

山地流域における出水と土砂流出 (15)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (15)

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

Synopsis

Observational studies on the runoff, sediment yield and the mechanics of sediment transport have been carried out in the experimental basins, the Ashiaraidani (6.5 km²) and the Takaharagawa (472 km²), which are tributary of the Jintsu River in Gifu Prefecture, Japan. In this basin all the aspects of sediment transport which appear in mountain ravines, namely, bed load, suspended load, wash load, and debris flow can be seen under various rainfall and discharge conditions.

In this paper, sediment production on bare slopes and gully walls and the behavior of the debris flow the stream channel and as it passes through a crib dam are discussed.

1. 緒 言

流域における土砂れきの移動は、流域の河川環境、水資源、災害などの多方面にわたって人間の生活と密接な関係を持ってきており、流域の利用が高度化・多様化しつつある今日において、その量的な予測や人間生活に与える影響の評価は重要な課題となっている。

このような土砂れきの移動は、土砂の生産からはじまり、輸送、堆積過程へと続くが、その現象の生起場は固定されることなく、同じ場所が土砂生産の場であったり、土砂輸送、堆積の場になったりし、また、全体的なシステムとして我々の生活に作用するので、総合的・系統的な研究が必要である。このような土砂流出現象を解明するためには、現地における観測が不可欠であり、1966年（昭和41年）より神通川水系蒲田川支川の足洗谷（7.2 km²）に試験流域（6.5 km²）を設け、現在まで観測が継続されてきた。

その結果、土石流などを含む土砂流出に関して多くの資料が得られ、それらに基づく土砂流出機構のモデルについても多くの成果が得られている^{1)~20)}。しかし、この試験流域での成果を他の流域へ適用する場合、流域の場の特性や土砂流出の特性の評価が十分でないために、的確に活用できないことが多い。このような観点から、種々の特性を有する流域を比較研究するために、1985年より足洗谷流域を含む高原川流域（782 km²）の浅井田ダム上流に試験流域（472 km²）を設定して調査・観測を行っている。

2. 土砂生産に関する研究

その成果は従来の足洗谷試験流域を中心とした土砂流出と高原川試験流域における土砂生産に関する研究に分けて述べられている。

2.1 土砂生産の形態と観測・調査の概要

土砂生産の現象は、流域の地形、地質、気象条件などの多くの要因に支配されており、非常に複雑なものであって、その特性は流域によって大きく相違している。そこで、土砂生産に関する特性を次のように分けて考察する。

(1) 土砂生産の形態

i) 裸地斜面の侵食

- ①斜面勾配が安息角より暖い場合……流水によるリル・ガリ侵食
- ②斜面勾配が安息角より急な場合……雨、凍結・融解などによる粘着力の消失、重力による落下

ii) 崩壊

- ①山腹崩壊
- ②溪岸崩壊
- ③地すべり

iii) 土石流

iv) 流水による溪岸、河道侵食

(2) 生産土砂量

i) 単位面積当りの生産土砂量 (比生産土砂量)

比生産土砂量は年ごとに变化するが、ある程度の長期にわたる年平均の比生産土砂量の値は、その流域の土砂生産性の尺度となり、流域を比較する場合に都合が良い。

ii) 生産土砂量の規模と発生頻度との関係

生産土砂量は年により、また時期によっても大きく変動する。一般に規模の大きな現象ほど発生頻度は小さい。例えば貯水池の堆砂では、長期間の流出土砂量の累積が問題となり、いずれの規模の現象も寄与するものと思われるが、その寄与率は規模と発生頻度の分布特性に支配される。また、災害現象に対して発生頻度の小さな事象が支配的な役割を演じている場合が多い。いずれにしても、その規模と発生頻度の関係が重要であり、かつ、その特性は流域によってかなりの相違があるものと思われる、その解明が重要である。

(3) 生産土砂の質的な構成

i) 粒度分布

粒度分布は生産土砂の流出過程を大きく支配する重要な要素であり、流域の地質条件などによって大きく異なる。

ii) 微細粒子の含有率

数十ミクロン以下の微細粒子は、貯水池の濁水現象などの水質問題に関係するので、そのような問題に対しては、生産土砂の中での微細粒子の含有率が重要となる。この値は地質条件や風化作用などによって大きく支配される。

以上のように、土砂生産に関する研究では、上述の土砂生産の特性とそれに関与する要因との定量的な関係を求めることが最も重要であるが、関係する要因が多いので、条件の異なる流域の比較が必要である。ここでは、種々の形態の土砂生産の中で裸地斜面の侵食を対象として研究成果を述べている。

高原川流域 (472 km²) は Fig. 1 に示すように、北俣岳 (2661 m)、双六岳 (2860 m) を源流とする双六川流域 (170 km²)、檜ヶ岳 (3180 m)、奥穂高岳 (3190 m)、焼岳 (2455 m) を源流とする蒲田川流域 (100 km²)、四ツ岳 (2744 m) を源流とする平湯川流域 (59 km²)、大雨見山 (1336 m) を源とする蔵柱川流域 (38 km²) に大きく分けられる。これらの流域は、冬期間に 1~5 m の積雪があり、年間平均降水量は、この流域のほぼ中心にある栃尾で約 2100 mm となっている。気温は観測所のある中尾 (標高 1150 m) で -15~30°C の間で、凍結・融解が短期間で繰り返されるのは11月から12月と3月から4月の間である。

土砂生産の実態を明らかにするために設けられた試験地は、地形・地質、流域の代表性を考慮して Fig. 1 に1から11の番号で示すように11カ所の地点で行われている。微細土砂の流出の観測は蒲田川支川の足洗谷試験流域の出口、蒲田川の出口、平湯川の出口および双六川の出口で行われている。

各試験地の特性は Table 1 に示すとおりである。No. 1~3 の流出岩は No. 8~10 の流紋岩に比較して凝灰質の部分が多い。No. 5, 6 の古生層は粘板岩、砂岩、石灰岩、凝灰岩などからなっているが、粘板岩と砂

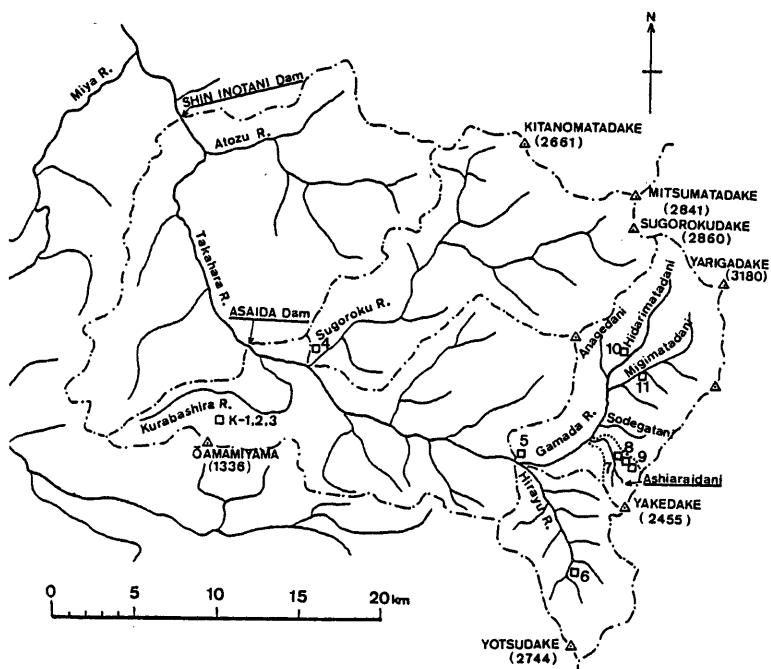


Fig. 1 Plan of the Takaharagawa experimental basin. The number 1, 2, 3, ..., 11 in the figure represents the observation sites of bare slope erosion.

Table 1 Characteristics in the experimental plots and their average sediment yields.

Basin Name	Station No.	Geology	Compressive strength (kg/cm ²)	Slope (degree)	Particle mean size in the slope materials (cm)	Sediment yield (June 17~ Sept. 25) (kg/14 weeks•m ²)
Kurabashiragawa	1	Rhyolite	5.0	52	2.4	2.25
Kurabashiragawa	2	Rhyolite	10.5	54	4.1	3.80
Kurabashiragawa	3	Rhyolite	3.3	50	1.2	4.25
Sugorokugawa	4	Granite	1.2	43	1.3	15.60
Gamadagawa	5	Paleozoic	4.3	50	1.5	1.15
Hirayugawa	6	Paleozoic	3.8	60	2.5	10.50
Ashiaraidani	7	Volcanic sediment	0.9	55	10.0	8.10
Ashiaraidani	8	Rhyolite	0.6	42	0.9	2.20
Ashiaraidani	9	Rhyolite	0.5	35	1.7	2.65
Hidarimatadani	10	Rhyolite	2.0	50	2.1	2.05
Migimatadani	11	Granite	2.8	48	2.6	2.65

岩の互層部分では特に風化が著しい。圧縮強度は簡易型の土壌強度計から求められたもので、風化基岩では割れ目、土砂れきの部分では土砂の部分の値を示している。斜面勾配は平均値である。斜面の平均粒径は斜面から直接採集してもとめられている。総生産土砂量は6月17日から9月25日までの土砂量で 1 m^2 単位に換算した値である。

2.2 裸地斜面の侵食

裸地斜面の侵食は次のように大別できる。

①斜面勾配が斜面を構成する主要な材料の安息角より緩く、水流などの外力が加わらなければ斜面の土砂れきが移動しないもの

②斜面勾配が安息角より急であって、粘着力を失った土砂れきが落下するもの

まず、①の侵食形態について述べる。侵食量は斜面に対して垂直に鉄棒を立て、鉄棒の露出長によって求められている。測定斜面の勾配は 30° 以下で、粒径分布は火山灰から直径 50 cm 程度の礫まで広い範囲となっている。測定斜面長は表面流の条件を等しくするために 1 m としている。測定は春と秋に行われている。

測定結果は Fig. 2 に示すとおりで、年間侵食深 E と斜面勾配 θ の関係が示されている。これらの関係は

$$E = a \sin^3 \theta, \quad (\text{cm/year}) \cdots \cdots (1)$$

のように表わすことができる。ところで、 a の値は観測年によって異なる傾向を示しているが、降雨量との直接的な関係は認められない。図中には、ほぼ上限および下限の二直線が示されている。

ついで、②の侵食形態について観測結果を検討する。

Fig. 3 は侵食量、気温、日雨量の分布を示したもので、No. 1, 2, 3 および 7 地点のものである。気温は日最高と最低を示している。侵食量は1週間の総量で 1 m^2 単位で示してある。Fig. 3 の No. 7 において、3月に降雨量が少ないにもかかわらず侵食量が多いのは、気温が1日で 0°C を上下していることから、その時点で凍結・融解が発生して土砂の崩落を引き起こしたものと考えられる。5月以後について、降雨量と侵食量の関係を見ると、徐々に降雨量に対して侵食量が減少しているような傾向が認められる。一方、Fig. 3 の No. 1, 2 および 3 地点における侵食量と降雨量の関係は、上記の場合と同様に同一の降雨量に対して侵食量が徐々に減少している。なお、No. 1, 2 および 3 地点は地理的に近いため、気温、降雨などの条件は同様であると考え、侵食量の程度は斜面の圧縮強度と比較的良好な対応を示している。

ところで、Table 1 に示した侵食量を斜面の侵食深に換算すると最も大きい所で 1 cm 程度となっているが、凍結・融解によって土砂が斜面から遊離する深さも約 1 cm であり、Fig. 3 に示すように徐々に侵食量が減少するのは、凍結・融解によって移動しやすくなった土砂が少なくなることにも関係しているものと考えられる。

以上のように、侵食量は、凍結・融解によって土砂が遊離する深さと降雨量に関係しているようであるが、そ

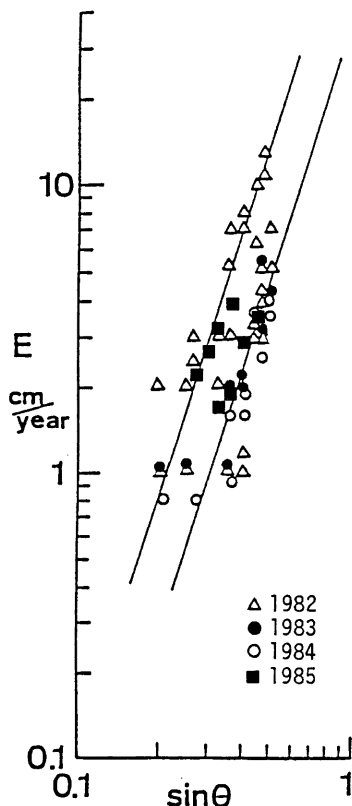


Fig. 2 Relationships between erosion depth (E) and slope gradient (θ) on bare slopes.

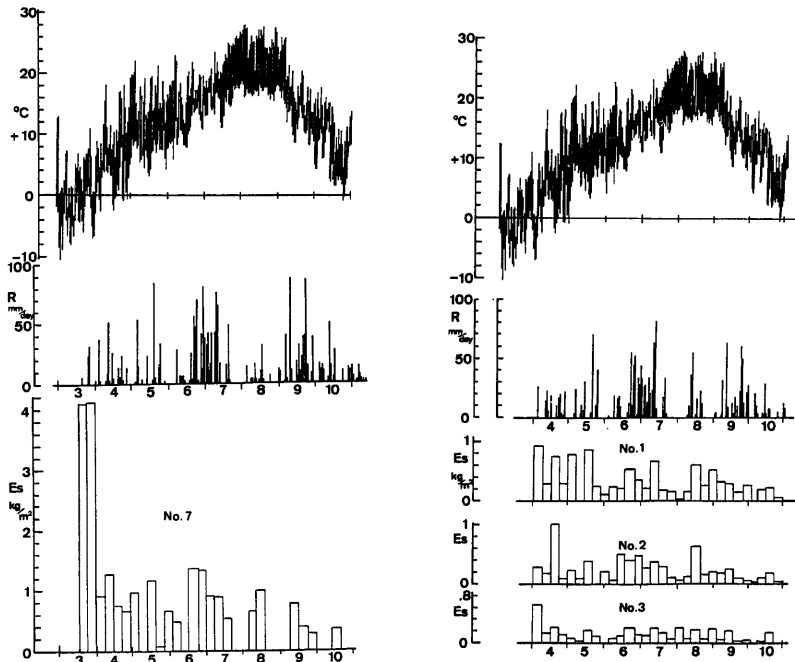


Fig. 3 Relation between temperature (C), rainfall(R, mm/day) and the rate of sediment yield(E_s , g/week).

のためには表面流による侵食を考える必要がある。しかし、試験斜面において表面流を観測していないので、表面流の発生が降雨強度に支配されるものとして、時間雨量 2 mm, 4 mm, 6 mm, 8 mm および 10 mm について、それらの各時間雨量の 1 週間の総量と侵食量の関係を検討した。その結果、Fig. 4 に示すように時間雨量 8 mm 以上の総雨量と侵食量は比較的良好の関係にあることが認められた。このような関係は、Fig. 5 に示すように、他の試験地においても認められた。そこで、図中の点線が侵食量と降雨量の平均的な関係を示すものとするれば、このような関係から侵食量を予測することができる。

ところで、これらの関係を示す直線の勾配は、各試験地で異なっているが、このような差が生じる原因の 1 つとして、場の条件が考えられる。そこで、斜面勾配が同程度である No. 1, 3, 5, 7 および 11 について、圧縮強度を比較してみると圧縮強度の大きいものほど、その直線の勾配は緩く、侵食量が少ない傾向にあることが認められる。

2.3 ガリ壁面の侵食

垂直に近いガリ壁面においては、その侵食の形態は前述のものとは大きく異なり、降雨よりも凍結・融解および風（湿度の低下による粘着力の減少による）などの影響を強く受けている。したがって、この侵食は冬期間の前後に発生し、特に春先に多い。Fig. 6 はガリ壁の侵食深 D とガリ壁面の高さ H の関係を示している。この図に示されるように、ガリ壁面の高さと侵食関係がほぼ比例していることの理由の一つとして、次のように考えることができる。このガリ壁を構成する土砂れきが 1 mm 以下の火山灰から 1 m 以上の巨礫まで広い粒径分布を有しており、まず、ガリ壁面の微細粒子が凍結・融解および風などによって壁面から離脱し、次第に大きな礫が壁面から露出して、その礫の重量を支えきれなくなって壁面の破壊が生じると同

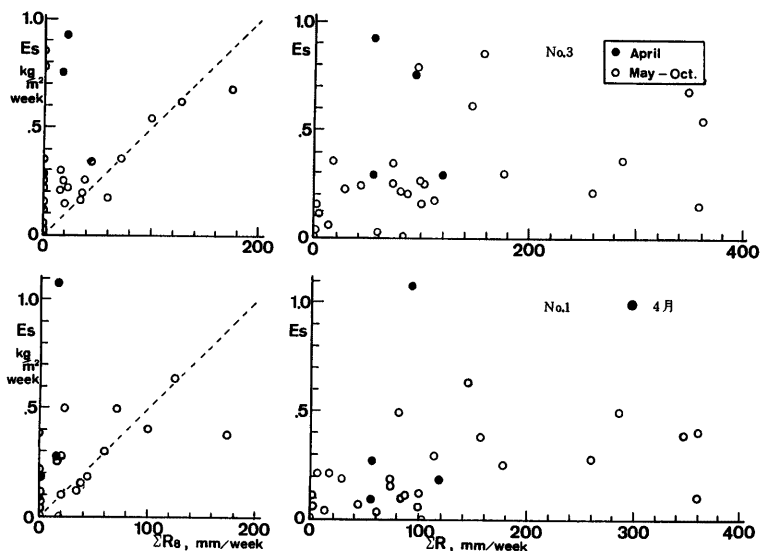


Fig. 4 Relation between rainfall(ΣR_s , $R_s > 8$ mm/hr) and the rate of sediment yield(E_s , g/week).

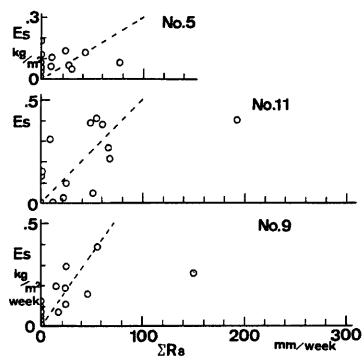


Fig. 5 Relation between rainfall(ΣR_s , $R_s > 8$ mm/hr) and the rate of sediment yield(E_s , g/week).

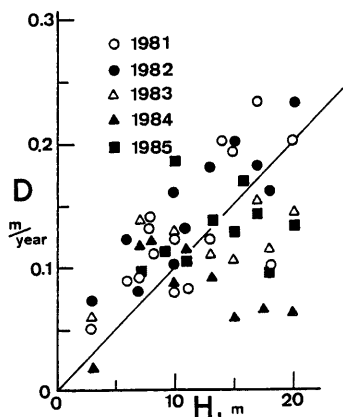


Fig. 6 Relation between height(H) of gully wall and erosion depth(D).

時に礫も落下する。このようにして壁面から離脱した礫が落下の途中で壁面に衝突して新たに壁面が侵食されるので、壁面が高ければその機会が多くなることによるものとする。

なお、このようなガリ壁面は火山堆積物に多く認められ、ガリ壁面の後退は元の壁面にほぼ平行している。

このような壁面の侵食量は、凍結・融解の程度、壁面の強度に支配され、Fig. 6 に示した関係は場所により大きく変化することは言うまでもない。

3. 土砂流出に関する研究

3.1 観測流域と観測の概要

土砂流出に関する観測は、蒲田川支流の足洗谷(7.2 km²)の深谷地点より上流に設定された足洗谷試験流域(6.5 km²)で行われており、流域の形状と観測機器の配置は Fig. 7 に示すとおりである。この試験流域は標高約 1000 m から 2455 m (焼岳)の範囲にあり、急勾配の溪流となっている。したがって、ここでの土砂流出の特徴は、土石流から掃流砂および浮遊砂まで各種の流出形態が発生することである。土石流の発生は、白水谷が最も多く、Fig. 7 に示すガリ壁面から土砂生産があり、一旦河床に堆積したものが降雨によって土石流となって流出している。掃流砂の流出形態はヒル谷および足洗谷本川において発生している。このような流砂現象を総合的に、かつ系統的に明らかにするために Fig. 7 に示すような観測装置が設けられている。それらは4つの観測局に分けて行われている。足洗谷試験流域のものは足洗谷観測局、白水谷流域出口のものは白水谷観測局、黒谷出口のものを黒谷観測局、ヒル谷出口のものはヒル谷観測局と呼んでいる。

足洗谷観測局では、試験流域から流出する水と土砂の量を測定するために、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)が河道内に設けられている。この水路における水深は超音波式水位計、流速はレーダー流速計によって測定されると同時に、水路内の流れの状態や礫の移動がTVカメラによって撮影されている。さらに、この水路より約100 m 上流の自然流路における流れの状態を観察するためにTVカメラが設置されている。この付近の河床では通常の洪水(1~5 m³/s)においても最大粒径 10~20 cm の礫が移動しており、このような流砂現象と自然流路における流れの状態および河床特性の関係を明らかにすることを目的に観測が行われている。さらに、この付近は土石流の流動・堆積域にもなっており、土石流の流動状態を明らかにすることも目的の1つとなっている。

白水谷観測局では、土石流の発生から流動・堆積過程、土石流の調節を目的として設置された立体格子ダムの機能を明らかにするために、4台のTVカメラと35 mm モータードライブカメラが1台設置されている。TVカメラの映像は有線の自主放送装置(4チャンネル)によって観測所で受信され、4台の録画装置で録画(2, 6時間)されている。その他、土石流発生域には雨量計が1台設置されており、その信号は有線で観測所へ送られている。

黒谷観測局では、黒谷の出口の砂防ダムの水通し部をインターバル 8 mm カメラで撮影(1コマ/3分間)している。この谷は白水谷に比較して土石流の発生は少ない。

ヒル谷観測局では、流域から流出する水や土砂量とその流出過程を明らかにするために、水位計が支川出口、本川上流、本川出口に設置され、流砂量計、電導度計が本川出口に設置されている。本川出口には観測用のダムが設置されており流出土砂量が測量によって求められている。その他、河床の侵食量を明らかにするための横断測量や階段状河床のプールの堆砂量の測量が行われている。

各観測局に有線で集められた信号やTVカメラの映像は観測所へ送られ、センサー信号はパーソナルコンピュータによって処理されフロッピーディスクに記録され、映像は有線テレビシステムによって各録画装置へ送られ自動録画が行われている。

観測データ(約20項目)のフロッピーディスクへの記録は最初の降雨データの入力があった時から、無降雨時の5および10分間隔から1分間隔の記録へと自動的に変化し、降雨終了3時間後で再び元の記録間隔へ自動的に戻らようになっている。一方、6台の録画装置は2時間または6時間で録画を繰り返しているが、雨量、水位、流速などの警戒値(任意設定)を超える値が測定されたとき、あるいは2カ所の土石流センサー(白水谷出口、足洗谷試験地流域出口に設置)のうちの1つの信号が入ってから一定時間(100分~300分)の後に録画を停止し、録画テープを保存するようになっている。その他、停電時でも観測が継続でき

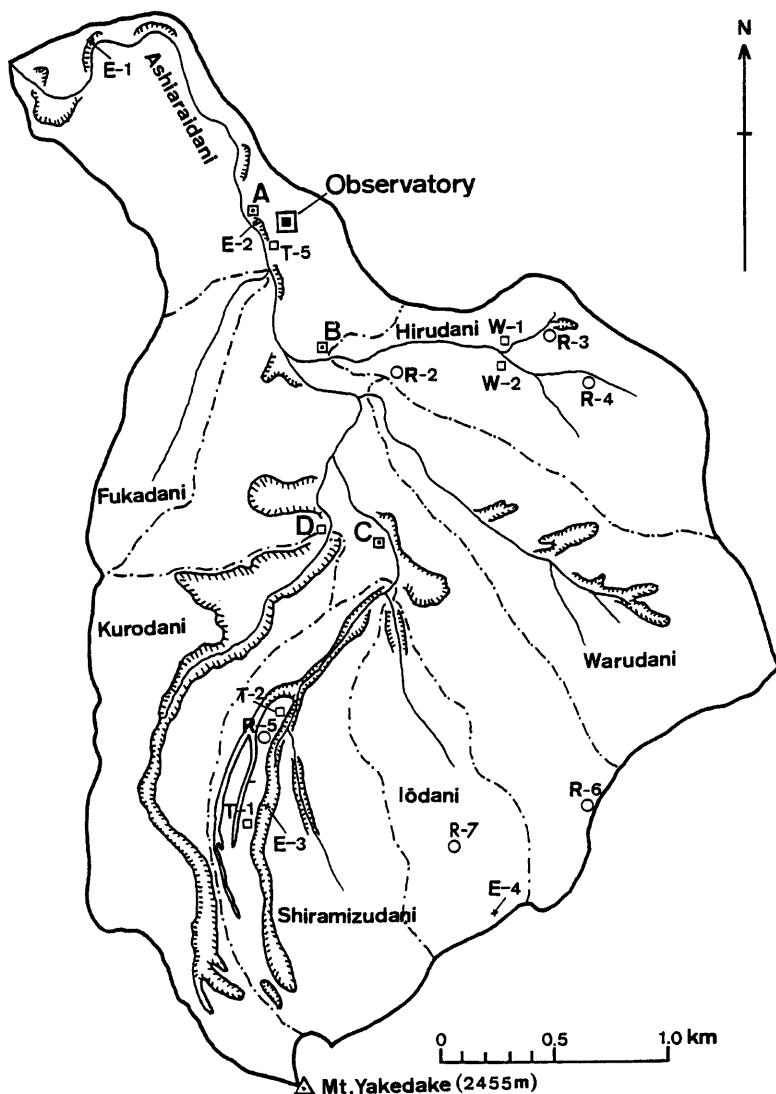


Fig. 7 Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The symbols in the figure are ; A : Ashiaraidani station, B : Hirudani station, C : Shiramizudani station, D : Kurodani station, E : Observation area of erosion, R : Raingages, T : TV cameras, W : Water level gages.

るように、各観測局に無停電電源（1 KVA）を備え、観測所には無停電電源（1 KVA）と自家発電装置（5 KVA）が設置されている。

3.2 土石流発生の降雨条件

降雨が引き金となって土石流が発生するためには、溪岸などにおいて生産された土砂が勾配 15° 以上の溪床に堆積し、それが降雨の浸透によって静的な構造の破壊を生じ、それに引き続いて発生する表流水によって流動化することが必要であると考えられる。このような状態を引き起こすための降雨条件として、堆積物

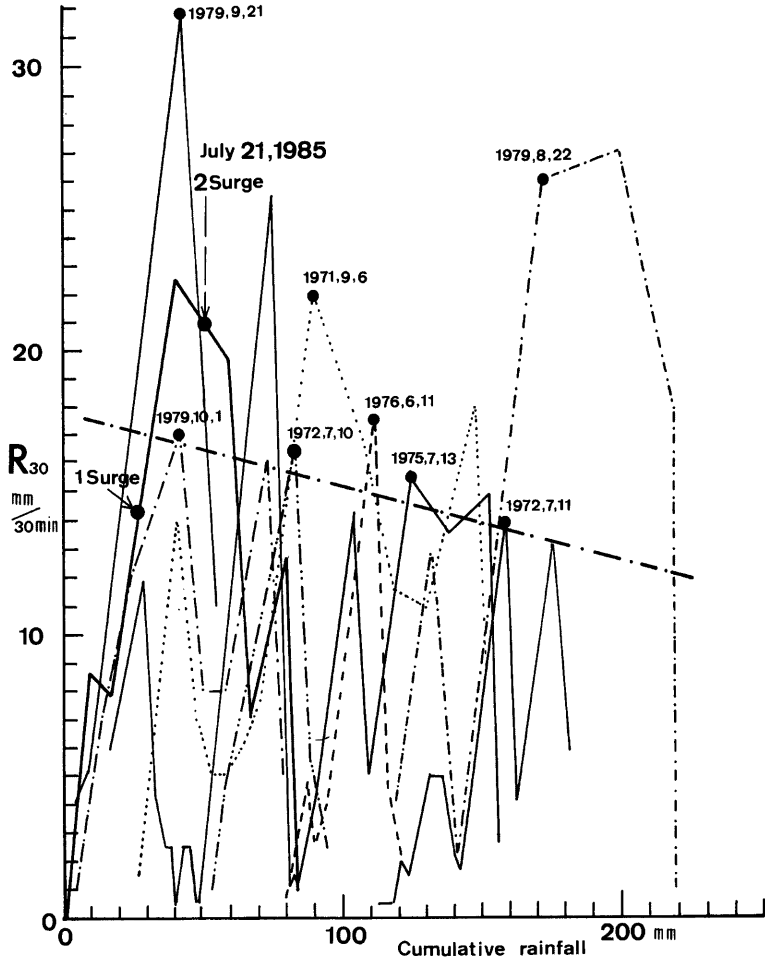


Fig. 8 Time sequential diagram of rainfall intensity and cumulative rainfall on July 21, 1985. The chained line shows the threshold to occur the so far debris flows which flowed down to the Fukadani Observation Station.

の水による飽和に関与する連続雨量と表面流の発生に関与する降雨強度が考えられる。

連続雨量をどのように定義するかについては今後の検討が必要ではあるが、ここでは出水の状態などから約6時間で降雨の影響がなくなるものと考え、無降雨の状態が6時間継続した後の降雨は別のものとして取りあつかっている。一方、降雨強度は、この流域において降雨が流量観測点に到達する時間がほぼ30分であることから、30分間雨量を用いることにした。

白水谷における土石流発生の降雨条件を降雨強度と連続降雨量に関して時系列的に表したものが Fig. 8 で、縦軸は降雨強度 R_{30} 、横軸は連続雨量 ΣR である。この図に示された既往の土石流は、足洗谷試験流域の出口まで土石流の形態を保ったものである。この図において、土石流発生の降雨条件を見ると、連続雨量よりも降雨強度に支配される傾向が大きく、連続雨量が多くなると降雨強度の限界値が小さくなり、その限界値を結ぶ線は右下がりとなる。今回観測された降雨量について同様の検討を行ってみると、Fig. 8 に示すように、既往の土石流で試験流域の出口まで達した規模の大きなものと同様の発生限界値に達していることが分かる。今回観測された土石流は試験流域の出口まで達していないが、これには格子ダムの影響も考えられるので、この点については後で検討する。

この土石流は大きく2波に分けられ、第1波は14時56分、第2波は15時16分に東谷出口において、VTRの映像によって確認された。東谷における土石流の発生域は、東谷出口から上流へ約1km地点にあるものと考えられるので、発生地点からの移動速度を約5m/sとすれば、発生時刻は東谷出口に現われた時刻より2～3分前になる。

ところで、高橋の実験的研究²¹⁾によって、河床勾配が 15° 以上、 $h_0/d_m > 1.4$ (h_0 : 水深、 d_m : 河床砂れきの平均粒径)の条件を満足する場合に土石流が発生するが、その場合の限界流量から降雨条件を検討してみよう。

土石流発生条件 $h_0 > 1.4 d_m$ から、その限界流量 Q_c は、

$$Q_c > 4.43 g^{\frac{1}{2}} B d_m^{\frac{3}{2}} \dots \dots \dots (2)$$

のように表わすことができる²²⁾。ここに、 B : 河幅、 g : 重力加速度である。現地調査の結果を参考にして、東谷の土石流発生域の河幅を2m、堆積物の平均粒径 d_m を0.1mとすれば、式(2)から限界流量 Q_c は約0.88 m³/sとなる。

一方、このような限界流量を超えるピーク流量 Q_p は、

$$Q_p = \frac{1}{3.6} f \cdot A \cdot R_{30} \times 2 > Q_c \dots \dots \dots (3)$$

のように表わすことができる。ここに、 f : 流出係数、 A : 流域面積である。東谷の土石流発生域の面積は約0.32 km²であるが、その約半分の流域面積の0.16 km²の地域において流出係数 f が1.0になったものとすれば、式(3)において、ピーク流量が限界流量0.88 m³/sを超えるためには、降雨強度 R_{30} は約10 mm以上でなければならない。今回の土石流の発生は、この値を超えたところで発生しており、上記の仮定もほぼ妥当なものと考えられる。

しかし、流出係数や流域面積の見積り方に関しては、多くの問題点が残されている。

3.3 土石流のハイドログラフの変化

前述したような条件で発生した土石流は、降雨量や堆積土砂量に応じた規模の流量を発生させ、そのハイドログラフのピークは尖ったものとなっている。しかし、そのハイドログラフの形状も下流の堆積域では尖ったピークが小さくなって変化するものと考えられる。今回の観測において、土石流の発生域から約1kmと約2km下流の地点で土石流の流量がTVカメラの映像解析や現地調査によって求められた。そこで、従来、この流域で観測された土石流について、その規模などによって流下距離が大きく異なっているように考えられるが、今回、得られたハイドログラフによって若干の検討を行ってみよう。

Fig. 9 に示されているハイドログラフは、東谷出口と白水谷出口付近に設置されたTVカメラによって撮影されている。このTVカメラや35mmモータードライブカメラの位置はFig. 10のとおりである。こ

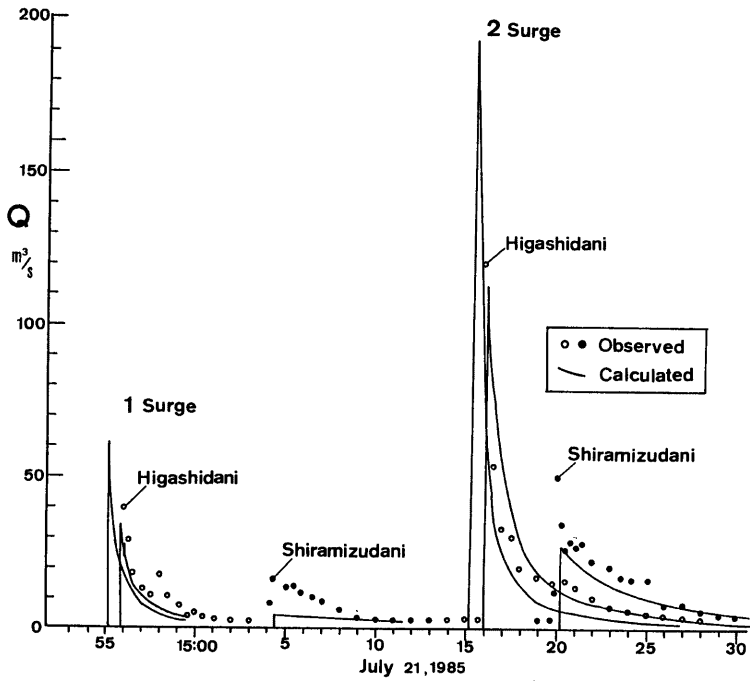


Fig. 9 Debris flow hydrographs at the outlet of Higashidani and Shiramizudani observed on July 21, 1985.

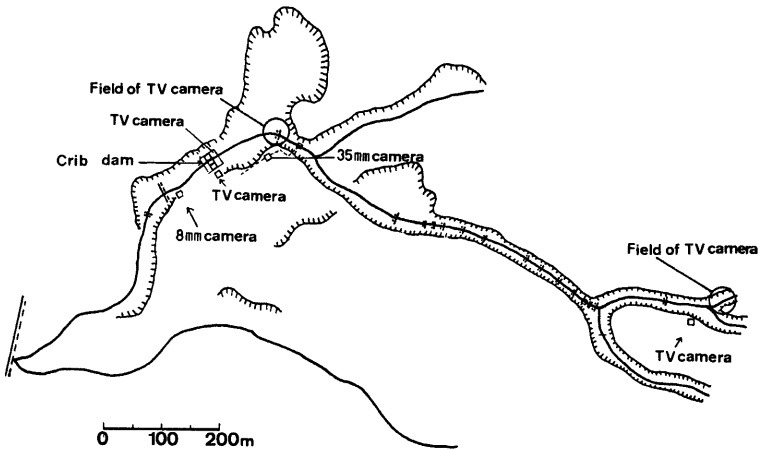


Fig. 10 Plan of the arrangement of equipment for observation at Shiramizudani.

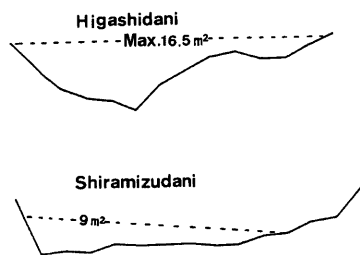


Fig. 11 Channel cross-sections.

の流量は流速と流れの断面積から求められているが、流速は録画された映像において、その視野の中の目標となる2点間の距離を現地において調査し、その間を通過する浮遊物や礫の移動時間から求められている。一方、流れの断面積は、映像における水面の位置と現地調査による河床横断面形から求められている。Fig. 11はその河床横断面形を示しているが、この場所は溶岩から成っており、断面の変化はほとんどない。なお、測定地点付近の河床勾配は 10° 前後となっている。

以上のような方法によるため、流量の測定の精度は1割程度の増減はあるものとするが、ハイドログラフの形状については比較的良くその傾向を示しているものとする。

ところで、Fig. 9 のハイドログラフにおいて注目される点は、ハイドログラフの尖ったピークがなくなり、ピーク流量も約1/2に減少していることである。東谷出口と白水谷出口の距離は約 800 m であり、この程度の距離でこのようなハイドログラフの変化は途中の河床における堆砂によるものでないことは、後日の河床調査によって明らかである。

土石流の第1波および第2波の総流量について、この2地点を比較してみると、第1波は約5分間で東谷出口が約 3120 m^3 、白水谷出口が約 2880 m^3 、第2波は約10分間で東谷出口が約 9630 m^3 、白水谷出口が約 8660 m^3 となっている。上流の方がいずれも10%程度流量が多くなっているが、測定の精度からすれば、ほぼ同様の値を示すものとする。

以上のように、土石流の総流量の変化がなくハイドログラフの変形が生ずる大きな原因としては河床の形態が考えられる。この2点間の河床は溶岩を侵食した U 字型の断面形を示しており、また、その縦断面形は Fig. 12 に示すように多くの滝が連続していることが特徴である。その最大の滝は約 60 m の落差を有している。一方、流路の平面形状は、1/5000程度の地形図では現われていないが、かなり屈曲に富んでいる。また、流量の幅は非常に狭く、最低河床から 1 m の高さで約 5~8 m となっており、廊下状となっている。こ

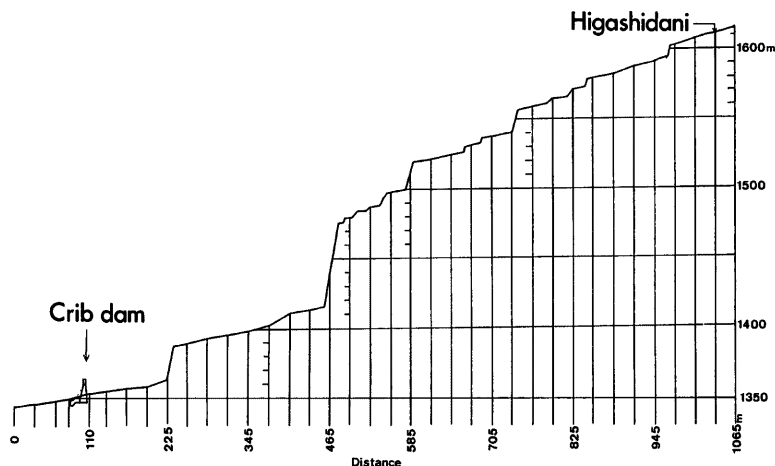


Fig. 12 Longitudinal profile of the Shiramizudani stream channel.

のような形状や Fig. 12 に示すような滝が連続するような河道が土砂流の伝播にどのような影響を与えているかについては、不明な点が多いが、Fig. 9 に示すように約 800 m（水平距離）の距離をおいた 2 か所の地点で土石流のハイドログラフが得られていること、および、この間に土石流の堆積物がほとんど残っていないことから、この区間におけるハイドログラフの変形について若干の考察を行う。

高橋による土石流の流動に関する実験的研究²²⁾によれば、土石流の流速式は

$$U = \frac{2}{5d} \left(\frac{g \sin \theta}{a_i \sin \alpha} \right)^{\frac{1}{2}} \left\{ C_d + (1 - C_d) \frac{\rho}{\sigma} \right\}^{\frac{1}{2}} \left\{ \left(\frac{C_*}{C_d} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right\} h^{\frac{3}{2}} \dots\dots\dots (4)$$

のように表わされる。ここに、 U ；断面平均流速、 d ；平均粒径、 θ ；河床勾配、 a_i ；定数、 α ；粒子の動摩擦角に相当する角、 C_d ；土石流の容積濃度、 C_* ；堆積層の砂礫の容積濃度、 σ ；砂礫の密度、 ρ ；水の密度、 g ；重力の加速度、 h ；段波の波高である。

一方、土石流の流量予測に関する研究²³⁾によって、流れの状態は

$$(B_m + B_d) \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (B_m U h) = 0 \dots\dots\dots (5)$$

のように表わされる。ここに、 B_m ；主流路幅、 B_d ；氾濫幅である。

そこで、土石流が高さ h 、長さ L の Fig. 13 のような三角形形状であり、対象区間において、 $B_m \sin \theta$ および C_d が変化しないものとするれば、(4)式および(5)式から

$$x^* = h^* + \frac{5}{2} \cdot \frac{B_m}{B_m + B_d} \cdot h^{*\frac{3}{2}} t^* \dots\dots\dots (6)$$

が得られる。ただし、

$$(h^*, x^*, t^*) = \left(\frac{h}{H}, \frac{x}{L}, \frac{U t}{L} \right) \dots\dots\dots (7)$$

のような無次元化を行っている。

Fig. 13 の三角形の部分の体積が観測され土石流の総量に等しいものとして、まず、第 1 波の土石流については、約 5 分間の総流量が約 3120 m³ であり、他の条件については、波高を 2 m、 $B_m/B_m + B_d = 1$ 、 $C_* = 0.65$ 、 $C_d = 0.4$ 、 $\rho = 1.3$ 、 $\sigma = 2.65$ 、 $\sin \theta = 0.1$ 、 $a_i \sin \alpha = 0.02$ 、 $d = 0.1$ m、発生地点と東谷出口の観測地点との距離を約 300 m と仮定すれば、Fig. 9 に示すように、実測値とほぼ同様のハイドログラフを得ることができる。

第 2 波についても、約 10 分間の総流量が約 9630 m³ であり、波高を 3 m、 $B_m/B_m + B_d = 0.7$ 、発生地点から東谷出口までの距離を約 500 m とし、他の条件は第 1 波と同様であると仮定して計算すると、Fig. 9 に示すように実測値に近いハイドログラフが得られる。なお、この図には初期条件も示されている。

以上のように多くの仮定に基づいて得られた結果ではあるが、第 1 波、第 2 波ともハイドログラフの変形の傾向を良く示しているように思われる。しかし、土石流の濃度が C_d が一定であるといった仮定を含んでいること、滝を含む階段状の河道特性をどのように評価するかという点に関しても不明な点が多い。さらに、土石流の波高 h 、主流路幅 B_m 、氾濫幅 B_d などをどのように見積るかという点に関しても今後の課題を残している。

一方、白水谷の河道は Fig. 12 に示すように縦断的に見ると、滝が連続しており、谷の平均勾配が約 1/5

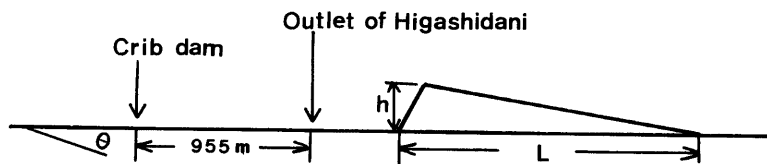


Fig. 13 Assumed longitudinal profile of the debris flow at the Shiramizudani.

であるのに対して、滝と滝の間の平均河床勾配は約1/10となっている。白水谷出口へ到達する土石流は、このような滝を通過しているにもかかわらず土石流の形態を保っていること、途中の河道に堆積物をほとんど残していないことが大きな特徴である。さらに、前述したようにハイドログラフの変形が比較的短い流下距離で生じており、とくにハイドログラフの尖ったピークが小さくなっている。このような特性は土石流の調節・制御の問題に関しても有益なものと考えられるので、今後、このような階段状の縦断形や河道の屈曲が土石流のハイドログラフの変形にどのような役割を演じるかを明らかにする必要がある。

3.4 透過性ダムの土石流調節機能

白水谷出口に設置された透過性ダムは、上流で発生した土石流のハイドログラフを変形させて下流へ流出させると同時に、巨礫の流出を阻止するもので、下流に対して安全な細粒径の土砂れきは通過させることができ、不透水性のダムより土砂調節効果が大いと考えられている。しかし、この種のダムは国内で2・3の例しかなく、その機能については実験的研究²⁴⁾の他には、現地における検証も行われておらず、白水谷において立体格子型の透過性ダムの土石流調節機能を観測によって明らかにしようとしている。

この立体格子型ダム²⁴⁾は Photo. 1 に示すような構造を有しており、直径 50 cm の鋼製パイプによって作られている。白水谷の土石流に含まれる礫の最大粒径は約 2 m であり、実験的研究によってその水理機能が検討され、礫の停止条件として、 $l/d_{max} \leq 1.5 \sim 2$ (l : 格子の目の開き, d_{max} : 土石流の最大礫径) の関係が明らかにされており、この関係から、このダムの格子間隔は水通し部 (5 スパン) で 4 m となっている。

このダムの土石流調節機能を明らかにするために、TV カメラ (4 台)、35 mm モータードライブカメラ

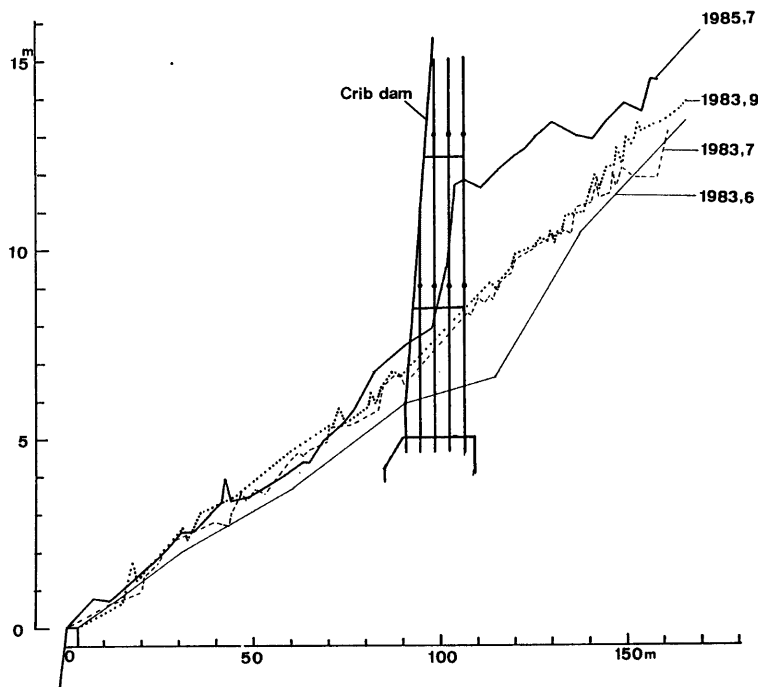


Fig. 14 Variation of the profile of debris flow deposit at the crib type dam (Shiramizudani No. 2 dam).

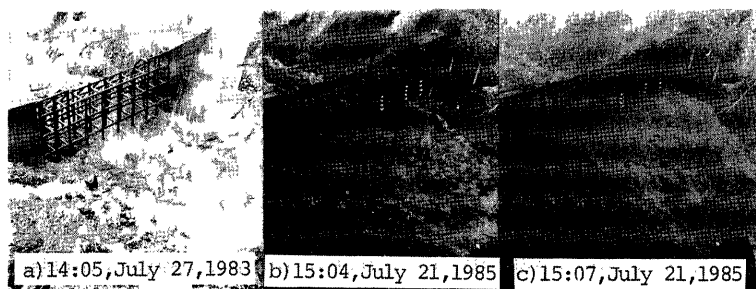


Photo. 1 Birds-eye view of debris flow and the crib type dam by the interval shot 35 mm camera system.

(1台), 8 mm インターバルカメラ (1台) が Fig. 10 のように配置されている。その他, ダム本体に作用する土石流の衝撃力や構造物の応答を測定するためにロードセルや加速度計がダムに取り付けられている。

このダムに達した土石流は, 1983年7月27日, 9月7日および1985年7月21日に発生したものだけである。この3回の土石流について透過性ダムの機能を検討してみよう。1983年7月27日に発生した土石流(最大流量約 $30 \text{ m}^3/\text{s}$) は, Fig. 14 に示すように堆積したが, この堆積形状はダムが設置される前の河床とほぼ同様になっている。この土石流は Fig. 15 に示す礫の堆積状態からも明らかのように, 粒径が小さいことから, 格子ダムの影響を受けずに流下し, その一部が堆積して元の河床に戻ったものと考ええる。9月7日の土石流(最大流量約 $10 \text{ m}^3/\text{s}$) も最大粒径が小さく, その大半はダムを通過している。なお, これらの土石流は約 1 km 下流の観測地点までは土石流の形態を保っていないことが VTR の映像によって確認されている。

1985年7月21日の土石流は Fig. 9 に示すように2波に分かれており, 格子ダム直前の最大流量は第1波が約 $20 \text{ m}^3/\text{s}$, 第2波が約 $50 \text{ m}^3/\text{s}$ となっている。第1波の土石流の最大粒径は 1 m 以下であったが, Fig. 16 に示す格子ダム内の堆積縦断面図において明らかのように, 1983年9月7日の土石流の堆積によって堆積

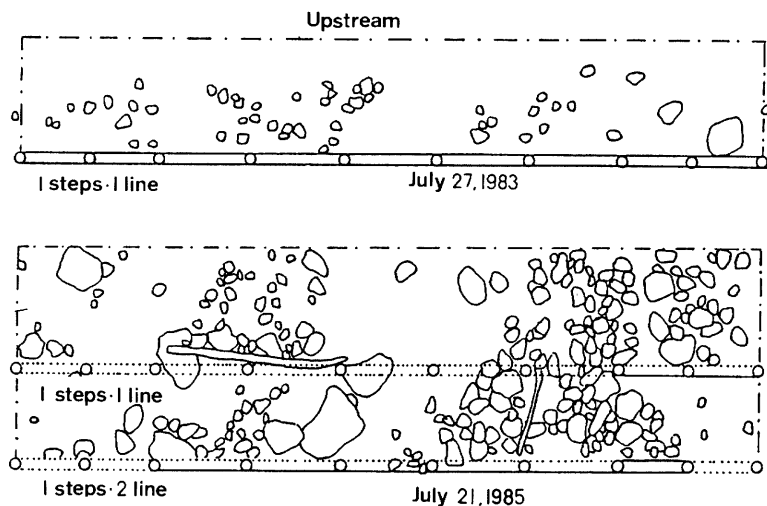


Fig. 15 Debris flow deposit at the crib type dam.

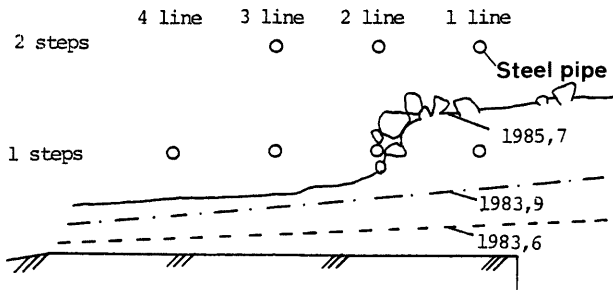


Fig. 16 Longitudinal sections of debris flow deposit inside the crib type dam.

面と水平方向の第1段目のパイプの間隔は約1mとなっていたために、この間に礫が詰まりダムの上流に堆積を生じている。この様子は **Photo. 1** の (b) と (c) に示されている。このように、水平方向のパイプと堆積面との間隔によって透過礫の粒径が影響を受けることが明らかとなった。

第2波の土石流の最大粒径は直径が約2mのものを含んでおり、**Fig. 15** に示すように格子ダムの内部にも2m以上の礫が堆積している。その内部の縦断形状は **Fig. 16** に示すとおりで、土石流は第1段目の第2列目のパイプで停止している。そこで停止している礫は第2段目のパイプとの間に2m程度の間隙を有しており、第1段目のパイプによって停止しているように見える。

以上のように、3回の土石流によって格子ダム上流に約4700m³の堆積が生じたが、これが不透過性のものであったならば約14500m³（堆積層の空隙0.3）になり、前者の約3倍の堆積量になる。このように格子ダムの土石流調節機能が明らかとなったが、その他に水平方向のパイプが礫の停止に大きな役割を演じていることが明らかとなった。

4. 結 語

以上、本文においては、流域における土砂流出の実態を明らかにするために行われた観測・調査の成果が述べられている。それらを要約して結語とする。

1984年に新しく開始された高原川試験流域においては、主として土砂生産の実態を明らかにするために、代表的な試験地を設定して定期的な侵食量の測定が行われ、裸地斜面の侵食において凍上・融解が斜面の土砂れきを移動しやすくしていること、斜面の土砂の移動が時間雨量8mm以上の降雨に支配されていることを明らかにした。

従来より観測が継続されている足洗谷試験流域については、白水谷に発生した土石流について発生条件、ハイドログラフおよび透過性ダムの調節機能について検討を行った。その結果、土石流の発生の降雨条件については既往の土石流の発生条件を満足していることが明らかとなった。土石流のハイドログラフの変化が河床の縦横断形状に影響されていることを明らかにした。透過性ダムの機能については、土石流の調節機能があることが検証されるとともに、水平方向のパイプと河床の間隔が一定しないので、この点をどのように取り扱うかが今後の課題として残されていることを明らかにした。

最後に、観測・調査におい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ことを記して、ここに深く感謝する。また、裸地斜面の侵食の観測に際して、本学の飛騨天文台の方々の協力があった。ここに深く感謝します。

なお、本研究の一部は、昭和60年度文部省科学研究費補助金、特定研究(1)「比較河川学の研究」(研究代表者・北大・岸 力教授)および建設省北陸地方建設局神通川水系砂防工事事務所の受託研究「神通川水系焼岳における土石流の観測および解析」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—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.
- 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, 第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：山地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(11), (12), 京都大学防災研究所年報第25号B-2, 1982, pp. 361-373, 26号B-2, 1983, pp. 303-314.
- 17) Sawada, T., K. Ashida 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), 19) 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(13), (14), 京都大学防災研究所年報第27号B-2, 1984, pp. 317-330, 28号B-2, 1985, pp. 309-323.
- 20) 沢田豊明・芦田和男：山地流域における土砂生産, 第30回水理講演会論文集, 1986, pp. 205-210.
- 21) Takahashi, T: Estimation of potential debris flows and their hazardous zones; Soft countermeasures for a disaster, Journal of Natural Disaster Science, Vo. 3, No. 1, 1981, pp. 57-89.
- 22) 高橋 保：土石流の発生と流動に関する研究, 京都大学防災研究所年報第20号B-2, 1977, pp. 405-435.
- 23) 高橋 保・八木秀樹：土石流の流量予測, 京都大学防災研究所年報第26号B-2, 1983, pp. 329-351.
- 24) 芦田和男・高橋 保：土石流の調節制御に関する研究, 京都大学防災研究所年報第23号B-2, 1980, pp. 433-441.
- 25) 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.