

山地流域における出水と土砂流出 (14)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (14)

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

Synopsis

The objective of this study is to clarify the influence of climatic factors upon soil erosion and the processes of sediment transport in the mountain basin. The area studied in this report is located at the Northern Japan Alps Range. Observational studies concerning sediment-processes have been conducted in the Ashiaraidani experimental basin (6.5km²) since 1966 and in the Takaharagawa experimental basin (472km²) since 1984.

In these experimental basins, all the aspects of erosion and sediment transport which appear in mountain basin, namely, sheet erosion, gully erosion, 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 mountain slopes and gully walls, sediment transport along a steep channel and the occurrence of debris flow are discussed.

1. 緒 言

地表における土砂れきの移動が地表の生態系に対して大きな影響を与えていることは歴史的事実からも明らかである。世界的な規模では砂漠の拡大が好例であり、局所的なものとしては貯水ダムの堆砂による機能低下、河床変動による施設の機能障害、土石流などによる施設の破壊や人命の損失などが挙げられる。また、最近の社会構造の変化、土地利用の高度化にともなって、従来、問題とされなかった規模や場所での土砂れきの移動が大きな影響をおよぼすようになってきている。

地表における土砂の移動過程は、土砂生産、土砂輸送および堆積からなっており、これらの現象は大局的には高所から低所へと伝播されるが、生起場は固定されているわけではなく、同じ場所が土砂生産の場であったり、土砂輸送の場になったりする。また、現象の生起場が空間的・時間的に変化することに加え、場の条件と外力の条件の組み合わせによって現象の形態および規模が異なるので、特定流域内にかぎっても生起する現象は複雑・多岐にわたることになる。このような現象（土砂流出）を解明するためには、現地における観測が不可欠であるので、1966年（昭和41年）より神通川水系蒲田川支川の足洗谷を試験流域（6.5km²）として観測が開始され現在まで継続されてきた。

その結果、土砂流出に関する資料は土石流などを含め数多く収集され、それらを用いて構築された土砂流出機構に関するモデルについても多くの成果が得られてきている。一方、この試験流域での成果を他の流域へ適用しようとする場合、流域の場の評価や他の流域における土砂流出に関する資料との間に質的・量的な差が大きく、十分に活用できないのが現状である。このような理由から、観測流域を拡大し比較研究を進めることが必要となり、今年より足洗谷流域を含む高原川流域（782km²）に試験流域（472km²）を設定し、観測・調査を開始した。

本文では、従来の試験流域である足洗谷流域における出水と土砂流出について述べるとともに、高原川試験流域における土砂生産に重点を置いて検討を行っている。

2. 土砂生産に関する研究

2.1 土砂生産の形態

山地流域からの土砂流出現象を予測する場合、その地点の水理量や河道条件の他に生産土砂の粒径や土砂量を正しく見積ることが必要である。このような土砂生産の特性は、地形・地質などの場の条件と降雨や凍上・融解などの外力の条件の組み合わせによって種々の形態を示しており、それらは次のように大別される。

- ① 裸地斜面の侵食
- ② ガリ壁面の侵食
- ③ 崩壊
- ④ 土石流
- ⑤ 溪岸・河道侵食

裸地斜面の侵食は、崩壊、火山噴出、山火事、道路建設などによって形成された裸地斜面において、雨滴、表面流、凍上・融解、風などによって発生する。

ガリ壁面の侵食は、未固結の堆積層や深層風化の進んだ岩盤などに形成される垂直に近いガリ壁面において、凍上・融解、風などによって発生し、雨滴などの影響は少ない。

崩壊は斜面を構成する材料のせん断力とせん断抵抗の関係が地下水や地震などによって安定な状態から不安定なものに変化することによって発生する。

土石流は崩壊から直接流動化する場合と勾配が約 15° 以上の河床堆積層が表面流の発生によって流動化する場合に分けられる。

溪岸・河道の侵食は主として流水によって発生するが、流れの水深、勾配および粒径分布などによって支配される土砂輸送能力と上流からの土砂量、粒径によって決定される。

流域における土砂生産量を見積るためには、以上のような形態による土砂生産量の予測法を確立することに加えて、各種の土砂生産の形態が発生する場の分布を明らかにすることが必要である。なお、これについては観測流域の概要のところでも述べることにする。

流域からの土砂生産・流出量を予測するためには、これらの形態が分布する範囲を明らかにするとともに、それらの形態による土砂生産量(侵食量)を予測しなければならない。

以上のような観点に基づいて、本研究では特に観測流域において、裸地斜面の侵食とガリ壁面の侵食について観測調査を行った。

2.2 観測流域における土砂生産の特性

(1) 観測流域の概要

高原川は槍ヶ岳に源流を有する神通川の大きな支川である。その流域のうち浅井田ダムより上流に高原川試験流域(472km²)を設定した。この流域は Fig. 1 に示すように、北俣岳(2661m)、双六岳(2860m)を源流とする双六川流域(170km²)、槍ヶ岳(3180m)、奥穂高岳(3190m)、焼岳(2455m)を源流とする蒲田川流域(100km²)、四ッ岳(2744m)を源流とする平湯川流域(59km²)、大雨見山(1336m)を源とする蔵柱川流域(38km²)に大きく分けられる。

蒲田川流域は高山性の裸地、火山性の裸地が発達しており、土砂生産量が多いことが特徴である。この流域の地質は北から流紋岩類、玢岩、新期花崗岩、古生層(粘板岩、砂岩、輝綠凝灰岩、チャートなど)、安山岩および新期花崗岩や安山岩の砂れきからなる段丘堆積層などによって構成されている。土砂生産は穴毛谷の流紋岩類、外ヶ谷の古生層、足洗谷の安山岩において著しい。

平湯川流域は右岸側に安山岩、左岸側に古生層が分布しており、本川に沿って安山岩の砂れきによる河岸段丘が広く発達している。土砂生産は安山岩が分布する岩坪谷、餌掛谷、白谷、安房谷、トヤ谷などに多い。

双六川流域は源流部の一部に流紋岩類が分布するのみで、花崗岩が広く分布している。土砂生産は蒲田川

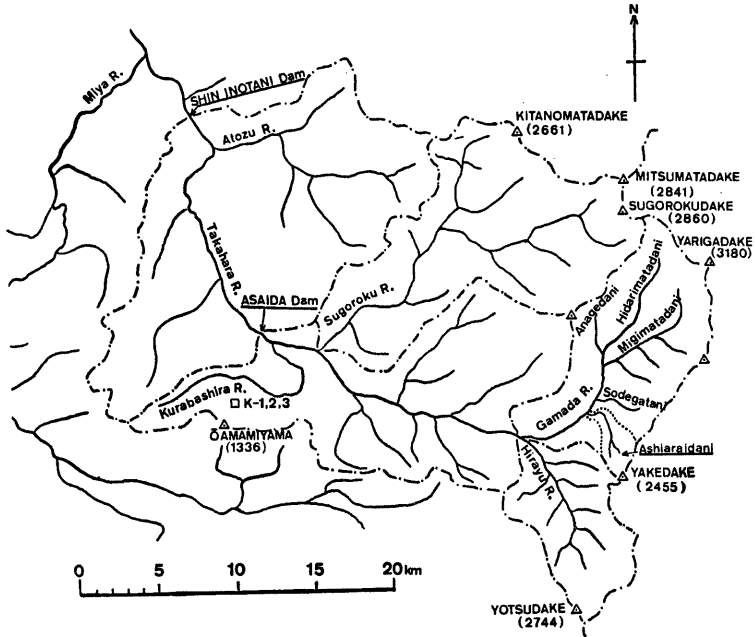


Fig. 1 Plan of the Takaharagawa experimental basin. The symbol K-1,2,3 in the figure represents the observation sites of bare slope erosion.

および平湯川に比較して少なく、河岸段丘も少ない。

蔵桂川流域は上流部に花崗岩と流紋岩類が分布し、下流部に古生層が分布している。土砂生産は比較的少なく、河岸段丘が広く形成され、農地として利用されている。

ついで、土砂生産に関する観点から、試験流域に分布する各岩種¹⁹⁾について、裸地面積の多いものから順に述べる。

安山岩：焼岳、乗鞍岳を中心に試験流域の南部に分布する。岩相は火砕流堆積層と溶岩に分けられ、火砕流堆積層は大きな岩塊を含むが未固結であるために水流などによる侵食に対して非常に弱く、ガリや表面侵食が著しく、裸地面積は $69 \times 10^3 \text{m}^2/\text{km}^2$ となっており、この試験流域で最も崩壊しやすいものである。

新期花崗岩：蒲田川の支川右俣谷流域に広く分布する。裸地面積は $32.7 \times 10^3 \text{m}^2/\text{km}^2$ となっており、マサ状の風化が著しく、勾配が 35° 以上の山腹斜面が多い。

流紋岩類：凝灰岩、角礫凝灰岩、石英斑岩、流紋岩からなっている。凝灰岩は比較のもろく細粒のブロックに壊れやすく、笠ヶ岳の山頂付近に広く分布する。石英斑岩、流紋岩は硬いが細かく壊れやすい部分は温泉作用によって風化が進み大きな崩壊地を形成している。蒲田川本川に沿って広く分布し、笠ヶ岳の山体の大半を構成している。裸地面積は $20 \times 10^3 \text{m}^2/\text{km}^2$ となっており、山腹の勾配は 35° 前後と急である。

古生層：粘板岩、砂岩、石灰岩、輝緑凝灰岩、チャートなどからなっている。分布は外ヶ谷中流から足洗谷中流を経て平湯川左岸に達している。粘板岩、砂岩の互層からなる部分は比較的細かく節理が入っており壊れやすい傾向にある。石灰岩、輝緑凝灰岩は比較的大きなブロックで節理が入っており、前者に比較して崩壊が少ない。裸地の面積は $7.4 \times 10^3 \text{m}^2/\text{km}^2$ となっており、外ヶ谷の大崩壊 (0.32km^2) がこの岩石に発

生している。

旧期花崗岩：双六川流域に広く分布する。マサ状の風化層は1m以下で比較的浅い部分が多く、崩壊も小さなものが多い。裸地面積は $6.5 \times 10^3 \text{m}^2/\text{km}^2$ となっている。

つぎに、各種の土砂生産の形態がどのように分布するか、その概要を述べる。

裸地斜面の侵食が分布する地域は、高山性裸地（標高 2500m 以上）、火山性裸地（焼岳山頂付近）、崩壊性裸地（右俣谷中流，左俣谷上流，穴毛谷，外ヶ谷，足洗谷などの急勾配斜面），人工性裸地（道路などによる切り取り斜面）である。

ガリ壁面の侵食は，焼岳火山の火砕流や土石流堆積層を侵食して形成されたガリの壁面において発生しており，焼岳に源を有する足洗谷，岩坪谷，餌掛谷，白谷などに分布する。

崩壊は山腹斜面の勾配が急な所に多く，蒲田川本川の右岸，右俣谷右岸，左俣谷上流左岸，外ヶ谷中流部足洗谷中流部，岩坪谷中流部に比較的多く分布する。

土石流は勾配が約 15° 以上で不安定な堆積物がある場所で発生しやすい。このような場所は面積が 1km^2 以下の小溪流に認められる。

溪岸・河道侵食は河床勾配が急で粒径分布の範囲も広く，アー・マ・コートの破壊や流路変動などが発生するために非常に複雑な現象である。流路に沿ってそれらの分布を明らかにするためには，土砂の輸送過程についても検討が必要であり，足洗谷観測流域の成果もとり入れなければならない。

2.3 観測・調査の概要

流域からの土砂生産量を予測するために，裸地斜面およびガリ壁面を対象として，そこから生産される土砂量の観測・調査を行った。観測・調査の対象斜面は，地形および地質条件などの場の条件の比較が可能であること，外力としての降雨量などの観測地点に近いことなどを考慮して選定された。測定地点は Fig. 1 に示すとおりであるが，今年は足洗谷流域と蔵柱川流域についてだけ行われた。

裸地斜面の侵食量の測定は，次の2つの方法で行われた。Fig. 2 は対象斜面が比較的緩い地点で行われている方法で，斜面に鉄棒を打ち込み，鉄棒の露出長の変化を定期的に測定して侵食深を求める方法である。他の方法は斜面勾配が急な場所で行われているもので，斜面の下部に箱を設置し，箱の中に落下する土砂を

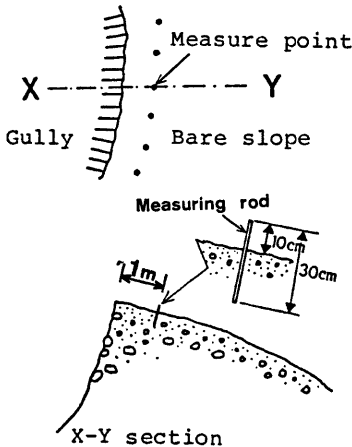


Fig. 2 Measurement of changes in bare slope with a measuring rod

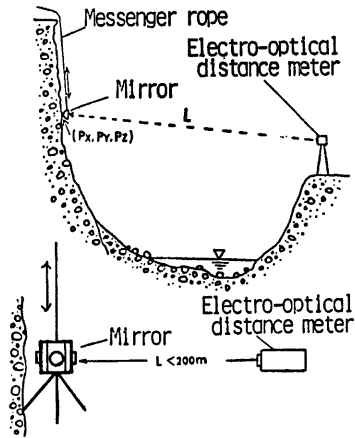


Fig. 3 Conceptual diagram of the measuring method for gully wall erosion

定期的に採集し、その土砂量を計量するとともに粒径分布などを測定している。

ガリ壁面の侵食量の測定は、ガリ壁面が垂直に近く、その高さも 10~20m で不安定な砂れきが露出しているため、一般的な測量法による測定が困難である。そこで、Fig. 3 に示すように、光波測距儀を用いてガリ壁面の位置を定期的に測定し、その変化量から侵食深を求める方法を採用している。この測量方法は、反射鏡を遠隔操作によってガリ壁面の上部から壁面に沿って移動しながら、反射鏡が接触している点のガリ壁面の位置を測定するものである。

なお、侵食量の測定地点において、斜面を構成する土砂れきの受侵性などを評価するための現場試験なども、今後、実施する予定である。

2.4 裸地斜面の侵食

山地流域における土砂生産は、主として新期崩壊と裸地斜面の侵食によるものである。裸地斜面の侵食は継続的に行われるので土砂生産において重要な要素となっている。このことは、足洗谷試験流域における観測においてすでに明らかである。

裸地斜面の侵食は次のように大別できる。

- ① 斜面勾配が安息角より緩く、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

このような侵食の分類は Fig. 4 に示すように、斜面勾配によって決定される。崩壊などによる裸地は②の形態が多く、ここでは②の形態について観測を行ったので、その結果について若干の考察を行ってみよう。

観測は Fig. 1 に示すように、蔵桂川流域の流紋岩類の裸地において行われた。この裸地斜面は飛騨天文台の専用道路の急勾配の切り取り斜面である。このような斜面では降雨の他に凍上・融解なども侵食に重要な役割を演じていることが足洗谷試験流域でも明らかとなっており、天文台において雨量や気温の測定が行われていることも考慮して、この地点が選定された。測定は9月1日から開始され積雪が生じた12月20日まで、その間、土砂の採集は1週間毎に行われた。

測定斜面はいずれも凝灰質流紋岩で風化が著しく、表面の土砂は指先で容易に崩すことができる。測定斜面は3ヶ所で、便宜上、地点番号を K-1, K-2, K-3 としている。斜面の状態は K-1 と K-3 はほぼ同じ程度で、表面の粒径が 5cm 以下となっているのに対して、K-2 は一部に直径 20cm 程度のブロックを含むことが異なっている。これらの斜面では、乾燥した

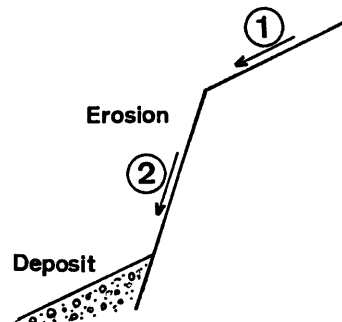


Fig. 4 Two erosion types and their places to occur

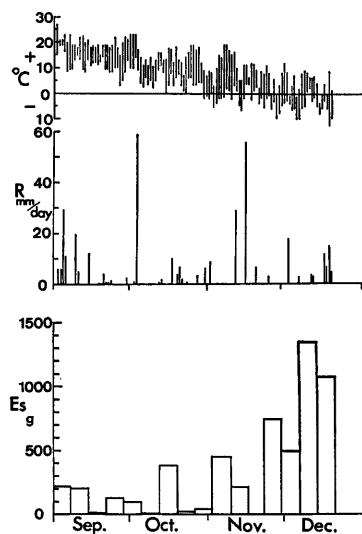


Fig. 5 Relation between temperature (C), rainfall (R, mm/day) and the rate of sediment yield (E_s , g/week)

状態で風による細粒成分の侵食が認められるが、その量は少ない。斜面の勾配はいずれも約 45° で、斜面長はK-1が2m、K-2が4m、K-3が5mとなっている。

観測された1日の温度変化、日雨量、1週間に侵食された土砂量は Fig. 5 に示すとおりである。なお、土砂量は 1m^2 当りのものとしている。この図において、侵食量と気温および降雨量の関係を見ると、1日の気温が 0°C を前後する時期と侵食量が多い時期がほぼ一致しているが、降雨量が多い場合に侵食量が多くなることはなく、降雨との関係は明瞭ではない。ここでは、前述したように、安息角以上の斜面では粘着力を失った粒子が基岩から一旦離脱した場合、斜面にとどまることなく落下することから、気温が 0°C を上下することによって凍上・融解による粒子の離脱が発生しているものと考えられる。

ところで、降雨による粒子の移動は降雨量に支配されるので、粒径の小さなものほど移動しやすい。これに対して、凍上・融解による粒子の基岩からの離脱は粒径に関係なく生じている。このように、降雨と凍上・融解では侵食土砂の粒径分布に相異があるという点に着目して、侵食土砂量と侵食土砂の粒径の関係を図. 6 において検討してみよう。Fig. 6 の黒丸は気温分布からみて凍上・融解がないと判断されたもの、白丸は凍上・融解が発生したものを示し、図中の数字は1週間の総雨量を示している。

まず、凍上・融解のない場合(黒丸)についてみると、平均粒径 d_m は侵食土砂量 V_s に関係なく、ほぼ 0.4mm から 4mm の間にあることが分かる。つぎに、凍上・融解がある場合についてみると、侵食土砂量 E_s が多いほど粒径が大きくなる傾向が認められ、平均粒径が 4mm 以上のものは、ほとんど凍上・融解が発生したのものとなっている。また、粒径分布(K-2)は Fig. 7 に示すように、凍上・融解による土砂の粒径分布が裸地斜面のそれに類似しているのに対して、凍上・融解によらないものは細粒径の成分が多い傾向

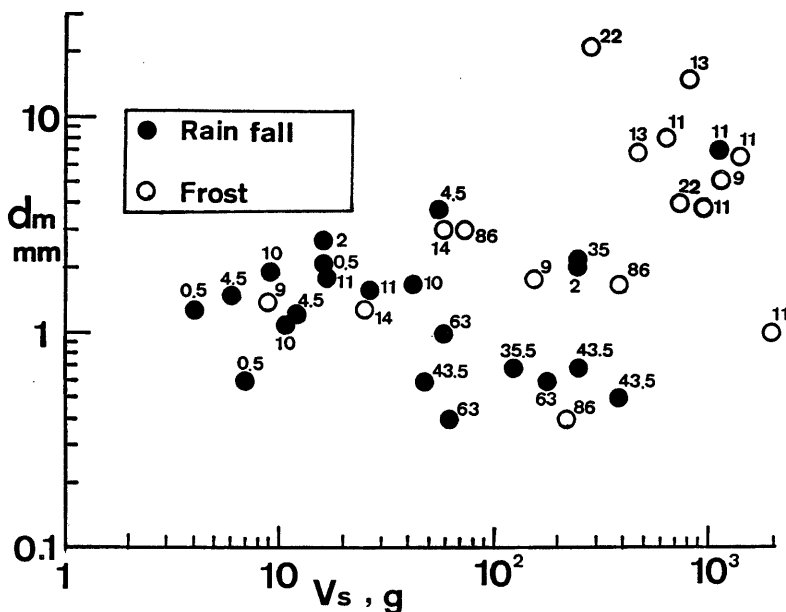


Fig. 6 Relation between particle size (d_m , mm) and the rate of sediment yield (V_s , g/week) in the soil erosion on the slope produced by road cutting

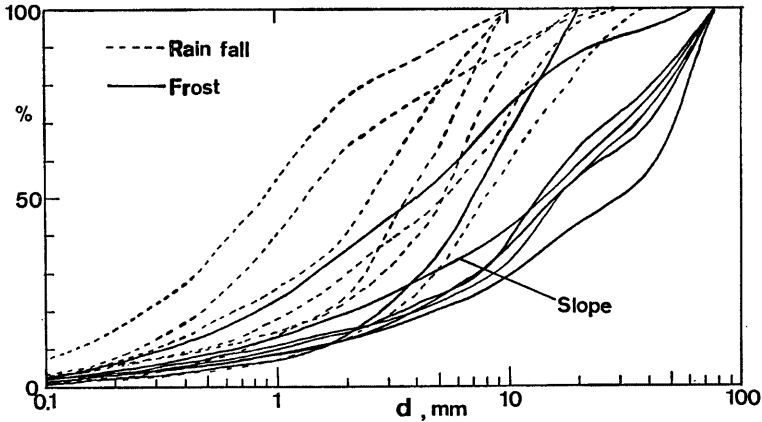


Fig. 7 The particle size distribution in the eroded materials and the slope materials

を示している。

以上のように、粒径の相異が生じる原因として、降雨によって侵食される土砂は、雨滴や表面流の発生によるもので、小さなものほど移動しやすい。一方、凍上・融解によって基岩から離脱する粒子は粒径に関係なく、粘着力を失って不安定となった粒子が斜面を落下するので、大きな粒径のものほど斜面の凹凸の影響を受けにくいことによるものと考えられる。したがって、降雨による斜面侵食では斜面の凹凸の中に入り込んだ細粒径のものが表面流や雨滴によって洗い出されるという形態が卓越するものと考えられる。

以上のように、急勾配の裸地斜面における侵食は、降雨によるものと凍上・融解によるものに分けることができ、9、10月の総雨量 172mm の雨によって深さ約 0.5mm の侵食が発生し、11、12月の凍上・融解（約25回）によって深さ約 2mm の侵食が生じたことになる。したがってこのような寒冷地では凍上・融解による侵食が大きな役割を演じていることが明らかとなった。

2.4 裸地斜面の侵食量

斜面侵食は前述したように、その勾配によって形態が異なる。ここでは、勾配が 30° 以下の裸地斜面を対象としている。この斜面の特徴は火山灰などを含む細粒のものから直径 50cm 程度の礫まで、その粒径分布が広いこと、凍上・融解が11、12、3および4月に発生するために地表の土砂は非常に不安定な状態にあることである。

侵食量の測定は Fig. 2 に示すように、斜面に対して垂直に鉄棒を立て、鉄棒の露出長から侵食深が求められている。斜面長は表面流の条件を等しくするために、すべて 1m としている。したがって、ガリ壁の侵食があった場合、測定後に斜面長が 1m となるように鉄棒を移動させている。

測定結果は Fig. 8 に示すとおりで、年間侵食深 E と斜面勾配の関係が示されている。この図において明らかのように、侵食深 E は斜面勾配 θ によって

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

のように表わすことができる。

しかし、 a の値は観測年によって異なる傾向を示しており、外力としての降雨条件の影響も考えられるので、これに注目して図中に示すように、5月から10月までの総雨量や時間雨量 5mm 以上および 10mm 以

	May - Oct.	R ≥ 5mm/h	R ≥ 10mm/h
△ 1982	1179	487	114
● 1983	1888	1024	332
○ 1984	860	414	249

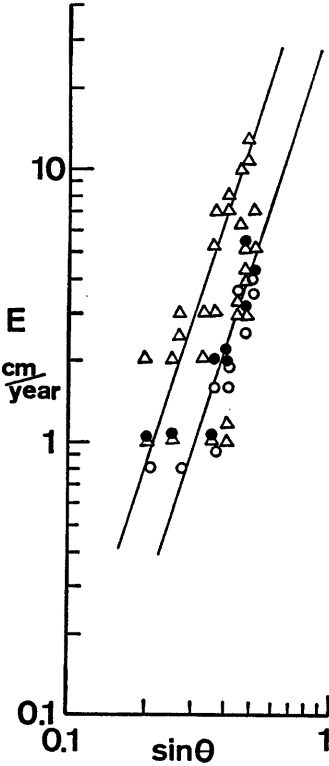


Fig. 8 Relationships between erosion depth (E) and slope gradient (θ) on bare slopes

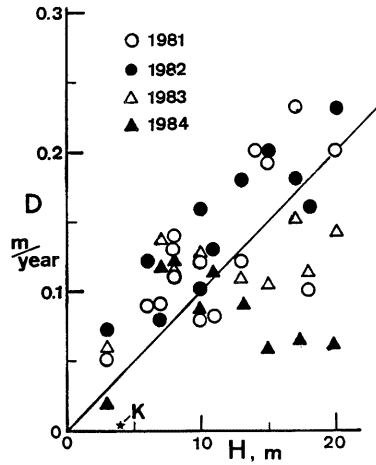


Fig. 9 Relation between height (H) of gully wall and erosion depth (D)

上の総量との関係を見るに、これらとの関連性は認められないようである。したがって、このような裸地斜面の侵食を議論する場合、降雨による表面流などの外力の他に、風などの影響を考慮すると同時に、土砂の粘着力が凍上・融解および含水量などによってどのように変化するかという点に関しても、今後の検討が必要である。

2.5 ガリ壁面の侵食量

火山噴出物などの未固結堆積層は表面流などの侵食に弱く、ガリが形成されやすい。このようなガリは垂直に近い壁を形成することが多く、その侵食の形態も前述した裸地斜面のものとは異なり、ガリ壁面が乾燥した状態では風による微細粒子の侵食および凍上・融解による砂れきの崩落などが主となっており、雨滴や

表流水による侵食は前者に比較して少ない傾向にある。

ここで観測の対象とした堆積層は、焼岳火山の火砕流や土石流の堆積物からなっており、その粒径分布は非常に広い範囲を有している。したがって、粒径の小さなものはガリ壁面に露出して1~2年で崩落するが、直径が50cm程度のもになると、それがガリ壁面に露出してから崩落するまでには数年を要する。

このようなガリ壁面の侵食量を測定するために、光波測距儀用の反射鏡をガリ壁面の上部から遠隔操作によって壁面に沿って移動させ、その反射鏡が接している壁面の位置を測定する方法が採用されている。

以上のような方法によってガリ壁面の侵食深を測定した結果、Fig. 9に示すように、ガリ壁面の平均侵食深 D とガリ壁面の高さ H との間に

$$D = 0.01H, \text{ (m/year)} \dots\dots\dots(2)$$

のような関係が認められる。ここに、 D ：ガリ壁面の垂直方向の平均年間侵食深（m）、 H ：侵食が生じている部分の高さ（m）である。

このようなガリ壁面の侵食による後退は元の壁面に平行して進行し、ガリ壁面から崩落して堆積した土砂が移動しなければ、ガリ壁面は後退しながらその高さが低くなり、やがて垂直に近いガリ壁面はなくなり、安息角に近い堆積による斜面が形成され斜面は安定した状態となっている。

このように、ガリ壁面の侵食量がガリ壁面の高さに支配される理由として、ガリ壁面から落下する礫が途中の壁面に衝突し、その衝撃で新たに砂れきの崩落が発生するので、ガリ壁面が高いほどその機会が多いことが考えられる。したがって、落下による衝撃力の小さい細粒径の堆積層に発達するガリ壁面では、このような関係が認められないことが予想される。実際、比較的小さい粒径の堆積層であるシラスに発達するガリ壁面においてはこのような関係が認められていないようであって、今後、このような堆積層についても観測・調査を行う必要があるものとする。

ところで、Fig. 10 には蔵桂川流域における観測結果（K）も示されているが、これらの値に比較して小さい。このような相異は地質条件によるものと考えられるが、それを定量的に評価しなければ地域性を比較検討することは困難である。今後、このような場の物性を正しく評価するための現場試験などを実施する必要がある。

2.6 土砂の生産・流出に関する検討

流域からの土砂流出量を予測しようとする場合、対象地点をどこにするかによって、土砂の生産・流出に関与する形態が異なると同時に、予測の精度も異なってくる。ここでは、長期の比流砂量 q_s についてみると、

$$q_s = S \left(\frac{E_1 \cdot A_{11}}{A} + \frac{E_2 \cdot A_{12}}{A} + \frac{E_3 \cdot A_{13}}{A} \right) \dots\dots\dots (3)$$

のように表わすことができる。ここに、 A ：流域面積（km²）、 A_{11} ：裸地面積（km²）、 A_{12} ：ガリ壁面の面積（km²）、 A_{13} ：崩壊面積（km²）、 E_1 ：裸地侵食深（m）、 E_2 ：ガリ壁面の侵食深（m）、 E_3 ：崩壊深（m）、 S ：対象地点までの土砂の流出率である。

前述したように、この試験流域では裸地侵食深 E_1 およびガリ壁面の侵食 E_2 が観測されているが、これらの値から比流砂量を求めてみよう。

観測結果から試験流域の平均的な裸地侵食深を 5cm とし、裸地積率をそれぞれの流域について、蒲田川流域3.6%、平湯川流域1.7%、双六川流域0.8%、蔵桂川0.03%とすると、比生産土砂量は 1800m³/km²、850m³/km²、400m³/km²、150m³/km² となる。なお、ガリ壁面から土砂生産は蒲田川流域と平湯川流域にのみ発生しており、面積率は0.06%と0.07%となっており、その平均侵食量を 10cm とすれば、比生産土砂量は 60m³/km² と 70m³/km² になる。したがって、試験流域全体の生産土砂量は 315×10³m³ となり比生産土砂量は約 670m³/km² になる。一方、試験流域出口の浅井田ダムの比堆砂量をみると、昭和17年から昭和21年に満砂（267×10³m³）となり、その間の平均比堆砂量として 126m³/km²・year が得られているが、このダムは貯水容量が小さく、流出土砂量の大半が浮遊砂として流出すると考えられるので、上記の比生産土砂量の約50%が流出した（ $s=0.5$ ）ものとしても、ダム堆砂の値をそのまま比流砂量とすれば過少に評価されることになる。なお、ここでは新たな崩壊による土砂生産量は少ないものとしている。

さらに、このダムの下流に新猪谷ダム（集水域 761km²）が昭和39年に竣工している。このダムについて昭和48年までの平均堆砂量を求めると約 280m³/km²・year となる。このダムの総貯水容量は浅井田ダムの約 6 倍であるが、同様に捕捉率は小さくこの値を比流砂量とすれば過少評価されることになる。

以上のように、総貯水容量が小さく、しかも満砂になっているダムにおいて流砂量を求めることは困難であって、この試験流域における土砂収支を明らかにするためには、ダム付近における浮遊砂量の観測などを行う必要がある。さらに、試験流域内に分布する各土砂生産の形態の分布と代表地点における侵食量を明らか

にすることが必要であり、今後、このような観測・調査を行う予定である。

3. 出水と土砂流出に関する研究

3.1 出水と土砂流出の観測の概要

足洗谷試験流域 (6.5km²) は Fig. 10 に示すように足洗谷流域 (7.2km²) の深谷地点より上流に設定さ

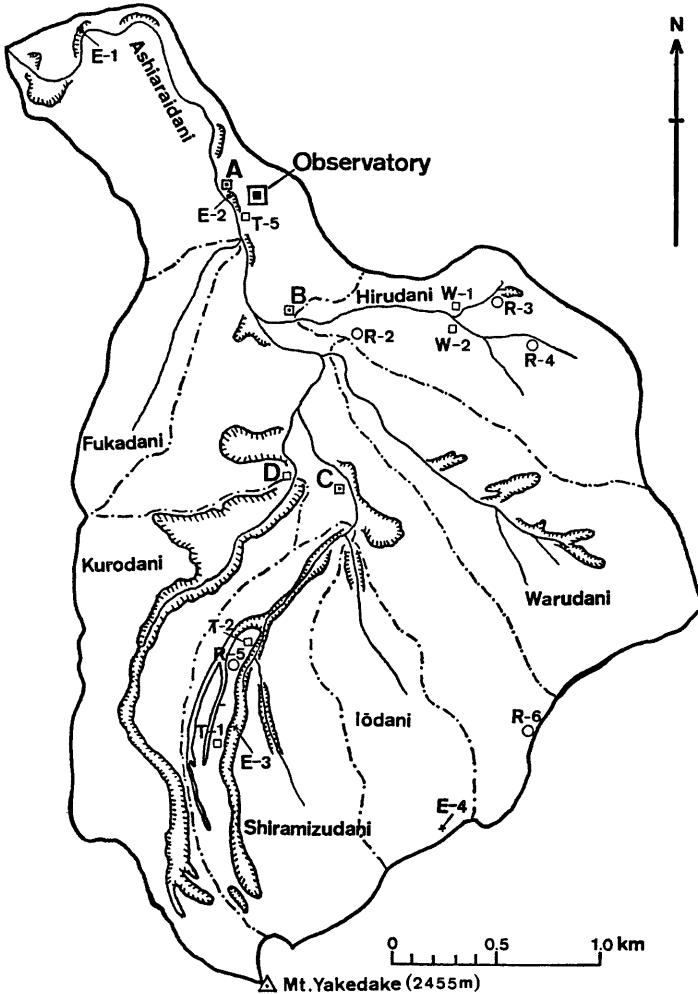


Fig. 10 Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The symbols in the figure are ; A: Ashiaraidani station, B: Hirudani station, C: Shiramizudani station, D: Kurodani station, E: Observation area of erosion, R: Raingages, T: TV cameras, W: Water level gages.

れている。この流域の源流部は焼岳（標高 2455m）になっており、ここでの土砂流出の特徴は、裸地斜面やガリ壁面の侵食によって生産された土砂が、一旦河床に堆積した後、主として土石流の形態で流出するものから、生産された土砂が掃流砂の形態で流出するものまで多種多様である。このような土砂流出の実態を明らかにするために足洗谷流域内に掃流輸送が卓越するヒル谷流域と土石流が卓越する白水谷流域があることに着目し、それぞれの流域出口に観測局を設けている。足洗谷試験流域出口（深谷地点）のものを足洗谷観測局、ヒル谷流域出口のものをヒル谷観測局、白水谷流域出口のものを白水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：5m、長さ：15m、深さ：0.8m、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。さらに、この水路より上流 200m の砂防ダムの上・下流の自然流路の状態を観察するために TV カメラが設置されている。その他、近くには雨量計（ヒーター付）、湿度計、温度計（気温、地表温度、地中温度）、日照計が設置されている。

ヒル谷観測局では、流域から流出する水や土砂量を測定するために、観測用堰堤に水圧式水位計、電導度計、流砂量計を設置している。その他、この付近に雨量計（ヒーター付）も設置されている。この流域出口から約 700m 上流の支川合流部において、合流前の本川と支川に水圧式水位計が設置され、本川上流へ約 500m、支川上流へ約 300m の地点に雨量計が設置されている。以上の各センサーの信号は有線でヒル谷観測局へ集められ、一括して観測所へ伝送される。

白水谷観測局では主として自主放送（4チャンネル）装置による映像の送り出しが行われており、TVカメラは白水谷出口の立体格子ダムを撮影するものとして2台、土石流発生域を撮影するものとして2台設置されている。これらのTVカメラの映像は観測所へ有線で送られ、4台の録画装置で録画（2、8時間）される。その他、白水谷出口には、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35mmモータードライブカメラが1台と、常時3分間に1コマの撮影を行う8mmカメラが1台設置されている。なお、土石流発生域には雨量計が1台設置されており、有線で信号が観測所に送られている。

以上の各観測局に設置された観測機器は昭和59年度に新しく「砂防観測テレメータシステム」としてテレメータ化され、各センサーからの信号やTVカメラの映像は複合コルゲート・ケーブルによって観測所に送られる。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録画される。

フロッピディスクへの記録は降雨開始から降雨終了3時間後までは自動的に1分間隔で行われ、無降雨時は5分または10分間隔になる。一方、6台のTVカメラの映像は観測所において6台の録画装置で2時間または8時間で録画を繰り返し、自動停止機構の作動によって録画テープを保存するようになっている。この自動停止機構は、雨量、水位、流速などの警戒値（任意設定）を超える値が発生したとき、あるいは土石流センサーの信号が入ったときに起動するようになっている。

なお、停電時においても観測が行えるように、各観測局に無停電電源（1KVA）を備え、観測所には自家発電装置（5KVA）が設置されている。

3.2 出水と土砂流出の特性

足洗谷流域における出水の特徴は、透水性の良い火砕流などの堆積層（20～30cm）が広く分布していることと、雪積量が多いことに大きく支配されている。融雪期は4月で洪水期間が長いことが特徴である。降雨による出水の特徴は、足洗谷出口までの降雨到達時間が30分程度であること、短期流出率は2～5%と小さいが土石流の発生時は大きな値を示すことである。年間の水収支では流出率が60～70%となっている。とくに、ヒル谷流域ではピーク流量の発生から2、3日遅れでゆるやかな流量ピークを生じる規模の大きな流出成分がある。

土砂流出に関する特徴は、白水谷や黒谷に形成されたガリ壁面から生産された土砂が土石流の形態で流出すること、土砂生産が比較的少ないヒル谷においては、通常の出水では破壊されないシュート・プールが連

Table 1 Annual maximum flow rate, storage in channel and transport variation on the Hirudani basin.

	Annual maximum flow rate (l/s)	Sediment Yield (m ³)	
		Sediment storage in channel	Volume of sediment transport
1971	300	—	147
1972	450	—	106
1973	200	23 → 21	3
1974	290	21 → 10 → 3	123
1975	400	3 → 19 → 0	151
1976	150	—	22
1977	250	0 → 4	1
1978	440	4 → 3 → 0	91
1979	1600	0 → 2 → 0	450
1980	150	0 → 6 → 2	74
1981	350	2 → 1 → 1	16
1982	110	1 → 5	12
1983	430	5 → 0	218
1984	320	0 → 3	43

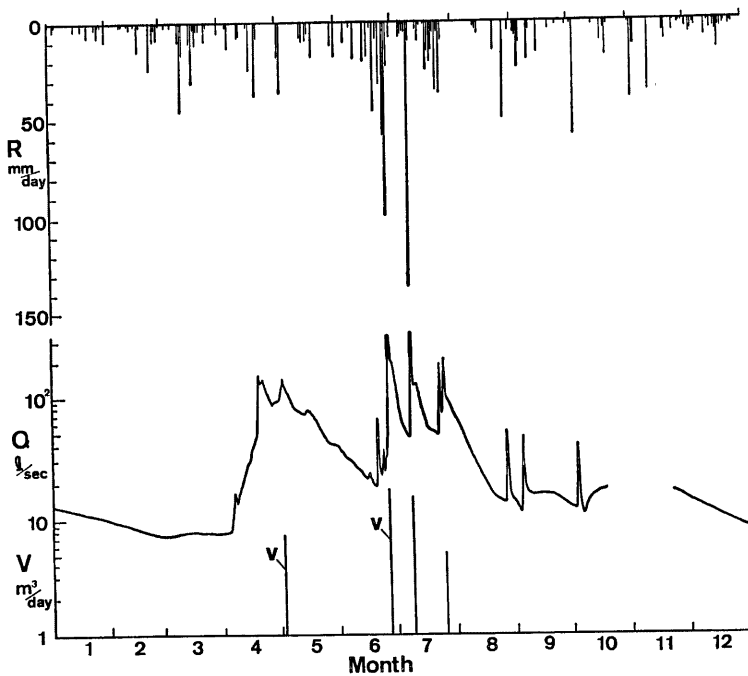


Fig. 11 1984 Flood in Hirudani station. R: Rainfall, Q: Discharge, V: Sediment discharge

続する階段状の河道が形成され、このような河道を細粒砂れきが輸送されることである。

(1) ヒル谷流域の出水と土砂流出

ヒル谷流域における流砂観測は、1966年に開始され現在まで継続されている。観測方法が現在とほぼ同様になった1971年から現在までの出水と土砂流出量は **Table 1** に示すとおりである。年間の土砂流出量は 1～400m³ の間で大きく変動しているが、14年間の平均流出土砂量は 104m³ で比流砂量が約 122m³/km²・year となり、高原川流域と同様の値を示しており、流域面積の大小を考慮すれば土砂流出に関しては高原川流域では少ない部類に入る流域といえる。流出土砂はヒル谷支流の花崗斑岩の裸地斜面の侵食による細粒径（平均粒径 3mm）のものと、粒径分布が広い焼岳の安山岩の火砕流・土石流堆積層（平均粒径 10cm）が侵食されて形成された河道および溪岸の侵食によるもの、石英斑岩の裸地斜面の侵食によるもの（平均粒径 2 cm）が主となっている。

このような土砂の輸送はシュートとプールが連続する階段状の河道において、プールの規模とプールの堆砂量に支配されている。このような傾向は今年の出水と土砂流出についても認められ、その概要は **Fig. 11**

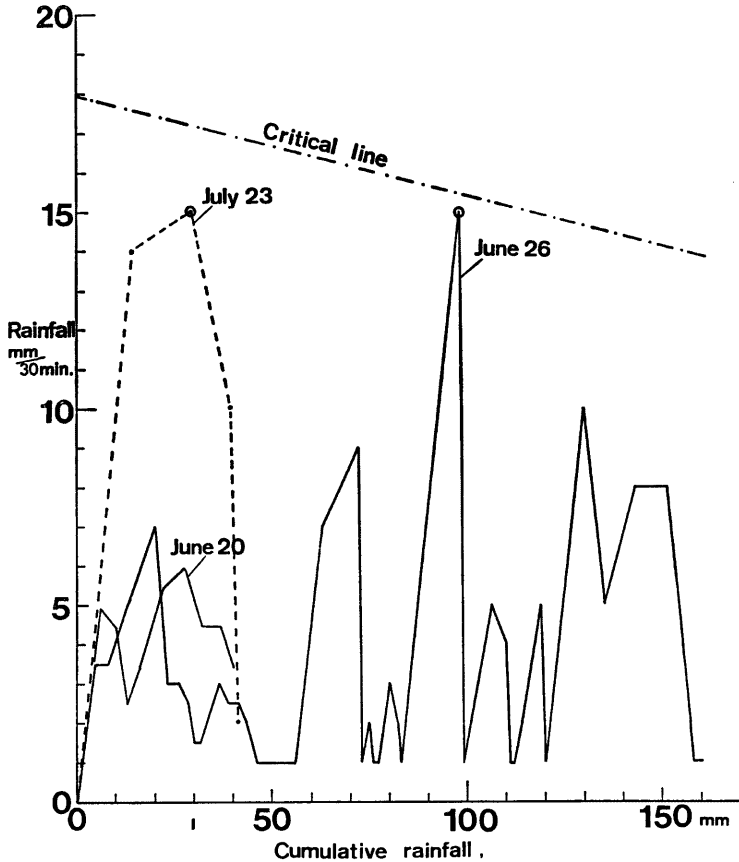


Fig. 12 Relation between the rainfall and cumulative rainfall

に示すとおりである。土砂流出についてみると、4月から5月の融雪出水に降雨が加わって、5月2日に約7m³の土砂流出があり、6、7月の梅雨期の降雨による出水によって、6月26日に約17m³、7月8日に約14m³、7月25日に約5m³の土砂流出があった。8月以後は降雨量が少なく、50l/sを超える出水がなく、流砂は観測されなかった。なお、前年は400l/sを超える出水が3回も発生したが、今年はそれを超える出水もなく土砂流出は比較的少ないものであった。

(2) 足洗谷流域における土砂流出

前述したように、今年は比較的降雨量が少なく足洗谷本川における流路変動や土砂流出はほとんど認められず、白水谷支川の硫黄谷(0.7km²)において6月26日に小規模な土石流が発生し、白水谷本川の合流部に約100m³の土砂れきを堆積して停止しているのみで、白水谷上流および黒谷上流において土石流の発生は認められなかった。その他、黒谷出口の左岸にある崩壊地(幅:約100m, 長さ:約350m, 平均勾配:約45°)において小規模な土石流の発生が6月26日と7月23日に認められた。この土石流は崩壊斜面の途中に堆積した土砂が降雨によって土石流となって流下したものと考える。これらの土石流はいずれも崩壊地の下部を横断する道路(幅:約6m)の中で堆積しており、その堆積量は6月26日が約40m³、7月23日が約30m³であった。流出土砂の粒径は、いずれの場合も、最大粒径が約50cm, 平均粒径が約3cmであった。

この崩壊地には平行して2つのガリが形成されており、6月26日は北側、7月23日は南側のガリに土石流が発生している。いずれのガリも崩壊地の上部付近まで発達しており、その平均勾配は約45°であるが、部分的には凹凸があって、その凹部に土砂が堆積している状態にあったことが、その後の調査で明らかとなった。なお、その堆積層の厚さは最大で1m程度であったものと推定される。したがって、このような斜面の堆積物は非常に不安定な状態であったものとする。この斜面では毎年3～4月に凍上・融解による侵食が発生するが、その際に斜面の中のガリに土砂が堆積し、その大部分は崩壊の下端に堆積している。Fig. 12は今年観測された降雨量の多いものの特性を示している。この図には白水谷に発生した土石流に関して得られた土石流発生限界値が示されているが、これらの土石流はこの値に近い15mm/30分程度の降雨で発生しており、10mm/30分では発生しないことが分かる。

5. 結 語

山地流域における土砂流出のシステムを解明するためには、外力としての降雨および流量などの水理量を的確に把握することが必要であるが、それに加えて場の条件を正しく評価することが必要であって、流域ごとの比較研究が不可欠である。このような観点に基づき、本研究においては、1966年より足洗谷試験流域において継続された研究成果を他流域へ適用するために、この試験流域を含む高原川流域を新しい試験流域として観測・調査を開始した。

新しく設定された高原川試験流域に関しては、既往資料により流域の概要を明らかにするとともに、土砂生産の実態を明らかにするために、代表地点を設定して定期的な測定が行われ、裸地斜面の侵食において凍上・融解が重要な役割を演じていることが明らかになった。

従来の足洗谷試験流域においては、ヒル谷流域における出水と土砂流出の実態について述べるとともに、流域内で発生した小規模な土石流について若干の考察を行った。ついで、1981年より継続されている裸地斜面の侵食については、斜面勾配が支配的な役割を有すること、ガリ壁面の侵食については、ガリ壁面の高さが関係していることを明らかにした。

最後に、昭和58年および59年度において、足洗谷試験流域の観測システムがテレメータ装置の導入によって「砂防観測テレメータシステム」としてテレメータ化され、今後の土砂流出現象の解明に大きく貢献することが期待される。ここに、関係各位の労苦に対して深謝の意を表する。また、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、ガリ壁面の測量などに関して地形土壤災害部門の横山康二技官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。ここに深く感謝の意を表します。

なお、本研究の一部は、昭和59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., 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.
- 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., Ashida, K. and Takahashi, T.: 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) 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)，京都大学防災研究所年報第27号 B-2, 1984, pp. 317-330.
- 19) 建設省神通川水系砂防工事事務所，立山グループ：高原川上流地域地質調査報告，1967.
- 20) 北陸地方建設局神通川水系砂防工事事務所：昭和57年度砂防事業調査報告書神通川，1984.