

山地流域における出水と土砂流出 (13)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (13)

By Kazuo ASHIDA, Tamotsu TAKAHASHI and Toyooki SAWADA

Synopsis

Observational studies on the runoff process, sediment yield and transport have been carried out in an experimental basin, Ashiaraidani (6.5 km²), which is a tributary of the Jintsu River in Gifu Prefecture, Japan. In this basin all aspects of sediment transportation which appear in the mountain ravines, namely, bed load, suspended load, wash load, and debris flow can be seen under various rainfalls and discharge conditions.

In this paper, at first, behaviors of the debris flows along the stream channel and passing through a grid type dam which is constructed to control debris flows are discussed in view of the observed facts in the Shiramizudani. Secondly, the process of sediment transport during a flood on the steep channels with sequential falls and pools were considered by means of the grain-size and petological classification of transported gravels in reference to the geological distribution in the Hirudani basin (0.85 km²).

1. 緒 言

山地流域における土砂流出現象は、水と土砂れきの相互作用が時間的・空間的に変化するために、それが防災研究において主要な課題であるにもかかわらず、多くの未解決の問題を残している。土砂流出現象の解明には、現象が発生する場の特性を考慮した現地観測が必要であることから、昭和41年より穂高砂防観測所において出水と土砂流出の観測が継続して行われてきている^{1)~17)}。

穂高砂防観測所における観測研究の基本方針は、土砂流出を生産→輸送→堆積からなるシステムとしてとらえ、時系列的に取り扱うとともに場の特性の評価を行うことである。そのために、種々の土砂流出形態が発生する足洗谷流域 (7.2 km²) に試験流域を設定して観測を行っている。

本文は、昭和58年 (1983年) の観測成果をまとめたもので、白水谷に発生した土石流の流動・堆積形態と白水谷出口に設けられた透過性ダムによる土石流の変化について検討している。その他、ヒル谷流域における土砂流出についても述べている。

2. 観測流域および観測の概要

2.1 足洗谷試験流域について

足洗谷試験流域 (6.5 km²) は足洗谷流域 (7.2 km²) の深谷地点より上流に設定されている。この流域は神通川水系蒲田川の支流に属しており、源流部が焼岳 (標高 2455 m) になっている。焼岳は火砕流などの噴出物で山体を構成する比較的新しい火山で、昭和37年7月に噴火活動を引き起こし、現在も火口から水蒸気を噴出している。

、足洗谷流域における土砂流出は、この焼岳火山噴出物に大きく支配されている。ここでの土砂流出は、裸

地斜面やガリ壁面の侵食によって生産され、一旦河床に堆積した土砂れきが主として土石流の形態で流出する。現在、このような土砂流出の形態が最も盛んな支川は白水谷であって、この試験流域の観測は白水谷からの土砂流出の解明が中心となっている。したがって、観測機器および調査地域はそれらを考慮して設定されている。

観測流域および観測機器の配置は Fig. 1 に示すとおりであるが、これらの内容については前報などで述べているので概略とし、新しく加えられたものを主として説明する。

従来のものでは、土砂生産の実態に関して、H地点で連続観測、I、JおよびK地点で定期的な調査が行われている。土石流の発生および流動に関して、E、G-1およびG-2地点に8mmカメラ、C地点にTVカメラが設置されている。洪水や土石流発生時の流路変動などを観測するために、C地点より約300m上流

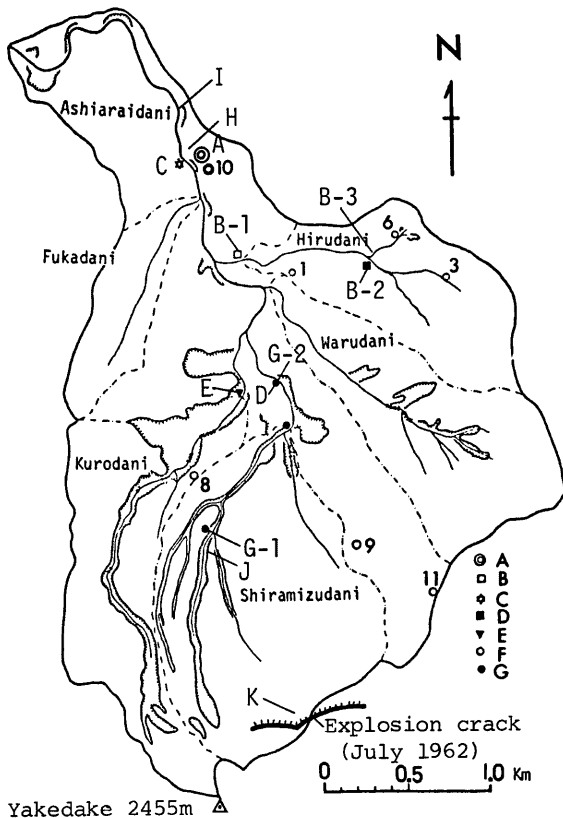


Fig. 1 Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The symbols in the figure are; A: The observatory, B-1: Hirudani station, B-2: Upper Hirudani station, B-3: Hirudani branch station, C: Fukadani station, D: Shiramizudani station, E: Kurodani station, F: Rain gages, G: 8mm cine-cameras, H: Observation area of gully erosion, I, J: Survey area of gully erosion, K: Observation area of bare slope erosion.

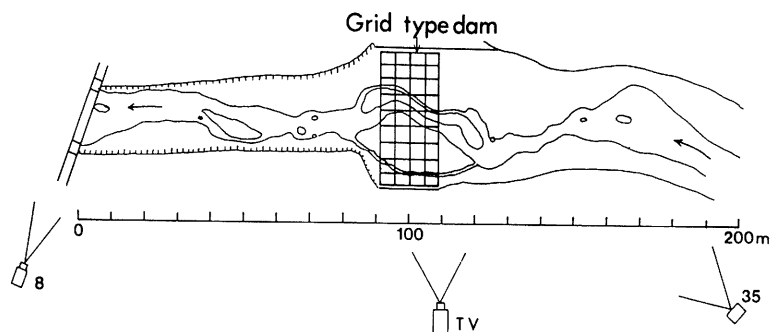


Fig. 2 Plan of the arrangement of equipment for observation at Shiramizudani station

に TV カメラが設置されている。試験流域から流出する水量と土砂量を測定するために、C（深谷）地点にコンクリート製の観測用水路（幅：5 m、長さ：15 m、深さ：0.8 m、路床勾配1/20）、超音波式水位計、レーダー流速計、TV カメラが設置されている。その他、雨量計が1、3、6、8、10および11に設置されている。

新しく加えられた観測および機器では、白水谷出口の白水谷第1ダムより約 100 m 上流に「体格子型のダム（白水谷第2ダム¹⁸⁾）が建設省によって設置された。この砂防ダムは土砂れきの透過性を有するもので、土砂流出の調節制御を目的としたものである。このダムの機能を明らかにするために、Fig. 2 に示すように、8 mm カメラ、35 mm モータードライブカメラ、TV カメラが設置されている。8 mm カメラは3分間に1コマの撮影、TV カメラは常時6時間の録画を繰り返している。35 mm モータードライブカメラは土石流センサーによって起動し、1秒1コマの撮影を行う。

Photo 1 は 35 mm モータードライブカメラによって撮影された映像の1例で、昭和58年7月27日14時5分頃の土石流の流動状態を示している。この写真では、格子ダムの左岸側に土石流の先端が既に達し、枝分れた1部がその右岸側に達しているところが写っている。

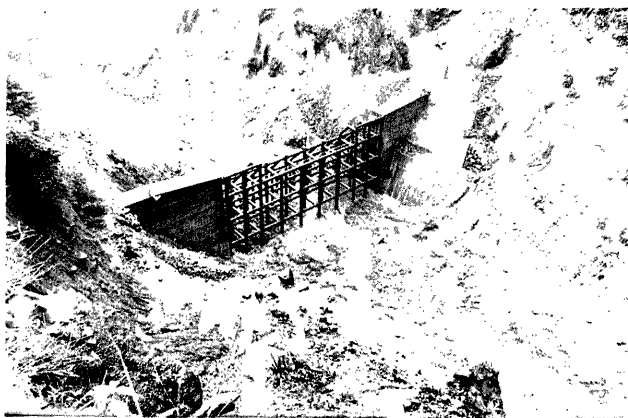


Photo 1 Bird's-eye view of debris flow and grid type dam by the interval shot 35mm camera system, at 14:05, July 27, 1983

2.2 ヒル谷試験流域について

ヒル谷試験流域 (0.85 km^2) は、Fig. 1 に示すように、足洗谷試験流域に含まれる小流域である。この流域における土砂生産量および土砂流出量は、比較的少なく観測が開始された昭和41年から現在に至るまでの平均年間流出土砂量は約 100 m^3 である。現在、この流域では崩壊裸地斜面から流出した土砂と古い河床堆積物の侵食による土砂が、通常の洪水では破壊されない階段状の本川河道を輸送される形態が主として生じている。このような河道における砂れきの輸送過程と流域内における土砂流出の実態を明らかにするために、この流域の出口 (Fig. 1 のB-1)、本川上流 (Fig. 1 のB-2) および支川出口 (Fig. 1 のB-3) において、流量や流砂量が測定され、有線ケーブルでそれらのデータが観測所へ送られている。なお、観測および調査方法などに関する内容は前報^{7,12)}で述べているので省略する。

3. 足洗谷流域における観測結果

足洗谷流域における観測は、前述したように、①土砂生産、②流路変動と流砂、③土石流の3つに大きく分けられる。裸地斜面やガリ壁面の侵食に関しては前年¹⁷⁾と同様の傾向が認められた。流路変動と流砂に関しては、観測区間で護岸工事が行われていたので満足すべき成果は得られていない。土石流に関しては、7月27日と9月7日に小規模なものが発生し、白水谷出口においてTVカメラ、35mmカメラなどによってその動態が撮影された。そこで、ここでは観測された資料をもとに土石流の動態や堆積形態について検討してみよう。

3.1 土石流の流動形態

7月27日および9月7日に発生した土石流の流量は、前述したような8mmフィルム、35mmフィルムおよびビデオテープの録画による画像の解析によって求めることができる。それらの画像解析の結果、Fig. 3に示すようなハイドログラフが得られた。なお、この図には白水谷第2ダムより約1700m下流の深谷観測点 (Fig. 1のC地点) における流量も示されている。まず、7月27日の土石流についてみると、この図からも明らかなようにピーク流量が大きく減少していることが分かる。なお、Fig. 3の7月27日のハイドログラフのAは格子ダム上流、Bは格子ダムの下流のもので、Aの最大流量が $31 \text{ m}^3/\text{s}$ 、Bの最大流量が $14 \text{ m}^3/\text{s}$ である他は、ハイドログラフの形状はほぼ同じである。このような土石流は約1700m下流の深谷観測点では直径30cm程度の礫を含む掃流状の流れに変化していることが映像によって認められた。なお、従来この程度の降雨があっても深谷における流量の増加は非常に少なく、このような流量の増加は土石流の変形成分によるものと考ええる。また、河床の調査から白水谷第2ダムを通過した土石流の大半は途中の河床に堆積せずに深谷地点に到達していることが明らかになった。さらに、深谷地点で砂れきの流出とともに流木が認められたが、白水谷においても土石流の先端部に流木が認められている。それぞれの時刻が録画さ

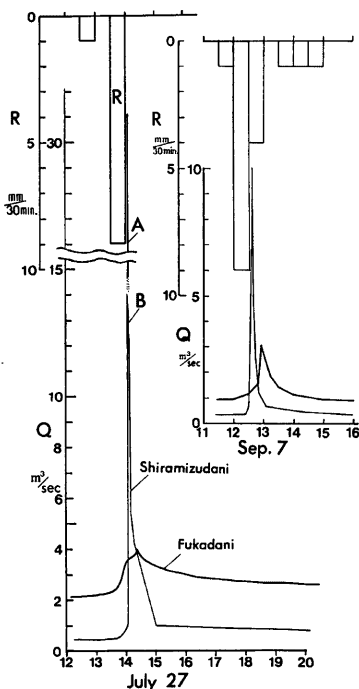


Fig. 3 Hydrographs of the debris flows at Shiramizudani and Fukadani stations; R: Rainfall, Q: Discharge

れており、深谷地点に到達した流木は約14分間で約1700 mの距離を流下したことになる、これに基づいてこの区間の流木の移動速度を求めると約2 m/sとなる。この値は土石流の先端の移動速度に近いものと考ええる。

一方、流速や水深の変化についてみると、白水谷出口では流速が2.5 m/s、水深が0.7 mであるのに対して、深谷地点のコンクリート水路では流速が3.3 m/s、水深が0.25 mと変化している。なお、移動する礫の最大値は、白水谷出口で約1 m、深谷地点のコンクリート水路では約0.3 mであった。

ついで、9月7日の土石流についてみると、白水谷出口において最大流量が約 $10 \text{ m}^3/\text{s}$ であったものが、深谷地点では最大流量が約 $3 \text{ m}^3/\text{s}$ になっている。この場合も途中の河床に土砂れきを堆積せず深谷地点へ達している。この区間の移動速度は約1.4 m/sとなっている。なお、白水谷出口における最大流速は約2.4 m/s、最大水深は約0.5 mとなっているが、下流の深谷地点のコンクリート水路では最大流速が約3.6 m/s、最大水深が約0.17 mとなっている。移動する礫の粒径は、白水谷出口で約0.5 m、深谷地点で約0.2 mとなっている。したがって、大きな礫は途中の河床に残して細粒成分が深谷地点へ到達したものと考ええる。

ところで、7月27日と9月7日の土石流をFig. 3において比較すると、白水谷における最大流量は前者が後者の約3倍であるのに対して、深谷地点では土石流の影響による最大流量の増加分がほぼ等しくなっている。一方、土石流の影響による流量の増加が継続する時間は前者の方が長くなっている。すなわち、前者の土石流の方が後者のものに比較して変形量が大きくなっているのであるが、これは白水谷における土石流ハイドログラフが前者でより尖鋭であることを反映しているものと考えられる。いずれにしても、1つの土石流に対して河道内での流量低減状態が実証されたのは、おそらく最初であると思われ興味深い点である。

土石流の流動形態が平面的に明らかにされた例は少ないので、7月27日の土石流について若干の検討を行う。Fig. 4は7月27日の土石流について、35mmカメラの映像から土石流の先端部の進行状態を示したものである。なお、図中の数字はカメラの視野に土石流が入ってからの経過時間(秒)を示している。この土石流の先端部は、Fig. 4において明らかに、左岸側に偏って移動している。全体の河道の平面形状と、一般に言われている土石流の直進性を考慮すれば、この場合、右岸側に偏るのが普通ではないかと考えられる。今回、そのようなならなかった理由として、Fig. 2に示すように水みちが左岸に偏っていることと、この土石流の移動層厚がその水みちの深さとほぼ同じ程度であったことから、土石流の先端はこの水みちに沿って移動したものと考ええる。この土石流の先端は水みちを埋めながら流下するが、先端部の移動速度が減少すると同時に後続部に流向の変化が生じて右岸方向に新しく枝分れが生じ始め、それが徐々に発達し

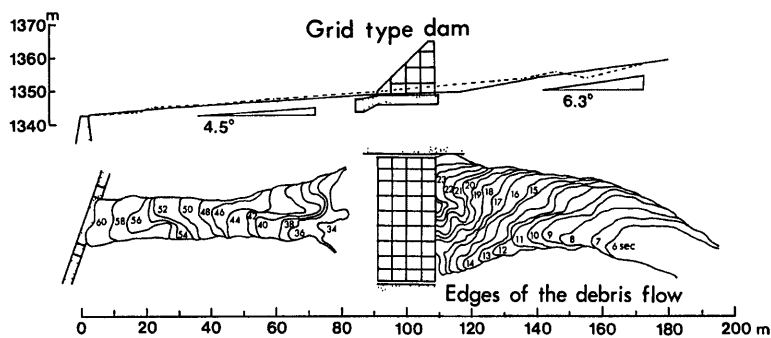


Fig. 4 Temporal variations of the leading edges of a debris flow

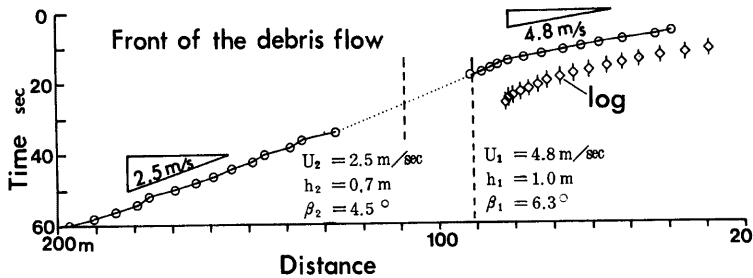


Fig. 5 Traveling time of the front of debris flow

て右岸側に寄って移動している。このような土石流の枝分れは、土石流が谷から出たところで扇状地を形成する際に認められる首振り現象と同様であろう。

この土石流に含まれる礫は最大粒径が 1 m 程度であって、立体格子ダムの影響を受けずに流下しているようである。なお、Fig. 4 において、立体格子ダムおよびその下流側で土石流の先端部が欠けているのは格子の陰になって画像の解析ができないためである。この立体格子ダムを通過した後も、前述したような分岐の影響が認められるが、河道が少し狭くなる所で再び一つに集り、水みちに沿って先端部が移動している。以上のことから、小規模な土石流の先端部の移動は河床の形状に影響されやすいこと、一体となった流動形態を示すような土石流も種々の運動を有する部分からなっていることが明らかとなった。

つぎに、土石流の先端部の移動速度について検討してみよう。Fig. 5 は Fig. 4 に示した土石流の先端部の移動速度の分布を示すもので、縦軸に経過時間、横軸に移動距離を表わしている。その他、土石流に含まれていた流木の移動状態もこの図に示されている。土石流の先端部の移動速度は、この図から明かなように上流から約 80 m の所で 4.8 m/s から 2.5 m/s に減少している。この地点は立体格子ダムより約 10 m 上流側で、Fig. 4 の河床縦断面図に示されるように平均河床勾配が 6.3° から 4.5° に変化するところでもある。そこで、流速の変化がどのような条件に支配されているか、若干の検討を行ってみよう。

土石流の流速を求める高橋の式¹⁹⁾

$$U = \frac{2}{5d} \left[\frac{g \sin \beta}{a_i \sin \phi_r} \left\{ C_d + (1 - C_d) \frac{\rho}{\sigma} \right\} \right]^{\frac{1}{2}} \left\{ \left(\frac{C_*}{C_d} \right)^{\frac{1}{3}} - 1 \right\} h^{\frac{3}{2}} \dots \dots \dots (1)$$

において、上記の場合、この土石流の濃度 C_d および粒径 d に変化がないものと考え、Fig. 5 に示すような観測された流速 U_1, U_2 と流動層厚 h_1, h_2 および河床勾配 β_1, β_2 を用いて検討した結果、これらの値が式(1)を満足することが認められた。したがって、この土石流の流速の変化が河床勾配の変化によるもので、立体格子ダムの影響を受けていないことが明らかとなった。ちなみに、 $\sigma = 2.65 \text{ g/cm}^3$, $\rho = 1.3 \text{ g/cm}^3$, $C_* = 0.7$, $a_i \sin \phi_r = 0.02$, $d = 0.2 \text{ m}$ とし、式(1)を用いて前述の各流速について濃度 C_d を求めると、いずれの場合も $C_d = 0.35$ に近い値を得ることができる。

一方、Fig. 5 には流木の移動速度も示されているが、この図からも明かなように、流木は土石流の先端部とはほぼ同じ速度から徐々に速度を減少しながら停止していることが分かる。また、この流木が後続流とともに移動していることから、後続流が徐々に停止していることが分かる。

3.2 土石流の堆積形態

一連の土石流において、流動と堆積現象が同時に別々の場所で発生しており、相互の関係を無視して別々に取り扱うことは適当ではないが、現象が発生する場の条件を的確に把握することが困難であって、ここでは土石流の最終堆積形態について検討してみよう。

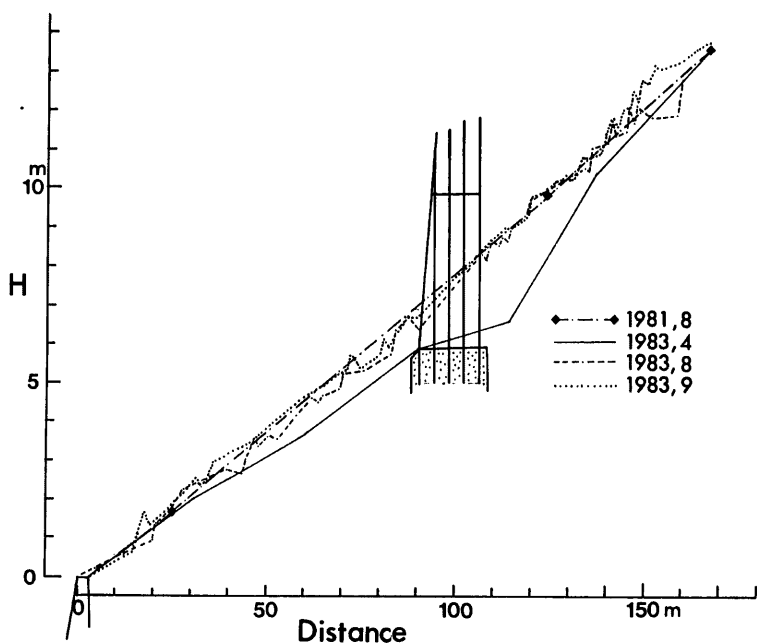


Fig. 6 Variation of the profile of debris flow deposit at the grid type dam (Shiramizudani No. 2 dam)

土石流の堆積形態は立体格子ダムを中心に上・下流へ約 100 m の範囲を対象としている。この区間は下流端の河床高が白水谷第 1 ダムで固定され、平均河床勾配が約 4.7° で既往の土石流に対してはほぼ流動域となっている。Fig. 6 はこの区間の河床縦断形を示したもので、図中の 1981 年 8 月の河床は 1979 年の土石流の通過によって形成されたものである。その後、白水谷第 2 ダムの施工に際して河床が人工的に掘り下げられ、その縦断形は 1983 年 4 月の状態となった。1983 年 7 月 27 日と 9 月 7 日の土石流は、人工的に掘り下げられた河床を埋め戻すように堆積を生じている。したがって、前述した流動形態において流速が減少したのは、土石流がその 1 部を堆積させながら流下したことによるものと考えられる。ちなみに、Fig. 3 のハイドログラフに示すように 7 月 27 日の土石流において上流側の最大流量が約 $31 \text{ m}^3/\text{s}$ であるのに対して下流側の最大流量が約 $14 \text{ m}^3/\text{s}$ となり、流量の約半分がこの区間に貯留されている。なお、この区間の堆積量の分布は Fig. 7 に示す通りである。この図は 5 m ごとの河床横断区間内の変動量を示しており、堆積を生じた区間が大半を占めている。この区間の堆積量の分布は人工的な河床低下量にほぼ比例するようである。とくに、土石流によって侵食された部分はなく、常に窪みの部分を埋めるように堆積している。この区間における土石流の総堆積量は 7 月 27 日に約 1640 m^3 、9 月 7 日に約 660 m^3 となっている。

以上のように、立体格子ダムが設置された区間における土石流の堆積形態は元の河床に戻るような傾向を示しており、これらの土石流に対して立体格子ダムが影響していないようである。そこで、土石流の調節制御を目的としたこのダムの機能について若干の検討を行ってみよう。このダムは格子の目の開きが 3.5 m で直径約 2 m の礫を含む土石流を停止させるように設計されている¹⁸⁾。ところが 7 月 27 日および 9 月 7 日の土石流はいずれも最大粒径が 1 m 以下であって、前述したように、この立体格子ダムによる土石流の流動

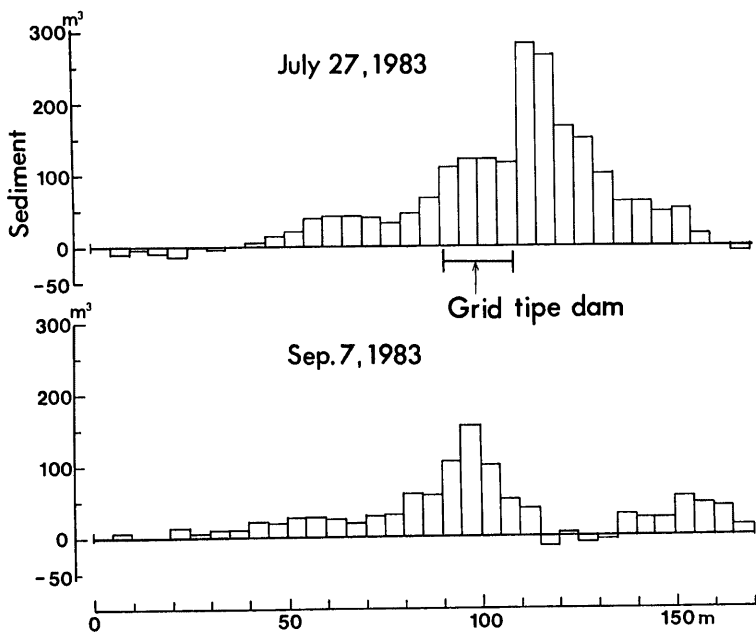


Fig. 7 Variation of the debris flow deposit

・堆積形態の変化は認められず、小粒径の土砂れきは下流へ流出させる状態が認められる。そこで、このようなダムの中砂調節機能を従来の不透過性のダムと比較してみよう。土石流による流出土砂量を求めるために、前述した測定結果や従来の観測結果を参考にして、土石流の濃度は最初の10分間が0.3、その後の50分間が0.1、最後の8時間が0.03であるものとした。この値を用いて土砂流出量を計算すると、7月27日の土石流で約 4310 m^3 、7月7日の土石流で 1330 m^3 となる。したがって、従来の不透過性ダムでは、これらの流出土砂の大半が堆積することになり、その総堆積量は約 5640 m^3 に達することになる。しかし、砂れきの透過性を有する立体格子のダムでは、7月27日に約 1640 m^3 、9月7日に約 660 m^3 の堆積があるだけで、その総堆積量は約 2300 m^3 になり、不透過性ダムの約半分以下となる。しかも、この実績堆積量は人工的に掘削された部分を埋めることによって生じたものである。このように小規模な土石流は、この立体格子ダムにはほとんど影響されず流下していることが明らかとなり、ここに、その機能の一部が実証された。

4. ヒル谷流域における観測結果

ヒル谷流域における土砂流出の特徴は、従来、通常の洪水では破壊されない安定した階段状の河道を支川および溪岸から供給された細粒砂れきが輸送されるものであった。しかし、今年の観測において、溪岸の崩壊によって生産された砂れきが階段状河道の上に堆積したものが流出する流砂形態が認められた。この土砂流出の観測は流砂量が非常に多くあったので自動流砂測定装置による分単位の測定はできなかった。しかし、このような土砂れきの流出形態が土砂災害においては大きな役割を演ずるので、洪水期間中の総流砂量が試験ダムで測定されていることを利用して、若干の検討を行ってみよう。

ヒル谷は Fig. 8 の河床縦断面図に示すように河床勾配が 10° から 35° と急であるため、土石流の発生

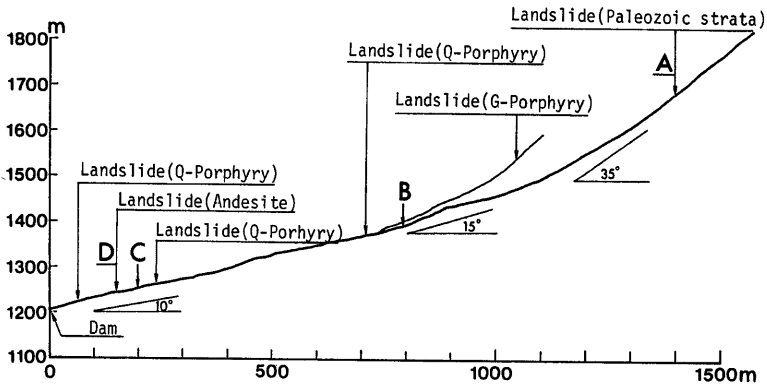


Fig. 8 Longitudinal profile and sediment source in the Hirudani

条件を満足するものと考えられる。このような河床がどのような砂れきで、構成されているかを示したのが Fig. 9 である。ヒル谷本川中、下流部の河道はこの図に示すように、安山岩の砂れきの堆積層（厚さ約 20 m）を侵食して形成されており、その侵食深は 3~15 m で、その幅は 10~30 m である。この堆積物の粒径分布は Fig. 9 に示すように粒径範囲が広いことが特徴である。この堆積層はヒル谷の出口から約 1000 m 上流まで広く分布しており、Fig. 8 の河床勾配が約 15° になるところまでである。したがって、この区間の河道で土石流に近い土砂流出形態が発生する可能性もあり、また、地元の古老の談として大正年代に大量の土砂流出があって 1 名の死者があったとされている。

そこで、近年におけるヒル谷流域の土砂流出の傾向をみると、昭和20年代は河道がほぼ現在のような形態

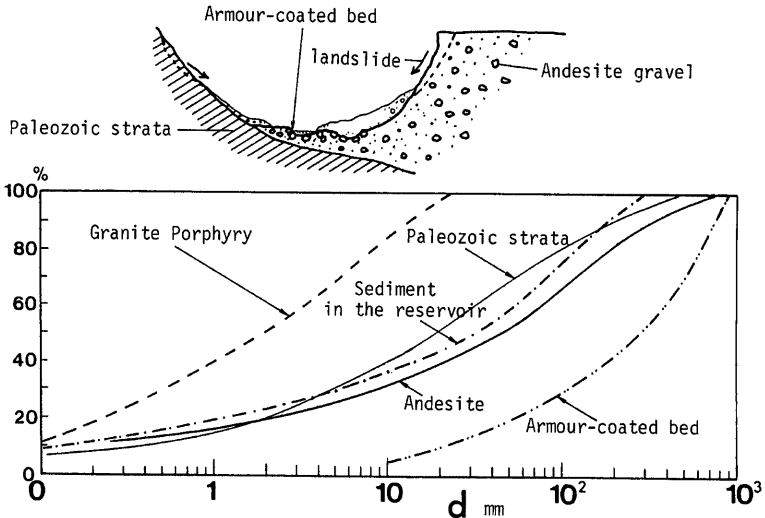


Fig. 9 The particle size distribution of the bed materials in the Hirudani channel

で安定し、ヒル谷出口付近でワサビの栽培が行われたほどであったが、昭和35年頃にヒル谷支川上流に崩壊（花崗斑岩）が発生し、Fig. 9 に示すような細粒径の砂れきが徐々に流出してワサビの栽培も行われなくなっている。その後、昭和48年にヒル谷出口から約 150 m 上流左岸に砂防工事用道路が作られ、その工事にもなう崩壊が発生し、崩壊した土砂が本川河道を埋めて堆積した。なお、この堆積土砂量は、道路工事中に堆積したものを含め約 500 m³ と推定される。この堆積によって、ヒル谷出口では安山岩の細粒砂れきの流出量が多くなったが、昭和54年 8 月22日の大量の土砂流出まではその大半が残っていた。この土砂流出によって堆積土砂の約半分が流出したものと推定される。なお、この洪水は観測を開始してからの最大流量約 1.5 m³/s、総流出土砂量約 400 m³/day を記録している。

昭和53年 6 月26日にヒル谷出口より上流約 200 m 右岸に幅約 10 m、長さ約 20 m、深さ約 1 m の崩壊（石英斑岩）が発生したが、本川河道を埋めるような堆積は生じていない。昭和56年の豪雪の後、ヒル谷上流約 1500 m 付近の左岸に崩壊（幅約 30 m、高さ約 20 m、厚さ約 0.5 m）が発生し、その大半が旧河道を埋めて堆積したが、その後の出水でもほとんど移動していないが、9 月28日の出水では、その大半が移動し途中の河床に堆積しているのが認められる。

その他、ヒル谷流域には Fig. 8 に示すように、ヒル谷出口から約 70 m 右岸（石英斑岩）と約 670 m 右岸（石英斑岩）に崩壊が発生しているが、昭和41年以前に発生したものと推定される。これらの崩壊は現在のところ土砂生産量は少ない。

以上、ヒル谷流域における土砂生産源について述べたが、本川のアーマコートが破壊されれば河床が土砂生産源となるとともに大きな特徴を有している。そこで、このような本川河床の各地点（Fig. 8 の A, B, C, D）における砂れきの移動形態について若干の検討を行ってみよう。まず、ヒル谷本川の各地点 A, B, C および D 地点の河床勾配は Fig. 8 に示すように、それぞれ約 35°, 15°, 10°, 10° となっている。また、河床堆積物の粒径分布は Fig. 9 に示すとおりで、それぞれの平均粒径は約 0.07 m, 0.35 m, 0.35 m, 0.1 m となっている。以上の河床勾配、粒径を用いて非粘着性砂れきの移動形態の領域区分図¹⁹⁾ Fig. 10 において、ヒル谷の各地点（A, B, C, D）の砂れきの移動形態の検討を行ってみよう。

ヒル谷流域出口において観測された流量 400 l/s を参考にして、A, B, C, D 地点の流量を、それぞれ 0.04 m³/s, 0.20 m³/s, 0.4 m³/s, 0.4 m³/s とする。そこで、急勾配流れに対する相対水深を求める式¹⁹⁾

$$\left(\frac{h}{d}\right)^3 = 0.14 \frac{q^2}{g d^3} \dots \dots \dots (2)$$

によって、各地点の相対水深は、それぞれ 0.41, 0.24, 0.38, 1.32 と計算される。これらの結果は Fig. 10 に示すとおりで、ヒル谷出口において流量が 400 l/s に達すると、土石流の発生の可能性が認められるのは A 地点で、しかもこの地点は崩壊の発生領域にも属している。B および C 地点は河床砂れきの移動がなく、D 地点は各個運動と掃流状集合流動のほぼ中間にあることが分かる。

したがって、今回ヒル谷出口において流量が 400 l/s を超えた時点で、A 地点と D 地点の河床堆積物が移動したと考えられ、観測・調査の結果とはほぼ一致する。

つぎに、ヒル谷出口において観測された土砂流出の実態にもとづいて、D 地点で発生した流砂について若干の検討を行ってみよう。

今年、ヒル谷流域出口において観測された流量、流砂量および降雨量は Fig. 11 に示すとおりで、出水は通常の年に比較して大きく、流量が 400 l/s を超える 3 回の

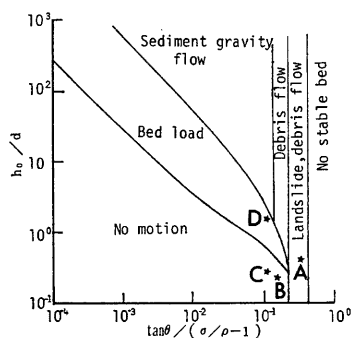


Fig. 10 Criteria for the occurrence of various types of sediment movement in the Hirudani

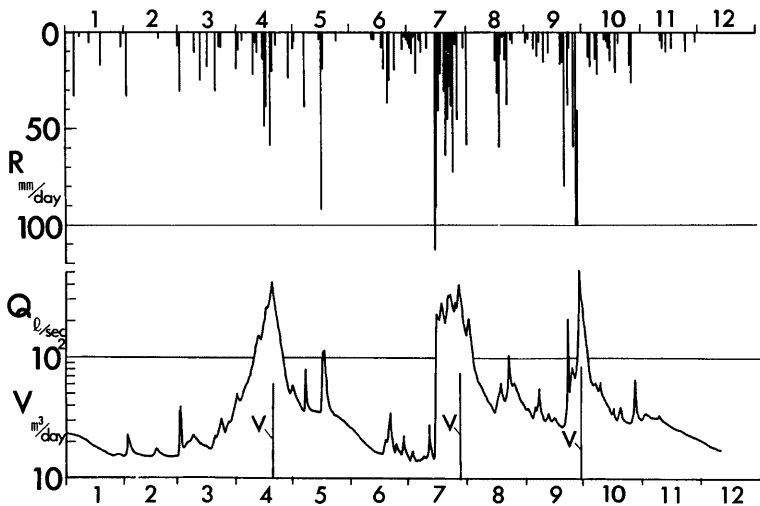


Fig. 11 1983 Flood in Hirudani station. R: Rainfall, Q: Discharge, V: Sediment discharge

出水があった。1971年から1982年の間に、流量が 400 l/s を超える出水は4回のみであることから今年の出水が大規模なものであったことが分かる。

4月20日の出水は降雨と隔雪が加わり最大流量 433 l/s を記録している。流砂量は流砂測定装置の取り入れ口が詰まったことに加え、多量の土砂流出によって流路が変動したために測定できなかったが、洪水期間中の総流砂量はヒル谷出口の試験ダムの堆積量から約 62 m^3 であることが分った。なお、流出砂れきの岩種は安山岩が大半を占めており、その最大粒径は約 30 cm であった。

7月27日の出水において、流量が 280 l/s に達して流砂量が約 20 g/s と急に増加し、さらに流量が 290 l/s で約 60 g/s に達するが、この流砂量は従来の観測結果に比較して少ない傾向にある。なお、この時点の流砂は花崗斑岩が大半を占めている。流量が 320 l/s に達した時点で急激に流砂量が増加し、自動流砂測定装置による測定が困難になったが、試験ダムの堆積量から約 70 m^3 の土砂が流出したものと推定される。なお、試験ダムの堆積土砂の大半は安山岩であった。

9月28日の出水において、流砂量は流量が 180 l/s から 190 l/s の間で、約 20 g/s から約 200 g/s (安山岩の砂れき) に増加しているが、その直後に流砂量計による測定が困難となったが、試験ダムの堆砂量から約 86 m^3 の土砂流出量があったことが分かる。なお、これらの流出砂れきの岩種は安山岩が大半を占めている。

以上の土砂流出の発生源は、前述したD地点の河床であることが上流の河道や溪岸に変化がないことから推定される。そこで、河床変動量から流出土砂量について検討してみよう。**Fig. 12** はヒル谷出口の観測地点から上流約 150 m の区間の河道縦断面形状および河道横断面形状の変化を示したものである。この区間の測量は1979年9月と1983年9月に行われたもので、1979年9月の測量以後、とくに大量の土砂流出はなく、1983年4月の土砂流出までこの区間の河床変動はなかったものと考えられる。この図からも明らかなように、この区間では河床の侵食が著しい。河床断面積の平均変動量からこの区間の総侵食量および堆積量を求めると、それぞれ約 290 m^3 と約 100 m^3 になり、その差し引き約 190 m^3 がヒル谷出口に流出したことになる。以上のようにして求められた土砂量がヒル谷試験ダムの総堆砂量にほぼ等しいことから、4月20日、7月27日および9月28日の洪水による流出土砂はこの区間から流出したことが明らかとなった。

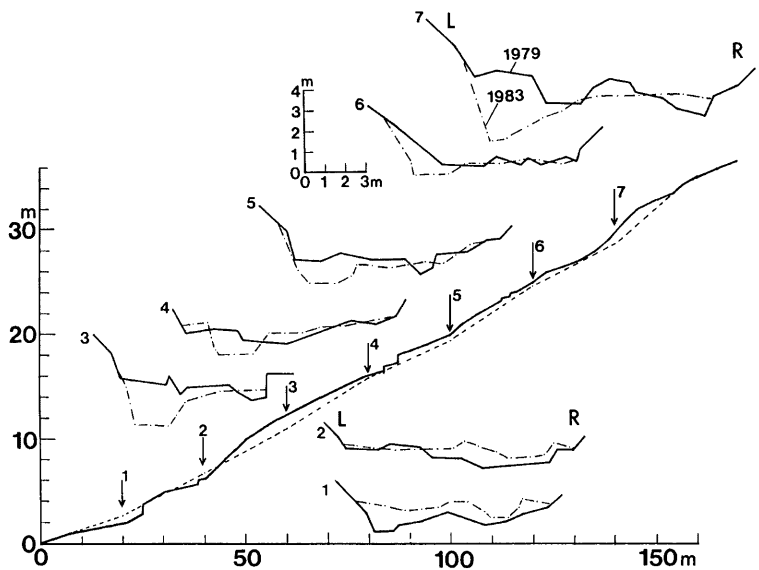


Fig. 12 Longitudinal profile and some representative cross-sections in the Hirudani

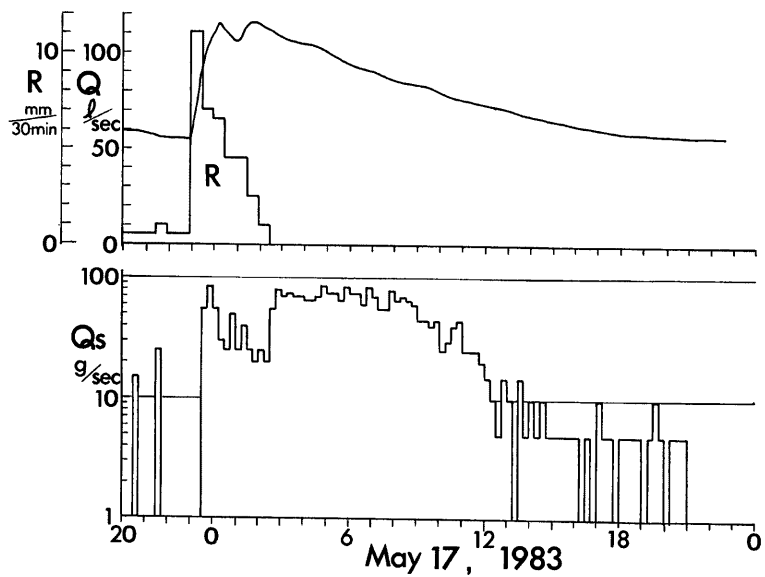


Fig. 13 An example of the measurement of the rainfall (R), the discharge of water (Q) and sediment (Qs) the on Hirudani river

つぎに、ヒル谷本川の階段状河道を構成する砂れきが移動しない場合、すなわち、Fig. 9 に示される花崗斑岩の細粒砂れきなどが流出する場合の流砂の実態について述べる。流砂測定装置は、流出土砂量が比較的小さい場合は正常に働いており、その結果は Fig. 13 に示すとおりである。この図に示される流砂の傾向は従来とほぼ同じで、流量が約 60 l/s を超えると流砂が発生している。また、流量の増加に対して時間の遅れもなく流砂が発生している理由として、すでに観測地点に近い河床に砂れきが十分に堆積していたことが考えられる。なお、この流出砂れきの岩種は花崗斑岩が大半を占めており、4月20日の出水後にヒル谷支川から流出したことが、本川およびこの支川の河床調査によって明らかである。

以上のように、山地流域では河道付近に土砂生産源があって、今回、ヒル谷において明らかとなったように、崩壊などの土砂生産によって河道条件が大きく変化し、したがって同じ流量ではそれまで発生しなかった土砂の移動形態が現われることになる。したがって、土砂生産→輸送→堆積からなる土砂流出システムにおいて、このような土砂生産がその後の土砂流出に関して大きな役割を演じていることが明らかとなった。

5. 結 語

以上、本文において、現地観測によって得られた資料に基づいて、足洗谷試験流域については土石流について、ヒル谷試験流域については流砂の実態について検討している。その結果をまとめて結語とする。

(1) 7月27日および9月7日に白水谷上流において土石流が発生し、白水谷出口に達した状態が 35 mm カメラなどで撮影された。これらの映像を解析することによって土石流の流動・堆積形態を明らかにするとともに、白水谷出口に設置された透過性ダム（立体格子ダム）の土砂調節機能を明らかにした。

(2) ヒル谷流域においては、従来の階段状河道を輸送される掃流砂の形態の他に、崩壊などの土砂生産による河道条件の変化による大粒径の砂れきの移動が認められた。

最後に、本観測研究に際して、穂高砂防観測所の志田正雄技官および滝沢梅雄氏の協力があった。また、本研究の成果には、建設省神通川水系砂防工事々務所の委託研究の成果も含まれており、関係各位に対して、ここに深く感謝する。

なお、本研究の一部は、昭和58年度文部省科学研究費補助金・試験研究「透過性ダムによる土砂制御に関する研究」の研究成果である。

参 考 文 献

- 1) 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一穂高砂防観測所の観測結果一京都大学防災研究所年報第15号B, 1972, pp. 349-361.
- 2) 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), 京都大学防災研究所年報第16号B, 1973, pp. 401-409.
- 3)～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)～(5), 京都大学防災研究所年報第17号B, 1974, pp. 547-553, 18号B, 1975, pp. 529-540, 19号B-2, 1976, pp. 345-360.
- 6) Ashida, K., T. Takahashi and T. Sawada: Sediment Yield and Transport on a Mountainous Small Watershed, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., Vol. 26, Part 3, No. 240, 1976, pp. 119-144.
- 7)～9) 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(6)～(8), 京都大学防災研究所年報第20号B-2, 1977, pp. 387-403, 21号B-2, 1978, pp. 467-483, 22号B-2, 1979, pp. 301-314.
- 10) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明：山城流域における土砂流出の観測研究, 第23回水理講演会論文集, 1979, pp. 61-69.
- 11), 12) 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(9), (10), 京都大学防災研究所年報第23号B-2, 1980, pp. 301-314, 24号B-2, 1981, pp. 223-237.

- 13) 沢田豊明・芦田和男・高橋 保：山地河道における掃流砂の流送過程, 第25回水理講演会論文集, 1981, pp. 507-514.
- 14) 沢田豊明・芦田和男・高橋 保：山地河道の変動と砂礫の流出に関する研究, 第26回水理講演会論文集, 1982, pp. 105-110.
- 15), 16) 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(1), (2), 京都大学防災研究所年報第25号B-2, 1982, pp. 361-373, 16号B-2, 1983, pp. 303-314.
- 17) Sawada, T., K. Ashia and T. Takahashi: Relationship between channel pattern and sediment transport in a steep gravel bed river, Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 46, 1983, pp. 55-66.
- 18) 高木恒雄：白水谷第2砂防ダム——立体格子型鋼製砂防ダム——, 土木技術38巻9号, 1983, pp. 31-37.
- 19) Takahashi, T.: Estimation of potential debris flows and their hazardous zones; Soft countermeasures for a disaster, Journal of Natural Disaster Science, Vol. 3, No. 1, 1981, pp. 57-89.