩勾配の所では堆積作用を及ぼすと思われるが、これ以外に、溪床の凹凸や幅、巨岩の存在、あるいは土石流の規模・組成、また表流水や後続泥流の流出特性などによって溪床の昇降が規定されてくるものと考えられる。

つぎに長いタイムスケールで溪床の変動をみるため、1968年、1973年および1976年の各観測期間後半の縦断面を比較すると、Fig. 19 の水平距離 600m 地点の露岩 (Rock と記す) より上流の区間 (平均勾配20°) では大きな変動はなく、この露岩によって形状が規定されていると考えられる。このことから、先に述べ

たようにこの沢における土石流発生に関わる土砂は、斜面や溪岸から供給されて季節的に溪床に堆積している不安定土砂であると言える。一方、露岩から2号堰堤までの区間は土石流の成長域と考えられるが、ここでは場所によっては深さ 10m を越える変動があり、成長発達する土石流通過のために大きく低下したことがわかる。変動状況は各部分で大きく異なるが、ここでも巨岩の存在の影響が大きいように思われる。例えば Fig. 19 の巨岩 (Huge stone と記す) の直下に 1968年にはもう一つの巨岩があったが、その後これが流下したためにこの付近で大きな溪床低下を生じたと考えられる。

(3) 地中歪

Fig. 20 には 8 月 4 日に基準にした歪 (累算) の時間的変化を示す。図中の×印は歪ゲージが破壊されたために欠測していることを示す。この図から 明確な凹り面は認められないが、第3支谷に設置した 測定点 (p. 1~p. 3) では深さ 150cm 付近から地表付近にかけて連続的に歪を生じていることがわかる。

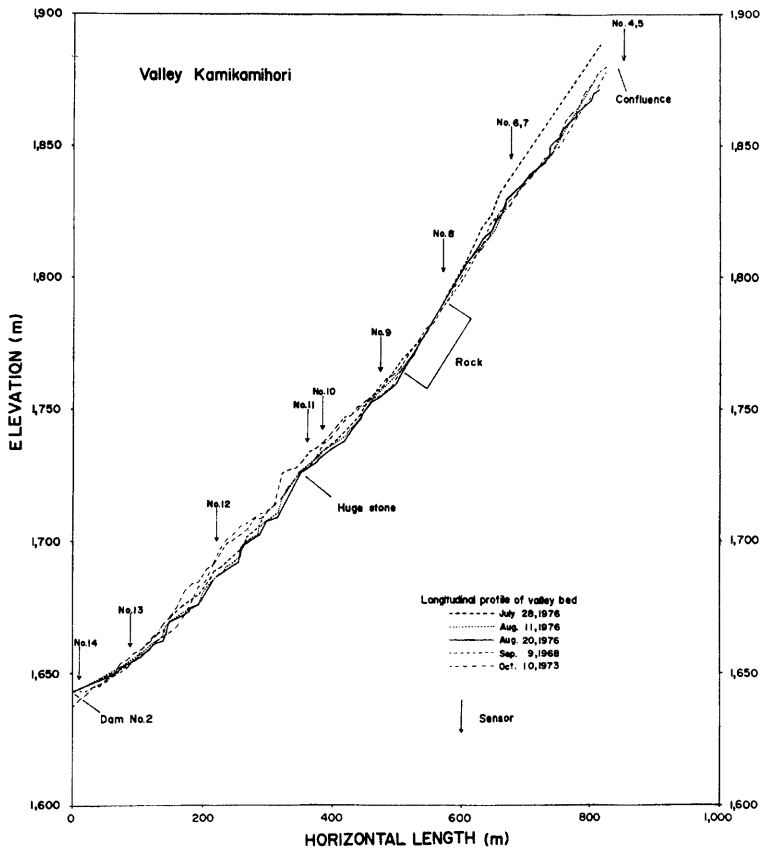


Fig. 19. Change in valley bed profile.

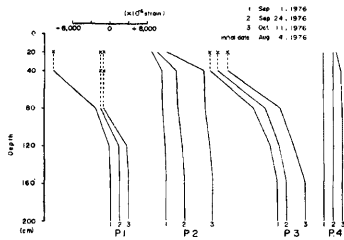


Fig. 20. Cumulative underground strain of extension detected by pipe strainmeter.

3.4 源流域における表層土調査

(1) 表層土の比抵抗，貫入抵抗，透水性

上々堀沢の土石流は4つの支流の合流点付近で発生するが多いが、それよりも上流の地域は、土石流発生地点へ土砂を供給し、さらに土砂を流動化させるのに必要な水を供給する働きをしていると考えられる。その意味で合流点よりも上流の部分を源流域と呼ぶ。本年度は Fig. 21 に示すように第4支谷の流域を試験地として、ここで進行している土石流に関連する諸過程について調査をはじめた。

焼岳の斜面は火山放出物の成層堆積によって構成され、堆積物の物性とその成層状態が降雨流出および土砂流出のあり方を大きく支配しているものと考えられる。そこで Fig. 21 に示した LINE-1 と LINE-4 の2本の測線に沿って、簡易貫入試験、粒度試験および注水試験を行なった。

Fig. 22 に LINE-1 および LINE-2 に沿う諸種の試験の結果を示す。LINE-1 は流域内の最長縦断線であり、LINE-2 はそれを横切る代表的な横断測線である。Fig. 22 の最上部は地形の縦横断を示す。横軸はそれぞれの測線の起点である地点1および地点10 (Fig. 21 参照) からの水平距離を示す。上から2番目の図は電気探査 (Wenner の4極法) による比抵抗値の分布を示す。電極間隔 a は 0.5m から 30m まで変えて探査を行なったが、 a を 2m 以下にした時は見かけ抵抗値が 300Ω を越えるため、測定できないケースが多かった。また地面が礫質であるため、電極と大地との電氣的な接触が悪く、 ρ - a 曲線はかなりばらつく。その平均的な例を Fig. 23 に示す。地点5ではすべての a の値に対して見かけ抵抗値が得られなかった。 ρ - a 曲線は標準曲線法によって解析したが、比抵抗の値には変動が大きく、同一地層の認定がやや困難である。しかし、同一地層が地表面に平行的な分布を持つと仮定し、似た数値をつなぐと、Fig. 22 に示すような構造が得られる。ここで O は比抵抗が $0.3k\Omega \cdot m$ 以下、 I は $0.3 \sim 1.2k\Omega \cdot m$ 、 II は $1.2 \sim 5k\Omega \cdot m$ 、 III は $5 \sim 20k\Omega \cdot m$ 、 IV は $20k\Omega \cdot m$ 以上の地層を示す。ただし、横断測線では地層の連続性はほとんど認められない。ここでは標準曲線法の前提条件 (水平成層) が満たされていないわけである。縦断面では比抵抗は3層構造を示し、最上層と最下層は同じオーダーの値 (II) を取るが、中層は斜面下部では比抵抗が高く (III)、斜面上部では低い (I)。III層は上々堀沢の中流部の側岸などで一般的に見られる大きい礫を主体とする地層で、源流域ではこの図に見られるように、上流側へ向って薄くなり、ある所で消滅すると考えられる。浅い方の I 層は源流域で一般的に見られる礫まじりの火山砂である。図の最上部の地形縦断図の中にはこのように解釈した比抵抗分布が書き込んである。

上から3番目の図は土研式貫入試験機による、10cmの貫入に要する打撃数 N_{10} の分布を示す。縦軸は

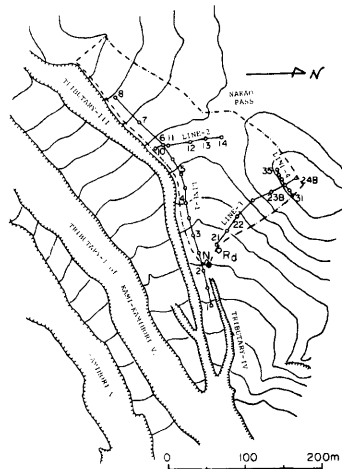


Fig. 21. A plan of the experimental drainage area of upstream reach
Rd: rain gauge, N: gauging weir.

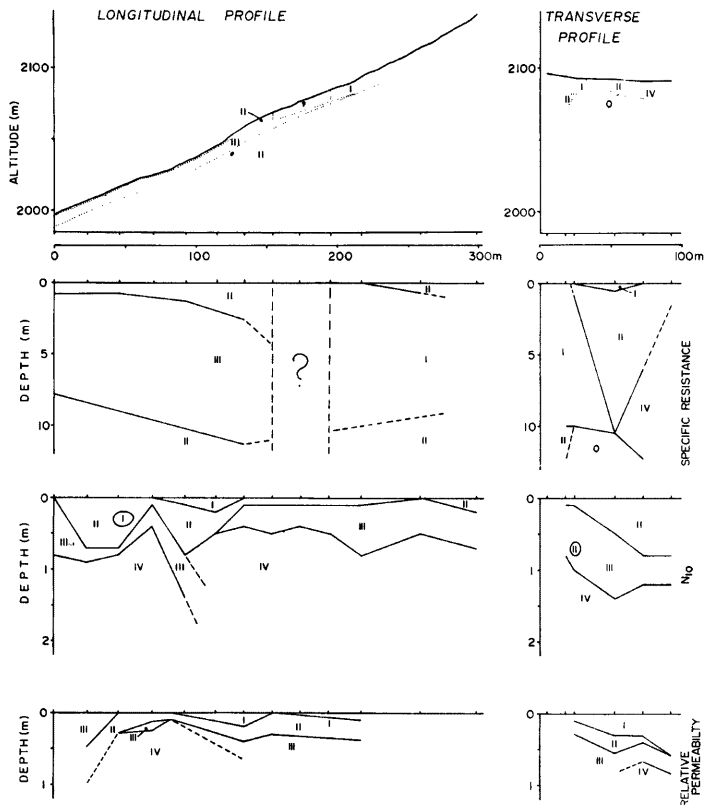


Fig. 22. Underground structure of the slope along the line-1 in Fig. 21 (surface profile, specific resistance, cone penetration resistance and permeability).

再び地表面からの深さであるが、その上の比抵抗分布の図よりも拡大されている。 N_{10} の値はコーンがたまたま礫に当るかどうかで大きく左右され、ばらつきが大きい、平均的なプロフィールは土の硬さと礫の混入率を反映しているものと考えられる。 N_{10} は対数正規分布に近い統計分布を示すので、対数目盛上で等間隔になるように、等比数列的にクラス分けした。ここにIは N 値が2以下、IIは2~8、IIIは8~32、IVは32以上の値を表す。電気探査の結果との対応はあまり明瞭ではないが、縦断面図では左側（下流側）と右側では成層状態が異なる点、およびIIIの層が水平距離100m付近から上流では急に深くもぐり込んでいる点は比抵抗分布と類似の傾向である。横断面では、電気探査の結果とは異なり、規則的な成層が見られる。最下段の図はオーガー孔に注水した水の水位低下による透水試験の結果を示す。きわめて単純化された条件の下で水位低下速度 v の深さ方向の2階微分の値 P は

$$P \equiv \frac{d^2v}{dz^2} = \frac{2k(z)}{r_0^2 \log(L/r_0)}$$

となる⁹⁾。ここに z は深さ, r_0 はオーガー孔の半径, L は円筒状の浸潤前線の半径 (一定と仮定) で, $k(z)$ は深さ z における透水係数である。 L の値がわからないので, P を透水性指数と呼び, この値を求めた。同一のオーガー孔でも透水性指数は深さによって数桁におよぶ変化を示すので図には大まかなオーダーが示されている。すなわち, O は 10^0 (単位は $1/\text{cm} \cdot \text{min.}$), I は 10^{-1} , II は 10^{-2} , III は 10^{-3} , IV は 10^{-4} のオーダーである。この図から透水性指数 P はかなり規則的な成層分布をし, 縦断面においても横断面においても, N_{10} 値の分布に似ていることがわかる。

全体として Fig. 22 から言えることは次の通りである。焼岳の東斜面は全般的に礫を主体とする火砕流堆積物より成っているが, 源流域では新しい火山砂を主体とし, 礫を少し含む堆積物が薄く地表をおおっている。この物質が源流域における降雨流出および土砂流出を決定していると言っていることができる。横断面で見ると地点10 (水平距離 0m) から地点14 (水平距離で 87m) に向けて, 表層物質の厚さが増大しているが, その方向にリル侵食の程度が減少していることが観察される。因果律的には侵食作用が大きい所では表層物質が薄くなっていると考えべきか, 逆に表層物質が薄い所ではそのために侵食されやすいと考えるべきか, 2通りが考えられるが, どちらであるかを取るのに判断するための材料がない。しかし流域内で降雨の浸透流出特性や侵食特性が一樣ではなく, 場所によって異なっていることは容易に推測できる。

(2) 粒度試験

LINE-1 および LINE-2 に沿って表層土のサンプル

を採取して粒度分析を行った。サンプルは原則として1地点で2個, 地表面付近と注水試験による上から2番目の層 (表面付近) から採取した。後者は有機物を多く含んでおり, かつて地表面であった所である。しかし透水性指数は 10^{-2} から 10^{-3} まで変動がある。注水試験をしなかった地点や注水試験はしたが, はっきりした結果が得られなかった地点では地表面付近のみで採取した。これらのサンプルの粒度試験の結果を三角ダイアグラムに示すと Fig. 24 のようになる。ここでシルト分は粒径 5μ から 74μ , 粘土は 5μ 以下とした。またこれは, 砂, シルト, 粘土の三成分の比率を三角座標にプロットしたものである。さて, 中央粒径 $M_{d\phi}$, 平均粒径 M_{ϕ} , 標準偏差 σ_{ϕ} , 歪度 α_{ϕ} (添字 ϕ は ϕ スケール表示の意) の相関をみると, 地表面付近からのサンプルは $M_{d\phi}$ が小さく (粗粒), 歪度がゼロに近いのに対し, Ⅲ層からのサンプルは $M_{d\phi}$ が大きく (細粒), 歪度が大きい。Ⅱ層からのサンプルは上記2種類にまたがるような相関を示す。地表面付近からのサンプルの中では粒径が細かい ($M_{d\phi}$ が大) はど sorting が悪くなる (σ_{ϕ} が大) のに対し, Ⅲ層からのサンプルでは逆の傾向が見られる。これらのことから, 各層の土は単に平均粒径が異なるだけでなく, 粒度分布の形も異なっていることがわかる。

3.5 源流域における水文調査

(1) 流量堰による流量観測

土石流の発生に関するこれまでの調査研究の結果, 土石流の発生に必要な降雨条件についてはかなり明確になってきた (3.1節参照)。しかし, 土石流の発生は, 直接的には発生地点の水文条件 (表流水または地下水) によって規定されているものと考えられる。そこで, 土石流発生地点に近く, 観測の実施が比較的容易

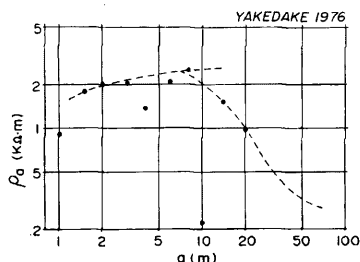


Fig. 23. An example of ρ - a curves in electrical prospecting.

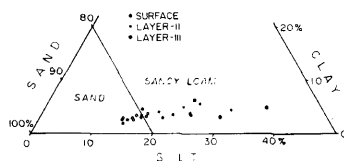


Fig. 24. Particle size distribution of surface material of the slope.

第4支谷に 90°V 型ノッチ板を使ったコンクリート製の流量堰を設けて流出観測を行った (Fig. 2, Fig. 21 参照)。集水域は 1/2,500 地形図と現地踏査に基いて Fig. 21 の鎖線のように定めた (集水面積は2.69 ha)。不調個所の対策に時間を要し、正しい水位記録がとれるようになったのは残念ながら7個の土石流の発生後の8月22日以降であった。得られたハイドログラフの一例を Fig. 25 に示す。流出量は短時間のうちに大きく変動し、流出開始は降雨開始からかなり遅れるが、終了は降雨終了とはほぼ一致する。ここで雨量としては10分雨量が示されるが、雨量と流出のパターンは良い対応を示すとは言えない。これは流出の大半が表面流出であり、降雨に対する応答が極めて速いため、より短時間の降雨強度変化に対応しているためと考えられる。

一方、8月22日から10月12日までの日流出率はゼロから60%まで大きな変動を示したが、日雨量が大きいほど流出率も大きい傾向があった。またこの期間の平均流出率は約30%となり、流出のほとんどが表面流出であることを考慮すると、これはかなり高い値である。

(2) 表流水の流出解析

表面流出の厳密な解析のためには表面流出の集中時間 (数分のオーダーと考えられる) よりも短い時間間隔での流出変化を解析しなければならない。しかし、上述のようにこれは不可能なので、逆に集中時間よりも十分大きな時間である1時間単位の雨量-流出関係を議論する。そうすると1時間の中に増水や減水が何回もあり得るので、平均的な流出特性しか得られないが、流出の遅れの影響は近似的には無視し得る。Fig. 26 に1時間平均の雨量強度、流出強度および流出率を示す。流出率が降雨強度と共に増減していることがわかる。これは降雨のうち、浸透能を上まわる分が表面流出となるという考え方が適用されることを示している。浸透能は降雨の初期には比較的大きい値を取るが、急速に減少し、一定値 (最終浸透能と呼ぶ) に近づくものとされている。そこで、流出が最初のピークに達するまでの部分を除いて、時間雨量と時間流出高の相関図をつくると Fig. 27 のようになる。多少のばらつきを許すと、9月8日~10日の降雨以外はある直線上に点が集まる。詳細にわたる議論をさしおくならば、この図から、降雨強度が 3mm/h 以下では表面流は起らないが、3mm/h 以上の雨に対しては近似的に

$$\bar{q}=0.5(P-3\text{mm/h})$$

の強度の流出が生じることがわかる。ここに $\bar{q}$ は流域平均の流出強度 (mm/h)、 P は降雨強度 (mm/h) である。これは次のように解釈される。すなわち、流域 A の中で 1/2 の面積を占める部分 A_1 ($=A/2$) は $f_1=3\text{mm/h}$ の最終浸透能を有し、他の部分 A_2 は 17mm/h 以上の最終浸透能 f_2 を有する。そうすると、浸透能 f_1 の部分からの流出 q_1 について Horton の浸透能理論⁽³⁾ が成立し

$$q=\frac{A}{A_1}\bar{q}=P-f_1$$

となる。流域内の最終浸透能が一様でないことは、Fig. 21 の中の透水性指数の水平分布や、地被状態が裸地に近い部分と生育の良い草地在存在するという事実から支持し得るものと考えられる。

したがって、その部分での浸透高 i_1 (mm/h) は

$$i_1=P-\frac{A}{A_1}\bar{q}$$

となる。このようにして計算した浸透強度を Fig. 26 に斜線で示した。流出が発生している限り、これは浸透能に等しく、その時間的な変化は指数関数的でなければならない。実際の計算値はかなりの誤差を示しているが概観的にはこのような傾向を示している。

以上の解析の結果に基づいて土石流発生地点の水文条件を予測するためには、2つの問題点を解決する必

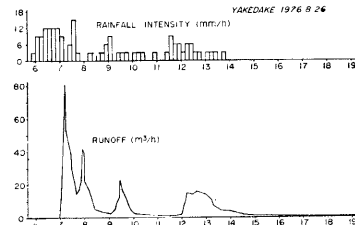


Fig. 25. An example of rainfall intensity and runoff.

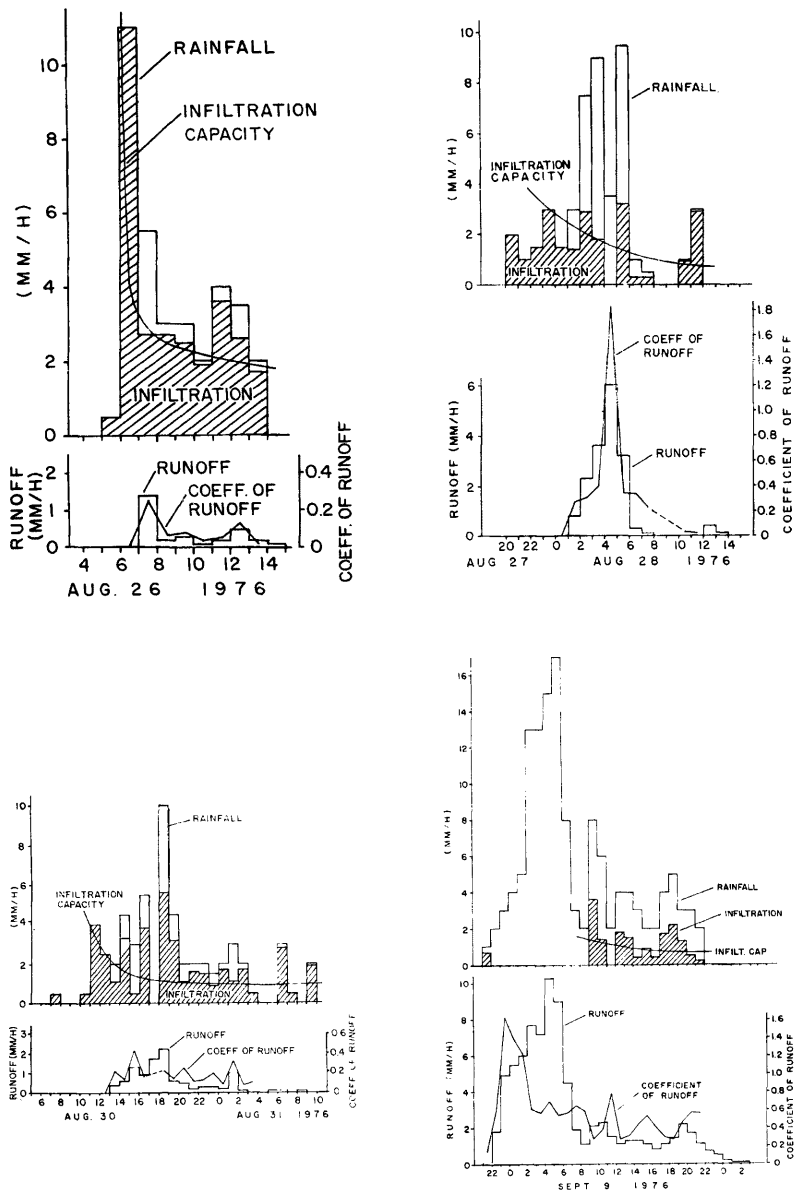


Fig. 26. Analysis of infiltration and runoff for different rainfalls.

要がある。1つは流出解析を行なったのは降雨強度が17mm/h以下の範囲であったが、土石流が発生するような大きな降雨強度に対しても今回の結果が適用するかということである。第2は第4支谷のこの流域がどの程度源流域の水文特性を代表しているかという点である。

(3) 地下水位

中流域のボーリング孔の水位は前年に引き続き、ステップ式水位計により、Fig. 1の#印(2個所のうち、上々堀沢から遠い方)で観測した。その結果のうちで土石流の発生があった場合をFig. 28を示す。この図中で矢印は土石流発生時刻を示す。この辺りでは地下水面が地表面から40m以上の深さにあるため、当然のことながら、地下水位の上昇は時間雨量には対応せず、また応答の遅れも数時間に達し、土石流の発生時にはまだ十分水位が上がっていないことが多い。しかしこの深い地下水位は流域の水収支には深いかかわりがある。

一方、源流域の溪床堆積物中の浅い地下水の水位のうち第4支谷の流量堰から約40m上流の溪床での観測結果の一部をFig. 29に示す。これには流量堰で測定した流量と土砂流出量も記入されている。この図から、溪床中の地下水位は、表流水が流れ始めるのとはほとんど同時に出現し、また表流水がなくなるのとともに消滅することがわかる。このことは地下水に関する一般的な常識に反するが、これは一つには表流水が水位計に流れ込んで水位を上昇させた可能性があり、測定方法に改良の余地がある。

(4) 土砂流出

大きな降雨の度に第4支谷の流量堰の遊水池にはかなりの土砂が堆積した。とくに土石流発生後は大量

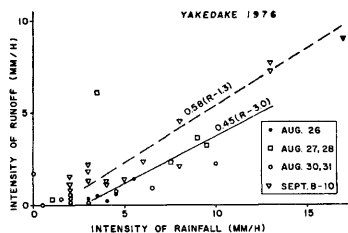


Fig. 27. Correlation between rainfall intensity and runoff.

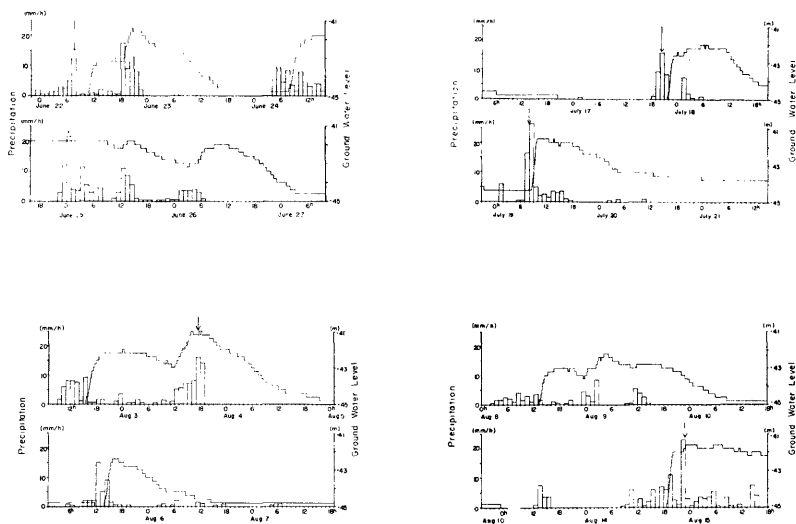


Fig. 28. Relation between deep ground water level, hourly precipitation and occurrence time of debris flow (marked by arrows).

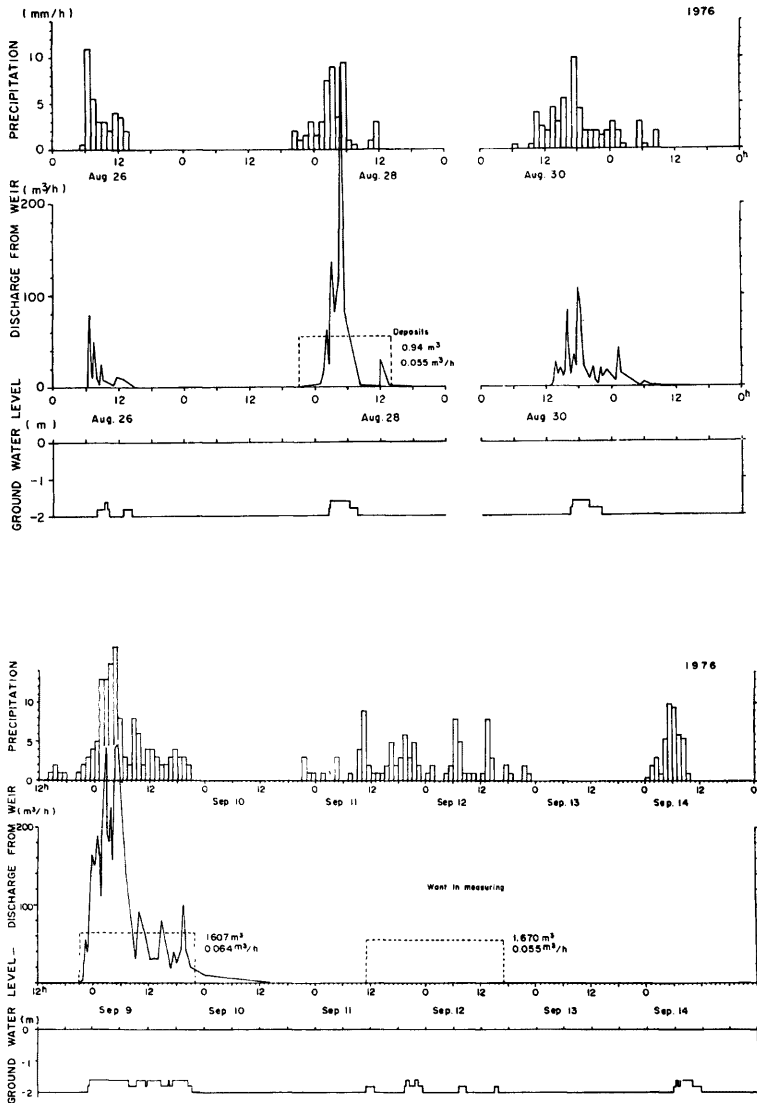


Fig. 29. Hourly precipitation, runoff, sediment yield and shallow ground water level (at 4th tributary).

Tab. 2. Amount of deposits left in the weir.

period	amount of deposit (m ³)	total precipitation (mm)	amount of discharge (mm)	maximum hourly precipitation (mm)
June 22~July 16	1.46	141.5	(49.6)	10.5
July 16~ 18	2.05	56.0	(28.6)	21.0
July 18~ 24	2.69	67.5	(29.4)	19.0
July 24~Aug.12	3.52	322.5	(105.6)	15.0
Aug. 12~ 18	4.43	121.0	(44.7)	20.5
Aug. 18~Sep 2	0.94	139.0	30.8	11.0
Sep. 2~ 10	1.60	134.0	81.5	17.0
Sep. 10~ 21	1.67	141.0	51.5	10.0

の堆積が見られた。しかし遊水池内の堆積状況は、掃流土砂の静水中での堆積を示し、土砂量が多くて大半が流量堰を越えて流下したと考えられる場合でも、プラスチック製のノッチ板は破損せず、わずかにその表面に擦痕が認められるだけであった。従って、土石流が発生するような水文条件のときでも、土石流発生地点よりも上流では土砂量は少なくないが、形態としては穏やかな土砂輸送が行なわれているものと考えられる。堆積土砂は随時排出したが、その際にレベリングによって堆積土砂量を測定した。堆積物は砂と礫の混合物で、最大径は 20cm 程度である。そして細粒物質は浮遊土砂として流れ去ったと考えられる。測定された堆砂量を Table. 2 を示す。この表には当該期間中の総雨量、総流出高(かっこ内は前述の流出解析に基く推定値)および最大時間雨量も併記されている。この表から、土砂流出は流量がある一定限界を越えた時に生ずるものと考えられるが、詳細な解析のためにはさらにデータを集積する必要がある。

4. ま と め

土石流の発生・流動・停止の諸過程の計測と、上々堀沢流域の調査を組織的に一貫して進めるという点で 1976 年は大きな進歩をみることができたと言える。以上に述べてきた成果の主要な点を項目別にまとめると

①10分間雨量と同様、溪床の浅い地下水の水位上昇ないしは表流水の出現と、土石流の発生時刻との対応が見られる。②センサー群による土石流先端流速の測定が、上々堀沢の全域で成功し、その結果と溪床の測量結果とを合わせると、土石流の発生位置や、成長の様子が推定できた。③下流での写真データをもとに土石流 No. 6 のハイドログラフを 3 つの方法で作成してみた。流速の検討から、そのうちのマニング式の方法が今のところよく合う。④土石流 No. 6 の先頭部の礫径分布の時間変化を求めた。先頭部 20m 区間での最大径は約 3m、中央径は 1m を越えていた。⑤土砂の粒度分布を正規確率紙に示し、母集団分析を試みた。その結果、運搬形式の複雑さが浮き彫りにされた。⑥土石流に伴う振動は予想以上に大きな加速度をもつことが明らかとなり、土石流自体の流動を維持・促進する可能性が高い。一方土石流探知法としても振動の特性の研究が急がれる。⑦横断測量をはじめ、谷渡しワイヤーを利用した設備は大幅に改良され、縦横断測量により溪床変動の状況をかなり明らかにできた。⑧源流域の表層土の物性は中・下流域のものと異なるとともに、透水性、耐侵食性は場所と深さにより、大きく変化する。⑨源流域では流域面積の約半分が 3mm/h 程度の低浸透能を持ち、比較的弱い雨でも表面流出を生じる。⑩流量堰付近では強雨に際してはかなり大量の土砂が流出するが、集合運搬の輸送形式は観察されなかった となる。

今後の問題としては、①土石流の表面流速の実測、②土石流に伴う振動をより精確に測定し、流路近傍の振動特性を明らかにすること、③土石流探知法の改良、④成長発達過程の解明、源流域においては、⑤表層土調査の全域での実施、⑥強雨時の流出解析、⑦浅層地下水位の形成機構の考察、⑧土砂の生産、流出

の定量と輸送メカニズムの考察 などの課題があげられ、これらを目標として観測・調査を進めたい。

謝 辞

この研究を進めるにあたり、多大の御援助をいただいた建設省松本砂防工事々務所の設楽所長はじめ、調査課ならびに焼岳出張所の諸氏に深く感謝の意を表したい。

さらに観測作業については京都府立大学農学部砂防研究室の院生 小川恒一ならびに専攻生 浜名秀治、両君をはじめ京都大学理学部、農学部の学生諸賢より献身的な御援助をいただいた。

なお、当研究は文部省科学研究費特別研究「土石流発生機構の研究」中の「試験地における自然現象に基づく土石流の解明」の一つとして補助金の交付を受けて実施されたものである。

参 考 文 献

- 1) Suwa, H., S. Okuda and K. Yokoyama: Observation System on Rocky Mudflow, Bulletin of D. P. R. I., Kyoto Univ., Vol. 23, 1973, pp. 59~73.
- 2) 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2，京都大学防災研究所年報，第19号，B-1，1976，pp. 385~402.
- 3) 矢野勝正 編著：水災害の科学，技報堂，1971，pp. 442~447
- 4) 高橋宏治：急流溪川における洪水段波の動態，第8回自然災害科学シンポジウム講演論文集，1971，pp. 91~92.
- 5) A. E. Scheidegger: Physical Aspects of Natural Catastrophes, Elsevier, 1975, pp. 147.
- 6) Gol'din, B. M. and Lyubashevsky, S. L.: Computation of the velocity of mudflows for Crimean rivers, Soviet Hydrology, 1966, vol. 2, pp. 179~181.
- 7) 井口正男・目崎茂和：沖積河川における河床砂れきの粒度組成について(Ⅰ)，東京教育大学地理学研究報告，18，11-24，1974，pp. 25~38.
- 8) 加茂幸介：桜島に発生する土石流による土地振動の特性，奥田節夫：桜島野尻川流域に発生した土石流と地震計記録の対応，文部省科学研究費昭和51年度特別研究「昭和51年6月豪雨による鹿児島県の土砂および土石流災害に関する調査研究」，代表者：椿東一郎，1977，3.
- 9) 奥西一夫：山腹斜面における表層土調査について，昭和52年度 砂防学会研究発表会概要集，1977，pp. 14~15.
- 10) C. O. Wisler and E. F. Brater: Hydrology, Wiley, 1959, pp. 113~117.