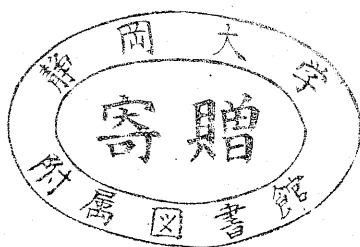

大規模崩壊地内の斜面下部に形成された堆積地の堆砂変動
と砂礫流動に関する研究

課題番号 : 05660159

平成6年度科学研究費補助金 (一般C) 研究成果報告書



平成7年3月

静岡大学附属図書館



030850255 8

研究代表者 土屋 智
(静岡大学農学部助教授)

大規模崩壊地内の斜面下部に形成された堆積地の堆砂変動
と砂礫流動に関する研究

課題番号 : 05660159

平成6年度科学研究費補助金 (一般C)
研究成果報告書

はしがき

大小の地質構造線が併走する中部地方の山岳地域には、幾つかの大規模な崩壊地が存在する。これら崩壊地の山腹斜面の地質は、構造作用により著しく破碎され脆弱なため、平常時の降雨であっても、小崩壊と岩片剥離を繰り返す。この結果山腹下部には、不安定な砂礫堆積地が形成され、豪雨時には多量の土砂を土石流として河川に供給している。

この研究は、このような大規模崩壊地内の砂礫堆積地を含むガリーで起こる土石流の発生と流動機構を定量的に把握しようとして試みたものである。観測期間は平成6～7年の2年間であり、また設置機器のトラブルや流失にあって十分な成果を蓄積するには至らなかったが、幸運にも数例の土石流ハイドログラフを得ることができピーク流量や総流出量に関する実態が明らかにされたと思う。これを機に、今後も観測態勢を継続し更なる測定成果の蓄積に努めたいと考える次第である。

なお、建設省静岡河川工事事務所の方々には、研究遂行にあたり様々な便宜を頂きました。厚く御礼申し上げます。

研究組織：

研究代表者： 土屋 智（静岡大学農学部助教授）

研究分担者： 木村正信（岐阜大学農学部助教授）

研究経費：

平成5年度	1700千円
平成6年度	400千円
計	2100千円

研究発表：

(1) 学会誌等

垂水光貴・土屋 智，大谷崩「一の沢」における堆砂変動と強雨時の砂礫流動
（土石流）について，第42回日林中支論，1995年3月

(3) 出版物

土屋 智，大谷崩「一の沢」における堆砂変動と砂礫流動の機構について，砂防
計画の基本土砂量に関する研究（砂防学会），平成5年度報告，1994年12月

目次

はじめに	(1)
調査値概要	(1)
観測および調査方法	(2)
溪床変化の実態把握	(3)
水位・雨量測定	(4)
ハイドログラフの作成	(4)
観測結果	(5)
土石流の発生に関する降雨条件	(10)
ピーク流量と降雨量	(11)
土石流の流出量とピーク流量	(13)
おわりに	(15)
引用文献	(16)

1. はじめに

静岡市を南北に流下する安倍川は、流路長約50kmと短く標高2000m級の高山から一気に駿河湾に注ぐため、河床勾配は中流部で1/200、河口部で1/400と極めて大きい東海型の河川である。この安倍川の源流部に、富山県立山「鳶山崩」、長野県北安曇の「稗田山崩」とならぶ日本三大崩れの一つ「大谷崩」がある。大谷崩は、1707年宝永の地震により本格的な大崩壊を起こし¹⁾、約12000万m³の不安定土砂を生産し、崩壊裸地面積は約1km²、裸地面積率約50%を有する大規模崩壊地である。静岡県下には、大谷崩のほかに富士山の「大沢崩」をはじめとして、大井川上流域にも「枯木戸崩」、「ポッチ薙崩」、「赤崩」など多数の大規模崩壊地がある。一般に、これら大規模崩壊地においては新規崩壊の頻発に伴って多量の土砂を生産するケースは少なく、専ら岩盤剥離にともなう落石と小崩落が主たる土砂の生産様式であろう。したがって、大規模崩壊地を全体的にみれば、ほぼ安定した傾向にあり急激に拡大することはないと判断される。しかしながら崩壊源頭部の周辺は破碎された裸地岩盤が露出しているため、斜面直下には落下した石礫が多量に堆積している。これゆえ豪雨時にあつては、これらが発生した地表水とともに土石流化して堆積地内を侵食・流下する場合が数多く見られ、10年あるいは20年といった期間では時として、下流河川に土砂災害を与えるほどの大きな土砂流出を起こす場合もある。大谷崩の「一の沢」堆積地をみても、通常時は大谷大滝から流下するわずかな表流水があるだけの石礫が堆積する場であるが、豪雨時には滝の上流で発生した地表水が多量の石礫を取り込んで堆積地内を侵食・流下し下流側にある床固工袖部に流入・堆積し、そこでの植生を破壊するケースもあった。

このようなことから、ここでは大谷崩を大規模崩壊地のひとつとして取り上げ、そこでの土砂生産の様式や規模あるいは土石流の発生に関する降雨条件などを把握することを試みた。

2. 調査地概要

安倍川上流域は、南アルプス赤石山脈の支脈にあたる山嶺に囲まれた標高1000～2000mの間に位置し、平均起伏量は300～400m、山腹の傾斜は30～40度と極めて急峻な山地帯である。また当域は、西側には笹山構造線、東側には十枚山から連続する十枚構造線といった大規模な地質構造線（断層帯）がほぼ南北に併走する地域であり、地層傾斜は概して垂直に近い。地質は古第三系の瀬戸川層群よりなり黒色系の頁岩・粘板岩を主体とするため岩盤そのものが脆弱で、山腹斜面下部には小片剥離した砂礫堆積地を形成する場所がよく見られる。

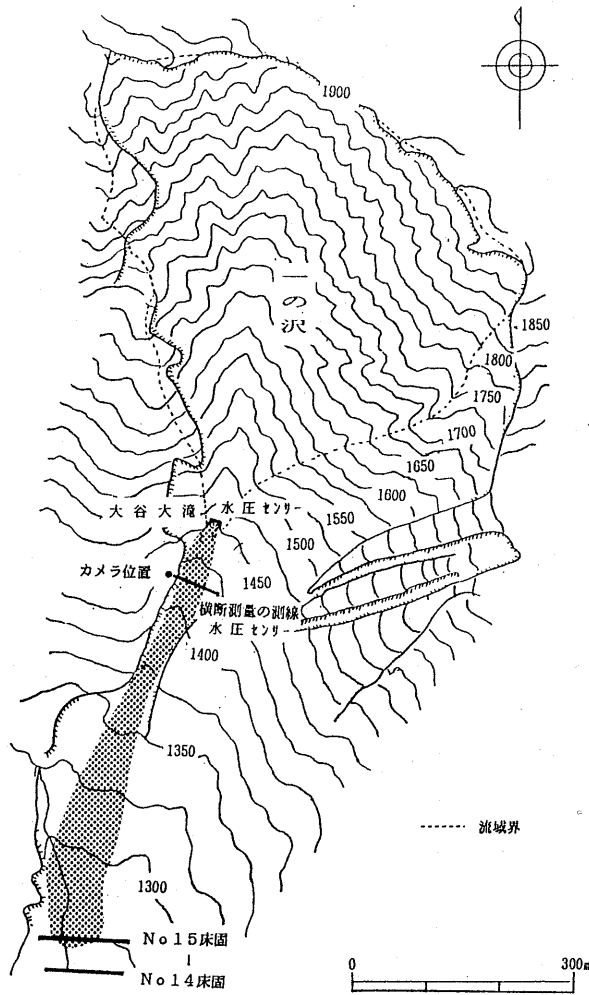


図-1 一の沢平面図と計器の設置位置
ハーフトーンは一の沢砂礫堆積地

調査対象地は、安倍川河口より北へ約50kmほど上流に位置する大谷崩地内にある「一の沢」である（図-1）。ここでは、土石流によって運ばれた大径礫（礫径2m程度）も所々に点在するが、多くは礫径20~30cm以下の石礫が覆う堆積場である。また通常時では、地表水の存在は堆積地内にほとんど認められないが、降雨強度がある段階を超えると上流域の露岩斜面に発生した地表水が、大小の礫を取り込み土石流化し溪床部を浸食しながら流下する場合がある。

図-2に大谷崩地内における一の沢流域とその周辺の地形を3次元的に鳥瞰して示す。一の沢流域は、流域最高地点は標高約1900mで起伏量は300~600m、流路長は約700m、流域面積は0.22km²である。

標高1500m以上の流域斜面では、右岸・左岸ともほとんど樹木は存在せず、複雑に入り組んだ脈状の頁岩・砂岩が露出しており、平均傾斜は40~50度に達している。溪床に堆積した砂岩類は頁岩類に比して大きく、塊状を呈するが、後者は扁平で薄く剥がれ易い。

3. 観測および調査方法

現地における出水状態や土石流の通過前後の溪床変動の実態を把握するには、定点撮影によるのが望ましい。また、発生した土石流の流出量やピーク流量に関する定量的な解析を行うには、土石流のハイドログラフを得る必要がある。このため、溪床流水部に水圧測定用センサーを埋設し雨量とともに自記測定することとした。このほかハイドログラフの作成にあっては、流速とその断面形状を把握する必要があるため、センサー埋設位置の溪床横断変化を出水前後で測量し、これより流量断面を定めた。

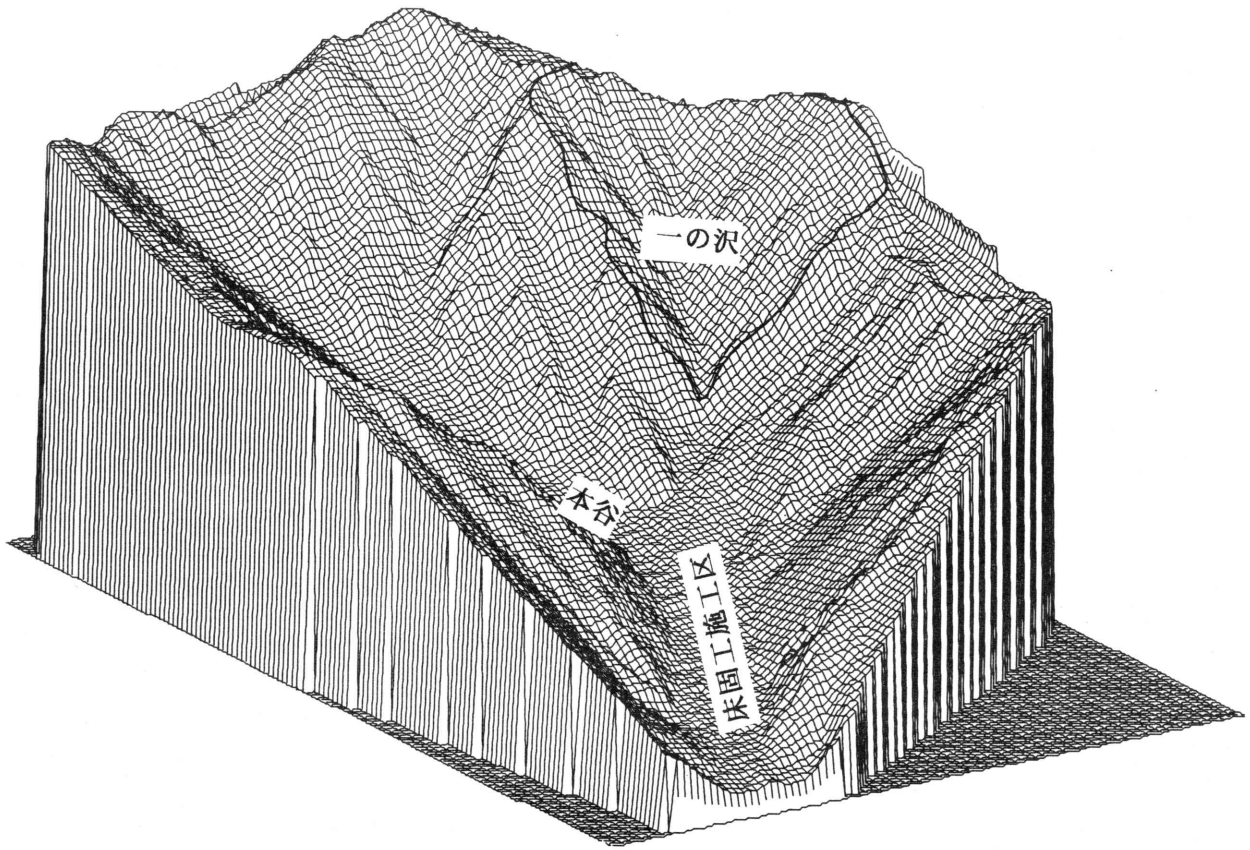


図-2 大谷崩全体と一の沢鳥瞰図

3. 1 溪床変化の実態把握

大谷大滝（図-2）から約30mほど下流の左岸堆積地上に8mmビデオカメラを設置し（写真-1），大谷大滝から流下する洪水の様子と周辺の溪床変化の実態を5分間隔で1秒毎撮影した。カメラはスポーツバッグに収納され雨水の浸入から保護される構造となっている。また，動作バッテリーの補助として太陽電池も併設している。



3. 2 水位・雨量測定法

水位測定には、シリコンコーティングを施した半導体圧力センサーを用いた。これをデータロガーに接続し10分インターバルで測定した。データロガーは土石流による影響を受けない地点に置かれているが、センサーからのびたケーブルは溪床右岸を横断させねばならない。地表面下約10cmの位置にモルタルとともに埋設したが、規模の大きな土石流が発生すると溪床部の洗掘にともなって砂礫とともにセンサーの流失、あるいはケーブルの切断も起こり得る。付近には砂防ダムのような堅固な構造物がないので、ハイドログラフを得るにはこの方法しかなく、流失・切断されたら新たに設置するしかない。なお、雨量計は水位測定点から約500mほど南方の安定した堆積面上に設置した。これは0.5mm精度を有する標準型のものであり、10分間隔で自記測定した。

3. 3 ハイドログラフの作成

自記測定された水位から流量を求めるには、流水断面形状と流速が測定されていなければならない。このため、水圧センサーを埋設した位置の溪床横断面を降雨の前後にコンパス測量により把握した。流速はビデオ記録から求めることも可能であるが、ビデオの設置が遅れたことと画像が鮮明でなく（土石流発生時には濃霧が立ちこめる場合が多い）、資料不足のためマンニング式で評価することとした。具体的手順を示すと以下のようなものである。

$$Q \text{ (m}^3\text{/s)} = A \text{ (m}^2\text{)} \times V \text{ (m/s)} \quad \dots \dots \dots (1)$$

$$V = 1/n \cdot R^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad \dots \dots \dots (2)$$

ここに、Qは流量、Aは流水断面積で、横断測量と水位の測定結果から溪床と水面とで囲まれた面積、Vはマンニング式から定まる流速で、(2)式中の粗度係数は既往の文献2)にもとづき、 $n=0.025$ としている。

4. 観測結果

1993年9月3～4日と翌1994年の6月18日、7月18日、9月29日に土石流発生時のハイドログラフがとれた。ただし、1993年9月と1994年9月のケースでは、10分間降雨強度がピークとなった時刻で、土石流の流下により水圧センサーは流失した。ちなみに1994年9月29日の台風20号の通過時は、観測されたうちで最も大規模な土石流が発生し、ビデオ観測装置の架台は流失した。

これら観測されたハイドログラフを図-3に示す。また表-1には連続雨量、最大10分間雨量、ピーク流量、総流出量をまとめ一覧する。

表 - 1 降雨とハイドログラフのピーク流量、総流出量の一覧

	連続雨量 mm	最大10分間雨量 発生までの連続雨量 mm	最大10分間 雨量 mm	最大時間 雨量 mm	最大ピーク流量 発生までの連続雨量 mm	ピーク流量 m ³ /s	総流出量 m ⁶
'93 8/22(22:30-04:50)	9.5	9.5	2.0	6.0	9.5	1.22	1206
8/26(17:10-19:30)	19.0	11.5	5.0	8.0	19.0	0.43	1864
9/03(22:10-22:40)	11.5	7.5	7.0	11.0	11.5	3.03	8730 *
9/03(23:20-03:00)	95.0	75.5	10.0	34.0	95.0	6.22	30162 *
9/04(03:20-09:10)	116.0	102.5	15.5	34.5	欠測	欠測	欠測 *
11/08(00:00-01:30)	3.0	3.0	1.0	3.5	3.0	0.01	10
11/08(11:40-11:50)	3.5	3.5	2.5	3.0	3.5	0.01	4
11/13(16:00-22:30)	36.0	22.0	3.5	6.0	12.5	0.02	311
11/20(10:40-04:50)	56.0	42.0	4.0	4.0	56.0	0.01	211
11/21(15:10-15:20)	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	0.01	5
12/01(02:40-08:20)	13.5	7.5	2.0	4.0	7.5	0.03	60
12/10(14:30-22:00)	27.5	20.5	5.0	8.0	23.5	0.02	116
'94 6/12(11:40-21:00)	4.5	2.5	1.0	3.0	2.5	0.29	390
6/13(06:10-10:40)	9.5	5.5	1.5	6.0	9.5	0.76	1020
6/18(22:00-18:20)	130.0	42.0	6.5	21.0	112.0	6.23	17679 *
6/28(15:00-19:20)	15.0	12.5	3.0	7.5	13.5	1.91	5300
7/17(16:50-18:00)	2.5	2.0	1.0	2.5	2.5	0.74	540
7/18(13:00-00:40)	91.5	24.0	7.5	25.5	42.0	2.92	6780 *
8/20(14:20-15:10)	9.5	7.0	4.0	6.5	9.5	1.12	1452
8/21(11:10-13:00)	6.0	2.0	1.5	4.0	6.0	0.75	102
8/21(17:20-18:30)	3.0	2.5	0.5	0.5	2.5	0.85	870
8/26(15:30-19:50)	42.0	37.5	10.5	23.5	42.0	1.47	7566
9/13(10:00-17:00)	46.0	43.5	7.5	13.5	欠測	欠測	欠測 *
9/16(00:30-11:20)	145.0	124.0	24.0	33.5	欠測	欠測	欠測 *
9/24(11:00-19:30)	23.0	12.5	6.5	7.0	15.5	0.90	2520
9/29(15:30-03:40)	191.5	106.5	11.5	48.5	113.0	11.30	76968 *

*印は土石流発生時のもの

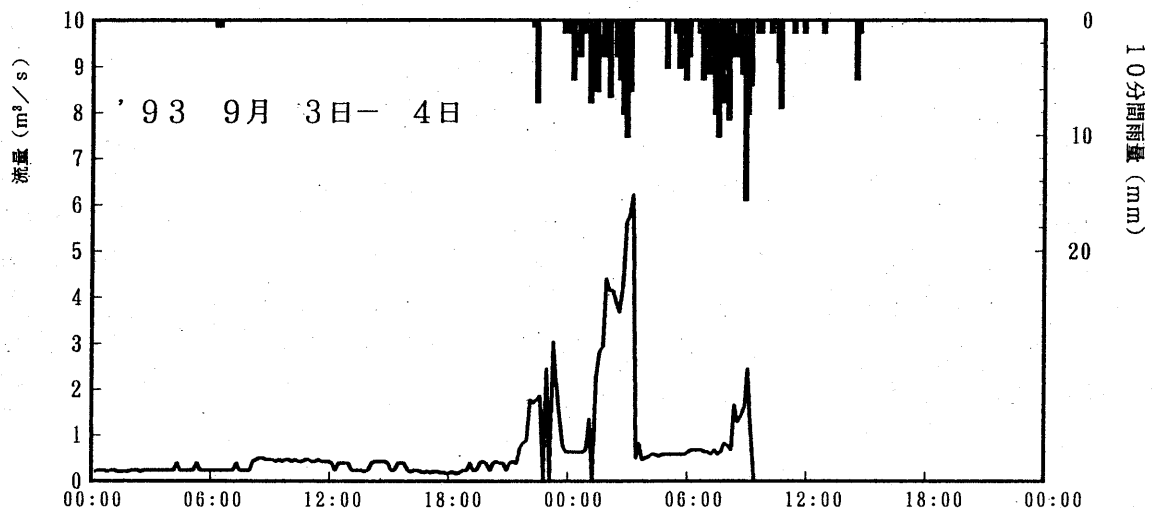
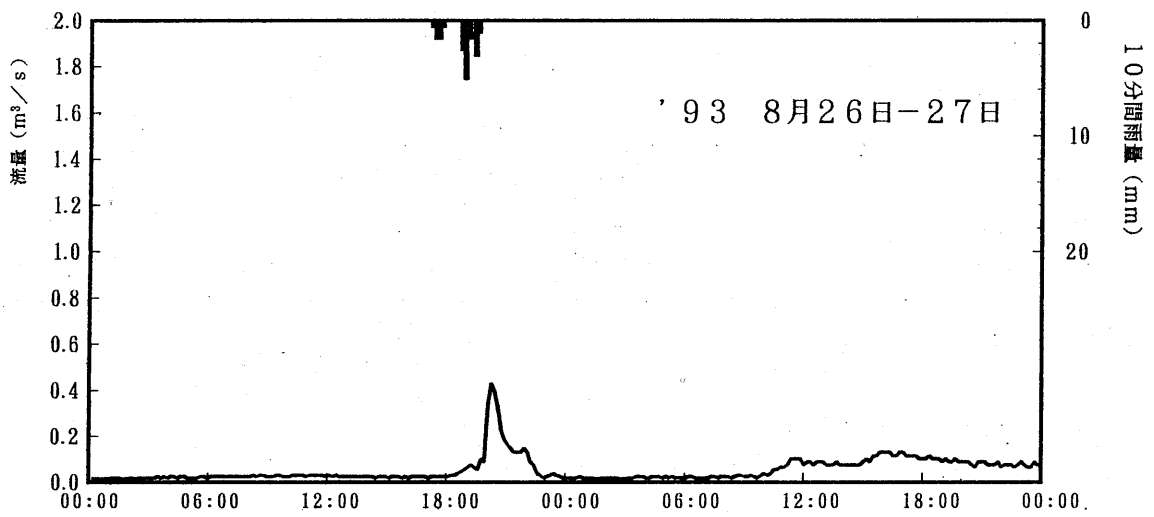
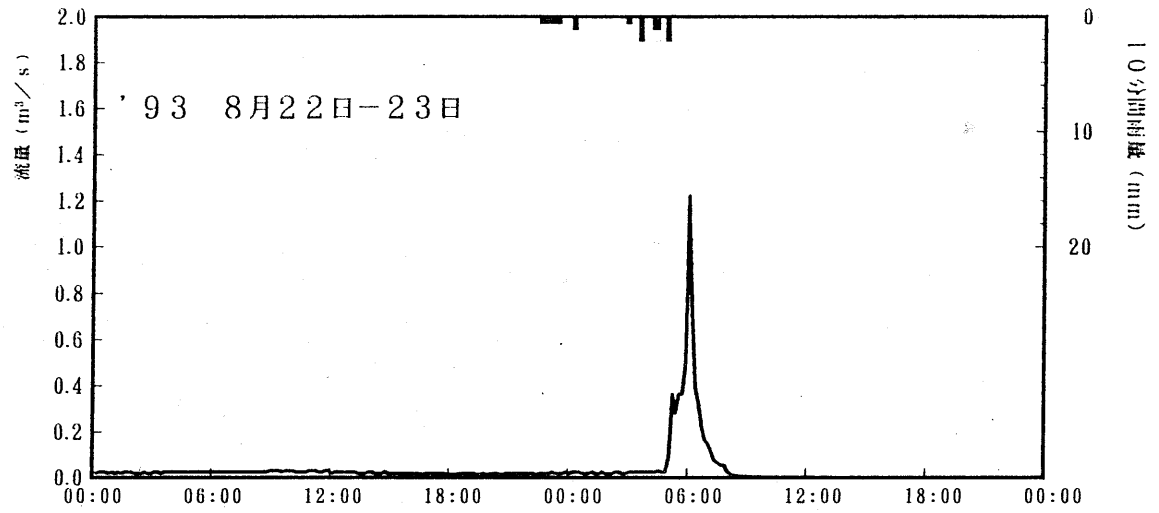
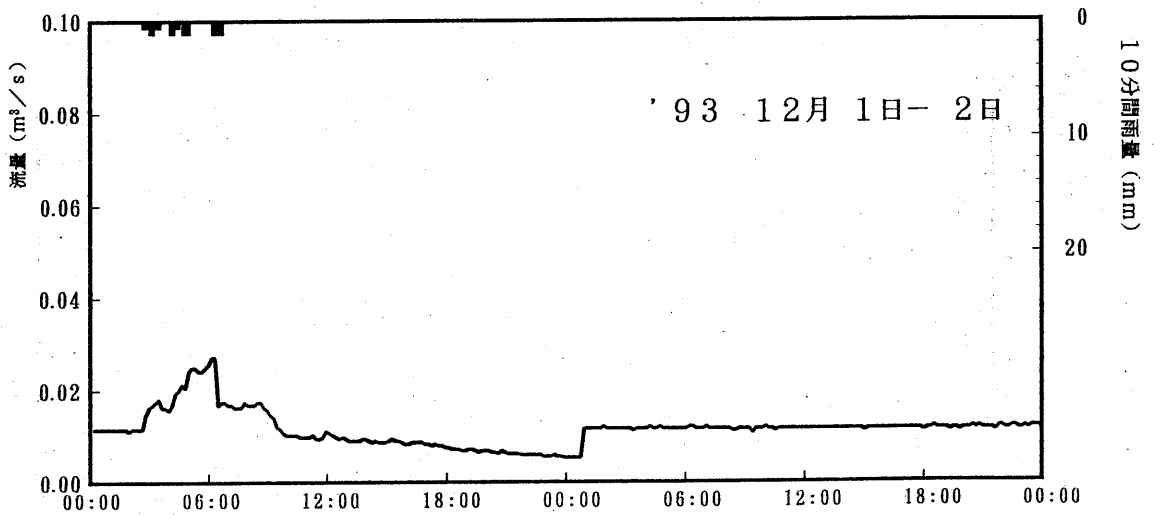
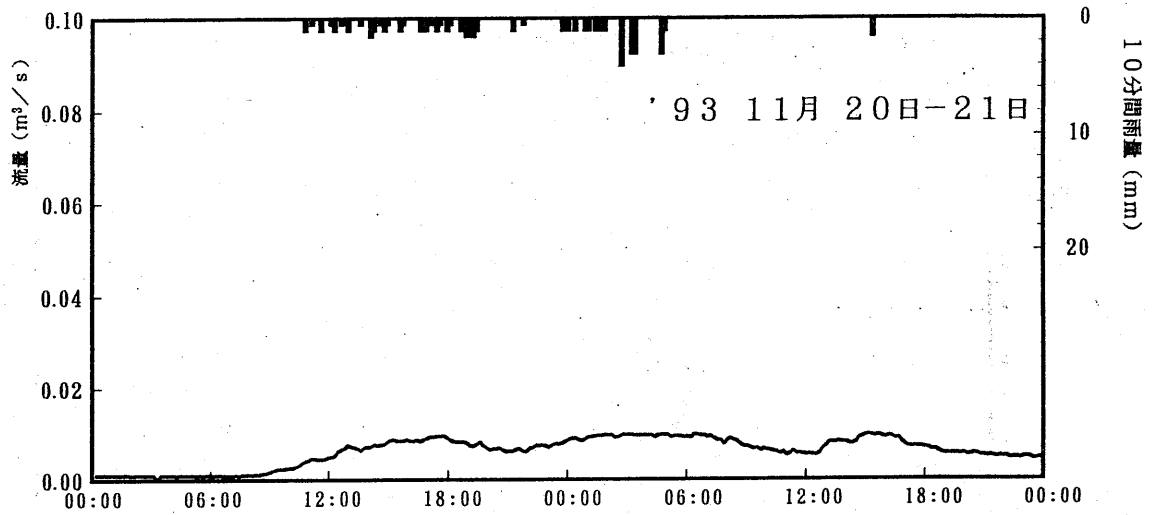
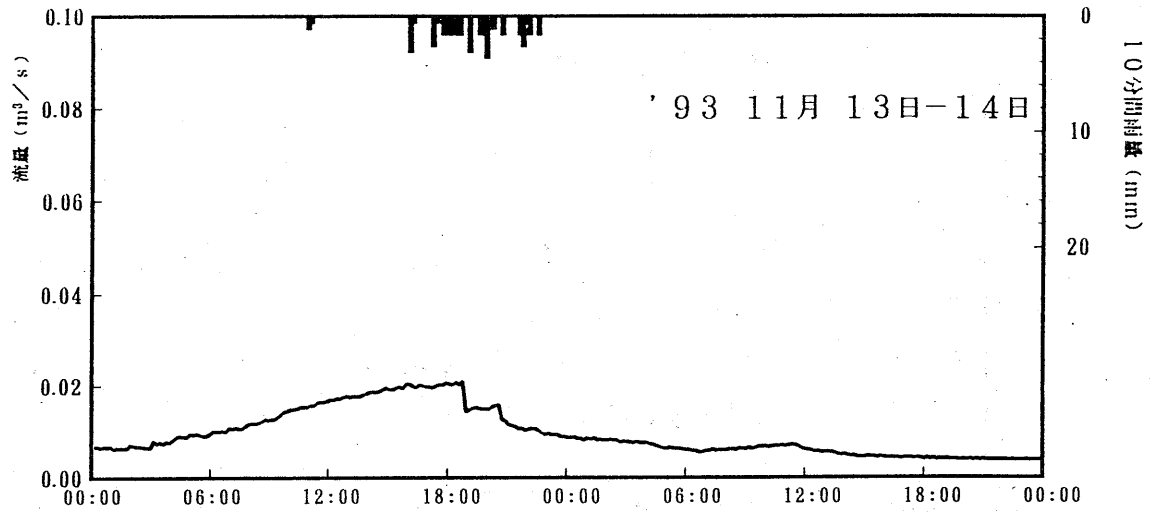
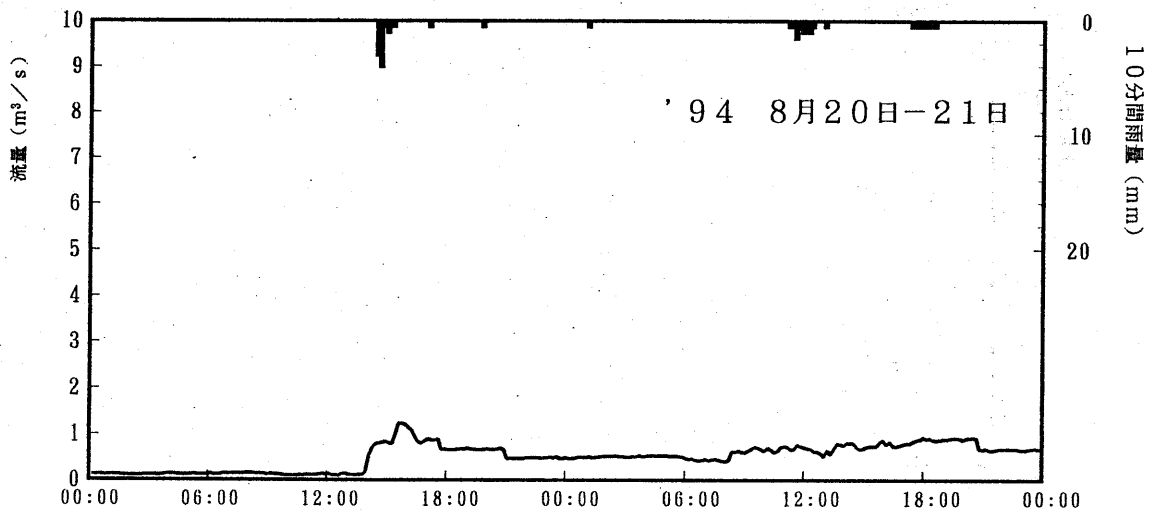
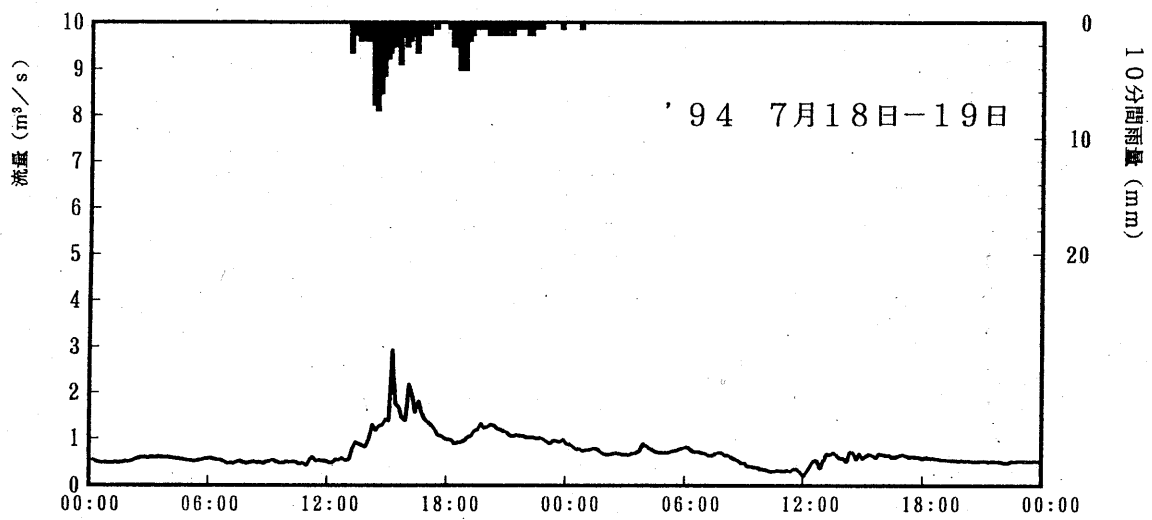
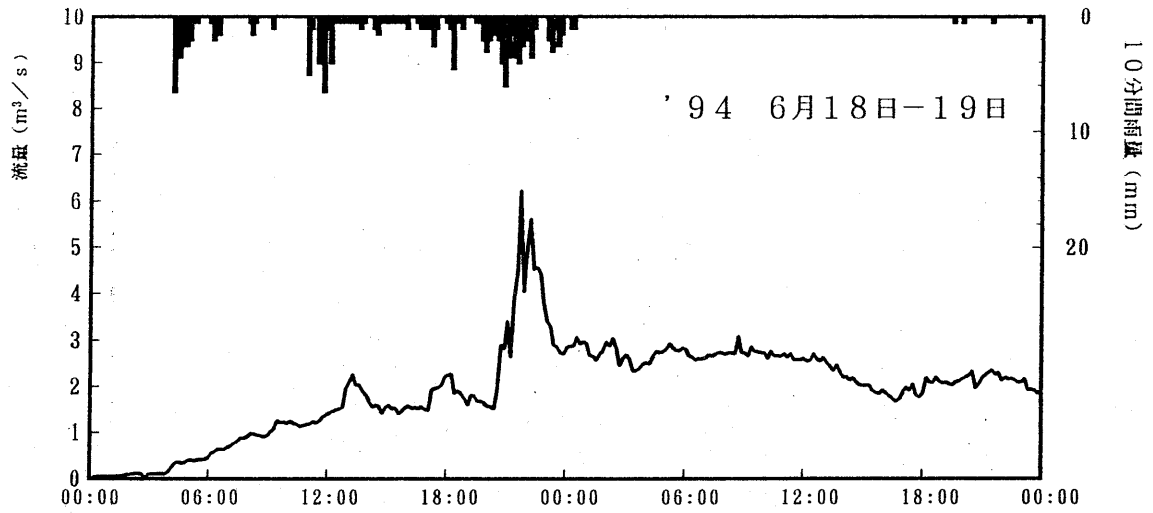


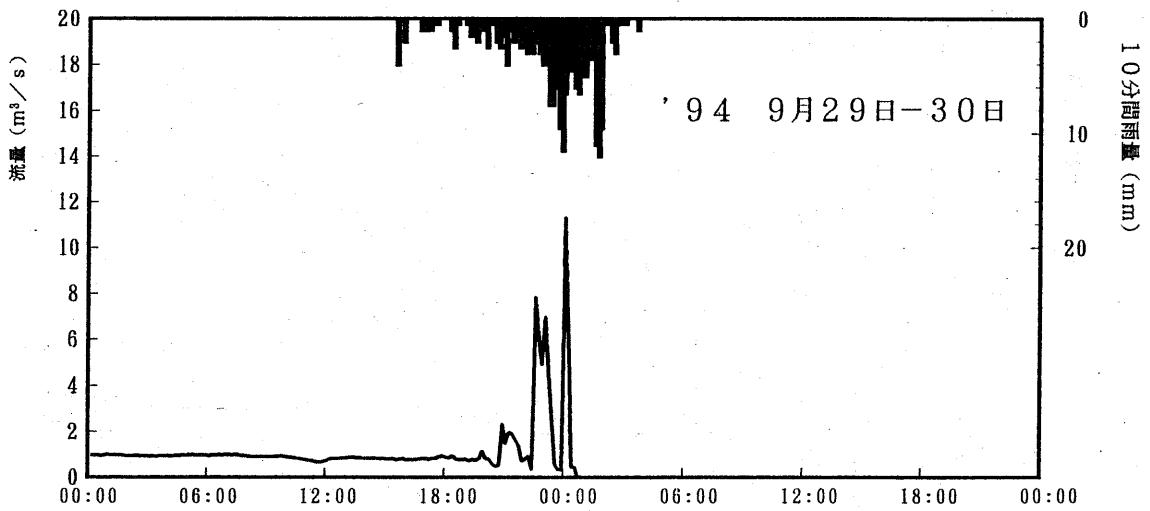
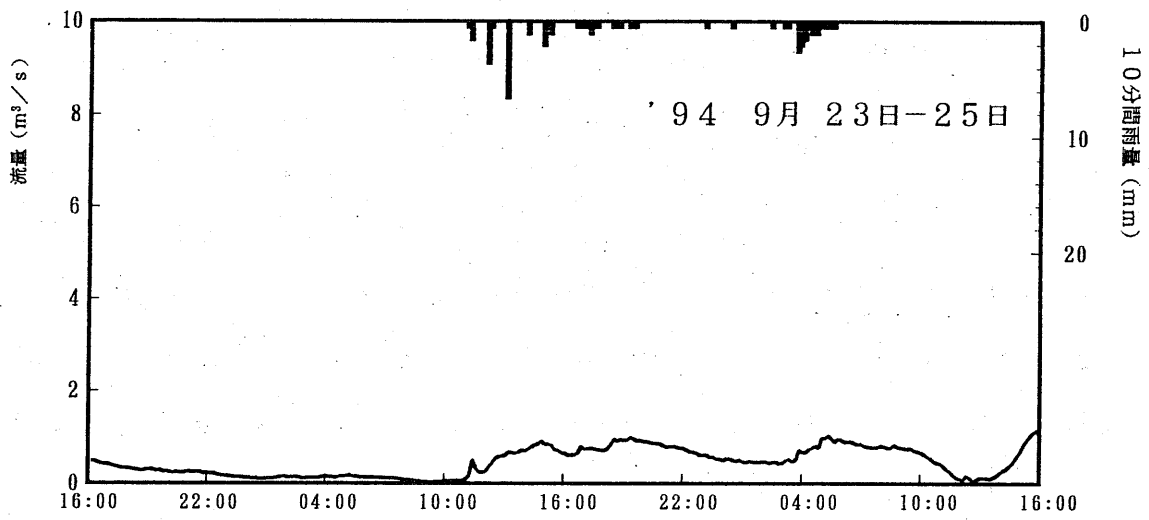
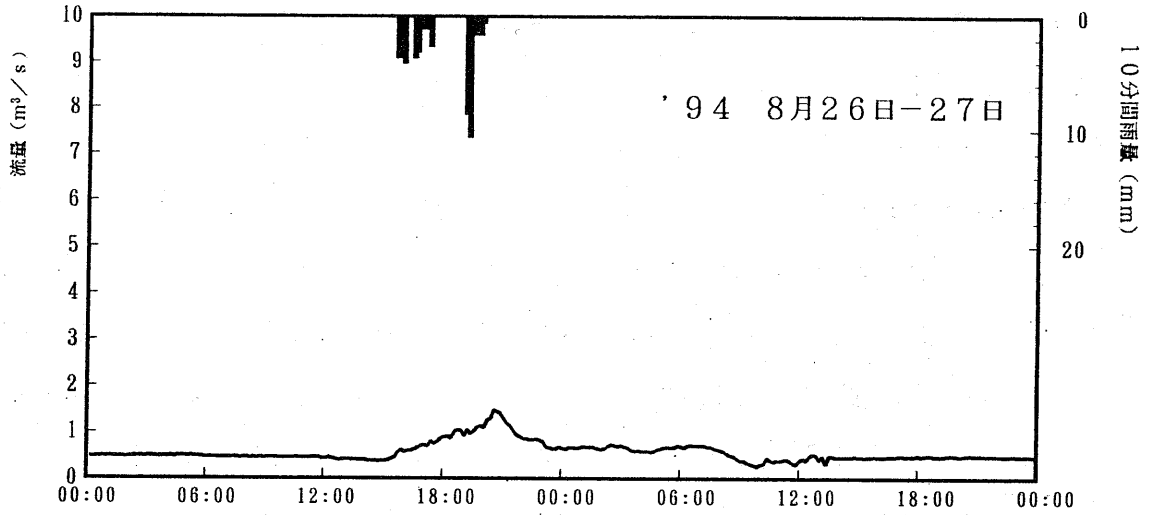
図-3 観測されたハイドログラフ (その1)



(その2)



(その3)



(その4)

4. 1 土石流の発生に関する降雨条件

土石流を発生させる降雨条件として、連続雨量、最大時間雨量、最大10分間雨量といった因子が考えられる。平野³⁾は土石流の発生に関して限界降雨量とその到達時間が一義に決まっている場合には、限界降雨量を境として発生・非発生の区別が可能であるとしている。まずこの方法に基づいて、図-4に1993年から1994年にわたり観測した降雨を対象に累積降雨量と降雨継続時間の関係を整理した。図-4より、土石流発生時の1時間雨量の下限值は約7mmで、非発生時の1時間雨量の上限值は、約12mmであることがわかる。すなわち、時間雨量が7mmを超えると土石流が発生する可能性があり、12mmを超えると必ず発生していることになる。

図-5には、土石流が発生したケースについて、降雨が始まってから土石流が発生するまでの時間とその時の累積降雨量とを対比した。平野の基準は発生・非発生の限界降雨量だけであり、降り始めからの時間を考慮していないが、これは土石流が発生するまでに必要な累積雨量とその継続時間とから、発生に関する限界量を把握しようとする意味がある。図-5から、例えば降雨開始後2時間で土石流が発生するには、累積降雨量で40mm以上を必要とし、もしこれ以下であれば土石流は発生しないことになる。この表示でも、図-4と同様に1時間雨量で約12mm以上であれば、発生と判断されるし、これ以下であれば発生しない。

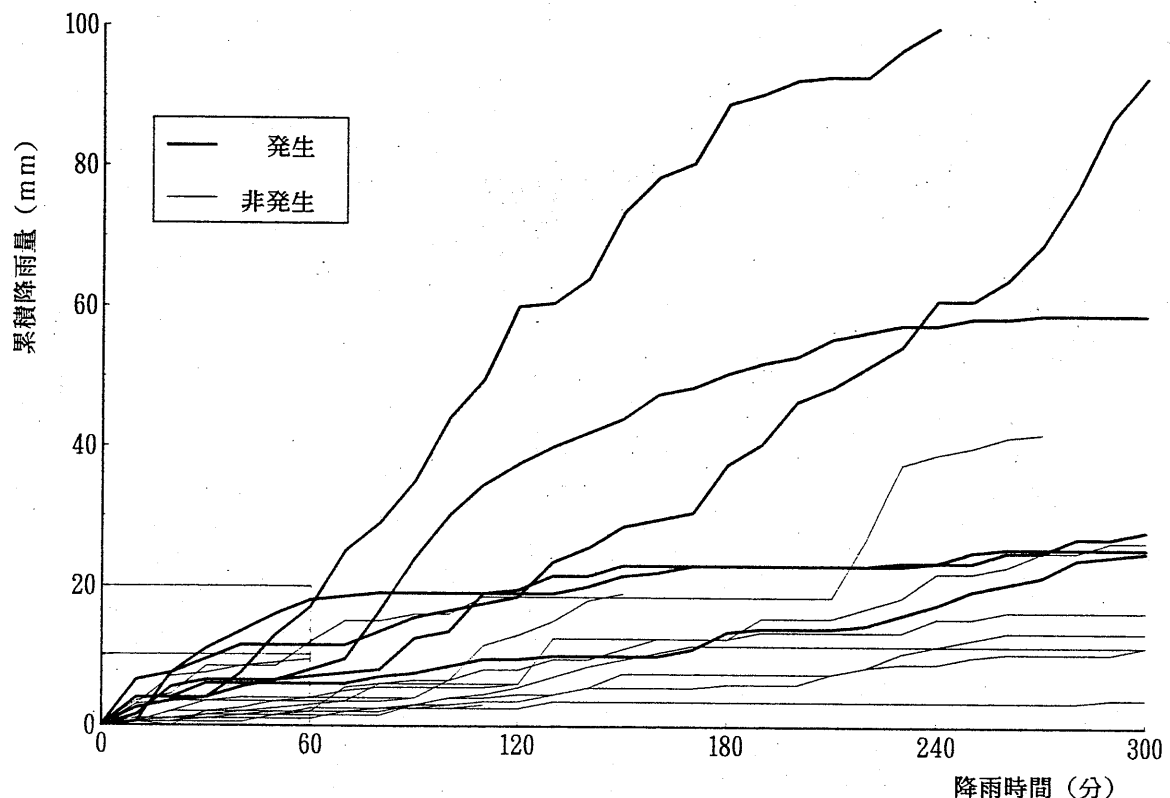
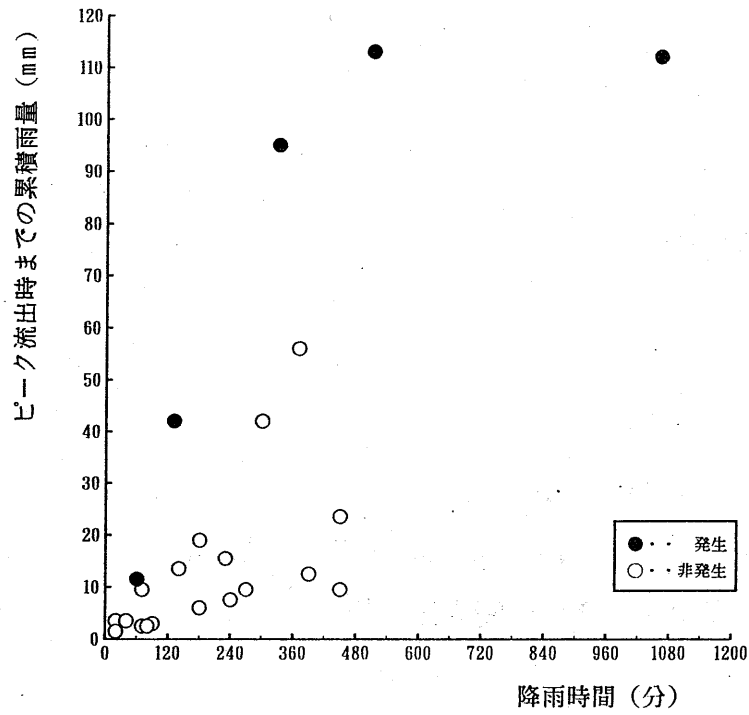
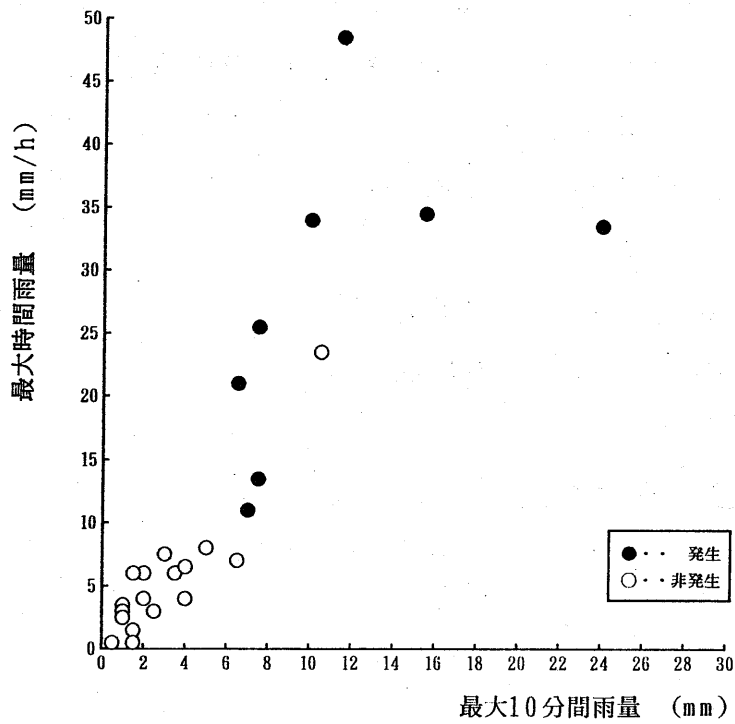


図-4 累積降雨量と降雨時間の関係



図一五 ピーク流出時までの累積降雨量と降雨時間の関係



図一六 時間雨量強度と10分間雨量強度の対比

図一6には連続降雨中のうちで最大の10分間雨量，時間雨量を取り出してこれら対比した。これによれば時間雨量にして約12mm，10分間雨量で約7mmを超えると土石流が発生する可能性が非常に高いことがわかる。また，最大10分間雨量が24mmのケースを除いて，これが7mmを超えると最大時間雨量と間には次式のような線形関係が認められる。

$$R_h = 4.8 \times R_{10} - 22 \quad \dots \dots \dots (3)$$

ここに， R_h は最大時間雨量（mm/hour）， R_{10} は最大10分間雨量（mm/10min）である。（3）式を使えば，10分間雨量と時間雨量のいずれを因子としてもここでの土石流の発生・非発生に関する予想が行えよう。

4. 2ピーク流量と降雨量

一の沢では土石流が発生していなくても，図一3に示すように降雨が始まるとハイドログラフは急上昇し，降雨終了とともに急減水するのが特徴的である。これは，流路長が約700mと短いこと，山腹のほとんどが露岩した急勾配斜面（平均勾配：40～50度）であることが大きな原因であろう。

図一7，8には，ハイドログラフのピーク流量と最大10分間雨量，最大時間雨量とを対比した。いずれの雨量強度をとってもピーク流量に対して線形関係を示す傾向がみられる。これらの関係を近似すると次のようである。

$$Q_p = 1.6 \times R_{10} - 8 \quad (\text{10分間雨量}) \quad \dots \dots \dots (4)$$

$$Q_p = 0.35 \times R_h - 4 \quad (\text{時間間雨量}) \quad \dots \dots \dots (5)$$

一方，合理式における流出係数を $f=1$ とすれば，これによるピーク流量 Q_p はそれぞれ次式で表される。

$$Q_p = 0.37 \times R_{10} \quad (\text{10分間雨量}) \quad \dots \dots \dots (6)$$

$$Q_p = 0.061 \times R_h \quad (\text{時間間雨量}) \quad \dots \dots \dots (7)$$

つまり，10分間雨量で，土石流のピーク流量は清水時のそれに比べ約4倍，時間雨量の場合には約6倍も大きくなっている。

これは、もちろん土石流にふくまれる土砂・石礫により流下量が増大したことに起因する。既往の報告⁴⁾によれば、土石流のピーク流量 (Q_p) と洪水のピーク流量 (Q_{wp}) との間には次の関係が成り立つとされる。

$$Q_p = C^* \times Q_{wp} / (C^* - C_d) \quad \dots \dots \dots (8)$$

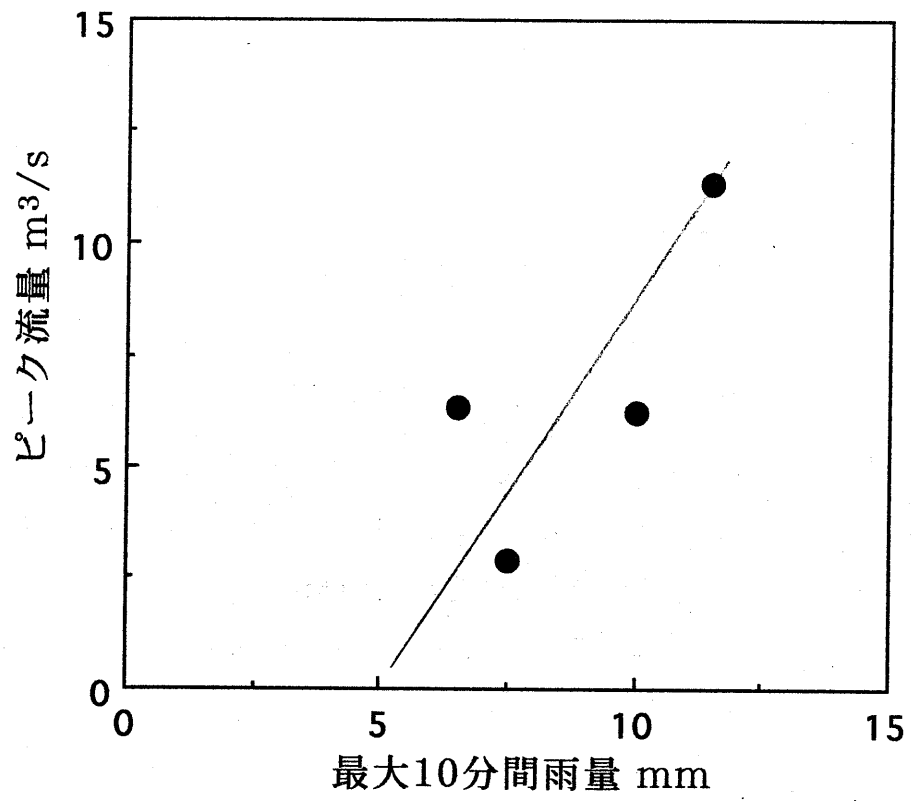
ここに、 C^* は堆積土砂の容積土砂濃度、 C_d は流動中の土石流濃度であり、焼岳の上々堀沢の実測値で前者は0.7、後者は0.55であるという。したがって、 $Q_{wp} < 4.7 Q_p$ となり、今回観測した結果はほぼこの数値に近いものとなっている。一の沢で発生する土石流のタイプも焼岳の上々堀沢で発生する土石流も同じ石礫型⁶⁾であり、これゆえほぼ同じ数値に落ちついたと考えられる。

4. 3 土石流の流出量とピーク流量

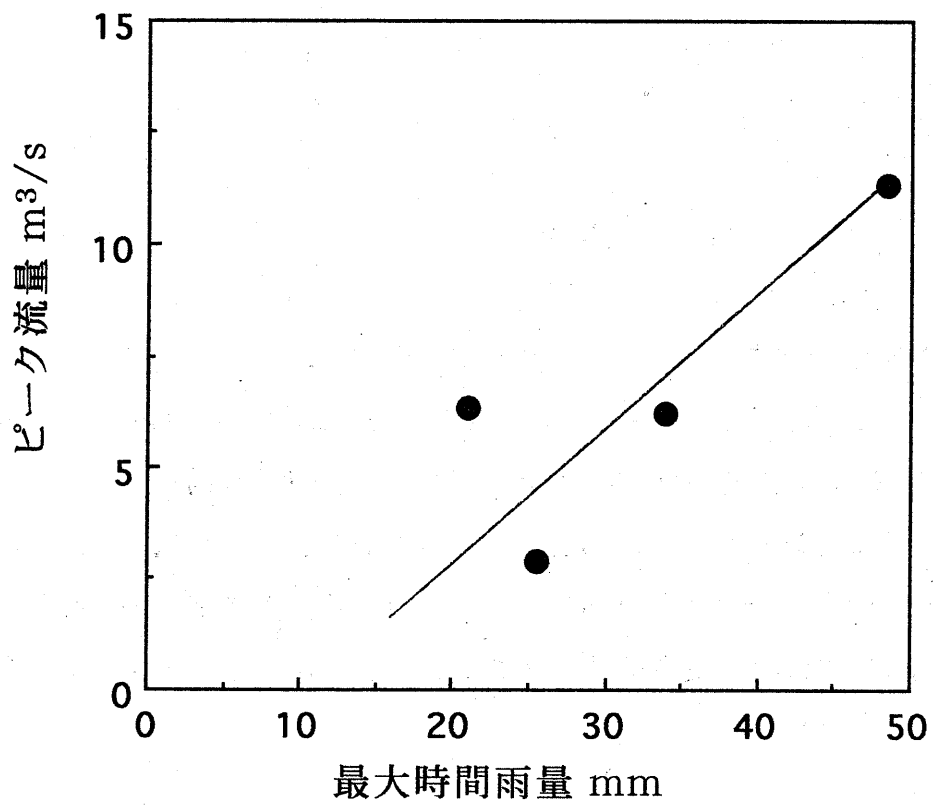
図-3に示したハイドログラフのうちで土石流が発生したケースについてその流出量をもとめピーク流量と対比して、図-9に示した。ピーク流量 Q_p (m^3/s) と流出量 Q_s (m^3) とは同じ次元ではないが、諏訪⁵⁾によれば焼岳の上々堀沢では両者は対数紙上で直線近似が成り立つことを確認している。今回得られた結は、4事例でしかないが、同様にして近似を行うと次式が得られる。

$$Q_p = 0.43 \times Q_s^{0.28} \quad \dots \dots \dots (9)$$

上々堀沢で観測されたピーク流量と総流出量は、それぞれ10~100 m^3/s 、200~8000 m^3 、これに対し一の沢における観測結果は前者が2~13 m^3/s 、後者は8000~80000 m^3 である。つまり一の沢のほうがピーク流量が1オーダー小さいが、総流出量は1オーダー大きい。したがって、単純に両者を比較することはできない。一の沢を流下する土石流が古第三紀層の頁岩、砂岩で構成されるのに対し、上々堀沢でのそれは火山起源のものであり、土石流の流下状況は大きく異なっているのかもしれない。



図一七 土石流のピーク流出量と10分間雨量強度



図一八 土石流のピーク流出量と時間雨量強度

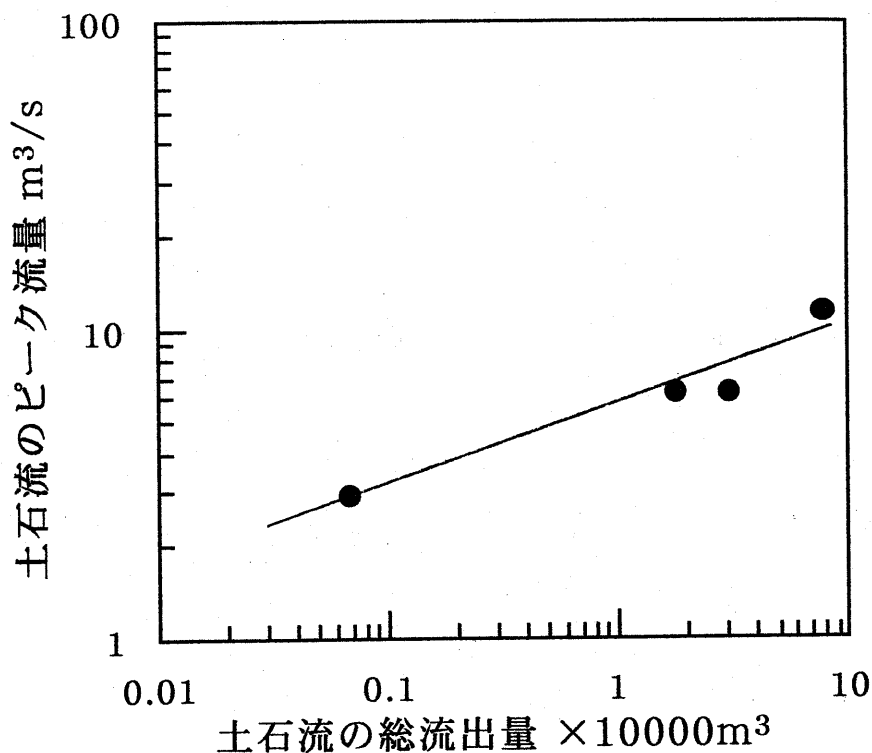


図-9 土石流のピーク流出量と総流出量

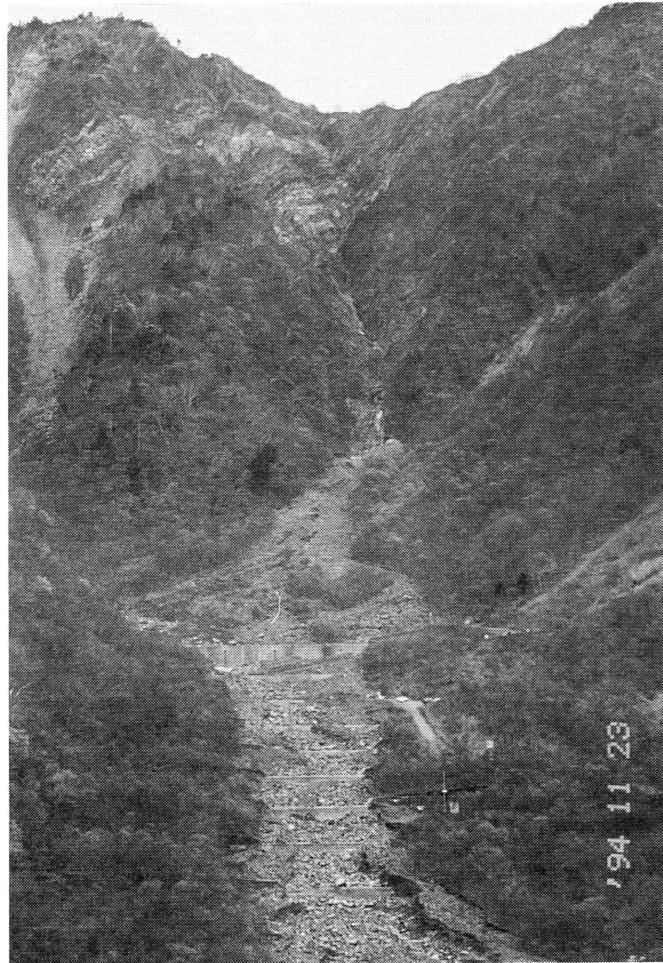
5. おわりに

大谷崩「一の沢」での土石流の観測を始めて、未だ2年に満たない。この期間、数回にわたり水圧センサーが流失したため、その都度再設置して、ようやく数例の土石流のハイドログラフを得るに至った。また土石流の流下実態を捉える目的で観測ビデオ装置も設置したが、誤動作や電源トラブルが続き、そのものを撮影するには至っていない。しかも1994年の9月に発生した土石流によって、装置架台は流失している。このようなことから定量的な把握を行うには資料は不足しており、本研究計画の当初もくろみの半分にも達していないのが現状である。次年度も引き続き観測を実施つもりでいるが、これまでに得られた結果を要約すると次のようである。

1. 一の沢における土石流は、10分間雨量にして約7mmを超えると発生している。
2. 時間雨量で見ると、約12mmを超えるとほぼ間違いなく発生する。
3. 土石流のピーク流量は2~13m³/sの範囲で、総流出量のそれは8000~80000m³であった。
4. 土石流のピーク流量は10分間雨量で見ると、清水時のそれに比べ約4倍、時間雨量の場合には約6倍に相当すると判断された。

引用文献

- 1) 安倍川砂防史 (1988) : 建設省静岡河川工事事務所, 1-155.
- 2) 水理公式集 (1971) : 土木学会, 155-161
- 3) 平野宗夫 (1994) : 土石流の発生とその予測, 土木学会論文集, No486, VI-22, 1-7.
- 4) 高橋 保 (1977) : 土石流の発生と流動に関する研究, 京大防災研究所年報, 第20号B-2, 405-435.
- 5) 諏訪 浩 (1992) : 土石流の観測, 新砂防, Vol.45, No.1, 43-51.
- 6) 芦田和男 (1992) : 土石流概論, 新砂防, Vol.44, No.6, 41-47.



写真一 大谷崩一の沢全景 (1994 11/23)



写真二 一の沢堆積地 (1994 4/16)



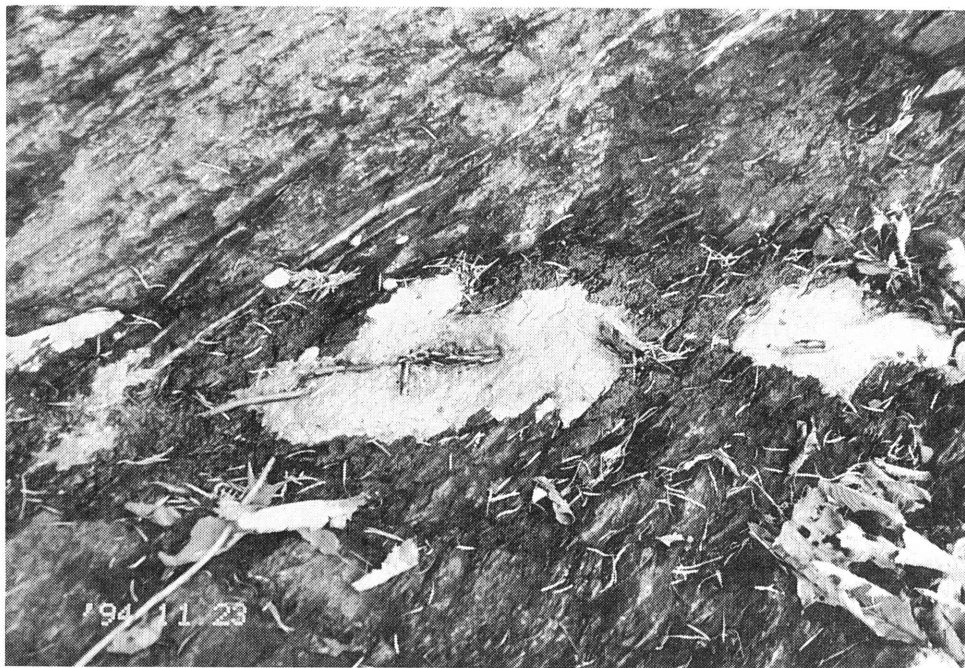
写真一3 大谷大滝周辺 (1993 10/9)



写真一4 大谷大滝右岸の小崩落 (1994 4/16)



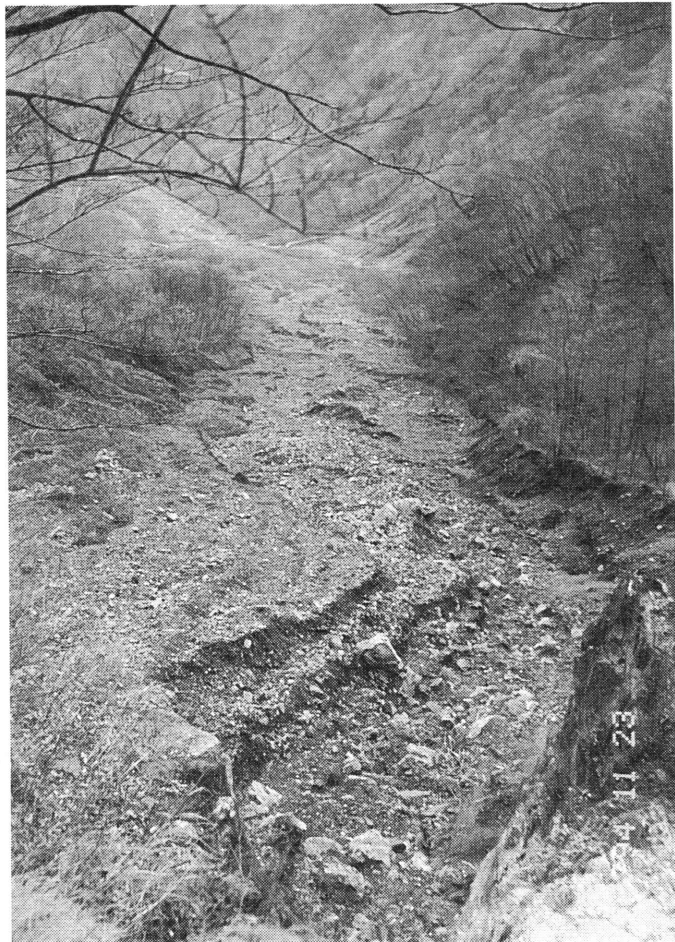
写真一5 大谷大滝上流水圧センサー設置箇所 (1994 11/23)



写真一6 水圧センサーケーブル切断跡 (1994 11/23)



写真一七 大滝上流から見た一の沢堆積地の様子 (1994 9/19)



写真一八 大滝上流から見た一の沢堆積地の様子 (1994 11/23)



写真一 9 大谷大滝上流の様子 (下流から上流) (1994 9/19)



写真一 10 大谷大滝上流の様子 (上流から下流) (1994 9/19)