

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

奥田 節夫・諏訪 浩・奥西 一夫
横山 康二・小川 恒一

SYNTHETIC OBSERVATION ON DEBRIS FLOW

Part 7. Observation at Kamikamihori Valley
of Mt. Yakedake in 1980

By *Setsuo OKUDA, Hiroshi SUWA, Kazuo OKUNISHI, Koji YOKOYAMA*
and *Kouichi OGAWA*

Synopsis

Systematic observation of debris flow was carried out at Kamikamihori valley on the eastern slope of Mt. Yakedake in 1980, using a synthetic observation system equipped with many instruments and introducing various topographical surveys.

Measurements of rainfall, discharge at a rill in the source area and ground water level in the fan were carried out in relation to the occurrence condition of debris flow and to the hydrological properties of this valley. Leveling surveys were frequently made in the channel reach, besides the measurement of debris flow motion and its material composition. In the fan area, maximum efforts were made to observe the stopping process of debris flow using a network of visual cameras. For the investigation of depositional features in the fan, leveling and polar coordinate surveys have been done for every debris flow.

In this year, three debris flows of rather small scale have occurred, and following items are discussed on the basis of newly observed facts; (a) discrimination of debris flow occurrence by the hydrologic analysis using the kinematic wave method, (b) response of ground water in the fan to rainfall, (c) visual detail of debris flow motion and estimation of its density from the bottom pressure of debris flow, (d) dependence of run out distance of debris flow on their flow conditions and on the topography of their courses, (e) change in the valley bottom profile over several years, (f) characteristic change in micro-topography of debris lobes and their material composition with the run out distance, (g) relationship between the distribution of micro-relief of fan surface, and geomorphic development of the fan due to the superposition of debris lobes and other processes of deposition or erosion.

1. ま え が き

焼岳の上々堀沢において、本年(1980年)実施した土石流の観測・調査では、前年にひきつづき、扇状地における土石流の流走と停止の過程を計測するとともに、扇状地における微地形変動と扇状地の地形発達を明らかにして、土石流災害の防止に役立つための基礎研究を旨とした。もちろん、扇状地に流入する土石流の発生条件や、流動の初期条件を同時に明らかにしておくことは不可欠のため、源流域における降雨流出の観測、溪流部下流端における土石流の流動条件の計測にも力を注いだ。

観測設備は前年8月に特に大規模な土石流の流下によって一部に損傷を受けたため、扇状地の信号ケーブルと映像観測設備の大幅な配置替えを行ったうえで、常時観測に移行した。そして、3つの土石流の発生が

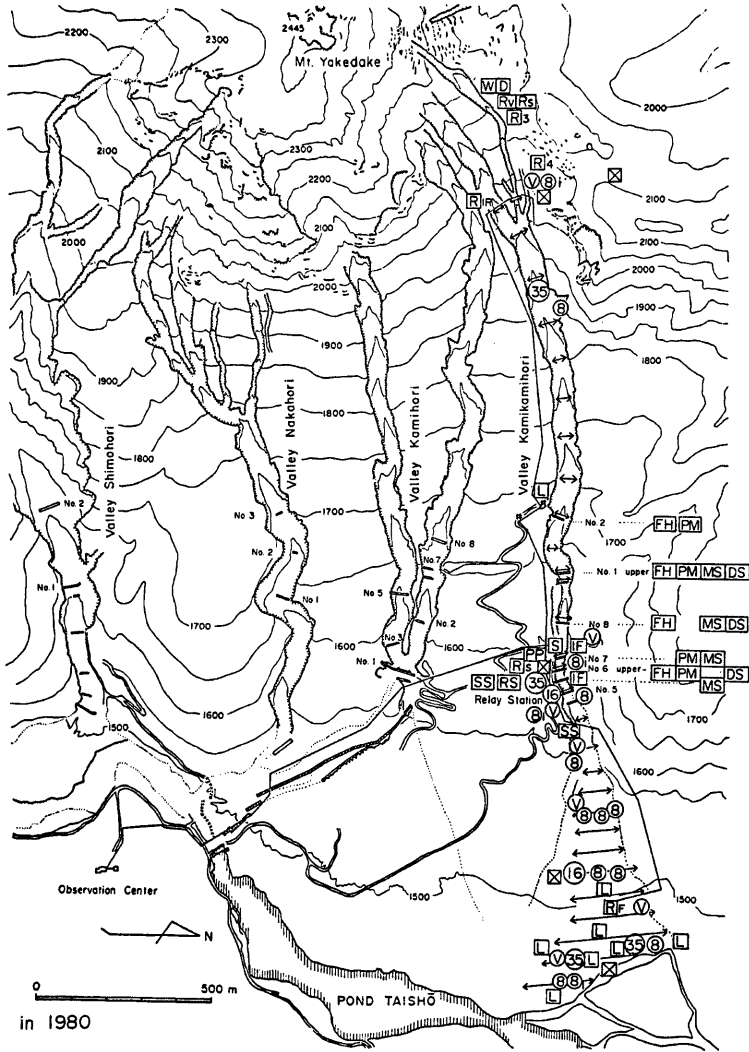


Fig. 1. Location of observation system at the eastern slope of Mt. Yakedake in 1980.

⊠: relay station, R: rain gauge, Rv: vector rain gauge, Rs: rainfall intensity recorder, W: anemometer, D: gauging weir, L: ground water level gauge, ↔: wire sensor, SS: spatial filter speedometer, RS: radar speedometer, PP: bottom pressure gauge, IF: impact pressure gauge, S: seismometer, 35: 35 mm interval shot camera, 16: 16 mm cinecamera, 8: 8 mm cinecamera, i: 8 mm interval shot camera, v: video camera, FH: measurement of flow height, PM: pressure mark gauge, MS: mud sampler, DS: debris sampler, No.: number of dam

確認されたが、規模はあまり大きくなく、そのうちの 하나가扇状地のかかなり上流部分で特徴のある停止・堆積を生じたことが従来の例と異なり、注目された。

2. 観測の内容

本年の観測体制は要約すると次のようになる。源流域では、ガリの流量観測を廃止した。土石流の流動過程に関しては、溪流部下流端近くの特定断面に計測機器を集中して、扇状地に流入する土石流の初期条件を把握することに努めた。このため、新たに土石流の底面圧力測定を導入して土石流の密度の算定を試みるとともに、土石流の流動の形態を複数の角度から観察することを試みた。扇状地においては、土石流の流動・停止の映像観測に関して、とくに、空間的な位置とスケールが判定できるように配慮した。前年の観測結果から、扇状地の地下水の動きと土石流の停止との間の直接的な相互関係の重要性は薄らいだが、流域の全体的な水文特性を明らかにする観点から井戸の数を増やして組織的な観測を継続した。以上の動的な計測に加え、渓流域と扇状地において地形変動の測量および調査を繰返し実施した。とくに扇状地では個々の土石流の堆積形態を明らかにするとともに、扇面の地形変化と堆積状態の変動を詳しく測定することとした。

2.1 観測システムと調査の方法

以下に測定機器の導入と観測・調査の方法を要約するが、既に前年までに述べられているもの¹⁻¹¹⁾については説明を略し、項目を記す程度にとどめる。なお、全体的な機器の配置は Fig. 1 に、源流域の詳細は Fig. 2 に、扇状地のそれは Fig. 3 に示した。

(1) 水文気象観測

(a) 降雨、風向・風速 転倒マス型雨量計による通常の雨量観測には若干の変更を加え、源流域に R_4, R_{1R} の2台、中流に R_S 、扇状地に R_F の計4台を用い、データを一括して一つの記録計に入力するとともに、 R_4 と R_S の降雨は常に観測所で監視することができるようにした。降雨強度計、ベクトル雨量計⁴⁾ および風向風速計の設置については変更点は無いが、ベクトル雨量計以外は機器の不調のため欠測がちであった。

(b) 流量 前報⁹⁾ で述べたようにN地点の四角堰が土石の大量堆積のため復旧困難になったので、本年度はUN地点の三角堰⁴⁾ だけで測定を実施した。

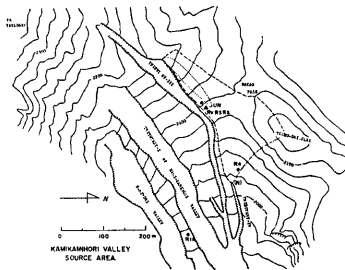


Fig. 2. Location of rain gauges and gauging weir UN in the source area, in 1980.

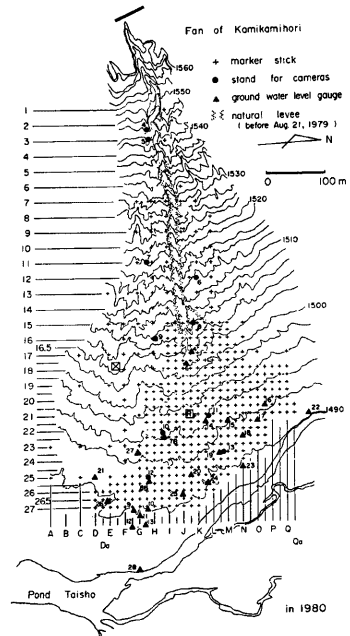


Fig. 3. Arrangement of observation network at Kamikamihori fan in 1980.

(c) 地下水位 扇状地における地下水のより広域的な観測を旨として、Fig. 3 に示すように深さ 2 m 程度の地下水位観測井戸を17本新設して水位を測定した。このうち、井戸 7B, 8B, 9~15, 18, 19 および28では自記測定を、その他では一週間に一回程度の間欠的な測定を行った。これに加え、扇端部で帯水層の性質をチェックするための注水試験を行った。

(2) 土石流の流動過程の観測

土石流の流動や諸条件をなるべく、自動的に計測するため、電気的な計測機器は従来から Fig. 4 に示すような On-line system にまとめられている。すなわち、土石流の発生・流下は現場のセンサによって検知され、検知時刻はタイムレコーダーに記録されると同時に指令信号が現場の機器に送られて計測が行われる。このシステムは以上のような自動操作以外に、手動操作によって計測を開始したり現場の状況を適宜モニターできるようにしている。

(a) 土石流の流速 土石流の先端流速は30ヶ所のセンサ群によって前年と同じ体制で測定を実施した。最上流部の1~4番センサは谷吊り方式⁹⁾を用い、5番以下は溪床設置方式とした。再設置に際して位置のずれが生じないように5~8番センサの位置はそれぞれ位置固定のための谷渡しによって目印が吊り下げられた。

いっぽう、土石流の表面流速を測定するために第6号上流床固右岸において、空間フィルタ流速計⁹⁾と電磁波流速計⁹⁾を、さらに Fig. 3 のカメラ台 No. 4 に空間フィルタ流速計の2号機を設置した。

(b) 土石流の流動・停止過程の映像観測 谷吊りカメラによる上流での土石流の成長過程の観測は前年どおり実施したが、本年も失敗に終わった。今後は休止する予定である。中流の6号上流床固付近の集中観測地点においては、例年の映像システムに加え、従来とは異なったアングルから、より近接して土石流の流動状況を詳しく観察することとした。

扇状地では前年に観測網の一部が大土石流の直撃にあい、損傷を受けた経験にもとづき、カメラ台をはじめとする観測網の再配備にあたっては、土石流の予想ルートに可能な限り近く、かつ安全な場所を選定するという条件を考慮した。Fig. 3 に示すカメラ台 No. 4~13 に合計15台のカメラを配備し、扇状地の広い被写域をカバーできるように工夫したが、土石流が実際にどの方向に向かって流下するかを正しく予測することは難しかった。

(c) 衝撃圧と底面圧 土石流が堰堤・床固に直接及ぼす衝撃圧の測定には、前年同様、圧痕計⁹⁾と土圧計による測定を併用したが、後者の設置は土石流の発生に間に合わなかった。

いっぽう、後続部まで含めて、土石流の密度の変化を測定する試みを Fig. 20 に示すような圧力測定と映

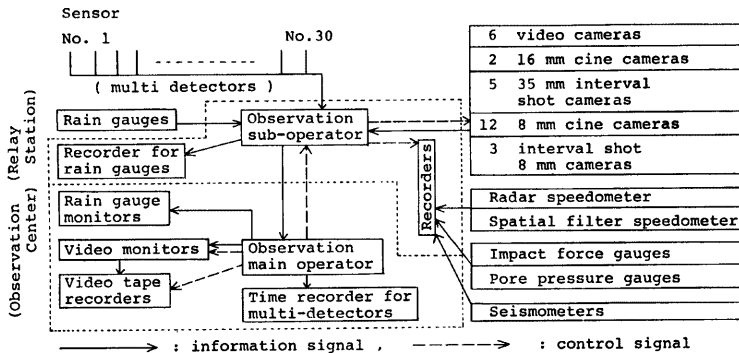


Fig. 4. On-line system for observation control.

像記録によって実施することとした。

(d) 先頭部の材料と段波高 土石流先頭部の土砂礫の採取は前年同様、採泥筒⁷⁾と採泥缶⁴⁾を用いた。ピアノ線による段波高の調査は測線内で最大高の出現位置を確定し難いので廃止し、堰堤・床固の通水断面の上下流端に幅 10 cm で二本の帯状にペンキを塗布しておき、土石流の通過後、これらの塗装面の擦痕を調べる方法に替えた。

(e) 溪岸の地盤振動 土石流の流下に伴う溪岸地盤の振動の測定は前年と同じ方法⁸⁾によった。また、この振動測定の測線の延長上の溪床において Fig. 25 に示すようなブロックの柱状埋設と事後の掘削によって、溪床の侵食・再堆積の経過を調査した。

(3) 溪床の地形変動の調査

土石流の発生・流下のプロセスと流路の地形変動や堆積状態の変化の調査を継続するため、上流の合流点から扇状地までの流路の縦断測量を 5 回実施した。横断測量や堆積状態の調査も前年と同様に実施したが解析には至らなかった。

(4) 扇状地の地形変動の調査

扇状地においては前年にひきつづき、個々の土石流の堆積地形を光波距離計付セオドライトによる極座標測量によって計測するとともに、Fig. 3 に示す定点網⁹⁾の格子点を利用して侵食・堆積の変化量を調査した。なお、このメッシュの横方向の測線に沿う横断水準測量をさらに充実して扇面の地形変化の過程を検討した。

2.2 観測の経過

観測設備は、この現場の厳冬期に耐えられないので、毎年設置し直しているが、本年も 5 月に作業を開始し、設備の主要部分の完成を土石流の発生時期に間に合わせることができた。Fig. 5 に示すように当期間中に三つの土石流と一つの土砂流の発生を確認することができた。個々の発生日時、規模⁶⁾、発生確認場所および発生直前の 10 分間、1 時間、連続（4 時間以上の無降雨は別の雨と見なす）の三つの降雨量の値（観測地点は R₄）と気象状態をこの順に記す。

7 月 8 日 5 時頃、土砂流、センサの散発的な切断と扇状地における事後調査、7.5 mm, 21 mm, 188 mm, 梅雨前線を小さな低気圧が東進

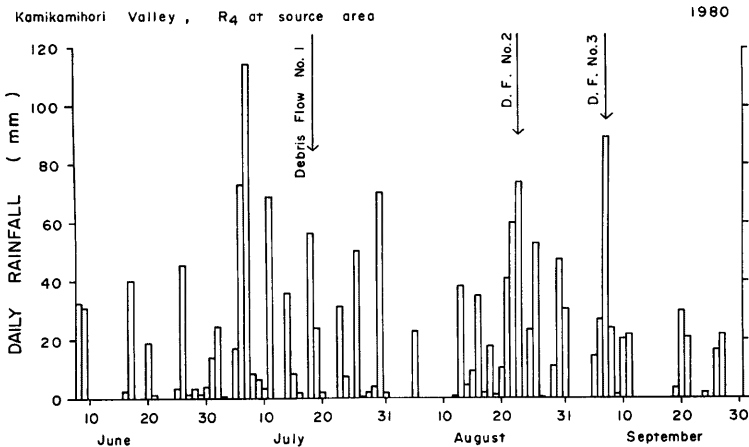


Fig. 5. Relation between daily precipitation at R₄ and occurrence of debris flow.

7月19日 9時30分, 土石流 No. 1, 小規模, 5番センサ, 8 mm, 20.5 mm, 73.5 mm, 寒冷前線の東進南下
 8月23日 16時02分, 土石流 No. 2, 中規模, 4番センサ, 5 mm, 20.5 mm, 159 mm, 低気圧の発達とこれに伴う寒冷前線の東進
 9月7日 19時20分, 土石流 No. 3, 小規模, 4番センサ, 8.5 mm, 19.5 mm, 27 mm, 前線の南下と南方海上の台風13号の影響

3. 成果および考察

先に記した土石流の発生に対し, 計測データの取得状況は比較的良好であった。以下に考察を加えながら, 観測の成果を詳述する。

3.1 流域の水文特性

(1) 降雨の特徴と土石流の発生

Fig. 5 から, 観測期間の日雨量の経過を見ると, 梅雨期後半で雨量の多いことがわかる。とくに7月5日の夕刻から8日早朝にかけて200 mmを上まわる降雨があったが, この時は小規模な土砂流の発生を見たにとどまった。その後, 10分雨量や時間雨量では規模のそれほど大きくない雨で中, 小の土石流が発生した。この経緯は, 強雨に着目し, 少なくとも10 mm以上の時間雨量か3 mm以上の10分間雨量を含む降雨の主要部の10分雨量を整理した Fig. 6 からよくうかがえる。10分雨量のピーク時刻と土石流の発生時刻の対応²⁾

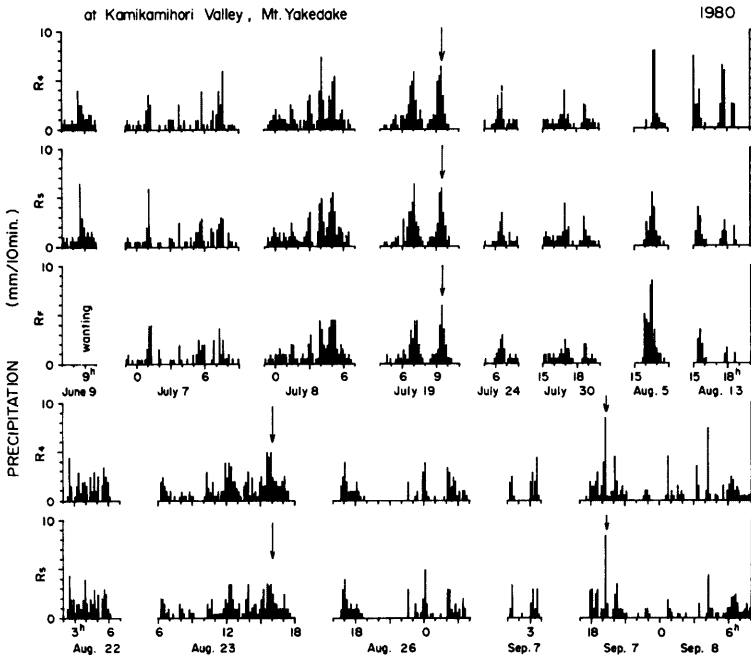


Fig. 6. Precipitation in every 10 minutes at different locations and occurrence time of debris flow (marked by arrows).

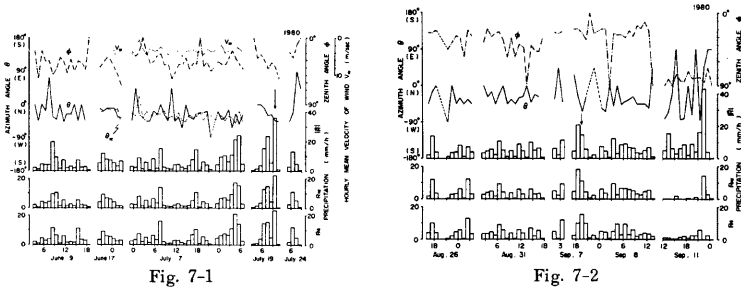


Fig. 7. Comparison of hourly rainfall vector as identified by the value of ϕ , θ with \bar{R} with precipitation at R_n , and actual precipitation R_{nz} to the slope calculated from the rainfall vector.

は良いが、土石流が発生したのと同程度あるいはそれ以上の降雨でありながら、土石流非発生の場合も目につく。これは土石流発生条件のうち素因としての土石流発生域溪床の土石や残雪の堆積状態の時期的な差異にもよるものと思われる。この時期的な変化についての概況は既報⁵⁾からもうかがえる。なお、前年の夏に大土石流の発生によって溪床が著しく下刻侵食を受けたため、本年になっても、側壁からの崩落土石の供給は例年以上に激しいものであったことが確認された（3.3節参照）。

さて、Fig. 7 に毎時雨量ベクトル⁴⁾とこれから計算された測定斜面に対する実質降水量⁴⁾ R_{nz} および R_n 地点の通常の時間雨量のデータの一部分が示されている。とくに注目されるのは台風13号が近くを通過した9月11日の結果で、一時、強い西風が卓越したため、降雨が著しく傾いて、 $|\bar{R}|$ は大きな値を示したにもかかわらず、 R_{nz} が零または非常に小さな値を示すケースが生じた。なお、風のデータは欠測がちであったが、風速 V_w と降雨線⁴⁾の傾き ϕ 、風向 θ_w と降雨線の方位角 θ との間にそれぞれ正の相関の高いことが再確認された。雨量ベクトルは風の影響を受けた個々の速度を持った雨粒の総和として決定される。測点の周辺で、雨粒が終末速度を得るに十分な空間スケールで風の定常性と一様性がある程度保証されていると仮定すると、上述の相関の高いことは、雨粒の水平速度成分が風の速度の水平成分に応じた値をとることを示している。この観測においては、もう少しデータを蓄積してある程度定量的な経験式を得て、降雨強度と風向風速の実測データから雨量ベクトルを推定して斜面における実質降水量が得られるようにしたい。

(2) 降雨流出の特性と土石流の発生判別

前報⁶⁾のキネマティックウェーブ法による解析の結果、上々掘沢第4支谷の降雨流出のモデルはほぼ完成したと言える。ただし、UN地点によって代表されるリル域については、土石流が発生するような強雨の時に流出率が急増する現象があり、これについては解析が不十分であった。1980年度は流出データはかなり多く得られたが、上記の疑問を解明するのに適したデータは9月7日～8日のハイドログラフ（Fig. 8 上段）のみである。この時は降雨強度計が故障していたので、以下では10分間雨量を用いて有効降雨の解析を行う。前報と同じ手法によってハイドログラフから有効降雨強度 \bar{p}_e を計算すると Fig. 8 下段の実線のようになる。予想されるように、降雨強度 p が 18 mm/h 以下の場合は、リル内の降雨量 p から定常浸透損失 p_f (2 mm/h) を差し引いたものが \bar{p}_e に等しいというモデルが成立するが、 $p > 18$ mm/h の場合には \bar{p}_e はこのモデルで計算される値よりもかなり大きい。最も不一致がはなはだしいのは9月7日19時～19時30分である。このうち最後の10分間は \bar{p}_e の値が負になっているが、これは Duhamel 積分の逆変換¹³⁾を行う時の誤差で、その前20分間の \bar{p}_e と切り離すと正しい結果が得られない。そこでこの30分間をまとめて有効降雨の発生過程を考える。ハイドログラフから計算された \bar{p}_e (30分間に 7.6 mm) と上述のモデルで計算された値 (30分間に 6.0 mm) の差はリル外の裸地斜面で生じる有効雨量と考えられる。リル（以下では添字1で表す）と

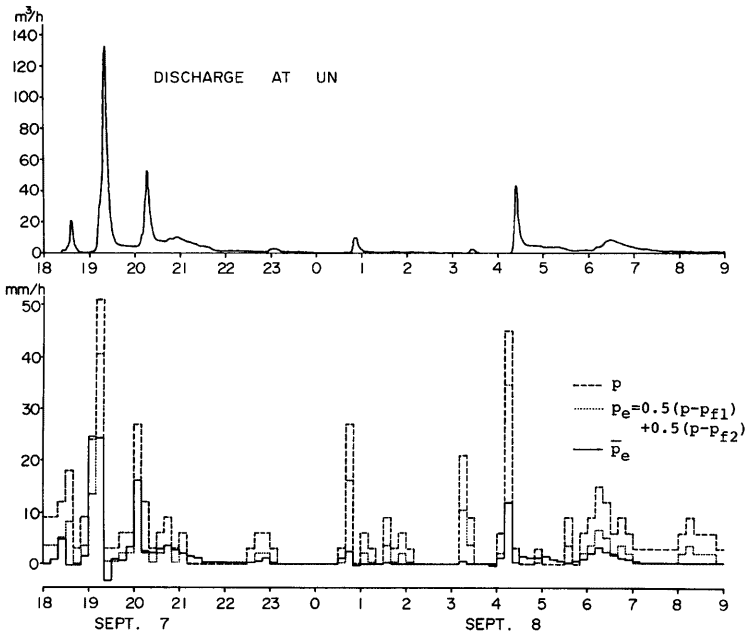


Fig. 8. A hydrograph at the weir UN (top) and the result of an analysis of effective rainfall (bottom); p : rainfall, p_e : effective rainfall from p and p_f , p_f : infiltration capacity, \bar{p}_e : effective rainfall from hydrograph.

リル外の裸地斜面 (添字 2 で表す) の面積率は前報の通り 0.5 とすると、

$$7.6 \text{ mm} - 6.0 \text{ mm} = 0.5(p - p_{f2}) \times 30 \text{ min} \quad \dots\dots\dots(1)$$

となり、 $p_{f2} = 19.5 \text{ mm/h}$ が得られる。かくて流出モデルによる有効降雨 p_e は、

$$p_e = 0.5(p - p_{f1}) = 0.5(p - 2 \text{ mm/h}) \quad (2 \text{ mm/h} \leq p \leq 19.5 \text{ mm/h}) \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$p_e = 0.5(p - p_{f1}) + 0.5(p - p_{f2}) = p - 10.7 \text{ mm/h} \quad (p > 19.5 \text{ mm/h}) \quad \dots\dots\dots(3)$$

となる。これらの式による有効降雨の計算値を Fig. 8 下段に点線で示す。これと上述の \bar{p}_e を比較すると、7 日の 22 時頃までは一致がよいが、それ以降は \bar{p}_e が小さ過ぎる。これは水文学の既存の理論、例えば降雨の休止による浸透能の回復によって説明し得る程度のものではないので、雨量分布などの再検討が必要であろう。しかしながら、今の所はデータ不足で十分な検討ができないので、一応 (2) 式および (3) 式が正しいものとしておく。これまでに得られた別のヒドログラフによって (2) 式および (3) 式に微調整を加えることも必要であるが、これは別の機会にゆずる。

土石流の発生条件については、これまで降雨条件と水文条件について検討されている。すなわち、降雨条件については 10 分雨量と土石流発生の対応がよいことが見だされており⁹⁾、また前駆雨量としての時間雨量や日雨量の効果も検討されている¹⁰⁾。水文条件としては、第 4 支谷で観測された流出量の水文解析にもとづいて、土石流の発生を発生地点における表流量と関係づける試み¹¹⁾と、六甲山地などで検証されたタンクモデルを上々堀沢にも適用し、タンク内水位が限界値を越えた時に土石流が発生するという考え方¹²⁾がある。

それぞれの方法は特有の長所と短所を有するが、原因となる物理量（雨量、流量、水位）が連続量であるのに対して、結果は土石流が起るか起らないかという定性的な基準であることが共通的に困難な点である。

このような問題を解決するのに適した数学的方法の一つに判別関数法¹⁹がある。これは多変量によって記述される事象が定性的な基準によって数個の群に分けられる時、各変量の一次関数である判別関数の値によって、各事象が帰属すべき群が正しく定まるように、判別関数を定義する方法である。我々はすでにこの方法を試みている¹⁹が、そこでは変量として取り上げた10分雨量、20分雨量等々の雨量値が互いに重複する量なので、結果の解釈に若干の問題があった。そこで、ここでは同じデータを用いるが、問題とする時刻の直前の10分間、20分前から10分前まで、30分前から20分前まで、……というように10分ずつ時間を区切った場合の雨量を変量として採用して判別関数を求めた。この時の判別関数を Y とし、時間は10分を単位として離散量で表すと、

$$Y_i = \sum_{j=1}^N a_j p_{i-j} + C \quad \dots\dots\dots(4)$$

となる。ここに a_j は判別係数で、影響関数と見ることでもできる。 p_{i-j} は $j \times 10$ 分前からの10分雨量、 C と N は定数である。この式はユニットグラフの理論を表す式、

$$q_i = \sum_{j=1}^{\infty} u_j (p_{i-j} - p_j) \quad \dots\dots\dots(5)$$

と同じ形をしている。(5)式で q は比流出量、 u はユニットハイドログラフ、 p_j は浸透量（いずれも10分当り）である。そこで(4)式の a とすでに求められている¹⁹ UN 地点と N 地点のユニットハイドログラフを比較してみると、Fig. 9 のようになり、30分～60分の間で a の値が負になっているのが不合理である点を除けば両者の一致はかなりよい。このことは Y と q の間に1対1の対応関係があることを意味し、 Y が土石流発生の限界値に達した時、 q_i もまたある限界値に達しているということになる。言い換えれば、 q_i が一定量以上になると土石流が発生すると言うことができる。

上述のことから、逆に土石流の発生、非発生から発生の予想される地点の流量を推定できる可能性が考えられるので、これを追求してみる。土石流は各支谷の合流点の付近で発生することが多い³⁰ので、合流点を対象とする。合流点には第4支谷の流出も流入するが、集水面積から見て、第1支谷と第3支谷の寄与が圧倒的に大きいであろう。しかしながら、これらの支谷の集水域の流出特性に関しては全くデータがない。そこで、第4支谷で行ったのと同じく（前報参照）流域モデルを極力単純化し、横断面（長方形とする）がどこでも同じであるような一本のガリを等価流出場とみなし、その長さとは地形図上で計測したガリの平均長と積算幅員にそれぞれ等しくとった。この等価ガリの深床浸透 p_f と等価粗度 n を試行錯誤的に変化させ、計算されたピーク流量と土石流の発生・非発生の状況を比較すると Fig. 10 のようになる。この図で A および B は横軸で示されたピーク流量 Q_p （計算値）の階級ごとに、土石流を発生させた降雨件数と発生させなかった降雨件数をそれぞれ示す。この図において、発生件数の80%において Q_p が限界流量 Q_c を越えるように Q_c を定め、次に Q_p が Q_c を越えた（すなわち、発生が予測された）ケースのうち実際には土石流が発生しなかった件数の比率 E を誤判定率とすると、図中に示したような値になり、 $n=0.1$ 、 $p_f=3\text{mm/h}$ が最適と判断される。いっぽう、(4)式の判別関数の値に

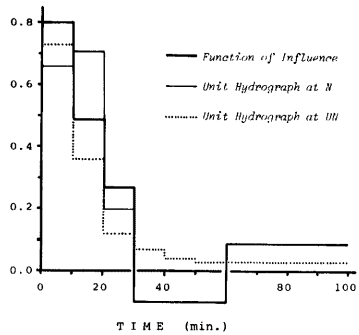


Fig. 9. Comparison of the function of influence for the occurrence of debris flows as defined by Eq. (4) with unit hydrographs at two gauging stations.

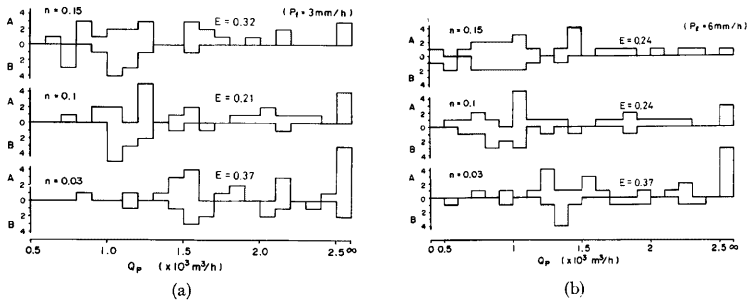


Fig. 10. Numbers of occurrence and non-occurrence of debris flows for different classes of peak discharge calculated by the kinematic-wave method. Forecasting error is denoted by E

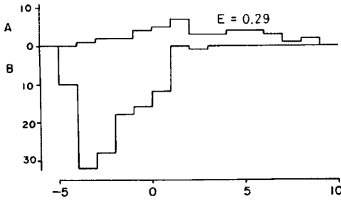


Fig. 11. Number of occurrence and non-occurrence of debris flows on the basis of the discriminant function Eq. (4). Forecasting error is denoted by E .

よって土石流の発生・非発生を同じ形式で表示すると Fig. 11 のようになる。ここで Fig. 10 と Fig. 11 で件数が大きく異なっているのは、Fig. 10 では発生時刻がかなり正確に分っている1975年以降のデータのみを取り上げたためである。ところで、流出量を判定基準にした Fig. 10 の誤判定率は降雨を判定基準にした Fig. 11 のそれよりも少し小さいことが注目される。どちらも雨量データを基本データとして使いながら、流出計算というまわり道をした方が結果が良いということは、キネマティックウェーブ法による計算の非線型効果の現れであろう。具体的には前駆雨量によって降雨に対する応答が速くなったり遅くなったりするという効果が顕著であり、上述の前駆雨量の効果¹⁾と符合する。1979年8月21日～22日の降雨に対して上述のようにして計算された合流点のハイドログラフを Fig. 12 に示す。土石流発生時の流量を見ると、次第に大きい流量で発生していることが分る。このような傾向は、土石流発生地点が数箇所あり、力学的に最も不安定な地点で最初の土石流が起るとその地点は安定化すると考えれば容易に説明がつく。

(3) 扇状地における地下水の挙動

前報⁹⁾では1979年度の観測にもとづいて、いわゆる Sieve deposition の可能性について検討し、土石流堆積物の浸透能力は 20 mm/h 程度であって、Sieve deposition を起すには小さ過ぎることを述べた。1980年度は上々掘沢の水文特性の一環として扇状地内の地下水の挙動を観測した。これは、上々掘沢の源流域では降雨時には表流水が見られるが、4本の支谷の合流する点よりも下流では、土石流発生時を除けば表流水はほとんど出現せず、地中に浸透した水もネットダム近くのボーリング孔で水位が測定されている¹⁰⁾以外、その挙動が明らかでないため、末端部の扇状地でその挙動をおさえようとするものである。観測井の配置は Fig. 3 に三角印で示されている。このうち、井戸4および6が既設の浸透量観測井¹¹⁾である他は新設の地下水観測井である。

降雨に対する各地点の地下水位の応答を Fig. 13 に示す。この図で三角印は自記水位計のスケールアウト

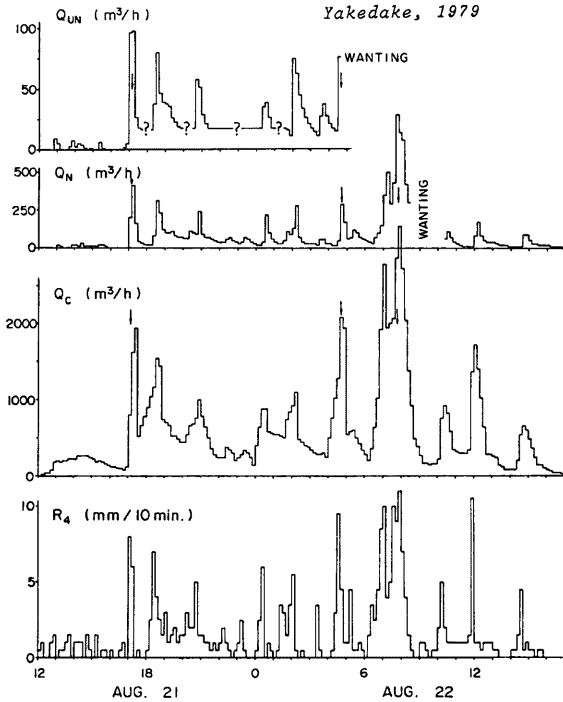


Fig. 12. Comparison of the computed hydrographs at the confluence (Q_{UN} and Q_N) with those observed at the fourth tributary (Q_c). The arrows indicate the occurrence time of debris flows.

を示す。7月7日は前駆雨量があまりなく、降雨強度も小さかったので、各地点とも地下水位の上昇は遅いが、7月8日早朝の降雨ピーク時には急上昇が見られる。一般的な傾向として、上流部（標高が高い）ほど水位変化が速くて大きい、地点ごとのばらつきも大きい。他の降雨についてもほぼ同様の傾向が得られている¹²⁾。

やや長期的な地下水位変化を見るために、自記記録（一部の井戸については巡回測定記録）から毎日正午の地下水位をプロットすると Fig. 14 のようになる。この図で2日以上欠測期間（巡回測定のものでは3日以上）がある場合は、その間を破線でつないでいる。7月にはほぼ5日に一度ぐらいの割合で降雨があったので、水位はそれに応じて上下しているが、長期的な変化は顕著ではない。それに対して8月～10月には多雨期と寡雨期の別があるため、8月中旬～下旬に水位が上昇し、9月から10月にかけて下降するという長期変動が顕著である。観測期間が初夏～秋に限られるため、年変化を解析することはできない。

自記水位計を設置していない井戸を含めての地下水位の一斉観測は毎週一回程度実施したが、そのデータによって地下水面の等高線を描いてみると、多少の起伏はあるものの、等高線は南北方向に延びていることが分った¹²⁾。そこで、地下水面等高線をほぼ直角に横切るような井戸列に沿って地下水面の断面図を描くと Fig. 15 のようになる。ここで横軸の水平距離は各井戸を結ぶ折れ線の延長距離を示す。図中には5月21日の水面形と観測期間中の水位変動幅が示してあるが、三角印は自記水位計のスケールアウトのため、実際に

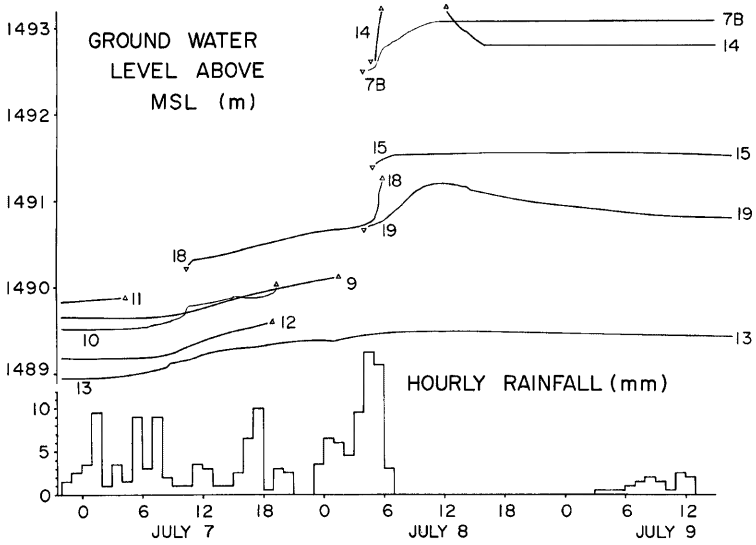


Fig. 13. An example of the response of ground water level at each observation well to the rainfall.

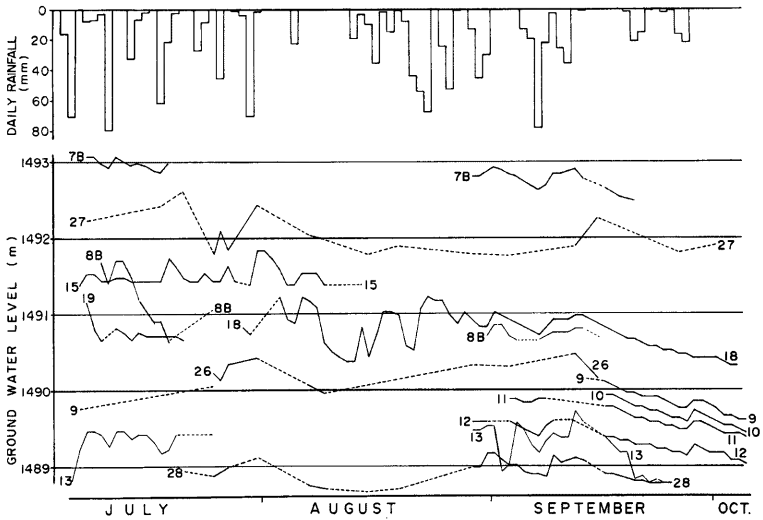


Fig. 14. Daily traces of the variation of ground water level at several observation wells.

は表示値よりも水位が高くなったことを示す。この図から、大まかな傾向として、地下水面勾配も地下水位変動量も上流ほど大きいことが分る。これは上流部へ行くに従って透水係数の値が減少しているためであろうと考えられる。地下水流量 Q は、扇状地の幅を B 、透水量係数を T 、地下水面勾配を I とすると、

$$Q = BTI \quad \dots\dots\dots(6)$$

で与えられる。 T と I は場所と時間によって異なるが、上述のように、扇状地の下流端付近では水位変動幅が小さいので、水位変動による T の変化は無視し得る。また、扇状地を横断する方向では、 T と I の場所的变化は少ないと考えられる。したがって、扇状地の下流端付近では、(6) 式の Q は水位変動に伴って時間的に変化する I と定数 (BT) の積で与えられることになる。

透水量係数 T の評価のために井戸24と25の間にほぼ等間隔で4本の注水試験井(井戸29~32)を設置した。地下水位観測井は、表流水の影響を避けるために、底部にのみストレーナーが設けられているが、注水試験井は地表面付近を除き全面的にストレーナーが設けられている。ただし、注水試験井は手掘りによって掘削したため、地下水層中にわずか50cmほどしか貫入していない。また、2本は注水試験時には水位低下のため干上がってしまった。そのため、注水試験は井戸24, 25, 29, 30について実施した。通常、注水試験では、一定流量の水を一定時間注水して注水井および周囲の観測井の水位変化を調べるが、今回は設備、人員、天候などの都合により、一定量の水を瞬間的に注水井に注入し、注水井の水井変化を観測した。その結果をFig. 16に示す。理論によれば、注水井の半径が十分小さく、水位変化が微小で、井戸壁の水力抵抗を無視できる場合、注水量を V とすると、水位上昇量 h_0 は時間 t の関数として、

$$h_0 = V/4\pi T t \quad \dots\dots\dots(7)$$

となる¹²⁾。Fig. 16の実測値は、注水以外の原因による水位変化のために $t \rightarrow \infty$ で必ずしも $h_0 \rightarrow 0$ になっていないが、最終水位を適当に仮定すれば、おおむね(7)式と適合する。このようにして得られた T の値は下表の通りである。

井戸番号	24	29	30	25
T (m ² /day)	3.28	9.01	4.68	1.43

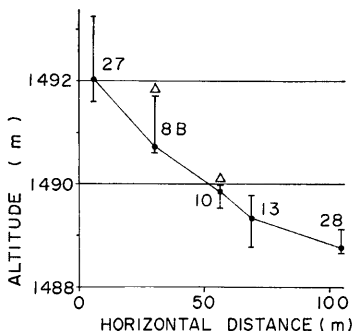


Fig. 15. Longitudinal profile of the ground water table with the range of variation. The triangles indicate that the upper limit of variation is unknown because of over-scale.

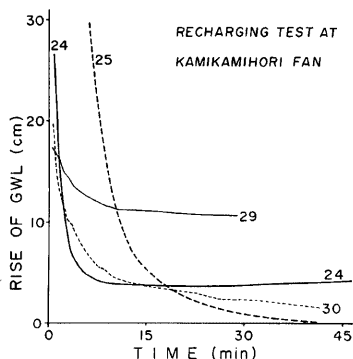


Fig. 16. Time change in the water level within the recharging well for each run of the recharging test.

井戸25ではかなり小さい値になっているが、水位変化に対する(7)式の適合度がよくないのでこの値は信頼できない。しかし、この値を除いても、 T の値は堆積物の粒径と厚さから期待されるものよりはるかに小さい。前報では井戸4付近の透水係数 K の値を 20 mm/h 程度と報告したが、上述のように、 K は上流部ほど小さいと考えられるので、注水井付近の透水係数を仮に 100 mm/h と評価すると、帯水層の有効厚さは 2m 程度にしかならない。これは、注水井が帯水層のごく表面にしか貫入していないと、堆積物の粒度成層のために、注水による水圧変化が帯水層の上部 2m ほどにしか及ばなかったと考えられる。これと同じことは降雨浸透についても言えるので、ここで得られた T の値は降雨浸透など、地表面近くの地下水変動現象には適用可能であるが、(6)式などによって帯水層全体の水の動きを評価する時の T の値としては使えない。また、Fig. 14 において、地下水位の短時間変動が長期変動に比べて誇張された形で現れる現象は、このように現象の時間スケールが小さいほど T の値が小さくなるということによって説明できる。

3.2 土石流の流動と停止

(1) 流動と停止の状況

三つの土石流の先端流速の追跡結果を Fig. 17 に示す。従来の計測データ²⁾と比較して、7月に発生した土石流 No. 1 と9月の No. 3 の先端流速の値は小さい部類に属し、とくに堰堤・床固の施工区間へ到達してからは極めて小さくなることもあるが、これは土石流が落差のあるダムの水叩部などでたびたび停止しかけることに対応するものと考えられる。これに対し、8月の土石流 No. 2 は水平位置 1200m 付近の流路勾配の小さくなるところで減速したのち、すぐにもち直し、扇頂に至って減速するまで 3~4 m/sec の値を維持している。前年の例では5号床固で合流する大湯沢からの流出の増大に起因すると思われる著しい加速傾向が 800m 付近の位置を境にして下流側で生じていた⁶⁾ が、この No. 3 は多少加速してはいるがその程度はずっと小さい。

前年度までは土石流の映像記録としては、土石流を正面から35ミリ連続撮影カメラまたは VTR によって

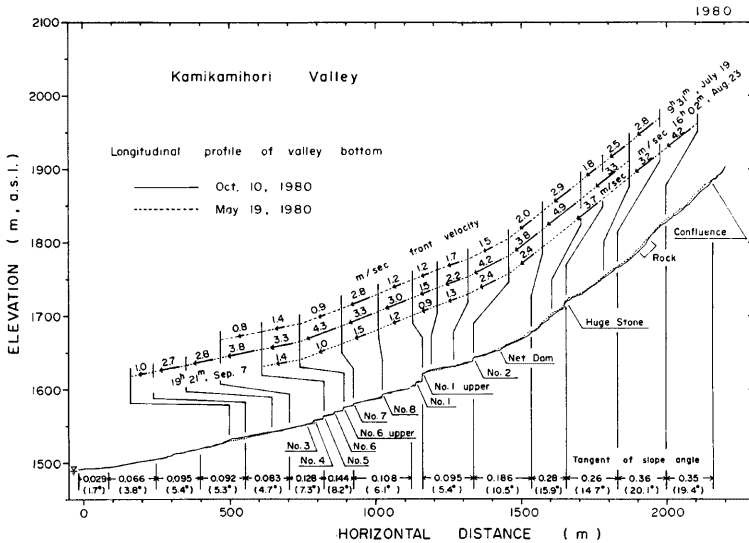


Fig. 17. Front velocity of debris flow along Kamikamihori valley and valley bottom profile in 1980.

写したものに限られていたが、本年は多様な角度から近接して観察できた。そこで、土石流 No.1 と 2 の流動に関する映像記録の一部を示し、その特徴を簡単に記すと以下ようになる。まず、**Photo. 1** は小規模な土石流 No.1 の35ミリ連続写真の一部である。同じ土石流の表面を空間フィルタ流速計の設置されているカメラ台 No.1 から見下ろす角度で写した35ミリ連続写真の一コマを **Photo. 2** に示し、6号上流床固での流況を8ミリシネ撮影したものからのスチール写真を **Photo. 3, 4** に示す。これらの映像を総合すると、この土石流は次のような特徴を持っていたことが分る。すなわち、通常、先端部に形成される段波状の盛り上がり部が、この場合は見当らず、むしろ縦断形が楔状を呈していた。8ミリシネの映像によると石礫があまり目立たず、直観的には泥流がビンガム流動をしているようにも感じられるが、これは解像度が悪いため、**Photo. 2** に示すような解像度の良い写真を検討すると、土石流の主要部では石礫の非常に多い流れであることが分る。なお、**Photo. 2** の左寄りに建築用ブロックが1個写っているが、これは溪床の侵食・再堆積の調査のために埋設されていたもので、これについては本節第(4)項で言及する。

さて、8月23日発生した土石流 No.2 とこれに前後した泥水流については、流路に沿って配置した多数のカメラでその動態をとらえることができたので、その様子を写真を示しながら記述する。**Photo. 5-1** は7号床固左岸から上流向きにビデオカメラで流路を近接して眺めた視野へ、写真の右上から左へ向かって土石流の先頭部が激しく突進してくるところを示す。**Photo. 5-2** はこれより少し下って6号上流床固を土石流の先端部が溢流するところをビデオカメラで写したものであり、これとほぼ同じアングルで撮影された35ミリ連続写真の一部を **Photo. 6** に示す。これらの映像から、この土石流が多量の巨大石礫を含む段波状の先端部を形成した典型的な焼岳タイプの土石流であることが分り、その規模もかなり大きいと感じられるが、本節(6)項で述べるように、土石流としての全流量で比較する限り、むしろ中規模のクラスに属するものであった。なお、この土石流についても **Photo. 4** と同じ真横からのアングルの8ミリ撮影に成功したが、これによると、床固の右岸寄りに偏流した模様（後述の **Fig. 23** を参照）は、土石流が堤体の右袖の上流側で袖による堰き止め作用を受け、高高くなり、その表面は堤体の近傍ほど激しく縮流してそのまま下流へ溢流することに対応していた。

つぎに、**Photo. 5-3** は土石流がさらに流下して扇頂の少し下流でその本体が停止するところをカメラ台 No.5 のビデオカメラで撮影した映像の一コマである。ビデオテープによると、まず大量の先行泥水流が洪水段波のように押し寄せてきたあとに、石礫の多い本体が続き、後者はちょうどこの写真の中央部に堆積してしまった。停止直前の本体は、背面から観察したことにも依るうが、その先端部がかなり崩れてしまって、段波の形態が薄れているようであった。後続流は、はじめ一部が左方へ溢流したのち、向きを右方へ変えた。後続流の様子はカメラ台 No.7 のビデオカメラでも記録されたが、それによるとこの泥水流の中で水深の倍ほどの石礫が時々転動するのが観察された。さて、この土石流の発生前にはカメラ台 No.11 の付近で **Photo. 5-4** に示すような大量の泥水流がモニターされていた。ところが、扇頂近くにこの土石流が堆積してそれまでの水みちが堰き止められると、極めて短時間のうちにこの泥水流の消滅するのが観察された。この例に限らず、扇状地においてはその中を貫通する水みちは何らかの地形変化に伴い容易に流路変更を繰り返していると考えられる。

(2) 流速と流量

土石流 No.1 と No.2 について、その表面流速を空間フィルタ流速計⁴⁾ とレーダ流速計⁴⁾ の二つの測定器で同時にほぼ同じ地点で測定することに初めて成功した。**Fig. 18** にはこれらの流速計による表面流速の測定値と、Sribniy 式によって計算³⁾ される平均流速を示す。この図には、35ミリ連続写真から得られた流動断面積を単純に流速に乗じて得られる流量も記入してある。まず、流速値を比較すると、三つの値は互いに大きく異なっている。既報³⁾ において、Sribniy 式による値を高く評価したが、今回の実測データとの比較からその適応性に疑問が持たれる。すなわち、焼岳タイプの土石流のように、先頭部が多量の石礫を主体とする構造を呈し、後続部は泥流状態に移行するような場合には、先頭部に関する観測値から式の係数を



Photo. 2. Surface view of debris flow No. 1 above the dam No. 6 upper. The size of block which is seen in the left side is 19 cm×39 cm.



Photo. 3. Picture of debris flow No. 1 flowing over the right side of the dam No. 6 upper (from 8 mm cine film, at 9:40^m30^s).



Photo. 1-1. (at 9:39^m15^s)



Photo. 1-2. (at 9:40^m14^s)
Photo. 1. Head part of small debris flow No. 1 running down over dam No. 6 upper.



Photo. 4-1. (at 9^h40^m01^s)



Photo. 4-2. (at 9^h40^m23^s)

Photo. 4. Picture of debris flow No. 1 flowing over the dam No. 6 upper (from 8 mm cine film). Time of the instance is indicated on the left side of the film.



Photo. 5-1. A video picture of debris flow No. 2 coming down to dam No. 7, at 16^h07^m25^s.



Photo. 5-2. A video picture of debris flow No. 2 coming down to dam No. 6 upper, at 16^h07^m42^s.



Photo. 5-3. A video picture of debris flow running down the fan head to downstream (at 16^h11^m). Main part of debris flow stopped at the center of this picture.



Photo. 5-4. Abundant muddy flow observed at camera stand No. 11. This muddy pre-flow diminished immediately after the deposition of debris flow No. 2 at the fan head.



Photo. 6-1. (at 16°07'37s)

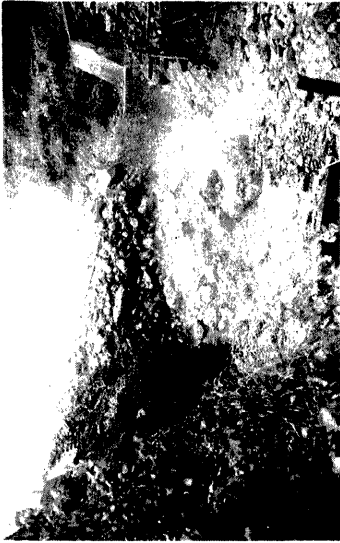


Photo. 6-3. (at 16°07'41s)



Photo. 6-2. (at 16°07'39s)



Photo. 6-4. (at 16°07'43s)

Photo. 6. Head part of debris flow No. 2 running down over dam No. 6 upper (four frames from a series of photograph taken every one second).

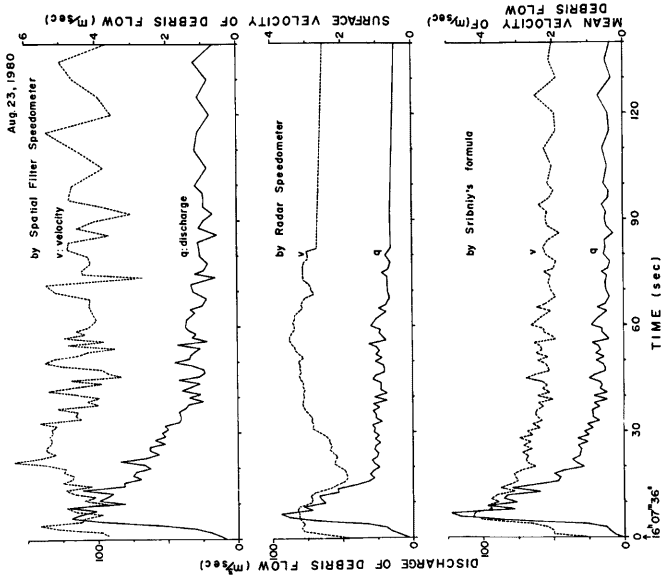


Fig. 18-2

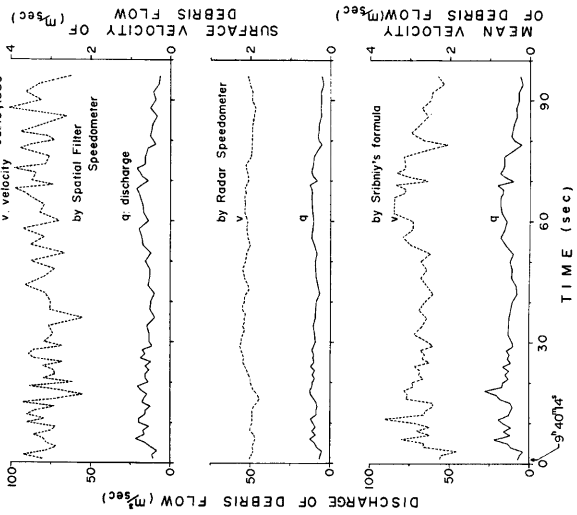


Fig. 18-1

Fig. 18. Velocity and discharge of debris flow.

決定してこれを後続部にまで適用するには無理があるようである。

さて、二つの測定器による表面流速の計測値の差異を検討する。二つの土石流に共通してレーダ流速計による観測値は空間フィルタ流速計によるそれよりかなり小さい。ところで、表面流速の測定点を含むセンサ15~16番の区間でこれらの土石流の先端流速は、土石流 No. 2 では 4.3 m/sec であって空間フィルタ流速計による値に近いが、土石流 No. 1 ではどちらの表面流速の値とも大きく異なっている。これは先に述べたように土石流 No. 1 は規模が小さく、しかも先頭部に明瞭な段波が形成されていなかったため、センサ群の切断が順調でなく、センサ切断のデータから得られた先端流速に大きな誤差が含まれているためと考えられる。つぎに、土石流 No. 1 について表面流速の二つの値の相関を検討したところ、相関係数が0.1以下で、ほとんど相関の無いことが分った。これらの不一致の生じた原因は明らかではないが、両者の測定原理や測定方法および被測定域の広さに大きな差異があり、少なくともこれらのどれかに起因すると思われるが、これらの詳細は別報¹²⁾にゆずる。ここでは被測定域の位置や大きさが適切であったと考えられる空間フィルタ流速計のデータと土石流の流動状況との関係を述べる。まず、土石流 No. 1 についてはこれといった特徴は見られず、流速がだらだらと変動しており、むしろ段波の形成されていない状況をよく反映している。これに対し、土石流 No. 2 については典型的な土石流先頭部の存在がよく反映されている。すなわち、ごく先頭部の石礫ばかりが目立つ部分(時刻0~20秒)では流速はむしろ少し小さめで、これに続く15秒間(20~35秒)では最も大きな表面流速をとり、流量の減少ののち(35秒以降)はあまり際立った特徴は見られない。この例のような典型的な土石流段波の形成を説明するには、これら三つの領域の流れの構造と三つの領域の境界における力学的な連続条件が明らかにされなければならないであろう。

さて、異なる二測点で空間フィルタ流速計によって測られた土石流 No. 2 の表面流速を Fig. 19 に示す。Fig. 18 ではタイムレスポンスがおよそ1秒のデータをそのまま示したが、この図では5秒間の移動平均がされている。この図から上流の測点で測定された表面流速が時間的に伸縮しているものの、310 m 下流でかなりよく再現されていることがわかる。例えば、上流測点で始めの二つの山の間の19秒間の分布は下流測点で時間的に約1.7倍に伸びて再現されているが、これは先に記した石礫の特に多い先頭部の段波状の部分

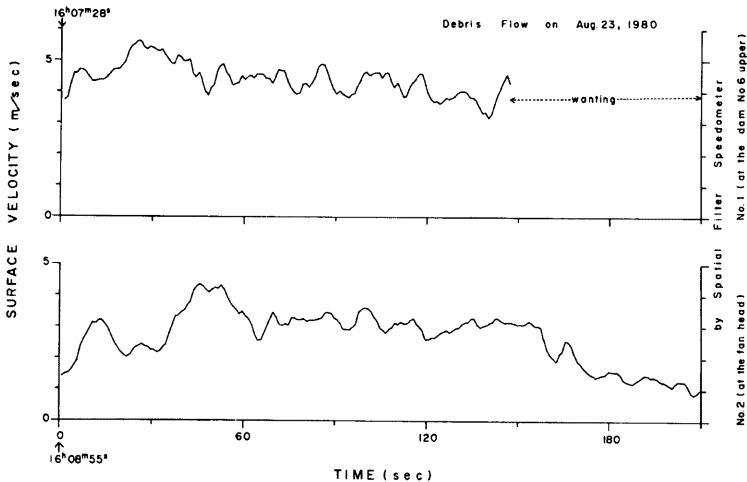


Fig. 19. Surface velocity of a debris flow as measured by two spatial filter speedometers, which were set 310 meters away from each other.

Table 1. Parameters of particle size distribution of debris samples from the front part of debris flows.

date	July 19					Aug. 23					Sep. 7					Aug. 23					1980
	5	6	1	5	6	1	5	6	1	5	6	1	5	6	1	2	3	4	7		
location																					
position																upper	lower				
sampler	1										2										
density ρ volumetric concentration	1.78	1.75	—	1.79	1.53	—	1.83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	54.4	52.1	—	54.7	36.8	—	57.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
ϕ_{90}	2.52	2.11	1.67	-3.03	1.06	-0.1	1.6	0.68	0.86	-3.07	0.21	0.41	1.45	0.36	mm						
	0.17	0.23	0.31	8.16	0.47	1.07	0.32	0.62	0.55	8.39	0.86	0.75	0.36	mm							
M_ϕ	2.53	2.07	1.64	-3.29	0.91	-3.19	1.6	0.75	0.33	-3.06	0.07	0.52	1.33	0.39	mm						
	0.17	0.24	0.32	9.78	0.53	9.15	0.32	0.59	0.79	8.33	0.94	0.69	0.39	mm							
σ_ϕ	1.43	1.88	2.17	5.16	2.48	6.10	2.19	2.40	2.75	4.19	2.74	2.14	2.44	mm							
$\alpha_\phi \times 10^{-1}$	0.06	-0.21	-0.13	-0.50	-0.58	-5.06	0	0.31	-1.92	0.02	-0.49	0.51	-0.47								
% of $> 2000 \mu$	14.1	29.1	39.1	78.7	49.0	63.2	40.2	56.2	52.3	83.3	62.1	63.2	43.7	%							
% of 2000-74 μ	65.9	51.9	44.0	16.3	38.4	27.9	43.4	33.6	38.7	13.3	28.9	29.1	39.9	%							
% of 74-5 μ	18.8	17.8	15.8	4.8	12.1	8.4	15.8	9.9	8.7	3.3	8.4	7.3	15.8	%							
% of 5-0 μ	1.2	1.2	1.1	0.2	0.5	0.5	0.6	0.3	0.3	0.1	0.6	0.4	0.6	%							

Notation ϕ_{50} : ϕ median diameter, M_ϕ : ϕ mean diameter, σ_ϕ : ϕ deviation, α_ϕ : ϕ skewness
 Location 1: Dam No. 1 upper right, 2: Dam No. 1 upper left, 3: Dam No. 8 L., 4: Dam No. 7 L., 5: Dam No. 6 upper R.,
 6: Dam No. 6 upper L., 7: Dam No. 6 R.
 Sampler 1: debris sampler (50 liters box), 2: mud sampler (1 liter cylinder)

に相当し、他の部分と比べて特に流速の小さいことが注目される。これら二測点の間では、実際は、流路幅やその横断形が著しく変化し、さらに途中で大湯沢からの流水が付加するなどの現象が見られ、これらが土石流の流速分布に影響しているはずで、その検討は今後の課題として残されている。

(3) 材料組成と密度

採泥缶と採泥筒を用いて土石流先端または先頭部から採取された土砂の試料の粒度特性を **Table 1** に示す。今回は従来のように生産源や堆積場の土砂との系統的な比較・分析⁴⁵⁾ は行わなかった。また、今回のサンプルは以下に述べる特徴を除いて従来のもと本質的に変るところはなかった。すなわち、第4列と10列のサンプルの中央粒径と平均粒径が8mmを越えているが、これはたまたま大きな石礫が同時に数個サン

プラーに飛び込んだ結果と考えられる。また、採泥缶によるサンプルは従来のもと比べて多量の木屑を含んでいたが、粒度分析にあたってはこれらの木屑をできる限り除いてある。しかし、 62μ 以下の粒子の乾燥密度は $2.40\sim 2.58\text{ g/cm}^3$ の間に分布しており、細かい木屑の混入していた可能性が強い。

さて、土石流の先頭部から後続部へ移行するにつれて、その密度が如何に推移するかを算出するため、流路床底面で土石流の圧力測定を行い、同時に映像記録から測点の水位を読み取ることを試みた。圧力測定は、床固の段落ち部に近いほど曲流の度が大きいので、なるべく段落ち点から遠い方が望ましいが、圧力変換器($2\text{ kg}\cdot\text{w}/\text{cm}^2$ の歪ゲージ式)の設置条件を考慮して **Fig. 20** に示す位置で行った。 **Fig. 21** の上二段にはこのようにして二つの測点で得られた土石流 No. 2 が通過する時の圧力 p ($\text{gr}\cdot\text{w}/\text{cm}^2$) と水位 h (cm) が示されており、添字は測点の番号に対応している。さて、段落ち点から遠ければこれら p および h と単位体積重量 γ ($\text{gr}\cdot\text{w}/\text{cm}^3$) の間には近似的に静水圧分布の関係 ($p=\gamma h$) が成り立つが、今の

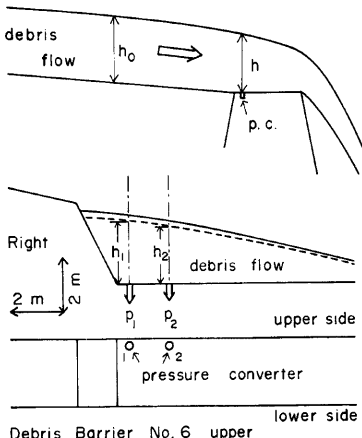


Fig. 20 Schematic illustration of the measurement of bottom pressure by debris flow.

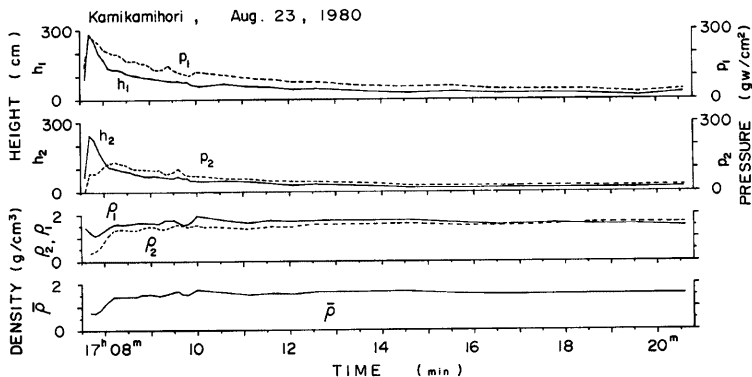


Fig. 21. Time change in the bottom pressure by debris flow No. 2 and its estimated density.

場合は多少問題がある。岩崎¹⁸⁾の実験を見ると、個々の段落ち水流については測点で計算された圧力 p の静水圧 γh に対する比 $k_p = p/(\gamma h)$ は、測点での水位 h と、静水圧分布を呈するに充分な少し上流地点の水位 h_0 との比 $k_h = h/h_0$ の関数である (Fig. 22) ことが分る。映像記録から k_h の値を判読できるので、水流と土石流の違いなど若干の問題はあるが、Fig. 22 を準用して k_p を求め、

$$p = k_p \gamma h \quad \dots\dots\dots(8)$$

から γ 計算し、単位は異なるが密度 ρ で表現して Fig. 21 の下段に示した。これによると、先頭部の約15秒間の値が、これまでに別の土石流について他の方法で明らかになっている値¹⁹⁾ ($\rho = 1.4 \sim 1.85 \text{ g/cm}^3$ 程度) に比べて小さ過ぎることが分る。これは、土石流の先頭部が多量の石礫を含む構造になっている、通常の流体圧が形成され難いことによると推定され、先頭部の密度はこの方法ではうまく測定できないことを意味している。いっぽう、後続部は正しく測定されていると考えられるが、予

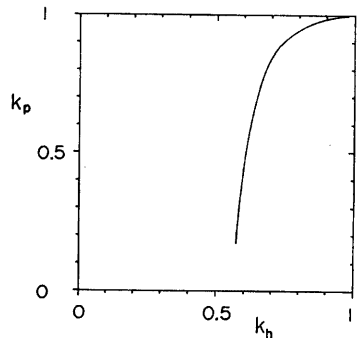


Fig. 22. Relationship between water level ratio k_h and pressure ratio k_p (modified after Iwasaki¹⁸⁾).

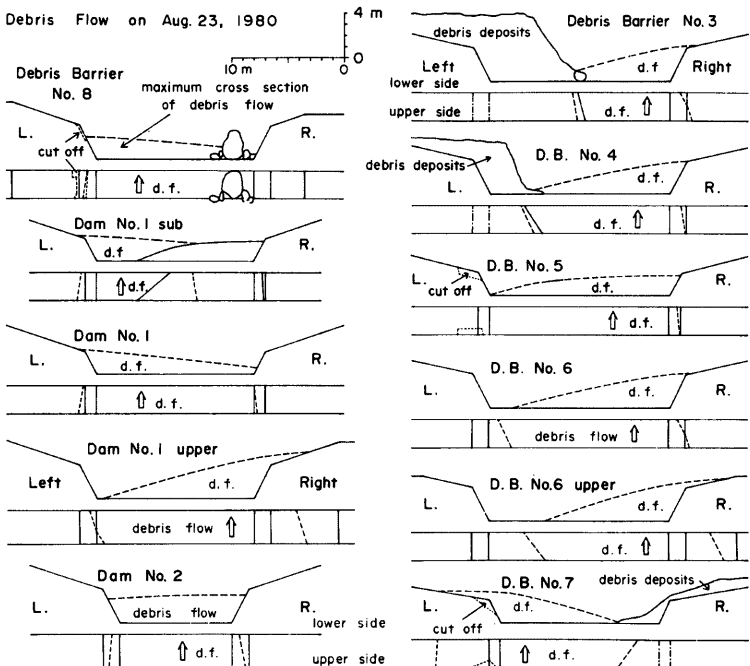


Fig. 23. Maximum cross section and horizontal trace of waterline of debris flow No. 2 at each dam.

想に反して密度がほぼ一定で、およそ $\rho = 1.5 \text{ g/cm}^3$ となっていることが注目される。

(4) 流動の諸特性

土石流の主要な流動特性については既に述べてきたので、ここではその他の特性や流動に付随する現象について簡単に触れておく。

まず、堰堤床面に塗布されていた塗料に土石流 No. 2 によって残された擦痕を調査して、この土石流がそれぞれのダムを通過する際の最大断面形を推定して Fig. 23 に示した。個々の図で、上流側から眺めたダムの正面図と、その下に同じダムの平面図を描き、破線で土石流の最大流動断面を示した。このデータを '78 年の土石流 No. 2⁹⁾、'79 年の土石流 No. 3⁹⁾ によるものと比較すると、各断面での水面の傾き方はほぼ一致し、左右どちらに偏流したかの点は完全に一致している。この偏流の概形は土石流の慣性力の大きいことにもつき流路の地形条件とダムの位置関係で決定され、断面の大きさや水平勾配の大小は土石流の規模をはじめとする個々の流動特性に依存して変化すると考えられ、例えば水面の傾きと先端流速との関係については既報⁹⁾ で言及した。土石流は全ての堰堤・床固においてこのように偏流すると考えるのが自然であるから、ダムの形態は左右非対称の方が良いと考えられるが、長期的には流路の地形変動まで考慮して検討されねばならない。

つぎに、土石流の流下に伴う溪岸地盤の振動の計測例として、土石流 No. 2 による二測点⁹⁾ における振動加速度のうち α 成分 (横断水平方向) だけを Fig. 24 に示す。この図の中の矢印は土石流の先端が測点に最も近い点を通過した時刻を指す。振動特性に関しては、本年は特に新たな知見が得られたわけではないが、土石流の規模と振動加速度の大小の対応が見られるので、さらにデータが蓄積されれば、定量的な関係が求められよう。

この振動計測を行った測線の延長上の溪床の侵食・再堆積の状態を埋設ブロックの掘削調査によって明らかにした結果を Fig. 25 に示す。この図で例えば測点 R では、初期の状態ではブロックが 11 個柱状に積み重ねて埋設されていたが、7 月 19 日の土石流の発生に伴い、深さ 70 cm まで洗掘を受けてブロックが 7 個流失したのち、23 cm の埋め戻し (堆積) のあったことを示している。なお、これらの埋設点は 7 号床固前肩から 18 m 上流に位置している。このような侵食と堆積が土石流の流動過程の中でどのようにして生じる

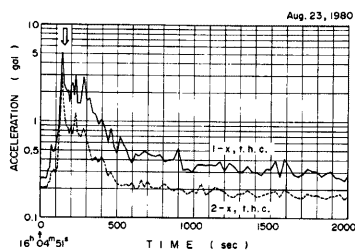


Fig. 24. Time change in the acceleration of ground vibration induced by debris flow No. 2.

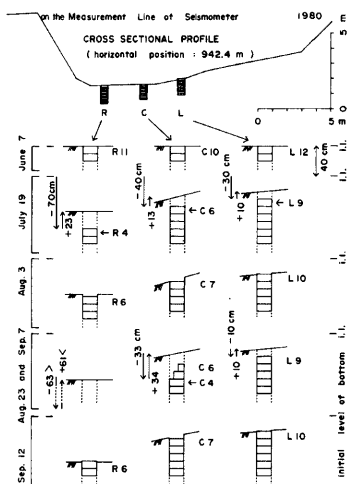


Fig. 25. Erosion and deposition of channel bed due to debris flow as revealed by the column of building blocks buried under the ground.

Table 2. List of the quantities concerning the rainfall at the occurrence time, flowing conditions and the place of deposition about the different debris flows.

year	776			778			779			780				
	July 19 7h51m	Aug. 3 14h00m	Aug. 14 14h00m	Aug. 17 14h00m	Sep. 4 7h38m	Sep. 29 19h13m	Aug. 21 17h11m	Aug. 22 4h43m	Aug. 22 7h49m	Sep. 21 16h41m	Oct. 1 11h27m	July 19 9h30m	Aug. 23 16h00m	Sep. 7 19h20m
date time	L	L	L	L	S	M	S	L	Ex L	L	M	S	M	S
scale	L	L	L	L	S	M	S	L	Ex L	L	M	S	M	S
above the fan head (at the dam No. 6 upper)														
Q_1 (m ³)	7700	4800	—	6500	330	—	—	—	—	12600	—	—	3700	—
Q_I (m ³)	8300	5700	—	9000	490	—	—	—	—	13500	—	—	4600	—
Q_{II} (m ³)	9200	6400	—	11500	710	—	—	—	—	14800	—	—	5100	—
q_{max} (m ³ /sec)	124	103	—	98	24	(22)	—	(166)	—	98	—	(5.1)	65	—
v_f (m/sec)	3.4	3.8	4.0	5.1	1.9	2.2	1.3	(5.5)	(6.4)	3.3	—	0.88	4.3	1.0
A_{max} (m ²)	17.0	25	—	12.9	11.0	10.1	—	—	27	24	—	5.8	21	—
h_{max} (m)	3.4	3.2	—	3.8	1.5	1.9	—	—	4.0	3.4	—	1.0	3.7	—
d_{max} (m)	2.3	3.1	—	6.0	1.9	0.5	—	—	(6)	5.6	—	1.2	3.3	—
rainfall condition														
R_{10} (mm)	11.5	6	12.5	12.5	3.5	4	8	11.5	8	11	6.5	8	5	8.5
R_{60} (mm)	14.5	14	21.5	15	13.5	20.5	14	15	51	21	28.5	20.5	20.5	19.5
R_{6h} (mm)	16	46.5	50	19	48.5	32	34.5	47	102	21	42.5	57	57	26.5
R_{10a} (mm)	8.5	2.5	3.5	7.5	1	3.5	1.5	2.5	11	8	1.5	5	2.5	1.5
R_{1b} (mm)	12.1	8.6	15.2	13.1	6.6	7.6	9.8	13.2	18.3	13	11.3	11.7	9.3	10.9
R_{1ab} (mm)	16.4	9.9	17	16.8	7.1	9.4	10.6	14.5	23.8	17	12.1	14.2	10.3	11.6
about the terminal position														
L (m)	607	718	670	627	599	565	184	680	789	755	415	116	321	9
T_{20}	0.064	0.029	0.065	0.065	0.065	0.059	0.115	0.066	0.023	0.029	0.111	0.093	0.132	0.261
T_{50}	0.068	0.037	0.063	0.065	0.067	0.068	0.105	0.060	0.023	0.042	0.129	0.105	0.110	0.223
T_{100}	0.078	0.054	0.059	0.067	0.072	0.067	0.112	0.073	0.035	0.049	0.117	0.107	0.095	0.172
T_{200}	0.081	0.062	0.073	0.072	0.077	0.078	0.104	0.068	0.054	0.062	0.111	0.115	0.088	0.162

total discharge Q_1 ($q > 20\text{mm}^3/\text{sec}$), Q_I ($q > 10\text{mm}^3/\text{sec}$), Q_{II} ($q > 5\text{mm}^3/\text{sec}$); q_{max} : maximum discharge, v_f : front velocity, A_{max} : maximum cross sectional area of flow head, h_{max} : maximum height of flow head, d_{max} : diameter of largest stone, R_{10} : 10 minutes rainfall before debris flow occurrence, R_{60} : maximum rainfall b., R_{6h} : 6 hours rainfall b., R_{10a} : 10 minutes rainfall after debris flow occurrence, 10 minutes rainfall index before debris flow occurrence: $R_{1b} \equiv R_{10} + \frac{1}{2}(R_{60} - R_{10}) + \frac{1}{6}(R_{6h} - R_{60})$, index before and after d. f. occurrence: $R_{1ab} \equiv R_{1b} + \frac{1}{2}R_{6h}$, L : runout distance from the fan head (from the dam No. 4), T : tangent of slope angle before debris deposition (T_{20} : averaged value over 20 meters section upstream of the snout, T_{50} : over 50 meters section, T_{100} : over 100 meters section, T_{200} : over 200 meters section)

かを明らかにすることは重要である。実は本節第1項で既に触れたように、埋設されていたブロックの一個がまさに流失するところが **Photo. 2** の左寄りに写っている。この写真は主要部の先端の通過後20数秒経過した時点のものである。ただし、写真のブロックがどの深さのものであったかは確認できないので、この時の下刻侵食の深さは分らないが、土石流の先頭部がかなりの侵食能力を持っていることが分る。この侵食が単に土石流の剪断力によるものか、先の振動による溪床土層の流動化に起因するのかは今後に残された課題である。

(5) 土石流の流走距離

本年8月23日に発生した土石流 No. 2 はその映像で観察したところ、焼岳に発生する通常の大規模な土石流と共通の流況を呈していた。しかし、先にも触れたように、この土石流は扇状地の中でもかなり上流部において停止してしまっ。この沢ではこれまでに大小様々な土石流が発生し、集合態流動としてのそれらの流走距離は、確かにこの例を待つまでもなく、一様でない。そこで、流動に関するデータがある程度は整っていて、かつ扇状地へ流下してきた土石流14例について、その流走距離を中心に諸量を整理して **Table 2** に示した。個々の土石流の規模 (scale) は全流量の相対的な比較から S (小), M (中), L (大), Ex.L (特大) に区分した。扇状地に流入する土石流の流動に関する初期条件は、これまで実績のある6号上流床固における値を用いた。なお、流走距離 L (水平距離) はこの床固から水平距離で 100 m 下流の4号床固前肩 (不動点) からの水平距離で表わした。土石流の流量は一部を除き実測値ではなく、土石流の流動断面積に水位から推定 (水位と流速の関係は、とりあえず土石流 No. 2 に関するレーダ流速計による表面流速と水位との関係から得られる大まかな回帰式によった) される流速を乗じて求めた。

Table 2 に示した14例の中から、今年度8月23日に発生した問題の土石流 (P) と前年9月21日に発生して扇端まで到達した土石流 (A) を取り上げ、**Table 2** の中の主要な要素を比較すると **Table 3** のようになる。この表によると、先端流速 V_f 以外はどの要素も土石流 (A) の方が大きくなっていることが分る。いっぽう、先の **Table 2** を概観すると「降雨の規模が大きいかほど、流量の大きい土石流が発生し、大きな土石流ほど速くまで到達する」という規則性の成立が期待される。そこで、**Table 2** である程度相関の期待できそうな要素の間の相関係数を求めて **Table 4** に示した。その結果は、先に述べたような規則性が高い相関で成立するものではなく、扇面の微地形要素や土石流の材料組成の差異あるいはその他の偶発的な要因が

Table 3. Comparison of the characteristic quantities between two debris flows.

		debris flow (P), Aug. 23, 1980		debris flow (A) Sep. 21, 1979	
L	: runout distance (m)	321	<	755	
R_{10}	: 10 minutes rainfall (mm)	5	<	11	
R_{ib}	: rainfall index (mm)	9.3	<	13	
Q_T	: total discharge (m ³) (discharge $q > 20$ m ³ /sec)	3700	<	12600	
q_m	: maximum discharge (m ³ /sec)	65	<	98	
v_f	: front velocity (m/sec)	4.3	>	3.3	
d_{max}	: diameter of largest stone (m)	3.3	<	5.6	
T	: tangent of fan head slope	0.093 (5.3°)	<	0.105 (6.0°)	

$$R_{ib} = R_{10} + \frac{1}{3}(R_{60} - R_{10}) + \frac{1}{30}(R_{6h} - R_{60})$$

Table 4. Correlation matrix calculated from Table 2.

	$\ln Q_I$	$\ln Q_{II}$	$\ln Q_{III}$	q_{max}	v_f	h_{max}	d_{max}	R_{10}	R_{60}	R_{6h}	R_{ib}	R_{iab}
q_{max}	0.89	0.85	0.88	/								
v_f	0.65	0.69	0.70		/							
A_{max}	0.60	0.57	0.53			/						
h_{max}	0.90	0.91	0.91		0.95	/						
d_{max}				0.35	0.76	0.65	/					
R_{10}	0.77	0.78	0.81	0.78	0.39			/				
R_{60}	0.45	0.44	0.42	0.03	-0.12				/			
R_{6h}	-0.60	-0.61	-0.64	-0.69	-0.06					/		
R_{ib}	0.85	0.87	0.90	0.75	0.61						/	
R_{iab}	0.83	0.84	0.86	0.77	0.63							/
L	0.25	0.24	0.26	0.38	0.69	0.55	0.47	0.23	0.21	0.15	0.33	0.41

Kamikamihori Valley, about the debris flows '76-'80

複雑に影響し合っていることを示唆する。

さて、Table 4 の中で特に高い相関を示す V_f と L との関係については、奥田¹⁹⁾が土石流先頭部の岩塊群の運動を単純な一次元の質点運動のモデルで取り扱っている。流下中の質量の変化が無視でき、これに働く重力の斜面方向の成分に比べて後続泥流との接触面から受ける水圧と土圧が小さく、また土石の側方への拡がり小さくいと仮定できる場合には、このような力学的な取り扱いは近似的に許される。最近の V_f と L の値にもとづく見かけの動摩擦係数は 0.095 くらいで、以前に求めた¹⁹⁾ 値 0.085 と少し異なるが、Hsü²⁰⁾ や Scheidegger²¹⁾ が調べた崩壊土量が同程度の崩壊現象での μ の値 0.7~0.8 に比べると値が一桁小さく、wet flow の特徴を示している。ところで、1980年5月の St. Helens 火山の大噴火に伴う崩壊は土量がずっと大きくてそのまま比較できないが、ちょうど同程度の値 $\mu=0.089$ が計算されている²²⁾。なお、最近蓄積されてきた土石流の先端流速のデータを総合的に使用して動摩擦係数の場所的または時間的な変動を総括する作業を近く行う予定である。

ところで、Fig. 26 は1980年9月9日の扇状地の縦断勾配の場所的分布の図に、個々の土石流が停止堆積した斜面の堆積前の勾配をその停止位置に記入したものである。勾配の算出に当たっては、平均をとる長さを4通り

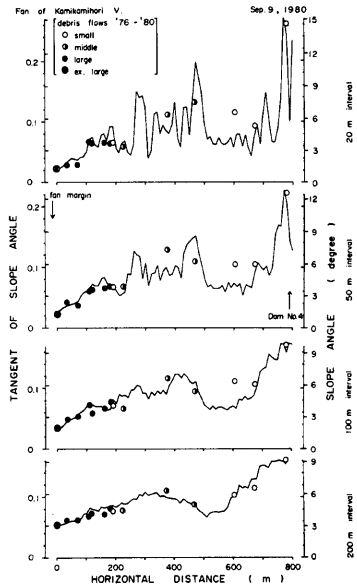


Fig. 26. Distribution of slope angle at the fan and stopping positions of debris flow head. Slope angle was evaluated for four different intervals.

に代えて整理し、別々に表現した。横軸の水平距離の座標は Fig. 17 と同じものであり、右端に扇頂が、左端に扇端が位置している。上段の図ほど短い区間平均で勾配を計算しているため、勾配の場所的変化が大きく、土石流停止点の勾配の分布も広い。したがって、20 m 区間の平均計測法では土石流は傾斜角が 1° 程度のところまで流下したことになるが、200 m 区間の計測法ではその下限が 3° となる。土石流の停止条件に勾配がどの程度の距離スケールで影響するかは、土石流の規模などによって異なると思われるが、上のような比較をする場合は適当な共通の距離スケールで整理して検討する必要がある。

なお、土石流の規模と流走距離の間の相関は Table 4 によるとあまり高いとは言えないが、土石流の規模を大まかに区分して示すと Fig. 26 のように大きな土石流ほど、より下流まで到達する傾向が見られる。

3.3 溪床の地形変動

Fig. 27 は前年10月と本年(’80年)5回の溪床縦断水準測量をもとに、沢の上流域について、各測量時期に挟まれた期間に生じた溪床地盤高の変動を示す。前年は特に大きな土石流が発生して、渓流域溪床の全域で著しい下刻侵食が生じた。本年5月の踏査時には溪床は厚い積雪に覆われたその上にさらに側壁から大量の土石が供給され、前年の下刻量の数10%が既に埋め戻されていた。この様子は Fig. 27 の最上段に現われており、このうちとくに水平距離で 2100 m から 2160 m にかけての区間は測量実施日の少し前に側壁から崩土塊として大量の土砂石が供給された結果である。上流域においては、このような側壁からの土塊の崩落や落石が間欠的に高い頻度で生じていて、それらの総和として谷の側方侵食が速い速度で進行しているものと考えられる。この図に現れた、それぞれの時期に生じた昇降の特徴は、既報⁴⁻⁶⁾のとおりで、そのプロセスの物理的な解釈はそのまま適用される。ただし、本年は土石流の発生年であったから、最上段に描かれた二本のグラフは従来の例⁵⁾と同様にもっと明瞭な対称性を示すことが期待されたが、前年の異常に大きな侵食の影響が続いているため、それほど良い対称性は示さない。

ここで観点を移し、経年変化を見るために、’75年から蓄積されてきた縦断測量のデータをもとにして、20 m 毎に測点を拾い出し、それぞれの測点の地盤高の経時変化を Fig. 28 に示す。左側の縦断形の図で測点の位置を番号1~52で示し、上欄の S, M, L は土石流の規模を、矢印で土石流発生の時期を示す。この図からまず第一に、大きな変化は対象域の全域にわたってほぼ一貫して堆積か侵食かのどちらか片方だけとし

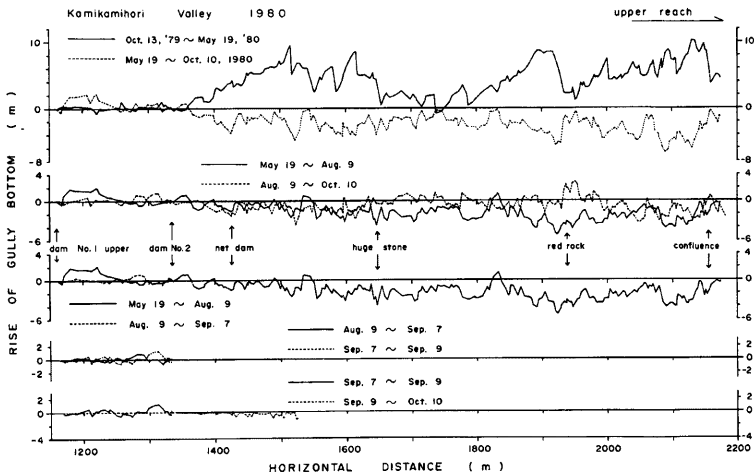


Fig. 27. Rise and fall of ground level along a longitudinal line of valley bottom.

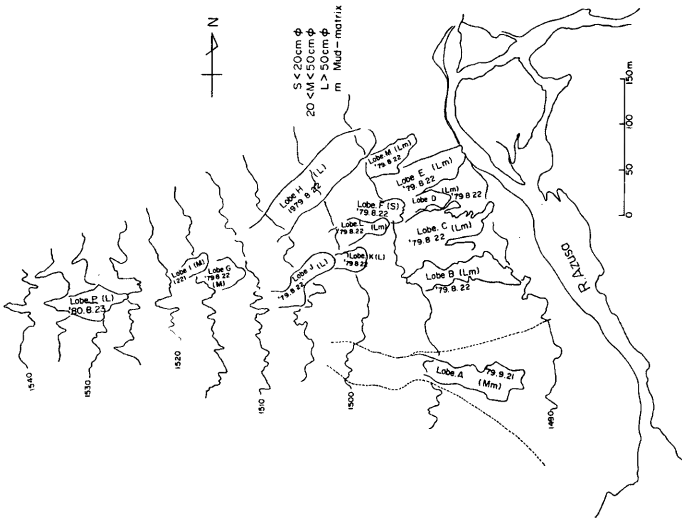


Fig. 29. Horizontal distribution of debris flow deposits (debris lobes) at Kamikamihori Fan in 1979 and 1980.

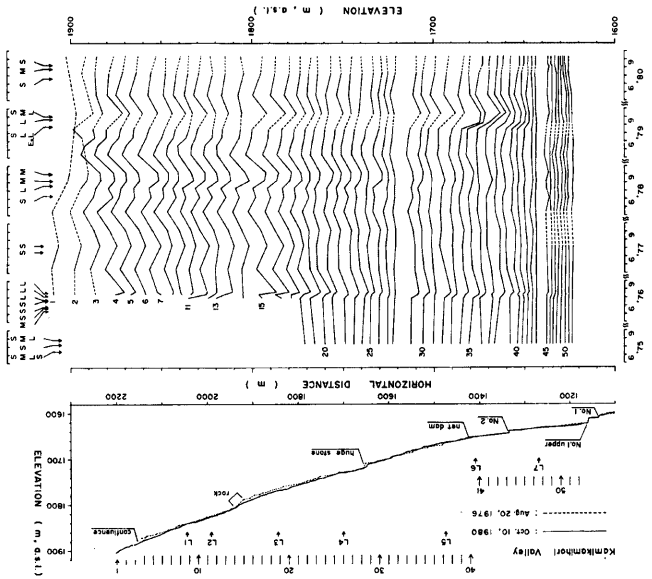


Fig. 28. Long term variation of ground level at each measurement point along a longitudinal line of valley bottom.

て生じており、扇状地において Fig. 32 に示す堆積域と侵食域が混在する特徴と異なる。第二に、この5年間に生じた溪床の低下量は一回の土石流の発生で生じる低下量と同じオーダーであるから、溪床変化は一年周期の変化が主たるもので、経年変化は極めて小さいことが分る。これらを総合すると、昭和37年の焼岳噴火直後の数年間を除き、少なくとも最近では「土石流の土石の供給源は上流域の谷の側壁から崩落形式で供給される土石が主であり、地形的にはこの谷では経年的に生じている下刻よりも側方侵食がずっと卓越している」と考えられる。

3.4 扇状地の地形変動

本節では、本年度発生した土石流による扇状地の地形変化について述べるとともに、前年度の堆積状況についても追加調査を行った結果を含め、代表的な堆積状況の比較検討と、扇状地の特徴的な地形形態について説明する。

(1) 土石流堆積の特徴

1980年8月23日発生した土石流 No. 2 によって形成された土石流 lobe P の位置と平面形状を Fig. 29 に示すが、同図中には比較のために前年度に堆積した主要な lobe が記されている。この図の中の lobe P および 1979年に堆積した lobe J と A を選んで、それぞれの主要な断面形を Fig. 30 に示す。

これによると扇頂近く、または扇状地中流で停止した lobe P、または J では先頭部にかなり急な盛り上がり

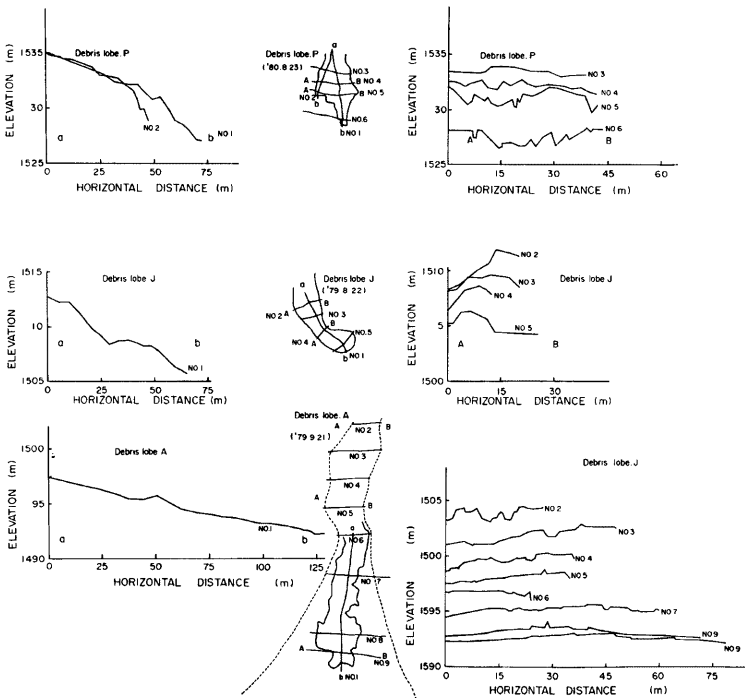


Fig. 30. Comparison of the depositional shapes among the lobes A, J and P which stopped at different positions.

Table 5. Comparison of the quantities representing the depositional features among three debris lobes.

Date of occurrence	Name of debris lobe	run out distance* (m)	volume of deposits ($\times 10^3\text{m}^3$)	area of deposition ($\times 10^3\text{m}^2$)	mean thickness of deposits (m)	max. thickness of deposits (m)
Aug. 23, 1980	Lobe P	321	2.9	4.2	0.69	2.0
Aug. 22, 1979	Lobe J	446	5.7	3.8	1.51	3.8
Sep. 21, 1979	Lobe A					
	core	755	3.4	4.9	0.68	1.54
	sand		4.7	11.9	0.40	2.0
	total		8.1	16.8	0.48	2.0

* horizontal distance from dam No. 4

り、いわゆる snout が形造られているが、下流まで到達した lobe A では扁平な拵がりで snout は見当らない。これらの lobe の幾何学的諸元 (Table 5) を比べると、lobe P, J, A の順に下流のものほど堆積量が多い。なお、lobe A については前年度の調査では大きな岩塊（最大径 1 m 程度）の分散している区域のみを記したが、本年度の調査でその周辺に当時集散的に堆積したと思われる土砂堆積域が認められたので同図中に破線で記し、また、Table 5 では前者を core、後者を sand として記入した。これらの lobe の堆積直後の状況を Photo. 7 に示す。とくに、lobe A については掘削断面も示している。これによると、lobe P と J では岩塊群が直接に噛み合って停止して盛り上がっているのに対して、lobe A の core では岩塊群は砂泥の間に分散し、全体として平坦な形をとり、両者の間に流動・停止の過程で大きな差異があったものと思われる。しかし、lobe P と A とに堆積した土石流については、それらが 6 号上流床固を通過する際の映像記録によればあまり顕著な差異は認められず、扇状地に達してから流動状況に差が生じたものと推定されるが、扇状地での追跡記録がないため、これ以上の考察はできない。なお、lobe の堆積構造について、表層からの観察だけでは不十分なので、代表的な lobe について掘削調査 (trench cut) を行ってその立体的構造を確認する必要がある。

(2) 本年度の土石流による微地形変化

1980年8月23日発生の土石流は、前述のように扇頂に近い上流で停止し、岩塊群からなる lobe P を形成して横断測線 line 4~7 の範囲に集散的に土石を堆積した。この付近を中心にして繰り返し行われた横断水準測量の結果を Fig. 31 に示す。これによると、1979年秋と1980年夏の間には融雪洪水があったはずにも係わらず、line 3 を除いてはほとんどこの間に変動はなかった。しかし、8月の土石流の流下によって line 1~8 の範囲にわたって顕著な変化が生じている。

特徴的な現象としては、側方氾濫開始地点の位置の移動が目目される。すなわち、土石流発生前（6月13日）では line 8 においても両側の低い自然堤防に挟まれた溪床のくぼみが認められるが、発生直後（8月26日）には line 6 においてもその自然堤防をカバーした堆積が生じており、側方氾濫開始地点は、土石流堆積によって一挙に少くとも 50 m 以上上流に移動している。したがって、今後は小さな土石流が来ても、line 5~6 の間あたりで側方氾濫することが予想される。このような側方氾濫開始地点の移動は、扇状地では土石流による洗掘や堆積の作用によってかなり頻繁に生じているように思われるが、この地点の位置を危険域の判定等に利用する場合には、たびたびの測量でチェックしておく必要があろう。

つぎに注目されるのは、さらに下流での土砂の堆積状況の変化である。土石流発生前後の地盤高の変化を定点杭網を利用して調べた結果によると、扇端近くにおいて数十 cm 程度の地盤の昇降が生じているが、これは土石流発生直前の水みちが土石流先端の停止によって閉塞され、別のところを通過して水が流れるようになり、局所的な洗掘とその直下堆積の場所が横方向に移動したためと思われる。実際 3.2 (1) 節で述べたよ



Photo. 7-1. Frontal view of swelling debris lobe P as a deposits of debris flow No. 2 on Aug. 23, 1980.



Photo. 7-2. Side view of swelling debris lobe J by the debris flow on Aug. 22, 1979.



Photo. 7-3. Core part of flat debris lobe A by the debris flow on Sep. 21, 1979. Mud matrix was filled up among the dispersed stones.



Photo. 7-4. A view of cut off hole at the core front of debris lobe A.

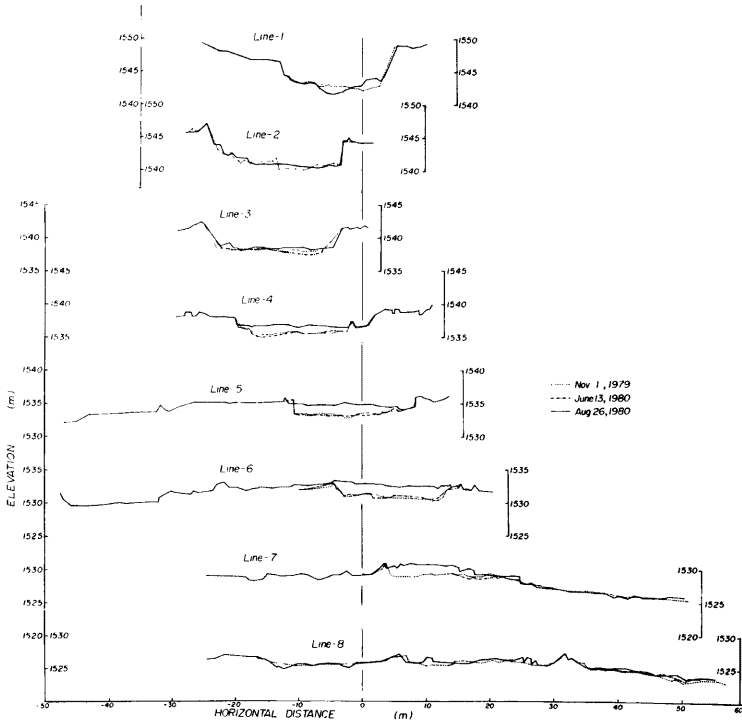


Fig. 31. Change in cross sections caused by debris flows in 1980.

うに、土石流 No.2 が扇頂近くに到達した時、水みちが変わって従来 of 水流が途絶えて新しい水みちを水が流れるようになった。

(3) 扇状地の縦断形状の経年変化

我々が扇状地の地形変化過程の調査に着手してからまだ数年しかたっていないが、頻発する土石流によって顕著な地形変化が進行し、ある程度の変化の傾向が記述できるようになった。その最も簡単な例として、扇状地中央の測線（大体 Fig. 3 の I-5 と J-25 を結ぶ線沿い）に沿って行われた水準測量のデータから定間隔で選ばれた各測点の高さの経年変化を Fig. 32 に示す。この図中の左図は1976年7月と1980年9月の縦断形状を比較したもので、扇頂近くでは洗掘が顕著に進行し、これより下流の扇面全般では堆積が進行している。ただし、この図中の測点には扇状地での横断測線番号とは別の数字が付されている。同じ堆積域でも測点20, 21付近を境にして、それより上流側では4年間の堆積厚は5m 近くあるのに、それより下流側では2~3m と薄いようであるが、この差異は前述の lobe 形状の差を反映していると思われる。

右の図は各測点ごとの高さの経年変化を示すもので、上端に記した L, M, S は矢印で示した時期に発生した土石流の規模の大・中・小を示すものである。とくに扇頂近くの測点1~8では、一般的に洗掘が進行し、大規模な土石流の発生した1979年夏には4m 近い溪床低下が生じている。この現象はいわゆる扇頂下刻 (fanhead-entrenchment) として地形学的にはよく知られており、土石流の発生と関連が深いことも地形学者

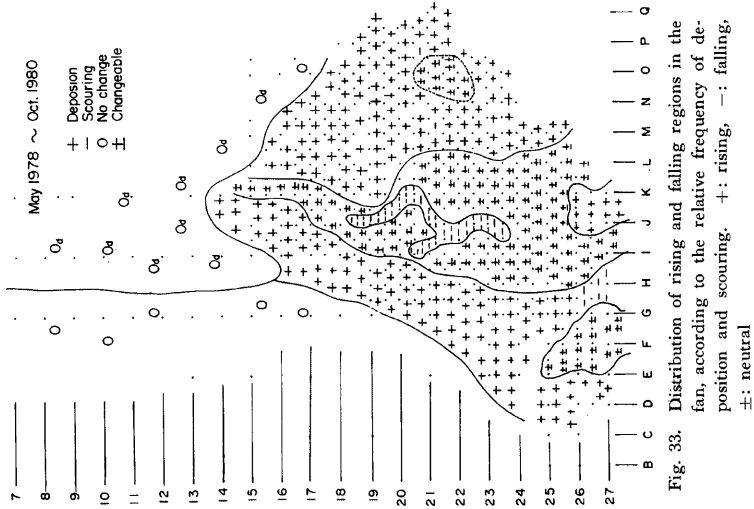


Fig. 33. Distribution of rising and falling regions in the fan, according to the relative frequency of deposition and scouring. +: rising, -: falling, ±: neutral

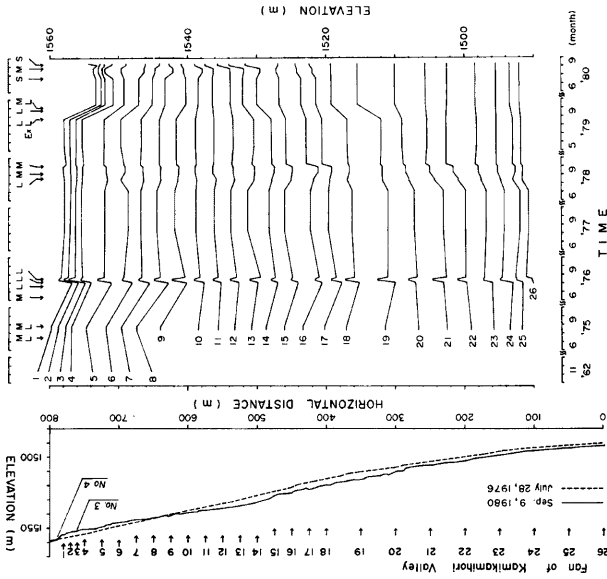


Fig. 32. Long term variation of ground level at each measurement point along a longitudinal line in the fan.

によって指摘されている¹⁷⁾。しかしながら、その力学的機構については未だ検討されておらず、その発生の時期についても土石流の流下の合間の洪水流による¹⁷⁾のか、それとも土石流の最中¹⁸⁾に生じるのかで見解が分れている状況である。発生時期については、我々の観測経験では土石流流下によることは明らかであるが、その先頭部が通過中か、後続の泥流が通過中かについては今後の観測によらねばならない。また、前年度の測量結果では、この扇頂下刻域のみから 10^4 m^3 以上の土石が搬出されており、勾配のゆるい溪床から大量の土石を下流に供給する現象として砂防工学的にも注目すべき現象である。

なお、下流での堆積については、土石流発生に伴って顕著に進行しているが、堆積域の遡上の傾向、すなわち、まず下流で堆積が生じ、そのあと堆積域が次第に上流側に伝播して行くように見えるが、これが扇状地の一般的傾向か、この観測期間の一時的な傾向かは今のところ判断できない。

(4) 扇状地の地盤昇降回数の統計的考察

扇状地における堆積、または洗掘の平面分布を調べるために、1977年以降繰り返して行っている固定杭地点での地表面高の測定結果を用いて、堆積頻度の高い区域、洗掘頻度の高い区域を求め、その区分を記すと Fig. 33 が得られる。杭の設置を行ってから既に地盤高の測定を12回繰り返して行ったが、杭が流失したり埋没したりしたものもあるので、8回以上の測定値のある地点を選んで作業した。同図中のプラス記号の領域は測定回数のほぼ2/3以上の頻度で堆積が生じたところで、マイナスは同様に洗掘が生じたところであり、プラス・マイナスの記号は洗掘と堆積の生じた回数のほぼ等しいところである。なお、この対象地域全般で一回の堆積厚は一回の洗掘深より大きいから、全期間を通じれば全域で差し引き堆積が生じており、この図はあくまで洗掘と堆積の回数から描いたものであることに留意されたい。また、図中の O_d 記号は変動の記録回数は少ないが、一回の土石流の堆積で顕著な地盤の上昇が生じた地域を示している。この図によると、図の中央のたびたび水みちの生じる地域では洗掘の生じる回数の割合が多く、側方に行くにつれて堆積の回数の割合が多い。また、この両者の接触域や、水みちが一時的に生じ易い側方扇端域では、洗掘・堆積が同じ割合で発生し易い。結局、扇状地の下流では全般的には堆積の傾向が続くが、水みちの形成とその移動によって意外に局所的な洗掘を受ける機会の多いことが分る。

3.5 扇状地の微起伏分布の特徴

上々堀沢のように土石流が頻発する沢の下流の扇状地では、永年にわたって多数の lobe 群が積み重ねられており、そこでの微地形は lobe の形状の特徴を反映しているはずである。すなわち、上流の方では盛り上がり強い堆積が、下流の方では偏平な形の堆積が個々の lobe の特徴であるとすれば、それらが多数ばらまかれた結果として、上流側では微起伏が大きく、下流では小さいことが予想される。

この予想を確かめるために、前年度は扇状地の中央帯で特定の幅内の地表高について、最高点と最低点の高度差で微起伏量を代表させて、上述の傾向を確かめた⁹⁾。本年度はさらに一般的な微起伏の表現法として、一定の横断測量線沿いの 25 m 区間ごとの地表高の標準偏差を計算して、この区間の微起伏量を代表させることにした。この区間が短過ぎると、lobe 存在の影響が消去され、長すぎると扇状地の全体的な断面形の影響が効いてくるので、定点杭の間隔にもとづいて一応定点杭の間隔 25 m のスパンを採用した。各測量線の地盤高の測定は大体 0.5 m 間隔で行われている。

このような方法によって計算された微起伏量の分布は Fig. 34, Fig. 35 に示されている。ただし、Fig. 34 では各横断測量線ごとの全長にわたっての微起伏量の代表値として、各地点の地盤高とその付近の 25 m スパン（定区間）の平均地盤高との差を偏差とみなして、標準偏差を計算した。なお本年度の横断水準測量は、本年度の地

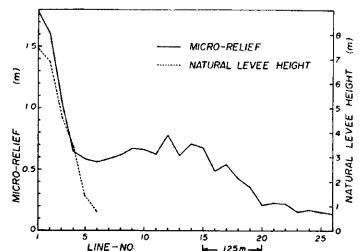


Fig. 34. Longitudinal distribution of the micro-relief in the fan.

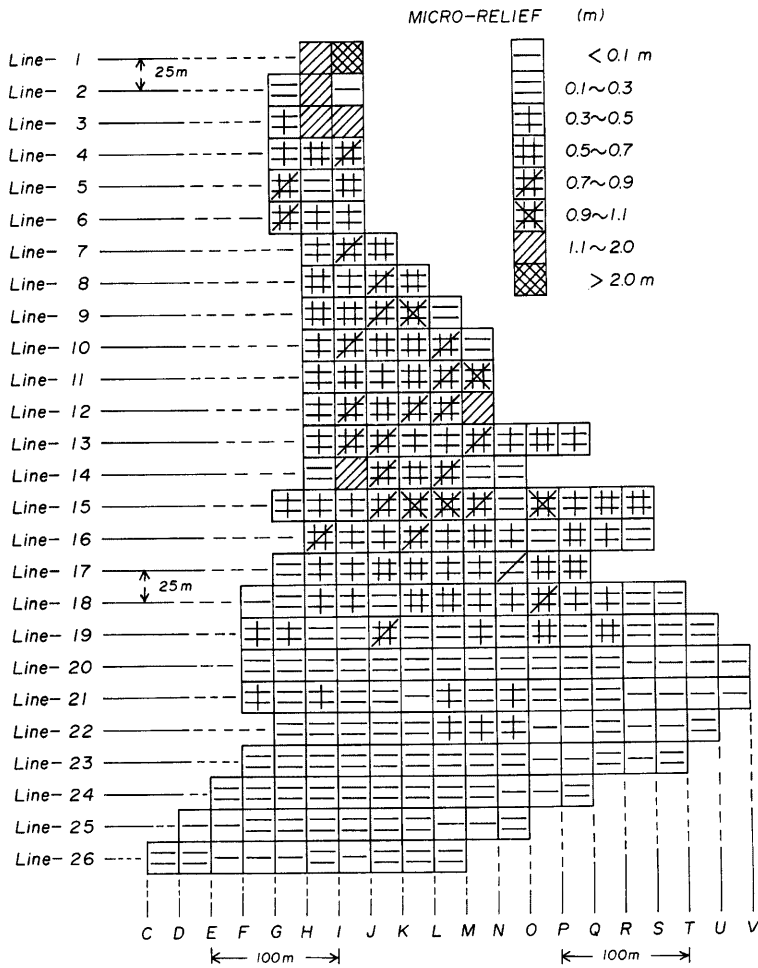


Fig. 35. Horizontal distribution of the micro-relief in the fan.

形変化の顕著だった line 8 より、上流でしか行っていないので、line 9~26 の測量値は1979年秋のものを用いた。この結果によると、line 16 のあたりを境にして上流側と下流側で微起伏量に差が認められ、上流側ではカマボコ型の堆積とその周辺に掘りこまれた幅広く深い流水路の存在によって微起伏量は大きく、下流側ではセンバイ型の堆積と小規模で移動し易い流水路との存在によって起伏量が小さくなっている。とくに、line 4 から上流では自然堤防の存在が微起伏量を増大させており、また、line 11~16 付近の微起伏量の増大は1979年の大土石流の集中的堆積のあった領域 (Fig. 29参照) に対応している。

Fig. 35 は前述の 25 m スパンで求めた微起伏量の平面的な分布を表現したものであるが、この図では、

横断方向については縦断方向ほど微起伏量の変化が大きくないが、これは大体同じ程度の大きさの lobe が扇頂から同じ程度の距離のところ停止し易い結果として現れたものであろう。

なお、今回の微起伏量の計算は横断方向の測線沿いに行ったものであるが、土石流の流下に対する抵抗の大きさの目安としては、縦断方向の微起伏の方が重要な意味を持つと考えられるので、今後そのような調査も計画したい。また、特別に大きな土石流の出現によって、ある範囲の微起伏を持った面が埋没して平坦化する可能性もあるので、ある期間において微起伏量の経年的変化を調べることも有意義であろう。

4. ま と め

焼岳上々堀沢における1980年夏期の土石流の観測では前年以上に扇状地での土石流の停止・堆積過程と扇状地の地形変動過程を追究することに重点を置いて様々な計測を実施できた。そして、規模はあまり大きくなかったが観測期間中に三つの土石流が発生し、以上に詳述してきたような成果を収めることができた。これらのうちの主要な項目を改めて挙げてまとめとする。

流域の水文特性については ①土石流発生時の降雨条件が大幅な溪床変動によって影響を受けること ②土石流発生に対する表流水の寄与の大きいこと ③上流地点での流量の実測値または降雨条件による、下流の土石流発生点などの流量の推定とこれにもとづく土石流の発生判別の有効性 ④扇状地の地下水の分布と地下水位の変動特性 などについて検討を加えた。

土石流の流動と停止の観測では ⑤土石流の系統的な映像記録から観察された流動状況の詳細 ⑥土石流の表面流速の測定値の計測法による差異 ⑦底面圧力の測定による土石流の密度の推定 ⑧扇状地における土石流の流走距離とその流動特性および扇面の地形条件との関係などについて考察を行い、⑨渓流域の溪床の経年変動の特徴について言及した。

扇状地においては ⑩停止位置の大きく異なる代表的な lobe の形態、規模および材料に関する差異 ⑪扇状地における流路の消長とその最下端、すなわち土石の溢流点の移動 ⑫堆積および侵食の扇面上での頻度分布 ⑬扇面の起伏の分布と土石流 lobe の堆積特性との関係 ⑭扇面中心線に沿う縦断形の経年変化の特徴などについて検討を加えることができた。

以上の成果をふまえ、次年度（1981年）の観測では ①土石流の流走距離と流走方向の決定要因をさらに追究すること ②堆積位置の異なる土石流 lobe の内部構造を掘削調査によって明らかにすること ③土石流の停止・堆積の過程の詳細を映像記録から求めること ④土石流の表面流速の測定法に関する問題点を解決し、土石流の流量をより正確に計測すること などの点に重点を置いて調査にあたり、扇状地を中心とした観測の総括を行っていきたい。

謝 辞

この研究を進めるにあたり多大の援助をいただいた建設省松本砂防工事々務所の青木忠男所長をはじめ、調査課の諸氏ならびに焼岳監督官に深く感謝の意を表す。空間フィルタ流速計の設置と測定は滋賀大学教育学部 板倉安正氏の指導を受け、レーダ流速計のデータの検討に際しては池上通信機働の協力を得た。さらに、野外作業とデータ解析の一部については京都大学理学部学生 田中俊一氏および京都府立大学農学部研究生 小川清氏ほか学生・院生の諸氏ならびに京都大学山歩会の学生諸氏に多大の御協力をいただいた。さらに、当研究の一部は文部省科学研究費特別研究「扇状地における洪水・土砂災害の発生とその防止軽減に関する研究（代表者芦田和男）」の中分担課題の一部として実施された。なお、資料解析の一部は防災科学資料センターの電子計算機を使用して行った。

参 考 文 献

- 1) 土石流研究グループ：土石流の総合的観測 その1，京大防災研年報，第14号 B, 1971, pp. 691-705.
- 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2，京大防災研年報，第19号 B-1, 1976, pp. 385-402.
- 3) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・仲野公章・横山康二：土石流の総合的観測 その3，京大防災研年報，第20号 B-1, 1977, pp. 237-263.
- 4) 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・横山康二・仲野公章・小川恒一・浜名秀治：土石流の総合的観測 その4，京大防災研年報，第21号 B-1, 1978, pp. 277-296.
- 5) 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5，京大防災研年報，第22号 B-1, 1979, pp. 157-204.
- 6) 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6，京大防災研年報，第23号 B-1, 1980, pp. 357-394.
- 7) 京大防災研究所：焼岳における土石流調査，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 5, 1975, pp. 55-90, 106-1~48.
- 8) 京大防災研究所：昭和51年度焼岳土石流調査報告，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 7, 1977, pp. 11-72.
- 9) 京大防災研究所：昭和52年度焼岳土石流調査報告，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 9, 1978, pp. 5-88.
- 10) 京大防災研究所：昭和53年度焼岳土石流調査報告，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 11, 1979, pp. 5-86.
- 11) 京大防災研究所：昭和54年度焼岳土石流調査報告，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 13, 1980, pp. 31-135.
- 12) 京大防災研究所：昭和55年度焼岳土石流調査報告，建設省松本砂防工事事務所技術資料，No. 14, 1981, pp. 4-76.
- 13) Okunishi, K.: Inverse transform of Duhamel integral for data processing in hydrology, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 22, Part 2, 1973, pp. 53-68.
- 14) 奥西一夫・浜名秀治：焼岳東斜面における土石流について (1)一源流域における土石流の発生条件—第15回自然災害シンポジウム講演論文集，1978, pp. 489-492.
- 15) 鈴木雅一・武居有恒・小橋澄治：土砂災害発生の危険雨量(2)，昭和53年度砂防学会研究発表会概要集，1978, pp. 132-133.
- 16) 北川敏男：多変量解析論，共立出版，1967, p. 236.
- 17) Hooke, R. L.: Processes on Arid-region Alluvial Fans, Journal of Geology, Vol. 75, 1967, pp. 438-460.
- 18) 岩崎敏夫：段落水流の水理現象に関する実験的考察，土木学会誌，第38巻6号33, 1953, pp. 241-246.
- 19) 奥田節夫（土石流研究グループ代表）：土石流の現地調査について，京大防災研年報，第16号 A, 1973, pp. 53-69.
- 20) Hsü, K. J.: Catastrophic debris stream generated by rockfalls, Geol. Soc. Amer. Bull., Vol. 80, No. 1, 1975, pp. 129-140.
- 21) Scheidegger, A. E.: Physical Aspects of Natural Catastrophes, Elsevier, 1975, p. 137.
- 22) 高橋 保：Saint Herens 火山の爆発に伴う洪水・土砂災害，新砂防，Vol. 33, No. 3 (118), 1981, pp. 24-34.