

山地流域における出水と土砂流出 (6)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (6)

By *Kazuo* ASHIDA, *Tamotsu* TAKAHASHI and *Toyoaki* SAWADA

Synopsis

The authors carried out some observations on the runoff of rain, sediment yield and transport in a mountain watershed, called Ashiaraidani (7.2km^2), which is a tributary of the Jintsu River in Gifu Prefecture, Japan.

In this paper, the process and mechanism of sediment transport on the stream channel were analyzed by petrological and grain-size classification of transported gravels for one year cycle at Hirudani experimental watershed (0.85km^2).

The mechanism of occurrence and behavior of mud-debris flow were partially revealed through the field observation on variations of river bed, and the water balance of mud-debris flow at Ashiaraidani experimental watershed (6.5km^2).

1. 緒 言

山地流域からの土砂れきの流出による災害を防止・軽減させることは、山地の多いわが国において非常に重要な社会問題となっている。しかし、山地流域における土砂れきの流出の現象は時間的にも空間的にも種々の形態をとり、非常に複雑である。

著者らは、このような土砂れきの流出・堆積の実態をより正確に解明し、土砂災害の防止・軽減に寄与せんとして山地流域における観測・研究を続けている。

ここに、1976年の観測成果をまとめ、ヒル谷試験流域における出水の特性および土砂れきの流出の実態とその流出機構について若干の考察を行った。また、足洗谷試験流域については、土石流発生域の水収支とその発生機構、および河床変動について若干の考察を行った。なお、本観測・研究は昭和41年に穂高砂防観測所が設置されてから連続して行われており、従来の研究成果^{1)~7)}を基礎としている。

2. 試験流域および観測の概要

2.1 足洗谷試験流域について

足洗谷流域 (7.2km^2) は、岐阜県北東部の吉城郡上宝村にあり、神通川の源となっている蒲田川の支流で、焼岳 (2,455 m) に源を発している。**Fig. 1** は足洗谷試験流域 (6.5km^2) の概況と観測施設の配置を示している。

足洗谷試験流域は足洗谷流域の深谷地点より上流に設定され、深谷砂防堰堤上流に観測用水路を設けて、流量および流砂量の観測が行われている。この地点は、本川の河幅が最も狭くなったところで土石流を含む

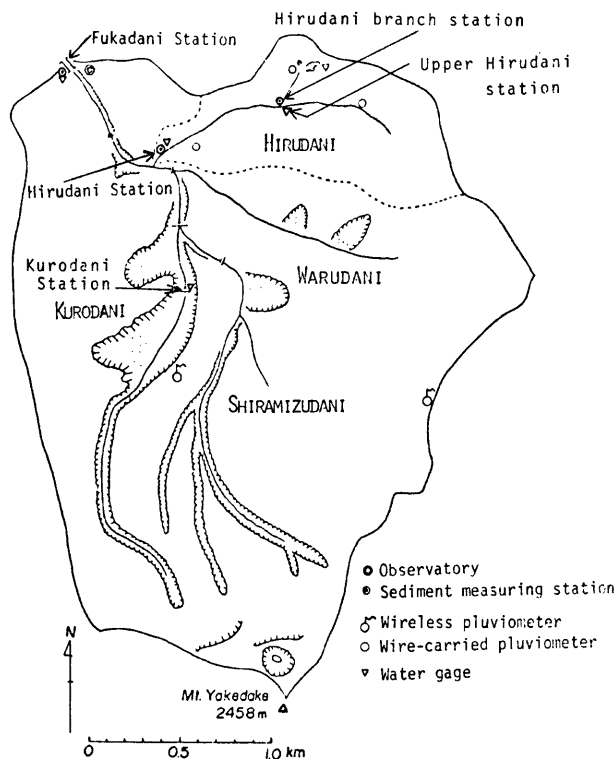


Fig. 1. Plan of watershed and arrangement of equipment for observation on the Ashiaraidani experimental watershed.

種々の流砂現象の観測に適した場所である。

従来より行われている観測の内容は、観測用水路での水位、流速、掃流砂量、浮遊砂量の観測と河床変動量、巨れきの移動、河床砂れきの粒径分布、降雨量などである。なお、観測の内容および観測装置の詳細については前報に述べているので省略する。本文では今年度新しく設置された観測装置および観測内容について述べる。

深谷観測点において今まで観測されてきた流量は、観測用水路（幅：5 m、長さ：15 m、深さ：1 m）内における超音波式水位計によって測定された水位と浮子によって測定された流速をもとに算出されていた。しかし、水位が 50 cm を超えるような場合の流速測定は困難で、また、水位が 50 cm を超えると水深程度のれきが移動し、水路内に堆積したりする。したがって、超音波式水位計によっても正確な水深を測定することができず、あらゆる場合を通じて流量を測定することは非常に困難である。

そのような問題点を少しでも解決しようとして、洪水あるいは土石流発生時の流れの状態を2台のT.V.カメラで映像としてとらえ録画する装置を設置した。本装置の特長は超高感度カメラを有し、夜間の照明が必要でないことおよび最大72時間の連続録画が可能なことである。さらに、ドップラー効果を利用したレーダ



Photo. 1. A view of observation channel and flowing state on the stream by T.V. monitor.

一流速計を付属しており、この装置により流速の連続測定が可能となった。なお、記録あるいはテレビ映像による流れの状態の監視は観測室で行うことができる。Photo. 1 は8月14日8時4分17秒の時点における深谷付近の流れの状態を録画したものである。画面の左半分は Fig. 8 における測線 No. 9 から14付近までの流れの状態を示している。右半分の画面は観測用水路における流れの状態を示しており、画面の下部に示されている3ケタの数字は流速（測定範囲：1～15m/sec）2.2 m/sec を表示している。なお、その下の10ケタの数字は時刻を表示している。

土石流の発生機構を明らかにするために、土石流の発生域での水収支および土石流の流量などの測定を目的として電極ステップ式水位計と、流れの状態を観察するためのストロボ付の8mm インターバル・カメラを黒谷第1号砂防堰堤の副堰堤（流域面積1.2 km²）に取りつけた。水位の記録は約1.5 km 離れたヒル谷観測小屋へ有線ですぐ送られ自動記録される。8mm カメラは1分間ないし2分間に1コマで撮影し、約2.5日から5日間でフィルムを交換する。なお、カメラおよびストロボ用バッテリー（D.C. 12V）はフィルム（50フィート）3本終了ごとに充電したものに交換する必要がある。

2.2 ヒル谷試験流域について

ヒル谷試験流域における流砂機構の1つの特徴は流砂のほとんどない本川へ支川から砂れきが供給され、それが縦断形状においてプールとシュートをくりかえす本川河道での貯留効果により変形し、下流へ伝播流出してくることである。このような流砂の流出過程を明らかにするためには、支川からの土砂れきの流入量と流量を把握する必要があり、支川出口に Fig. 2 のようなV型フルームを設け、それを使って流量と流砂量の連続測定が可能となった。

流量は自動計測された水位と浮子によって求められた流速と水位の関係から求めている。流砂量は前報で報告している転倒式バケットによる装置を若干改良し、約200gの流砂があるごとにバケットが転倒し、その回数が記録されるようになっている。

また、支川からの砂れきの流出過程を追跡するために、支川出口付近の河床に塗料で赤く着色した砂れき（約140 kg）を投入した。投入日は6月30日で、投入砂れきは下流で採集された花崗斑岩の砂れきをそのまま使用している。

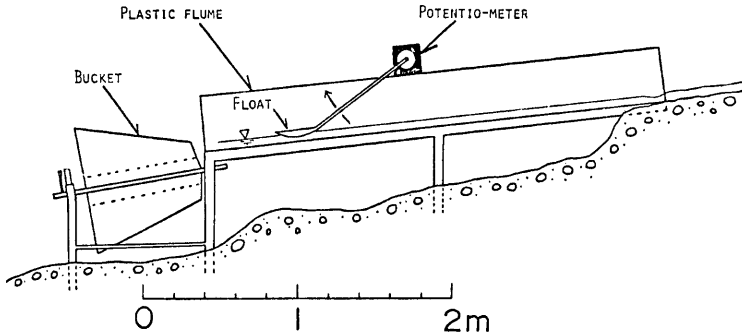


Fig. 2. Conceptual diagram of the equipment for the measurement of sediment discharge and flow rate at Hirudani Branch station.

さらに、ヒル谷本川においては河道の形態などの調査も継続して行なっている。とくに、プールの大きさや分布あるいはプール内の堆砂量などについても調査を行っている。

3. 足洗谷流域における観測結果

3.1 土石流発生域の水収支

足洗谷流域の出水と土砂流出の特徴は、流量が降雨の終了後短時間で減少すること、その直接流出率も小さいこと、および生産土砂量や流出土砂量が大きいことである。また、土砂流出の形態についても種々の流出形態が発生しており、とくに土石流がよく発生することから、今年は土石流の観測を主として行ったので、それらの成果の1部について述べる。

さらに、その成果にもとづいて土石流発生域の水収支と土石流の発生機構に関して若干の検討を行った。

足洗谷流域において今年観測された規模の大きな洪水は6月11日、7月11、12、14、17および19日のものである。その中で、6月11日の出水だけは深谷観測点で測定されたもので、他の出水は黒谷観測点で観測されたものである。なお、ここで使用する流量資料は8mmカメラでとらえられた水位と砂防堰堤の水通しを流下する流れのナップの形状から、流れの落下開始点からの水平距離 x と垂直距離 y の値を読みとり、放物体の軌道方程式から求められた次式、 $v = \sqrt{g/2y \cdot x}$ を用いて得られた流速 v の値から求められたものである。また、流れの断面を直接求めることは困難であったので、写真から大体の流れの幅を読みとり、その値と水位から流出断面を算出し、流量を求めている。

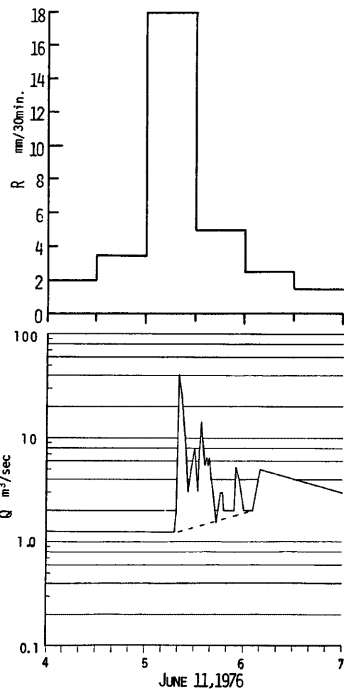


Fig. 3. The hydrograph of flood at Fukadani station.

以上のようにして求められた流量観測の結果の一部は **Figs. 3, 4, 5** および **6** に示すとおりである。

6月11日の出水は **Fig. 3** に示すとおりで、その流れの特徴は土石流をとまっていることであり、土石流の発生までの流量はほとんど一定で少なく、発生直前に若干の流量増加が認められるだけである。土石流の先端部の通過の際の流量は約 $42 \text{ m}^3/\text{sec}$ で、この時刻は5時20分頃であり、10分間雨量 12.5 mm の最大降雨強度の発生とほぼ同時に深谷地点を流下している。今回の土石流は発生するまでに約 30 mm の連続降雨量を記録しているが、土石流の発生に関しては、10分間雨量 12.5 mm の降雨以前には強い降雨もなく、連続降雨量も少ないことから10分間雨量の方が連続降雨量よりも対応がよい。

土石流の流量変動の状況は **Fig. 3** に示すように、土石流の第1波は約10分間程度で終り、その後数回の洪水流のピークが現われ、流量の変動が著しい。このことは流れに高濃度の土砂れきを含むことを反映しているものと思われる。つまり、流水の量が一定であっても、このような山地河川では一般的に流路などの変動が発生しやすく、とくに土石流の発生直後では河床状態が不安定であり流路が変動しやすい。したがって、そのような流路変動の際に新しく土砂れきが流出し、それが土砂れきを含む流量の変動となって現われるものと考えられる。

7月14日の出水の特徴は **Fig. 4** に示すように小規模なものであるが、出水がかなり継続していることを特徴としており、早い流出が終ったあとに再びゆるやかなピークが現われている。このような特徴は後で述べるヒル谷流域の流出特性に類似している。黒谷流域右岸に透水性の良い火山噴出物が、古生層の基岩の上に約 30 m の厚さで堆積しており、厚い堆積層が広く分布するという点でヒル谷と共通しており、このことから流出に関する類似性があるものと考えられる。

7月17日の出水は **Fig. 5** に示すとおりで、高濃度の土砂れきを含む流れは、約3時間で終わっている。このときの10分間最大雨量は 7 mm で連続雨量は約 40 mm であった。

7月19日の出水は **Fig. 6** に示すとおりで、高濃度の土砂れきを含む流れは約3時間で終わった。

以上、主な出水の概略を述べたが、このような土石流の発生域での水収支について若干の考察を加え、土石流の発生機構に関与する水の問題について検討する。

著者らは、土石流発生地点、近傍の河床および水流の状態に関する実態の把握はいまだ行っていないが、今までの観測および実験的研究の成果をもとに、**Fig. 7** に示すような土

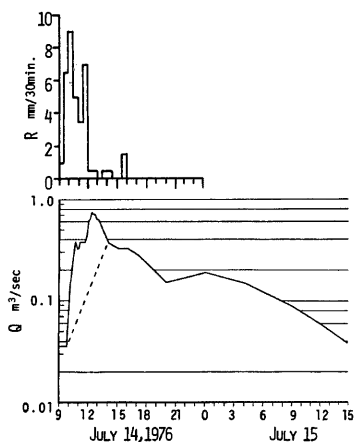


Fig. 4. The hydrograph at Kurodani station.

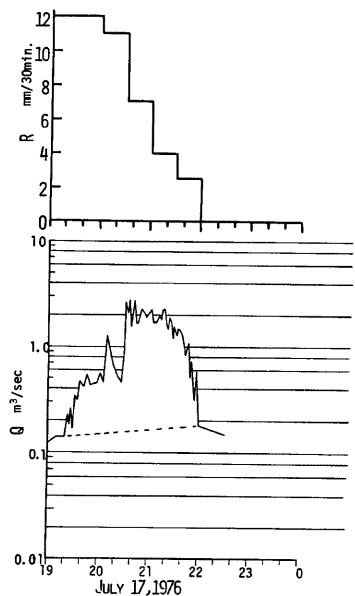


Fig. 5. The hydrograph of flood at Kurodani station.

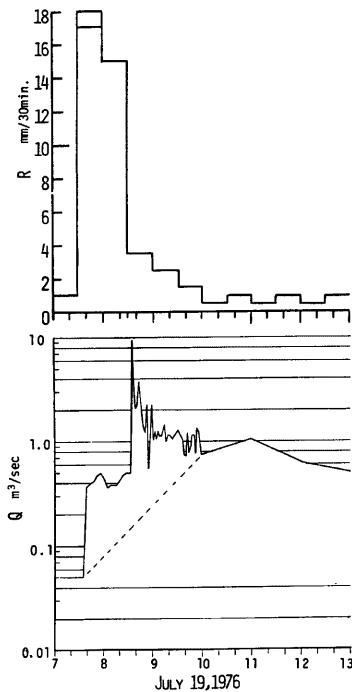


Fig. 6. The hydrograph of flood at Kurodani station.

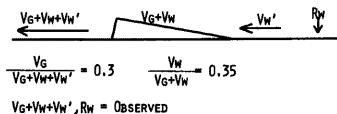


Fig. 7. Mass conservation of mud-debris flow.

R_w : Rainfall.
 V_w' : Direct runoff.
 V_w : Pore-water.
 V_g : Volume of river bed sediment.

測線にそって河床にペンキで目じるしをつけ、そのペンキの目じるしが流出してなくなった部分を示し、測線にそった実線は目じるしが残っている部分で流路変動によって地形が変化していないことを示している。したがって、測線にそう実線部分の少ない測線4.5および6付近の流路変動が最も大きいことが分かる。

Fig. 8 の6月28日の河床状態は6月11日に発生した土石流の流下状況を示すものである。この図からも

土石流発生時の水収支モデルを考えている。図中の記号 R_w は発生域の総降雨量、 V_w' は土石流発生地点に流下してくる総流量、 V_g は土石流の源となる土砂れきの堆積量、 V_w は土砂れきの堆積層に含まれる水の量である。本文では観測された土石流の総流量 ($V_g + V_w + V_w'$) と降雨量 (R_w) をもとに、土石流の土砂濃度を平均 0.3 および堆積層の含水率を 0.35 と仮定し、Table 1 のように土石流を構成する各成分の値を求めてみた。なお、土石流の総流量は Figs. 3, 4, 5 および 6 のハイドログラフにおいて破線で示すように分離して求めた。

その結果を総合すれば、土石流が発生したときの降雨の流出率は発生しない場合に比較して大きいことが認められる。しかし、流量の測定に若干の問題点があり、また資料の数も少ない現状において断定はできないが、このような出水の特性が土石流の発生機構に関連しているのではないと思われる。なお、Table 1 に示した流出率は、河床堆積物が十分飽和されてない場合は、その分だけ V_w' の量が多くなり、若干大きくなる。

以上のように、土石流の発生機構についてみても、その発生に関与する水の問題に関しては、土石流発生時の水収支の実態も十分明らかにされてなく、今後の観測研究が期待される。

3.2 河床変動

足洗谷流域のように土砂生産が著しく、また土石流などの発生によって急激な河床堆積および侵食をくりかえしている山地河川における河床変動の実態を明らかにすることは、溪岸侵食に対する護岸計画ならびに流出土砂量制御のための砂防堰堤の構造および配置に関して重要なことである。したがって、ここでも深谷堰堤と深谷上流堰堤の区間を対象として、継続的な河床変動の調査を行っている。

Fig. 8 は深谷流砂観測地点より上流の流路変動を示したものである。この区間における流路変動は、前報にも述べているように、冬から春にかけて測線3から8および16から19までの右岸斜面から、例年多量の土砂れきが供給され、砂れきの堆積によって流路が変動し、それが春から秋にかけての洪水で、再び元にもどるといふ周期的な変動が認められる。

Fig. 8 の6月3日の河床状態は5月1日および25日の出水による流路変動の後の状況を示している。図中の破線は各測

Table 1. Water balance in mud-debris flows at Ashiaraidani.

Date	$V_G + V_W + V_{W'}, m^3$	V_G, m^3	$V_W + V_{W'}, m^3$	$V_{W'}, m^3$	R_W, m^3	$V_{W'}/R_W, \%$
June 11	18,000	5,400	12,600	9,695	83,570	11.6
July 11	468	0	468	468	19,800	2.4
July 12	756	0	756	756	26,400	2.8
July 14	390	0	390	390	18,570	2.1
July 14	5,400	1,620	3,780	2,908	39,600	7.3
July 17	9,600	2,880	6,720	5,169	63,600	8.1
July 19	5,460	1,638	3,822	2,941	49,200	6.0

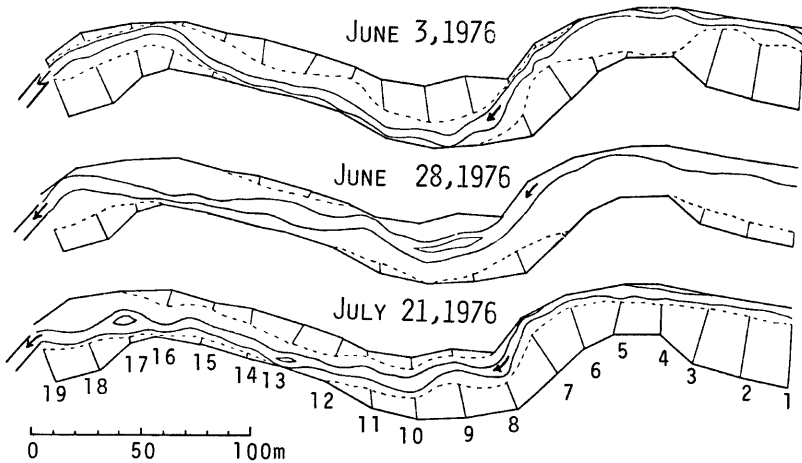


Fig. 8. Variation of stream channel pattern during one flood season (Upstream of the measuring flume).

判断できるように、土石流による河床変動はほぼ河幅全体に達しており、変動のない部分は非常に少なく、その場所は従来から常に変動の少ない所で、河道の平面形状の特徴と土石流の直進性を反映しているものと考ええる。

Fig. 8 の 7 月 21 日の流路状況は、6 月 28 日以後の流路変動の状態を示したもので、この期間には大規模な洪水はなく、流路の変動は少なく、部分的に変動が認められるだけである。

以上の洪水による流路変動において、全体に共通して云える特徴は、平時の流路の位置が常と同じような場所にあることである。とくに、測線 1 から 8 までと 12 から 15 までの区

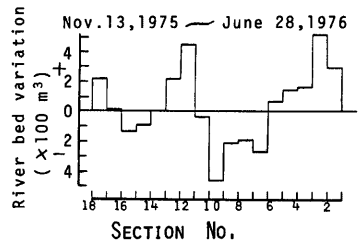


Fig. 9. Variation of river bed from Nov. 1975 to June 1976 (Upstream of the measuring flume).

間では流路の変化が少ない。

次に、各測線間における河床変動量を1975年11月13日から土石流発生後の1976年6月28日の間における各区分ごとの変動量の総和として示したものが **Fig. 9** である。この図において、河床変動量の総和として堆積量が増加している区間は測線1から6、11から13および16から18の間で、逆に侵蝕が卓越する区間は測線6から10および14から16の間である。以上のように、河床変動には、縦断的に見て、堆積区間と侵蝕区間が交互に現われており、その間隔は測線間隔 20 m の3~4倍、谷幅のほぼ2~3倍に相当している。

なお、この調査の全区間の河床変動量の総和は約 642 m^3 の土砂れきの堆積があったことを示している。これは6月11日の土石流の堆積が影響しているものと考ええる。また、この値は1975年の河床変動量の総量 $3,312 \text{ m}^3$ に比較して小規模であって、それらの土石流のピーク流量の規模にほぼ対応しているようである。ちなみに、昨年7月13日の土石流のピーク流量は約 $300 \text{ m}^3/\text{sec}$ 、今年6月11日の土石流のピーク流量は約 $40 \text{ m}^3/\text{sec}$ であった。

以上のように、河床変動の規模などについても土石流の影響は大きいことが認められる。しかし、土石流によって一時的には河床状況が大きく変化しても、その後の出水によって、その河川の特性を反映した元の河床にもどるような傾向が認められる。

4. ヒル谷流域における観測結果

4.1 出水の特性

ヒル谷流域における出水の特性は積雪があるために春先の融雪による出水と降雨による出水とに大きく分けられる。**Fig. 10** は4月から7月までの日雨量と流量を示したものである。この図に示されるように、今年の融雪出水のピークは4月2日頃で例年よりも2週間程早く発生し、その時のピーク流量およびその継続時間は例年の約半分であった。また、降雨による出水も小規模なものであった。なお、出水に関して認められる非常に興味深い特徴は、流量のピークが $100 \text{ l}/\text{sec}$ を超えるような出水において、2日から3日程度の遅れをもってゆるやかな流量ピークが現われていることである。そこで、このような出水の特性について若干の検討を行ってみよう。まず、このような出水をマクロにみると、出水の成分は大きく2つに分けられる。その1つは降雨によく対応して発生しているもの、もう1つは降雨のピークから2日から3日遅れの流量ピークをもつような流量および時間スケールの大きい流出成分に分けられる。したがって、ヒル谷流域における出水は、降雨によく対応して現われる直接流出成分と2日から3日とかなり遅れるが流量および時間スケールの大きな流出成分を有することが大きな特徴である。

以上のような特徴は、どのような流出機構によるものか非常に興味深いところであり、6月11日からの出水について、試みに **Fig. 11** に示すようなタンクモデルによって流出解析を行ってみた。しかし、このようなタンクモデルでは十分流出の機構を説明することはできなかったが、参考のためにここに示している。ここで特に問題となることは、このような長時間の遅れをもって大量に発生する流出成分の発生機構である。これはヒル谷流域に広く分布する透水性の良い厚い堆積層が影響しているものと考えられる。なお、6月および7月の1ヶ月間の水収支は各月ともほとんど同じで、流出率は約46%であり、1ヶ月程度の長期の水収支においては、特に他の流域に比較してその値は大きくも小さくもないであろう。

水収支については、今まで十分な検討を行っていなかったため、今後はこのような堆積層の特性およびヒル谷流域の上・下流部でのハイドログラフの形状の違いなどを考慮して、流出機構を検討したい。

4.2 土砂流出の実態

ヒル谷流域における土砂流出は、前報でも述べているように出水の形態と河床砂れきの堆積状態によって特徴づけられている。したがって、土砂流出の実態については、河床砂れきの堆積状態と出水の形態を考慮しながら土砂流出の発生の順を追って述べる。

春先の融雪出水による土砂流出は **Fig. 12** に示すとおりである。この時点においては、昨年の7月10日

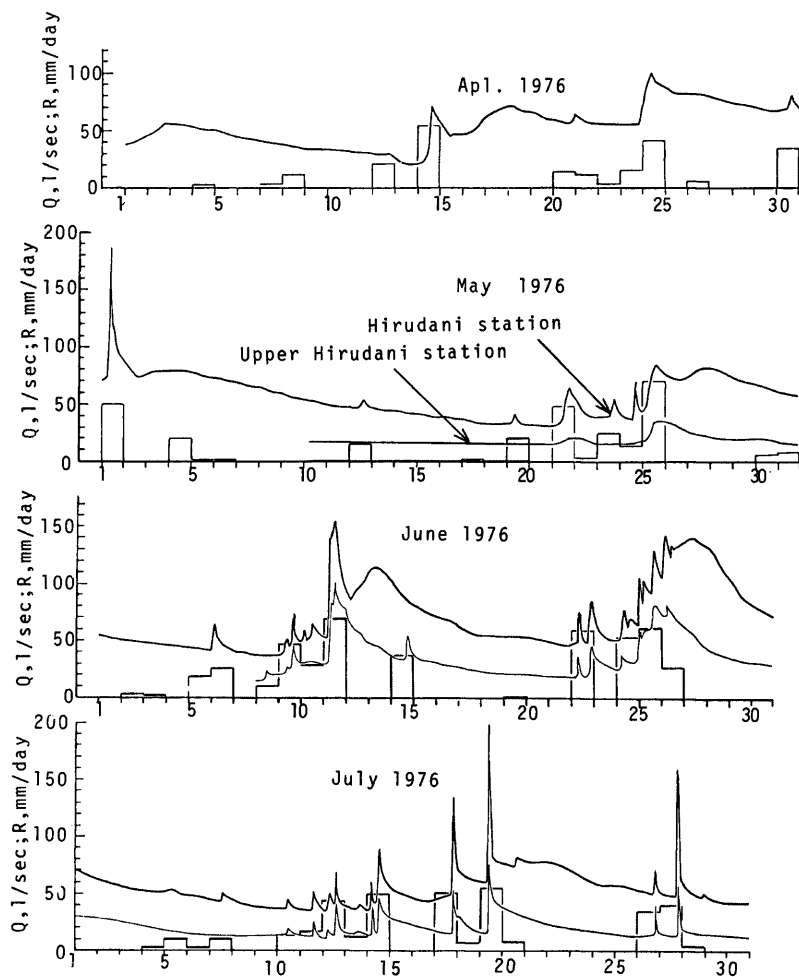


Fig. 10. Variation in discharge (Q) and rainfall (R) during floods in the Hirudani experimental watershed.

から13日にかけての多量の土砂流出にともなう河床砂れきが流送された結果、河床付近の 10 mm 以下の細粒径の砂れきがほとんどなくなっており、その後の出水で新しく支川から供給された花崗斑岩の土砂れきは、支川の合流点より約 150 m 下流までしか到達していない。したがって、それより下流の河床には細粒径の砂れきの堆積していないプールが連続して分布している。なお、このようなプールは約 700 m の区間

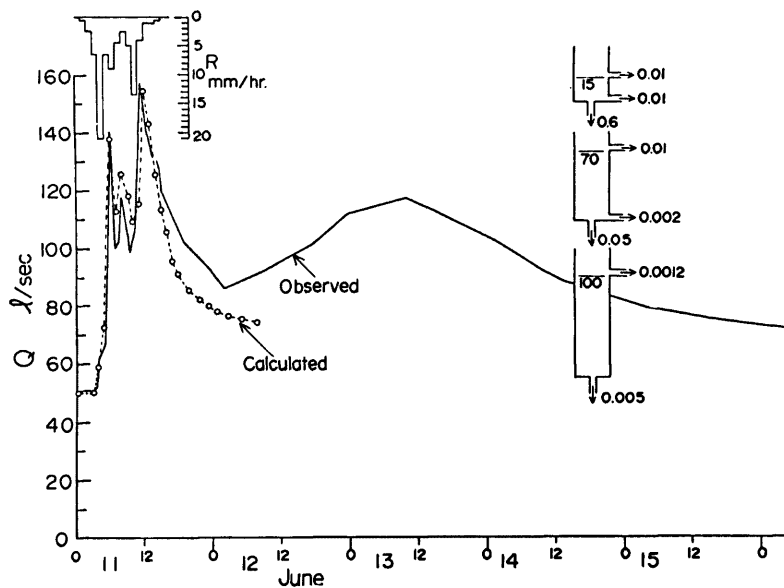


Fig. 11. Comparison between observed and calculated hydrographs.

に大小あわせて約 150 も分布している。その平均的規模は容積で約 0.2 m^3 である。このような河床状態を反映して、流砂量は非常に少なくなっている。また、流砂の形態は流量の増加に対してほとんど遅れがないことから、観測地点に近い河床から流出してきたものと考えられる。4月20日から21日にかけて降雨があり、再び流量が増加するが流砂はほとんど発生せず、河床には流出する細粒径の砂れきがなくなったものと考えられる。

Fig. 13 は4月24日の降雨によって発生した流砂の実態を示している。この時の流量は融雪出水より多く発生し、流砂量もやや多くなっている。流砂は、流出砂れきの多くが安山岩であることから、観測地点より約 150 m 上流の溪岸崩壊地から流出してきたものと考えられる。

Fig. 14 は5月1日の降雨によって発生した流砂の実態を示している。流量のピークは 190 l/sec で今までの出水で最も大きなものであった。流砂は強い降雨の発生とともに始まり、流量が 100 l/sec を超えてから流砂量が 10 g/sec を超え、流砂量のピーク (約 250 g/sec) は流量のピークから約 3 時間の遅れをもって発生している。流砂の多くは安山岩で、約 150 m 上流の溪岸

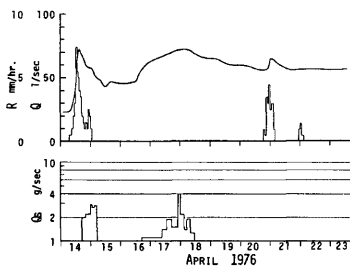


Fig. 12. A flood at Hirudani.
 R : rainfall (mm/hr.),
 Q : discharge, Q_s : sediment discharge at Hirudani station.

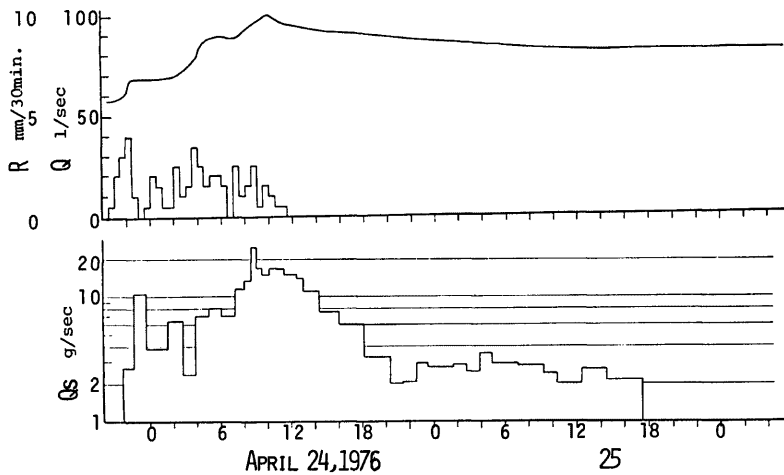


Fig. 13. A flood at Hirudani.
R : rainfall (mm/30 min),
Q : discharge, Q_s : sediment discharge at Hirudani station.

崩壊から流出してきたものと考えられる。また、流砂は流量がほぼ元の流量にもどっても継続しており、さらに、流砂量の変化は流量が安定しているにもかかわらず、3時間程度の周期で変動していることが注目される。

Fig. 15 は 5 月 25 日から発生した流砂の実態を示している。この流砂をもたらした出水はピーク流量が 80 l/sec の小規模なものであるが、流量は 27 日頃までほぼ安定している。しかし、流砂量は 10 g/sec から 100 g/sec の間で約 10 時間の周期をもつて変動しながら長期間継続している。

Fig. 16 は 6 月 11 日の土砂流出の状態を示している。この土砂流出は強い降雨ピークの発生と同時に始っており、降雨ピークから約 1 時間半遅れた流量ピークに先行して流砂量のピークが発生している。しかし、流砂量はハイドログラフの形状に類似しており、河床付近に十分な量の土砂れきの供給があったものと考えられる。また、流出砂れきの大半は観測地点より約 150 m 上流の溪岸崩壊地から供給される安山岩であることから、最大 30 分間降雨で 18 mm という強い雨によって崩壊地から新しく土砂れきが河床に流入したことも考えられる。しかし、流砂量のピークが流量のピークに先行することから、5 時から 9 時にかけての流砂は元河床に存在し

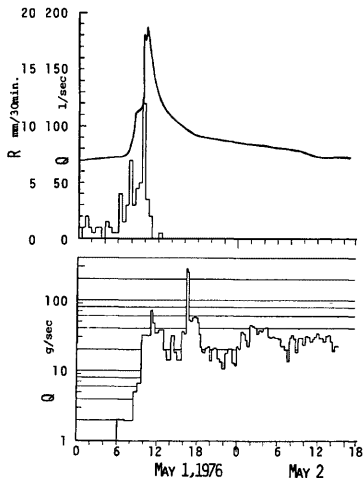


Fig. 14. A flood at Hirudani.
R : rainfall (mm/30min),
Q : discharge, Q_s : sediment discharge at Hirudani station.

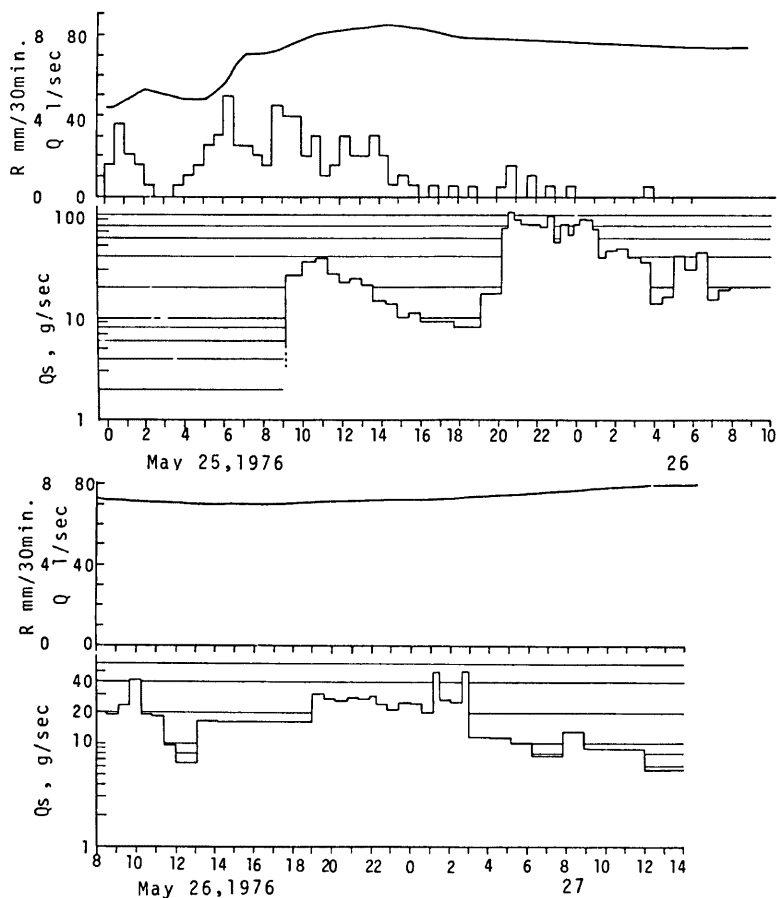


Fig. 15. A flood at Hirudani.

R : rainfall (mm/30min),

Q : discharge, Q_s : sediment discharge at Hirudani station.

ていた砂れきの流出で、10時から発生する多量の土砂流出は、5時から6時にかけての豪雨によって崩壊地から河床へ供給された土砂れきが4～5時間の遅れをもって流出してきたものとすれば、従来の観測結果とは矛盾しないものである。ちなみに、この間の流砂の平均流速を求めると約 1 cm/sec となる。

Fig. 17 は 6月24日から27日にかけての土砂流出である。今回の土砂流出は非常に少量で、最高でも 30 g/sec に達しないもので、前回の6月11日の出水で河床の細粒砂れきがほとんど流出したこと、および崩壊地からの新しい土砂れきの供給がなかったことを示すものであろう。また、流砂量の増加は流量の増加に良く

対応しており、流砂は流量の増加による溪岸侵食などによるものと考えられる。

Fig. 18 は 7 月 17 日に発生した豪雨による流砂の実態を示したものである。この土砂流出のパターンは降雨および出水のパターンに比較的良好に類似していることが特徴である。また、流砂量の急激な増加は強い降雨の発生から約 1 時間後に現われていること、流砂量と流量の対応もよいこと、さらに流出砂れきの岩種から、今回の流砂は観測地点より約 150 m 上流の崩壊地から流出したものか、出水前から河床に存在していたものが流出したものかの判断は困難である。しかし、崩壊地から流出したものが直接流出してきたものとしても、流下区間での流砂の平均流速は約 4 cm/sec となり、河床状態の変化を考えればこの値は従来の観測結果とはあまり矛盾しないものである。

Fig. 19 は 7 月 19 日に発生した豪雨による流砂の実態を示している。この土砂流出は前期の 7 月 17 日のものに良く似たパターンを示しており、特に異なる点と云えば、降雨、出水および土砂流出のそれぞれの時間遅れが約半分の 30 分程度と短くなっていることである。さらに、前期の降雨および出水よりもその規模が大きいかかわらず、流砂量の規模がほとんど同じ程度である。

したがって、今回の土砂流出は、前回の出水によって十分流出しないで河床付近に残留していた細粒径の砂れきが、出水と同時に時間の遅れもなく流出したことを示すものと考えられる。

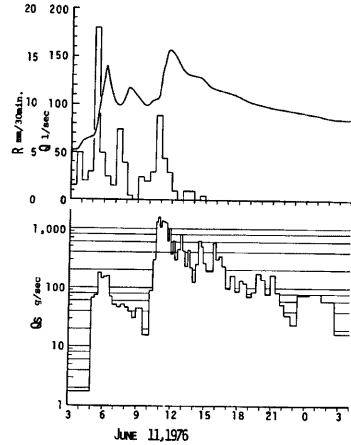


Fig. 16. A flood at Hirudani.
R : rainfall (mm/30min),
Q : discharge, Q_s : sediment discharge at Hirudani station

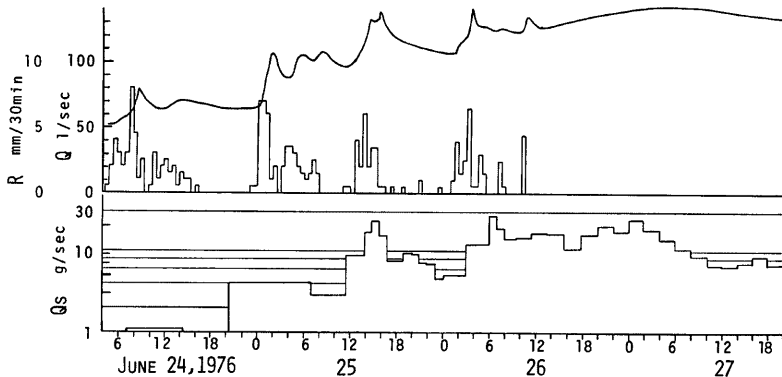


Fig. 17. A flood at Hirudani.
R : rainfall, Q : discharge,
 Q_s : sediment discharge at Hirudani station.

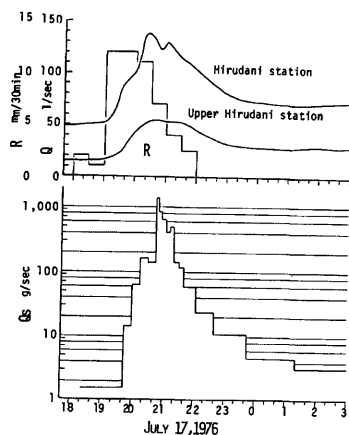


Fig. 18. A flood at Hirudani.
R : rainfall, Q : discharge,
Q_s : sediment discharge at Hirudani station.

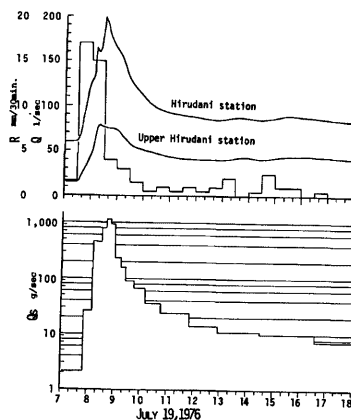


Fig. 19. A flood at Hirudani.
R : rainfall, Q : discharge,
Q_s : sediment discharge at Hirudani station.

Fig. 20 は 7 月 27 日の土砂流出の実態を示している。今回の出水からヒル谷上流の支川での流量と流砂量が観測された。Fig. 20 において、支川の流砂の実態をみると、降雨のパターンによく対応している。このことは降雨によって河床付近の裸地から供給された土砂れきの流出を示すものと考えられる。したがって、流量が十分あるにもかかわらず流砂がなくなるのは、降雨によってもたらされた土砂れきの大半が流出し、流出すべき細粒の砂れきがなくなったものと考えられる。下流の流砂も上流支川の流砂とほぼ同時に発生し、流砂のパターンも良く似ており同様の流出形態と考えられる。なお、この時点で、6 月 30 日に上流支川出口付近の河床に投入した着色砂れきの 1 部が若干認められた。

Fig. 21 は 8 月 3 日の土砂流出の実態を示している。上流支川の流砂は降雨ピークの発生から約 1 時間も遅れていること、流量が前回に比較して少ないことから、流砂の供給源が前回に比較して上流部であったことも考えられ、河床状態の変化が推察される。下流での流砂は従来より述べているヒル谷における流砂の限界としての流量約 50 l/sec を超えるあたりで発生している。この時点ではまだ、上流支川から流出してくる花崗斑岩の砂れきは下流の観測地点まで達していない。流砂の中に花崗斑岩の砂れきが增多するのは 8 月 7 日からである。

以上、融雪出水から始めて梅雨出水の終るまでの土砂流出観測結果の概要を示したが、最後にヒル谷流域における流砂機構について、上記の成果を総合して若干の検討を行った。

ヒル谷流域における流砂の実態については、下流へ流出してくる流砂量、流砂の粒径および岩種などの連続的な観測により、ようやく出水と流砂の関係が具体的に検討できるようになってきた。しかし、このような自然河床においては、流砂の発生する場の条件が刻々変化しており、流量と流砂量の関係は履歴性を有している。そのことを示したのが Fig. 22 である。

一連の出水および土砂流出においては、流量と流砂量は Fig. 22 に示すようにほぼ一定の関係を保っている。しかし、この関係も従来より述べられている流量と流砂量の関係に比較して、その関係を示す線は急こう配で、わずかの流量変化に対して流砂量の変化が非常に大きいことが特徴となっている。なお、このよ

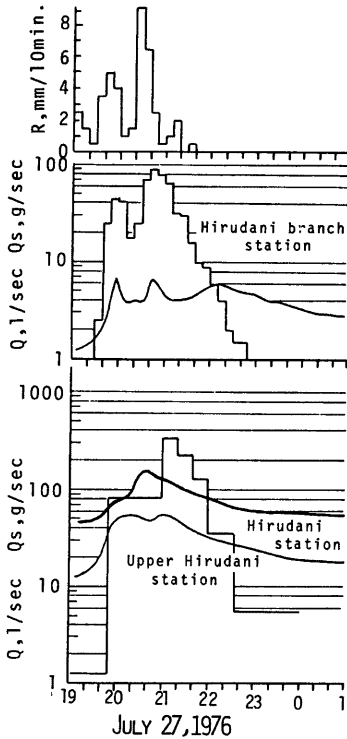


Fig. 20. A flood at Hirudani.
R : rainfall, Q : discharge,
Q_s : sediment discharge.

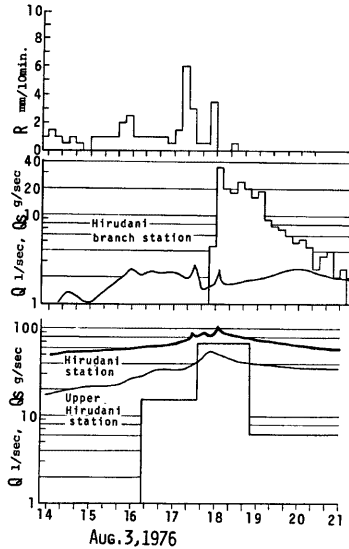


Fig. 21. A flood at Hirudani.
R : rainfall, Q : discharge,
Q_s : sediment discharge.

うな関係が一連の出水においてほぼ成り立つが、Fig. 22 に示すように、相互の一連の出水については成り立たないことは、各出水と土砂流出における初期条件が異なることを示すものであろう。したがって、前後する一連の出水と土砂流出現象は前期現象の結果を後に続く現象が初期条件として受けつぎ、流砂現象が展開されているとして Fig. 22 をみれば、6月11日から6月24日の土砂流出へ、7月17日の土砂流出から7月19日の土砂流出へと、同じ流量に対して流砂量が少なくなる傾向が前期出水による河床砂れきの減少によるものとして説明される。

さらに、先に若干述べているように、6月11日の土砂流出からその後につづく土砂流出へと、時間の経過とともに降雨および出水に対する流砂の遅れ時間が短くなっている。このことも時間の経過とともに河床状態が変化したことを示すものであろう。

また、ヒル谷流域における流砂機構のもう1つの特徴は、降雨特性と良く対応する土砂流出機構を有する支川と流砂の伝播と変形および貯留機構を有する本川からなっていることである。したがって、流域下流で観測される流砂現象は、それらの複雑な機構によって支配されている。

今後は8月3日以後の未整理資料の検討も加えて、本川河道への流砂機構と本川河道での流砂機構を明らかにし、ヒル谷下流で観測される複雑な流砂の実態を解明したいと考える。

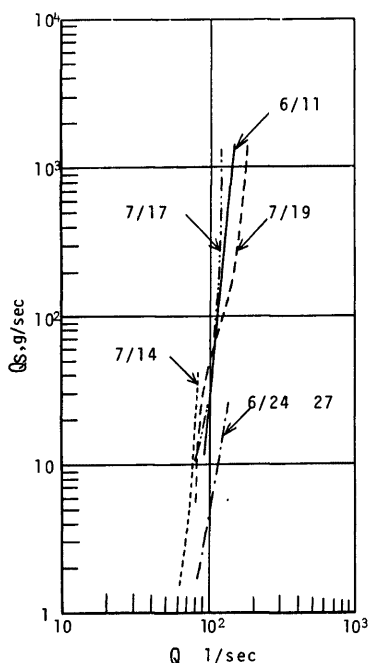


Fig. 22. Relation between flow rates and sediment discharges at Hirudani station.

部門の吉田義則技官に深く感謝する。

なお、本研究の一部は、昭和51年度文部省科学研究費補助金自然災害特別研究「土石流の発生機構に関する研究」(研究代表者、名古屋大学、西畑勇夫教授)の援助を受けた。また、昭和51年度設備機器増額要求が認められ、新しく「洪水・土石流動態記録装置」が設置され、今後の流砂観測の発展が大いに期待される。ここに、関係各位に感謝する。

参 考 文 献

- 1) 矢野勝正, 土屋義人, 奥村武信: 山岳小流域における土砂流出に関する 2, 3 の観測結果について, 京都大学防災研究所年報第10号 B, 1967, pp. 81-96.
- 2) 矢野勝正, 奥村武信: 山地流域における土砂流出—土砂濃度と粒径特性—, 京都大学防災研究所年報第12号 B, 1969, pp. 333-343.
- 3) 芦田和男, 高橋 保, 奥村武信, 道上正規, 沢田豊明: 山地流域における出水と土砂流出—穂高砂防観測所の観測結果—, 京都大学防災研究所年報第15号 B, 1972, pp. 349-361.
- 4) 芦田和男, 高橋 保, 奥村武信, 沢田豊明: 山地流域における出水と土砂流出 (2)—穂高砂防観測所の観測結果—, 京都大学防災研究所年報第16号 B, 1973, pp. 401-409.
- 5) 芦田和男, 高橋 保, 沢田豊明: 山地流域における出水と土砂流出 (3)—穂高砂防観測所の観測結果—, 京都大学防災研究所年報第17号 B, 1974, pp. 547-553.

5. 結 語

本研究は、山地流域における出水と土砂流出の実態に関する観測を主とした報告であるが、従来の研究成果に加えて、出水および流砂の実態に関して若干の新しい知見を得た。以下、その内容をまとめて結語としたい。

(1) ヒル谷流域における出水については、直接流出成分に比較してかなり流量の規模が大きく、また流出の遅れが2日から3日とかなり長期におよぶ流出成分の存在が明らかとなった。

(2) ヒル谷流域における土砂流出については、降雨によって本川河道へ砂れきが流出する機構と本川河道における砂れきの流出機構についての若干の知見を得た。

(3) 足洗谷流域における土石流の発生機構について、土石流発生場の水収支について検討を行い、土石流の発生機構に関する水の問題について若干の考察を行った。

今後、現在までに集積されてきた多くの観測・研究成果を十分に検討するとともに、新しく観測・調査の成果を加え、まだ十分解明されていない山地流域での出水と土砂れきの生産および流出機構に関する研究を進展させ、土砂災害の防止・軽減に役立てたい。

最後に、観測の準備から資料の整理まで多大の労苦をいとわず協力していただいた穂高砂防観測所の志田正雄技官、および滝沢梅雄氏に深く感謝する。また、梅雨期の約1ヶ月にもおよぶ長期の流砂観測に、現地で協力していただいた砂防

- 6) 芦田和男, 高橋 保, 沢田豊明：山地流域における出水と土砂流出（4）—穂高砂防観測所の観測結果—, 京都大学防災研究所年報第18号 B, 1975, pp. 529-540.
- 7) 芦田和男, 高橋 保, 沢田豊明：山地流域における出水と土砂流出（5）—穂高砂防観測所の観測結果—, 京都大学防災研究所年報第19号 B-2, 1976, pp. 345-360.