

山地流域における出水と土砂流出(10)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (10)

By Kazuo ASHIDA, Tamotsu TAKAHASHI and Toyoaki SAWADA

Synopsis

Observational research of sediment yield and transport have been carried out in mountain basin called Ashiaraidani (7.2km^2), which is located in the Northern Japan Alps Range. This paper presents some results of the observations on runoff characteristics, on rate of sediment yield and transport, and on stream channel variations before and after floods in the Hirudani basin (0.85km^2). These major observational research efforts have produced a bedload equation that can be used in gravel-bed steep channels with stair-like sequences of pools and chutes.

The process and mechanism of sediment transport during a flood in the Ashiaraidani stream channel were partially revealed through the observation of flows and channel variations on the stream by the TV camera.

1. 緒 言

わが国における生活・産業などの基盤は、山地流域から水によって運ばれる砂れきの堆積によって形成された扇状地や平野に集中している。これらの堆積域を流れる河川が利水・防災を目的として人工的に固定されたり、上流域にダムなどが建設されたりすると、そこでの土砂れきの輸送形態や河床形態に変化が生じ、これが河川災害の原因となることも多い。このような災害を未然に防ぐためには、山地流域からの流出土砂量、土砂れきの輸送形態および河床形態を予知することが必要である。

ところで、土砂流出現象は、土砂流出の場の水理条件および河道条件に支配されるばかりでなく、上流における流砂現象の伝播や流れの場と流砂の相互作用などにも影響され、非常に予測が困難である。

著者らは、このように複雑な流砂現象の内部機構を力学的・確率論的な立場から解明することを目的として、昭和41年から穂高砂防観測所において継続的な総合観測を行っている。観測流域は、土砂生産量および流砂量が少なく掃流形態が卓越するヒル谷流域と土砂生産量および流砂量が非常に多く、土石流、掃流、浮流といった広い範囲の流砂形態が発生する足洗谷流域の2つに分けられる。

本文は、昭和55年の観測結果を中心に、従来の観測研究の成果¹¹⁻¹⁴⁾を基礎として研究成果をまとめており、ヒル谷流域に関しては、出水の特性、プールとシュートからなる河道における砂れきの流送過程について、足洗谷流域については、洪水時の砂れきの移動と河床の特性について考察を行っている。

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 (6.5km^2) は、足洗谷流域 (7.2km^2) の下流部の深谷観測点より上流に設定されており、流域内から流出する水と土砂の量がここで測定されている。この足洗谷は、神通川の源となっている蒲田川の支流で、焼岳 (標高2455m) に源を発しており、土砂れきの流出量が多く、古くから砂防工事などが行わ

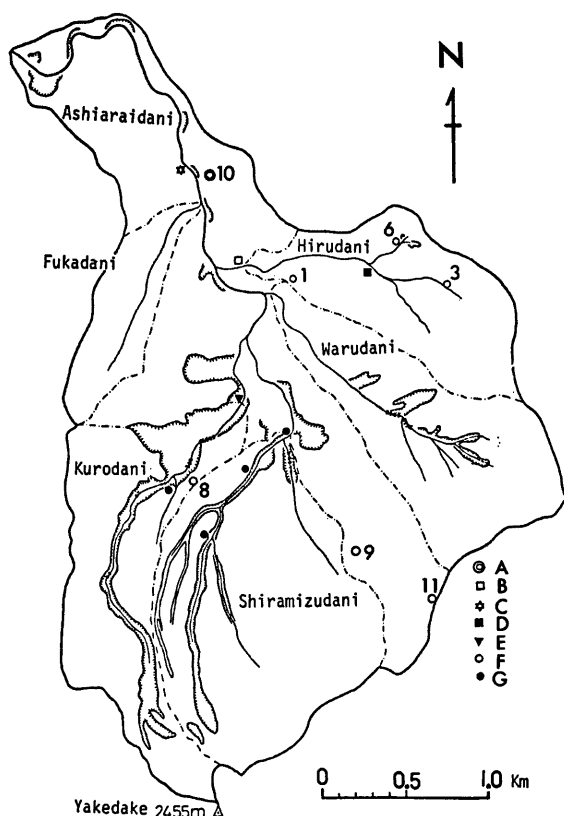


Fig. 1. Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation.

- | | |
|----------------------|----------------------------|
| A: The observatory, | B: Hirudani station, |
| C: Fukadani station, | D: Upper Hirudani station, |
| E: Kurodani station, | F: Pluviometers, |
| G: 8 mm cinecameras. | |

れている溪流である。足洗谷流域における土砂流出の特徴は、火山性の裸地斜面からの土砂生産や断層などによって破碎された古生層などの崩壊による土砂生産が顕著であること、および土砂れきの流出形態が浮流、掃流、土石流と広範囲におよんでいることである。

このような流域において、洪水時の土砂れきの流出や河床変動、豪雨による土石流の発生とその流動・堆積機構を明らかにするために、Fig.1に示すように観測機器が流域の各地点に配置され、雨量や水位などの観測値は無線および有線によって観測室に送られている。

足洗谷試験流域の出口の深谷観測点において、流域内から流出する流量および土砂量を測定するために、超音波式水位計、レーダー流速計、TVカメラおよび観測用水路（幅：5m、長さ：15m、深さ：0.8m、路

床勾配: 1/20) が設置されている。その他、観測用水路より約 100 m 上流の自然流路の状態が超高感度の TV カメラによって観測されている。なお、TV カメラによる映像は長時間録画 (6 時間) が可能な録画装置の作動を自動的に繰り返すことによって連続 6 時間の録画が行われている。とくに、土石流などが深谷観測点を通過した場合は、土石流センサーによってセンサーの作動時から 5 時間 30 分後に録画を停止するようになっている。したがって、土石流が通過する 30 分前の流れの状態から土石流の通過後 5 時間 30 分の録画が可能となっている。

Fig. 2 は深谷観測点付近の観測機器の配置と流路変動の測定区間を示したものである。TV カメラによる自然流路の観測範囲は、**Fig. 2** の No. 11 から No. 14 の区間である。**Fig. 3** は深谷観測点の観測用水路とそこに設けられた観測装置の配置を示したものである。

その他、足洗谷の上流域において、土石流の発生状態や流動状態を観測するために、白水谷の出口および土石流発生域に 8 mm カメラおよび 35 mm カメラを設置している。なお、黒谷の出口にも同様の 8 mm カメラを設置している。

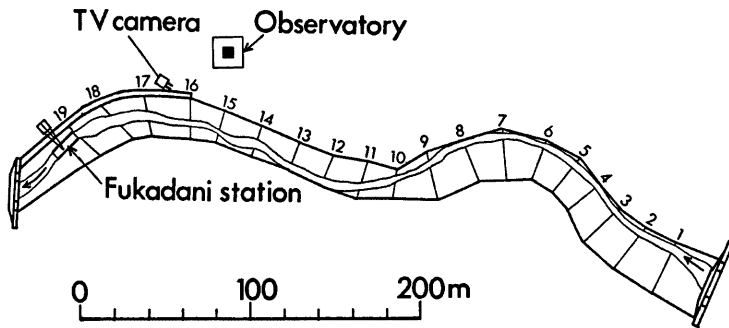


Fig. 2. Plan of Fukadani station and the Ashiaraidani channel course.

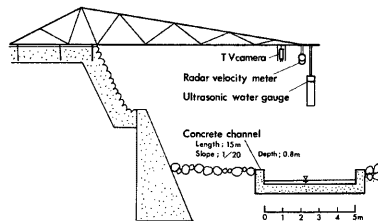


Fig. 3. Conceptual diagram of the equipment for the measurement of sediment discharge and flow rate at Fukadani station.

2.2 ヒル谷試験流域について

ヒル谷試験流域 (0.85 km²) は、足洗谷試験流域に含まれる小流域で、現在、土砂生産および土砂流出が比較的少なく、年間流出土砂量は約 100 m³ である。この流域の土砂流出の特徴は、崩壊のある支川からの土砂れきが、本川河道を掃流形態で輸送されることにある。ヒル谷本川は、通常の洪水によって破壊されないプールとシュートからなる階段状の河道を形成している。このような河道を輸送される砂れきの粒径は、河

道を構成する砂れきに比較して非常に小さく、その平均粒径は約2～5 mmである。

ヒル谷試験流域において、雨量計や水位計などの観測機器は、Fig. 1に示すように配置されており、これらの全ての機器とヒル谷出口の観測室に置かれた記録計は有線でむすばれており、同一の記録紙に各地点の雨量や水位が記録されている。また、ヒル谷出口には、試験ダムが設けられており、ダム上流の堆砂測量によって流出土砂量が測定されている。さらに、流出土砂量を流量の変動に応じて正確に、しかも時々刻々の変動量を測定するために、ダムの上下流の落差を利用して流砂量測定装置が設けられている。従来のこの装置は手動であったが、昭和55年度からは自動測定装置に切替えられた。

この流砂自動測定・採集装置の概要は Fig. 4 に示すとおりで、流水中に含まれる土砂れきの量を計量すると同時に、土砂れきのサンプルを自動採集することができるものである。この装置の特徴は、ダム上流に

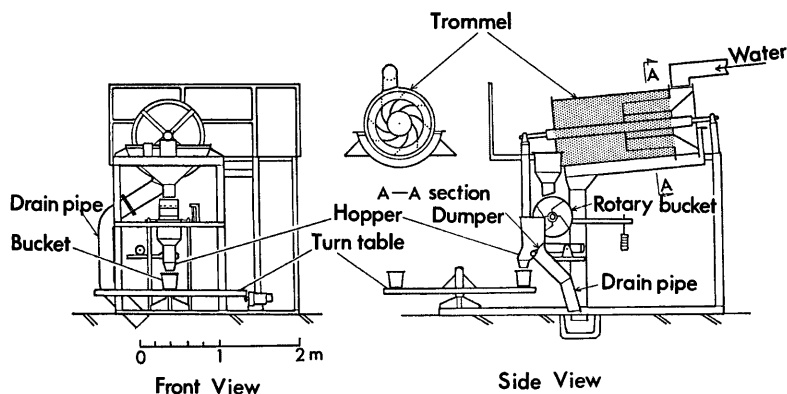


Fig. 4. The equipment for measurement of sediment discharge and sediment sampler at Hirudani station.

設置された水路からパイプに導入された土砂れきを含む流水自身を動力源として水車を回転させ、水車と一体となった Trommel の回転によって水と土砂れきを分離し、回転式バケットによって土砂量 (1～5 kg 可変) を計量するもので、その他、計量された土砂れきを任意の時間間隔で連続20回の自動採集が可能である。

なお、その他の観測装置は従来どうりであり、ここでは説明を省略する。

3. 足洗谷流域における観測結果

足洗谷本川の河道は、土石流の流動・堆積の場となることが多く、土石流が発生するたびに新しい流路が形成されている。このような河道では砂れきの移動が著しく、また、その移動形態は河床勾配が急であることや粒径分布が広い範囲にあることなどから、非常に複雑な現象を示している。

足洗谷本川の深谷観測点において、1980年7月7日から8日にかけての洪水期間中に、砂れきの流出量や流路の状態が観測されており、この観測結果を中心に急勾配の移動床における流砂機構について若干の考察を行ってみよう。

Fig. 5 は7月7日の出水における土砂れきの流出状態を示している。雨量 R は白水谷における観測値である。流量 Q は観測用水路における水深と流速から求められたものである。流砂量 Q_s は観測用水路上を流下する礫 (直径5 cm 以上) を VTR の映像から測定することによって求められている。平坦なコンクリ

ート製の水路を移動する礫は、その直径が水深よりも大きいものも非常に多く、水面に頭を出した礫は容易に識別できる。なお、礫の測定は5分ごとに1分間行い、その間の総流出数を求め、その間の最大粒径の1/2を平均粒径とし、その礫の重量を密度2.6の球体として求め、流砂量を計算している。

観測用水路床に礫の移動が認められるのは、Fig. 5 に示されるように流量が1 m³/sを超えてからで、このような傾向は従来の観測結果についても認められている。流砂量の時間的変動は流量変動に対して時間遅れもなく、流砂量のピークは流量のそれにはほぼ一致している。このことは、流出砂礫が観測地点に非常に近い所から流出してきたことを示すものであろう。なお、水路上流部の自然流路においては、流量の増加にともなって流路の水面幅が拡大しているのが認められるが、流路の変動は認められなかった。

そこで、以上のような観測結果について、急勾配河川を対象とした芦田・高橋・水山¹⁵⁾による理論的・実験的研究の成果を参考として、礫の移動限界および流砂量の検討を行ってみよう。

足渋谷本川の河道は、通常の洪水では流路が谷幅全体に拡がることもなく、蛇行流路が形成されてプールとシュートが交互に形成されている。このような河床縦断形状の1例として Fig. 6 に示している河床形状は、Fig. 2 のNo. 12 から No. 14 の区間において1980年6月に測量されたものである。Fig. 6 に示されるように、プールの部分の河床勾配は非常に小さく、中小の洪水においては、流れの水面勾配はこの河床勾配に近いものと考えられるが、大洪水や土石流の流れでは、プールとシュートは破壊され、流れの水面勾配は河床縦断の平均勾配(1/10)に近くなるものと考えられる。

また、この時点での河床堆積物の粒径分布は Fig. 7 に示すとおりで、図中のAは溪岸堆積物で土石流による堆積物、Bは河床堆積物の表層のものである。なお、これらの粒径分布は本川に沿って、それぞれ5ヶ所の地点で測定されたものの平均値から求められたものである。

以上のような河床条件のもとに、7月7日の砂れきの流出があったものとして、砂れきの移動限界粒径について検討を行ってみよう。

観測用水路において流出が確認された礫は、前述

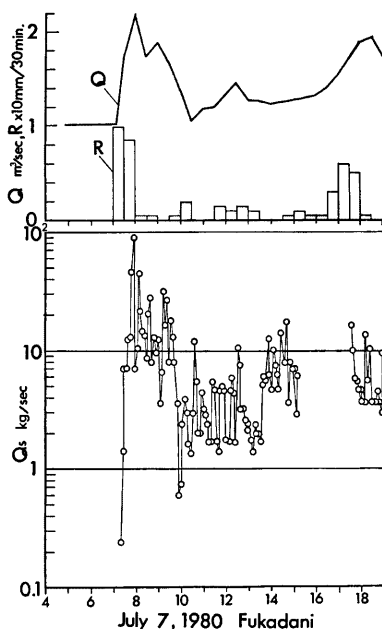


Fig. 5. An example of the measurement of the discharge of water (Q) and sediment (Qs).

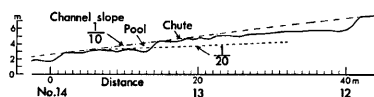


Fig. 6. Longitudinal profile in the Ashiarai-dani stream channel.

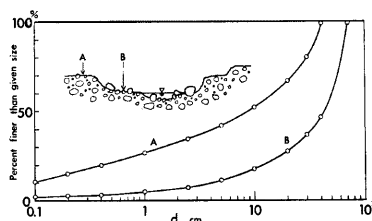


Fig. 7. Grain-size distribution curves.
 A: Deposition of debris flow.
 B: Armorcoated river bed sediment.

したような自然流路を通過してきたものであるから、その礫の移動は自然流路での流れの条件や河道条件に支配されているものといえる。TV の録画から自然流路上の流れの状態をみると、流れの主流は自然流路の全水面幅の約1/3となっている。そこで、自然流路の主流幅と観測用水路において測定された流量から、自然流路における水深は、河床勾配を1/20、摩擦抵抗係数を0.2とすれば、計算によって求められる。ここに、代表的な流量1.0、1.5および2.2 m³/sec に対して、流れの幅1.1、1.35および1.85 m が TV 録画の測定によって得られており、これらの値から水深を計算すると、それぞれ0.35、0.40および0.42 m となる。そこで、各水深に対する移動限界礫径を、河床表層の粒径分布 (Fig. 7 の B) を用いて計算すると、それぞれ0.14、0.15および0.16 m となり、観測用水路で移動が認められる最大礫径に等しい値が得られる。

一方、各流量における砂れきの無次元掃流力を Fig. 7 の A および B の平均粒径0.16および0.30 m について求めると、A の場合、流量1.0、1.5および2.2 m³/sec に対して、それぞれ $\tau_{*m}=0.068$ 、0.078 および0.08 となり、混合粒径に対する $\tau_{*cm}=0.07$ をほぼ超えており、砂れきの移動は可能である。B の場合は上記の各流量に対して、 $\tau_{*m}=0.036$ 、0.042および0.044となり、一様粒径の $\tau_{*c}=0.04$ に近い値となり、混合砂れきの平均粒径に対する $\tau_{*cm}=0.07$ より小さい値を示しており、砂れきの移動が生じにくくなっている。

しかし、Fig. 5 に示されるように流量が1 m³/sec を超えると砂れきの移動が観測されており、河床 B のアーモークコートが部分的に破壊されたことを示すものと考えられる。ところで、Fig. 7 の B のような混合砂れき床において、各粒径に対する限界掃流力 τ_{*crit} は、同じ d_{ms}/h に対して小さな粒径のものほど大きな値をとり移動しにくくなる。したがって、Fig. 7 の B の河床においては、平均粒径以下の礫は大きな礫の陰にあるために移動しにくくなっているものと考えられる。一方、平均粒径以上の礫についてみると、その粒径分布は一様粒径に近くなっており、一様粒径の $\tau_{*c}=0.04$ に近い値で移動を生じたものとすれば、流量が1 m³/sec を超えた時点で平均粒径より大きな礫が移動し、部分的にアーモークコートの破壊が生じて、その下にある Fig. 7 の A の粒径分布をもつ小さな粒径の礫が移動したものと考えられる。そこで、Fig. 7 の A の平均粒径0.19 m に対する流砂量を求め、 $d > 5$ cm の部分の流砂量に換算すると、流量1.0、1.5および2.2 m³/sec に対して11.2、22.2および36.0 kg/sec の値が得られる。これらの計算値は観測値に近く、上記の仮定がほぼ妥当なものと考えられる。

次に、前述した洪水よりも大きな8日の洪水にもなって発生した砂れきの流出について検討してみよう。Fig. 8 は8日の土砂流出の状態を示したもので、測定方法などは Fig. 5 と同様であるが、砂れきは粒径10 cm 以上のものが測定されている。さらに、流出土砂濃度C は水面付近で採集された泥水に含まれる土砂量を重量百分率で表わしたものである。

足尾谷本川河道において、砂れきの流出は7月7日の洪水の終了とともになくなるが、7月8日4時30分に流量が約3 m³/sec に達した時点で再び開始される。砂れきの流出は、流量の増加に非常によく対応して発生しており、流砂量のピークの流量のそれに対する遅れは非常に少ない。この土砂流出の特

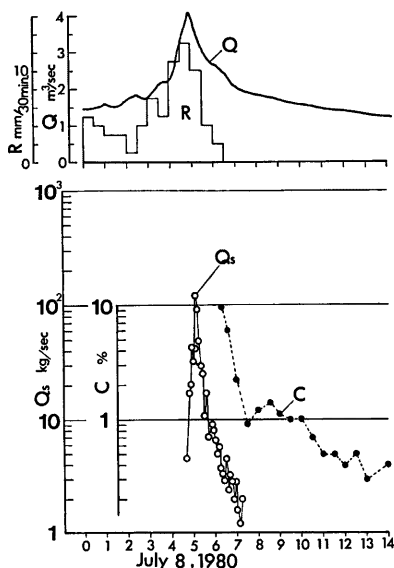


Fig. 8. An example of measurement of discharge of water (Q) and sediment (Qs).

徴は7日のものに比較して、流砂量が非常に多く、TV の映像からも河床の変動が大きいことが観察される。

とくに、観測用水路の上流における自然流路では、河床が平坦になって流れの水深が浅くなったり、河床に巨礫が露出してプール・シュートが形成されたり、流路形態は激しく変化している。このような河床形態は、土木学会水理委員会河床形態研究部会による小規模河床形態の分類¹⁴⁾によれば、平坦河床および反砂堆領域に相当するものと考えられる。

流砂の状態についてみると、平坦河床が発達している時に流砂量が多く、細かい粒径のものが河床を埋めて平坦な移動床が発達してくる。一方、プール・シュートの河床では、流砂量が前者に比較して少なく、流れは全水面幅の一部にのみ集中し、流れの中心部が深くなり河床形状は複雑になっている。さらに、Fig. 8 において、以上のような河床形態の発生過程をみると、流砂量の増加時に平坦河床が形成され、流砂量の減少時に反砂堆（プール・シュート）が形成され、大きな礫の流出が観測されなくなると、河床にアーモークが形成されるものと考えられる。

平坦河床の発生時の流砂量は非常に多く、粒径が 10 cm 以上のものだけでも、その重量土砂濃度は最大流砂量の発生時で約 3% に達しており、細粒成分を加えると、その土砂濃度は 10% を超えるものと思われる。

このような高濃度の土砂流出現象は山地河川における大きな特徴である。とくに、河床表層の砂れきが層状に移動し、水面に頭を出した礫が流動層の上を転動しているような流れは、Fig. 9 の砂れきの各種移動形態の発生領域において、掃流状集合流動に近いものと考えられる。このような流れは、高橋¹⁷⁾によって 3 つに分類された土石流の流動形態の 1 つである Type I に相当するものと考えられ、土石流の濃度 C_d に関する次式¹⁷⁾

$$C_d = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \dots\dots\dots (1)$$

が適用できるものと考えられる。

ここに、 C_d ：砂れきの容積濃度、 σ ：砂れきの密度、 ρ ：水の密度、 ϕ ：堆積層の内部摩擦角、 θ ：河床勾配である。

いま、足洗谷本川の河床勾配を 0.1 として (1) 式に $\tan \phi = 0.8$ 、 $\sigma = 2.6$ および $\rho = 1.0$ を与えれば、土砂濃度 C_d は 0.09 となり、観測された土砂濃度に近い値を得ることから、(1) 式は土石流の発生域に比較して勾配が小さいところでも適用できるものと考えられる。

一方、このような流れは、前述したように、芦田・高橋・水山による研究成果を適用することによっても十分説明できるが、実河川において流砂量を予測するためには、流量に対する主流の幅、河床形態および河床砂れきの状態を適確に把握することが必要であり、また、上流からの流砂量とその粒径を明らかにしなければならないと考える。

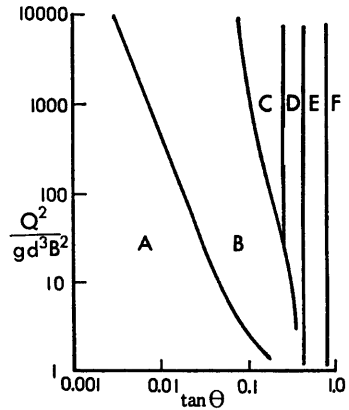


Fig. 9. Criteria for various modes of sediment transport.
 The curves are obtained under the condition that $C_* = 0.7$, $\sigma = 2.65 \text{ gcm}^{-3}$, $\rho = 1.0 \text{ gcm}^{-3}$, $\kappa = 0.7$, and $\tan \phi = 0.8$, Q : Discharge, B : Channel width, d : Grain-size.
 A: No motion, B: Individual particle transportation, C: Sediment gravity flow ceiled by water, D: Debris flow, E: Land slide and Debris flow, F: Fall.

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として、従来の観測結果と同様に降雨ピークに対して 2, 3 日遅れのゆる

やかなピークを持つ流出の存在が認められるが、これについては従来しばしば指摘してきたので改めて述べる。しかし、今回の流出において電導度が連続して測定されており、その値が流量の変化によく対応しているため、この点について若干の考察を加え、その概略を述べる。

Fig. 10 は4月の出水の状態を示したもので、流量および電導度はヒル谷出口において測定され、雨量はNo. 6の雨量計によって測定されたものである。ヒル谷流域は流域内の堆積物の堆積状態から上流と下流域の2つに分けることができる。上流域は堆積層の厚さが薄く、斜面勾配が急であって、下流域は砂れきの堆積層が10~30mと非常に厚く、堆積面が平坦である。このような各地域の特性に加えて、下流域の堆積層が

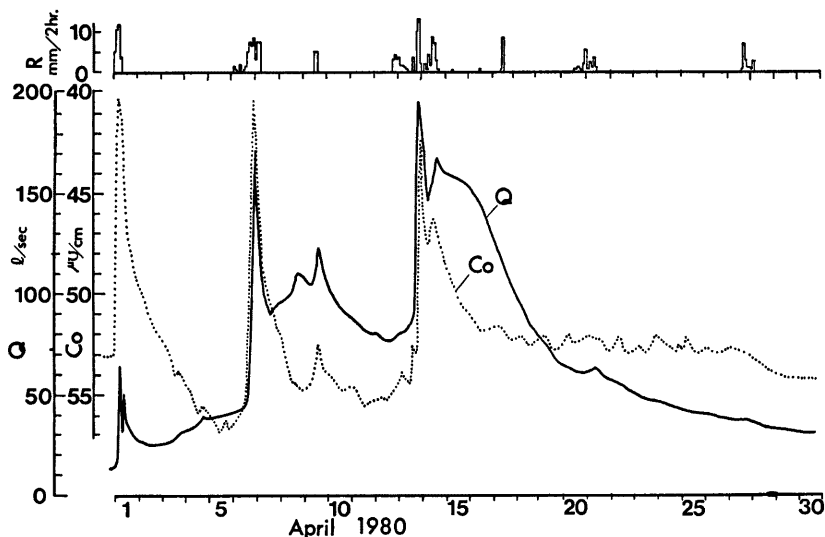


Fig. 10. 1980. 4. Flood in Hirudani. R: Rainfall, Q: Discharge, Co: Conductance.

透水性の良い上層(15~20m)とそれに比較して透水性の悪い層(10~15m)の2つに分けられ、ヒル谷本川および隣接する割谷がこの堆積層を侵食して10~20mの深さの谷を形成している。したがって、この堆積層の境界面はヒル谷および割谷の溪岸に広く露出しており、上・下層の境界付近から多量の湧水が生じている。そのため、ヒル谷流域に降った雨の一部は上流の水位計では測定されず、下流域の溪岸から湧水となって本川に流入するため、本川下流部では流下方向に本川の流量が急増している。また、ヒル谷流域に降った雨の一部は隣接する割谷へも流出しているものと考えられる。さて、以上のような流域の特性は次のような流出率にも良く反映されている。降雨期間内の短期流出成分は1~2%と非常に小さいが、その後に見られるゆるやかなピークをもつ流出成分のそれは30~50%にも達している。また、4月の1ヶ月間の総雨量に対する総流出量は約80%にも達しているが、この流出率が大きいのは融雪による流出成分が加わっていることを示すものであろう。

一方、電導度の時間的変化はハイドログラフの形に非常に良く似ており、Fig. 10 に示すように流量が増加すると電導度が小さくなる傾向が現われている。しかし、各出水ごとにそれらを比較すると流量と電導度の関係は履歴性を有しており、出水の初期ほど一定の流量に対して電導度が小さくなる傾向が認められる。

また、流量が多くゆるやかなピークをもつ流出においては、電導度とハイドログラフの変動傾向は異っている。電導度の特性に関するこのような事実は、降水の流入によって流出経路の場が変化すること、流出経路の条件に支配されることから、流出解析において流出成分を分離する際の一つの目安となるものと考えられる。このような出水の特徴は、従来のタンクモデル、貯留関数法および単位図法などの流出解析法で説明できないことが多い。したがって、このような出水の機構を説明するためには、流出の場の適切なモデル化と透水係数などの場の物性を組み込んだ流出機構のモデル化が必要であろう。

4.2 土砂流出の実態

ヒル谷流域において、現在観測されている流砂現象は、支流および本川の溪岸や河床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が組み合わさって形成されたプールとシュートからなる階段状の河道を、掃流形態で輸送されていることに特徴を有する。

このような山地河道における土砂れきの輸送過程を明らかにするために、ヒル谷出口における観測を行うとともに、本川河道のプールの堆砂量の調査および蛍光塗料を着色した砂れきによる流送過程の調査などを行っている。

従来の研究によって、ヒル谷本川における流量と流砂量の関係が本川河床のプール内の堆砂量によって支配されていることを明らかにしている。このように河床堆砂の条件は、流砂量を検討するうえで非常に重要なものとなっており、堆砂量の測量結果を Fig. 11 に示し、この図を参照しながら、以下、観測された土砂流出現象を考察してみよう。Fig. 12 に示される7月7日から8日の土砂流出は、Fig. 11 の6月24日の河床堆砂条件を初期条件として発生したものである。Fig. 12 において、流砂は流量が40 l/secを超えた時点で発生し、約70 l/secの流量ピークに対応して流砂量が増加している。流砂量はその後流量変動に比較的良く対応して変動している。また、流出砂れきの平均粒径も最初の土砂流出時を除いては、流量と流砂量の増加ともなって大きくなる傾向を示している。しかし、砂れきの粒径は1～2 mmで、従来の流出砂れきの平均粒径が2～4 mmであるのに比較して、小さい傾向を示している。

さらに、河床堆砂状態から土砂流出をみると、観測地点に近い下流部の河床に砂れきの堆積量が少なく、河床の堆砂の多くは本川河床の上流部にあり、これが流量の増加によって移動を開始し、プールを埋めながら掃流形態で輸送されたものと考えられる。しかし、流量変動に対する流砂量の遅れがないことから、出水の初期における土砂流出は観測地点に近い河床で発生したものと考えられる。なお、プールを埋めている砂れきの堆積層の表面にもアーマールコートの形成が認められるが、初期に流出している砂れきの粒径が大きいため、このようなプール内の河床のアーマールコートの破壊による砂れきの流出があったものと考えられる。その後の土砂流出は、Fig. 13 に示すように7月10日からの観測によって明らかとなっているが、流量が100 l/secを超えているにもかかわらず流砂は測定されていない。しかし、7月11日の降雨によって流量が増加すると流砂の発生が認められ、ここでも、流砂が流量変動によく対応していることなどから、観測地点付近のプール内のアーマールコートの破壊による砂れきの移動が生じたものと考えられる。

Fig. 14 は9月7日からの洪水による砂れきの流出を示しており、流砂量は新しい流砂測定装置によって測定されたものである。Fig. 14 に示される土砂流出の特徴は、流砂の発生に遅れが認められることである。この流砂の遅れは、8月23日から28日にかけて、最大流量約280 l/secの洪水が発生し、この洪水によって

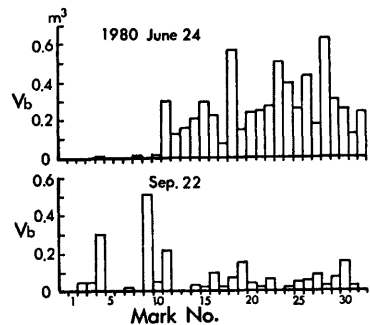


Fig. 11. Sediment storage variation in every 20 m on the course of the Hirudani stream channel.

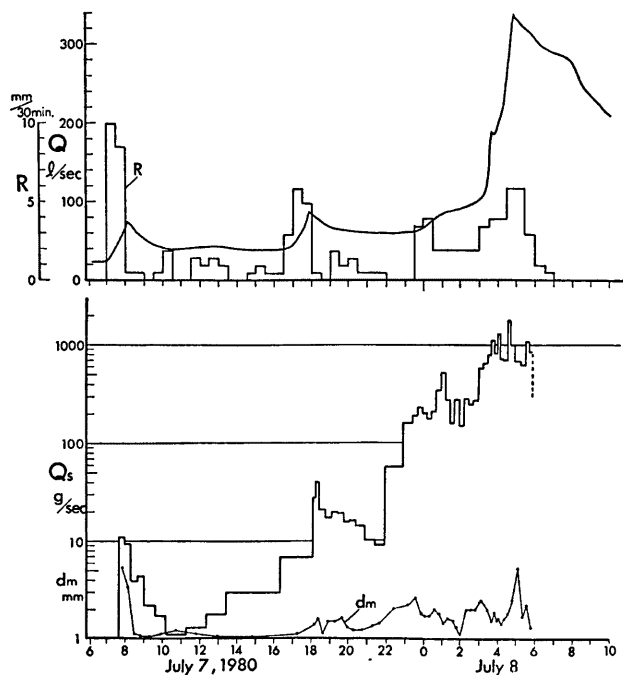


Fig. 12. An example of the measurement of the rainfall (R), the discharge of water (Q) and sediment (Q_s), and grain-size of sediment (dm).

Fig. 11 に示される河床推砂が流出し、河床のプールが空になっており、支川から新たに流出してきた砂れきが掃流形式でプールを埋めながら流下してきたことによるものであろう。

また、9日以後、流砂量が流量の変動とは無関係に変動していることも、本川河床に分布するプール内での流砂機構に関連するものと考ええる。このように、プールとシュートが発達する山地河道における砂れきの流出過程において、プールの影響は非常に大きいものといえる。このようなプールの影響をみるために、プール内の推砂量をパラメーターとして流量と流砂量の関係をみると、Fig. 15 に示すようにプールの総堆砂量が多いほど同じ流量に対して流砂量が多くなる傾向が認められる。

以上のことから、このような山地河道における流砂量を予測するためには、支川あるいは溪岸からの土砂供給に加えて、河床の堆砂状態を正しく把握することの重要性が指摘された。さらに、河道のプールが破壊されない限りでは、河床のプール内の堆砂量が流量と流砂量の関係を支配していることが明らかとなった。

5. ヒル谷本川における砂れきの流送過程

プールとシュートによって形成された河道における土砂流出の実態は、前述したような観測成果に基づいて明らかにされ、さらに、著者らはそれをモデル化してプールの未堆砂容積を流砂量式に組み込んだ新しい流出土砂量解析モデルを提案した¹⁴⁾。

そこで、このモデルによって観測された流砂量の変動を時間的に追跡してみよう。ここに、連続するプー

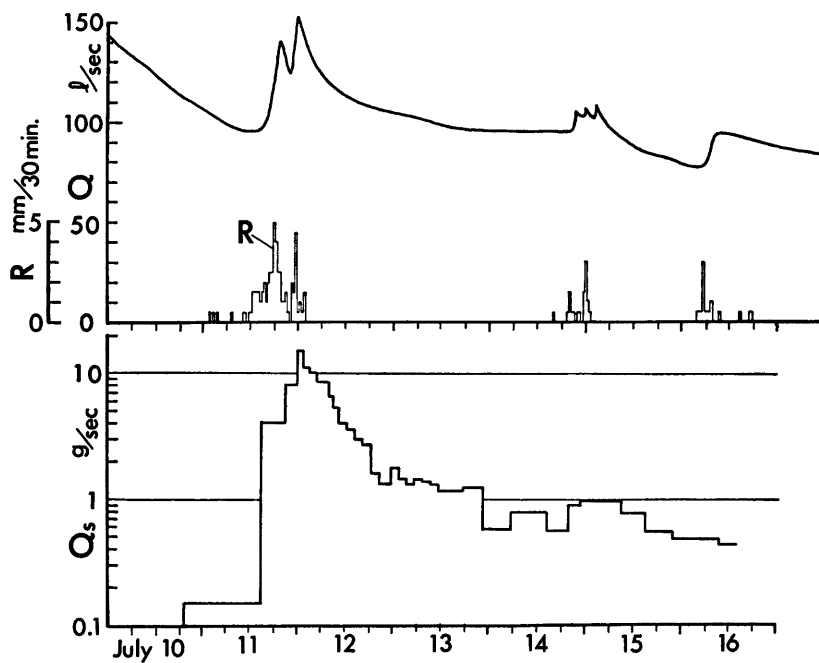


Fig. 13. An example of the measurement of the rainfall (R), the discharge of water (Q) and sediment (Q_s), and grain-size of sediment (dm).

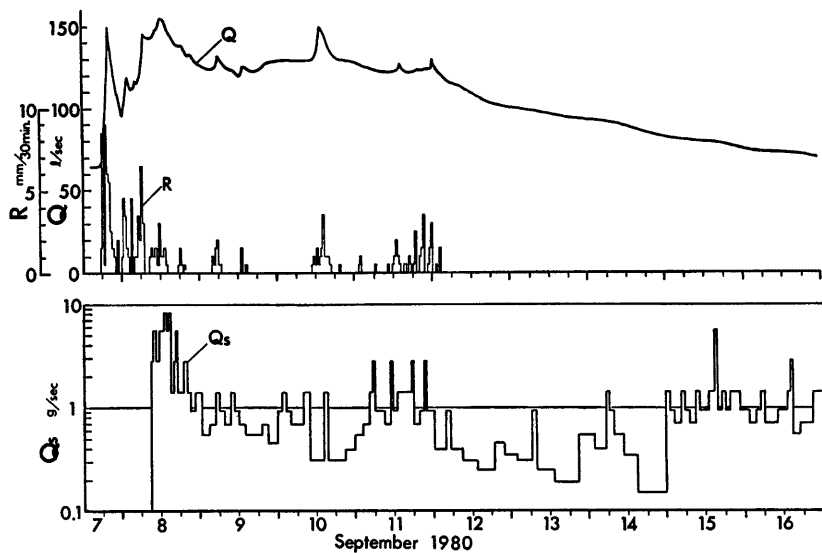


Fig. 14. An example of the measurement of the rainfall (R), the discharge of water (Q) and sediment (Q_s).

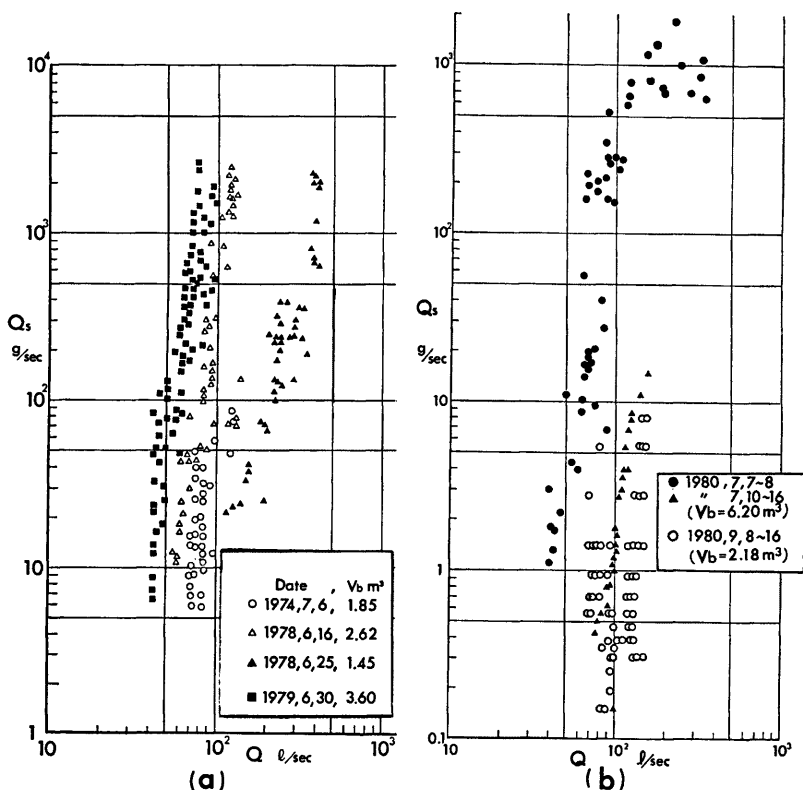


Fig. 15. Relation between flow rates and sediment discharges on the Hirudani.

ルからの砂れきの流出過程は、次に示す流砂量式 (2) 式および連続式 (3) 式によって解析できる。

$$Q_{si,j} = f(Q_{i,j}, V_{wi,j}) \dots \dots \dots (2)$$

$$V_{wi+1,j} = V_{wi,j} - \frac{\lambda}{1-\lambda} (Q_{si,j-1} - Q_{si,j}) \Delta t \dots \dots \dots (3)$$

ここに、 Q_{si} 、 Q および V_w はプールからの流出土砂量、流量およびプールの未満砂量であり、添字の i 、 j はそれぞれの時刻およびプールの番号を表わす。例えば、 $Q_{si,j}$ は i 時刻における j 番目のプールからの流出土砂量である。なお、 λ はプール堆砂の空隙率である。

したがって、連続するプールにおいて、プールから流出する土砂量 Q_{si} は、初期条件としての V_w の値、流量 Q 、上流のプールからの流入土砂量および砂れきの粒径が与えられれば、上流のプールから順に (2) および (3) 式によって計算される。さらに、それらをくり返し計算することによって各プールでの流砂量の時間的変化が追跡できる。

なお、プールにおける流砂量式の実用式として、

$$q_{si,i} = 2.015 \times 10^{-6} \times \sqrt{(\sigma/\rho - 1)gd_m^3} \left\{ \frac{q_{i,i}^{4/3}}{(\sigma/\rho - 1)gd_m(0.745 V_{wi,i}^{1/2} + 0.08 q_{i,i}^{2/3})} \right\}^{6.62} \dots (4)$$

が得られている¹⁴⁾。ここに、 q_{si} ：単位幅流砂量、 q ：単位幅流量、 V_w ：単位幅未堆砂容積、 d_m ：プール堆砂の平均粒径、 g ：重力加速度、 σ ：砂れきの密度、および ρ ：水の密度である。

流砂量の計算条件は、プールのアーモアコートが露出した時点でプールの侵食による流砂量を0として、上流のプールからの流砂が、プールの輸送能力に応じて流出するものとする。また、プールの堆砂が進行して、未堆砂容積が0とならないものとしている。さらに、計算時間間隔 Δt は15分としている。

一方、流砂量の計算に用いた流量は、最下流端のプールでは、ヒル谷出口で観測されたものを用いたが、上流から下流へと流量が増加しているの、従来の観測結果を参考として本川に沿って一定の割合で増加させている。プールは大きなものから40個だけを選んでいるが、その配列は変えていない。堆砂量は上記のプールについてのみ調査による値を与えている。小さいプールには堆砂量は少なく、ここでは無視できるものとした。さらに、上流の支川からの流砂量に関する観測資料が不十分なので、ヒル谷出口における総流砂量を、ヒル谷出口における流出の直接流出成分の割合で配分して与えている。また、砂れきの粒径は平均粒径0.3 cm としている。

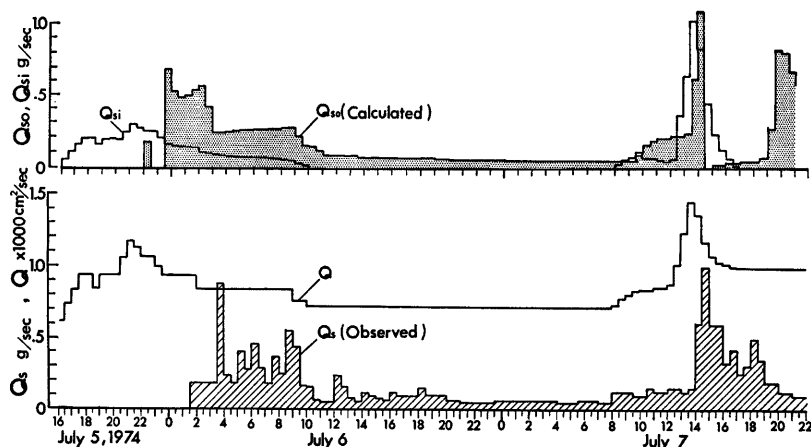


Fig. 16. An example of the comparison between the simulation and the measurement of the sediment discharge.

以上のような計算条件に基づいて、比較的観測資料がそろっている1974年7月の観測成果を用いて、ヒル谷本川における流砂量の計算を行った。その結果、ヒル谷出口での流砂量の時間的変動に関して、Fig. 16に示すような値が得られた。図中の Q_{si} は支川から本川への流砂量、 Q_{so} は計算による本川出口の流砂量、 Q_s は観測された流砂量、 Q は本川出口で観測された流量である。また、それと同時に各プールの堆砂量の変動が Fig. 17 に示すように追跡された。

Fig. 16 において、計算値 Q_{so} と観測値 Q_s を比較すると、砂れきの到達は初期の出水において計算の方が2時間程度早くなっているが、流量ピークに対する遅れが十分に認められ、観測値の傾向とよく一致している。また、流砂量も観測値に近い値を示している。さらに、後期の流量ピークに対しても流砂量と流砂の傾向が一致しており、上記の流送過程モデルや計算条件がほぼ妥当なものであったと考えられる。

一方、Fig. 17 において、各プールの堆砂量の時間的変化をみると、上流のプールから順に砂れきがプー

ルを埋めながら下流へ流送されていく状態が分かる。なお、図中の V はプールの容積、 V_b はプールの堆砂量である。

また、このような砂れきの流出過程において、大きなプールの空容積が流出土砂量を支配していることも分かる。5日の17時30分の堆積状態をみると、流量が小さいために、Fig. 17 に示す No. 14 の大きなプールに入った砂れきは、プールから流出することなく堆積のみが進行している。5日の23時45分になると、流量が大きくなったために No. 14 に堆積した砂れきが再び流出を開始し、下流に連続する小さなプールを埋めながら流送され、下流部では流量が増加するために No. 37 の大きなプールにおいても一部の砂れきが堆積するだけで、上流からの砂れきの大部分はプールからの流出をくり返し、ヒル谷出口に達している。6日の10時より支川からの給砂がなくなるために、No. 14 および No. 37 のプールを除く小さなプールには堆砂がなくなり、流量が減少したことによって、16時の時点では大きなプールでの輸送能力が低下し、No. 14 および No. 37 のプールでの堆砂量が増加している。その後、7日の21時30分になると、流量の増加によって再びプールの堆砂が侵食され、下流へ流出するためにプールの堆砂量が減少している。

以上の計算結果は、前述した流砂量解析モデルによって観測された土砂流出現象が十分説明できることを示しており、このモデルが山地河道における流砂量解析モデルとして、ほぼ妥当なものであることが明らかとなった。

6. 結 語

以上、本文において、山地流域における出水と土砂流出の実態を明らかにするとともに、土砂流出の機構について考察を行い、山地河川における土砂流出に関して若干の新しい知見を得ることができた。ここに、それらの研究成果をまとめて結語とする。

(1) ヒル谷流域において、プールの堆砂量を組み込んだ流砂量式に基づいて、山地河道における砂れきの流送過程をモデル化し、連続するシュート・プールからなる河道での砂れきの流送過程を明らかにした。

(2) 足洗谷本川において、急勾配河川における土砂流出の実態や河床形態を明らかにするとともに、砂れきの移動限界、流砂量および高濃度の流砂の発生などに関して検討を行い、河床形態および流れの状態を適確に評価することによって、従来の流砂量式が十分適用されることが明らかとなった。

最後に、本観測研究の遂行において、穂高砂防観測所の志田正雄技官および滝沢梅雄氏による協力があったことを記して、深く感謝する。

また、ヒル谷試験流域出口に、昭和56年度の予算で「自動流砂測定・採集装置」が新設された。ここに関係各位に対して深謝する。

なお、本研究の一部は、昭和56年度文部省科学研究費補助金一般研究 (C)「山地河川における流砂量の予

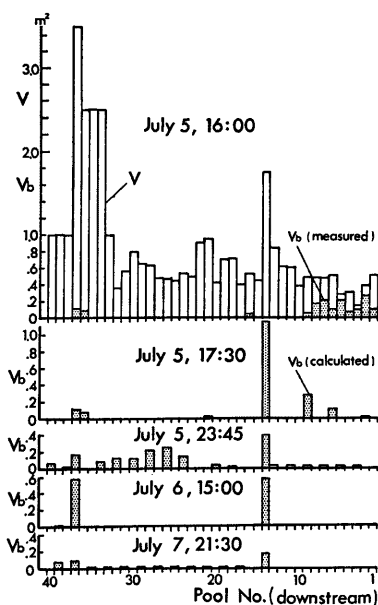


Fig. 17. An example of the simulated sediment storage variation in the pools on the course of the Hirudani stream channel.

知に関する研究」の研究成果を含んでいる。

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），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.
- 10) 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（7），京都大学防災研究所年報第21号 B-2，1978，pp. 467-483.
- 11) 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（8），京都大学防災研究所年報第22号 B-2，1979，pp. 301-314.
- 12) 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.
- 13) 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），京都大学防災研究所年報第23号 B-2，1980，pp. 301-314.
- 14) 芦田和男・高橋 保・沢田豊明：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.
- 15) 芦田和男・高橋 保・水山高久：急勾配水路における混合砂礫の移動限界掃流力に関する研究，新砂防，103，1977，pp. 6-13.
- 16) 土木学会水理委員会移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会：移動床流れにおける河床形態と粗度，土木学会論文集，第210号，1973，pp. 65-91.
- 17) 高橋 保：土石流の発生と流動機構，土と基礎，Vol. 26, No. 6, 1978，pp. 45-50.