

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 ——

芦田和男・高橋 保・奥村武信・道上正規・沢田豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED

—— Some Observations by Hodaka Sediment Observatory ——

By Kazuo ASHIDA, Tamotsu TAKAHASHI, Takenobu OKUMURA,
Masanori MICHIE and Toyoaki SAWADA

Synopsis

The authors carried out some observation on the runoff, sediment yield and transport in a small mountain watershed, called the Hirudani Experimental Watershed, which is a tributary of the Jintsu River in Gifu Prefecture, Japan. This paper presents some results of the observations on soil characteristics, runoff characteristics, rate of sediment yield and transport, and changes in water qualities during floods. By using these results, the authors consider the relation between the runoff characteristics and the sediment yield and transport in a mountain basin.

1. 結 言

山地流域からの土砂の生産と流出の現象は、流域内における砂れきの賦存状態や砂れきの特性（受動的側面）と、降雨の流出特性（能動的側面）との関連のもとで、様々な形態を取る。すなわち、生産・流出の対象となる砂れきが、崩壊地の表面侵食によるものか、新規崩壊あるいは旧崩壊地の拡大によるものか、あるいは溪床堆積物であるかによって、土砂流出の形態は非常に異なる。また、生産された砂れきが流出するまでには、一般に大きな貯留作用を受けるが、その程度は砂れきの粒径により顕著に異なり、粒径が小さくなるほど貯留作用を受ける程度は減少するが、特にウォッシュ・ロードの土砂はほとんど貯留作用を受けず、生産されたものがそのまま流出する。

一方、降雨の流出特性の面から土砂の流出現象を見ると、表面侵食に関係するものはその侵食を受ける対象斜面の降雨の表面流出成分であるが、崩壊現象には流域貯留量が重要な因子となり、さらに溪床堆積物の移動には流れの掃流力が支配的な影響を持つなど、それぞれの流出土砂に応じて関与する水量が異なる。このように、山地流域からの土砂流出現象は非常に複雑であって、その実態を明らかにするためには、どのような土砂の流出形態を対象としているかを明確にしておかなければならない。なぜならば、それぞれの流出形態ごとに異なった接近の方法が必要であると考えられるからである。

山地流域からの土砂流出現象の解明を困難にしているもう一つの要因は、信頼しうるに足る正確な観測資料が非常に少なく、土砂流出に関する実態が十分に把握されていないことである。

穂高砂防観測所では、山地流域における出水と土砂流出の実態の把握とそれにもとづく土砂流出機構の解明を目的として、昭和41年度より現地観測を続けており着々と成果をあげている^{1), 2)}。観測は従来主としてヒル谷試験流域を対象として行なわれてきた。この試験流域は、後記するように、崩壊地の表面侵食による土砂の生産・流送の現象を解明するのに好都合な場所である。すなわち、この流域の土砂の生産源は主とし

て花崗斑岩、石英斑岩層に発生した崩壊地の表面侵食によるものであって、溪床には石れきの堆積はほとんど見受けられない。また、崩壊地の表面侵食によって生産される砂れきの粒径は比較的小さく、途中で大きな貯留作用を受けずに流域の最下流端まで流送される。

本文においては、上述の形態の土砂流出の機構について考察するが、前報までの結果と重複をさけるため、その後の観測結果を中心として、まず、この流域の出水の特性について述べ、ついで出水特性との関連のもとで土砂の流出機構を検討しよう。

2. 試験流域および観測内容の概要

ヒル谷試験流域は、岐阜県の北東部吉城郡上宝村にあり、神通川の水源となる蒲田川の小支溪である。流域面積は約0.85 km²、海拔標高は1200 m ないし2000 m 以上に及んでいる。

本流域の地質は、上流部は石炭紀ないし二畳紀の粘板岩などで、下流部は花崗斑岩、石英斑岩である。このうえに、頂部ちかくには割谷火山の噴出物を、最下部には段丘れき層をのせており透水性はかなりよい。現在さかんに土砂を生産しているところは、下部の石英斑岩および花崗斑岩層に発生している崩壊地である。

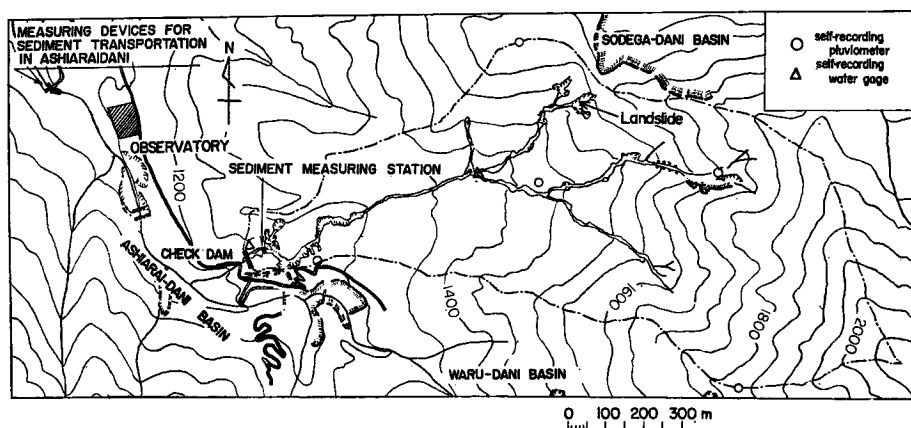


Fig. 1 Plan of watershed and equipments for observations.

現在、この試験流域において観測調査しつつある事項はつぎのとおりである。(Fig. 1)

- 1) 流域内に自記雨量計5カ所を設置して降雨量の測定、
- 2) 谷口に観測用堰堤—長期巻自記水位計—を設置して、流出量の測定ならびに貯水池の堆砂量により一洪水あるいはある期間の流出土砂量の測定
- 3) 流砂観測装置を設置して、洪水時の含砂濃度、および粒度分布の測定、
- 4) 水質 (Hp および電気伝導度) および水温の測定。

以上は、年間にわたって継続的に行なう調査項目であるが、1971年にはその他に、溪床および崩壊地の粒度分布、ならびに溪流における6月11日洪水痕跡の調査を行なった。

3. 試験流域における出水の特性

1971年において観測された洪水を対象として、この流域の洪水流出の特性を検討してみよう。

まず問題になる点は、流域平均雨量推定の精度である。流域内5カ所で雨量の観測を行なっているので、各観測所ごとにピークの発生時刻、雨量強度ならびに総雨量が相違するかどうか検討した結果、特に系統的

な差異は認められず、どの雨量観測所の記録を用いても流域平均雨量を代表しうることが知られた。

Fig. 2 は降雨と流出量の観測結果ならびに貯留関数法による流出計算結果を示している。ここで、流出量と貯留量の関係は、9月6～7日洪水に対して、 $T_s=1$ 時間として Fig. 3 に示すとおりである。 T_s の値を2, 3変えて検討したが、貯留量 $S(t)$ と流出量 $(q-q_i)$ との間には十分一義的な関係が得られなかった。したがって、このような解析法がここでは必ずしも十分な適用性を持っていないとも考えられるが、参考までに計算値を示しておいた。

Fig. 2 において顕著な事実は、基底流量が大きいこと、降雨が終了してから後、相当長期間にわたって流量がほとんど減少しないこと、ならびに降雨量に対する直接流出成分の比率が非常に小さいことなどである。これは流域の透水性がよく、地下水流出の成分が多いことを示している。

総降雨量 R から初期損失 R_i (流出の立上りの時刻から1時間前までの降雨量とする。) を差し引いた雨量 $(R-R_i)$ と直接流出率 f (%) ($(\text{直接流出高})/(R-R_i) \times 100$) との関係は Fig. 4 のとおりであり、 $R-R_i$ が増加すると f は増加する傾向にはあるが、その値は小さく、豪雨時においても降雨の大部分は地下水出流の形態をとって流出することを示している。この特性は、この流域に特有なものか、山岳流域においてはか

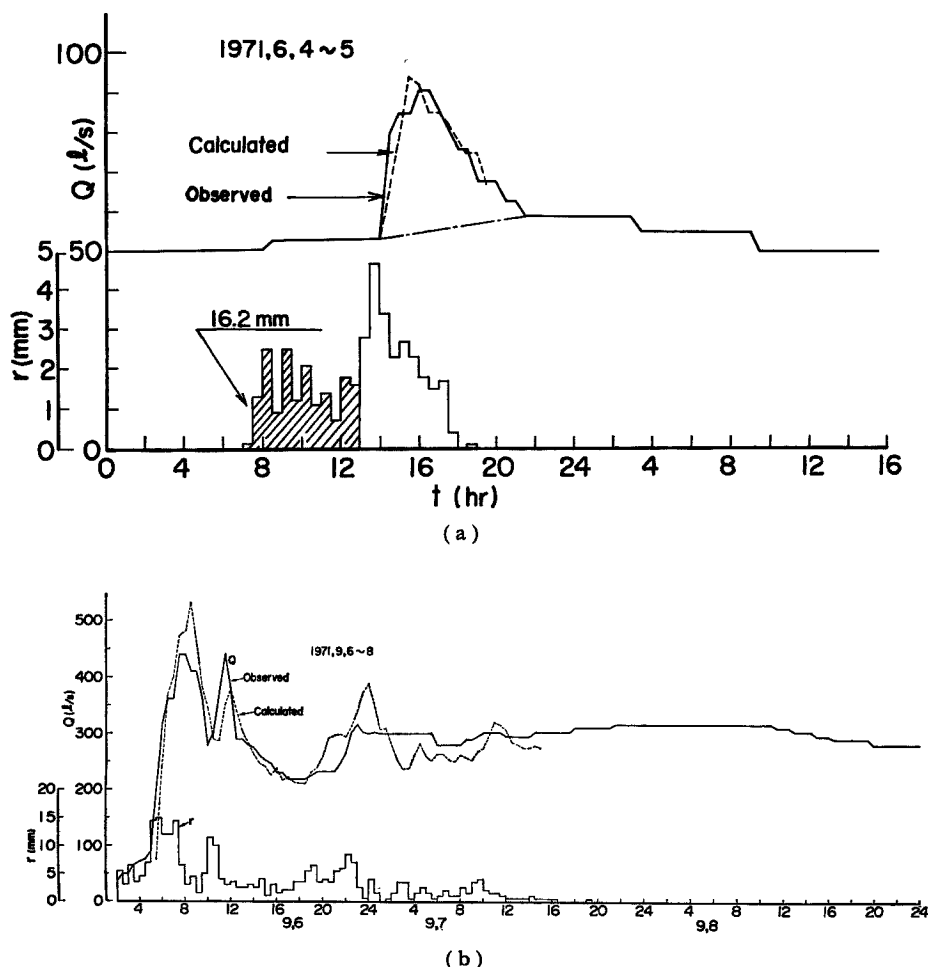


Fig. 2 (a) (b) Comparison of the hydrograph observed and calculated.

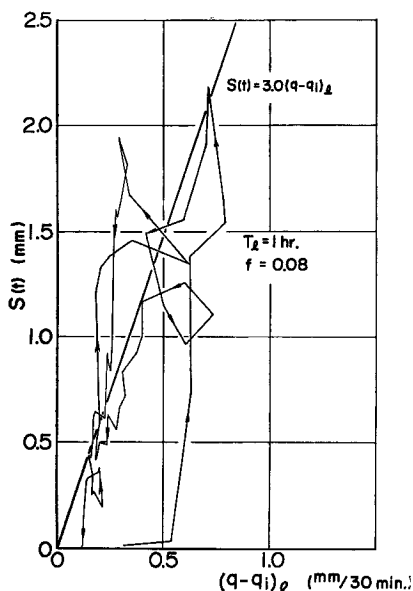


Fig. 3 Relation between the watershed-storage and the out flow discharge.

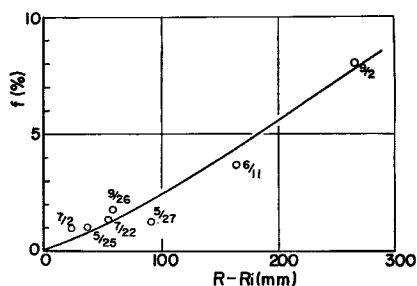


Fig. 4 Relation between coefficient of runoff and rainfall.

なり広く認められるものか今後の検討を必要とするが、興味ある事実である。

地下水流出成分は、斜面の表面侵食には関係しないと考えられるから、全降雨の中の直接流出成分の示める割合によって侵食量は大きく変化するであろう。したがって、土砂流出を研究する立場から降雨の流出形態を詳細に検討することが必要になってくる。

つぎに、この流域の年間における水収支を検討した結果が Table 1 である。年降水量 2494 mm に対して流出量は 1253 mm, 損失 1241 mm である。損失が若干多い値を示しているが、この流域から隣接流域、特に割谷流域への地下水の流出が認められること、流量観測用堰堤が堆積層の上に作られているために、その下をとおしての地下水流出が予想されるので観測値はほぼ妥当なものであると考えられる。

ここで注目すべきことは、月単位での損失が負になることがある事実であって、これは、降雨が相当長期にわたって流出することを表わしている。

Table 1 Water balance at Hiru-dani experimental watershed (1971).

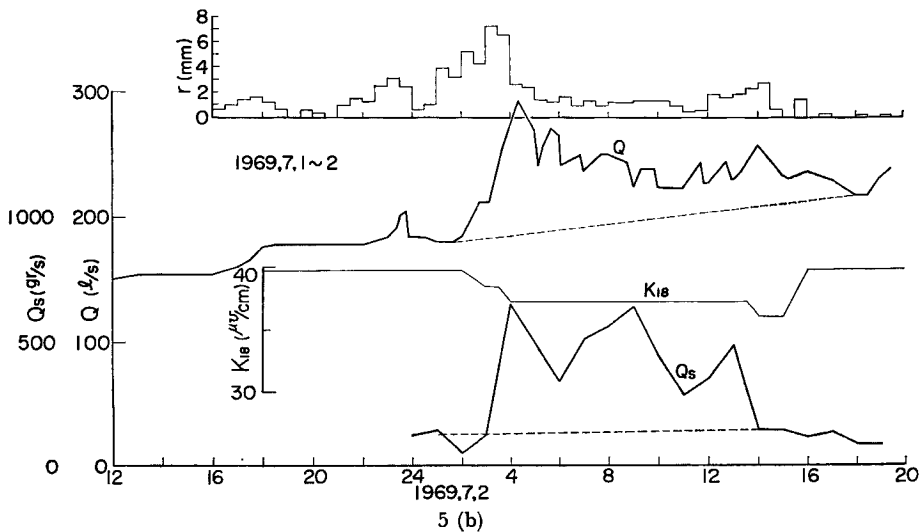
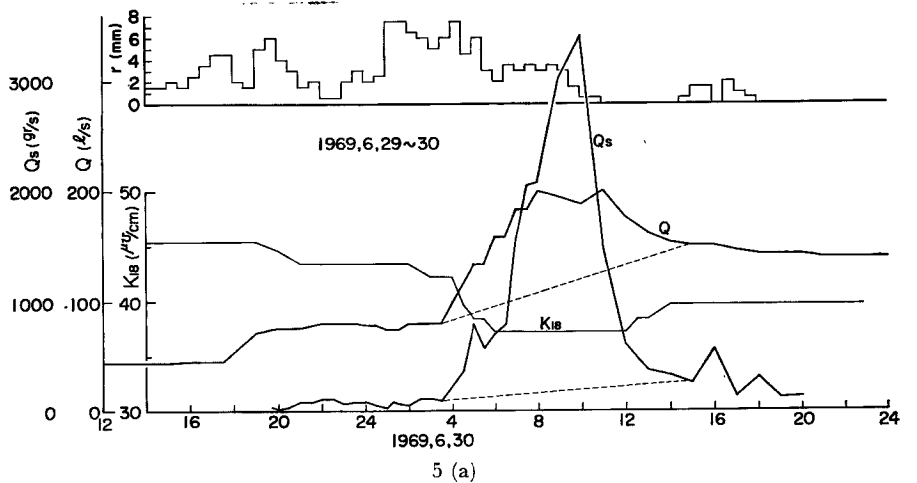
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Total
Monthly mean discharge (l/s)	8.0	10.0	15.0	30.0	37.3	57.8	65.0	40.8	93.5	38.3	37.6	10.8	
Run of depth (mm)	24.4	27.5	45.7	88.5	113.8	119.2	191.7	124.3	257.0	116.9	111.0	33.0	1,253.0
Precipitation (mm)	17.0	75.5	119.5	190.0	284.5	326.0	324.5	195.5	543.0	221.5	60.0	137.0	2,494.0
Loss (mm)	-7.4	48.0	73.8	101.5	170.7	206.8	132.8	71.2	286.0	104.6	-51.0	104.0	1,241.0
Runoff percentage (%)	143.5	36.4	38.2	46.6	39.8	36.6	59.2	63.5	47.3	52.8	185	24.1	50.3

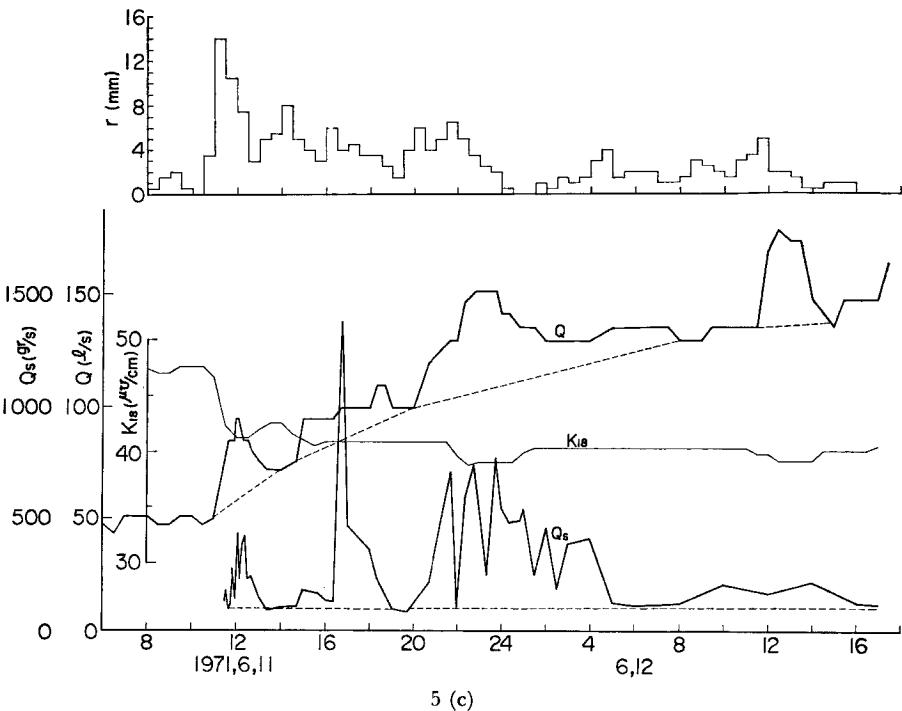
4. 洪水時における土砂流出

洪水時における土砂流出量の時間的変化は、観測用堰堤上流部に設置した流砂観測装置により流水を導水し、その含有土砂濃度を測定することにより求めた。また、一洪水による流出土砂量の測定は、観測用堰堤上流における堆砂形状を出水前後に縦横断測量を行なうことにより求めた。

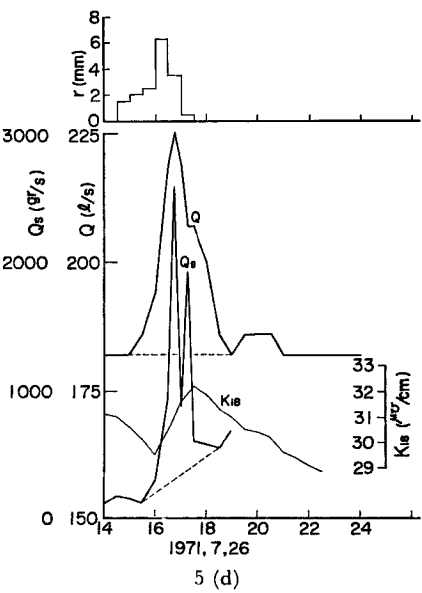
Fig. 5 は観測結果の数例であって、図中 r : 30分あたりの降雨量, K_{18} : 流水の電気伝導度であって、水温 18°C における値, Q : 流出量および Q_s : 流砂量 (含砂濃度に流量を乗じて求めた。) である。これらの **Fig.** から認められる事実を列挙するとつぎのとおりである。

1) 流出土砂量は、流量ハイドログラフの立上りの時点から急増し、直接流出が終了したと思われる時点において流量はいまだ大きいにもかかわらず急減する。すなわち、土砂生産源が主として斜面侵食土砂であり、かつ生産された砂れきの粒径が小さく下流端で容易に輸送されるような本流域の場合には、流出土砂量は直接流出成分によって支配される。





5 (c)



5 (d)

Fig. 5 Variations in discharge, sediment discharge and conductivity of river water during flood.

2) 直接流出が生起している時期には、電気伝導度は減少する。すなわち、電気伝導度によって流出成分の分離が可能である。

3) 流出土砂量は必ずしも流量と対応せず、流量はそれほど大きくないにもかかわらず、異常に多量の土砂流出を見ることがある。このことは、山腹の状態とくに崩壊の進行状況に大きく関係しているものと思われる。

4) 直接流出が生起していないと考えられる時期においても若干の流出土砂量がある。

Fig. 6 は、流量および流砂量をそれぞれのピーク値で除して無次元化した値の時間的変化を示す。流量遞減曲線において勾配急変点が明確に認められ、直接流出から地下水流への移行時刻がわかる。この時刻には、流砂量は非常に減少しており上述の事実を裏づけている。

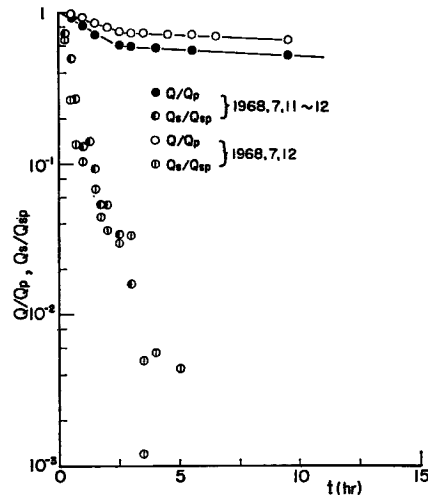


Fig. 6 Recession curves of discharge and sediment discharge.

Fig. 7 は、流量と流砂量の関係を示す。ここに、流量 Q_0 は全流量から地下水流成分を差し引いた直接流出量である。地下水流成分は、流量ハイドログラフの立上りの時刻の流量と直接流出が終了したと考えられる時刻の流量を直線で結んで分離した。各流量ごとに Fig. 5 に示すとおりである。一方、流砂量は、全流砂量 Q_s から、直接流出の発生期間外においてもなお若干存在する流砂量 Q_{s0} を差し引いた値である。 $Q_s - Q_{s0}$ は Q_0 のほぼ二乗に比例する。図中点線で囲った値は、流量がそれほど大きくないにもかかわらず多量の土砂流出を見た場合のものであって、山岳小流域における土砂流出の一特徴であろう。

なお、全流量 Q と流砂量 Q_s の関係は、Fig. 7 よりは点のばらつきは多く、一定の傾向を示さなかった。

上述のとおり、流砂量が流量の二乗に比例することは、崩壊地の侵食によって生産された砂れきが浮流形式で下流まで輸送されることを物語っているが、この事を、生産地における砂れきの粒度分布ならびに洪水時における溪流沿いの掃流力の分布からもう少し検討してみよう。

Fig. 8 は、1971 年 6 月 11 日出水の洪水痕跡の調査ならびに溪床堆積物の粒度分布の調査地点である。この溪流には、非常にこう配の急なところと比較的こう配の緩いところとが階段的に存在する。このこう配の緩いところには、洪水時の水みちと考えられる流路の両側に洪水後砂れきの堆積が見られ、これによって洪水痕跡が比較的明瞭に認められる。No. 1 から No. 5 までの調査地点はこのような場所である。

Fig. 9 は、上記の方法で求めた洪水痕跡の縦断ならびにそれぞれの調査地点の縦横断測定の結果を示している。これから、摩擦速度 u_* の概略値を求めると、最上流の No. 5 地点で $u_* = 0.78 \text{ m/S}$ 下流ほど順次減少し、最下流の No. 1 地点で $u_* = 0.56 \text{ m/S}$ である。

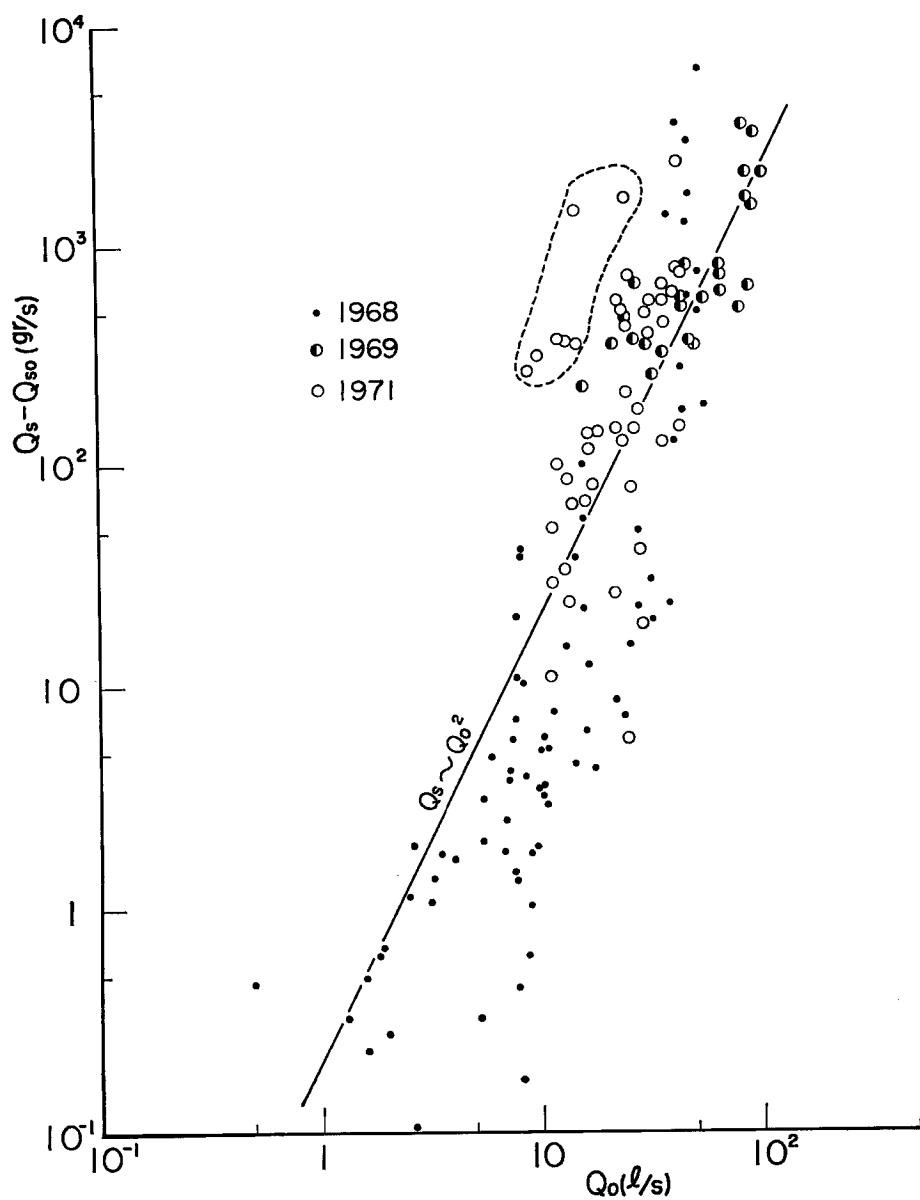


Fig. 7 Relation between sediment discharge and overland flow discharge.

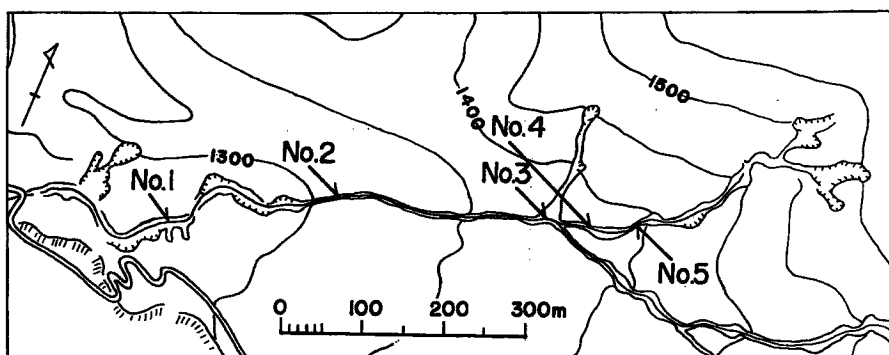
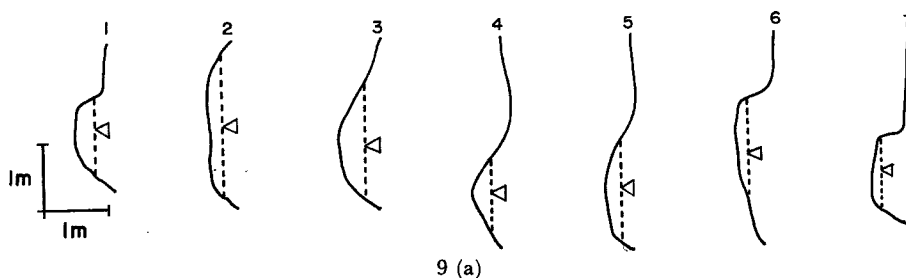
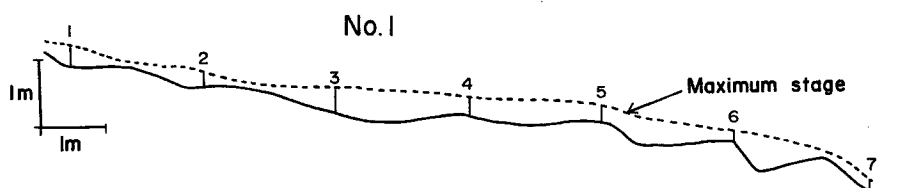
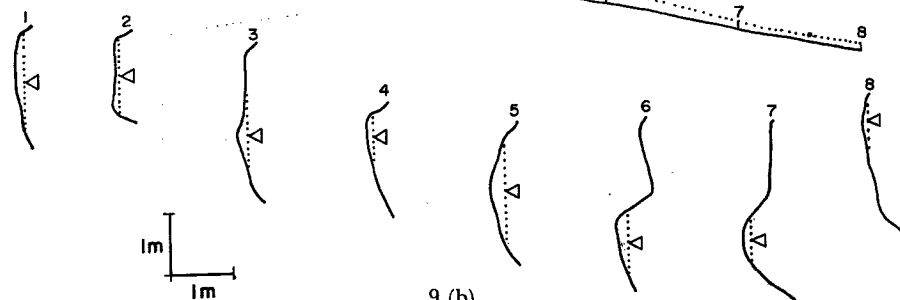
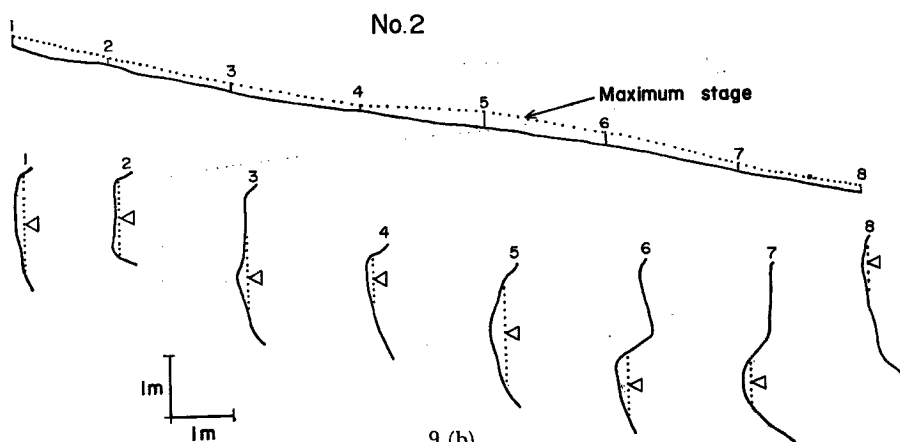


Fig. 8 Measuring station along the valley where the crosssection and profile for the highest water level of the 1971, 6, 11th flood were measured and the grain-size distribution of deposited sediment was examined.



9 (a)



9 (b)

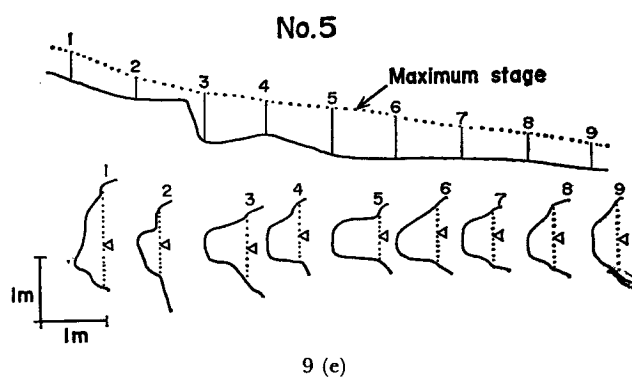
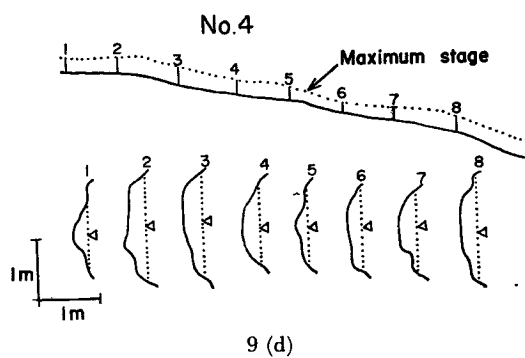
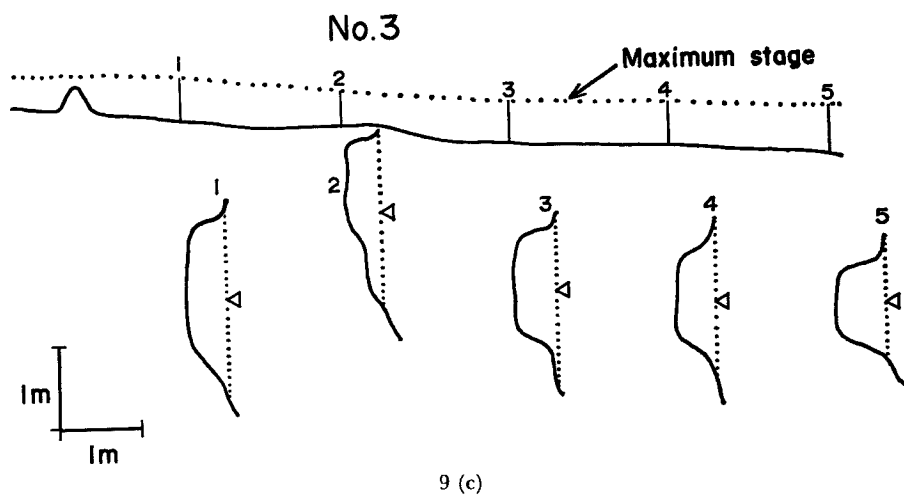


Fig 9 Cross-section and profile for the highest water level of the 1971, 6, 11th flood.

Fig. 10 は、それぞれの調査地点において、流路の両側に堆積していた砂れきの粒度分布であり、最上流の No. 5 地点に比して下流の No. 3 および No. 2 の砂れきの粒径は若干小さい。Fig. 11 に崩壊地の砂れきの粒度分布が示されているが、これと比較すると No. 5 の地点の粒度分布は崩壊地のそれとほぼ同じであることが知らされる。

Fig. 11 は、崩壊地の砂れき、各段階の流量時における流送砂れきおよびダム上流に堆積した砂れきの粒度分布の 1 例である。ここに、1. は崩壊地のもの、2. は全流量のピーク流量 $Q_p=152 \text{ l/s}$ その時の直接流出

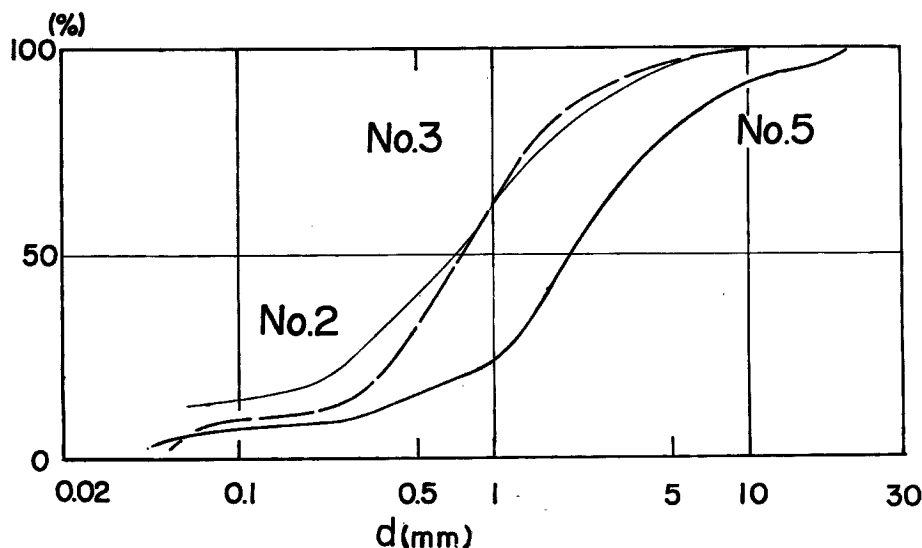


Fig. 10 Grain-size distribution of the sediment deposited at the measuring station.

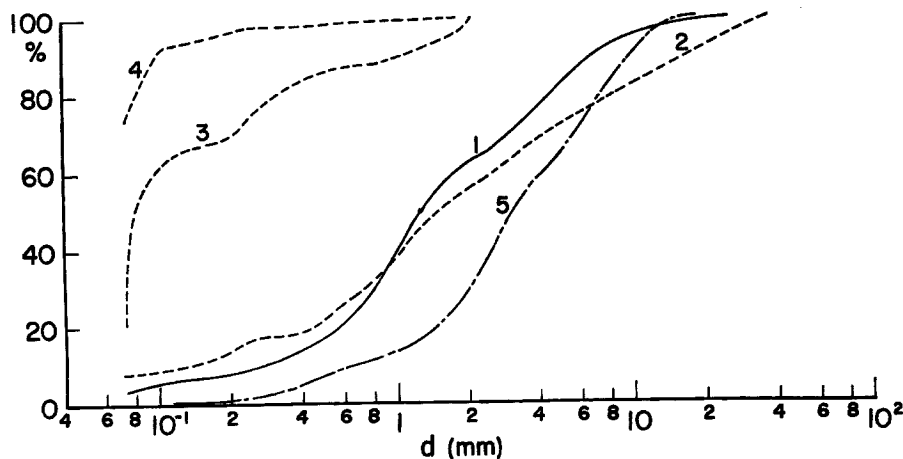


Fig. 11 Grain-size distribution of the sediment.

1. Sampled at the landslide
2. Sampled from flowing water at $Q=152 \text{ l/s}$ and $Q_0=44 \text{ l/s}$
3. Sampled from flowing water at $Q=76 \text{ l/s}$ and $Q_0=12 \text{ l/s}$
4. Sampled from flowing water at $Q=21 \text{ l/s}$ and $Q_0=11 \text{ l/s}$
5. Sampled from top-sets bed upstreams of the check dam.

成分 $Q_{0p}=44 \text{ l/S}$ の出水のピーク時において、流域の最下流に設置した流砂観測地点において測定した流送砂れきの粒度分布、3. 4. は同様に、それぞれの $Q_p=76 \text{ l/S}$, $Q_{0p}=12 \text{ l/S}$ および $Q_p=21 \text{ l/S}$, $Q_{0p}=11 \text{ l/S}$ に対するもの、5. は観測用堰堤上流の堆積砂れきを頭部堆積層において採取したものの粒度分布である。2. の粒度分布は1. の崩壊地のそれとほぼ同じである。2. に対する洪水量は、上述の洪水痕跡に対するものとほぼ同じであるので、この時の u_* は前述のとおりと推定される。一方、崩壊地の砂れきの最大粒径は 20 mm 程度であり、これに対する沈降速度 w_0 はほぼ 45 cm/S である。したがって u_*/w_0 の値は、上流部において1.75, 下流部において1.25程度であり、崩壊地において生産された全砂れきは浮流形式を取って下流まで輸送されるため、1. と2. の粒度分布がほぼ等しくなったものと考えられる。また、流量の小さい3. 4. に対して粒径が小さくなっているのは、溪床における摩擦速度の減少によるものと考えられるが、それぞれの流量段階における摩擦速度の分布が求められていないので、定量的な議論を行なうことは困難である。

5. は観測用堰堤上流の頭部堆積層の粒度分布であるが、上流から流入した砂れきの中粒径の小さい部分は浮流砂として流下することを示している。

本流域からの流出土砂量は、前述の観測用堰堤にほとんど堆砂する。今までに観測された堆砂量とその期間内の降雨量を Table 2 に示している。同表中、 $V(\text{m}^3)$ は左の欄に示した期間内の堰堤堆積量、 $D(\text{mm})$ は、 V をこの流域内の全崩壊面積 $10,000 \text{ m}^2$ で除した値である。流出土砂量の生産源は主として崩壊地の侵食によると考えられるので参考のために侵食深を求めたのである。 R_s および R はそれぞれ、流出土砂に対するものと同期間内におけ 30 min あたり 5 mm 以上の降雨量および総雨量を示している。流出土砂量には、直接流出成分が関与することが上の研究から知られたが、崩壊地における直接流出成分と降雨量の関係が明らかにされて始めて、流出土砂量に關係する降雨量としてどのようなものを用いればよいかが明らかとなる。こうした検討は今後行なうこととして、ここでは参考までに R_s および R の値を示した。

Table 2 Sediment discharge from the Hirudani Watershed measured by the sedimentation upstreams of the check dam and the rain fall during the same period.

Period		$V(\text{m}^3)$	$D(\text{mm})$	$R_s(\text{mm})$	$R(\text{mm})$
1966,	6.24 ~ 6.27	8.25	0.83	12.3	51.6
	6.27 ~ 7.9	13.02	1.30	20.5	193.1
	7.9 ~ 7.24	19.35	1.93	47.5	103.3
1967,	4.25 ~ 6.6	15.48	1.55	37.5	140.5
	6.6 ~ 7.1	7.35	0.74	27.9	147.1
	7.1 ~ 7.17	46.34	4.63	57.9	319.4
	7.17 ~ 11.18	3.70	0.37	27.9	668.9
1968,	4.25 ~ 6.27	2.18	0.22	5.0	293.6
	6.27 ~ 7.15	2.53	0.25	38.2	155.9
	7.15 ~ 9.10	23.60	2.36	78.3	192.0
1969,	5.16 ~ 7.4	89.47	8.95	155.0	639.6
	7.4 ~ 8.6	7.84	0.78	51.8	408.8
1970,	5.27 ~ 6.26	14.78	1.48	63.5	399.6
1971,	5.28 ~ 6.15	33.5	3.35	51.7	316.5
	6.15 ~ 7.28	23.8	2.38	90.2	522.7

5. 結 語

以上著者らは穂高砂防観測所のヒル谷試験流域で行なっている出水と土砂流出に関する調査観測の結果に基き、山地流域の出水の特性と土砂の生産・流出の機構についての考察を行ない、きわめて興味深い

注目すべきいくつかの事実を明らかにすることができた。しかしながら、土砂の生産・流出の過程をさらに的確に把握するためには、降雨流出の過程をきめ細かく追究していくことが必要である。すなわち、土砂生産源となっている崩壊地において、全降雨の中で侵食に関係する表面流出あるいは中間流出の成分の割合が時間的にどのように変化するか、この割合は、流域平均的に見た値とどのような相違があるか、土砂の流送に関係する溪流の掃流力が時間的、場所的にどのように変化するかなど、流域内における降雨流出の過程を詳細に、かつ的確に把握することが、土砂の生産・流出過程を解明するために必要である。今後、こうした検討を進めていきたいと考えている。最後に、本研究に御協力いただいた志田正雄技官および滝沢梅雄氏に深謝する。

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10号B，昭42, 3.
- 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12号B，昭44, 3.