

山地流域における出水と土砂流出 (7)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (7)

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 (7.2 Km²), 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 in Hirudani experimental watershed were analyzed by petrological and grain-size classification of transported gravels. Colored gravels were also used as the tracer to identify the characteristics of sediment particle movements.

The mechanism of occurrence and behavior of debris flow were partially revealed through the field observations on variation of river bed, and the water balance of debris flows in Ashiaraidani experimental watershed (6.5 Km²).

1. 緒 言

山地の多いわが国において、山地流域からの土砂流出は、その流出過程において多種多様な河川環境の変化をもたらし、水と土砂による災害の原因の一つとなっている。著者らは、このような土砂れきの生産・流出・堆積の実態をより正確に解明し、土砂災害の防止・軽減をはかることを目的として観測・研究を行っている。

ここに、1977年の観測成果をまとめ、ヒル谷試験流域については、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の実態と土砂流出の形態との関係について若干の考察を行った。その他、土石流発生域の河床状態の調査結果についても報告を行っている。

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)~9)}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 (7.2 km²) 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 (2455 m) に源を発している。Fig. 1 は足洗谷試験流域 (6.5 km²) の概要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下流部の深谷観測地点より上流に設定され、深谷観測地点には Fig. 2 のような観測装置が設置されている。この観測地点は足洗谷本川において最も河幅が狭く、また種々の土砂流出の形態が発生しており観測に適した所である。

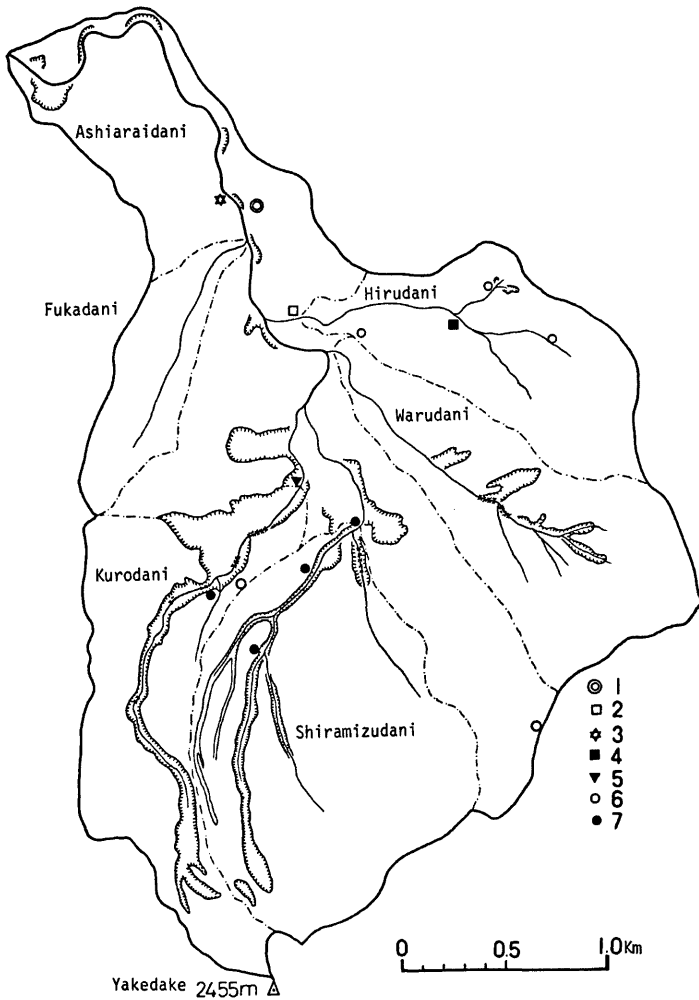


Fig. 1. Plan of the Ashiaraidani experimental watershed and the arrangement of equipment for observation. 1: The observatory, 2: Hirudani station, 3: Fukadani station, 4: Upper Hirudani station, 5: Kurodani station, 6: Pluviometers, 7: 8 mm cinecameras.

観測装置は、観測用水路（コンクリート製、幅：5 m、長さ：15 m、深さ：1 m、こう配：1/20）、超音波式水位計、レーダー流速計および超高感度テレビカメラからなっており、洪水・土石流の流れの状態が観察・記録できる。レーダー流速計は水の流れによる超短波のドップラー効果を利用したもので、実際に際しては、

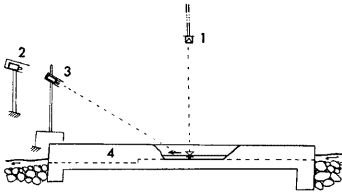


Fig. 2. Conceptual diagram of the equipment for the measurement of flow rate at Fukadani station 1: Ultrasonic water gage, 2: T.V. camera, 3: Radar velocity meter, 4: The concrete channel.

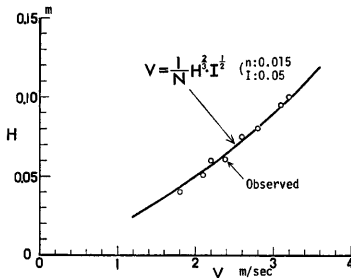


Fig. 4. Relation between flow depth (H) and flow velocity (V) on the concrete channel at Fukadani station.

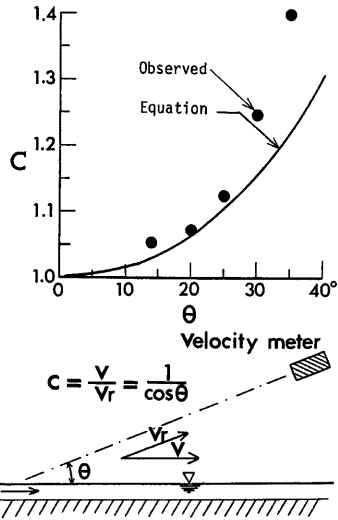


Fig. 3. Calibration coefficient versus angles between flow axis and radar velocity meter.

Fig. 3 に示されるように電波の発射角度による測定値の補正が必要である。Fig. 3 は流速 1.75 m/sec (浮子による測定値) の流れに対して発射された電波の角度とレーダー流速計の測定値との関係を示したものである。この図において明らかなように、発射角度 θ の補正值とレーダー流速計の測定値が良く一致する範囲から、発射角度のみの補正が有効な範囲は 20° 前後である。それ以外の角度ではレーダー流速計の測定値は角度補正を行っても実際の値よりも小さい値が得られる傾向が認められる。しかし、レーダー流速計を固定して使用する場合は、流れに対する角度が 20° 前後でなくとも、その他の補正が可能であると考えられる。なお、レーダー流速計による流速の値は流れの表面の水の移動速度を測っているものと考えられる。

深谷観測地点を流下する洪水・土石流の流量を求めるためには、観測用水路上の流れの水深と流速を知る必要がある。しかし、現在、水位測定用の超音波式水位計の精度が良くないので、水深が浅い場合は正確な水位を測定することが困難である。そこで、レーダー流速計によって観測された流速と直接に物指で測定された水位の値が、Fig. 4 に示されるように、マンニングの流速公式を十分満足することから、本文において用いられた水位はマンニングの公式を用いてレーダー流速計の流速から求められている。

その他、土石流の発生源の状態を観測するために、ストロボ付インターバル 8 mm カメラを白水谷流域に 3 台、黒谷流域に 1 台増設した。

2.2 ヒル谷試験流域について

ヒル谷試験流域 (0.85 km²) は、Fig. 1 に示すように、足洗谷流域の北部に位置し、流砂の形態が比較的単純な流域である。ヒル谷における流砂の大半は、支流にある崩壊地で生産され、通常は流砂のない本川へ流

出し、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いる。このような砂れきの流出過程を明らかにするために、支流出口において支流の流量と流砂量の観測、本川上流部において本川の流量の観測、流域出口において流砂の採集と流砂量および流量などの観測を行っている。

さらに、支川から供給された砂れきの流出過程を追跡するために、1976年6月30日支川の上流部出口の河床に着色砂れきを投入した。それらの砂れきの流出状態と本川河道の形態などの調査が継続して行われている。

3. 足洗谷流域における観測結果

3.1 足洗谷流域における水収支と土砂流出の形態

深谷観測地点および黒谷観測地点において観測された洪水・土石流は Figs. 5, 6, 7, 8, 9 および 10 に示すとおりである。白水谷観測地点では水位の測定が困難で、流量を求めることができなかった。なお、黒谷観測地点における水位は、水深が浅いために 8 mm カメラでの測定が困難であり、電極式水位計によって求められたものである。流速は、水位計付近において測定された水深 6 cm、流速約 1 m/sec、水面こう配 1/80 および流れの幅約 1 m などと 8 mm カメラの記録を参考として、マンニングの公式において、 $n=0.015$,

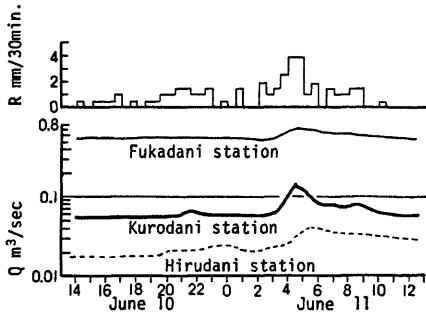


Fig. 5. 1977. 6. Flood. R: rainfall, Q: discharge.

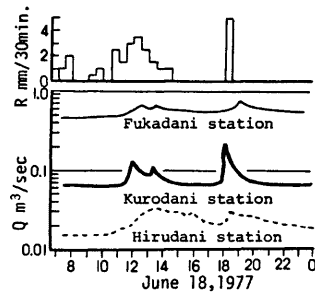


Fig. 6. 1977. 6. Flood.

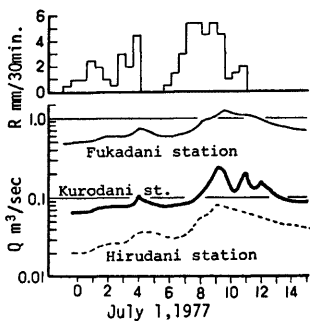


Fig. 7. 1977. 7. Flood.

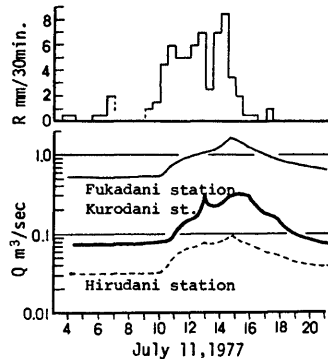


Fig. 8. 1977. 7. Flood.

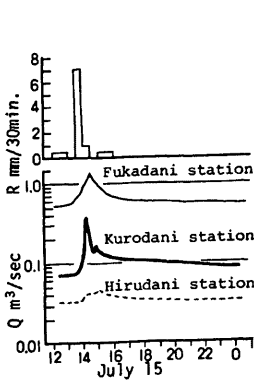


Fig. 9. 1977. 7. Flood.

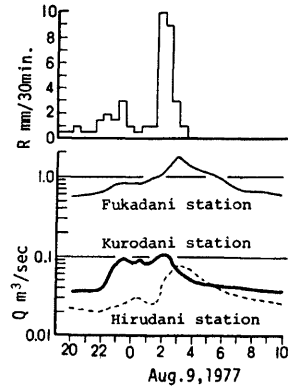


Fig. 10. 1977. 8. Flood.

$I=1/80$ として得られたものである。また、今回の出水の規模が小さく、洪水期間中の流れの幅もあまり変化しないことから、ここでは流れの幅を 0.8m としている。したがって黒谷観測地点での流量は、深谷観測地点やヒル谷出口の流量に比較して精度は良くないが、出水の傾向はこのハイドログラフからも十分推察できるものとする。

1977年の足洗谷流域における出水の規模は、降雨量が少ないこともあって、例年に比較して小さいものであった。観測された最大流量は、深谷観測地点で8月9日の $1.75\text{m}^3/\text{sec}$ 、黒谷観測地点で7月15日の $0.38\text{m}^3/\text{sec}$ 、ヒル谷出口で7月11日の $0.091\text{m}^3/\text{sec}$ (融雪期の4月16日で $0.385\text{m}^3/\text{sec}$) であった。

足洗谷流域における出水の特徴は、深谷観測地点で観測された短期流出の流出率が Fig. 11 に示すように非常に小さいことである。また、降雨ピークに対する出水のピークの遅れが1時間以内で非常に短いこと、さらに降雨期間と洪水期間がほぼ同じ長さで続いていることである。

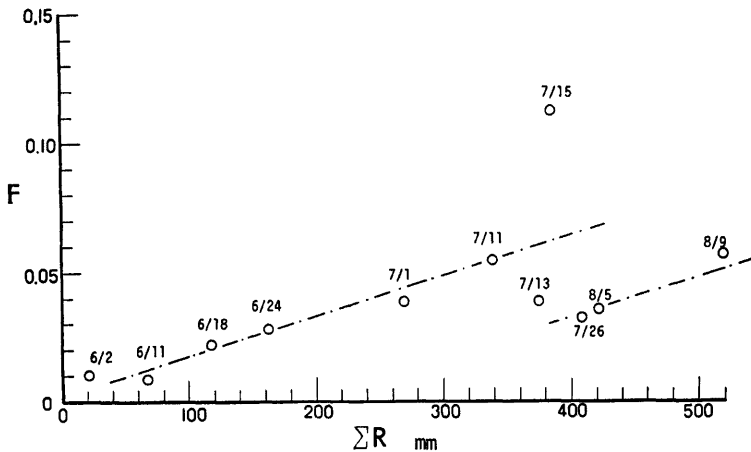


Fig. 11. Relation between the runoff ratio (F) and cumulative rainfall (ΣR).

Fig. 11 は流出率と積算降雨量との関係を示したものである。流出率はハイドログラフの立上り点をもとに水平分離を行って直接流出成分を分離して求められたものである。なお、有効降雨については、初期損失成分などを考慮せず総雨量を用いている。ここでの積算降雨量は 6 月 2 日の出水をもたらしした降雨から積算しているものである。流出率は Fig. 11 において明らかなように、積算降雨量が増加するにつれて大きくなる傾向が認められる。

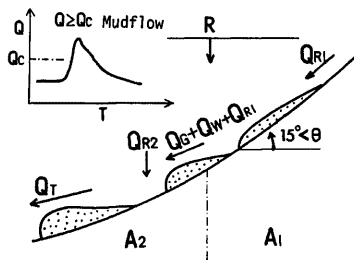


Fig. 12. A model of debris flow. R: Rainfall, Q_{R1} , Q_{R2} : Direct runoff, Q_w : Pore-water, Q_c : Volume of river bed sediment, Q_T : Amount of debris flow.

白水谷の 8 mm カメラにおいて 7 月 15 日および 8 月 9 日には、土石流の発生が認められている。これらの出水の流出率は、他の出水に比較して流出率が大きくなっている。このことは、前報においても述べているように、土石流が発生した場合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。さらに、流出率が 7 月 15 日から 7 月 26 日の間で大きく減少していることは、無降雨期間が長く続いたことが流域の流出特性に影響を与えた結果であろう。

以上のように、出水と土砂流出の形態にはなんらかの関係があるものと考えられるので、以下、Fig. 12 のような土石流発生モデルについて土石流の発生機構と降雨の流出特性との関係を明らかにするために若干の考察を行った。

土石流は、河床こう配が約 15° 以上の河床堆積物において、堆積層が水で飽和され、堆積層の表面に水流が発生することによって堆積層が破壊・流動化して発生するものとする。したがって、土石流発生限界河床こう配を満足する河床において、土石流が発生する場合の限界流量 Q_c は、堆積物の断面積と透水係数、さらに堆積層の粒径と河幅に大きく支配されるものとする。また、土石流発生時の降雨条件は、上記の Q_c の値と流域の流出特性に支配され、地域的な特性を有するはずである。

いま、Fig. 12 のような土石流のモデルにおいて、流域を表面流出起場と浸透域に分けて考えると、流域 A_1 , A_2 における表面流出起場は、表面流出起場率 f によって、それぞれ $f_1 \cdot A_1$, $f_2 \cdot A_2$ のように表わすことができる。土石流の発生は、この流域において比較的短時間の降雨、例えば黒谷流域では 30 分間雨量 R_{30} に支配されているようであり、降雨到達時間を 30 分程度と考えると、土石流発生域 A_1 のピーク流量 Q が土石流発生の限界流量 Q_c になるような降雨量 R_{30} は (1) 式のように表わすことができる。

$$Q_c = \frac{1}{3.6} f_1 \cdot A_1 \cdot R_{30} \times 2 \dots\dots\dots (1)$$

A_1 : km^2 , R_{30} : mm

このような降雨量 R_{30} をここでは限界降雨量と呼ぶことにする。したがって、限界降雨量は限界流量 Q_c 、表面流出起場率 f および流域面積 A などの流域の地域特性によって支配され、土石流発生時の降雨量が地域によって大きく異なるのは、このような理由によるものと考えられる。

以上のように、土石流の発生が出水の特性と密接な関係にあることが推察されることから、土砂流出の形態と水収支についての検討を行い、土石流の発生モデルに関する若干の考察を行った。ここでも先に示している Fig. 12 によって水収支を考える。この図において、 Q_{R1} および Q_{R2} はそれぞれ流域 1 および 2 より流出する表面流出量、 Q_c および Q_w は土石流により流出する土砂量および飽和水量、 Q_T は観測地点を流下する土砂および水の総量（表面流出成分）である。そこで、土石流が発生した場合と発生しない場合に分けて、表面流出起場率 f の検討を行ってみよう。

(1) 土石流が発生しない場合

土石流が発生しない場合の Q_T, Q_{R1}, Q_{R2} は次のように表わすことができる。ただし、流砂量は少ないものとして無視している。

$$Q_T = Q_{R1} + Q_{R2} \dots\dots\dots (2)$$

$$Q_{R1} = \frac{1}{3.6} f_1 \cdot A_1 \cdot R_{30} \times 2 \dots\dots\dots (3)$$

$$Q_{R2} = \frac{1}{3.6} f_2 \cdot A_2 \cdot R_{30} \times 2 \dots\dots\dots (4)$$

$$Q_T = \frac{R_{30} \times 2}{3.6} (f_1 \cdot A_1 + f_2 \cdot A_2) \dots\dots\dots (5)$$

とくに、 $f_1 = f_2 = f$ とすると (5) 式は (6) 式のようになる。

$$f = \frac{1.8 Q_T}{(A_1 + A_2) R_{30}} \dots\dots\dots (6)$$

したがって、土石流が発生しない場合の f は (6) 式によって求めることができる。

(2) 土石流が発生した場合

土石流が発生した場合は、土石流発生場の堆積物中の飽和含水率 λ_0 と土石流中の水の割合 λ が問題となり、それぞれ次のように表わされる。

$$\frac{Q_w}{Q_G + Q_w} = \lambda_0 \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{Q_w + Q_{R1}}{Q_G + Q_w + Q_{R1}} = \lambda \dots\dots\dots (8)$$

また、土石流発生時の Q_T, Q_{R1} および Q_{R2} は次のように表わすことができる。

$$Q_T = Q_{R2} + Q_G + Q_w + Q_{R1} \dots\dots\dots (9)$$

$$Q_{R2} = \frac{1}{3.6} f_2 \cdot A_2 \cdot R_{30} \times 2 \dots\dots\dots (10)$$

$$Q_{R1} = \frac{1}{3.6} f_1 \cdot A_1 \cdot R_{30} \times 2 \dots\dots\dots (11)$$

そこで、 Q_G および Q_w は (7), (8) 式を展開し、 Q_{R1} で整理すると次のように表わすことができる。

$$Q_G = \frac{(1-\lambda)(1-\lambda_0)}{\lambda-\lambda_0} Q_{R1} \dots\dots\dots (12)$$

$$Q_w = \frac{(1-\lambda)\lambda_0}{\lambda-\lambda_0} Q_{R1} \dots\dots\dots (13)$$

したがって Q_T は (12) 式および (13) 式を (9) 式に代入することによって (14) 式のように表わされる。

$$Q_T = Q_{R2} + \frac{1-\lambda_0}{\lambda-\lambda_0} Q_{R1} = \frac{1}{3.6} f_2 \cdot A_2 \cdot R_{30} \times 2 + \frac{1-\lambda_0}{\lambda-\lambda_0} \cdot \frac{1}{3.6} f_1 \cdot A_1 \cdot R_{30} \times 2 \dots\dots\dots (14)$$

とくに、 $f_1 = f_2 = f$ のとき Q_T は (14) 式より (15) 式のように表わされる。

$$Q_T = \frac{2R_{30}}{3.6} f \left(A_2 + \frac{1-\lambda_0}{\lambda-\lambda_0} A_1 \right) \dots\dots\dots (15)$$

上記のモデルにもとづき、深谷観測地点で観測された Q_T および R_{30} の値を用いて、土石流発生域における表面流生起場率 f と土砂流出の形態について若干の考察を行った。なお、 Q_T の値は土石流発生地点に近い観測地点の値を用いる方が望ましいが、土石流の発生した白水谷観測地点において Q_T の測定が困難であったので、ここでは下流の深谷観測地点での Q_T の測定値を用いている。したがって、降雨到達時間内の降雨強度 R は、深谷観測点におけるものを考えなければならないが、降雨の到達時間は **Figs. 5, 6, 7, 8, 9** および **10** においても明らかなように、黒谷観測地点と深谷観測地点との間に大きな差は認められないことから、黒谷あるいは白水谷観測地点と深谷観測地点における降雨到達時間は同じものとした。そこで、一応従来の観測成果などを参考にして、深谷観測地点における降雨到達時間を30分として降雨強度が求められて

いる。しかし、降雨到達時間のとり方によって降雨強度が非常に大きく異なることから、この問題は今後の観測研究の成果にもとづき十分検討しなければならない。さらに、ここでは、白水谷流域において発生した土石流は、その規模が小さいものであっても、途中で堆積することもなく深谷観測地点まで到達するものとしている。 A_1 および A_2 の流域面積は土石流の発生が白水谷であることから、 $A_2=1.15 \text{ km}^2$ $A_1=5.35 \text{ km}^2$ とした。土石流発生域の堆積物中の飽和含水率 λ_0 は 0.35、土石流中の水の含水率 λ は 0.50 と仮定している。

Table 1 は 6 月 2 日から 8 月 9 日までの各出水について、連続雨量 ΣR (ピーク流量発生までの総雨量で無降雨時間が 24 時間以内のもの)、到達時間内の降雨強度 R 、最大 10 分間雨量 R_{10} 、基底流量を差し引いた最大流量 Q_T 、および表面流出生起場率 f の値を示したものである。なお、表面流出生起場率 f は、土石流が発生していない場合には (6) 式、土石流が発生した場合は (15) 式によって求められたものである。

土石流の発生は、8 mm カメラによって、7 月 15 日と 8 月 9 日に白水谷において認められた。土石流発生時の降雨は、Table 1 に示すように、いずれも連続雨量 ΣR が 100 mm 以上、最大 10 分間雨量が 4 mm 以上であることが注目される。なお、今回白水谷観測地点において観測された土石流は、その規模が小さいためか、下流の深谷観測地点まで土石流の形態を保って流出していない。従来深谷観測地点まで土石流の形態が継続したとされている土石流の発生は最大 10 分間雨量が約 9 mm 以上であり、降雨強度によっても土石流の規模が影響されているようである。

Table 1. Various properties of rainfall and runoff in Ashiaraidani.

Date	ΣR mm	R mm/hr	R_{10} mm/ 10 min.	Q_T m ³ /sec	f
June 2	8.5	7.0	1.5	0.13	0.010
June 11	34.5	9.0	2.0	0.20	0.012
June 18	41.5	10.0	2.0	0.19	0.011
June 24	54.0	8.0	1.5	0.25	0.017
July 1	81.5	12.0	3.5	0.65	0.030
July 11	68.0	17.0	3.5	1.13	0.037
July 13	88.5	9.0	2.5	0.27	0.017
July 15	110.0	14.0	4.0	0.93	*0.023
July 26	13.5	14.0	3.5	0.25	0.010
Aug. 5	12.0	11.0	3.0	0.16	0.008
Aug. 8	54.0	10.0	2.0	0.30	0.012
Aug. 9	109.0	14.0	4.5	1.17	*0.029

* Debris flow

さらに、表面流出生起場率 f についてみると、土石流が発生した時の f の値が比較的大きい傾向が認められ、土石流の発生時には表面流出生起場が拡大しているものと思われる。また、このような表面流出生起場の拡大が降雨強度にも強く支配されることは土石流の発生と比較的短時間の降雨強度を代表すると思われる最大 10 分間降雨との対応が良いことから推察される。

なお、深谷観測地点より上流域において、表面流出生起場と考えられる崩壊およびガリの総面積が足山谷試験流域の総面積の約 8% である。したがって、土石流発生時の表面流出生起場率 f が裸地面積率より小さいことは、裸地において表面流出が発生するという上記の土石流モデルにおいて、土石流の発生に関与する流出モデルの妥当性を意味するものであろう。また、今回の観測や従来調査・観測においても、土石流が発生すると流量は大きくなっているが、この点も上記のモデルによって説明される。さらに、連続雨量や降雨強度が増大すれば、表面流出生起場率 f が大きくなり大規模な土石流の発生も予想される。

3.2 土石流発生域の河床状態

土石流発生域の場の状態を明らかにすることは、前に述べているように、土石流の発生条件および発生機構などを検討するために重要である。とくに、河床への土砂れきの供給状態、河床堆積物の量や粒径分布、

河床こう配および河幅などの調査は、上記の土石流発生のモデルを検討するために必要である。Fig. 13 は足洗谷流域の土石流発生源である白水谷と黒谷の河床状態を現地踏査によって調査した結果である。まず、黒谷流域の河床は、Fig. 13 の No. 1 付近において、左岸の大崩壊から供給される砂れきで埋り、流水は堆

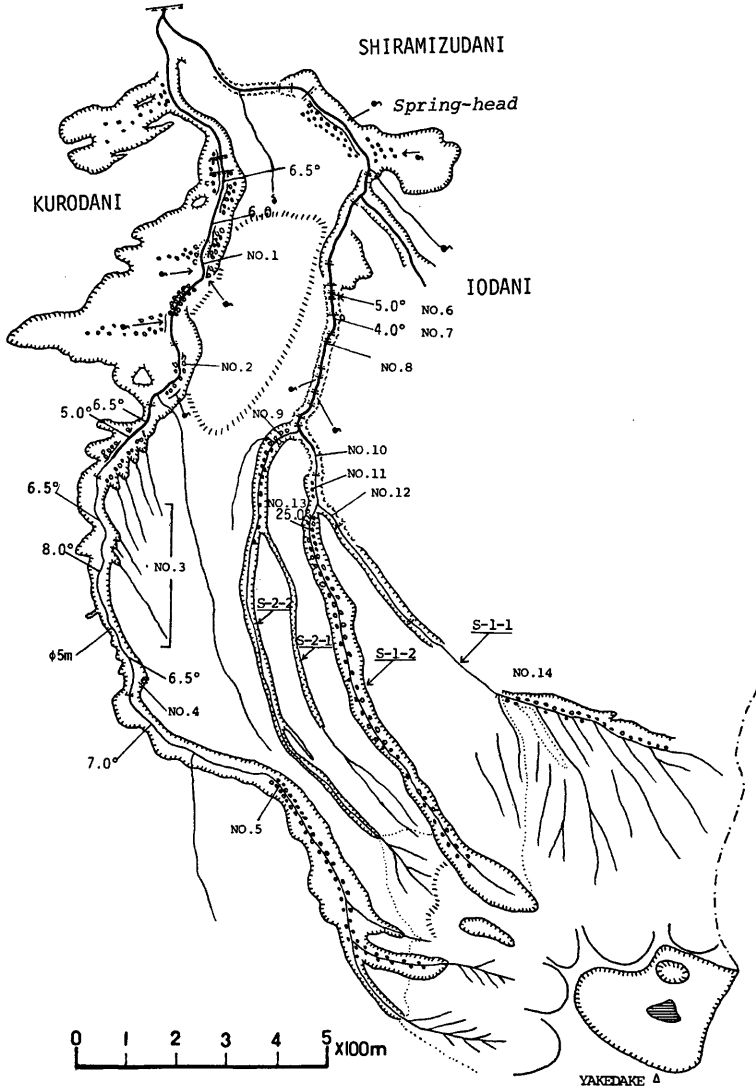


Fig. 13. Physiographical outline of the Kurodani and the Shiramizudani.

積層の中を音をたてて流れており、地表を流れていない。地表に露出しているれきの大きさは最大径約 2 m で、岩種はほとんど蛇紋岩である。この河床堆積層のこう配は約 20° で非常に急である。その他、右岸から安山岩の巨れき(約 3~4 m)が数個河床に堆積している。なお、No. 2 の下流では岩盤が露出して 2, 3 の滝が連続している。No. 2 付近では河床堆積物は少ないが、右岸溪岸崩壊より安山岩の巨れきが数個点在している。この付近の右岸の溶岩の割れ目から黄色の沈殿物を含む湧水が認められる。No. 2 の上流では黒谷流域で最も大きな支流が合流するが、無降雨時には水流が認められない。また、河床の砂れきには苔が付着しており、砂れきの移動がないものと思われる。本流の表流水は No. 3 の小さなガリの合流付近で消失している。No. 3 の小さなガリの本流合流部では、側岸侵食が著しく多量の土砂れきが、河床に堆積している。なお、Fig. 13 には河床こう配が示してあるが、この付近の河床こう配は $5\sim 8^\circ$ である。No. 4 付近の谷幅は狭く、河床には堆積物は少ない。また、河床のところどころに古生層の基盤が露出している。さらに、2~3 m の滝が数カ所に認められ、河床こう配も 6° 前後で緩くなっている。No. 5 付近より上流では河床堆積物も多くなり、河床こう配が 15° 以上となっている。したがって、この付近の河床は土石流の発生条件をほぼ満足しており、土石流の発生源と考えられる。しかし、No. 3 から No. 5 の間の河床において、最近土石流が通過したような痕跡は認められなかった。なお、この事実は観測結果からも明らかである。

白水谷の河床は、下流部において溶岩を深く侵食し、岩礫状になっていて、堆積物が非常に少ないことが特徴である。また、大小10数カ所の滝が連続し、土石流の通過地域であることが下流部の特徴である。なお、下流部の河床こう配は 4° から 5° 程度で、黒谷流域の下流部に比較して緩い、しかし、このような河床こう配でも土石流が流動を継続することができるものと思われる。No. 6, 7 および 8 付近の河幅は非常に狭くなっている。河幅は狭いところで約 4 m で、そのような場所では、巨れきがつまって自然の砂防ダムのような形態を示している。湧水は溶岩の割れ目からのものと溶岩と堆積層の境界からのものに分けられ、後者の形態による湧水は多く認められた。しかし、No. 8 より上流において強い酸性を示す溶岩の割れ目からの湧水が 2 カ所で認められた。その湧水量はいずれも毎分 100 l 程度とかなり多量である。No. 9 は支流の出口で、この谷には表流水はなく、巨れきが谷底を埋めている。河床には植生が十分発達しており、河床の土砂れきの流出の痕跡は認められない。本川の No. 10 付近からは河床堆積物が多くなり、地表水は消失している。No. 11 付近では左岸に古い土石流の堆積物が段丘となって残っており、その堆積面には植生が認められる。No. 12 付近は岩礫状になっており堆積物は少なく、河幅も 3 から 5 m で狭く、2, 3 の滝が認められる。No. 13 付近から河床に堆積物が多くなり、河床こう配も急となっている。河床こう配は約 25° 以上で、溪岸から供給された土砂れきの粒径は細粒径から巨れきまで広い範囲である。直径 50 mm 以下の細粒径成分の粒径分布は Fig. 14 に示すとおりで、図中の番号 1, 3, 4 は No. 13 付近の崩壊の河床堆積物、番号 2 および 5 は No. 10 および No. 11 付近の河床堆積物の粒径分布である。番号 1, 2, 3 の河床堆積物は土石流の源であり、番号 4 および 5 は土石流の堆積物であると考えられるが、両者の粒径分布には顕著な差異は認められず、このような点も土石流堆積物の特徴であろう。No. 13 付近より上流の両溪岸からは、多量の土砂れきが河床に供給され、この堆積層の下には 7 月頃でも雪が残っているところが認められる。No. 14 付近では左岸の裸地斜面からの砂れきの流出が多く、河床にはそれらの堆積物が多い。この付近の砂れきは風化が著しく、砂れきの表面は褐色となっている。

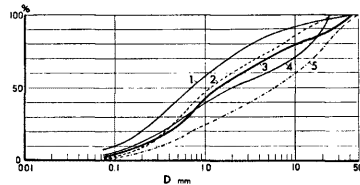


Fig. 14. Grain-size distribution curves. 1, 4, 3: Debris, 2, 5: River bed sediment.

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形態は、積雪量が多いために春先の融雪による出水と降雨による出水の2つに大きく分けられる。とくに、融雪期に多量の降雨があった場合は、大規模な出水となることは、Figs. 15 および 16 と Fig. 17 を比較すれば明らかで、各月の水収支は、1976年8月および9月のものが約45%および約60%の流出率であるのに対し、1977年4月の流出率は約150%に達している。なお、ここで求められた流出率はヒル谷出口における各月の総降雨量に対する総流量を百分率で表わしたものである。

ヒル谷流域の降雨流出において、各出水ごとの直接流出成分の流出率は非常に小さく、また降雨ピークに対する流量ピークの遅れは30分程度と非常に短いことが特徴である。さらに、各ハイドログラフにおいて直接流出成分の流出期間が降雨期間とほぼ等しいことが特徴となっている。その他に、ヒル谷流域における出

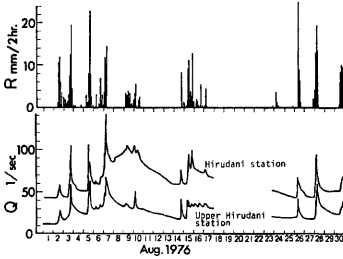


Fig. 15. 1976. 8. Flood in Hirudani.

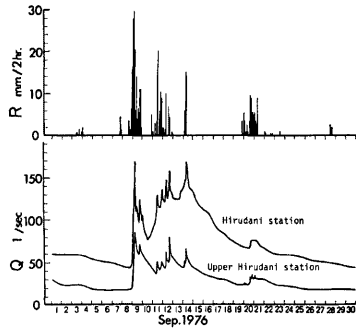


Fig. 16. 1976. 9. Flood in Hirudani.

水の大きな特徴は、Figs. 15 および 16 において顕著に認められるように、ヒル谷出口のハイドログラフがヒル谷上流のハイドログラフと異り、直接流出成分とは別の規模の大きな流出成分を有することである。なお、この流出成分は降雨ピークから2、3日遅れの流量ピークをもっていることが特徴である。このような流出成分が顕著に現われるのは、ヒル谷流域に厚く堆積している堆積層の性質やその分布状態によるものと考えられる。また、このような流出成分が顕著に現われるのは、日雨量が約50mm以上の降雨が発生した場合に多いことが特徴である。

このようなヒル谷流域での出水の特徴は、従来のタンクモデルや貯留関数法あるいは単位図法などの流出解析法では十分説明することが困難である。このような出水の機構を説明するためには、ヒル谷流域の堆積層の厚さ、透水係数の分布などの物性を考慮した流出モデルを考える必要がある。

さらに、ヒル谷流域における各出水の特徴は Figs. 17, 18, 19, 20 および 21 に示すとおりである。4月の出水は融雪の影響を非常に多く受けているが、5月の出水についても、Fig. 18 に示すように若干融雪の影響を受けていることが認められる。

6月に入ると無降雨時の流量もほぼ一定となり、出水の傾向は、Fig. 19 において明らかなように、降雨の終了とともに短時間で終わっていることである。各出水の直接流出成分（ハイドログラフの上立り点と逓減部を結んだ直線で分離）の流出率は6月1日が1.7%、6月10日が3.9%、6月17日が0.9%、6月18日が6.3%、6月24日が3.7%となっている。ここで、とくに6月17日の流出率が小さいことは、17日以前に無降雨期間が長いために初期損失成分が多いことを示すものであろう。また、逆に6月18日の流出率が大きいのは、17日の降雨のために初期損失成分が少なかったことを示すものであろう。

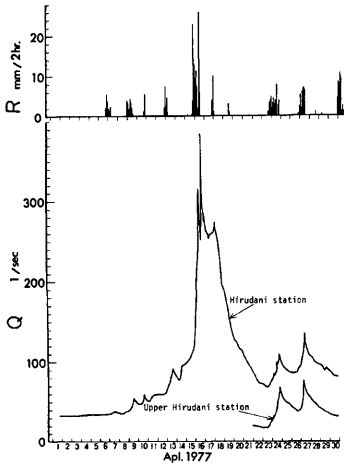


Fig. 17. 1977. 4. Flood in Hirudani.

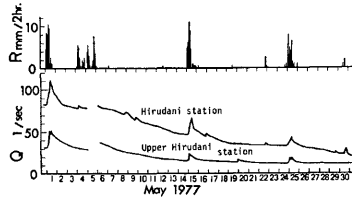


Fig. 18. 1977. 5. Flood in Hirudani.

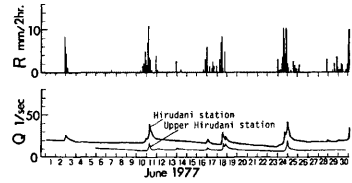


Fig. 19. 1977. 6. Flood in Hirudani.

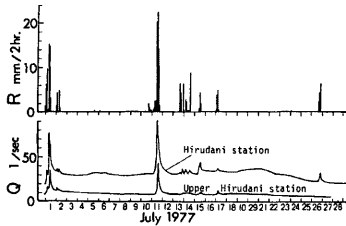


Fig. 20. 1977. 7. Flood in Hirudani.

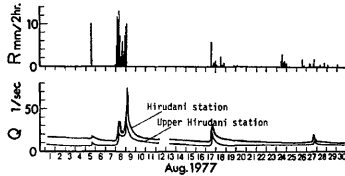


Fig. 21. 1977. 8. Flood in Hirudani.

7月に入るとヒル谷出口の無降雨時流量がヒル谷上流のものに比較して非常に大きくなるのが Fig. 20 において明らかである。ヒル谷出口での直接流出成分の流出率は7月1日で5.1%, 7月11日で3.3%, 7月13日で1.0%, 7月15日で7.9%, 7月26日で2.3%となっている。

8月に入るとヒル谷出口とヒル谷上流の流量の差は少なくなり、とくに8月下旬では Fig. 21 に示すように、ほぼ同様の値を示すことが特徴である。以上のように、1カ月程度の長期にわたって、出水の特徴をみると、ヒル谷出口における流量の変動がヒル谷上流に比較して非常に大きいことが特徴となっている。

このような長期の出水の特徴もヒル谷流域に広く分布する厚い堆積層とその性質に由来するものではないかと考えられる。

4.2 土砂流出の実態

ヒル谷流域における流砂の特徴は、支流および溪岸崩壊から供給された砂れきが、その砂れきに比較して大きな粒径からなる階段状の河床において輸送されることにある。このような流砂の実態を明らかにするために、ヒル谷出口へ流出してきた花崗斑岩の砂れきに赤色の蛍光塗料を塗り、この着色砂(平均粒径約2mm)をトレーサーとして流砂の調査・観測を実施した。着色砂は1976年6月30日ヒル谷支流の河床に約140kg投入された。その着色砂のヒル谷出口への流出状態は Fig. 22 に示すとおりで、1976年7月13日から

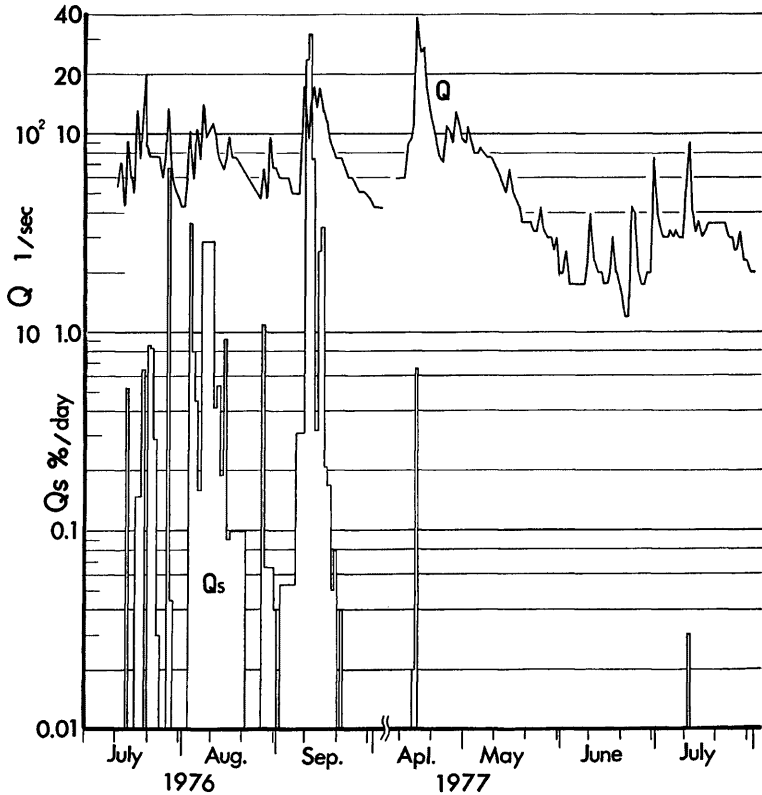


Fig. 22. Runoff rates of coloured gravels in Hirudani.

1977年7月11日までの間に流出した着色砂の総量に対する1日当りの着色砂の流出割合を示している。なお、Fig. 22にはヒル谷出口での1日の最大流量が示されている。

着色砂が流出する前の河床は、ヒル谷出口から上流550mまでの河床には砂れきがほとんど堆積していない状態で、このような河道を流下して、初めて下流へ着色砂が現われたのは7月13日であった。着色砂れきの流出の状況は流量の増加とよく一致していることから、洪水期間中に着色砂れきの移動が開始されるものと思われる。また、出水のたびに着色砂れきの流出量が多くなる傾向が7月27日の出水まで認められ、この時点までに約10%の着色砂れきが流出している。

8月に入ってからは、1日当りの着色砂れきの流出量は徐々に少なくなる傾向を示しているが、かなり長期にわたって毎日着色砂れきの流出が認められ、8月3日から20日の間で約15%の着色砂れきが流出している。8月21日から8月26日にかけて着色砂れきの流出が認められない。この時点の流量は60 l/sec以下となっている。8月27日から9月1日にかけて、流量が60 l/secを超える出水があり、着色砂れきの流出が認められる。

9月に入って、9月2日から20日の間に大きな出水があり、再び着色砂れきが連続して流出している。こ

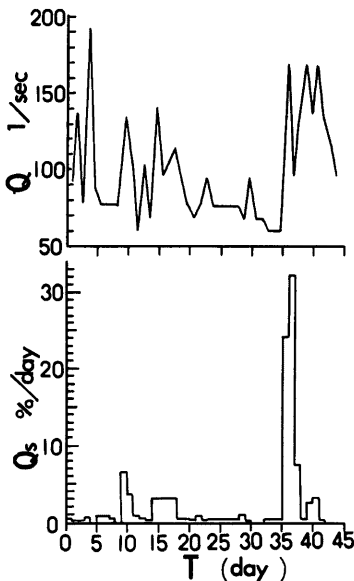


Fig. 23. Propagation time and runoff rates of coloured gravels in Hirudani.

を示しており、最初の流出率のピークは約9日間で現われ、このピークを形成する着色砂の集団の平均流出速度は、流下距離が約700mであることから、約320cm/hrと推定される。次のピークを形成する着色砂の集団は約16日間で出口へ到達し、その間の平均流出速度は約180cm/hrとなる。着色砂の最後の流出集団は約36日間を経過して出口に到達している。その間の平均流出速度は約80cm/hrで、前の2つの流砂の集団に比較してかなり遅いことが特徴である。しかし、着色砂の流出率は全流出量の約72%にも達していることが注目される。

なお、1976年の9月に着色砂の大半が流出した後には、ほとんど土砂流出もなく、本川河道における顕著な砂れきの堆積層は合流点より下流150m付近からあまり進んでいない。

1977年には、着色砂の投入後最大の洪水が4月16日に発生しているにもかかわらず、着色砂の流出は少なく、その流出量は全流出量の1%にも達していない。このことは本川河床から着色砂が流出しなくなったことを示しているものと考えられる。

その他、着色砂れきの流出に関連して、河床の状態を調査した結果、支流から本川に供給された砂れきの顕著な河床堆積の下流端は、1977年4月16日の出水で合流点より約250m(ヒル谷出口まで450m)下流まで、5月2日の出水で約400m下流まで、8月9日の出水で約500m下流まで前進している。一方、8月9日になると、合流点から約250m下流までの区間には河床堆積物がなくなり、支流から供給された砂れきが、あたかも1つの波動のように下流へ伝播していることが認められる。

以上のような流砂の機構を検討するために、Fig. 23にもとづき、さらに着色砂の流出状態をみてみよう。1976年6月30日に着色砂が投入された河床には流水があり、非常にわずかではあるが、着色砂が投入されると同時に本川河道へ流出している。そのときの本川流量は合流点で約35l/sec、本川出口での流量は約77l/

の間の流量は60l/secを超えており、着色砂れきの流出は総流出量の約72%にも達している。とくに、9日の洪水で約24%、10日の洪水で約32%の着色砂れきが流出していることが注目される。流量は9日にピークがあり10日には減少しているにもかかわらず、着色砂れきの流出ピークが10日に現われており、流量ピークに対する流砂量ピークの遅れが認められる。このような着色砂の流出は、階段状の河床形態を有する河道における流砂機構の特徴を示すものであろう。

着色砂のヒル谷出口への流出は、ヒル谷出口の流量が約60l/secを超える時点で発生していること、および従来観測においても約50l/secで流砂が認められていることなどから、ヒル谷本川河道における着色砂の流出もこの程度の流量で開始されると考えられる。そこで、ヒル谷出口において流量が60l/secを超える時間と着色砂の流出率の関係から、ヒル谷本川河道における着色砂の流出を検討してみよう。Fig. 23は、ヒル谷支川に着色砂を投入してからヒル谷出口において流量が60l/secを超えた日の積算日数と着色砂の流出率の関係を示したものである。着色砂の流出は3回の流出率のピーク

sec で流砂の発生する流量を超えている。その後、ヒル谷出口へ最初の着色砂が現われる7月13日まで、一時流量が減少するが、その後ヒル谷本川での流砂は、7月5日の出水（最大流量約 55 l/sec、7日の出水（最大流量 51 l/sec）、11日の出水（最大流量 55 l/sec）、および12日の出水（最大流量 72 l/sec）があり、徐々に本川河道を流下している。その後、7月17日の出水（最大流量 136 l/sec）および7月19日の出水（最大流量 194 l/sec）にもかかわらず、着色砂の流出率は非常に少ない。前述した着色砂の最初の集団が現われるのは7月27日の出水（最大流量 136 l/sec）で、この出水における流量の増加に良く対応して着色砂の流出が認められることは、この出水の前に本川河道の出口付近まで着色砂が到達してきていたことを示すものであろう。

さらに、第2の着色砂の集団は7月27日の最大流量 136 l/sec を超える8月7日の出水（最大流量 142 l/sec）によってヒル谷出口に流出してきている。その後の最大の着色砂の集団は、さらに8月7日の最大流量を超える9月9日の出水（最大流量 171 l/sec）の発生にともなって現われている。

以上の着色砂の流出の傾向から、ヒル谷本川河道での流砂機構として、ヒル谷出口の流量が 60 l/sec から前期出水の最大流量の範囲において本川河道のプールを埋めながら流下する形態が卓越し、徐々に河床堆積の先端が下流へ前進するものと、前期出水の最大流量を超えるような流量によってプールを埋めた砂れきが集中的に流出するものが考えられる。

このような本川河道のプールを堆めて進行する堆積の先端部の進行速度は、単純に考えることはできないが、前述したようにヒル谷出口の流量が 60 l/sec を超える日数と堆積の先端部の移動距離から求めると、4月16日の出水（最大流量 385 l/sec）後の状態に到るまでの平均が約 20 cm/hr、5月2日の出水（最大流量 110 l/sec）の場合の平均が約 60 cm/hr、7月11日から8月9日の出水（最大 91 l/sec）の場合の平均が約 140 cm/hr となる。

ヒル谷本川における上記の流砂の特性は、プールとシュートからなる固定床上の流れの特性に加えて、プールの大きさや配列あるいは砂れきの粒径や量などによって種々に変形し、伝播された結果であろう。

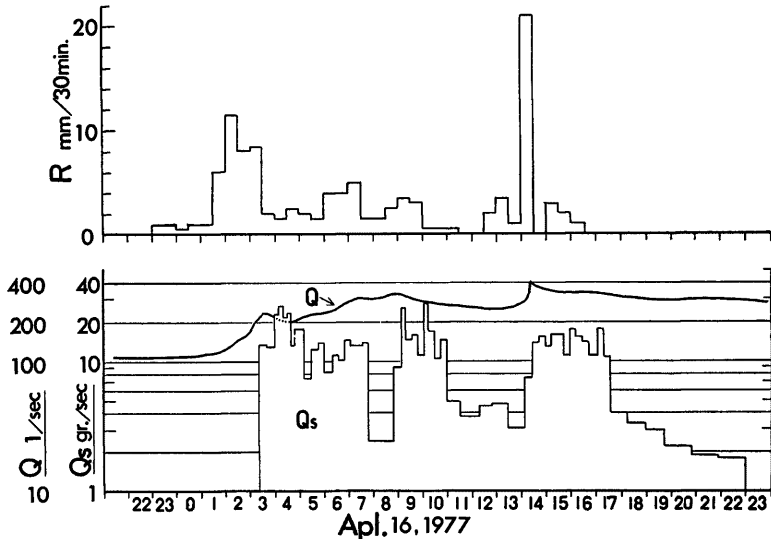


Fig. 24. An example of the measurement of the rainfall, and the discharge of water and sediment at Hirudani station.

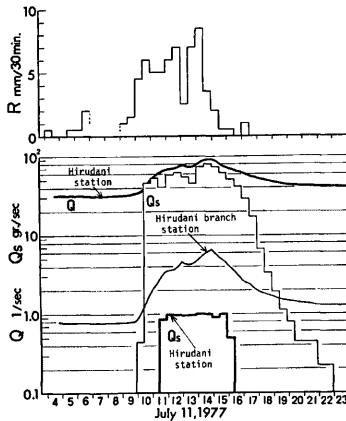


Fig. 25. An example of the measurement of the rainfall, and the discharge of water and sediment at Hirudani station.

の増加によって崩壊土砂の堆積物が侵食されて流出したもののいずれかが、掃流形式でヒル谷出口へ運ばれたものと考えられる。したがって、流量が比較的大きいにもかかわらず流砂量が急減する理由として、崩壊地あるいは溪岸堆積物からの供給土砂量が少ないために、流出する砂れきが短時間でなくなったことが考えられる。

1977年7月11日のヒル谷出口および支流での流砂量、流量および降雨量は Fig. 24 に示すとおりである。ヒル谷出口において流砂が発生したのは、流量が約 50 l/sec を超えたところで、従来の流砂の発生流量とはほぼ一致しているが、流砂量は非常に少なく、また、粒径分布も小さいものが多いことが特徴である。このような点から、ヒル谷出口での流砂は降雨による地表の細粒土砂の流出によるものと考えられる。

ヒル谷支流における流砂は、ハイドログラフおよびハイトグラフの急な立上りとともに発生しており、さらに、それらの形と良く類似していることが特徴である。このように、流砂量のピークと流量ピークとの時間のずれが認められないことから、観測点付近の砂れきが流量の増加に比較的良く対応して流出したのと考えられる。また、ヒル谷支流の流砂量がヒル谷出口での流砂量より著しく多いが、この時点におけるヒル谷支流の流砂はヒル谷出口の流砂とは関係なく、直接ヒル谷出口へは流出せず、途中の河床に堆積したのと考えられる。なお、このような土砂流出の形態は前述した着色砂れきの流出過程とも矛盾しないものであろう。

5. 結 語

以上、本文において、山地流域における土砂流出の実態を出水と流砂の観測成果から明らかにしようとした。その結果、従来の観測・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土砂流出については、着色砂れきをトレーサーとすることによって本川河道における砂れきの流出に関して若干の知見を得た。

(2) 足洗谷流域における土石流の発生機構に関して、土石流の発生モデルによる水収支と土石流発生に

ヒル谷出口で着色砂れきの流出とともに観測された流砂の実態は Figs. 24 および 25 に示すとおりである。Fig. 24 は1977年4月16日の出水にともない流出した流砂の状態を示している。この時点での出水は融雪による流出成分をも含んでおり、降雨前においても流量が 100 l/sec を超えている。流砂が認められるのは、流量が 200 l/sec を超える時点で、降雨ピークの発生後約 1.5 時間である。流出砂れきの岩種は安山岩が大半であること、およびこの時点まで流砂が認められなかったことから、ヒル谷出口で観測された流砂は約 150m 上流の安山岩堆積層の溪岸崩壊地から流出してきたものと考えられる。また、流砂量の変動の傾向が降雨量および流量の変動パターンに良く対応しているが、流砂量のピークと流量および降雨量のピークとの時間のずれは、それぞれ 1~2 時間程度認められている。このことから、観測された流砂の流出過程として、降雨によって崩壊地から河床に供給された土砂が流出したものか、あるいは、流量

関与する出水の機構について若干の考察を行った。

(3) 足洗谷流域において土石流の発生源である白水谷および黒谷の河床調査を行い、土石流発生源の砂れきの堆積状態や河床こう配などを明らかにした。

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。

なお、本研究の一部は、昭和52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、名古屋大学、片岡順教授)の援助を受けた。また、本研究には建設省北陸地建神通川水系砂防工事事務所の委託研究の成果の一部も含まれている。ここに、関係各位に対し深謝する。

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—稿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)，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)，京都大学防災研究所年報第17号 B, 1974, pp. 547-553.
- 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)，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)，京都大学防災研究所年報第19号 B-2, 1976, pp. 345-360.
- 8) Ashida, K., Takahashi, T., and Sawada, T.: 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.
- 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)，京都大学防災研究所年報第20号 B-2, 1977, pp. 387-403.