

山地流域における出水と土砂流出(16)

芦田 和男・高橋 保・沢田 豊明

RUNOFF PROCESS, SEDIMENT YIELD AND TRANSPORT IN A MOUNTAIN WATERSHED (16)

By Kazuo ASHIDA, Tamotu TAKAHASHI and Toyooki SAWADA

Synopsis

The sediment runoff problem in a basin is one of the most significant studies in the field of the river environment, water resources and disaster prevention. The sediment process includes sediment production, sediment transport and sedimentation down stream.

These processes simultaneously or alternately occur in the several areas in the basin taking various manners responding the characteristics of the basin and the magnitudes of the given causes. Thus, the total sediment runoff system comprises many complex subsystems and could be analysed as a process-response system to relate input of precipitation with output of sediment.

The sediment production system which is one of the subsystems in the sediment runoff system could be analysed as a morphological system relating angle of slope to variable including depth of superficial material, distribution of grain size, soil texture and the external causes.

We have conducted the observational studies for sediment runoff process in an experimental basin where the rate of sediment runoff is the greatest in Japan and various modes of sediment yield and runoff can be observed depending on the difference of the topographical, geological and climatic conditions in the subbasins. In this paper, measuring techniques for sediment yield are described, and the rate of sediment yield is discussed in relation to the slope angle, rainfall intensity, freezing and thawing effect, and the properties of material such as grain-size distribution and compressive strength.

1. 緒 言

流域における土砂れきの移動を予測し、流域の河川環境、水資源、災害などとの関係を的確に評価し、土砂流出現象が人間社会に与える影響を明らかにすることは重要な課題となっている。このような課題を解明するために、種々の土砂流出現象が発生している神通川水系の1流域にモデル流域を設定して観測研究を行っている。

本研究の特徴は、土砂流出を1つのシステムとして取り扱っていることであり、さらに土砂流出を形態別に分け、各形態ごとに試験流域を設けて観測・調査を行なっている。比較的安定した河道における掃流砂の観測は、足洗谷流域のヒル谷流域 (0.82 km²) において、流路変動を伴う流砂の観測は足洗谷本川 (6.5 km²) において、土石流の観測は足洗谷上流の白水谷 (2.1 km²) において行なわれている。斜面における土砂生産は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) を設定してその内部のいくつかの斜面で調査・観測を行なっている。

ここでは、1986年(昭和61年)に行なわれた観測・調査の成果をまとめ、従来の研究成果^{11)~21)}に基づき、若干の考察を行なっている。

2. 観測流域および観測・調査の概要

観測・調査の対象流域は、神通川水系の高原川流域に設定されている。この流域は、Fig. 1 に示すように、その源流域には3000 m級の山が連なっている。試験流域は浅井田ダムより上流で、双六川流域 (170 km²)、蔵柱川流域 (38 km²)、平湯川流域 (59 km²) および蒲田川流域 (100 km²) に大きく分けられる。この流域は、地形、地質および気象的にも変化に富んでおり、土砂生産および流出の形態も多種多様である。この流域における土砂流出のシステムとプロセスは、Fig. 2 に示すとおりである。土石流などの高濃度の土砂流出の形態は外ヶ谷、足洗谷、岩坪谷、餌掛谷、白谷、赤桶谷などの流域に多く発生している。山腹崩壊は、穴毛谷、左俣谷、右俣谷、白出沢、柳谷、小鍋谷、外ヶ谷、足洗谷、岩坪谷、餌掛谷、白谷、安房谷、トヤ谷、笠谷、赤桶谷に多く発生している。溪岸崩壊は、前述の谷にも発生しているが、その中でも特に多いのが、外ヶ谷である。流水による溪岸・河道侵食は、ほとんどの溪流で発生している。比較的安定した河道は、双六谷、蔵柱谷、蒲田川、平湯川および高原川の本川である。

以上のような特性を有する試験流域において、土砂生産の観測・調査は、斜面勾配に応じて測定法を変えて行なわれている。斜面勾配が安息角より緩い場合、クイによる侵食量の測定法を採用した。斜面勾配が安息角より急な場合、採集箱による方法を用いた。さらに、斜面勾配が急なガリ壁面においては、光波距離計による測定を行なった。なお、測定地点は、Fig. 1 に示すとおりである。土砂流出に関する総合的な観測が行なわれている足洗谷流域は Fig. 3 に示すとおりである。土石流の観測は、足洗谷の支流の白水谷において3台のTVカメラからなる観測システムによって行なわれている。土砂流出の観測は、足洗谷本川とヒル谷本川において行なわれている。足洗谷本川では、流量と流砂量が測定され、洪水後の河床形状が測定されている。ヒル谷本川では、本川出口で流砂量が測定されると同時に、流砂のある支川と本川の河道堆砂量の変化の測定が行なわれている。なお、土砂生産および流砂量の測定法については、前報に述べているので

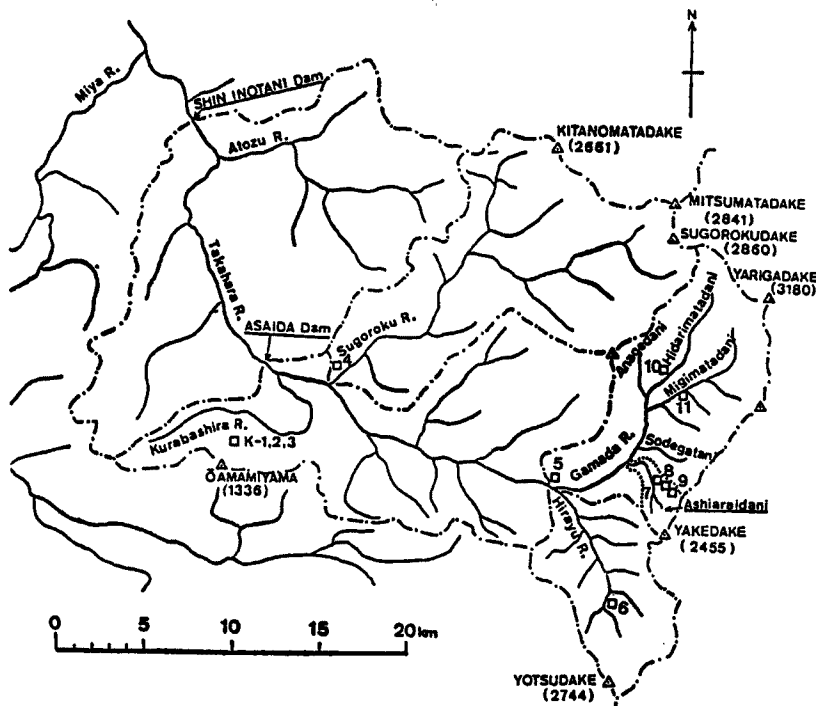


Fig. 1 Plan of the Takaharagawa experimental basin. The number 1, 2, 3, ..., 11 in the figure represents the observation sites of bare slope erosion.

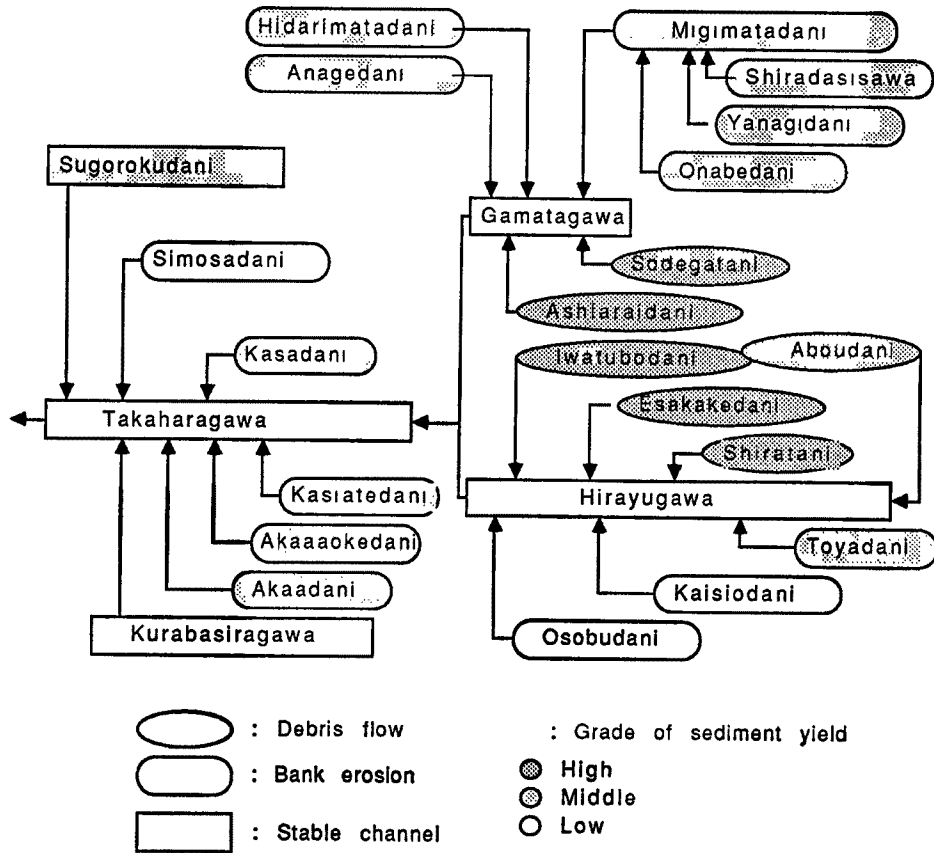


Fig.2 The system of sediment yield and transport on the Takaharagawa basin.

省略したい。

3. 裸地斜面における土砂生産

裸地斜面は降雨などの外力が直接作用するため、侵食されやすい。このような斜面からの土砂流出量の予測法を明らかにすることを目的として、このような斜面における土砂生産の実体の観測・調査を行なった。それらの成果に基づいて、若干の考察を行なう。

3.1 斜面勾配が安息角より緩い場合

斜面勾配が安息角より緩い場合は、斜面における砂れきの移動を引き起こすものとしては表面流、雨滴、霜柱、風などが考えられる。ところで、観測・調査を行なった斜面は、その表面に水みちなどの発達も認められず、斜面長が 1m に設定されているため降雨があっても表面流が発生しないものと考えられる。このような斜面の表面を構成する土砂れきの粒径分布は非常に広く火山灰から直径 30-50 cm の礫も点在するが、その大半は直径 1 cm 以下の細粒成分が占めている。直径が 5 cm 以下の粒径分布は、Fig.4 に示すとおりである。クイによる測定は、細粒径の部分において春（5-6月）と秋（10-11月）に行なわれている。その結果は Fig.5 に示すとおりである。この図において、縦軸は斜面の侵食深 E (cm/年)、横軸は斜面勾配 θ を $\sin \theta$ で示している。この図には1982年からのデータが示されているが、斜面勾配が急になるほど侵食深 E は大きくなる傾向が認められる。これらの関係は、一般的な形として、

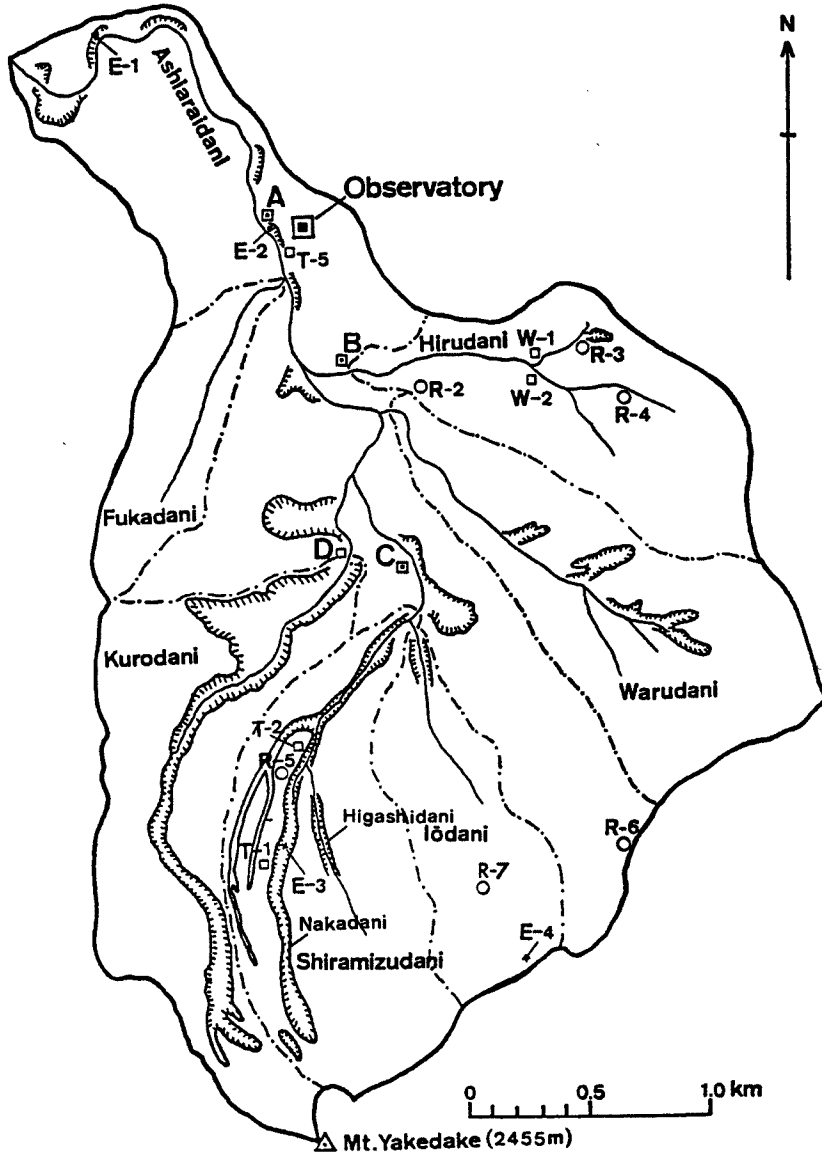


Fig.3 Plan of the Ashiaraidani experimental basin and the arrangement of equipment for observation. The symbols in the figure are ;
 A: Fukadani station, B: Hirudani station, C: Shiramizudani station, D: Kurodanistation, E: Observation are of erosion, R: Raingages, T: TV cameras, W: Water leve gages.

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

のように表すことができる。ここに、 a の値は観測年によって異なるが、地域性や外力に支配されるものとする。このように、表面流の発生がほとんどないと考えられる斜面において侵食深が勾配に支配されていることは、次のように考えられる。冬期間、凍上・融解が卓越するこの地域において、長さが約 5 cm の霜柱が発生している。この霜柱によって直径 1 cm 程度の礫も持ち上げられ、その土砂礫はこの霜柱の融解

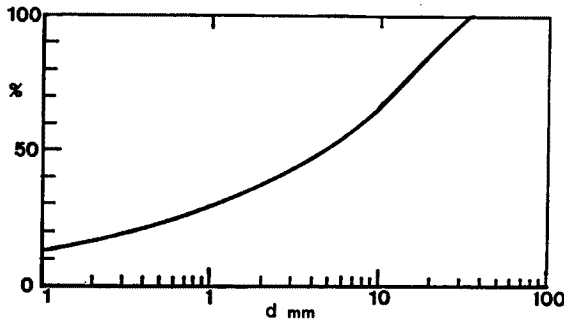


Fig. 4 The particle size distribution in the bare slope materials.

や倒壊によって斜面の下流方向に移動する。その1回の土砂礫の移動距離は、斜面勾配を θ 、霜柱の高さを h とすれば、 $\tan\theta \cdot h$ で表すことができ、霜柱が倒れた場合は霜柱の高さ h そのものになる。このようなことから、表面流の発生によらない場合でも侵食深が斜面勾配に支配されていることがわかる。さらに、雨滴による斜面上の土砂の飛散距離も斜面勾配に支配されることから、このような斜面における侵食速度が斜面勾配に関係していることがわかる。しかし、式(1)の関係が3乗になる理由は不明である。さらに、 h や霜柱で持ち上げられる土砂の厚さは何に依存するのか、その他、風による微細粒子の移動も考慮する必要があるものと考えられる。

3.2 斜面勾配が安息角より急な場合

斜面勾配が安息角より急である場合は、外力が加わらなくても斜面上の粒子の結合力がなくなることによって、粒子が斜面を落下する。ここで対象とした裸地斜面は、地形、地質などを考慮して **Table 1** に示すような地質、斜面勾配、圧縮強度の斜面で測定を行なった。なお、測定斜面の分布は広い範囲にあるので、降雨条件や凍上・融解などの条件が異なることも考慮する必要がある。

まず、**Table 1** について各斜面の特性について述べる。No. 1, 2, 3 は比較的距離も近く、同一の流紋岩に属しているが、岩質と風化の程度が異なっている。No. 3 地点は石英斑岩質で花こう岩のマサ状の風化を示しており、この3地点の中でもっとも脆い状態にある。No. 1 地点は凝灰岩質で風化は No. 3 地点と同様に進んでいるが、基岩の性質により若干粘土質のものが多く、No. 3 地点のものより脆くはない。No. 2 地点のものは No. 3 地点と同様の岩質であるが、風化の程度は小さい。一方、同じ流紋岩であっても No. 8, 9 および10のものは前者とはその起源や岩体が異なり、とくに No. 8, 9 では破碎構造が発達し、温泉作用によって風化が著しく進んでおり、圧縮強度は測定斜面の中でもっとも小さいことが特徴である。しかし、この斜面を構成する土砂の中には粘土成分が含まれており、粘着力も考慮する必要がある。

花こう岩はこの地域では旧期のものと新期のものに分けられる。旧期のものは No. 4 地点に分布しており、双六川流域の大半を占めている。風化はマサ状に発達しているが、その厚さは1m程度である。圧縮強度は非常に小さく、その上粘土成分が少なく粘着力は小さいことが特徴である。新期の花こう岩は No. 11

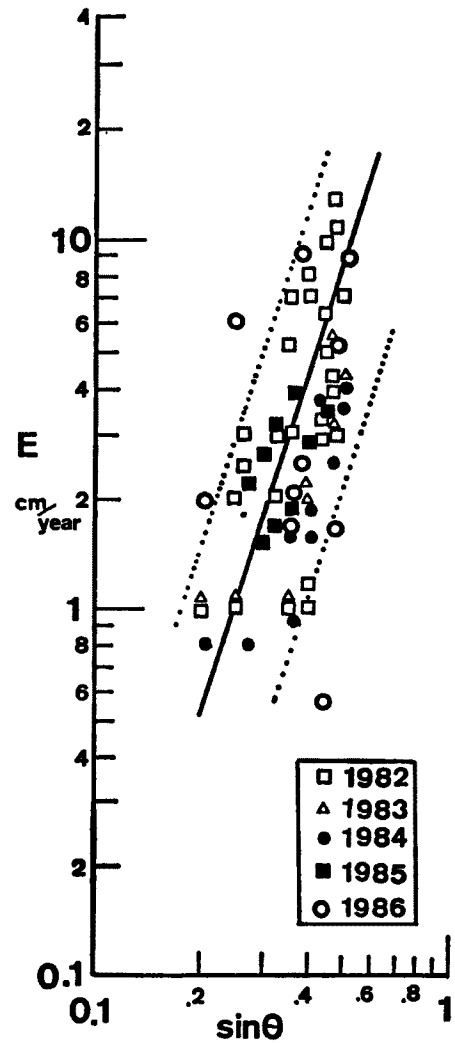


Fig. 5 Relationship between erosion depth (E) and slope gradient (θ) on bare slopes.

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

Station No.	Geology	Compressive strength kg/cm ²	Slope degree	Particle mean size in the slope materials cm	Sediment yield Apr. 15-Oct.28 kg/34week · m ²
1	Rhyolite	5.0	52	2.4	8.67
2	Rhyolite	10.5	54	4.1	8.43
3	Rhyolite	3.3	50	1.2	9.54
4	Granite	1.2	43	1.3	41.03
5	Paleozoic	4.3	50	1.5	4.96
6	Paleozoic	3.8	60	2.5	20.17
7	Uolcanic debris	0.9	55	10.0	13.51
8	Rhyolite	0.6	42	0.9	6.68
9	Rhyolite	0.5	35	1.7	4.16
10	Rhyolite	2.0	50	2.1	6.38
11	Granite	2.8	48	2.6	11.02

に分布し、穂高連峰の基盤を形成し、急勾配の山腹を形成している。その風化層は浅く、基岩の露出する部分も多い。古生層は No.5 および 6 地点に分布している。岩質は粘板岩、砂岩、石灰岩、輝緑凝灰岩、チャートからなる。粘板岩・砂岩の互層からなる部分は細かく節理が入り破碎されている部分が多く、破碎面から剥離しやすくなっている。調査地点はこのような状態になっている。なお、石灰岩、輝緑凝灰岩の部分は比較的大きなブロックで節理が入っており、比較的堅牢である。火砕流堆積物は No.7 地点に分布するが、焼岳を中心に谷に沿って段丘状に分布している。この堆積物は焼岳の火山活動に由来するもので、比較的新しく未固結であるため水流などの侵食にたいして非常に弱く、ガリ侵食が著しい。

裸地斜面の侵食に対する抵抗力の目安として圧縮強度の測定を行なった。圧縮強度の測定は簡易型の土壌強度計を用いて行なわれた。測定は風化岩盤では割れ目、土砂礫の部分では土砂の部分において、約 1 m² の範囲で50点以上の測定を行なった。Table 1 の値はそれらの平均値を示したものである。斜面勾配は斜面長が 3-8 m の斜面の平均値である。斜面を構成する土砂の平均粒径は、斜面の表層(約 10 cm) から採集したものによって求められた。

以上のような特性を有する裸地斜面からの土砂生産量は、1週間ごとに採集された土砂について求められ、その重量と粒径分布が測定されている。調査期間は1986年4月15日から12月9日までの34週間である。

まず、観測・調査資料に基づいて、土砂生産量と圧縮強度の関係について検討してみよう。Fig. 6 は土砂生産量と圧縮強度の関係を示したものである。土砂生産量の値は、1週間単位で平均されている。この図において、土砂生産量と圧縮強度の関係は、全体として大きく見ると圧縮強度が大きくなると土砂生産量が小さくなる傾向にあるが、部分的に見ると、必ずしもそのようになっている。

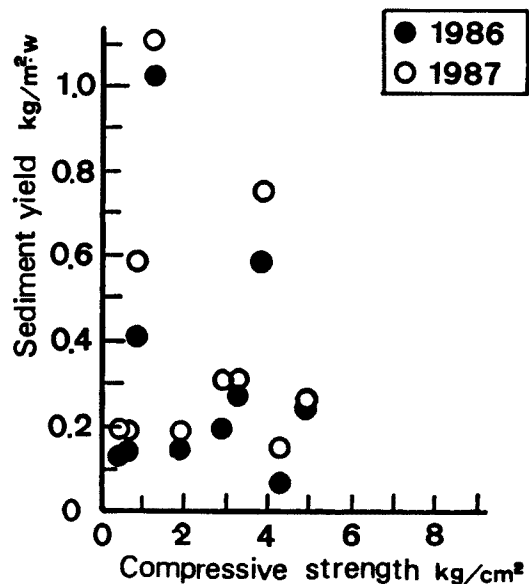


Fig. 6 Relation between compressive strength of the bare slope and the rate of sediment yield.

このような理由として、斜面構成材料の粘着性、斜面勾配、降雨などの外力の相違も考慮する必要がある。なお、1985年の土砂生産量が1986年のものに比較して小さな値を示すのは、土砂生産量の多い4、5月の観測結果が含まれていないためであろう。

つぎに、土砂生産量と外力の関係について検討してみよう。凍上・融解については、その発生と土砂生産量の関係を考察するのに十分な資料は得られていないが、凍結・融解によると考えられる土砂生産が、3、4月と11、12月に多く、降雨量が少ないにも係わらず、生産土砂量とその粒径が大きいことが特徴である。このような凍結・融解の他に、外力として考えられる降雨特性について検討してみよう。まず、土砂生産量と総雨量・雨量強度の関係について、観測期間が最も長いNo.7地点のものについて示すと、Fig.7のとおりである。この図において、土砂生産量 E_s は1週間の単位面積当たりの土砂量、総雨量 R は1週間の総量である。この図において明らかなことは、3、4月および12月の降雨と土砂生産量の関係を見ると、降雨がすくなくとも係わらず土砂生産量が多い。これは斜面の土砂の凍上・融解によるものと考えられる。5月と9月を比較すると、両者の降雨量がほぼ等しいにも係わらず、9月の方が土砂生産量は少ない。このことは斜面に移動しやすくなった土砂が少なくなったことを示すものと考えられる。6、7月は降雨量に良く対応して土砂が生産されているが、これは降雨強度の大きいことが影響しているものと考えられる。8月は降雨がすくなくとも係わらず土砂生産量が比較的多いのは、斜面の乾燥や日射による表土の膨張などに起因することも考えられる。以上のように、斜面における土砂生産は外力と斜面の表面の状態によって種々に変化する。このような変化は、年周期で変化するが、ここでは凍上・融解と降雨が大きな役割を演じているものと考えられる。凍上・融解については、その機構など不明な点が多いので、ここでは、降雨特性と土砂生産量の関係についてのみ検討する。

降雨観測点の近くにあるNo.1, 2 および3について降雨量と土砂生産量の関係を示したのがFig.8であ

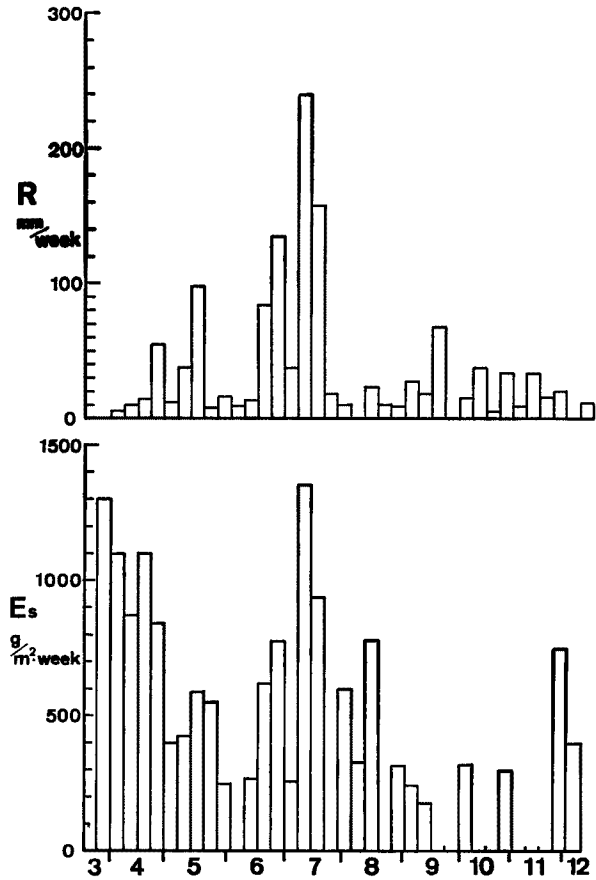


Fig.7 Relation between rainfall and the rate of sediment yield at No.7 station.

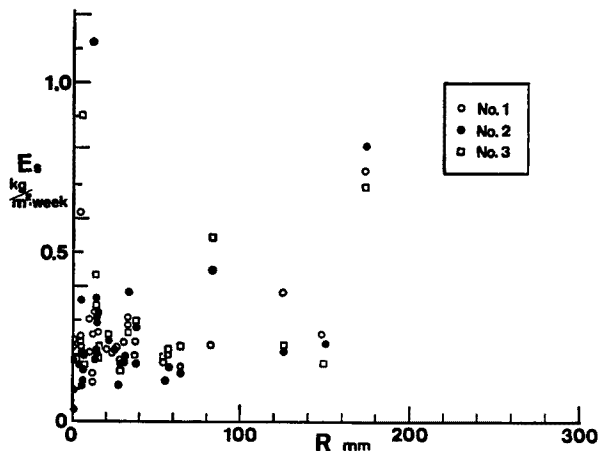


Fig.8 Relation between rainfall and the rate of sediment yield at No.1, 2 and 3 station.

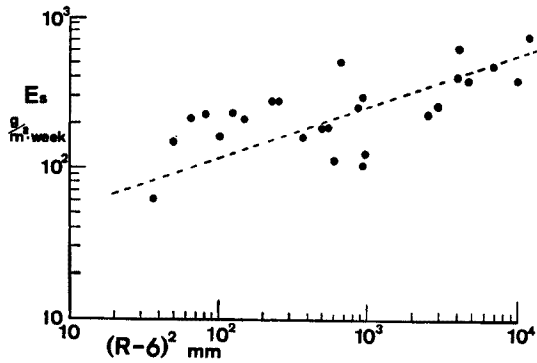


Fig. 9 Relation between excess rainfall and the rate of sediment yield at No. 1 station.

る。この図において、凍上・融解による成分も若干含まれるが、降雨量と土砂生産量の関係は明瞭ではない。このようなことから、降雨量の中で土砂生産に係わっている成分について検討してみよう。従来の研究において、降雨強度と土砂生産量の関係において比較的良い結果が得られており、そこで、時間雨量 6 mm 以下の成分が有効でないものとして、時間雨量 R と有効時間雨量 $(R-6)$ について比較したものが Fig. 9 である。なお、生産土砂量と雨量は 1 週間単位としている。この図において明らかなように、ある一定以上の有効成分を分離したほうが明瞭な関係を示している。

一方、降雨強度が大きいとき、このような裸地斜面で雨水がどのような挙動を示すのかは明らかではないが、観測されている斜面では、顕著な水みちやリルの形成は認められない。しかし、降雨強度が大きい時に、細粒成分の土砂が多い傾向にあることから、斜面上に細粒成分を洗いだすような薄い流れが存在するものと考えられる。また、降雨強度が小さく、そのような流れがない場合でも雨水の浸透による粒子間の結合力の低下が生じ、砂粒子が斜面を落下する。その落下の際、斜面の凹凸に比較して大きな粒子ほど途中の斜面で停止することは少ないが、小さなものは途中の斜面の凹凸に取り込まれて停止し、降雨強度が大きい際に再び洗い出されて移動する形態を取る。

その他、凍上・融解や降雨がない場合でも土砂の生産がある場合がある。このような理由として、風や日射による地表面の膨張などが考えられる。

以上のように、裸地斜面における土砂生産の形態は非常に複雑であるが、ここに述べた斜面においては凍上・融解および降雨が重要な外力となっている。

3.3 ガリ壁面の侵食

固結度の低い火山堆積物や河岸堆積物は、流水などの侵食を受けやすく、ガリ壁や溪岸の崖を形成することが多い。これらの急勾配の斜面における土砂生産は、河川へ流入する土砂の供給源として非常に重要である。このような斜面から崩落した土砂の堆積部が流水によって侵食される場合、斜面の侵食後退は元の斜面に平行して進んでいる。ここで対象としている斜面は、焼岳火山の火砕流・土石流堆積層を侵食して形成されたガリ壁面で、その高さは最大 30 m 程度で、その構成物の粒径分布は Fig. 10 に示すように、火山灰から巨礫まで広い粒度分布を有する。このようなガリ壁面の侵食による後退量は、春（5月）と秋（11月）に光波測量によって求められている。測定された侵食深 D (m/年) とガリ壁の高さ H (m) の関係は、Fig. 11 に示すとおりである。この図には1981年から1986年までの測定値が示されているが、各年によって侵食深とガリ壁の高さの関係は若干異なるが、全体的な傾向として、それらには比例の関係が認められる。

このような関係が認められる理由として次のように考えられる。このガリ壁を構成する土砂礫の粒径分布が 1 mm 以下の火山灰から 1 m 以上の巨礫まで含んおり、凍上で・融解および風などによってガリ壁面の微細粒子が離脱を繰り返すことによって、大きな礫が壁面から露出し、その礫の重量を支えきれなくなって、その礫の周囲の壁面の破壊が生じ、礫と周囲の土砂が落下する。礫と同時に落下する周囲の土砂量は、現地における試験の

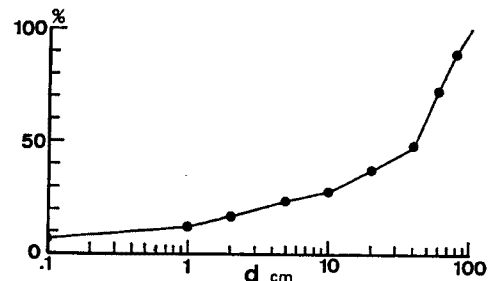


Fig. 10 The particle size distribution in the gully wall materials.

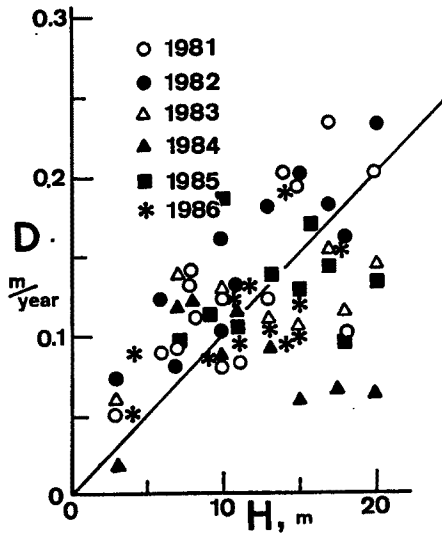


Fig. 11 Relation between height (H) of gully wall and annual erosion depth (D).

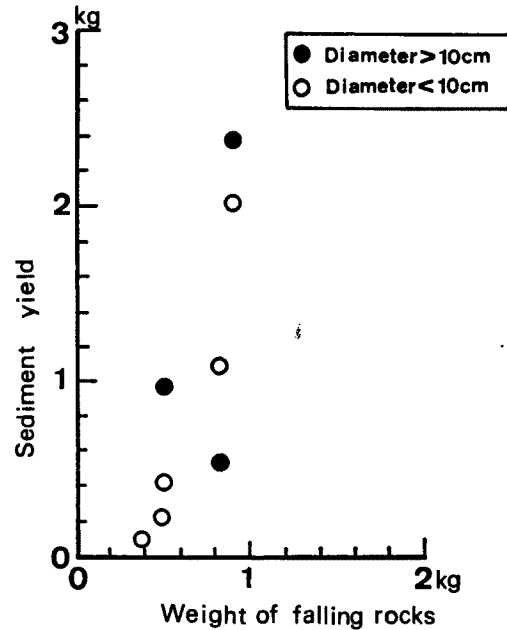


Fig. 12 Relation between weight of falling rocks and the rate of sediment yield.

結果、礫とほぼ同様の体積であることが分かった。以上のように、微細粒子の他に大きな礫を含む場合、侵食量が大きくなることが分かる。

このようにして壁面が侵食されると同時に、壁面から離脱した礫が落下の途中で壁面に衝突して、新たに壁面を侵食するので、その壁面が高ければその機会が多くなり、侵食深が壁面の高さに比例するものと考えられる。このようなことを実際の斜面で確かめるために、現地において簡単な試験を行なった。現地試験は壁面が乾燥していて壁面からの土砂生産が最も多い冬期に行なった。試験方法は、ガリ壁面から落下した礫の中から直径が約 10 cm の礫を選び、その礫を 50 cm の高さから壁面に落下させ、その 1 回の衝突で侵食される土砂をシートで採集し、その土砂量を測定する方法を用いた。試験の結果は、Fig. 12 に示すように、落下礫の重量が大きいほど侵食量が大きくなる傾向にあるが、落下礫が壁面のどのような部分に衝突するかによって侵食量は著しく異なる。特に、礫が細粒部分に衝突した場合の侵食量は少ないが、礫の露出した部分に衝突した場合、その礫が落下しない場合でも、その際の振動によって周囲の微細粒子が落下している。なお落下礫と同程度の大きさの礫が半分ほど露出している場合、衝突された礫が落下し、周囲の土砂も多く侵食されるようである。

以上のように、現地試験においても、礫の壁面への衝突の効果が確認されたが、衝突する部分の粒径と落下礫の大きさや落下距離などによって侵食量が異なるので、定量的な議論を展開するためには、多くの課題が残されている。

4. 河道における土砂流出

4.1 溪岸・河道侵食による土砂流出

流水による溪岸、河道の侵食は足洗谷流域のヒル谷と足洗谷本川において調査されている。ヒル谷流域の河道は、Fig. 13 に示すようにモデル化することができる。この図に示す崩壊裸地における春先の凍上・融解による生産土砂量の約10年間の平均は 15 m^3 であり、溪岸、河道侵食は支流の 400 m、本川の 700 m の区間で発生している。支川の溪岸・河道における年間総侵食量の約10年間の平均は約 28 m^3 で、これらの土

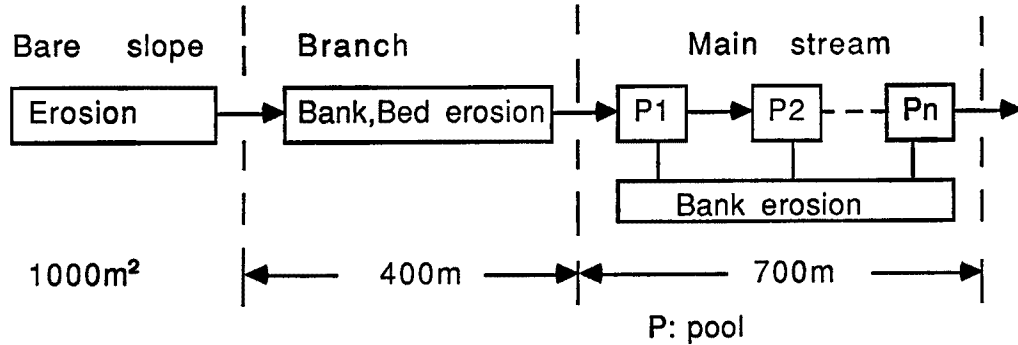


Fig. 13 The system of channel in the Hirudani basin.

砂は本川の河道を輸送される土砂の約1/3をしめている。この支川の単位区間当たり約 0.07 m³/m の侵食量となっている。なお、その間の最大のものは約 0.275 m³/m である。1986年は5月から8月の間は約 0.02 m³/m の侵食があった。この値は平均値より少ないが、これは降雨量が例年に比較して、この期間で約20%も少ないことが原因となっているものと考えられる。この支川の溪岸と河道は上流の

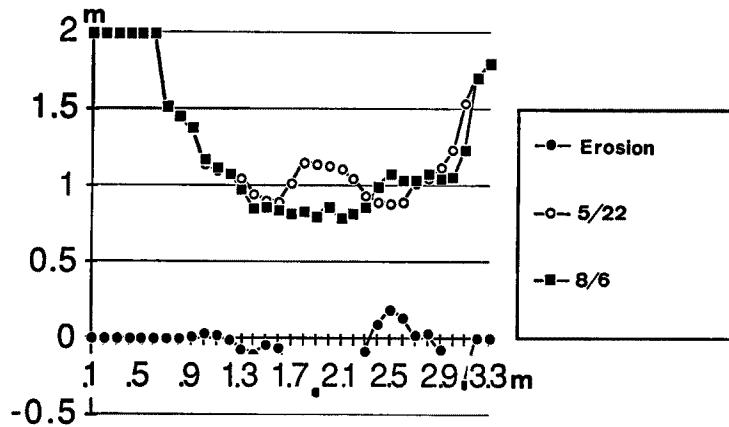


Fig. 14 Channel cross-section in the Hirudani branch.

花こう斑岩の崩壊による土砂が堆積したもので、その粒径は最大が数 cm で平均粒径が約 0.5 cm である。この支川の一般的な断面形状は、Fig. 14 に示すとおりで、これは1986年5月22日と8月6日の測量結果で、このような測線が12箇所の地点に設けられている。この支川の河床勾配は約 1/20 である。一方、ヒル谷本川のプールに堆積した土砂の平均単位区間当たりの侵食量は約 0.08 m³/m となっている。このように、ヒル谷本川の流量が洪水時で支川の10倍程度であるにも係わらず侵食量が少ない理由は、この本川の溪岸および河道を構成する土砂礫の粒径が大きく、巨礫が組みあって階段状の河道を形成している。その砂礫の平均粒径は約 7 cm と支川のものに比較して大きい。したがって、最大流量が約 0.6 m³/s の7月13日の洪水によって侵食されたものは、支川から流出して本川のプールに堆積していたもので、その変化の状態は Fig. 15 に示すとおりである。今年、ヒル谷出口へ流出した土砂は、試験ダムの堆砂量から求めると約 50 m³ であったが、なお、本川の溪岸は安山岩の砂礫で構成されているが、ヒル谷出口ではその岩種の砂礫の流出は少なく、本川の溪岸侵食は少なかったものと考えられる。

なお、足洗谷本川においては、顕著な河床変動は認められなかった。しかし、試験流域出口のコンクリート製の水路(勾配 1/20) 内に直径約 50 cm の礫の堆積が2, 3個認められた。この洪水の最大流量は約 4 m³/s で、上流の白水谷に発生した土石流の変形成分と考えられる。Fig. 16 にこの時の流量および土砂濃度の時間分布を示している。さらに、この図には白水谷における降雨分布も示している。

4.2 土石流の発生による土砂流出

ここでは、7月13日に白水谷に発生したものについて検討する。白水谷における土石流は河床勾配 15° 以

上の溪床に側岸のガリ壁面から供給され堆積したものが降雨によって流出する形態である。従来より、この流域では時間雨量が 20 mm 以上で発生していることが多く、土石流の発生には降雨強度が関係しているとされている。

白水谷では谷の出口まで達するような規模のものは、時間雨量 30 mm 以上で発生している。そこで、降雨強度と土石流の発生について検討する。降雨強度は、この流域において洪水が下流の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ている。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雨量の時系列的関係で示したのが Fig. 17 で、縦軸は降雨強度 R_{30} 、横軸は連続雨量 ΣR である。この図において、土石流の発生条件は連続雨量よりも降雨強度に支配される傾向が認められる。しかも、土石流発生時の降雨強度 R は、連続雨量が多くなると小さくなる傾向を示しており、この図に示すように既往土石流の発生限界値を結ぶ線は右下がりとなる。なお、ここに示した土石流は規模が大きく、白水谷出口より約 2 km 下流まで土石流の形態で流出したもので、図中の●印は土石流の発生を示している。1986年7月13日に白水谷に発生した土石流について、この図において降雨特性を見ると、既往土石流で白水谷の出口より 2 km 下流の深谷観測点まで発達した規模の大きなものの発生限界値に達していることが分かる。しかし、この土石流は白水谷の出口までも達していない。さらに、その後の降雨量が再び土石流発生限

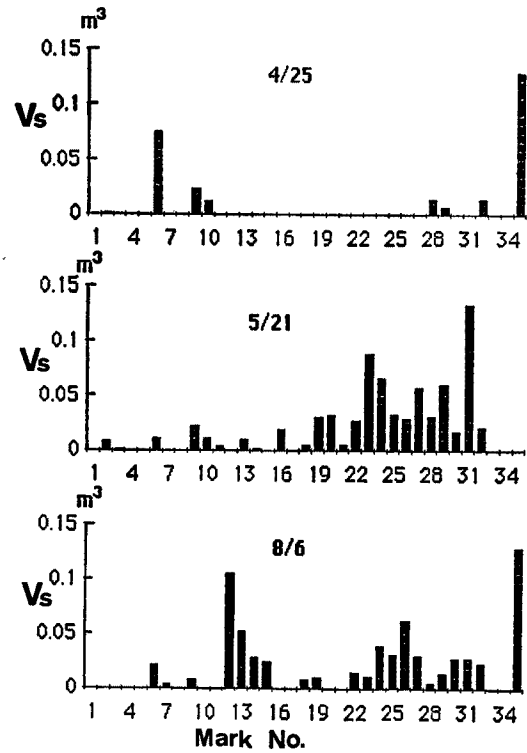


Fig. 15 Sediment storage variation in every 20m on the course of the Hirudani stream channel.

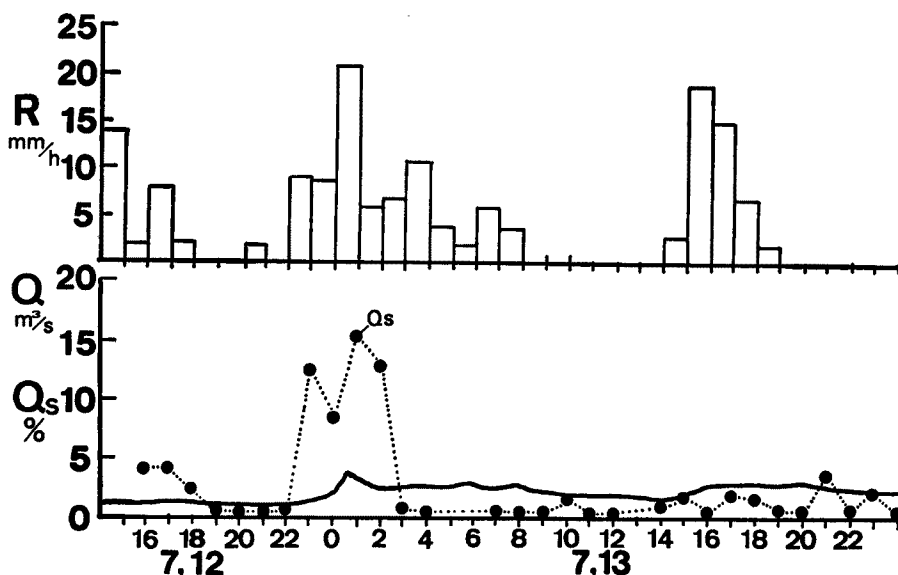


Fig. 16 July 13, 1986 Flood in the Ashiaraidani.
R: Rainfall, Q: Discharge, Q_s : Suspended load.

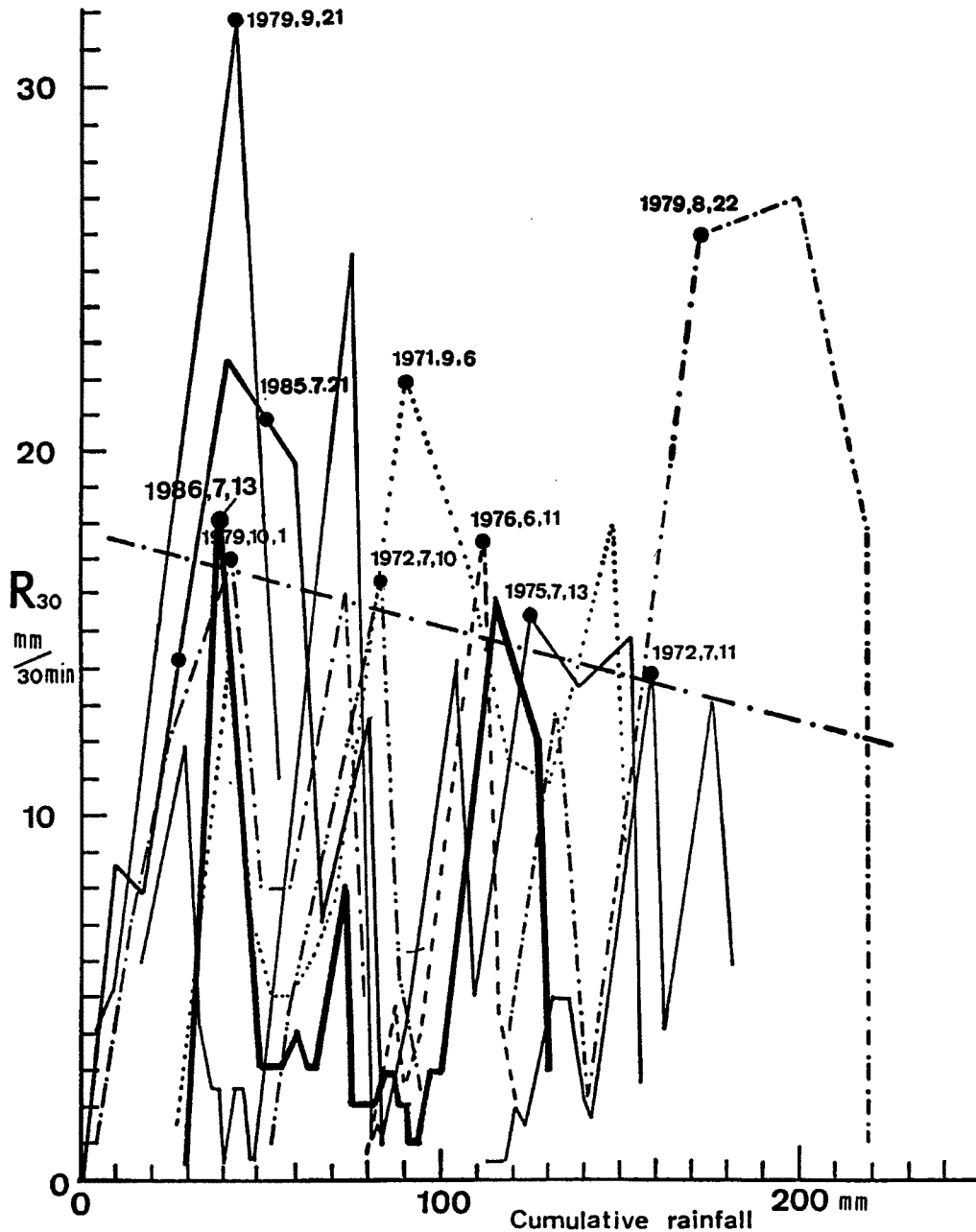


Fig.17 Time sequential diagram of rainfall intensity and cumulative rainfall. The chained line shows the threshold to occur the so far debris flows which flowed down to the Fukadani station.

界に達しているにも係わらず土石流の発生は認められなかった。

白水谷東谷に発生した土石流は、その谷の出口を通過して約 750 m 流下した地点まで、その痕跡を残している。この流下区間の河床縦断形は Fig.18 に示すように大小の滝が連続している。このような滝と滝の間の河床勾配は 3° から 6° と比較的緩い勾配である。この土石流の流量は、夜間に発生したために TV カメラによる観測ができなかったので、白水谷出口の痕跡断面積 3 m² と既往資料の流速から推定すると最大流量は約 8 m³/s となる。なお、この出口付近で約 700 m³ の土砂を堆積して変形し、約 3.5 km 下流の深

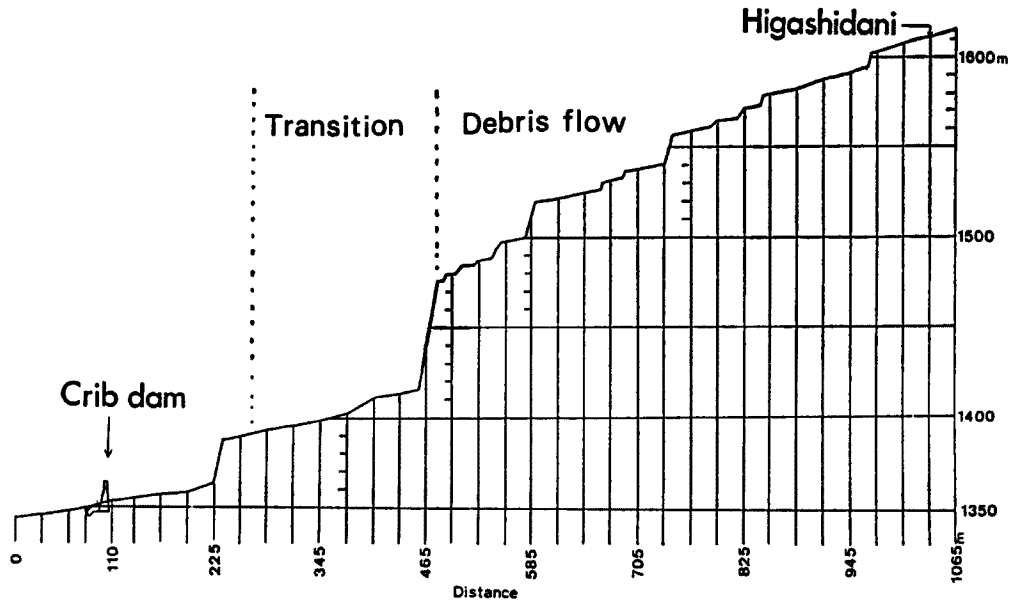


Fig. 18 Longitudinal profile of the Shiramizudani stream channel.

谷観測点では最大流量は約 $4 \text{ m}^3/\text{s}$ となっている。

この土石流の後続流は、白水谷東谷出口の TV カメラによると午前5時にはなくなっており、再び表面流が現われるのは、午後3時30分から30分間に 16 mm の降雨が発生したときである。なお、この時にも白水谷中谷には TV カメラでは表面流は認められなかった。以上のように、隣り合った谷においても土石流の発生条件が異なっており、このような点を明らかにすることも土石流の発生予知に関する今後の課題である。

5. 結 語

以上、本文においては、山地流域における土砂生産とその流出の実態を明らかにするために行なわれた観測・調査の結果について述べられている。それらを要約して結語とする。

土砂生産については、1984年から開始された高原川試験流域についてみると、裸地斜面の侵食では凍上・融解が直接的・間接的にも大きな役割を演じていることが明らかとなった。その他、降雨による土砂の移動では、表面流の発生によらないものがあることを明らかにした。さらに、降雨による土砂の移動において、有効降雨強度の存在を明らかにした。ガリ壁面の侵食については、外力として凍上・融解が大きな役割を演じていること、場の特性として粒径分布の範囲が広いことが侵食を促進させていることを明らかにした。

河道における土砂流出については、ヒル谷の本川と支川の溪岸・河床侵食について溪岸・河床材料の粒径分布と河床形状が大きな役割を演じていることを示した。土石流については、発生降雨条件として降雨強度が支配的であること、土石流の流下方向への変化を明らかにした。

最後に、本研究の観測・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。ここに記して深謝の意を表す。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との協力があった。ここに深く感謝します。

なお、本研究の一部は、昭和61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, 第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, 第21号 B-2, 1978, pp. 467-483, 第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, 第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れき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, 第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, 第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) 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(15), 京都大学防災研究所年報第29号 B-2, 1986, pp. 291-307.