

土石流の総合的観測

その6. 1979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・浜名秀治・田中俊一

SYNTHETIC OBSERVATION ON DEBRIS FLOW

Part 6. Observation at valley Kamikamihori
of Mt. Yakedake in 1979

By *Setsuo OKUDA, Hiroshi SUWA, Kazuo OKUNISHI, Kōji YOKOYAMA,*
Kouichi OGAWA, Syuji HAMANA, and Shunichi TANAKA

Synopsis

Systematic observation of debris flow was carried out at valley Kamikamihori on the eastern slope of Mt. Yakedake in 1979. A synthetic observation system equipped with many instrumentations was set in operation which had been devised and put to practical use in these ten years.

In the source area, topographic changes of slopes were surveyed besides the hydrological observations. In the channel reach, measurements were frequently carried out to reveal the geomorphological processes in the valley bed, besides the observation of flowing state of debris flow by the system.

Special effort was made to study the depositional process of the debris flows. In order to reveal the dynamical aspects of debris flow in flowing, retarding and stopping stages, many types of visual recording systems were set in the whole area of the fan. For the investigation of the depositional features, leveling survey and polar coordinate survey have been frequently carried out before and after debris flows.

With heavy rainfalls, this year, seven debris flows occurred, among which the one on Aug. 22 was the largest in the last ten years. Following items are discussed on the basis of observed facts; (a) relationship between rainfall intensity and runoff at the time when debris flow occurs, (b) exact calculation of gully runoff by the kinematic-wave method, (c) violent erosion in the rill and gully, (d) strength and frequency characteristics of ground vibration due to debris flows, (e) lateral inclination of the head part of debris flow, (f) seasonal changes in the valley profile, (g) dependence of debris accumulation behind the dams on the individual scale of debris flow, (h) arrival of a large debris flow to gentle slope with an inclination of 1-2°, (i) development of the fan due to the repeated deposition of debris lobes, (j) erosional and depositional effects by debris flow and sand flow over the fan, (k) a low infiltration loss of water in the debris flow at the fan.

1. ま え が き

今年(1979年)は、焼岳から地理的に近いところで、二つの大きな災害が発生している。すなわち、8月22日早朝の局地的強雨に伴い、焼岳から約7km西方の岐阜県上宝村柄尾の洞谷から土石流が発生し、人命と財貨が失なわれた。同じ強雨は焼岳の四堀沢をはじめ、上高地周辺の多くの谷からも時を同じくして大き

な規模の土石流を発生させ、とくに上々堀沢と上堀沢から流出した大量の土砂は梓川や大正池の一部を著しく埋積した。

いっぽう、10月28日には焼岳の南南東 38 km に位置する御岳山が有史以来初めて噴火し、火山灰の噴出のため、焼岳や有珠山の経験から、一時、泥石流や土石流の発生が懸念されたが、幸いなことに現在のところ発生の危険は薄らいできた。

このような中で、長野県焼岳上々堀沢における本観測では、1977年までの上・中流域に重点を置いた観測から、土石流による災害が最も発生し易くかつ様々な対策が模索されつつある扇状地に重点を置いた観測に移行している。今年は扇状地における観測システムをさらに充実させて土石流の動態と土砂石の堆積過程を究明することに本格的に取り組み、とくに、地上測量を主体とする調査により、土石流の堆積による地形変化の特徴を明らかにし、扇状地での地下水の挙動の解明を一步進めることができた。

これらに加え、源流域では土石流発生時の強雨に対する流出のデータを前年にひきつづき得ることができ、渓流域では土石流の流動過程と渓床の変動特性の解明の面で前年の解析をさらに押し進めることができた。

2. 観測の内容

今年の観測の方針を要約すると次のようになる。すなわち、源流域では小さな試験流域を設定し、リルやガリにおける降雨流出や斜面侵食の観測を行ない、土石流の発生に対する降雨の引き金作用を物理的に解明することを旨とした。中流域では、扇状地へ流入する土石流の初期条件を得るべく、扇頂点より約 200 m 上流付近に機器を集中した。扇状地では多数の映像撮影機器を設置し、土石流の停止堆積過程の観察を企てた。さらに浅い地下水位の観測により、土石流の停止過程に付随する水の挙動の解明を試みた。観測システムによる、これらの計測に加え、渓流域と扇状地において、微地形変動調査を実施し、渓流域の侵食と扇状地への土砂流入と堆積量を把握し、扇状地に到達してのちに土石流が流れの向きを転じる現象をはじめとする土石流の堆積過程の究明をめざした。

2.1 観測システムと調査の方法

以下に観測機器とその設置および調査方法について説明を加えるが、既に前年までに述べられているもの^{1)~9)}については項目を記す程度にとどめる。なお各機器の全体的な設置位置は 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 降雨観測のため、転倒マス雨量計を源流域に 3 台、中流域と扇状付近に各 1 台を設置し、さらに降雨強度計¹⁾およびベクトル雨量計²⁾を備えたが、簡易貯水式雨量計 9 台は省力化のため廃止した。また、雨量ベクトルとの関係で計画した風向風速の測定は不調に終わった。

(b) 流量 Fig. 2 の UN 地点に三角堰³⁾を、N 地点には四角堰⁴⁾を設けて源流域斜面における表面流出を測定した。リルやガリには大量の土砂石が流出するため、今年も堰が度々閉塞し、とくに、9月21日にはN地点の堰は復旧不能となった。

(2) 源流域の斜面調査

源流域に二つの小さな試験地 (A : 12 m 四方・E : 10 m 四方) を設け、2 m メッシュの交点に立てた鉄杭を用いて斜面侵食量を測定し、さらに、18ヶ所の横断測線でリルとガリの反復測量を実施した。

(3) 土石流の流動過程の観測

(a) 先端流速 土石流の到達を検知して観測システムを遠隔自動制御し、同時に土石流の先端流速を測定するため、30ヶ所にワイヤーセンサを設置し、上流から No. 1~30 の番号を付した。扇状地ではセンサを増設して設置間隔を前年までの約半分とし、流速変化をより細かく測定することとした。

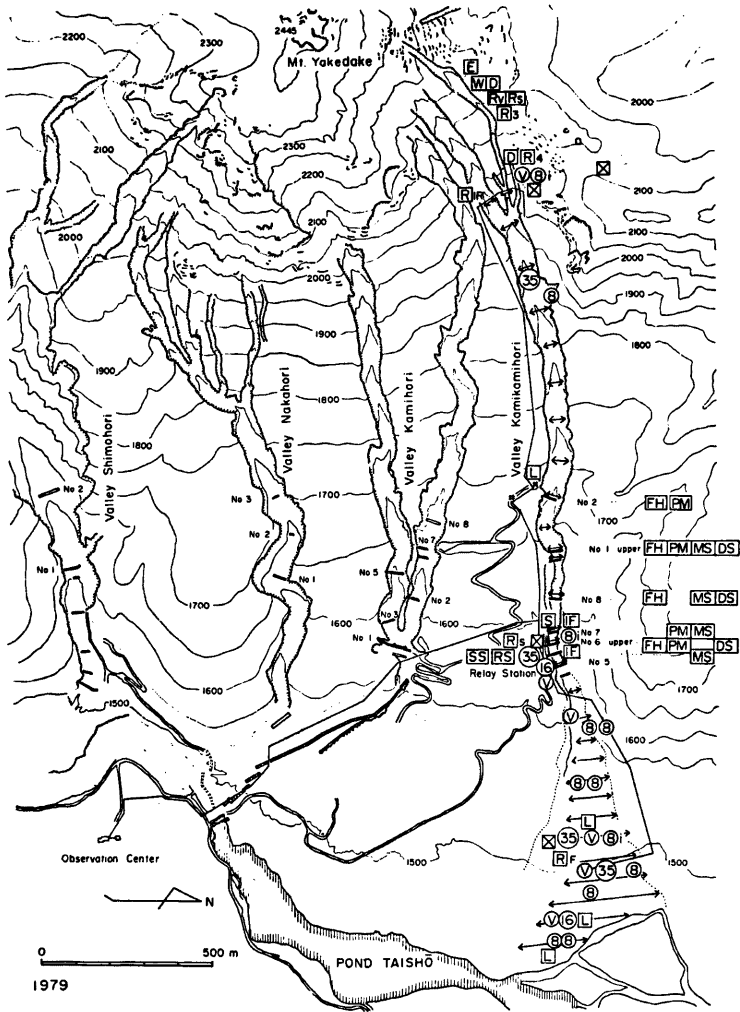


Fig. 1. Location of observation system at the eastern slope of Mt. Yakedake in 1979.

☒ : 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, S : seismometer, IF : pressure gauge, SS : spatial filter speedometer, RS : radar speedometer, ③⑤ : 35 mm interval shot camera, ①⑥ : 16 mm cinecamera, ⑧ : 8 mm cinecamera, ⑧ i : 8 mm interval shot camera, ⑦ : video camera, E : plot for slope erosion, FH : equipments for flow height, PM : pressure mark gauge, MS : mud sampler, DS : debris sampler, No. : number of dam

(b) 土石流の流量 土石流の流量を算定するために、二つの方法（電磁波流速計と空間フィルタ流速計⁴⁾）で土石流の表面流速を測定し、流動の断面積は映像記録から読みとることとした。

(c) 発生・流動過程の映像 源流域の表流水発生状況、上流域の土石流の成長発達過程、さらに中流域での流動状況を撮影するため、Fig. 1 に示すように、ビデオ、35ミリ、16ミリ、8ミリのカメラを合計11台設置した。

(d) 衝撃圧 土石流が堰堤、床固に及ぼす衝撃圧の最大値推定のため、圧痕計⁶⁾を用いたほか、7号床固左袖と6号上流床固右袖の上流側側面に土圧計を埋設し、動歪測定に備えた。

(e) 溪岸の地盤振動 土石流の流下に伴う溪岸地盤の振動特性を明らかにするため振動計による計測⁸⁾を実施した。なお、流路床の流動化の状態を調べるための埋設ブロック調査⁵⁾は設置は行なったが、本年は渓床の変動が過大であったためデータは得られなかった。

(f) 先頭部土砂石の採取と最大高測定 土石流先頭部の土砂礫の採取は、採泥筒⁹⁾と採泥缶⁴⁾を用いて、最大高はピアノ線による方法²⁾で前年と同様に実施した。

(4) 土石流の停止・堆積過程の観測

土石流が停止・堆積に到る状況を撮影するために、Fig. 3 に示す No. 4~12 の地点で、ビデオカメラをはじめとする計17台のカメラを集中的に設置した。いっぽう、土石流を構成する水が地中に浸透することによって土石流の停止が促進される可能性を現地で検討するため、前年の予備調査を経て組織的な観測網をFig. 3 のように設置した。水位センサはステップ式水位計を用い、地表から深さ約1mまでを対象とし、自記測定によった。なお、扇状地の観測システムの一部は、8月22日の土石流によって大きな損傷を受け、それ以降の観測は規模を縮小しなけりなかつた。

(5) 渓床の微地形変動調査

上流の合流点から扇端までの流路の縦断水準測量を6回実施し、同時に上流から扇状付近までの区域の代表的な地点に横断測線を設けて横断形の変動を測量した。さらに地上写真撮影による渓床の堆積状態の調査を前年同様⁹⁾に行なった。

(6) 扇状地の微地形変動調査

扇状地の微地形と土石流の堆積状況を調査するため、前年設定した定点網はFig. 3 に示すようにその大半のメッシュ間隔を12.5mに細分化し、設定域を拡大した。これらの各定点における侵食と堆積量の測定を行うとともに、横断水準測量および光波距離計を用いた極座標測量により土石流堆積地形を調査した。

2.2 観測の経過

前年と同様、土石流の発生に備えて観測体制をなるべく早く整えるよう、作業を早くから開始し、常時観測体制に移行してからは、観測機器の保守・点検・整備を行うとともに、源流域・渓流域・扇状地における

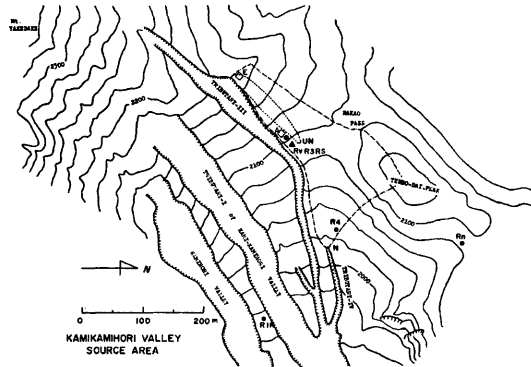


Fig. 2. Location of rain gauges and gauging weirs (UN and N) in the source area. Dotted and broken lines represent the watersheds.

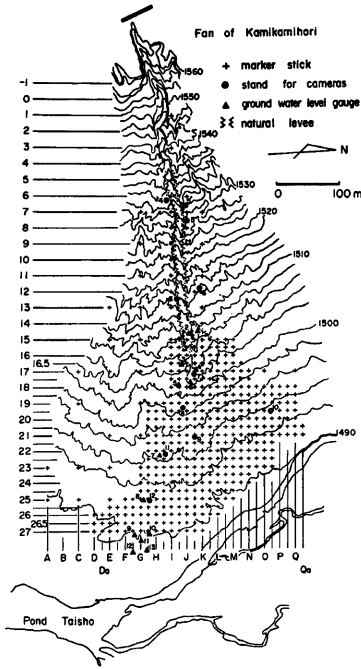


Fig. 3. Arrangement of survey equipments at Kamikamihori Fan in 1979.

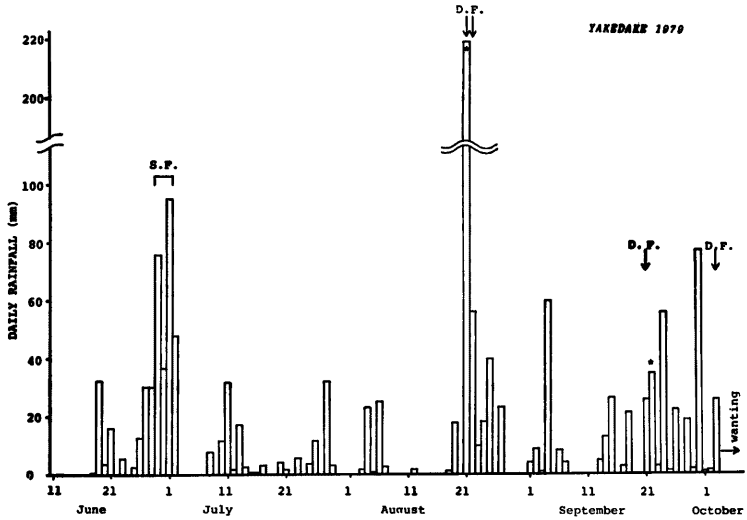


Fig. 4. Relation between daily precipitation at R_4 and occurrence of debris flow.
* mark indicates a partial want of data. S.F. : Sand flow, D.F. : Debris flow

各種の調査を土石流発生の前後を含めて観測の全期間の変動を覆えるよう計画的に運ぶことに努めた。そして以下に記すような土石流や土砂流が Fig. 4 に示す時期に発生した。とくに8月22日の土石流は流路の地形を一変するとともに扇状地の観測網に損傷を与えたため、それ以後は観測体制を大幅に縮小せざるを得なかった。以下に土石流および土砂流の発生日時、規模、検知場所および降雨強度の最大値(10分間、先行1時間)、先行雨量、気象状態をこの順に記す。

- 6月29日 16時頃, 土砂流 No. 1, 3.5 mm/10 min, 13.5 mm/h, 81 mm
 - 7月1日 8時30分頃, 土砂流 No. 2, 6.5 mm/10 min, 17.5 mm/h, 33 mm
 - 7月2日 4時頃, 土砂流 No. 3, 4 mm/10 min, 14.5 mm/h, 119.5 mm
 - 8月21日 17時11分, 土石流 No. 1, 小規模, 5番センサ, 8 mm/10 min, 14 mm/h, 76 mm
 - 8月22日 4時43分, 土石流 No. 2, 大規模, 1番センサ, 9.5 mm/10 min, 13 mm/h, 182 mm
 - 8月22日 7時49分, 土石流 No. 3, 超大規模, 30番センサ, 18 mm/10 min, 51 mm/h, 266.5 mm
 - 9月21日 16時41分, 土石流 No. 4, 大規模, 9番センサ, 12.5 mm/min, 27.5 mm/h, 30 mm
 - 10月1日 0時51分, 土石流 No. 5, 小規模, 10番センサ, 6 mm/10 min, 20 mm/h, 35 mm
 - 10月1日 1時27分, 土石流 No. 6, 中規模, 14番センサ, 6.5 mm/10 min, 29 mm/h, 61.5 mm
 - 10月1日 2時52分, 土石流 No. 7, 中規模, 11番センサ, 9.5 mm/10 min, 25 mm/h, 67 mm
- 小規模……センサを切る規模を扇頂(センサ18番)まで保てなかったもの
 中規模……センサを切る規模を扇頂(センサ18番)まで保てたもの
 大規模……センサを切る規模を扇端(センサ30番)まで保てたもの

3. 成果および考察

先に記した土石流の発生に際して、源流域では降雨流出のデータがおおむね得られたが、量水堰の著しい埋積のため、今後の継続が困難となった。土石流の流動過程に関するデータは例年並に得られたが、映像観測では、土石流 No. 4 について扇頂から扇尾にかけての流動状態の観察が実現した以外はセンサ群が夜間のうちに既に切断したなどのために成績が良くなかった。8月22日には、上々堀沢からだけでなく、第5号床固左岸から上々堀沢へ合流する大湯沢からも、同時に、ほぼ同規模の土石流が初めて発生し、1970年の観測開始以来、最大規模の土石流が出現した。これらの土石流の流下に伴い、両沢の渓流域と上々堀沢扇状地の広大な範囲の地形が著しく変化した。渓流域では渓床の激しい変動のため、測量不能な区間ができたため、データの部分的な欠測を余儀なくされたが、他方、ダム施工域の渓床変動に大きな特徴のあることがわかってきた。扇状地においては土石流堆積の平面的構造について新しい知見が得られた。いっぽう、発生前後の微地形の比較から、地形変動の様子を明らかにできたが、変動範囲は事前の調査区域を大幅に超えたため、充分な解析に到らなかった面もある。扇状地の地下水の挙動については、その一端が初めて明らかにされた。

3.1 源流域の水文特性

(1) 降雨の特徴と土石流の発生

土石流の発生状況は年によってかなり異なるが、その原因は素因としての発生域渓床の堆積状態と、誘因としての降雨条件が異なるためと考えられる。本年は Fig. 4 に示されるように梅雨期には土石流が起り難く、8月～10月に発生が集中した。このような傾向は'70年、'72年、'78年にも見られるが、共通した素因は今のところ確定できない。

さて、土石流の発生をみた降雨についての10分雨量を Fig. 5 に示す。この図は、土石流の発生と10分雨量との関係についての従来の指摘⁹⁾を肯定するものである。なお、矢印で示された時刻はセンサによる土石流発生確認時刻であって、実際の源流域での発生時刻はこれより数分ないし十数分前と考えられる。

ところで、8月22日には非常に大きな土石流 No. 3 が発生している。ちなみに、この土石流の発生時の10

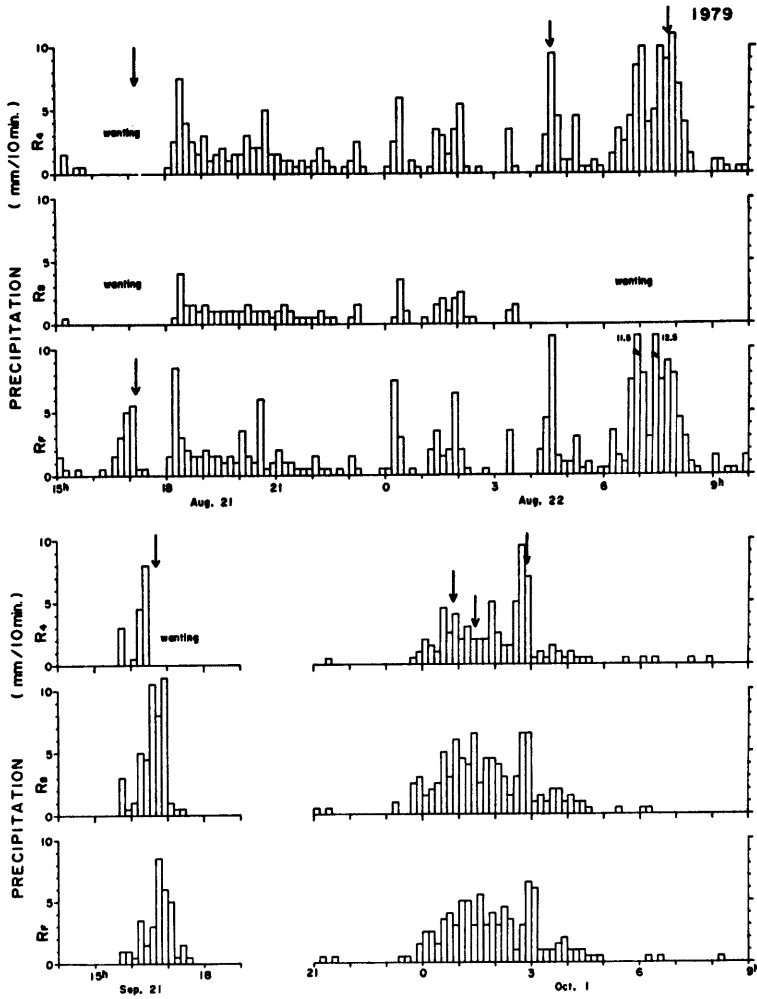


Fig. 5. Relation between precipitation in every 10 minutes at different locations and occurrence time of debris flow (marked by arrows).

分雨量は 18 mm、発生前 1 時間雨量は 51 mm であったが、これらの値は、焼岳における過去 10 年間のそれぞれのデータの最大値、10 分間 19 mm かつ 1 時間 28 mm または 10 分間 8 mm かつ 1 時間 32 mm と較べると、10 分間雨量として最大級の強雨を含み、1 時間雨量が例外的に大きかったことがわかる。なお近年は土石流が主として第 3 支谷から発生していたが、溪床の侵食の状態から判断すると、今年は第 1 支谷からも発生したと推定され、土石流 No. 3 の規模との関連が考えられる。

さて、Fig. 6 にはベクトル雨量計の記録から求めた毎時雨量ベクトル⁴⁾と通常の雨量計 R_3 による毎時雨量が整理されている。図中の ϕ は雨量ベクトルの傾斜角を、 θ は方位角を、中段のハイエトグラフは雨量ベクトル \vec{R} の絶対値を示す。ここで注目されるのは、台風16号に直撃された10月1日のデータであり、 R_3 をはじめとする通常の雨量計に比較して、雨量ベクトルは0.9～5 倍の雨量を記録している。また、土石流の発生を集中した0時～3時までの3時間の降水量は R_3 では 49 mm だが、雨量ベクトルから求めた第1、第3支谷集水域の実質降水量⁴⁾は、それぞれ、87 mm, 77 mm となり、強風時には通常の雨量計での測定が如何に難しいかを示している。なお、ここに言う実質降水量とは、ある斜面が実際に受けた降水量を地形図(水平面図)の単位面積当りの量(水高)で表現したものであり、例えば降雨が真横から降ってくるような極端な場合には、通常の雨量計では全く雨量が測定されないが、ベクトル雨量計から算出される実質降水量は忠実に実際の降水量を表現する。

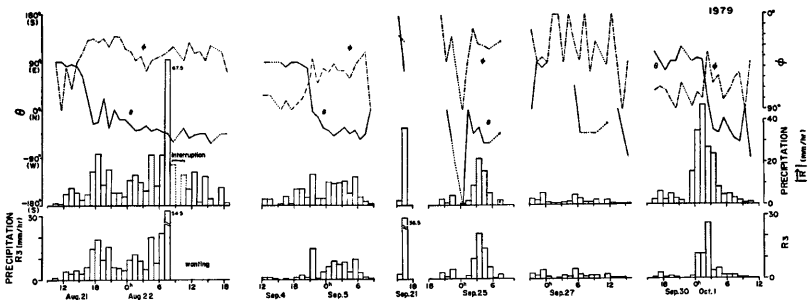


Fig. 6. Comparison of rainfall vector as identified by the value of ϕ , θ and $|\vec{R}|$ with precipitation at R_3 .

(2) 降雨流出の特性

1976年から1978年までの水文観測結果にもつき、土石流が発生しない程度の降雨に対する上々堀沢第4支谷からの流出の特性については、ほぼその大要が把握された^{3,4,5)}。さらに土石流が発生した時には、浸透能が急激に低下し、流出率および流出量の急増が認められたが、事例数が少ないため、流出発生場のどの部分がどのように変化したかについては詳らかにできなかった。

1979年の観測期間中の主要な降雨としては、梅雨明け直前(6月29日～7月1日)、8月21日～22日、9月21日、および10月1日のものが挙げられる。そのうち10月1日には源流域の水文観測設備を撤収していたので流出データは得られなかったが、これ以外の降雨に対しては前年度までに観測された最大流量を越える流出が発生した。このことからだけでも1979年度は例年にくらべて降雨流出がいかに激しかったかがわかる。

N地点およびUN地点のハイドログラフの例を Fig. 7 に示す。7月1日には降雨強度計は欠測であり、 R_3 とUN地点量水堰はまだ観測をはじめていなかった。8月21日～22日の降雨の時は、その前半において R_4 の10分雨量が流量と比較して著しく少ないので、 R_3 における値を示したが、途中から R_4 の転倒しますが不調となり欠測したので、それ以後については R_4 の値を示した。降雨強度計は21日17時ごろ故障し22日8時ごろに自然復旧したが、その後は R_4 の10分雨量との比較から動作がやや不調であったと考えられる。UN地点の量水堰は22日5時前に水位計が破壊され、それ以後は欠測となった。N地点量水堰は22日8時半ごろに停電したため一時欠測したがおおむね順調に記録が得られた。9月21日のハイドログラフは図示されていないが、雨の降り始めに降雨強度が大きく(Fig. 5 参照)、量水堰はUN地点、N地点とも、流量の急増

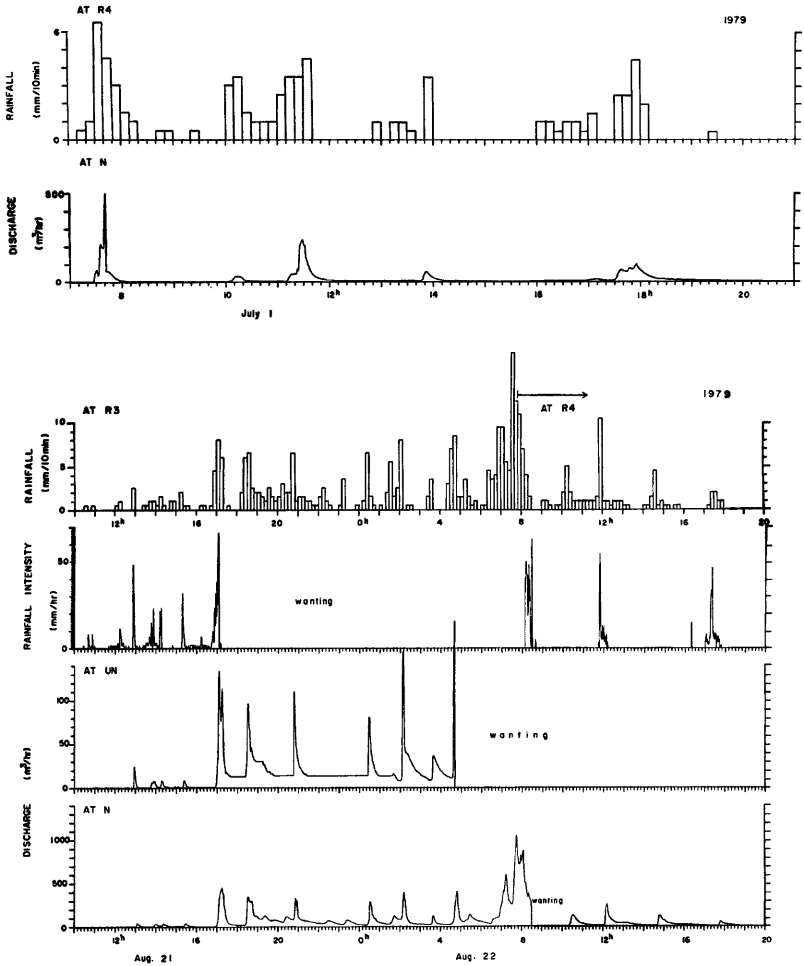


Fig. 7. Examples of hydrographs at the gauging weirs N and UN.

を記録した直後に水位計が破壊されて欠測となった。

前年度には10分雨量と10分間の比流量の比較によって有効降雨の解析をおこなった⁵⁾が、今年度は9月19日に近似的にユニットハイドログラフと見なし得る降雨流出が得られたので、Duhamel 積分の逆変換¹⁰⁾(フーリエ変換法)によって有効降雨を逆算し、これを10分雨量と比較した。その結果、土石流が発生しない程度の降雨に対しては、前年度と同様の結果が得られたが、土石流が発生した時はかなり異なる様相を呈した。そのような典型例として8月21日～22日のN地点流量に関する解析結果を Fig. 8 に示す。ここで上段太線は上述の平均有効降雨 \bar{p} 、下段太線は降雨強度 p (10分雨量 $\times 6$)、下段細線は流出が集水面積の $\frac{1}{2}$

を占める部分から発生すると仮定した時の、浸透能 f_1 の計算値である。前報と同様 f_1 は

$$f_1 = p - \bar{p}_e a_1 = p - 2\bar{p}_e \dots\dots\dots(1)$$

によって計算した。ここに a_1 は面積率である。図からわかるように、計算された f_1 の値は降雨強度と比例的であり、時間と共に増減をくり返す。このような時間的変化はきわめて不自然である。Fig. 8 を正しく説明するひとつの可能性は降雨強度が比較的小さい時ときわめて大きい時とでは流出の発生場が異なることと考えることである。そこで流域を面積率 a_1 の部分が f_1 の浸透能を有し、面積率 $a_2 (=1-a_1)$ の部分が f_2 の浸透能を有するものとする。Fig. 8 から $a_1=0.25$, $f_1=0$ とおくのがよさそうなので、そのように仮定すると (1) 式のかわりに次式が成立する。

$$\bar{p}_e = a_1(p - f_1) + a_2(p - f_2) = p - 0.75f_2 \dots\dots\dots(2)$$

ここで流出が面積率 a_1 の部分のみから発生すると仮定すると、(2) 式は

$$\bar{p}_e = a_1 p = 0.25p \dots\dots\dots(3)$$

となる。このような仮定によって計算された \bar{p}_e の値が Fig. 8 の上段に細線で示されているが、主要な降雨ピークの時は大むねハイドログラフから逆算した \bar{p}_e の値 (太線) が (3) 式による値を上まわり、その時は面積率 a_2 の部分からも流出が発生したことを意味するが、降雨ピーク以外は両者の一致はかなりよい。すなわち (1) 式より (2) 式の方が流出現象を正しく表現していると言える。前報までの解析でそのことに気付かなかったのは、ひとつには降雨強度がこれほど激しく変化するデータが無かったためであり、もうひとつは有効降雨の代りに比流量を用いたため、諸量の時間変化を厳密に吟味できなかったためである。さて、Fig. 8 の降雨ピークについて (2) 式から f_2 の値を求めることが可能であるが、ある程度の精度をもって推

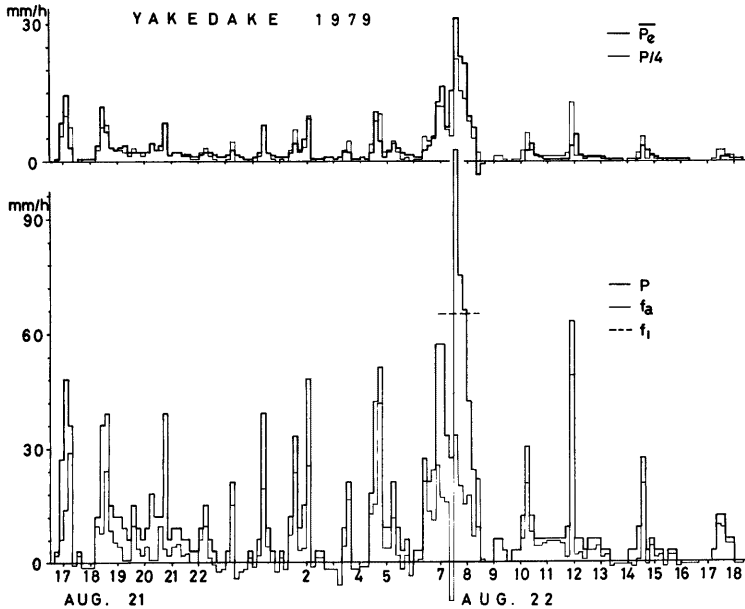


Fig. 8. Analysis of infiltration rate (f_1 and f_2) by Eqs.(1) and (2), respectively, from the effective rainfall (P_e) for the catchment of the gauging weir N.

定できるのは22日8時前の大きいピークについてだけである。この時の f_2 の値は Fig. 8 下段に破線で示されている。他のピークでは降雨強度がこの f_2 の値よりも小さいのに面積率 a_2 の部分から流出が起こるといえるのは一見矛盾しているようであるが、降雨強度は10分間の中でも激しく変化する (Fig. 7 参照) ので、瞬間的な降雨強度はここに示された値よりもかなり大きかった可能性がある。

よりきめの細かい解析のためにはキネマティックウェーブ法¹¹⁾を採用するのが適切であると考えられる。キネマティックウェーブ法による予備的な解析⁹⁾では10分雨量を用いたが、今年度のデータでは主として降雨強度計による54秒間の平均降雨強度を用いた。キネマティックウェーブ法は演繹的な方法であり、上述のような帰納的な解析はできないので、上流側から下流側へと解析を進めていくことになる。

UN地点の集水域にはリルが著しく発達し、リルの面積は全体の約半分を占めるので、リルの中の流れを考察することがまず重要である。UN地点の集水域には4つの顕著なリルが互いにほぼ平行して流れた後、UN地点のすぐ近くで次々に合流してひとつのリルになっている⁹⁾。リルの横断形はV字形であるが、水深は一般に小さいので、流水断面は矩形断面と本質的にかかわらないと考えられる。さらにリル幅に比べて水深が浅く、底面抵抗にくらべて側面抵抗は無視し得る程度と考えられるので、リルの水理モデルとしては4本のリルを1本にまとめた Fig. 9 のようなものを考えれば十分である。この図で a は平均斜面幅、 b はリルの平均合計幅を示し、リル内に降った雨だけが流出し、リル間の斜面に降った雨はすべて浸透すると考える。仮定すべきパラメーターとしてはリルのマニング係数 n 、リル底の定常浸透能 p_f と初期損失 p_L 、リル幅比 $R (=b/a)$ がある。計算は降雨強度計とUN地点量水堰のデータが揃っている降雨について行ったが、最適と思われるパラメーターを用いた時の計算結果を Fig. 10 に太線で示す (細線は実測値)。7月26日については計算値と実測値の間に十数分の時間ずれがあるが、これは降雨強度計の記録紙の送りに問題があったものと思われる。8月21日については前述のように降雨強度計が途中から不調となったため、17時10分頃から実測値と計算値が全く合わない。この他8月17日についても計算をおこなった。 n の値はどの場合も0.04が適合した。このことは Fig. 9 の水理モデルが的確はずれではなかったことを示すものである。 p_f と p_L はかなりまちまちな値になったが、これは先行降雨の影響を受けるものであり、おおむね先行降雨が多い時ほど両者とも小さい値になっているのでは妥当な結果であると言えよう。最大の問題は R の値にある。8月21日についてはどうしても前半と後半で R の値を変えなければ実測値と合わずができなかった。 R の

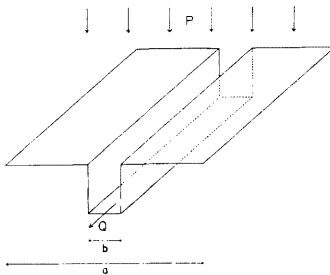


Fig. 9. Geometry of the hydraulic model for the catchment of the gauging weir UN.

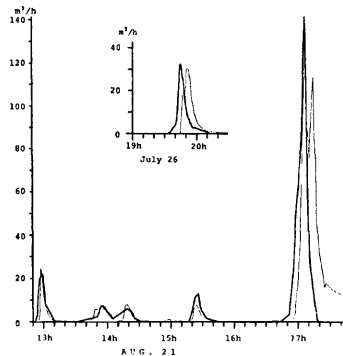


Fig. 10. Hydrographs of the weir UN calculated by the kinematic wave method (thick lines) compared with the observational values.

値はピーク流量（またはピーク降雨強度）と対応がよく、ピーク流量が約 $20 \text{ m}^3/\text{h}$ で先行降雨がほとんど無い時は 0.3 ぐらい、ピーク流量が $20\sim 40 \text{ m}^3/\text{h}$ で数 mm 以上の先行降雨がある時は 0.5 と考えてよい。8月21日の17時ごろの $R=1.0$ というのは集水域の全域で浸透能が $2 \text{ mm}/\text{h}$ になってしまったということの意味するが、リルの外で通常は流出が発生しないことを考えると明らかに異常である。しかし Fig. 10 で見られるように、立ち上がり部では計算値が過大になっているので、ここでは R の値はそれ程大きくなかったと考えることもできる。またピーク時には降雨強度計がフルスケールを示し、実際にはスケールアウトしていたかもしれないことと、この直後に降雨強度計が不調になったことを考慮すると降雨強度が過小評価されたため、 R の値が過大になってしまったとも考えられる。この点についてはさらに信頼性のあるデータを得た上で再び議論したい。

N地点の集水域についてはその水理モデルを Fig.11 のように単純化できよう。ここに裸地斜面はUN地点で代表されるような流出特性を有し、集水域面積はUN地点のそれ (2650 m^2) の約 2.8 倍である。UN地点のすぐ下流でリルが合流して第4支谷のガリとなる。ガリ域では2本の大きなリルが合流しているが、これらは水理計算上ガリに含めることができる。ガリ域の左岸側には急峻な草地斜面があり、そこには浅い谷状地形が数本あって、その底にはいつか表流水が流れたらしい痕跡もあるが、以下ではここからの流出は無視する。そうするとUN地点の集水域のモデルは結局 Fig. 9 と本質的に同じになる。ただし上流端からはUN地点流量の 2.8 倍に等しい水が流入し、流路幅はガリ域の総流路面積をガリの長さで割った値 (16.6 m) となる。

このようなモデルで n , p_f および p_L の値をいろいろ変えて計算した結果を Fig. 12 に細線で示す。このうち7月11日と8月21日～22日については降雨強度計のデータが不完全なため、10分雨量を用いた。これら3つのケースは流出強度がかなり異なるが、パラメーターの値はすべて $n=0.04$, $p_f=3 \text{ mm}/\text{h}$, $p_L=4.5 \text{ mm}$ が適合した。ただし n の値については10分雨量を用いたりしたこともあってくわしく吟味することはできない。8月22日の5時以降は計算値と実測値（太線）が大きく異なっているが、これはUN地点の量水堰が欠測となり、計算上リル域からの流入量がゼロになっているためである。そこで仮にリル域からの流入量が常

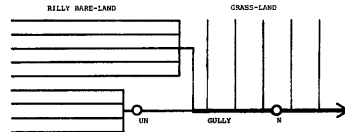


Fig. 11. Schematic network of rills and gullies in the catchment of the weir N.

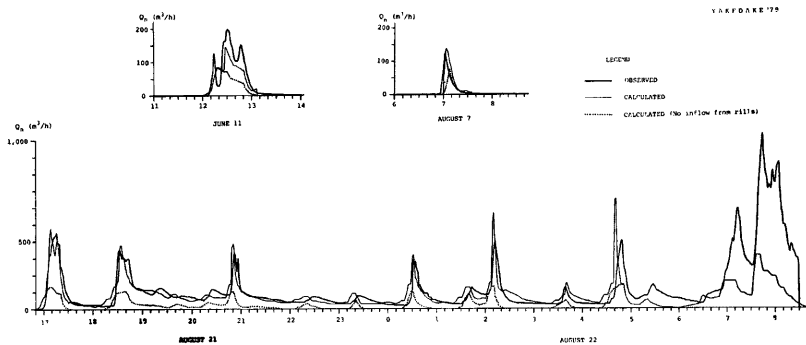


Fig. 12. Hydrographs of the weir N calculated by the kinematic wave method compared with the observational values.

にゼロであるとして上記のパラメーターのもとでN地点流量を計算すると Fig. 12 の点線のようになる。当然計算値は実測値よりもかなり小さいが、両者の比はほぼ同じであるから、22日8時前後にN地点流量がきわめて大きくなった時も流出機構はそれまでと全く同じであったことが示唆される。ただ7月11日や8月7日とくらべると両者の比が若干違っており、降雨強度が小さい時にはガリの中に降った雨がN地点流量の源としてはやや卓越するが、土石流が発生するような降雨強度の時にはリル域からの流入が卓越することがわかる。これは上述のようにリル域では降雨強度によって流出発生場の範囲が変化するためである。以上の計算では草地斜面からの流出を無視したが、草地斜面では浸透能が大きく、そこから流出が起こるとすれば降雨強度がかなり大きい場合に限られよう。この場合には、計算に際して恣意的に調節した p_F や p_L の値は計算値に大きな影響を与えないから、計算値と実測値の一致が良かったということから、草地からの流出は無いという仮定も、計算を行った降雨条件の範囲では正しかったことがわかる。

(3) 斜面侵食の特性

土石流の材料となる土砂の基本的な生産源としての斜面侵食の調査のために、斜面上に2m間隔の格子状配列で打設した鉄杭による侵食量測定^{7,8,9)}と横断測量によるリル侵食量の測定⁵⁾を継続して行った。

鉄杭による侵食量測定は Fig. 2 のA地点およびE地点で行ったが、測定期間の長いA地点の結果を Fig. 13

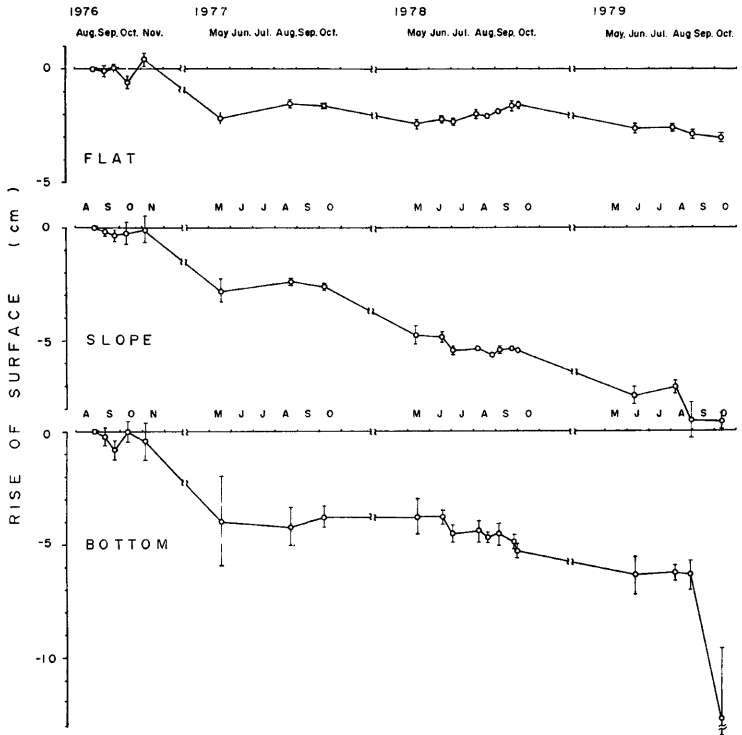


Fig. 13. Change in the elevation of the ground surface averaged for different microtopographic categories with the reliability limit for each observation interval.

に示す。侵食特性は明らかに微地形の影響を受けているので、データは微地形別にまとめた。すなわち、flat と記した上段はリル侵食を受けていない平面的な斜面（傾斜は30度程度）、slope と記した中段は小リルの側壁斜面、そして bottom と記した下段は小リルの底の値である。各杭における地表面の昇降にはばらつきが大きく、それは侵食の局所性と測定誤差（地面が礫質なのでかなり大きい）を含んでいるが、これらを分離することはできないので、平均値 x_m と平均値の標準偏差 σ_m を用いて、 $x_m \pm \sigma_m$ の形で表示した。ただし x_m は測定開始からの変化量、 σ_m は各測定日間の変動量に対する値である。母集団が正規分布をすると仮定すると危険度 $1-\epsilon$ に対する変動量の平均値 $\bar{d}x$ の信頼区間は、

$$\bar{d}x = dx_m \pm t_\epsilon \sigma_m \dots\dots\dots(4)$$

で与えられる¹²⁾。ここに dx_m は x_m の変化量、 t_ϵ は ϵ に対応する t 分布の値である。しかし正規分布の適用性はかなり疑わしいので、(4) 式はあくまでもオーダー的な目安と考えるべきである。さて Fig. 13 において、1979年の8月29日から10月1日にかけてリル底の低下が著しいことが注目される。これは9月21日に小リルのひとつでミニ土石流とも呼ぶべき現象が起こったことの反映である。その前の8月6日～29日の期間には小リルの側壁の低下が著しいが、これは8月21日～22日にUN地点の流出率（具体的には前項の R の値）が急増したと関係があると考えられる。その他、全般的に秋から翌年初夏にかけての観測休止期に地表面の低下が顕著である。これは冬季の凍結融解によってルーズにされた表土が融雪水によって侵食されたためと考えられる。しかし夏季に地表面が上昇していることから、凍土による鉄杭の抜け上がりの可能性も否定できない。鉄杭は 30 cm 以上地中に打ち込まれているが、抜け上がりをチェックするような体制も

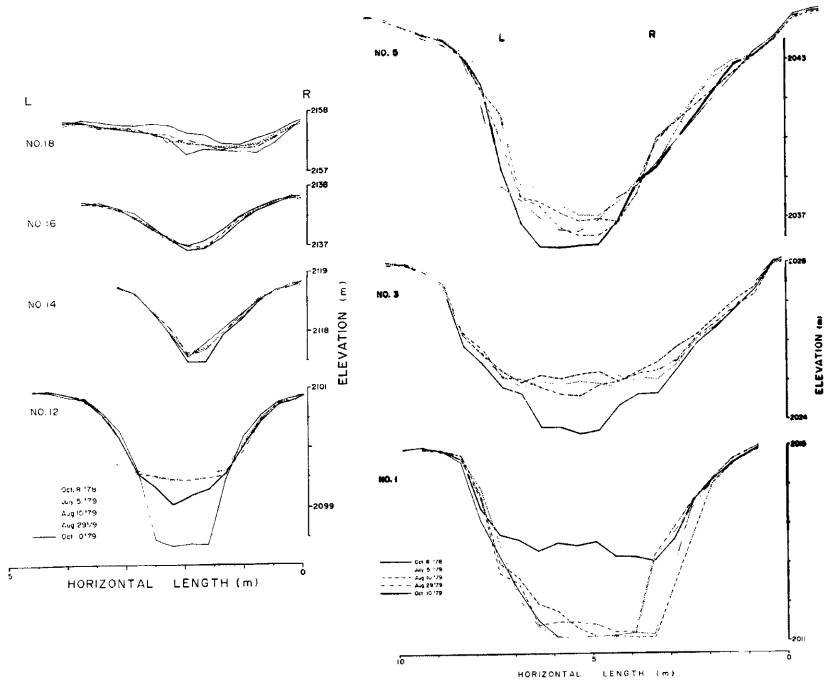


Fig. 14. Change in the cross sectional profile of a rill along several survey lines.

作らなかつたので、この点について厳密な議論をすることはできない。約3年半の累積値としては小リルの底で低下が最も大きく、側壁、平面的斜面の順に小さくなる。このことは小リルの比高が次第に大きくなるということで、これらの小リルはまだ成長期にあることを示唆している。

リルの横断測量は前報⁹⁾に示した方法でおこなったが、前年度にくらべて地形変化が大きかった。Fig. 14にいくつかの測線における測量結果を示す。測定値の精度を正しく推定することは困難であるが、少なくとも前年度の地形変化以上の変動は実際に地形が変化したことをあらわすものと考えてよいであろう。測線12～18はUN地点上流のものであるが、リルの上流端の少し上の凹型斜面（測線18）でかなり侵食が活発であることが注目される。測線13より上流では全般的に縦侵食が卓越した。測線12では1978年10月から1979年7月の間に顕著な堆積が生じたが、測線11および10でも同様の傾向が見られた。測線9～7はリルが次々に合流して第4支谷のガリになる区間にあるが、変化量は著しく系統性を欠き、侵食と堆積が混在したことを示している。正味の地形変化はやや侵食的である。測線6は深く掘れ込んだ所にあるが、侵食が進行して測量用スタッフでは測定不能となったため、本年度は測量しなかった。測線5および4では冬期に堆積が起こった他は常に侵食が進行した。測線3および2では8月29日まではやや堆積傾向を示したが、9月21日に顕著な侵食が生じた。測線1は量水堰Nの背水域であるが、9月21日に大量の石礫が堆積した。平均径は30cm程度なので、これらの石礫が測線5～3付近での侵食によってもたらされたことはまず疑う余地がない。

このように1979年度にはリル域およびガリ域で顕著な地形変化が見られた。前年度にくらべて地形変化がきわめて大きかったのはなぜか、また流路に沿う侵食、堆積の傾向は定常的なものであるかなど、議論すべき点が多いが、これだけのデータから一般論を議論するのは問題であり、さらにデータを集積する必要がある。しかし、1962年の噴火によって新たに生じた⁹⁾これらのリルやガリが今もなお成長を続けているということは間違いない。

3.2 土石流の流動特性

今年度の観測で、その発生が確認された7回の土石流のうち、5回については何らかの動的なデータが得られたのではほぼ従来と同様の解析を行った。また扇状地へ到達してからの土石流の流動状態に関する新たな知見が8ミリカメラとVTRによる映像記録から得られた。

(1) 土石流の流動過程

(a) 先端流速と表面流速

Fig. 15には、上々堀沢上流の合流点から扇端までの縦断形に、5個の土石流の先端流速追跡結果をベクトル的に記入してある。特に規模の大きい土石流No. 3の発生時には、既にセンサが切断されていたため、その先端流速の測定が不運にも実現しなかった。ここで先端流速の場所的変化を検討してみると、土石流No. 4と6の先端流速が、第5号床固を境にして加速していることがわかる。この付近の地形条件に着目すると、8月の超大規模土石流の流下の結果、流路床の侵食が進行し、縦断勾配がむしろ緩くなっている。従って加速の原因は土石流の質の変化に帰されると考えられる。すなわち、8月22日を機に、大湯沢流域が急に荒廃したため、流出率の増大が考えられ、第5号床固左岸で大湯沢から流入する水量が以前に較べて急増し、土石流の体積が不連続的に増大し、土砂濃度が減少して加速し易くなったと推察される。ちなみに、これ以前に発生した土石流を調べたところ、この地点を境にこのように大きく加速した例は無く^{4,5)}、いずれも等速ないし減速傾向にあることがわかった。

さて、8月21日の土石流No. 1のように、その先端流速が1m/sec程度以下のかなり小さいものは、各測定区間をそれぞれの平均流速で流下し続けたとは考え難く、土石流の先端部が流路の勾配や障害物の有無などに影響されて前進と停止を交互に繰り返しながら流下した可能性が高い。同様な現象の目撃例としては、'75年の土石流No. 4（第6号上流床固付近）、'77年の土石流No. 1（上流の合流点付近）、'78年の土石流No. 3（扇央付近）などがある。

ところで、土石流の流量測定は、映像撮影による流動断面の測定がうまくいかなかったため成功しなかつ

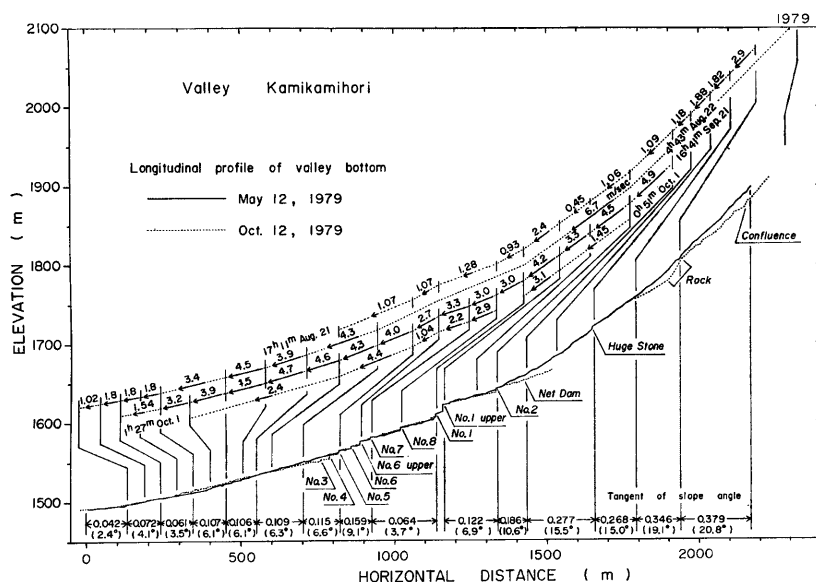


Fig. 15. Frontal velocity of debris flow along valley Kamikamihori and valley bottom profile in 1979.

たが、6号上流床固右岸において、空間フィルタ流速計⁹⁾によって土石流No.4の表面流速が測定された。9月21日のこの土石流の表面流速は、先端部の通過時を含めて4分間にわたり約6m/secであったが、この値はFig.15に示したこの土石流の同地点における先端流速3.3m/secと較べてはるかに大きい、これは前報⁹⁾にも記したように、先頭部におけるキャピラ的な流れの構造に起因すると考えられる。

(b) 流動状況

8月21日に発生した土石流No.1が第6号上流床固を流下する様子は、35ミリモータドライブカメラによる毎秒1コマの連続写真から明らかになった。それによると、この土石流は規模が非常に小さく、先頭部の盛り上がり部はほとんど形成されていなかった(最大高は1m弱)。なお、この土石流は扇状地へは到達せず、扇頂付近で土石流としての流動を終息したことがセンサの切断状況と下流のVTRのモニタによって確認された。

8月22日の土石流No.3は扇状地の信号ケーブルをはじめとする観測システムに大きな損傷を与えたため、それ自体の映像記録を得ることができなかったばかりか、以後の観測システムの稼働は扇状地の上流部分に限定されることになった。しかし、9月21日に発生した土石流No.4に対してはFig.3に示すカメラ台No.4におけるビデオカメラと、カメラ台No.5'とNo.6'の8ミリカメラによって大規模な土石流が扇頂から扇央にかけて流下していく様子を撮影することができた。これらの映像は1コマ毎に取り出すと解像度が不十分なので、ここには掲載しないが、流動の様相を要約すると次のようになる。すなわち、カメラ台No.4の扇頂付近における土石流の流動状態は、この地点より約350m上流で従来たびたび観測されているものとはほぼ同様で、その先端に巨大な石礫を多量に集め、先頭部が大きな盛り上がり部を形成し、後続部ほど、構成材料の粒径が小さくなり、水位も次第に低くなっていた。ただこの地点の上流側の流路は、下流に向かって左まわりに屈曲しているため、土石流の先端部は右側の流路壁に沿いながら偏って流れてきたが、

これに続く先頭部本体の流れは流路を約 3 m の深さではほぼ平坦に埋めながら流れており、横断方向の際立った水面傾斜の現象（偏流と称している）が認められなかったことが注目される。土石流がこの地点から下流方向へさらに流下していくところは、同じビデオカメラによって背面から観察されるとともに、カメラ台 No. 6' の 8 ミリカメラによって扇央方面へ進行していくところが撮影された。この映像によると、土石流は流路が消滅して両側に拘束する岸が無くなって一挙に側方に拡がるのではなく、扇面の左寄り、それ自身の流れの幅を次第に広げながら流下していた。また勾配が 4~5° 程度の緩い斜面においても、先端近くを流れる長径が約 4 m の大きな石が浅い水面から大半を突出させた状態で下流へ転動しつつづける様子が観察された。

(c) 土石流の偏流

土石流 No. 3 によって堰堤・床固の堤体に残された痕跡から、この土石流の最大通過断面を推定して Fig. 16 に破線で示す。第 5 号、第 4 号床固には大湯沢から流下した土石流によるものを点線で表現した。下流を向いて眺めたそれぞれの正面図の下には平面図が描かれている。これらを '78 年の土石流 No. 2 による偏流の状態²⁾と比較すると、各断面において水面の傾き方はほぼ一致しており、左右いずれに偏流したかは完全に一致している。これは、土石流のいわゆる偏流のおよその状態が個々の土石流の性質や偶然性によって決定されるものではなく、主として流路やガムの形態およびそれらの位置関係によって決定されることを示している。これに対し、断面の大きさと横断方向の水面勾配は '78 年の土石流 No. 2 のものより大きく、これらが土石流の規模や性質によって決定されることを示唆する。残念ながらこの土石流 No. 3 の先端流速は実測できなかったが、試みに、第 7 号と第 6 号上流の両床固での水面傾斜角 22° と 23° を用い、前年までの実測データで最小自乗法によって得られた、 $(\tan \theta)^{1/2}$ と先端流速 v m/sec との間の相関関係を用いると（ここに θ は水面傾斜角）、この区間でこの超大規模土石流の先端流速は 6.1~6.4 m/sec となり、同じ

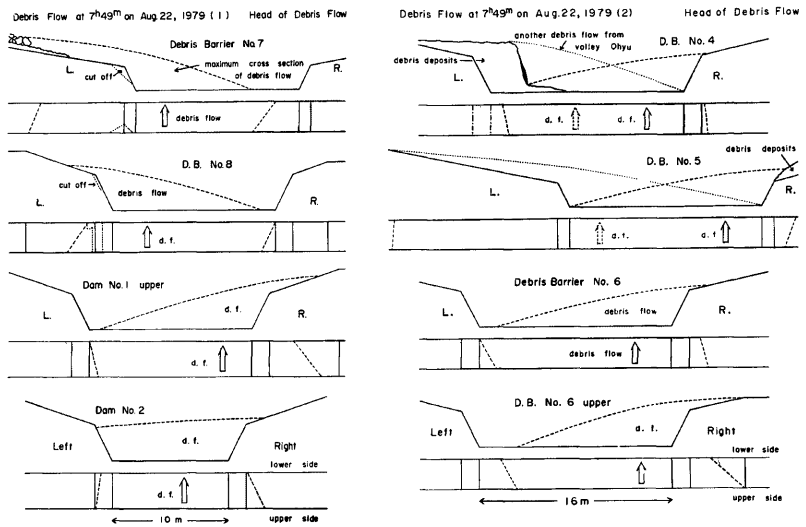


Fig. 16. Maximum cross section and horizontal profile of waterline left by the head part of debris flow No. 3.

区間での従来の最大値 5.1 m/sec を軽く凌ぐことになる。

(d) 先頭部の材料組成

土石流 No.1 と No.4 については、採泥缶によってそれらの先頭部の流動物を採取できたので、従来と同じ様式でその粒度加積曲線を Fig. 17 に示し、サンプルのみかけ密度、固体粒子の体積濃度および母集団分析結果を含む粒度特性を Table 1 に整理した。なお、これらの値は粒径範囲が 10 cm 以下のサンプルについての分析結果である。また、これらのサンプルの粒度母集団は前報³⁾のそれらと同種の母集団であることが確認される。ただ、土石流の流動による淘汰の結果としての粒度特性の分析や、粒度特性が流動特性を規定する面の解明のためには、同時に土石流の発生点や流動特性値との関連をより詳しく計測する必要がある。

(2) 溪岸地盤の振動

土石流の流下に伴って流路傍傍の地盤に生じる振動が土石流の流動を維持、促進する可能性を検討するいっぽう、土石流の発生をその振動で探知する方法を確立することを目的として、振動計を埋設して、まず実際の振動特性の究明をめざしているが、前年までの観測で漸く振動の大ききの範囲がつかめてきたので、今年は土石流 No.1 と No.4 について比較的良好なデータを得ることができた。振動計の埋設測点³⁾は二箇所で、測点1は 14 m、測点2は 22.5 m 流心から右岸上へ離れた地点で、x 成分は水平面上の左岸向き、y 成分は水平面上の downstream 向き、z 成分は鉛直上方向きに設置されている。Fig. 18~20 に土石流 No.1 と No.4 についてのデータと解析結果の一部を示す。Fig. 18 と 19 は振動の加速度が土石流の流下につれて、時間的にどのように変化したかを示し、土石流の先端が振動計測線を通過した時刻（土石流先端の位置が測点に最も近づいた時刻）を矢印で示してある。これらの図に現われたピークは、強い振動源である土石流先頭部や後続段波の通過に対応するものと考えられる。すなわち、土石流 No.1 は単一段波で形成されていたのに対し、No.4 は時刻200秒、340秒、640秒付近に位置するおおむね三つの複数段波で形成されていたことがうかがえる。

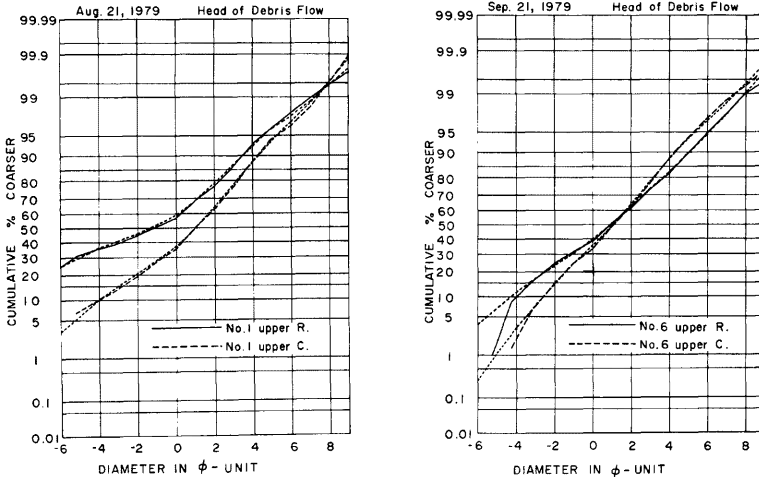


Fig. 17. Cumulative curves of particle size distribution of samples trapped by debris samplers. Compound curve of three populations is indicated by dotted line.

Table 1. Parameters of particle size distribution of samples from debris samplers, and dividing analysis of the latter into the three populations of logarithmic normal distribution.

		1979				
date		Aug. 21		Sept. 21		Notation
location		1	2	3	4	
value of						
density		2.09	1.94	2.06	1.94	g/cm ³
mass concentration		75.7	57.1	72.7	57.2	%
ϕ_M		-1.16	0.95	0.92	1.08	ϕ
		2.23	0.51 ₇	0.52 ₆	0.47 ₇	mm
$M\phi$		-2.27	0.47	0.57	0.84	ϕ
		4.82	0.72	0.67	0.56	mm
σ_ϕ		4.99	3.09	3.67	2.72	
α_ϕ		-0.22 ₂	-0.15 ₃	-0.09 ₃	-0.08 ₃	
% of 74 - 5 μ		7.32	13.20	18.60	13.05	Location
% of 5 - 0 μ		0.68	0.70	1.40	0.85	
a	ϕ_M	-5.48	-2.32	-2.56	-1.12	ϕ
	$M\phi$	44.63	4.99	5.90	2.17	mm
	σ_ϕ	3.76	2.67	2.65	1.94	
	weight %	55.6	37.4	38.2	44.1	
b	ϕ_M	1.52	1.84	1.76	2.14	ϕ
	$M\phi$	0.35	0.28	0.30	0.23	mm
	σ_ϕ	1.80	1.70	1.82	1.58	
	weight %	40.1	54.6	43.7	48.2	
c	ϕ_M	5.64	5.08	4.74	5.31	ϕ
	$M\phi$	0.02 ₁	0.03 ₃	0.03 ₇	0.02 ₃	mm
	σ_ϕ	2.04	1.90	2.02	1.89	
	weight %	4.3	8.0	18.1	7.7	

さて、土石流 No. 1 と 4 に伴う振動加速度の測点 1 における x 成分について、周波数パワースペクトルの推移を Fig. 20 に示す。これらの図は、16秒毎のデータを 100 Hz の範囲でスペクトル分析し、0~20, 20~40, 40~60, 60~80 Hz の 4 つのバンド毎にスペクトル強度の最大値を求め、その経時変化を示したものである。前年の解析では、数個の卓越周波数の強度変化を調べた結果、土石流の先頭部が振動源となって生じる卓越周波数と、後続泥流が振動源となって生じるそれとが存在し、前者は主として 10~30 Hz に、後者は 60~80 Hz に分布することを見出している⁵⁾。解析方法はやや異なるが、Fig. 20 では、先頭部が測点に接近している間はスペクトルの卓越部がかなり低周波寄りに存在しているが、遠ざかるにつれて次第に高周波部分へ移行していく様子がうかがえる。これは上述の前年の解釈が解析方法を多少変えても今年へのデータにも適合することを示している。

3.3 溪床の地形変動特性

上ヶ壱沢の上・中流域について、溪床の季節的あるいは経年の地形変化を明らかにするための調査を '76 年から実施している。これは溪床の縦横断面や堆積状態を頻繁に調査して、土石流をはじめとする様々な現象が溪床の堆積状態と地形を変化させるプロセスを明らかにすることに主眼がある。なお、今年は上流域と、中流域のダム施工区間付近において前述のように過去10年間で未曾有の地形変化が生じた。そこで、これらの区域については移動土砂量の概算や、最近数年間の変動の整理を試みた。

(1) 溪床縦断面の変動

Fig. 21 は '78 年10月から '79 年10月までに実施された 7 回の縦断水準測量結果から得られた溪床地盤高の

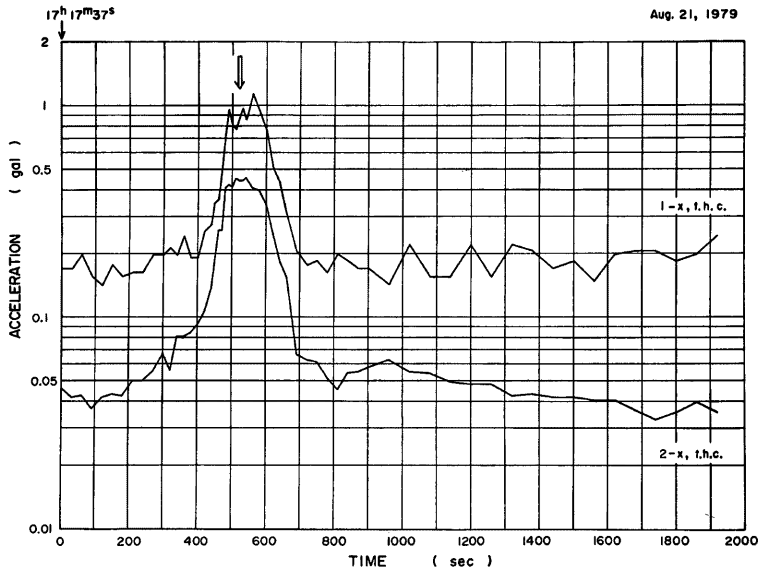


Fig. 18. Time change in the acceleration of ground vibration induced by debris flow No. 1.

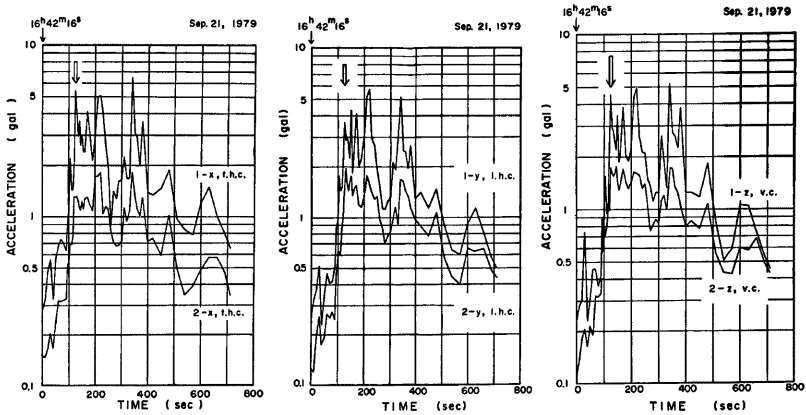


Fig. 19. Time change in the acceleration of ground vibration induced by debris flow No. 4.

昇降を表し、各データは二つの測量時期に挟まれた期間に生じた変動を意味する。横軸は Fig. 15 と同じ水平距離であり、不動点として中流の堰堤群の位置を利用している。上々掘沢溪床の昇降を支配するものとして、冬期には降雪および側壁からの崩落土砂の供給が、夏期には融雪、崩落土砂の供給あるいは土石流や流水による侵食および堆積があげられる。

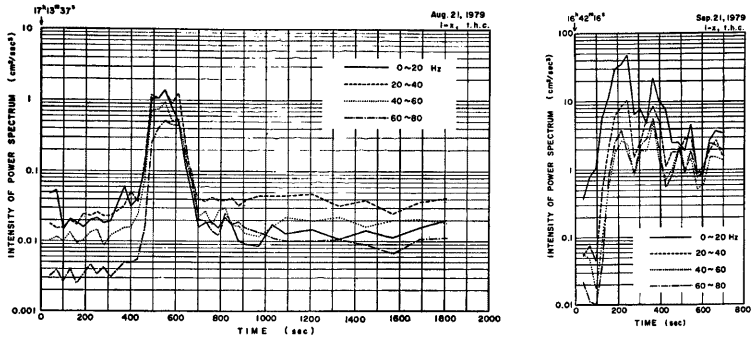


Fig. 20. Time change in power spectrum of ground vibration induced by debris flows (maximum intensity in every four frequency bands).

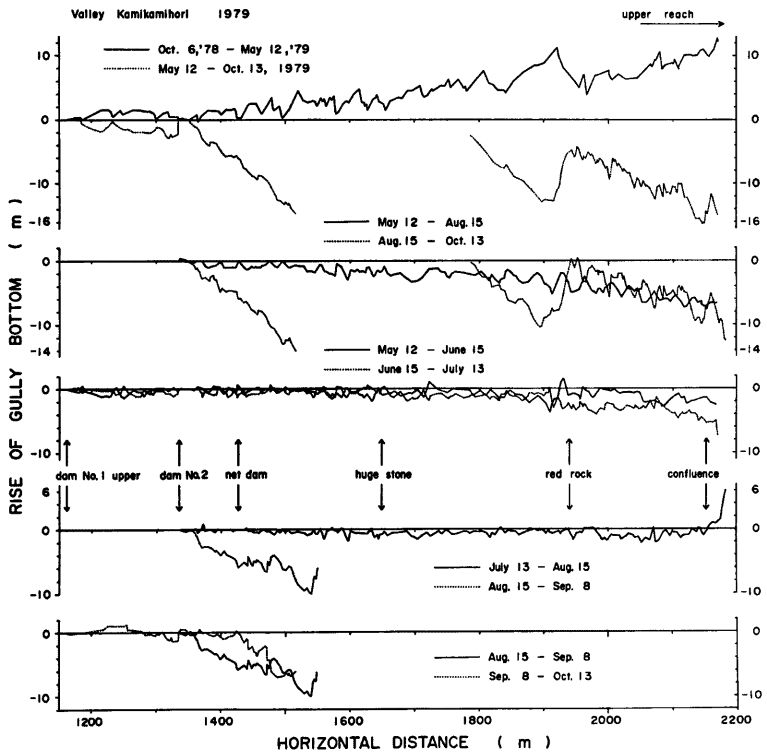


Fig. 21. Rise and fall of valley bottom height.

さて、本年6回の測定のうち、9月と10月に実施したものは、8月に生じた激しい地形変化のため一部区域が作業困難となって全対象域を覆うことができず、Fig. 21には欠測部分が生じた。それでも、昇降の傾向とその期間に生じた現象との関係は、従来見出されている規則性^{4,5)}にほぼ準じていることがわかる。すなわち、まず第一に、半年を占める春から秋にかけての観測期間中に大規模な土石流が発生した場合は、その間に生じた変動が、これに先行する冬期を含む半年間に生じた変動と、横軸を挟んでほぼ対称になることが見出されている⁵⁾が、この図の最上段はこれを表す。なお、この対称性の意味するプロセスの解釈は前報^{4,5)}のとおりである。ただ8月の土石流 No. 3はその規模が特に大きかったため、水平距離 1300 m から 1520 m の区域では、これに伴う侵食が著しく大きく、低下量が 15 m 余りにも達するところがある。データの欠落した区間の踏査結果も考慮すると、土石流 No. 3 に代表される土石流を構成する土砂石の供給源の主体は、水平距離が 1300 m から 1780 m 地点の区間であったと推定される。

第二に見出されている規則性は、観測期間を二つに分割した場合、春から夏の期間と、夏から秋の期間の変動が、土石流の非発生年では横軸に関して互に対称となるのに対し、土石流の発生年ではこのような規則性がなく、主としてその間に土石流によってもたらされた侵食の効果を表す⁴⁾ことであった。本年は大小の土石流が頻発したため、Fig. 21の二段目のグラフは当然後者の非対称のケースに当たるが、同種のグラフ(前報⁵⁾の Fig. 21-1 二段目)と比較すると、今年の土石流 No. 3 に代表される土石流に伴う侵食の効果が如何に激甚であったかが窺える。

さて、Fig. 21 の下三段に示した図は、互いに隣り合う測定の時期に挟まれた約1ヶ月毎に生じた変動を表している。5月から8月までは土石流が発生していないので、それらの変動ははじめに記した土石流以外の比較的緩慢なプロセスに支配されて生じたもので、6月から7月にかけての長雨の効果が目立つ程度である。

(2) 渓床横断形の変動

上々堀沢の谷底の横断形の調査は'75年から'77年の3年間にわたり、合流点を挟む水平距離にして約600 m の区域で行われたことがある^{2~4)}。この調査によって、この辺りの谷底の横断形の一年周期の反復性などの特徴が明らかにされた。本年から開始した調査では対象区間を Fig. 15 における水平距離 304 m (土石流 No. 3 発生前の扇状地における自然堤防に挟まれた流路の下流端) から 2045 m までの間とし、その間に12の横断測量固定測線を設け、測定は前項の縦断測量の実施と同時に水準測量によって行った。この調査の目的は二つあり、一つは縦断形の変動特性の解析と同じ観点から地形変化の特徴を大まかに知ることであり、もう一つは土石流の流路断面の形態の空間的、時間的変化を検討することである。後者の観点から測線は次節 3.4 での横断測線のとり方とは異なり、土石流の流路に直交するように設定された。

測量結果の一部を Fig. 22 に示す。縦断測量と同様、上流の一部区間について土石流発生後のデータが欠落しているが、これらの図に現れた渓床横断形の変動について以下のことと言える。まず第一に、上流域ではそれぞれの横断測線上で地表面の昇降が多少の値の大小はあってもほぼ同程度に起こっており、これは先の縦断形の変動特性が横方向に十分に広がりを持ったものであることを保証するものである。第2に土石流の流下後の流路の横断面形状はV字状であるよりはU字状の特徴を強く帯びること¹³⁾が確認され、下流部ほど幅の広いU字状となっている。第3に、上流部では残雪の融解や土石流に伴う侵食のため下刻が卓越して生じるが、下流部に移るにつれ振幅の卓越したところが認められる。

(3) 土砂収支

土砂収支の観点から上々堀沢における現象の概要を定性的に整理すると次のようになる。まず源流域においては、3.1 (3) 節で触れたように、斜面表土がかなりルーズなうえ、斜面を刻む多数のリルでは表面流の出現とともに土砂が活発に移動して上々堀沢の四つの支谷へ流入していると考えられる。しかし、いっぽう、流下してきた土石流の粒度構成を分析すると、源流域から直接供給された土砂の含有量は、小規模な土石流の場合には数割に達するが、大規模の場合には非常に小さくなる⁴⁾ことがわかっている。従って、上々堀沢

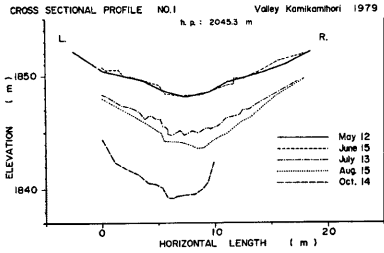


Fig. 22(1)

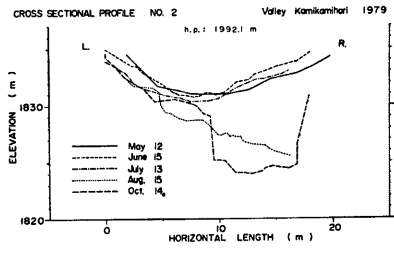


Fig. 22(2)

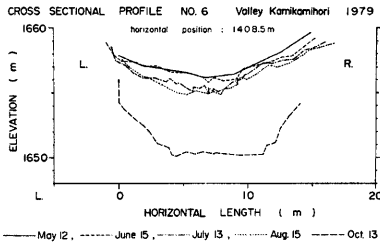


Fig. 22(3)

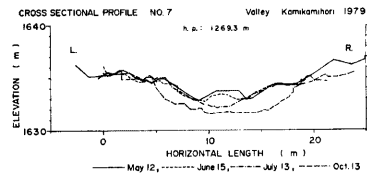


Fig. 22(4)

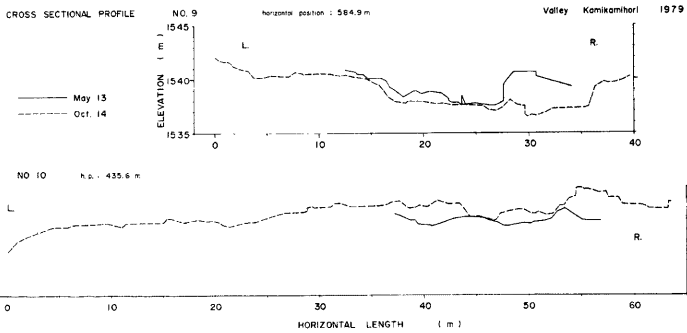


Fig. 22(5)

Fig. 22. Change in cross sectional profile of valley bottom.

全体の土砂収支の規模に比較すれば、源流域の土砂移動量は相対的にはかなり小さいと考えられる。

つぎに、源流域の斜面やリルから四つの支谷に流入した土砂と、支谷自身の側壁から崩落した渓床堆積土砂は四つの支谷が合流する付近において、強雨に際して表面流とともに、あるいは土石流となって流動を開始する。土石流が出現するのはこの合流点付近のこともあれば、さらに下流の上流域渓床の特定の区域のこともある^{2,3,5)}。しかし、いずれの場合でも、大規模な土石流の場合には、Fig. 15 における水平距離が 2150 m から 1340 m までの上流域において飛躍的に規模を増大すると推定される^{2,5)}。すなわち、上流域渓床から相対的に多量の土砂が流出すると考えられる。

さて、これより下流の状況に目を転じると、まずダム施工域にあたる中流域からの土砂流出量は次節に詳述するように上流域からのそれと較べればかなり少なく、場合によっては土石流はその土砂石をこの区間や扇状地の上流部分に堆積する。しかし、本年8月22日には先にも述べたように、第5号床固左岸において合流する大湯沢から珍らしく土石流が発生し、この土石流と上々堀沢から流下した土石流 No. 3 は、3.4 (2) 節で述べられるように、扇状地の広い領域に数万 m³ の土砂石を堆積させるとともに、主として細粒部の土砂を多量に梓川に流入させたと推定される。その後も、本年は9月と10月に顕著な土砂の移動が生じている。

以上の土砂移動の場のうち、ここでは上流域、すなわち、水平距離が 1150 m から 2200 m の区間についてのみ堆積量あるいは侵食量を概算した。Fig. 23 はこれらの値を水平距離 50 m 区間毎に示したものであり、正の値は溪岸からの崩落土砂の供給や積雪によって増加した堆積物の量を表し、負の値は主として融雪や土石流の侵食によって減少した堆積物の量を表している。これらは厳密には溪床の横断面面積の変動を詳しく測定して、

$$V_i = \int_{x_i}^{x_{i+1}} S(x) dx \quad \dots\dots\dots(5)$$

なる積分（ここに x は水平距離、 $S(x)$ は横断面の変動面積）から求められるべきであるが、ここでは以下のような簡便法で概算した。

まず、水平距離 50 m の一つの区間について、横断面測量と溪床の地上写真とから、溪床最深点から高さ 3m のところの溪床幅 b を求め、この区間内での b の平均値 \bar{b}_i を決める。つぎに、この区間の流心における溪床地盤高の変化量の平均 \bar{h}_i を縦断測量結果から求め、第 i 番目の区間における堆積物の変動量を

$$V_i = \frac{1}{2} \times \bar{b}_i \times \bar{h}_i \times 50 \quad (m^3) \quad \dots\dots\dots(6)$$

で概算した。ここに、断面の変化形状として幅 \bar{b}_i で高さ \bar{h}_i の三角形（頂点が下方）を想定している。すなわち、この辺りでは Fig. 22(1) に示されているように溪床地盤高の昇降量は流心ほど大きいため、このような粗い仮定を行った。さて、Fig. 23 の A は主として冬期の積雪と溪岸崩落土砂によって生じ、B は5月から8月にかけての融雪や洪水による侵食によって、C は専ら土石流による侵食によって生じたと言える。なお、ここでは、堆積物は土砂石と残雪とで構成されており、上流ほど残雪の割合が大きいと推定されるが、その実測は今のところ困難である。

(4) ダム施工域の溪床変動

1962年6月の焼岳噴火以来、上々堀沢は頻発する土石流によって著しい侵食過程の下にあり、その対策として砂防ダムや床固が施工されている。観測・調査が軌道にのった過去5年間のこの区域の縦断形の変遷を整理したが、その一部を Fig. 24 と 25 に示す。またこれらの期間に発生した土石流と各測量の実施時期の関係は Fig. 26 に示されている。すなわち、Fig. 26 はダムに挟まれた流路の各区間の縦断勾配の推移を測量時期に対してプロットしたもので、グラフの重複を避けるため、左端に記した値だけそれぞれ上下方向にずらしてある。また、図中には、発生を確認された土石流の全てをとりあげ、2.2 節の区分に従ってその規模を記した。測量はこの5年間に実施した18回のうち、その前後に土石流の発生しているもの12回だけをとりあげた。この調査によって個々の土石流がこの区域の流路の縦断形をどのように変化させたかを精確に検討することはできないが、土石流の規模によって溪床に及ぶ侵食や堆積の作用に違いのあることが大まかにうかがえた。すなわち、この区域の溪床変動は通常規模の土石流によってはそれほど大きくなく、相対的に大き

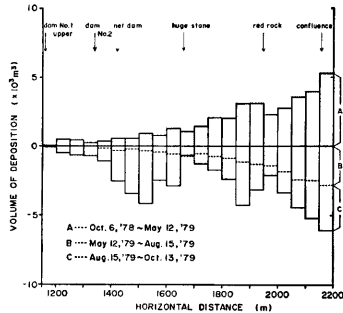


Fig. 23. Increase in deposits volume over the valley bottom.

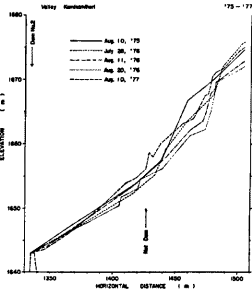


Fig. 24(1)

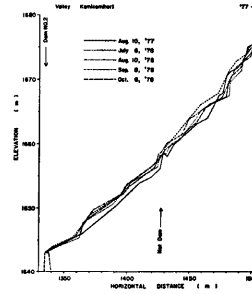


Fig. 24(2)

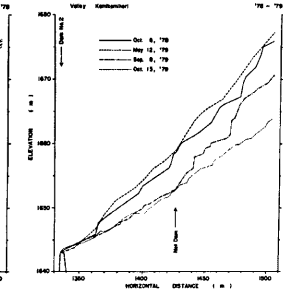


Fig. 24(3)

Fig. 24. Change in longitudinal profile of valley bottom (above the dam No. 2).

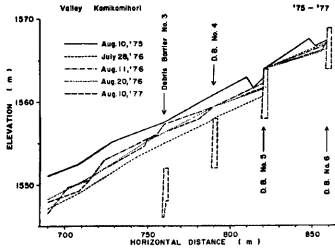


Fig. 25(1)

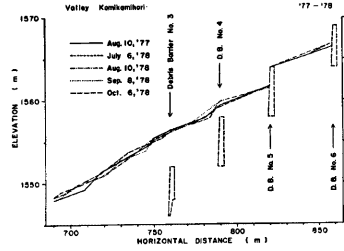


Fig. 25(2)

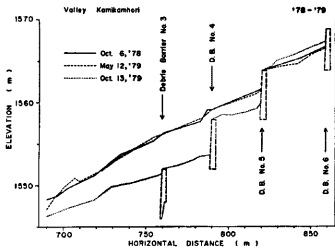


Fig. 25(3)

Fig. 25. Change in longitudinal profile of valley bottom (below the debris barrier No. 6).

な規模の土石流によって上流部分ほど侵食が進行し易いが、下流部分では中・小の土石流によってむしろ堆積の進行し易い傾向がある。ただし、調査区間の一部では'79年9月8日のデータが欠けているので、土石流 No. 3 の正味の効果は正確にはわからないが、踏査時の観察を考慮すると、ほとんどの区域では土石流 No. 3 の流下の結果、一旦侵食が卓越して勾配が小さくなり、その後、三度の土石流が発生した結果、一部区間では再び堆積が卓越したと考えられる。Fig. 26 は以上の特徴をある程度表しているが、各調査期間に複数個の土石流の効果が重複していることが多いため、あまり良い規則性は見られない。

以上のように、上々掘沢の堰堤、床固の施工域では、既にこれらが満砂している場合には、通常の規模の土石流が発生・流下した場合、土石流の規模の小さいものほど、この区域に土砂石を多く堆積させて、各区

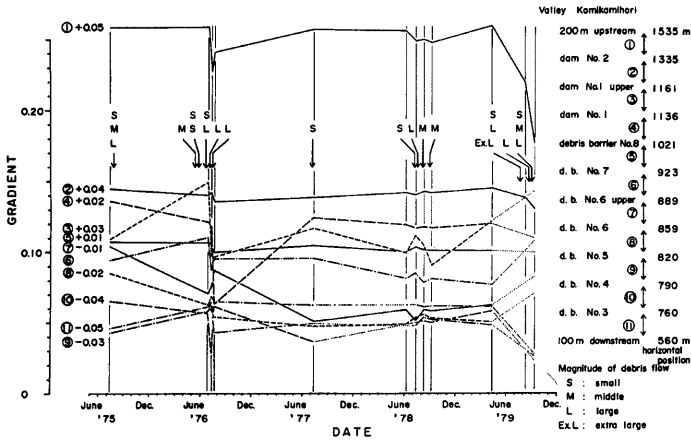


Fig. 26. Changes in longitudinal gradients of channel reach situated between two neighboring dams.

間の流路の縦断勾配を増大させ易く、いっぽう、土石流 No. 3 のように超大規模な土石流は各区間の堆積土砂を流出させ、区間の勾配を小さくする方向に働くと言えそうである。ただし、施工区間から土石流の流下に伴って流出する土砂量は、もし無施工の場合に生じると想定される量に較べればかなり小さいと推定されるが、施工区間の上・下端付近を含める（水平距離 560 m～1535 m）と 10^4 m^3 のオーダーに達すると推定され、かなり大きな値となる。

3.4 扇状地の地形変動特性

扇状地においては前年度にひきつづいて、(i) 土石流の減速・停止・堆積の機構、(ii) 土石流と土砂流の流況の差異、(iii) 微地形特性と堆積の相互関連性を定量的に考察し、扇状地における土砂災害の実態の把握とその対策樹立のための基礎資料取得を目的として各種の観測を実施した。具体的には昨年度の成果にもとづいて第2章に記したように、さらに重点的な映像記録装置の増設、地下水観測地点の新設、測量網の細分化と範囲拡大を計画し、Fig. 3 に示すような観測体制をとった。観測成果のうちの土石流の流動状態については、3.2 節で説明したので、本節では地形変動特性を中心にして報告する。

(1) 土石流の堆積形態

土石流の先頭部の巨礫を多量に含む部分が集合運搬態を保ったままで停止すると、平面的には細長い形をとった土石塊の盛り上がり形成されることは、古くからよく知られており、この堆積集合体に対して、debris lobe（以下単に lobe と略記する）という言葉が慣用的に使われてきている¹⁴⁾。

本年度、扇状地まで到来した土石流によって新しく出現した lobe の位置とその立体的形状を調べるために、その堆積域について、広い範囲で丹念な測量作業を行った。この結果によると土石流堆積物の平面的分布は Fig. 27 のようである。同図中の等高線は1977年11月のもので大体の原地形を表している。図中に記された礫径の大きさ分類 L, M, S は目視または写真から直径 20 cm 程度以上の巨礫を選んで大体の平均的な値を求めて行ったものであり、小文字 m は巨礫の間に泥がいっぱい充填されている状態のものを指している。Photo. 1 は lobe J の先端付近の状態を撮影したもので巨礫を多量に含む大きな盛り上がり形成されている。

Fig. 27 から、扇状地における土石流堆積物は、一回の流出時に扇状地いっばいに面的に広がるものでは

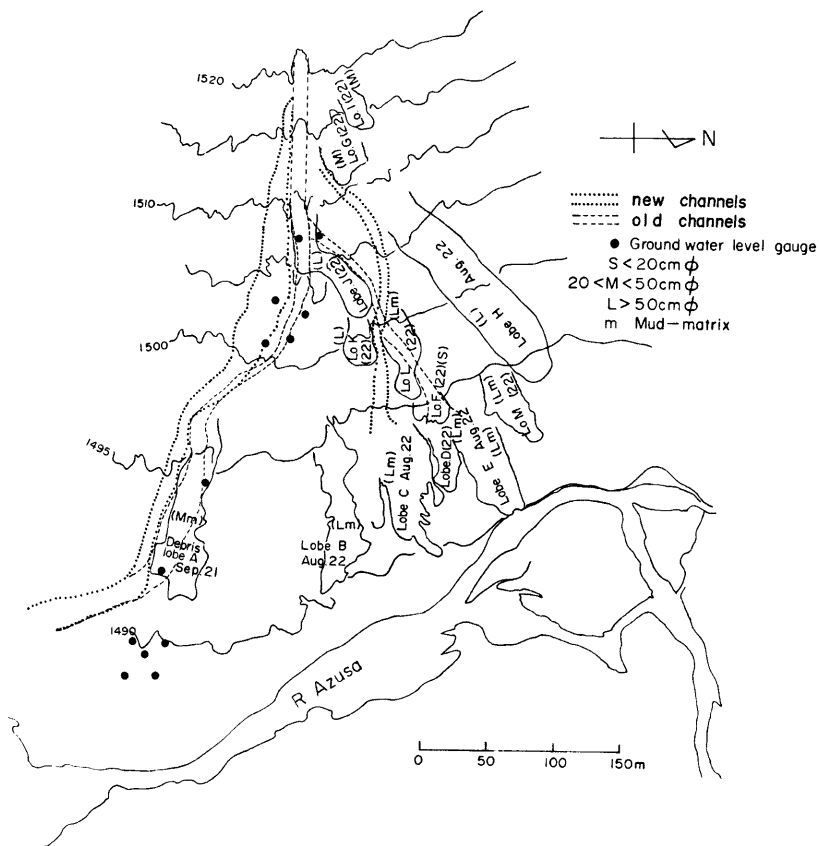


Fig. 27. Horizontal distribution of debris flow deposits (debris lobes) at Kamikamihori Fan in 1979.



Photo. 1. Deposition of stones in the frontal part of debris lobe J.

なく、扇状地での平均的な勾配、相対的な微起伏、土石流の規模、その構成材料に応じて、個別的な細長い盛り上がり領域(各 lobe)を形成しながら堆積し、全体的にみると、lobe 群が樹枝状に拡がって堆積域を形成していることが認められる。前年度の堆積物分布については本年度のような正確な調査は行っていないが同様な傾向が認められていた。さらに外国の扇状地での観測例においてもほぼ同様なパターンが観察されているが、個々の lobe が形成されていく物理的過程については未だ考察は行われておらず、今後土石流動態の観察記録と堆積結果との対比を充分行ったのちに検討すべきであろう。

lobe の形成位置と構成物との関係についても現段階ではあまり定量的な考察はできないが、大体の傾向としては、より下流まで到達したものが matrix として泥がよく充填されているように思われる。

つぎに lobe の形成位置とその形状の関係を調べるために、土石流が扇頂直下流付近で既存の流路より氾濫して流下し始めた地点から土石流先端の停止した地点までの距離 (l) と lobe の最大幅 (w) およびその最大堆積厚 (t) をグラフ上に示すと Fig. 28 が得られる。これによると、より下流に到達したものほど幅が広くなり、厚みが薄くなる傾向が認められる。

個々の lobe の立体的形状の測量結果のなかから代表的なものをえらんでその縦断形と横断形を示すと Fig. 29 が得られ、比較的上流で停止した lobe J は相対的に盛り上がりが顕著で「カマボコ状」の形をと

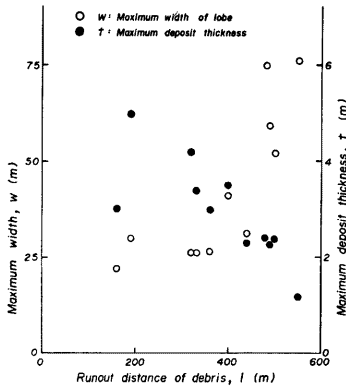


Fig. 28. Dependence of the maximum width (w) and the maximum thickness (t) of the debris lobes on their run-out distance (l).

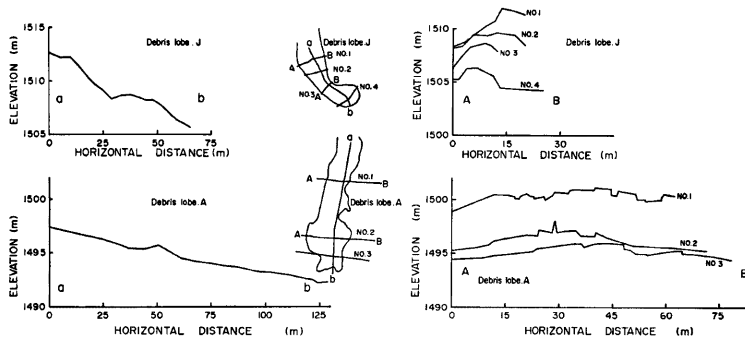


Fig. 29. Comparison of the depositional shapes between the lobes A and J which stopped at different positions.

り、下流まで到達した lobe A は薄くなって「センベイ状」の形をとっていることが注目される。

lobe 表面の平均的な縦断方向の勾配は大体堆積前の原地形の勾配に近いが、いずれの lobe でも最下流先端には盛り上がりの周縁にあたる急勾配部分が存在し、いわゆる snout¹³⁾ が形成され、集合運搬態を保ったまままで停止した特徴を示している。

一般的にはほとんどの土石流は原地形勾配 3° くらいまでのところで停止することが多く、土石流の危険域の限界を一応勾配 3° にする考え方があるが¹⁵⁾、本年度の観測例では、原勾配 2° 以下のところまで大量の土石が到達した事例 (lobe. B, C, E) があるから、情況によっては 3° を絶対的基準にすることは危険な場合がある。

上々堀沢のように土石流の頻発する谷の出口に形成されている扇状地においては、土石流堆積物によって作られた多数の lobe 群の長年にわたる積み重ねによって全体的な地形が変遷してゆくものと思われるが、その特徴をみるために、扇状地中央部 (Fig. 3 の H, I, J-line 沿い) について平均的な縦断形状と各横断測線方向の微起伏高 (対象地域内での比高差) の関係を調べてみると、Fig. 30 に示すような結果が得られる。これによると図中左端 (扇頂付近) で Valley と記した領域では、流路の底と自然堤防の天端との高さの差がそのまま微起伏高に相当し、それより右側 (下流側) では lobe 群の存在による凸凹が大体微起伏高として現れている。すなわち扇頂に近いところでは前述の「カマボコ」型の lobe が多く、下流にゆくにつれて「センベイ」型の lobe が多いから、微起伏高は上流から下流に向かって減少する。

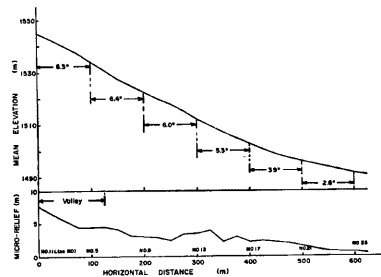


Fig. 30. Longitudinal profile and the height of micro-relief of Kamikamihori Fan along its central line.

Fig. 27 には土石流発生前後の主要流路の変遷のパターンが記されており、大規模な土石流の発生によって流路が顕著に変動することが認められるが、本年度は氾濫域での映像記録がほとんど得られなかったため、土石の流動状況と流路の変動との相互作用あるいは時間的前後関係についての考察はできない。

(2) 侵食と堆積の分布特性

前年と同様の方法で扇状地内 (主として下流域) に多数の測定基準点 (固定杭打設) をメッシュ状に配置して土石の流出にとまらぬ堆積量、侵食量の調査を行った。ただし一部地域では昨年格子間隔を再分割して 12.5 m 間隔にした (Fig. 3 参照)。

Fig. 31 に測定結果の一例を示すが、図中の一点鎖線は一時に多量の土石が堆積して測定杭が埋没したり流出したりして測定不可能になったことを示している。また同図中の破線は前年同様、杭にはめたリングの高さの変化を示している。なお同図下欄の記号 S. F. は土砂流、D. F. は土石流の発生があったことを意味する。このような測定結果から、本年度においても昨年度同様、堆積深は土石流による場合が大きく、侵食深は土砂流による場合が大きいたことが確認された。また土石流中の侵食深 (リングの降下量) はその後の堆積深にくらべて小さいことが認められた。

つぎに昨年度と同様の方法で、地盤高の変動の生じた地域の面積 (A)、そこでの平均侵食深 (B)、平均みかけ堆積深 (C)、平均堆積深 (D)、全侵食容量 (E)、全みかけ堆積容量 (F)、および全堆積容量 (G) を算定した結果を Table 2 に示す。なおこの算定過程で杭が埋没して地盤高等の測定が不可能になった地点については、埋没前の地表突出杭高だけ堆積があったものとみなした。(実際にはこの堆積深の数倍に達したところが多いであろう)。この算定結果によると、堆積容量では土石流によるものが土砂流によるものより

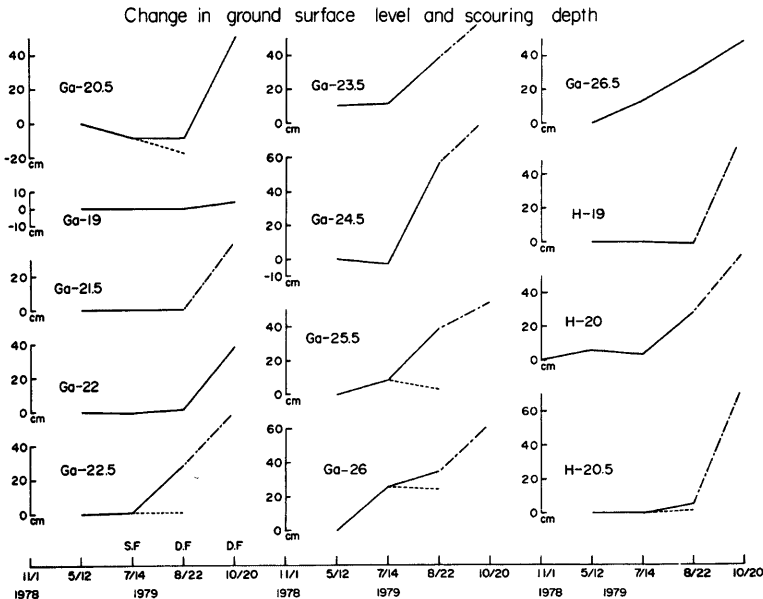


Fig. 31. Examples of change in ground surface level and scouring depth measured at fixed sticks.

— · — · — : estimated rising from completely buried stick

----- : sinking of steel ring

S.F.: sand flow, D.F.: debris flow

はるかに多く、侵食容量では両者による差が小さいことが認められる。そのうちの侵食容量のみに注目すると、雪解けの期間の侵食は意外に大きく、土石流、土砂流による侵食の数倍にも達している。このことは扇状地の地形変化とくに土石流が近年発生しない扇状地における地形変化に対しては、雪解け洪水が重要な土砂運搬の役割りを果たしていることを意味する。

さらに測定期間ごとの堆積域、侵食域の平面的な分布を図示すると、Fig. 32 のようなパターンが得られる。これによると土石流では前述 (1) のように lobe を形成して集合的な堆積が生じているが、土砂流では堆積域 (+印) と侵食域 (-印) が平面的に隣接し、混在して発生している。なお雪解けの時期の表面流水によって生じる土砂移動では、移動域が豪雨による土石流による場合にくらべて非常に広い。

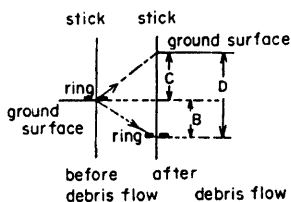
(3) 横断測量によって明らかにされた地形変動

前述の固定杭を利用した地形変動調査において、杭が土石で埋没したり、流亡したりした地域や、杭の打設していなかった領域についての地盤高の変動を調べて、扇状地全域の地形変化を把握するために、横断測線 (Fig. 3 の line No. 1~26 およびその延長線上) に沿った水準測量を、ほぼ土石流が発生するごとくり返して行った。

その結果の一部を総括的にまとめると Fig. 33 が得られる。ただしこの図は主要な測線沿いに行われた本年度最初と最後の測量結果を選んで示したものである。この結果のみでなく、各測線、各時期の測量結果を含めて検討してみるとつぎのような地形変化の概要が明らかとなる。

Table 2. Depth and volume of erosion and deposition at Kamikamihori Fan as evaluated from the field survey.

Date	A m ²	\bar{B} cm	\bar{C} cm	\bar{D} cm	$E=A\cdot\bar{B}$ m ³	$F=A\cdot\bar{C}$ m ³	$G=A\cdot\bar{D}$ m ³	G/E	F/E
78 11/1~5/12 S.F.	55000	1.60	-0.74	0.86	880	407	473	0.5	0.5
5/12~7/14 S.F.	30300	0.63	0.96	1.59	190	290	480	2.5	1.6
7/14~8/22 D.F.	51250	0.72	30.7	31.4	370	15700	16070	43.6	42.4
8/22~10/20 D.F.	30800	0.88	19.5	20.4	270	6000	6270	23.2	22.2



- A area of the region with ground level change
- \bar{B} average of erosion depth
- B erosion depth
- \bar{C} average of apparent deposition depth
- C apparent deposition depth
- \bar{D} average of deposition depth
- D deposition depth
- E volume of eroded debris
- F apparent volume of deposited debris
- G volume of deposited debris

測線 No.1 から 4 までの範囲は明らかに侵食域であり、とくに流路の屈曲部攻撃岸側に側方侵食が著しく進行していることが認められる。その下流測線 No.5,6 では侵食と堆積が同じ測線内に発生しており、測線 No.7 から下流ではほとんど全域で顕著な堆積が認められる。

この測量結果と現場観察によると、本年度土石流が発生する以前の状態では、自然堤防が測線 No.15 付近まで存在していたが、たびたびの大土石流の流下、氾濫で下流の自然堤防が消失し測線 No.7 付近まで氾濫開始点が遡上してきたものと考えられる。さらに本節 (1) で述べたような土石流堆積物の形態が、扇頂に近いほど厚みが大きく、下流になるほど薄いという事実は測線沿い断面形状にもよく反映されており、上流側で微起伏が大きく、扇端に近づくると平坦になっている傾向が明らかに認められる。

(4) 防災的見地から見た扇状地の地形変動

Photo. 2 は上々掘沢扇状地を梓川対岸の上千丈沢から俯瞰して、それぞれ1978年10月および1979年10月に撮影したものである。この二つをくらべると、写真中央付近の自然堤防の形状と、右下の梓川支水路の変化が注目される。自然堤防については1978年秋に扇頂付近から扇尖に向かってきわめて明瞭に発達した状態が認められ、その年の夏に発生した土石流はいずれもこれを通過してその下端で拡がって停止している。これに対して1979年秋に自然堤防のほとんどが消滅しており、この夏の大土石流によって扇頂近くで従来の堤防が破壊され、土石の氾濫が前年に比してかなり上流から開始されたことを示している。

すなわち、一般に土石流の頻発する扇状地では、過去の土石流によって形成された自然堤防が存在しており、新しく発生した土石流の規模が小さくて既存の堤防内を流下する場合には、土石の側方への氾濫は堤防下端を通過したところから始まる。しかし既存の堤防に較べて規模が大きく洗掘力の強い土石流が到来したり、自然堤防内の下流側から堆積域が遡上して流路を閉塞するような場合には、土石の側方氾濫は従来の地点より上流側で始まり、既存の微起伏の地形に応じて新流路がつくられて従来と異なった方向へ土石流が流

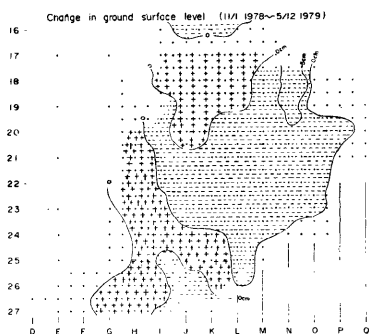


Fig. 32(1)

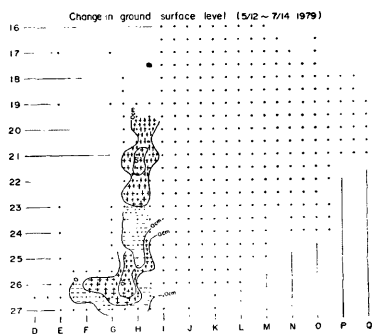


Fig. 32(2)

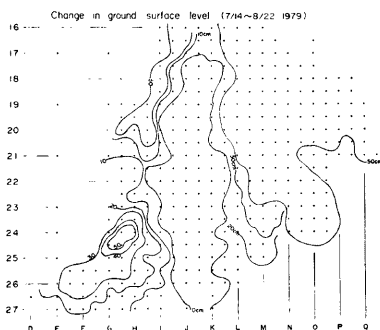


Fig. 32(3)

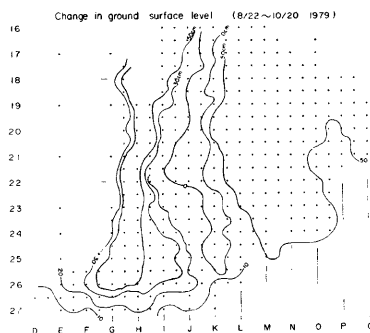


Fig. 32(4)

Fig. 32. Patterns of deposition and erosion by debris flow or sand flow.

++++ : depositional region - - - - : erosional region

- (1) Change in ground surface level due to sand flow caused by snow melting floods.
- (2) Change in ground surface level due to sand flow No. 1, 2 and 3.
- (3) Depositional region due to debris flow No. 1, 2 and 3.
- (4) Depositional region due to debris flow No. 4-No. 7.

下し、新しい堆積域が出現する。従って土石流氾濫域の予測にとって、扇頂近くでの自然堤防の形成、消滅の過程と、現存の微起伏の分布の把握は非常に重要な課題である。

さらに扇状地末端を横断して流れる河川については、土石流の到来による閉塞、氾濫が異常な災害をもたらすことに注意しなければならない。豪雨時には普通河川の流量は増加して掃流力も増大しているが、側方から大量の礫群が短時間に搬入されると閉塞をおこしやすく、これが大災害に連なることは古来経験的にはよく知られている。しかしその閉塞現象の発生時の科学的記録はきわめて少ないから土石流が側方から河川に突入する場合の水理的諸現象の研究が必要であるが、当面大正池下流端の東京電力霞沢発電所取水口付近や、上々掘沢扇状地末端での岸川支流付近での堆積状況の変化の追跡が行われればこの研究に関連したきわめて貴重な資料が提供されるであろう。

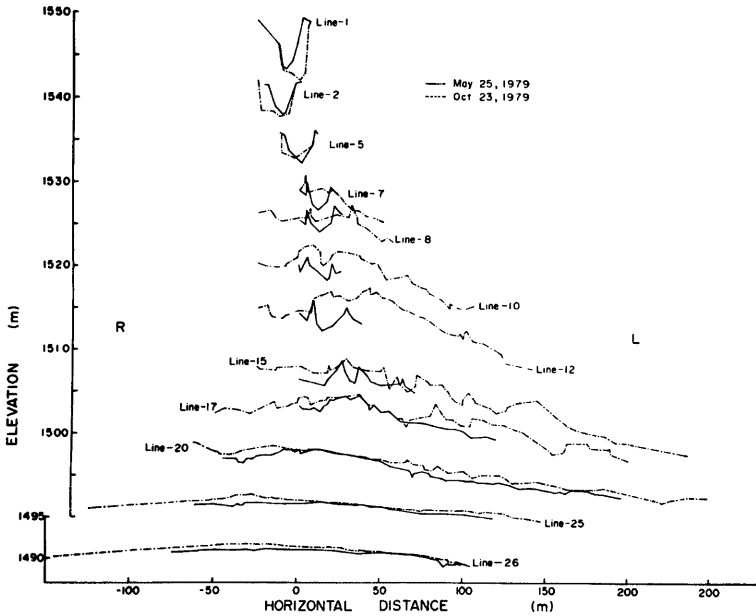


Fig. 33. Change in ground surface level along transversal lines at Kamikamihori Fan from early summer to autumn in 1979. Line numbers correspond to the lines written in Fig. 3.

3.5 扇状地における地下水の挙動

土石流扇状地ではふだん表面流がないため、地下水は地表面よりかなり低いと考えられる。実際、上々掘沢では扇頂付近で大湯沢から定常的な流入があるが、降雨中を除けば扇中央まで流下しないうちに全部伏没してしまう。このような扇状地に土石流が流下して来ると、土石流を構成する水の一部は地中に浸透し、その量が無視できないものであれば、土石流の停止・堆積を促進する効果をもつであろう¹⁴⁾。そのような効果が実際に起こっているかどうかを調べるために、扇面からの浸透量の観測を試みた。この目的のためには、浸透水のフラックスを直接測定できるようなセンサを地中に埋設するのが理想的であるが、適当なセンサがないので、井戸を用いて観測することとした。しかし地下水面まで井戸を掘削することは困難なので、地下1mの所に直径1mの円形の防水シートを設置し、浸透水によって人工的な雨水ができるようにした。雨水の水深はシート中央に設置した井戸（浸透量観測井と呼ぶ）にステップ水位計²⁾を設置して観測した。**Fig. 3**に示した地下水位計のうち1番から6番まではこのタイプである。観測結果の一例を**Fig. 36**中段に示すが、土石流が到達する前に表流水の浸透のために水位が上昇して水位計がスケールアウトし、土石流を構成する浸透に関しては直接的な情報は得られなかった。しかし水位変化から、土石流堆積物の透水性について若干の情報が得られたので以下にそれについて述べる。

上述のシートの上に単位面積単位時間当り R の水が浸透する時、シート上の水位 H は、

$$\frac{S}{K} \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{H}{r} \frac{\partial H}{\partial r} + \left(\frac{\partial H}{\partial r} \right)^2 + H \frac{\partial^2 H}{\partial r^2} + \frac{R}{K} \quad \dots\dots\dots(7)$$

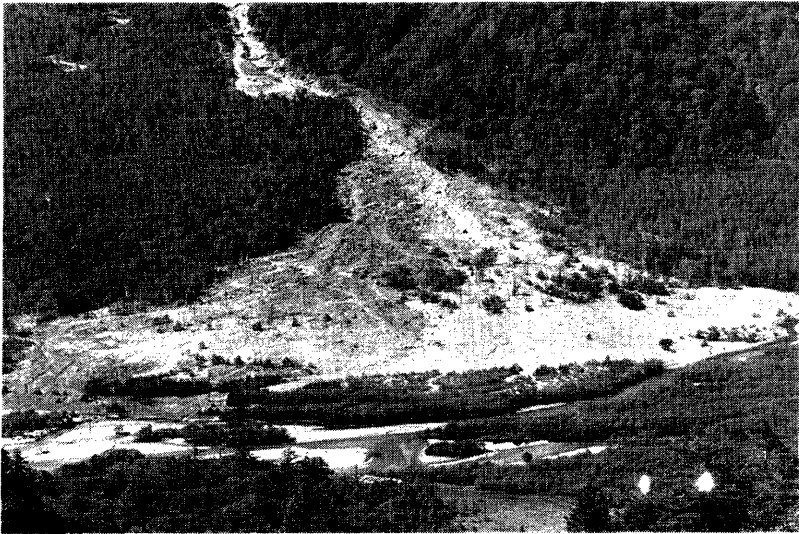


Photo. 2 (1)

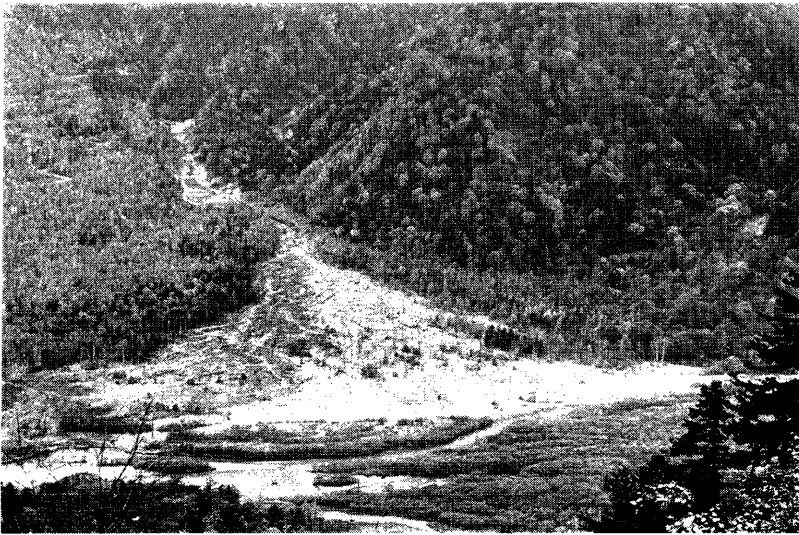


Photo. 2 (2)

Photo. 2. Photographs of Kamikamihori Fan taken on Oct. 1, 1973 (top) and on Oct. 21, 1979 (bottom), illustrating a remarkable topographic change due to the debris flows in 1979.

で記述される¹⁶⁾。ここに r は中心からの水平距離, t は時間, S は貯留係数, K は透水係数である。また境界条件は,

$$r=0 \text{ で } \frac{\partial H}{\partial r}=0 \quad \dots\dots\dots(8)$$

$$r=L \text{ で } H=0 \quad \dots\dots\dots(9)$$

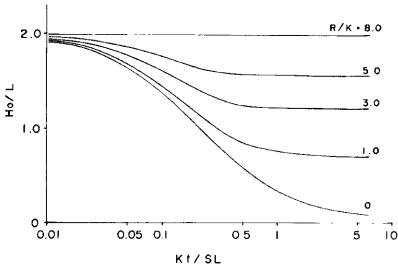


Fig. 34. Numerical solution of Eq.(7) for the water level at the center of the impermeable disk.

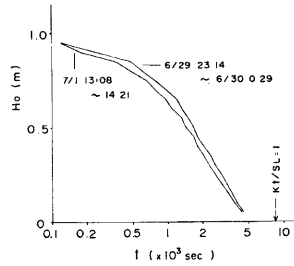


Fig. 35. Observed water level at the well No. 4 plotted in the same style as in Fig. 34.

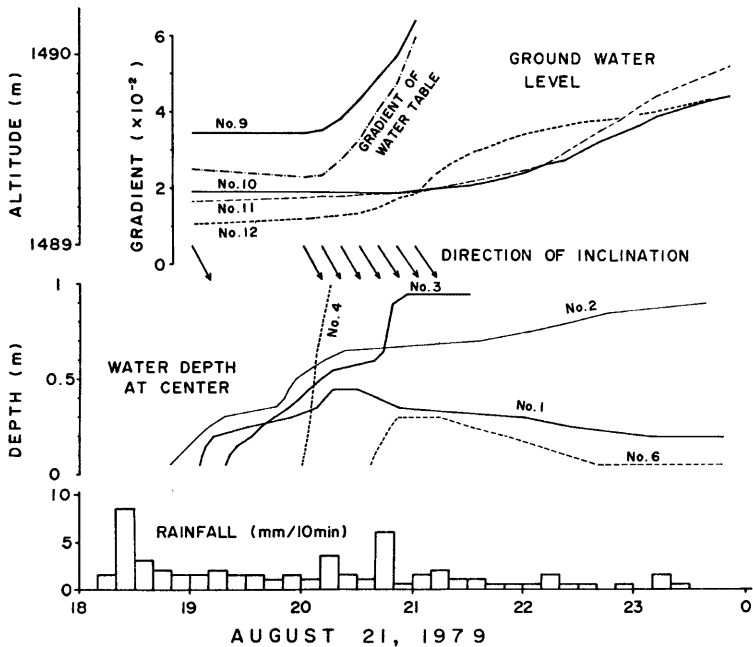


Fig. 36. A remarkable rise of the water level in the wells for seepage observation (No. 1-6) and for groundwater level (No. 9-12).

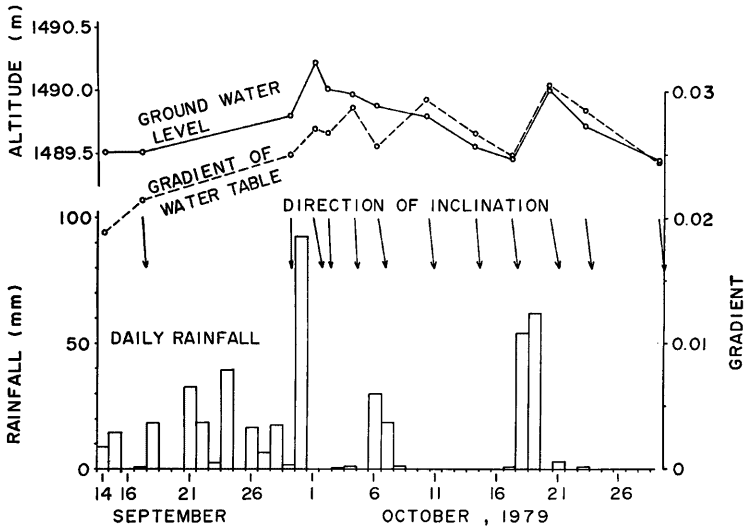


Fig. 37. Groundwater level and its gradient by intermittent measurements

と書くことができる。ただし (9) 式はかなり粗い近似である。(7) 式は非線型であって R の時間的変化を仮定すれば数値的に解くことができるが、水位変化から R の値を求めることは、定常状態の他は困難である。また (7) 式の線型近似は精度的に問題がある。そこで R の値が $R=8K$ に保たれていたのが急に別の値に減少した場合の (7) 式の数値解を求めると中心点における水位の時間変化は Fig. 34 のようになる。このような解に対応する実測データとしては Fig. 35 に示したようなものがあるが、水の供給が止んだ時なので $R=0$ が該当するものと思われる。Fig. 34 および 35 は同じスケールでプロットされているので、再を重ね合わせると $SL/K=8,500 \text{ sec}$ という結果が得られる。今 $S=0.1$ と仮定すると $K=5.9 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$ となる。この値は平均粒径から予想される値よりもかなり小さいが、巨礫の間を小礫が、さらにその間を砂が、というように階層的な充填がおこなわれていて空隙率が小さいためであろうと考えられる。

Fig. 3 の 7 番～13 番の井戸は通常の地下水位観測井である。7 番と 8 番の井戸では間欠的にしか水位が観測されなかったが、地下水面の縦断方向の勾配は地表面のそれよりもやや小さいことがわかった。9 番～13 番の井戸では常時水面が形成されていたが、観測準備がおくれ、完全な形での自記記録は 8 月 19 日から土石流によって電力供給が止った 8 月 22 日までに限られた。8 月 21 日の記録を Fig. 36 に示す。9 番～12 番の井戸の水位から計算した地下水面の勾配と最大傾斜の方向もこの図に示されている。ここで傾斜方向は下方が東向き（扇状地の下流方向）であることを示す。強雨があると水みち (Fig. 27 参照) に水が流れ、それが地中に浸透するので、水みちの近くから地下水位が上昇していく。これは水みちから両側に地下水が拡がっていることを示唆している。また地下水面の傾斜の方向もそのような形になっている。Fig. 37 は Fig. 36 と同様であるが、間欠測定の結果を示し、雨量としては日雨量が、地下水位は各井戸の平均値が示されている。地下水面の傾斜は、水位が低い時はほぼ東向きであるが、水位が上昇すると少し北寄りに転じる。これは上述のように水みちからの浸透のために水みちから両側に拡がるような流速成分が増加したためと考えられる。ただし 8 月 22 日の土石流以後は水みちが氾濫しやすくなり、浸透領域が変化したため平均的な傾斜方向が少し変っている。

地下水の流速 v は、地下水位を h 、透水係数を K とすると、

$$v = -K \text{ grad } h \quad \dots\dots\dots(10)$$

であらわされ、地下水面勾配に比例する。Fig. 37 で地下水面の勾配の時間変化は地下水位のそれにくらべて位相おくれがあることがわかるが、これは帯水層の貯留効果のためである。このような過程は (7) 式からもわかるように S/K の値によって支配される。今の所この付近の帯水層の K と S の値はまだわかっていないし、観測データも十分でないので、くわしい分析はできないが、今後さらに地下水位のデータを集積することにより、扇状地の地下水の流動および水収支の特性を解明し得るものと考えられる。

4. ま と め

本年度は前年にも増して扇状地における土石流の停止・堆積過程と地形形成過程の解明に重点をおきつつ、いっぽう源流域と渓流域においても、土石流の発生、流動およびこれに付随する地形変動特性の解明を継続することを目標として、焼岳上々堀沢において土石流の総合的観測、調査が精力的に実施された。8 月には上々堀沢としては観測開始 (1970年) 以来最大規模の土石流が発生し、さらに9月と10月にも土石流が頻発したため、沢の地形に著しい変動がもたらされたが、土石流の動的な計測は必ずしもうまくいかなかった。前章でそれぞれの成果について詳述したがここに項目別に要点を列挙し、さらに今後の課題を記して結語とする。

まず、源流域においては、① 強風時の実質降水量は通常の雨量計によるデータの数倍に達することがある ② リルにおける流出特性は土石流を発生させるような強い降雨時には急変するが、データの蓄積とキネマティックウォープ法によって定量的に把握できる見通しがある ③ リルの流量と降雨強度が揃えば、下流のガリにおける流量がキネマティックウォープ法によってかなり正確に計算できる ④ 特に大規模な土石流の発生に伴い、リルとガリでこれまでに見られなかったような顕著な侵食が見られたが、このような変動は何年か一度の割合で起こっていると推定される などのことが明らかになった。

渓流域においては、⑤ 土石流に伴う地盤の振動の強弱が一つの土石流を構成する複数段波の存在を示唆する ⑥ 土石流先頭部がダムの断面で形成する偏流の状態は、まず流路の形態および流路とダムの位置関係で決定される ⑦ 特に大規模な土石流の流下に伴い、渓床縦断形が著しく変動した。またダム施工域の堆積土砂量は土石流の規模に依存して増減を繰り返している などの点が明らかにされた。

そして扇状地においては、⑧ 扇頂付近では土石流先頭部の流動には際立った偏流が見られず、扇尖付近に向けて次第に拡幅しながら流下していく ⑨ 大規模な土石流の中には傾斜角が1~2°の緩斜面まで集合運搬態のまま流下してくるものがあり、危険域の設定においてこの点も考慮されなければならない ⑩ 扇状地は debris lobe と称される細長い堆積域の永年にわたる積み重ねによって形成される ⑪ 個々の lobe の形状は溢流点からの流送距離に依存して、ある程度の規則性を示す ⑫ 扇状地において土石流が溢流して首を振り始める地点が、8月の土石流発生の時点を境に、従来の扇尖付近から扇頂近くへ遡上し、扇面の地形は著しく変化した ⑬ 固定杭による侵食・堆積の調査および地上測量によると、土砂流では侵食域と堆積域が混在し、土石流では lobe をはじめとする新たな堆積域の出現が特徴的である ⑭ 浅い地下水の水位上昇は表面流の出現に支配されるが、浸透能は予想より小さく、土石流の堆積過程に果すいわゆる sieve deposition の重要性はこの沢では低い などのことが明らかになった。

さて、今後の主な問題点と課題として次の事項があげられるが、これについては既に1980年の観測計画の中で具体的に検討を進めている。すなわち、① 源流域では土石流の発生地点と考えられる合流点での流量を従来の降雨流出の解析にもとづいて計算し、発生時の水収支を検討する。中流域では ② 扇状地へ流入する土石流の流動に関する初期条件として、その規模、流量、材料、流速などを組織的に測定する ③ 流路の地形やその変動および施工構造物と土石流の偏流との間の相互関係を物理的に明らかにする。扇状地においては ④ 土石流が停止堆積に到る過程を映像観察し、この過程で生じる流動特性とその機構および結

果として出現する微地形変化を多面的に計測する ⑤ 以上の精査の蓄積の上で、扇状地の形成過程をさらに明らかにするとともに、災害防止の観点から土石流危険域の設定や、扇状地における土砂移動の制御に直接、間接役立つ解析を行う などの点に重点を置いて観測・調査を進めていきたい。

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事務所の青木忠男所長をはじめ、調査課ならびに焼岳出張所の諸氏に深く感謝の意を表する。

また、空間フィルタ流速計の設置と計測については、京都工芸繊維大学工業短大 板倉安正氏に、野外作業では、京都府立大学農学部 小川 清氏、千郷 優氏ならびに京都大学山歩会の諸氏に多大の御援助をいただいた。さらに、キネマティックウェーブ法による計算に際しては、京都大学農学部研究科院生 谷 誠氏よりプログラムを拝借し、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利用して行った。なお、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）」の中の分担課題「扇状地における流出土砂の堆積機構に関する観測研究」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) 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. 27-296.
- 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) 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.
- 7) 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.
- 8) 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.
- 9) 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.
- 10) 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.
- 11) 高棟琢馬：流出解析，土木学における数値解析（流体解析編），サイエンス社，1974，pp.99-107.
- 12) 印東太郎：確率および統計，コロナ社，1957，pp. 147-156.
- 13) A.M. Johnson: Physical Processes in Geology, 1970, pp. 537-571.
- 14) R.L. Hooke: Processes on Arid-region Alluvial Fans, Journal of Geology, Vol. 75, 1967, pp. 438-460.
- 15) 建設省河川局砂防部砂防課：土石流危険渓流および危険区域調査要領，1978.
- 16) 酒井軍次郎：地下水学，朝倉書店，1965，pp. 313-351.