

4.2 重信川流域の地質帯の力学的特性と地質帯別流出土砂量に関する研究

平成11年9月15日未明、重信川流域において、台風16号の通過に伴う局地的な集中豪雨により、土砂災害が発生した。特に重信川左支川、表川流域及び井内川（図1.1）を中心に斜面崩壊や土石流が発生し、一部河道を閉塞し、氾濫被害を生じた。

重信川砂防流域は、重信川本線、表川、井内川、本谷川の合計流域面積136.4km²からなり、流域内の地質は石鎚層群、和泉層群、領家帯にほぼ三分される（図1.2）

山腹崩壊箇所数を見ても、和泉層群が最も多く、単位面積当りでは、石鎚層群が最も多い状況であるが、台風16号の集中豪雨で発生した土石流災害は、殆どが石鎚層群（図1.2）に属する。¹⁾

ここでは、土石流発生が石鎚層群に集中した要因について、四国山地砂防工事事務所のデータ整理を行うことにより、台風16号による重信川流域の土砂移動の特徴の把握を行い、石鎚層群（根無谷・成谷）和泉層群（大野谷川・上七郎行谷）領家帯（黒滝谷川・阿歌古谷）の下流に流出し、堆積した土石量の調査を行い、地質の物性試験を行うと共に、それぞれの降雨特性、地形特性、地質特性の面から合わせて検討を行う。

4.2.1 平成11年災害の状況²⁾

台風16号の豪雨により、表川流域を中心とした斜面崩壊、土石流が発生した。9月13日の16時から降り始めた雨は、断続的に降り続き、14日の24時頃より豪雨となり、15日の5時頃にピーク（時間雨量90～100mm）に達し、ほぼ同時刻に土石流が発生した。

降雨は流域東側に集中し、表川流域の成谷川、井内川流域の惣田谷川、根無谷川などで流木を伴った土石流が発生したが、砂防ダムの設置により、殆どの流出土砂が捕捉され、幸い人的被害は免れた。

以下に土砂移動現象の顕著であった根無谷、惣田谷川、白猪谷、成谷川（図1.1参照）の現地状況を示す。

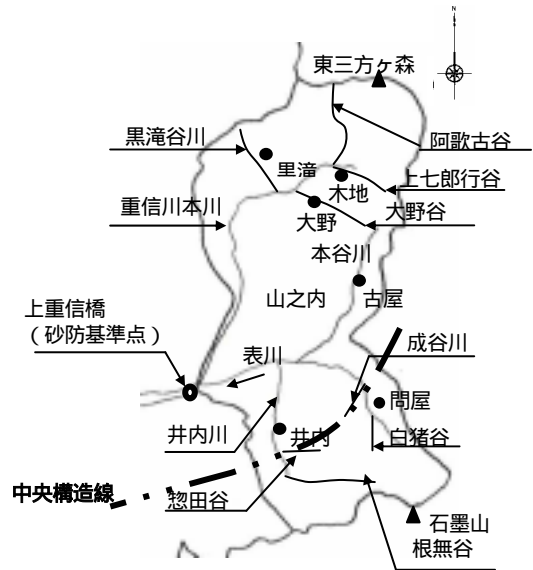


図1.1 砂防区流域図

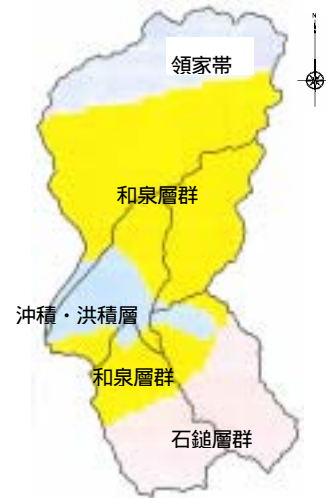


図1.2 地質区分図

(1) 根無谷 (写真 1.1)

根無谷は、上流部に比較的浅い崩壊（崩壊長：L = 80.0m、幅：w = 8.0m、平均崩壊深：H = 0.5 m、土砂量： = 320m³）が生じた。それらの流出土砂は、溪床の堆積土砂と相まって流下し、その多くが谷出口の砂防堰堤で一部捕捉されたが、通過した土砂はその下流流路の蛇行部の外湾で氾濫していた。また、集落の近くであるため、橋梁等河川横断構造物が多く、構造物による閉塞・堆積及び氾濫の状況が複数見られた。



写真 1.1 根無谷
堰堤上流に捕捉された土石

(2) 惣田谷 (写真 1.2)

流域内で、崩壊箇所が6箇所確認されており、うち2箇所は500m程度斜面を流れ下った長大な崩壊であった。井内川本川との合流点に土砂が達しており、その様子から崩壊地からの生産土砂と溪床の堆積土砂が土石流化し、多量の土砂が一気に本川へ流出したと考えられる。



写真 1.2 惣田谷
土石・流木による流路工被災

(3) 白猪谷 (写真 1.3)

中流部における溪岸侵食が顕著であり、多量の流出土砂、流木が砂防堰堤に捕捉されており、特に粒径の大きいものが多く捕捉されていた。また、下流の護岸背後地における氾濫では細粒分が多く堆積していることから、砂防堰堤による分級効果があったと考えられる。



写真 1.3 白猪谷
堰堤により捕捉された土石

(4) 成谷 (写真 1.4)

成谷川は比較的流域面積が広く（1.76 km²）流出土砂も多い。土砂生産状況としては、流域内には8ヶ所の崩壊地が確認されているが、全般的に規模が小さく崩壊深は、平均0.8mであった。また源頭部に明確な崩壊地をもたない溪流であり、今回の土石流は溪床の侵食または、溪岸崩壊などを起源としたものと考えられる。成谷川堰堤よりも上流の溪流内は殆どが侵

食域であり、特に左岸側の谷では、約 300mにわたり、侵食深 5m以上の土石流通過跡が見られた。

成谷川堰堤では、約 18750m³の土石（直径 1m以上の巨礫が堆積の表面を覆っている）と、多量の流木が捕捉されている。



写真 1.4 成谷
堰堤により捕捉された土石

4.2.2 降雨特性¹⁾

図 2.1 に総雨量の、図 2.2 に時間雨量の災害発生時の等雨量線図及び観測所の位置を示す。図 2.1 より災害発生時までの総雨量は、古屋・木地観測所上流域では 370mm、問屋・井内観測所上流域で、250～280mmであり、時間最大雨量は、古屋・木地観測所上流域で、100～120mm、問屋・井内観測所上流域で、70～90mmである。局所的には、北側に位置する和泉層群に降った降雨量が多いが、広範囲での高降雨量は、土砂移動現象の大きかった石鎚層群に位置する井内川・表川に集中している。

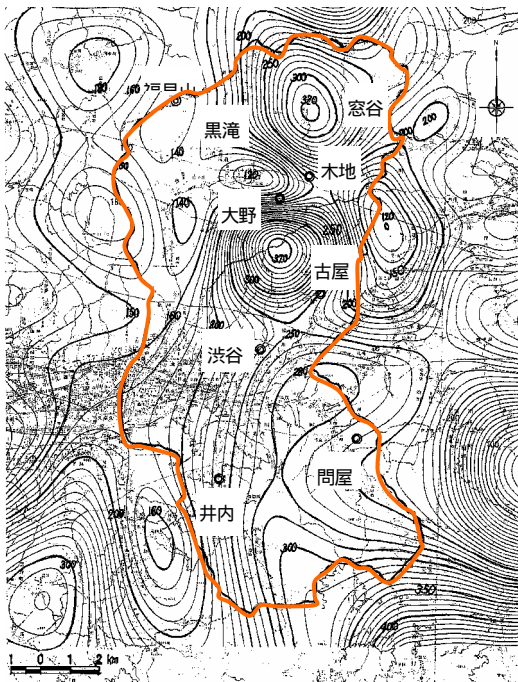


図 2.1 平成 11 年 9 月 15 日災害発生時の
等雨量線図（総雨量）

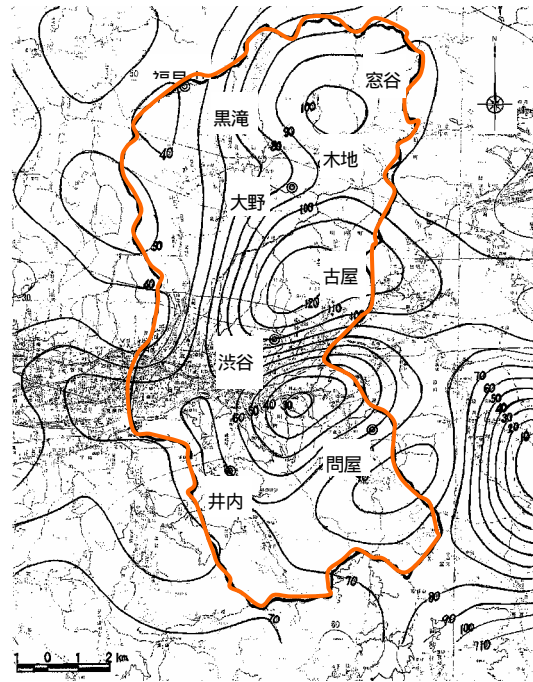


図 2.2 平成 11 年 9 月 15 日災害発生時の
等雨量線図（時間雨量）

図 2.3 に地質毎の代表的な溪流の 9 月 13 日から 9 月 15 日の総雨量と最大時間雨量を、図 2.4 に累加降雨量を示す。

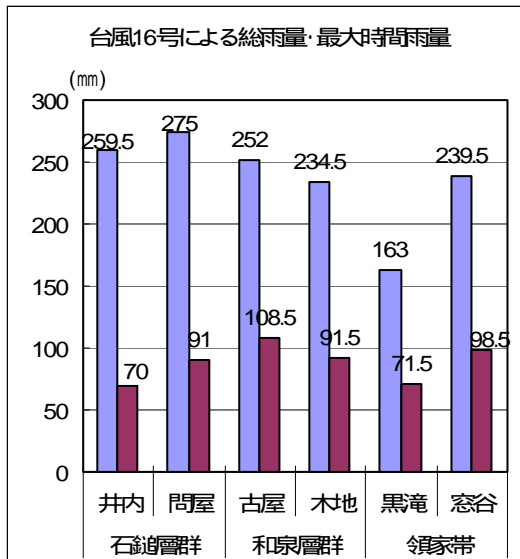


図 2.3 9月13日から9月15日の総雨量と最大時間雨量

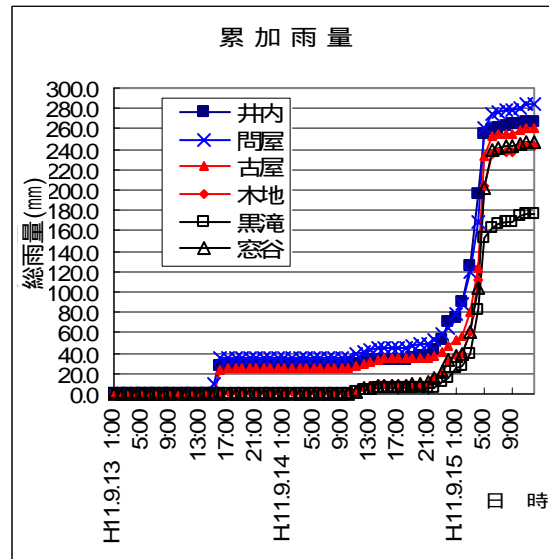


図 2.4 9月13日から9月15日の累加降雨量

降雨量の時間的経緯は、図 2.4 から井内・問屋・古屋においては、9月13日の15時に20～30mm程度の降雨があり、その後一旦雨は止み、9月15日の4時～6時に最大時間雨量70～100mmを記録している。ほぼ同時刻に土砂移動が最も多く発生しており、今回の土砂移動現象は、前期降雨後の短期集中型の豪雨により発生したと考えられる。

4.2.3 台風16号による地質帯別斜面崩壊の特性¹⁾

重信川流域の諸特性値と台風16号による斜面崩壊について、平成11年度に四国山地砂防工事事務所で調査が行われている。重信川流域の崩壊・土石流の発生とその素因の関係を把握する上で、内容の整理を行っておく。

流域の地質、植生については、既存の表面地質図・植生図をデジタル変換したデータに基づき作成され、崩壊分布については、空中写真(9月27日撮影)に基づき50mメッシュの崩壊地を含むメッシュ数により表されている。

図 3.2 に地質区分と崩壊メッシュ数を示す。流域内の地質は、和泉層群・石鎚層群・領家帯・沖積洪積層の順で形成されており、台風後の崩壊メッシュ数は、和泉層群が最も多く、傾斜区分毎の単位面積当りの崩壊メッシュ数は、石鎚層群が最も多い。図 3.1 に流域斜面の勾配分布図を示す。図 3.3 と合わせて見ると、勾配分布は30～32°付近を中心としほぼ正規分布である。図 3.3 から崩壊を含むメッシュの勾配分布は、14°付近から頻度が高くなる傾向が見られ、崩壊発生の下限は、ほぼ4°と見なすことができる。

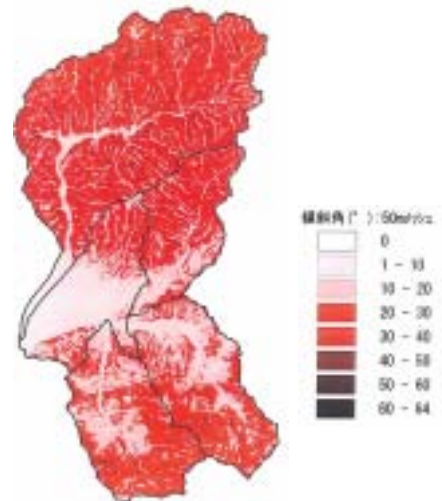


図 3.1 流域斜面勾配分布図

図 3.4 に流域の植生分布を示す。流域の 85%が針葉樹林であり、崩壊地も針葉樹林に集中している。

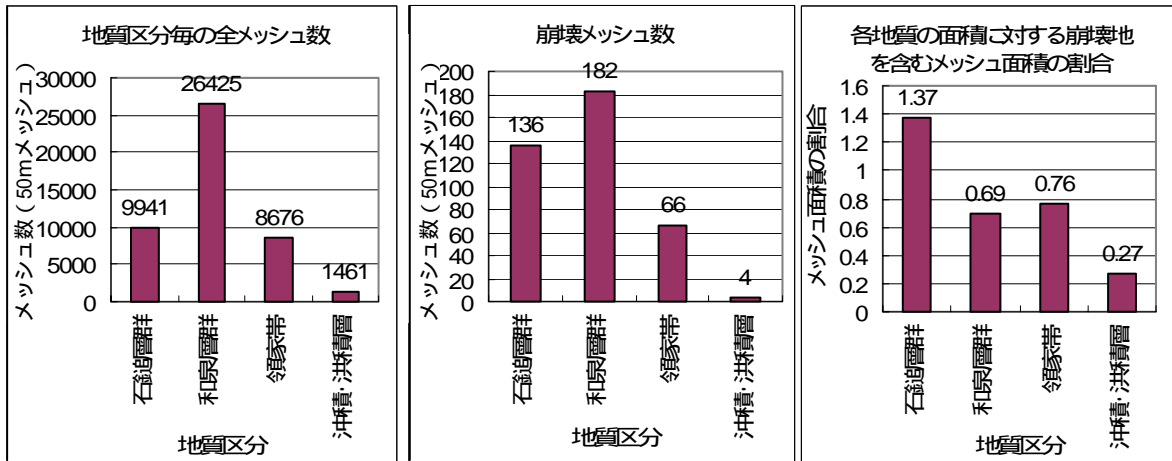


図 3.2 地質区分と崩壊メッシュ数

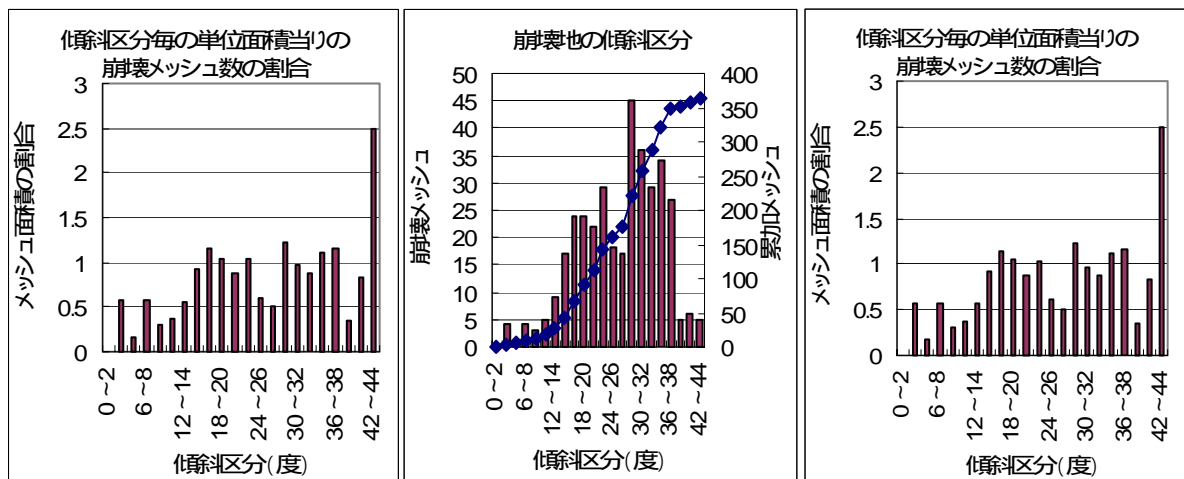


図 3.3 傾斜区分と崩壊メッシュ数

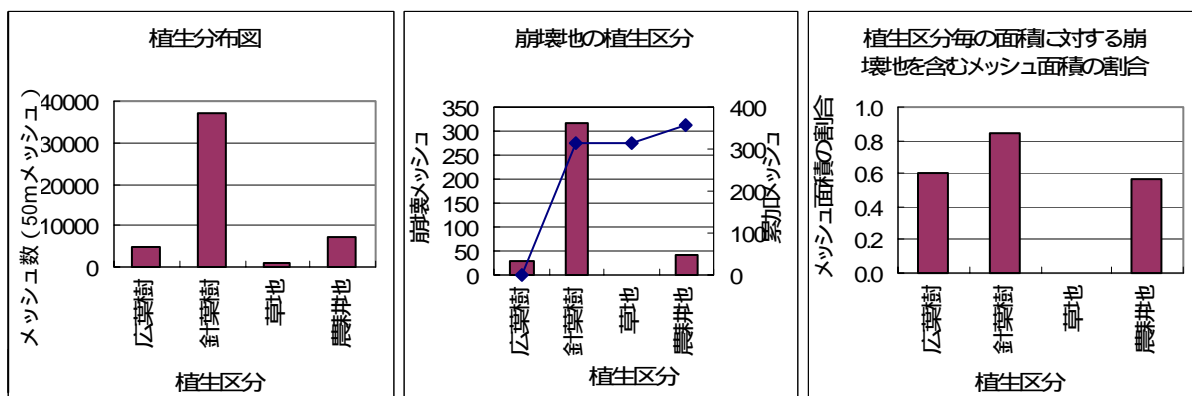


図 3.4 植生区分と崩壊メッシュ数

4.2.4 台風16号の豪雨による生産土砂量¹⁾

台風16号により発生した溪流毎の生産土砂量を図4.1に、1km²当りの生産土砂量を図4.2に示す。

これらは、被災の有無に関わらず、土砂移動が大きかった溪流である。

図4.1、図4.2から、生産土砂量及び1km²当り生産土砂量共、石鎚層群が和泉層群を上回っている。また、領家帯においては、大きな土砂移動は認められなかったようである。

生産土砂量は、崩壊土砂量の2～17倍となっており、崩壊土砂の発生により、溪床堆積物や、溪岸の侵食を伴って流下している。被災区域は石鎚層群に集中しているものの、和泉層群の土砂移動も大きく認められるが、未満砂ダムによる捕捉が有効的に行われたようである。

しかし今回土砂移動の大きかった和泉層群に位置する程の谷は、昭和37年に1基、坂之谷においては、昭和30年に1基、名越谷はもともと土砂移動の大きい溪流と考えられ、昭和45年～平成1年にかけて8基施工されているが、施工年代が古いにもかかわらず、未満砂であったことは、和泉層群の下流への流出量が比較的小さいためと考えられる。

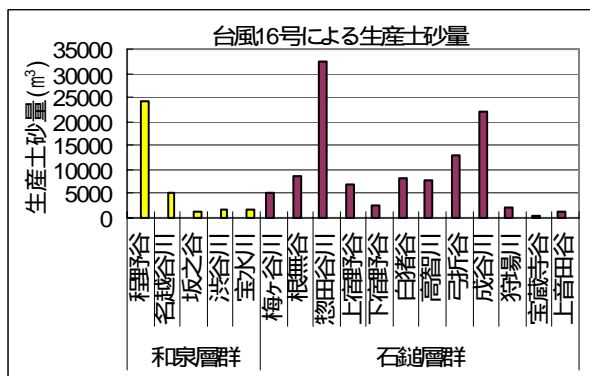


図4.1 地質別生産土砂量

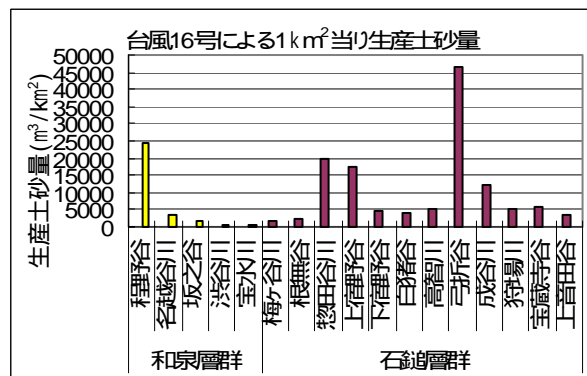


図4.2 地質別1km²当り生産土砂量

4.2.5 地質帯毎の崩壊・土石流に影響した連続雨量の検討¹⁾

四国山地砂防工事事務所では、平野の理論により、地質帯毎に限界降雨と不透水層までの浸透時間を求めている。

平野の理論³⁾について説明する。これは、山腹斜面において降雨浸透によって表層土内に地下水が発生し、側方流動により表層土層下部に相対的に存在する不透水層をなす層の上面に地下水深が発生すると、飽和土の有効鉛直応力が減少するため崩壊が発生するというものである。有効応力減少による崩壊の発生は、飽和土のテルツアギーの有効応力理論によるもので、間隙水圧の上昇に伴い有効応力が減少するというものである。

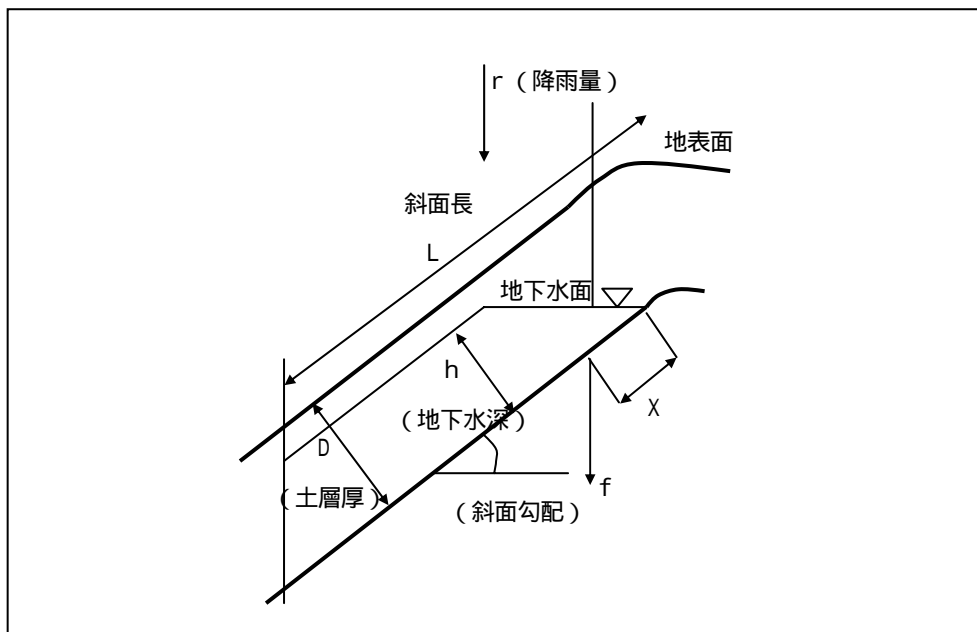


図 5.1 山腹斜面における地下水面形成の模式図

土石流発生の限界降雨と到達時間について、平野は以下のように推定できると述べている。

$$r_T = 1/T \int_0^T r dt \quad (Hc \cdot k / l) \tan \theta \quad \text{式 (1)}$$

ここに、 r_T は T 時間内の平均降雨強度、T は到達時間、r は降雨強度、Hc は限界状態における水深、k は透水係数、l は斜面長である。

土石流や斜面の崩壊が式 (1) で与えられたものとする。同式を書き換えると、

$$R(t, T) = \int_{t-T}^t r dt \quad (Hc \cdot k / l) T \tan \theta = Rc \quad \text{式 (2)}$$

となるから、発生を予測するためには、到達時間 T と限界雨量 Rc を推定する必要がある。

到達時間と限界雨量をデータから推定するために、まず一連の降雨について、次式で定義される種々の時間に対する累加雨量 (t, τ) を求める。

$$R(t, \tau) = 1/\tau \int_{t-\tau}^t r dt \quad \text{式 (3)}$$

ここに、t は時刻、 τ は任意の時間である。

次に、土石流が発生した場合はその発生時刻までを、不発生の場合には降雨終了時までを対象として、各時刻における $R(t, \tau)$ のうちの最大値 $R_m(\tau)$ を求め、 $R_m(\tau)$ と τ の関係をグラフにプロットする。土石流が発生した場合と不発生の場合とに分けて描き、発生の場合は下限の包絡線を、不発生の場合は上限の包絡線を求める。

この上限と下限の包絡線を同一図上に描くと、理想的な場合、すなわち、データに誤差が無く、かつ到達時間と限界降雨が一義的に決まる場合には、図 5.2(a) に示されるような 2 本の曲線

になるはずである。しかし実際には、雨量データには誤差があり、土石流の発生は確率現象であると考えられるから (b) のようになり、両者の差が極小になる点が到達時間と限界雨量を示すことが期待されよう。

以上の考えによれば、発生の下限值と不発生の上限值の差が極小になる点が到達時間と限界雨量を表すと考えられる。

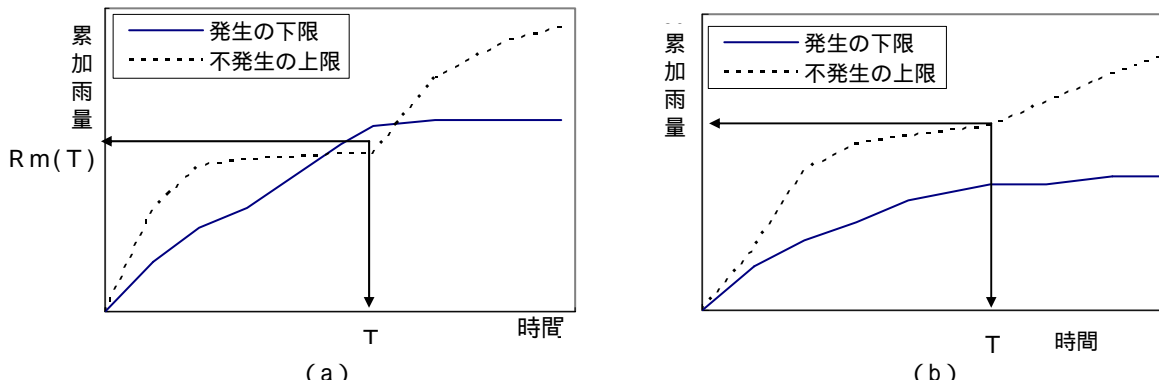


図 5.2 発生の下限と不発生の上限の模式図

4.2.6 崩壊・土石流の発生・非発生に関わる N 時間雨量の検討¹⁾

発生降雨は、平成 11 年 9 月 15 日に発生した崩壊・土石流に関わる降雨のうち、崩壊地部分の降雨 (50mメッシュ) で、N 時間雨量毎の等雨量線図に基づき各メッシュにおける N 時間雨量を算出、崩壊地を含むメッシュの降雨を発生降雨とする。

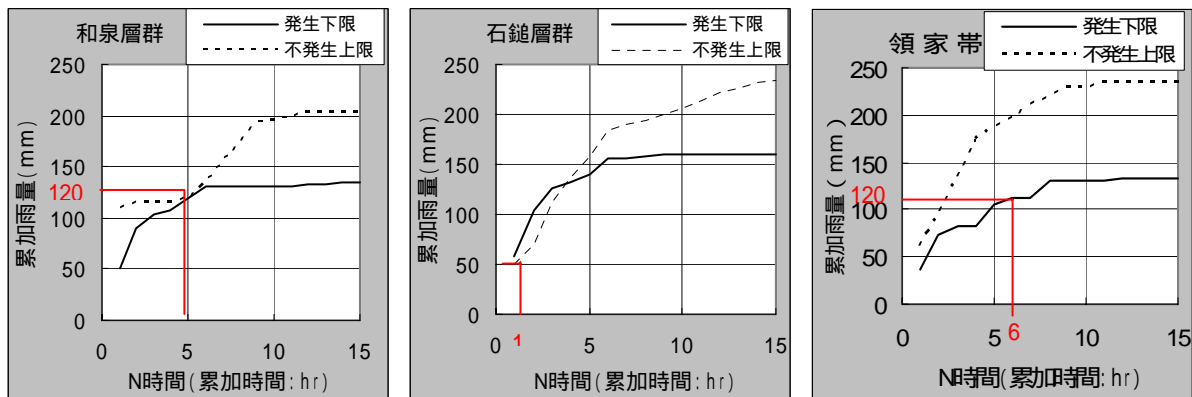


図 6.1 平成 11 年 9 月 15 日の崩壊発生降雨下限値と過去の非発生上限値の地質帯別関係

非発生降雨は、崩壊地を含まないメッシュの降雨量とするが、平成 11 年 9 月 15 日の非発生降雨が不明確であるため、昭和 18 年から平成 11 年までの過去の非発生降雨と平行的に扱うこととする。

図 6.1 により平野の説に基づき、地質区分毎の平成 11 年 9 月 15 日の崩壊・土石流の発生に関わる到達時間と限界降雨について検討すると以下ようになる。

和泉層群については、典型的な(a)の形状を呈し、5 時間 120mm が到達時間及び限界雨量と考えられる。

石鎚層群については、累加時間 1~4 時間の区間で発生の下限值が非発生の上限を上回っている。この状態を近接と捉えれば、1~4 時間雨量が支配的である。しかし石鎚層群の発生降雨については、下限値であるにもかかわらず既往最大を超えている。これは、既往の発生降雨データが少ないため、発生降雨が既往最大を超えた平成 11 年 9 月 15 日の降雨のみとしたからであり、実際の発生降雨の下限はこれよりも小さい雨だと考えられる。グラフの結果のみを見ると、1~4 時間雨量が支配的と考えられ、限界降雨量は 50mm 程度と考えられる。

領家帯については、図 5.2 の(b)のパターンにあたると考えられる。(b)の場合、2 値の降雨量の差が極小になる到達時間を支配的な降雨と捉える。この特徴については、累加時間 6 時間に特徴的な発生・非発生の近接形状が見受けられ、限界降雨量は 120mm 程度と考えられる。

4.2.7 崩壊・土石流の発生とその素因・誘因の関係¹⁾

4.2.2 項~4.2.6 項の検討結果から、平成 11 年 9 月 15 に発生した崩壊の特徴の整理を行うと以下ようになる。

素因

- ・台風後の崩壊メッシュ数は、和泉層群が最も多く、傾斜区分毎の単位面積当りの崩壊メッシュ数は、石鎚層群が最も多い。
- ・台風による下流への生産土砂量は、石鎚層群が最も多い。
- ・山腹勾配分布は 30~32° 付近を中心としほぼ正規分布である。崩壊を含むメッシュの勾配分布は、14° 付近から頻度が高くなる傾向が見られ、単位面積当りの崩壊数は 18°~38° で多発しており、崩壊発生の下限は、ほぼ 4° と見なすことができる。
- ・流域の 85% が針葉樹林であり、今回発生した崩壊地の 84% がこの針葉樹林に集中している。

誘因

- ・発生の下限值と過去の非発生の上限值から、到達時間及び限界雨量は、
和泉層群 - 5 時間 - 120mm
石鎚層群 - 1~4 時間雨量 - 20~50mm 程度
領家帯 - 6 時間 - 120mm
- ・各雨量階累加面積当りの累加崩壊数では、到達時間及び限界雨量は、
2 時間 (80~100mm) ~ 4 時間 (90~110mm)

以上の結果から到達時間及び限界雨量は、

- ・和泉層群 2 時間 - 80mm ~ 5 時間 - 120mm
- ・石鎚層群 2 時間 - 20mm ~ 4 時間 - 50mm
- ・領家帯 2 時間 - 80mm ~ 6 時間 - 120mm

が特徴的であり、石鎚層群の到達時間及び限界雨量が最も小さいことが解る。
このことから、石鎚層群の土砂移動現象が大きかった事が伺える。

4.2.8 流域の諸特性値と地質帯別土砂移動現象

前項までに、台風 16 号による重信川流域の諸特性と土砂移動状況について述べたが、総雨量に大差は無いものの、図 8.1 に示すように全体の 20% を占める石鎚層群の顕著な土砂移動が認められた溪流数が 12 箇所であるのに対し、全体の 60% を占める和泉層群においては、5 箇所程度と非常に少ない、また領家帯については特に大きな土砂移動現象は認められていない。¹⁾

台風 16 号により、地質帯に区別なく斜面崩壊は多く発生している。上流の斜面崩壊のみでは、災害となりえない。それら上流の斜面崩壊土砂が、土石流となって下流に流下するため災害は発生する。そして流下途中の不安定土石や溪岸の侵食によって、下流に達する時点では、その数倍～数十倍に膨れ上がる。

土石災害を見てみると、基盤から最初に遊離した土砂礫が、直ちに災害を及ぼしている例は比較的少なく、山地の急斜面上や谷の上流部に堆積層として貯留されたものが、降雨等による再移動の過程で災害を及ぼしている。

そのため砂防計画を行うに際し、山地内の堆積土砂がどのような移動機構の下で形成され、いったん堆積層を形成した土石がどのように変化し、どのような過程で再移動し、その大きさを定量化する事が、最大の関心事である。

土石のおおもとは基岩であり、それが分解して細分化し、何らかの作用によって移動し、もとの基岩から分離した時点で土石となる。その素地は、基岩の状態にある時からできており、地中にある時既に土砂礫の形状を示している場合も多々ある。

土砂礫となる要因は大きく二つに分けると、外気や風雨により物理的・化学的な変化を受けて土砂礫となる場合と、地中深くにある状態で、強い圧力や引張力を受けて破碎したり、マグマの科学的な作用を受けて土砂礫となる場合が考えられる。前者は地表風化作用による変化、

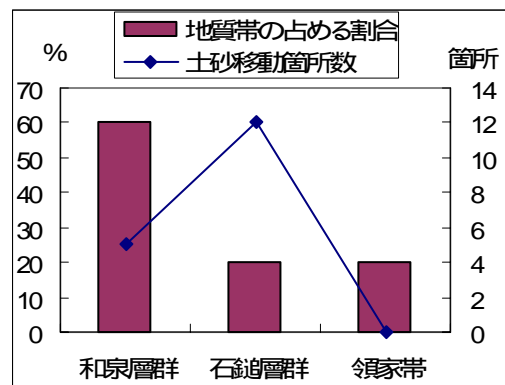


図 8.1 台風 16 号による土石流発生箇所

後者は、地質構造と地中風化による変化として区分される。

これらが原因で、土砂礫が生産されるのであるが、これらの土砂礫は、基盤から遊離するだけでなく、さらに移動し、堆積する過程でも変化を続けている。基盤から遊離した土砂礫の移動距離は、何らかの外的要因がなければ、比較的短く、急斜面の山地内に堆積している量が非常に大きいのが実態であり、その堆積物は非常に不安定で、降雨による侵食作用が加わると、移動・堆積を繰り返しながら下流に流出する。

ここでは、土石流発生が石鎚層群に集中した原因について、上記の地表風化を誘発する要因と、地質構造と地中風化を及ぼした原因を研究し、他の地質帯の溪流の諸特性値との比較を行い、土石流発生要因の検討を行う。

土石流発生要因の検討は、地形特性、地質特性、降雨特性等が、溪流の下流に流出し、堆積した土石量にどのように影響を及ぼしているかで検討を行う。

調査溪流は、石鎚層群（根無谷・成谷川左支川）、和泉層群（大野谷川・上七郎行谷）、領家帯（黒滝谷川・阿歌古谷）の6溪流で行う(図8.2)。

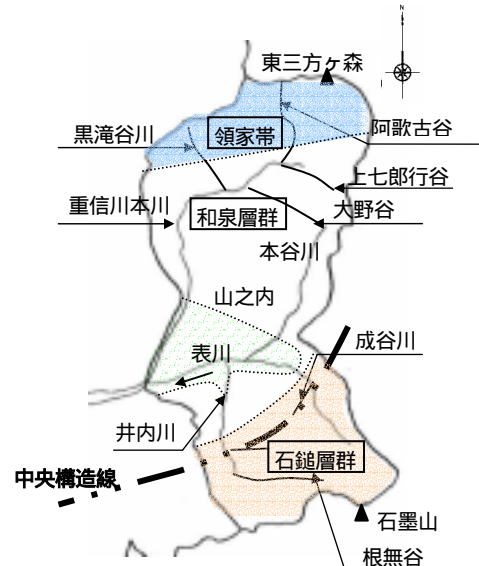


図 8.2 位置図

堆積土石量は、下流への流下する程度、土石流化する程度を把握するため、それぞれの溪流の最上流砂防ダムを基点に 500m間に流出している土石量を 100m間隔で現地測量を行い、図 8.3 のように溪床に堆積した土石量を推定し、その合計とする。

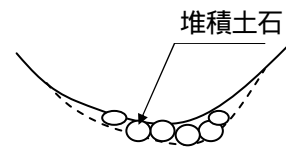


図 8.3 堆積土石

地形特性については、土砂流出に影響を及ぼすと考えられる山腹勾配と溪床勾配を、地形図を基に算定する。平均山腹勾配は 1/5000 の地形図を 50mメッシュに分割し、それぞれの平均勾配の加重平均を行い算出する。

溪床勾配は、下流 500m間とその上流域の平均溪床勾配を 1/5000 の地形図により算定する。

地質特性は、溪岸崩壊部の土砂を採取し、力学試験、物性試験を行うことによりその特性を把握する。

力学試験は、リングせん断試験を行い、ピーク強度及び残留強度を求める。残留強度は、破壊後の大変形状態であり、最も小さなせん断強度であるため、溪岸崩壊後の流出程度に関わると考えられるからである。

土砂の物性試験は、鉱物の特定を行うためにX線回折、降雨の浸透速度を算定するために透水試験、粒度分布を見るために粒度試験を行う。

降雨資料は、土砂流出が考えられる平成 11 年 9 月の台風 16 号の資料で検討を行う。

4.2.9 溪流の概要

調査実施を行った溪流の内、上七郎行谷、成谷川左支川、阿歌古谷川の状況を説明しておく。

(1) 上七郎行谷 (和泉層群)

上七郎行谷は、重信町木地に位置し、重信川本川上流の左支線である。

流域面積 0.52 km^2 、平均川幅 5 m 、流域延長 0.8 km の小溪流である。

平均溪床勾配は、 15° 程度で、溪岸は、砂岩頁岩互層の基岩が露出しているが、層理面が発達しており、楔崩壊箇所が多々見られる。法面崩壊箇所は比較的小規模な崩壊が 8 箇所程度認められ、崩壊幅 $5 \sim 10 \text{ m}$ 、崩壊長 $10 \sim 50 \text{ m}$ 、崩壊深 $0.5 \sim 1.5 \text{ m}$ で、狭い幅で沢に沿って細長く崩壊しているのが特徴である。表層土砂の崩壊が主であるが、風化岩の崩壊も認められ、 $5 \sim 10 \text{ cm}$ 程度にバラス状をなしている。下流 500 m 間の土石の堆積量は、 4018 m^3 程度で、流出礫径は $0.3 \sim 0.8 \text{ m}$ 程度である。

砂防ダムは満砂状態であるが、ダム上流の不安定土石の堆積量は少なく、安定した溪流であり、新規ダムの計画も必要無いと考えられる。

(2) 成谷川左支川 (石鎚層群)

成谷川は川内町狩場に位置する表川の左支川である。左支川の流域面積は 0.2 km^2 、平均川幅 2 m 、流域延長 1.0 km の小溪流である。

平均溪床勾配は、 15.6° 程度で、右岸は柱状節理が発達し、タマネギ変状した強風化安山岩で、 $1 : 0.2 \sim 1 : 0.5$ の急勾配法面となっており、全線に渡り法面崩壊が見られる。

左岸は右岸のような基岩は見られず、 $0.5 \sim 1 \text{ m}$ の礫を含んだ礫交じり土であり、左岸よりも法面崩壊が非常に進んでいる(写真 9.2)。

法面には、安山岩が熱変性を受けてきたと考え



写真 9.1 上七郎行谷不安定土石流出状況

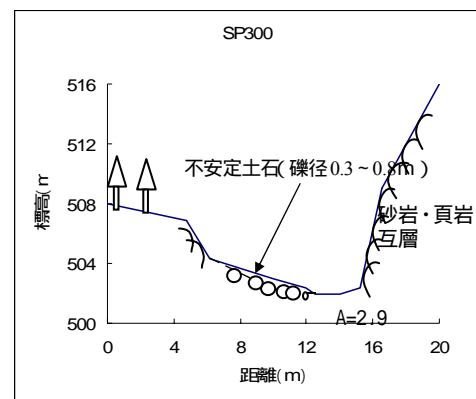


図 9.1 断面図



写真 9.2 崩壊した礫交じり土の法面

られる紫色の粘土（写真 9.3）を 0.5～1mの厚さでかなり厚く、層状に含んでいる（図 9.2）ため非常に軟弱である。当溪流は、中央構造線上に走っており、大きな変性作用を受けていると思われる。

また、上流溪床勾配は 24° と急勾配で、流路が 2.0m程度と狭く、大きく左岸側に凸カーブをなしているため、降雨の度に上流からの流出土石により法面が削られ、常に崩壊の危険性を持っている。

溪床に堆積する不安定土砂も流域面積に比較して 3700m³ と多く、石礫も 1.0m以上の物が多く堆積しており、非常に危険な溪流と考えられる。

砂防ダムは満砂状態であり、上流は降雨毎に斜面崩壊が進んでいる（特に左支川）ため上流に小規模なダム工を数基計画し、溪床勾配の緩和と溪岸保護を行う必要があると考えられる。

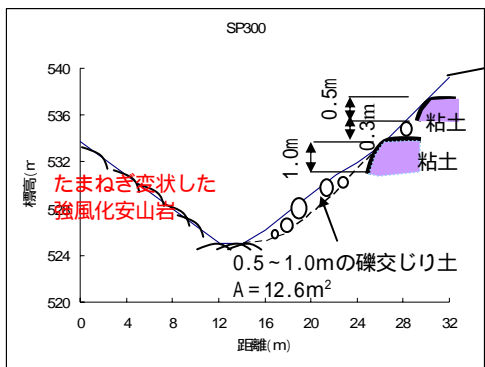


図 9.2 粘土を含んだ断面



写真 9.3 紫色の粘土

（3）阿歌古谷川（領家帯）

阿歌古谷は、重信町木地に位置し、重信川本川上流の右支線である。領家帯は重信川本川の流域では、一部東三方ヶ森から福見山にかけて分布しているのみで、阿歌古谷の中流付近までは和泉層群が主体であり、中流付近からホルンフェルス、上流部は領家花崗岩が主体となっており、領家帯の堆積土石の調査を行うため、最上流の砂防ダムから調査を行った。溪岸は比較的和泉層群がちであるが、溪床に流出して堆積している土石は、白いホルンフェルスや花崗岩が主体である。



写真 9.4 ダム上流に堆積した花崗岩

この付近のホルンフェルスは領家変成岩と呼ばれ、後期古生代（2億3千万年昔）の地向斜の堆積物であって、これが1億年前の佐川造山運動で変成岩になったものである。⁴⁾

阿歌古谷の流域面積は4.0 km²、平均川幅10m、流域延長2.1 kmの溪流である。

下流溪床勾配は、9°程度と緩勾配である。溪岸は、強風化花崗岩でマサ土化しているが、法面崩壊部は少ない。下流500m間の土石の堆積量は7490m³程度で、流域面積から見て比較的少ない。流出礫径は0.5~2m程度である。

砂防ダムは満砂状態であるが、ダム上流の不安定土石の堆積量は少なく、法面崩壊も少なく安定した溪流であり、新規ダムの計画も必要無いと考えられる。

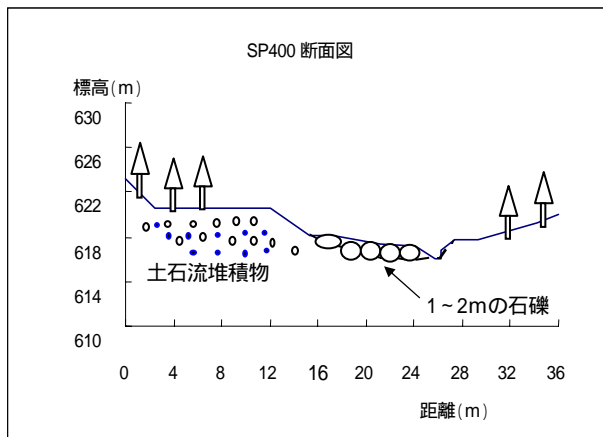


図 9.3 断面図



写真 9.5 マサ土の法面崩壊

4.2.10 下流堆積土石量の算定

下流に堆積した不安定土石量及び1km²当りの土石量を表10.1に、それぞれをグラフ化したものを図10.1、10.2に示す。

図10.1から、下流に流出して堆積している不安定土石の量は、根無谷、阿歌古谷が多いが、これは他に比べ流域面積が大きいためである。1km²当りに換算すると、図10.2より成谷川・根無谷(石鎚層群) 上七郎行谷・大野谷(和泉層群) 阿歌古谷・黒滝谷川(領家帯)の順に大きく、台風16号の土砂移動現象調査結果と同様の結果が得られた。

この調査結果から、石鎚層群は他の地質帯に比べ、基岩から分離しやすく土石流化しやすいと考えられる。それにより、源頭部の崩壊により、下流に堆積した不安定土石を巻き込み下流に流出し、被害を大きくしたと考えられる。

表 10.1 下流に堆積した不安定土石

地質帯	溪流名	流域面積(km ²)	下流堆積土砂量(m ³)	1km ² 当り下流堆積土砂量(m ³ /km ²)
和泉層群	上七郎行谷	0.5	4,018	7,727
	大野谷川	0.6	3,100	5,440
石鎚層群	根無谷	2	20,300	9,667
	成谷川	0.2	3,675	16,700
領家帯	阿歌古谷	4	7490	1872
	黒滝谷川	2	1730	865

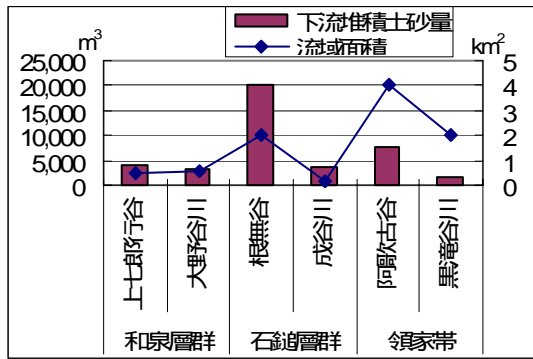


図 10.1 下流堆積土砂量と流域面積

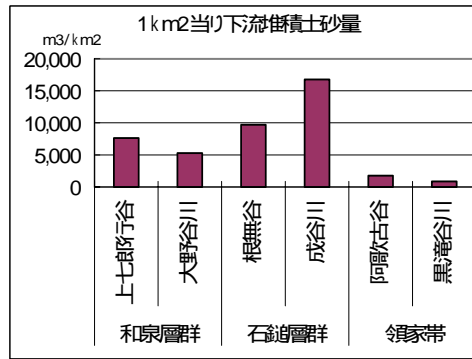


図 10.2 1 km² 当り下流堆積土砂量

4.2.11 地形特性と堆積土砂量

表 11.1 に下流 500m 間の平均溪床勾配と、それより上流の溪床勾配及び平均山腹勾配を地質帯ごとに示し、土砂量との関係をグラフ化したものを図 11.1～図 11.3 に示す。また地質帯毎に山腹勾配を 15° から 5° 毎にグラフ化したものを図 11.4 に示す。

下流への流出は、重力作用により、溪床勾配が急であると下流へ流出する量が多いと考えられる。図 11.1、11.2 から、最も流出土砂量の多い成谷川は、下流も上流も溪床勾配 15° 以上で最も急勾配である。流出土砂量の少ない阿歌古谷は、上下流とも溪床勾配は 4°～12° と非常に緩勾配である。

全体的に見て、溪床勾配の大きさは流出土砂量に影響を及ぼしていると考えられる。

表 11.1 地形特性

地質帯	溪流名	下流 500m 溪床勾配 (°)	上流溪床勾配 (°)	平均山腹勾配 (°)
和泉層群	上七郎行谷	15.1	19.9	43.2
	大野谷川	12.4	19.3	38.0
石鎚層群	根無谷	13.5	15.8	39.1
	成谷川	15.6	23.8	35.1
領家帯	阿歌古谷	4.0	11.8	41.4
	黒滝谷川	10.8	18.7	40.5

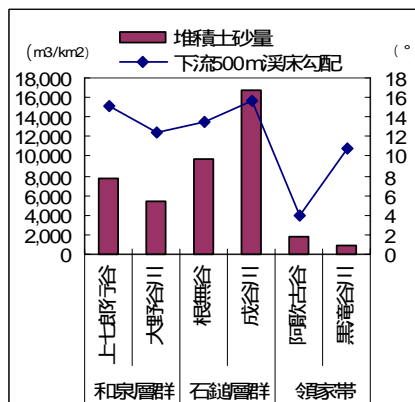


図 11.1 堆積土砂量と下流 500m の溪床勾配

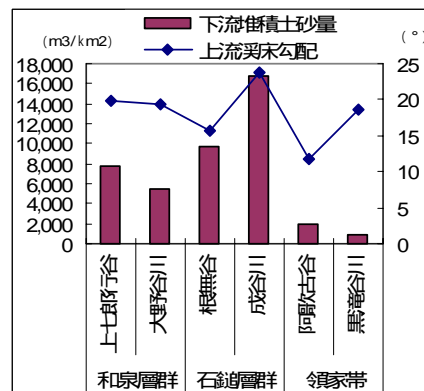


図 11.2 堆積土砂量と上流の溪床勾配

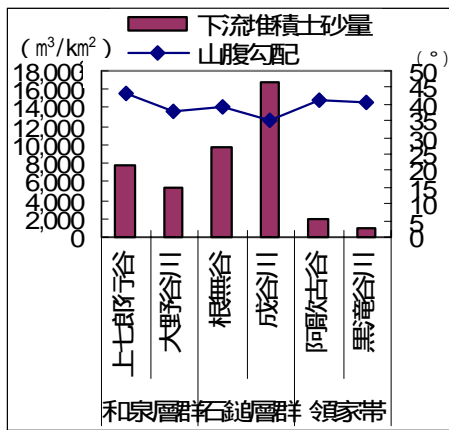


図 11.3 堆積土砂量と山腹勾配

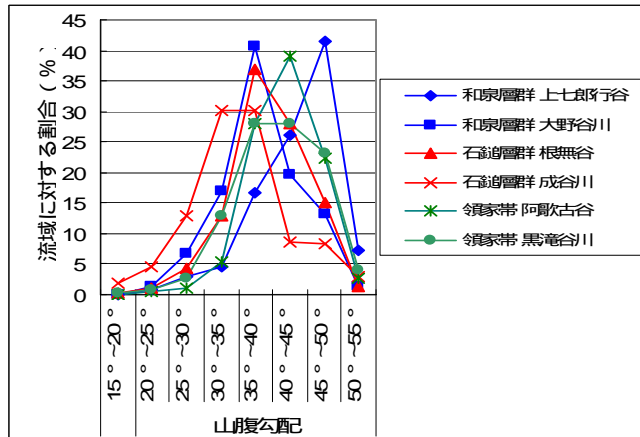


図 11.4 堆積土砂量と山腹勾配

図 11.3 は、平均山腹勾配と堆積土砂量の関係をグラフ化したものであるが、平均山腹勾配は 35° ~ 43° であり、下流への堆積土砂量とは因果関係は少ないようであるが、最も堆積土砂量の多い成谷川が若干平均山腹勾配が小さいようである。図 11.4 は、横軸に山腹勾配を 15° から 55° まで 5° 毎に区分して表し、縦軸に流域面積全体による割合を表したものである。このグラフを見ると、山腹勾配のピークが石鎚層群では 30° ~ 40° であるのに対し和泉層群では 35° ~ 50°、領家帯は 40° ~ 45° となっている。特に成谷川はそのピークが 30° ~ 35° と最も小さい。

これは、調査状況の項目で説明したように、粘土層を多く含み、せん断強度が 19° と最も小さいためと考えられ、それが原因で山腹勾配が緩く下流への堆積土砂量が大きいと考えられる。

4.2.12 降雨量と堆積土砂量

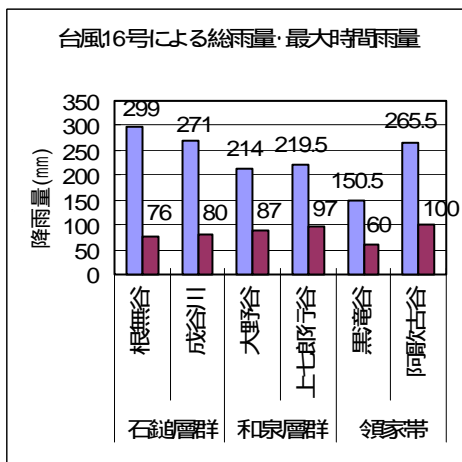


図 12.1 台風 16 号による総雨量と最大時間雨量

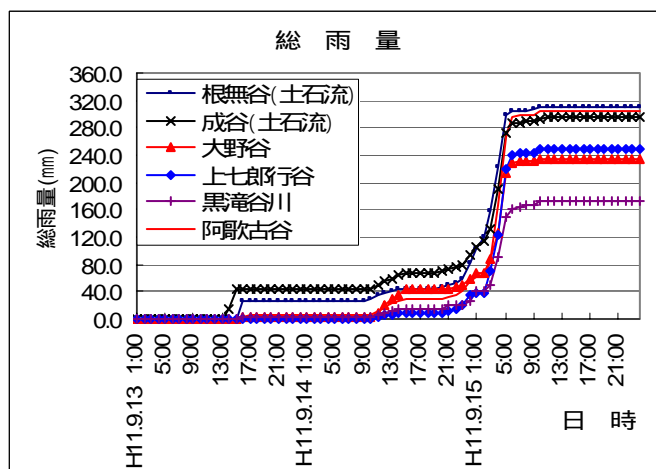


図 12.2 累加雨量

図 12.1 に溪流毎の台風 16 号による降雨の内、9 月 13 日から土砂移動が激しく見られた 9 月 15 日の午前 5 時までの総雨量と最大時間雨量を、図 12.2 に累加雨量を示す。

そして図 12.3 に総雨量・時間雨量と下流堆積土石量の関係を示す

それぞれの降雨量は、雨量観測所の時間毎の等雨量線図に基づき推定を行う。

図 12.1 から、総雨量は石鎚層群、両家帯、和泉層群の順に、299mm、266mm、219mm となっており、石鎚層群の下流堆積土石量の大きさととの因果関係は大きく認められるが、総雨量の多い領家帯に属する阿歌古谷の堆積土石量は非常に少ない。

また、下流への流出量と降雨との関連は、最大時間雨量に比べ、総雨量との関連が大きいようである。

下流への流出土石の量は、降雨との因果関係が大きく認められるが、降雨量のみの要因ではないことが解る。

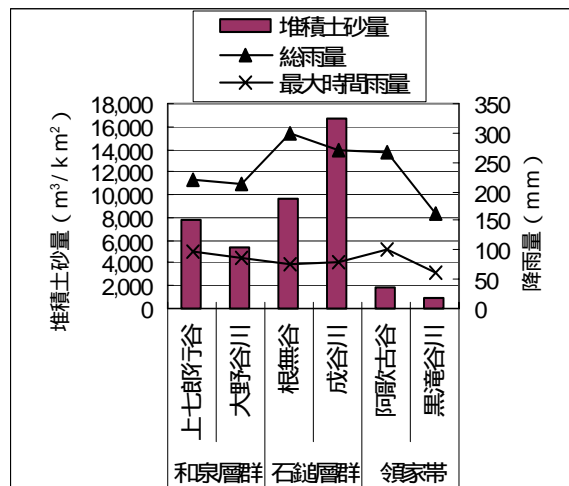


図 12.3 総雨量・最大時間雨量と堆積土石量

4.2.13 平均崩壊深と透水係数による浸透時間の推定

山腹崩壊は、降雨浸透によって表層土内に発生した地下水が側方流動により不透水層上面に地下水深を発生させるため、飽和度の有効鉛直応力が減少し、崩壊が発生するものと考えられる。この中で、地下水面の形成から有効鉛直応力の減少すなわち崩壊が発生するまで、どれくらいかかるかについては、表層土厚（崩壊地の崩壊深）と透水係数で想定することができる。

表 13.1 に溪流毎の下流への流出土砂量、透水係数、平均崩壊深及び浸透時間を示す。

表 13.2 にそれぞれの粒度分布と土粒子の密度を示す。

表 13.1 透水係数と平均崩壊深

地質帯	溪流名	下流流出土砂量 (m³/km²)	透水係数 (cm/sec)	平均崩壊深 (m)	降雨が降雨浸透により崩壊面に達する時間 (hr)
和泉層群	上七郎行谷	7,727	8.30×10^{-3}	1.23	4.1
	大野谷川	5,440	6.91×10^{-3}	0.73	2.9
石鎚層群	根無谷	9,667	2.16×10^{-2}	0.73	0.9
	成谷川	16,700	5.69×10^{-2}	1.56	0.8
領家帯	阿歌古谷	1,872	3.82×10^{-3}	0.98	7.1
	黒滝谷川	865	2.83×10^{-3}	1.14	11.2

平均崩壊深は、溪流毎の山腹崩壊箇所を 10 箇所ずつ現地調査し、それぞれの平均値をとったものであり、流域全体的には深層崩壊は認められず、0.5~2.0m程度の表層崩壊が殆どである。

透水係数は石鎚層群が 2.16×10^{-2} cm/sec ~ 5.69×10^{-2} cm/sec、和泉層群が 6.91×10^{-3} cm/sec ~ 8.30×10^{-3} cm/sec、領家帯が 2.83×10^{-3} cm/sec ~ 3.82×10^{-3} cm/sec であり、石鎚層群が当流域内での、他の地質帯に対して、透水係数が大きいことが解る。

表 13.2 からシルト質と粘土質を合わせた細粒分が 2~11%と非常に少なく、砂・礫が 90%以上を占めており、砂礫分が非常に多いわりに透水係数が全体的に小さいようである。土粒子の密度は、 $2.6\text{g/cm}^3 \sim 2.7\text{g/cm}^3$ とほぼ一般的な値である。

崩壊深と上記の透水係数から簡易に、表層斜面の地下水形成までにかかる時間を推定すると、石鎚層群では 0.8~0.9hr、和泉層群では 3~4hr、領家帯では 7~11hr となる。

浸透時間と下流堆積土石の関係を図 13.1 のグラフに表すと、浸透時間が短いほど堆積土石量が多くなることが解る。

上記の推定時間から、石鎚層群では降雨が始まってから 1 時間以内に地下水が形成され、多くの不透水層となる粘土層を含んでいるため、少量の降雨で地下水が形成され山腹崩壊が発生し、下流へ流出したと考えられる。

逆に領家帯では、地下水形成に 7~11hr 以上必要であり、粘土層を含まないことから、地下水形成に長時間必要となり、山腹崩壊も少なく、下流への土砂流出も少ないと考えられる。

このことは、台風 16 号の降雨形態にも大きな要因があると考えられる。

図 13.2 に成谷川（石鎚層群）と阿歌古谷（領家帯）のハイエトグラフを示す。和泉層群の溪流では、領家帯とほぼ同様な降雨特性を示している。

図 13.2 から台風 16 号の降雨特性を見ると、成谷川では 9 月 13 日の 14 時から 15 時にかけて、45mm の降雨があり、15 日の午前 3 時までの 35 時間で 68mm、15 日の午前 3 時~午前 5 時の短時間に 158mm の降雨が集中し、合計 271mm の降雨量となっている。

阿歌古谷では、やはり 9 月 13 日の 16 時から 17 時にかけて 7mm の降雨があり、15 日の午前 3

表 13.2 粒度分布と土粒子の密度

地質帯	溪流名	全試料粒度分布 (%)				土粒子の密度 (g/cm ³)
		粘土	シルト	砂	礫	
和泉層群	大野谷川	3.9	7.0	31.5	57.6	2.670
	上七郎行谷	1.3	0.8	17.5	80.4	2.601
石鎚層群	成谷川	1.8	2.8	20.6	74.8	2.686
	根無谷	2	3.7	45.9	48.4	2.694
領家花崗岩類	黒滝谷川	2.1	5.1	28.6	64.2	2.622
	阿歌古谷	1	1.9	19.7	77.4	2.693

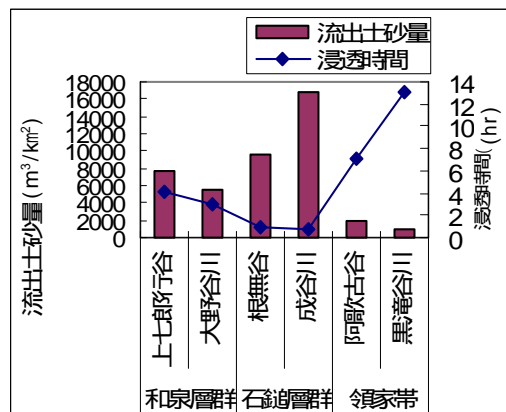


図 13.1 浸透時間と堆積土石量

時までの 33 時間で 53.5mm、15 日の午前 3 時～午前 5 時の短時間に 205mm の集中豪雨があり、合計 265.5mm となっている。

両者を比較すると、集中豪雨が発生した 9 月 15 日の午前 3 時までの成谷川の降雨量が 113mm であるのに対し、阿歌古谷の降雨量は 60.5mm と約半分である。

総降雨量がほぼ同量であるにもかかわらず、石鎚層群の下流堆積土石が非常に多い原因として考えられることは、不透水層までの浸透速度が速い上、集中豪雨までの前期降雨量が 113mm と多く、その時点で飽和状態になっていたと考えられる。

一方阿歌古谷の堆積土石量が少ない原因としては、浸透速度が遅い上、前期降雨量が比較的少なく、集中豪雨の時間も 3 時間程度であるため、崩壊深まで降雨が浸透しないためと考えられる。

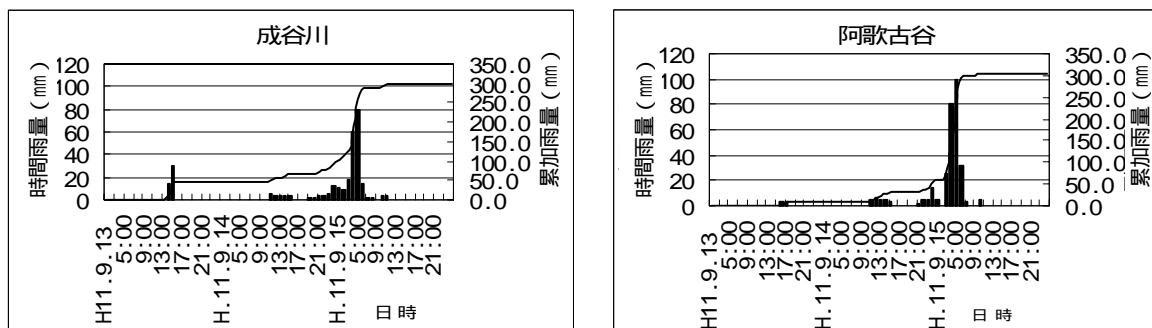


図 13.2 成谷川と阿歌古谷のハイエトグラフ

4.2.14 流出土石量と、地質帯の物性値と強度試験結果との関係

山腹崩壊から、下流に流出し、溪床に堆積する量は、それぞれの地質帯の地質構造と地中風化の程度にも大きな要因が考えられるため、リングせん断試験、粒度試験、X線回折による鉱物分析を行った。

表 14.1 に地質帯毎のせん断試験結果と X 線回折強度を示す。

表 14.1 せん断強度・X線回折強度

地質帯	溪流名	せん断強度 (°)		X線回折強度 (cps)				
		ピーク強度	残留強度	Sm	Ka	Fel	Qu	膨潤性鉱物 スメクタイト
和泉層群	上七郎行谷	29.2	27.9			420	1875	
	大野谷川	27.1	25.8			490	2090	
石鎚層群	根無谷	25.3	21.6	215		1515	1410	500
	成谷川	29.3	26.2	245		1340	795	550
	成谷川(粘土)	19.2	13.7	450	600	3515	630	1500
領家帯	阿歌古谷	42.5	26.9			1555	2920	
	黒滝谷川	29.7	26.7			450	1900	

Qu: 石英 Fel: 長石類 Sm: スメクタイト Ka: カオリン

和泉層群は砂岩・頁岩の互層が主構成要素であり、石英と長石類からなり、石英の割合が多く、膨潤性鉱物は含まれていない。せん断強度は、 ϕ_d が $27^\circ \sim 29^\circ$ 、 ϕ_r が $26^\circ \sim 28^\circ$ と比較的大きな値である。

領家帯の崩壊部分はマサ土が主であるが、和泉層群同様も同様に石英と長石類からなり、やはり長石の割合が多く、膨潤性鉱物は含まれていない。せん断強度は、 ϕ_d が $30^\circ \sim 43^\circ$ 、 ϕ_r が 27° と大きな値である。

石鏡層群の基岩は安山岩であり、石英、長石類、スメクタイトからなり、特に図9.2のように法面に厚く存在する層状の粘土からは、膨潤性スメクタイトが多く認められ、カオリンも多く含まれている。

せん断強度は、土砂部で ϕ_d が $25^\circ \sim 29^\circ$ 、 ϕ_r が $22^\circ \sim 26^\circ$ であり他の地質帯と比べ多少小さい程度であるが、層状に含まれるスメクタイトの ϕ_d は 19.2° 、 ϕ_r は 13.7° と非常に小さい。

粘土鉱物の内、スメクタイトは2:1型の鉱物、カオリンは1:1型鉱物と呼ばれ、一般的にカオリンの ϕ は 25° 程度と大きく、スメクタイトの ϕ は小さく 10° 以下のものが大半である。

⁵⁾成谷川の粘土の ϕ_d が 19.2° と比較的大きいのは、カオリンを多く含むためと考えられる。

石鏡層群の流出土砂量及び下流溪床部への堆積土石量が他の地質帯に比べ非常に大きいのは、せん断強度の低い膨潤性スメクタイトを層状に多く含むためである。

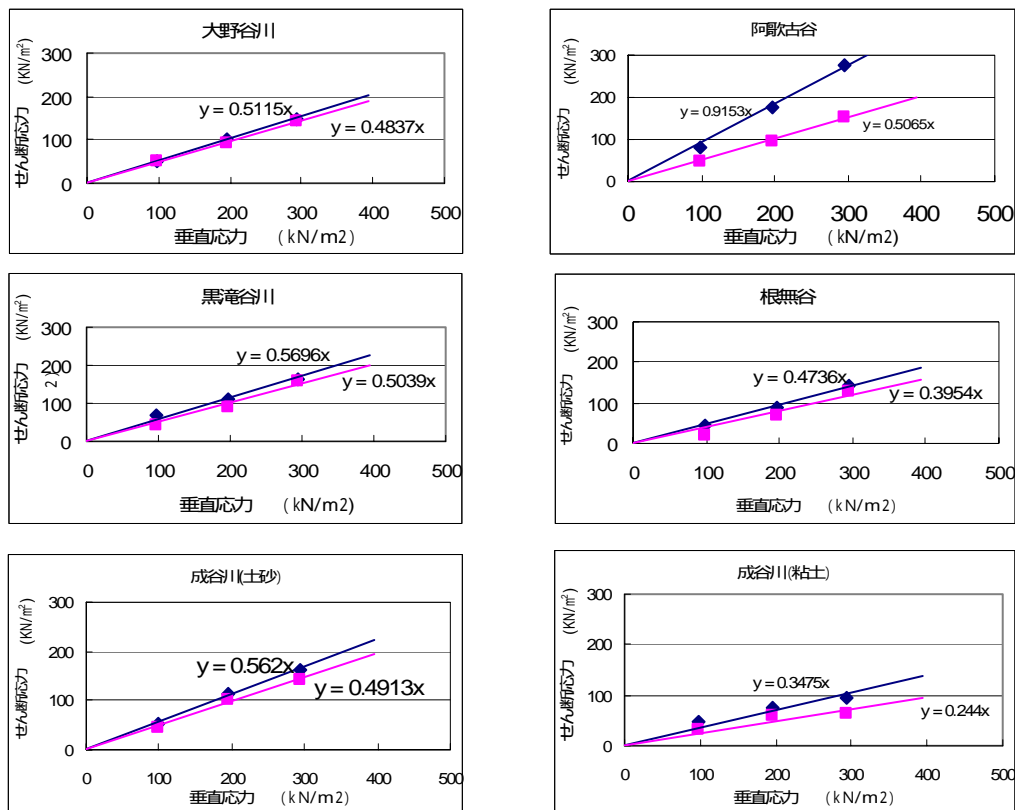


図 14.1 リングせん断試験結果

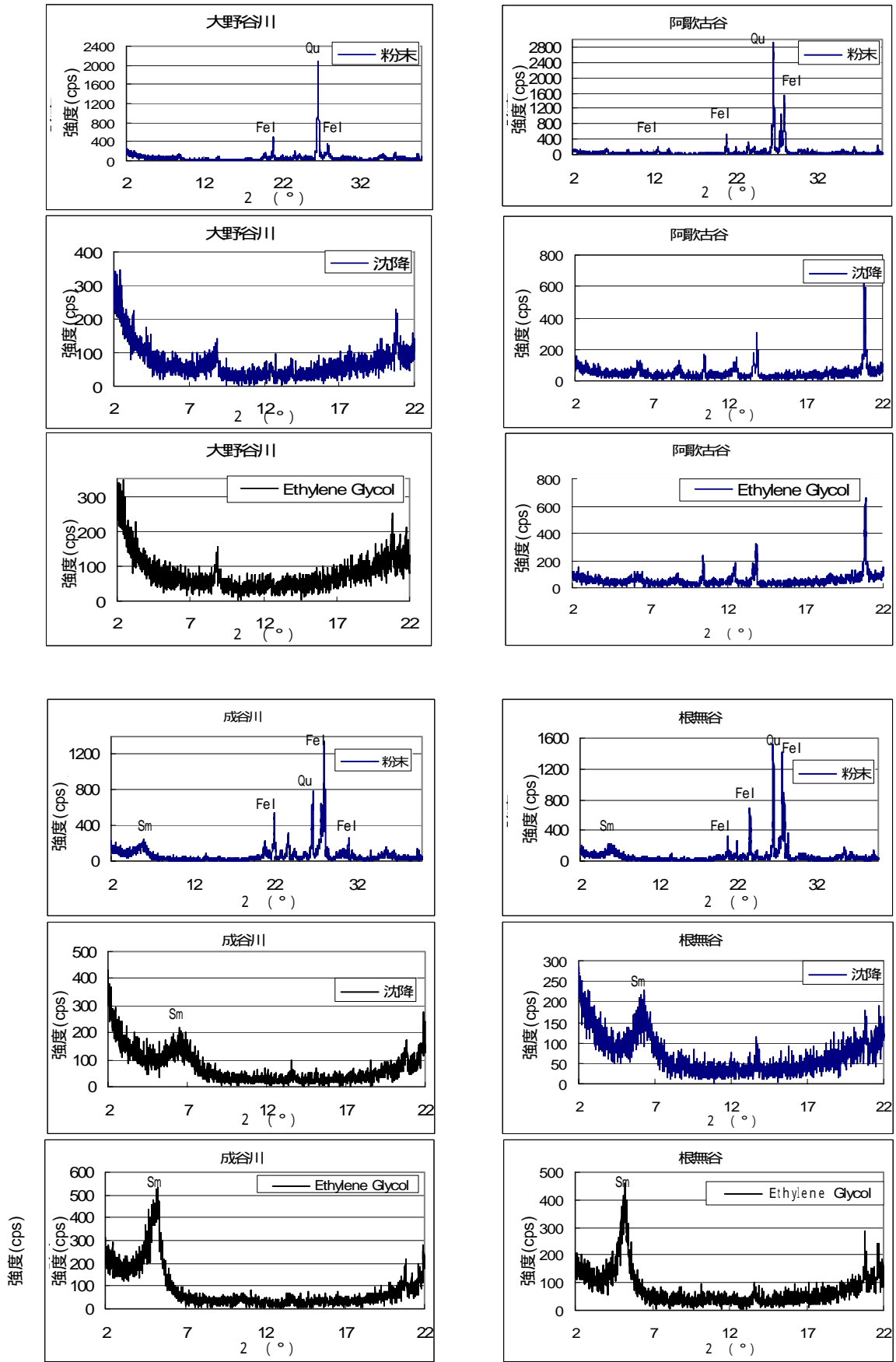


圖 14.2 X線回折結果

4.2.15 まとめ

成谷川のように、スメクタイトのような膨潤性粘土を含む溪流では、せん断強度が小さいため、法面崩壊量及び、下流への流出土砂量も非常に多くなるため、流出土砂量の推定に際しては、渓床に堆積した不安定土砂量だけでなく、粘土鉱物の有無による流出量の予測調査を行っておく必要がある。

山腹勾配が比較的緩い流域では、膨張性粘土等を含み、急勾配斜面を維持できていない可能性が有るため、渓床勾配の急な流域のみでなく、地質状態による土石流危険溪流指定も行う必要がある。

下流への流出土石量は、地質帯毎の崩壊深と透水係数から、表層斜面の地下水形成までにかかる時間に大きく影響されると同時に集中豪雨発生前の前期降雨量に大きく影響を受けるため、土砂移動の少なかった、和泉層群や、領家帯においても、20mm～40mmの降雨が3～7時間継続し、後期に集中豪雨が発生した場合には大きな土砂流出が考えられる。

重信川流域では、下流への土石流出の大きな要因は、その流域の地形特性よりも降雨特性と地質特性にあり、過去の降雨特性と、地質帯毎の流出土砂量を統計化、定量化することにより、将来的な重信川水系の一貫した砂防計画が行えると考えられる。

参考文献

- 1) 財団法人砂防・地すべり技術センター：平成11年度 四国山地砂防管内総合土砂管理計画検討業務(その2) 災害発生後の土砂移動実態調査検討編 報告書,平成12年3月
- 2) 赤沼準一、小山内信智、安田勇次、嶋大尚：平成11年9月15日重信川流域土砂災害における砂防施設効果、砂防学会誌、Vol.55, No.2, pp.43-51, 2002
- 3) 平野宗夫：土石流の発生予測と流出解析(土砂移動現象に関するシンポジウム論文集-芦田和男先生退官記念 1992年5月, pp.23-38)より
- 4) 永井浩三：愛媛の地質, 昭和58年
- 5) 矢田部龍一：鉱物から見た地すべり地のすべり層粘土の強度特性(地盤災害・地盤環境問題論文集第3巻 2003.6.4, pp.7-28)