

## 第2章 愛媛県の土石流危険渓流の諸特性値による流出土砂量の算定

愛媛県には様々な地質帯が分布しているとともに、渓流は変化に富んだ流域形状をなしており、山地部からの流出土砂量は、それらの地形・地質・地域・降雨等の流域の諸特性値により、影響を受けると考えられる。

砂防計画は、その流出土砂量の算定が基本となる。

ここでは、愛媛県の流域の諸特性・土石流危険渓流の現状を把握し、土石流捕捉工の計画について述べ、平成12～13年度に実施された土石流危険渓流調査カルテ（愛媛県砂防課資料）の内約3100箇所のデータ整理を行い、流域の諸特性値による流出土砂量の算定を行う。

### 2.1 愛媛県の諸特性

#### 2.1.1 地形概要<sup>1)</sup>

愛媛県は、四国の北西部に位置し、北東から南西に向かって細長く伸びた形状をしており、佐田岬の北岸から川之江市に至り東西に横断する中央構造線によって南北に二分され、北側の地域は内帯、南側は外帯と呼ばれ、外帯が内帯よりも一段と険しく高い山地になっている。

外帯は四国の脊梁をなす険しい四国山地からなり、北の端は断層崖が形成され、このすぐ南側には西日本最高峰の石鎚山脈が通っていて、外帯で一番高く（1982m）、壮年期の地形を示す1000m以上の険しい山々が連なっている。

内帯に位置する愛媛県の中央部には、花崗岩類よりなる高縄半島が形成されており、東三方ヶ森（1233m）や明神ヶ森（1217m）からなるが、四国山地に比べ、比較的丸みのある形状をなしている。また内帯の北側は瀬戸内海に、西は豊後水道と宇和海に面しており、海岸線は非常に長く、東予から中予にかけての瀬戸内海沿岸は、遠浅の砂浜海岸が続き、陸地部には松山平野や新居浜平野が広がっているが、佐田岬半島以南の宇和海沿岸は、典型的なりアス式海岸となっており、平野は殆ど無く、その面積は県面積の30%程度である。

以上のように、愛媛県は高縄山地と四国山地が全体面積の7割を占め、平地は3割程度であるため、河川の殆どは短流かつ急流であり、出水時には鉄砲水の現象を呈することが多く、土石流発生の大きな要因になっている。

#### 2.1.2 気象概要<sup>1)</sup>

愛媛県の気候は、瀬戸内側では年平均気温16℃以上で降水量の非常に少ない瀬戸内式気候であり、南の四国山地内は、西日本一の標高から冷涼で比較的多雨地域と変化に富んでいる。日本気象協会松山支部（2004）によれば、（松山は平年値、統計期間

1971～2000，宇和島も同，他の地点は準平年値，統計期間 1979～2000，図 1.1 に観測地点を示した年平均降水量は，表 1.1，図 1.2 の通りである。日本の年間降水量は 1700 mm であるが，瀬戸内海沿岸の降水量は 1200mm 前後と非常に少ないが，四国山地では年間降水量 2,000mm と多雨地帯となっている。

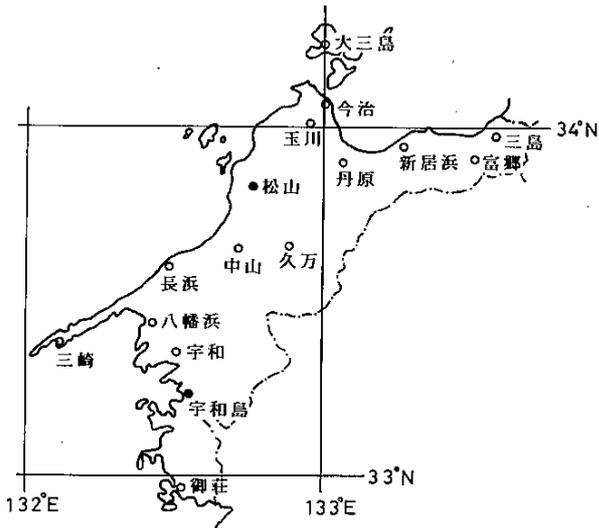


図 1.1 気象観測所配置図

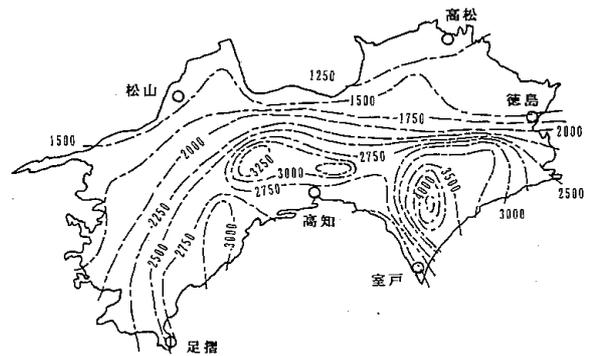


図 1.2 四国の年間降水量

表 1.1 愛媛県の年間平均降水量

観測地	平均降水量	観測地	平均降水量	観測地	平均降水量
大三島	1142.4mm	丹原	1414.3mm	宇和	1943.1mm
今治	1224.3mm	松山	1303.1mm	宇和島	1654.2mm
玉川	1478.5mm	久万	1956.5mm	御荘	1911.0mm
三島	1321.1mm	中山	1709.3mm		
富郷	1910.7mm	長浜	1429.4mm		
新居浜	1317.1mm	八幡浜	1600.2mm		

### 2.1.3 地質概要<sup>2), 3)</sup>

四国は，東西にほぼ平行して縦走する中央構造線・御荷鉾構造線・仏像構造線により 4 地区に区分される。中央構造線北帯の和泉層群および領家花崗岩帯，中央構造線南帯の三波川変成岩帯，御荷鉾構造線南帯の秩父古生帯および仏像構造線南帯の四万十帯からなる（図 1.3，図 1.4）。愛媛県では、変成岩の分布面積が非常に多く、特に三波川変成岩帯を構成する結晶片岩が多いのが特徴である。

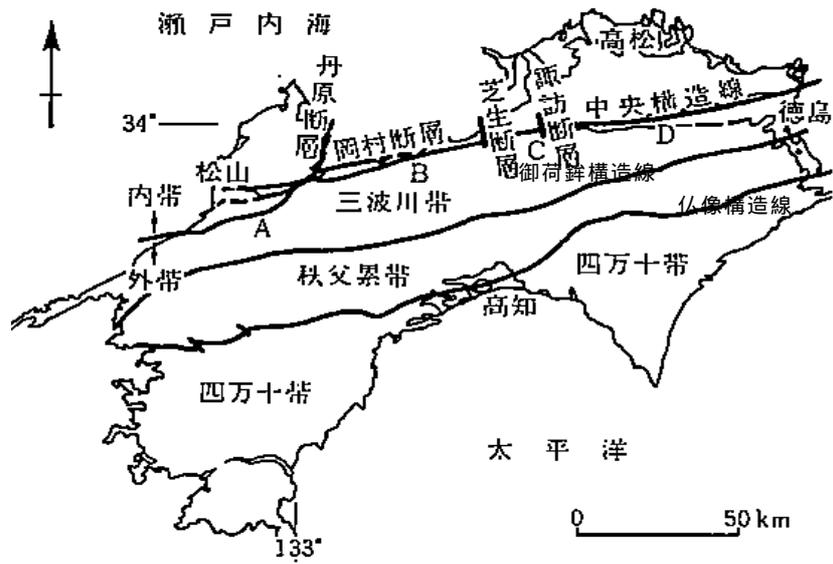


図 1.3 四国の地質略図

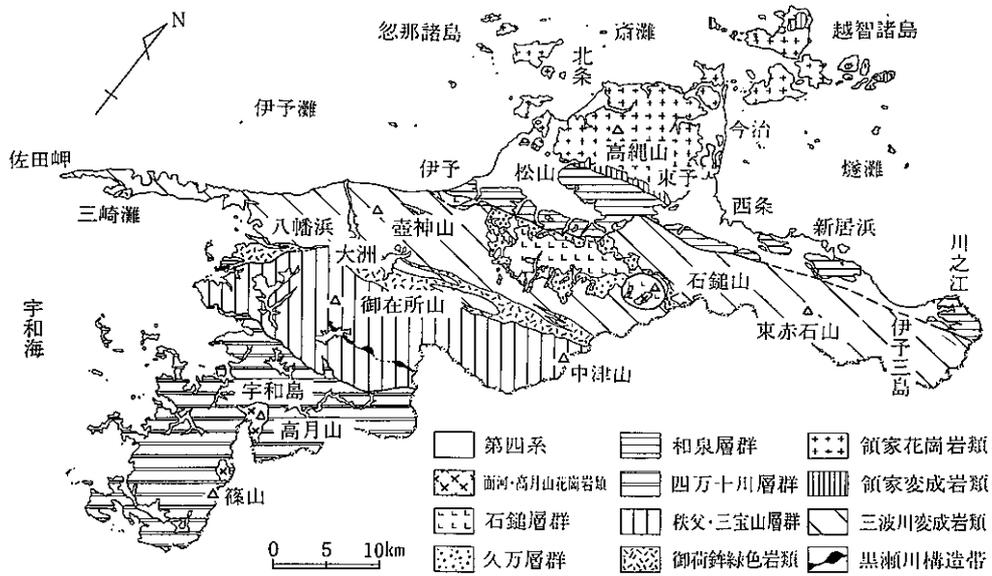


図 1.4 愛媛県地質略図<sup>4)</sup>

### (1) 領家花崗岩類

領家花崗岩類は、高縄半島や香川県の阿讃山地以北、瀬戸内海の島嶼部に分布している。主に花崗閃緑岩からなり、中～粗粒である。表層はマサ土化しており、降雨による崩壊が頻発する地層である。

マサ土は、特に水に弱い土質で、毎年のように梅雨時期や台風に伴う集中豪雨によって斜面崩壊が発生している。これは、花崗岩の風化が深層にわたって及んでいること、またその表層が比較的短い年月の間に物理的、化学的風化の進行によって完全に土砂化するためである。

### (2) 和泉層群

和泉層群は、愛媛県長浜町の瀬戸内海に浮かぶ青島から東方へ南北幅 10km 前後で阿讃山地へと連なる白亜紀末期の海成堆積物である。本層は領家花崗岩類や領家変成岩類を不整合に覆っており、主に砂岩と頁（泥）岩の互層からなり、礫岩・凝灰岩をともなう。一般に節理系の発達が目立ち、層理面にそったすべりが発生しやすく、和泉層群の泥岩は褶曲変形に際し破碎されていることが多く、こうした泥岩層がすべり面となる斜面災害が発生している。

### (3) 三波川帯

三波川帯は、中央構造線の南を徳島市から愛媛県の佐田岬にかけて東西方向に分布しており、緑色片岩や黒色片岩、砂質片岩、石英片岩よりなる。古生代後期から中生代白亜紀初期までの堆積物や海洋底を構成している玄武岩などがプレートの潜り込みによって地下深く持ち込まれ、低温高圧の変成作用を被ったものであり、四国山地の主要部を形成している。

三波川変成岩類には、片理が密に発達すると共に、微褶曲から大規模な褶曲、大小様々な断層が発達している。したがって、断層破碎帯のみならず、片理が発達することによって岩石が脆弱に、また褶曲作用によって褶曲軸部が破碎され脆弱になっている部分もある。

三波川変成岩類の分布する四国山地では地すべりが多発している。それは片理の発達と比較的風化されやすい岩質、それと風化により粘土化することがあわさった結果である。一般に石英片岩から砂質片岩、緑色片岩、黒色片岩へと片理の発達密度が高くなり、強度が低下する。

### (4) 御荷鉾帯

御荷鉾帯は三波川帯の南にあり、主として塩基性（玄武岩質）岩類が分布する。これらは、御荷鉾緑色岩類と呼ばれ、源岩は玄武岩や輝緑岩、斑レイ岩およびそれらの凝灰岩や凝灰角礫岩である。これらの岩石類も三波川変成作用を蒙っている。

御荷鉾緑色岩類は風化すると赤色粘土化し、この風化部がすべりを起こす。また緑色岩と他の岩石が接している境界部分が破碎されていることが多く、この破碎部を使ったすべりもある。

### (5) 秩父帯（含三宝山帯）

秩父帯は、その北縁が御荷鉾帯と、南限は仏像構造線によって断たれ、四万十帯と接している。秩父帯は、ほぼ東西に追跡される黒瀬川構造帯と魚成衝上断層によって北帯と中帯、南帯の3帯に区分される。南帯を三宝山帯とも呼ぶ。

秩父帯を構成する岩石は、粘板岩や砂岩、粘板岩と砂岩の互層、石灰岩、チャートおよび玄武岩などである。

### (6) 四万十帯

四万十帯は仏像構造線以南の地帯で、砂岩や泥岩、赤色泥岩、砂岩と泥岩の互層および礫岩を主とし、石灰岩やチャート、玄武岩、酸性凝灰岩を介在している。宇和島地域には化石の多産する浅海性の上部白亜系が分布している。

## 2.2 愛媛県の土石流危険渓流の概要

### 2.2.1 土石流危険渓流の対策の状況

土石流危険渓流とは、土石流の発生の危険性があり、5戸以上の人家（5戸以下でも官公署・学校・病院・駅・旅館・発電所等のある場所を含む）に被害を生ずる恐れがある渓流をいう。

愛媛県はその7割以上を山林が占め、急峻な地形の上、中央構造線や御荷鉾構造線が県土を縦走し、特殊で脆弱な地質となっているため、土石流危険渓流が非常に多く存在しており、箇所数としては2,994箇所、長野県に次いで全国第4位の多さである。

地域別に分類すると、南予が1581箇所、中予が779箇所、東予が634箇所、

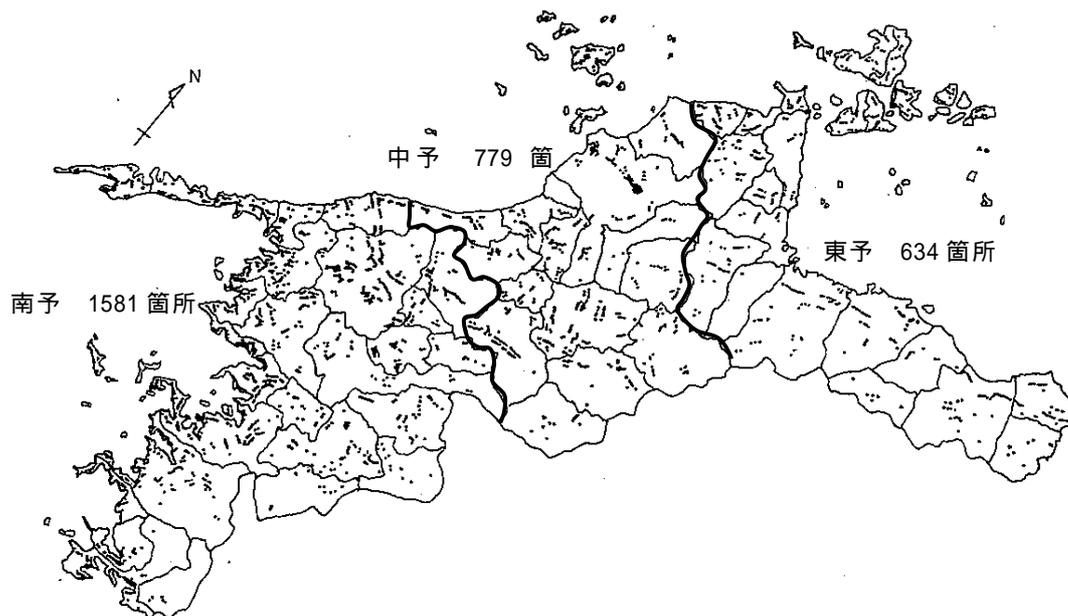


図 2.1 土石流危険渓流分布図

体の 26% , 東予が 634 箇所 で全体の 21% であり , 南予地方が特に多い状況である。  
図 2.1 に土石流危険渓流の分布位置を示す。

上述したように , 県内には 2,994 箇所の土石流危険渓流があるが , これまでに 18.9% ( 愛媛県砂防課資料・平成 13 年度末現在 ) 566 箇所の対策工事が行なわれているが , 整備には膨大な時間と費用が必要であるため , まだまだ低い整備状況にある。近年は , 局所的な豪雨が多発しているため , 土石流やがけ崩れによる災害が頻繁に発生しており , 特に人的被害を伴った災害も発生しているため , 一刻も早い整備が必要であるとともに , 危険箇所の周知や防災知識の普及 , 啓発及び近年著しく開発の進んでいる情報技術を利用し , 危険区域住民との間に土砂災害情報相互通報システムを構築する等 , 警戒避難体制の充実・強化を図る等ソフト対策についても積極的に取り組む必要がある。

### 2.2.2 近年の土石流災害

最近の愛媛県における土石流災害は、主なものに以下のようなものがあげられ、毎年のように台風、梅雨前線による被害が発生しており、それぞれにダム工、流路工等の対策工が行なわれている。

平成 10 年 10 月 17 日 台風 10 号 総雨量 200 ~ 300mm

最大時間雨量 26 ~ 65mm

- ・中ノ川 ( 三崎町 ) ・ ・ 死者 1 名 , 負傷者 1 名 , 全壊家屋 7 戸 , 県道 150m , 町道 200m , 土砂埋没 , 崩壊土砂量 2500m<sup>3</sup>
- ・西満野川 ( 双海町 ) ・ ・ 建物一部破損 2 棟 , 床上浸水 2 棟 , 床下浸水 3 棟 , 国道 378 号線 200m 土砂埋没 , JR 予讃線本線 10m 流出 , 崩壊土砂量 2500m<sup>3</sup>
- ・キオキバ川 ( 吉海町 ) ・ ・ 倉庫 2 戸全壊し , 田畑 1ha , 河川護岸決壊 300m , 県道 500m 土砂埋没 , 崩壊土砂量 2800m<sup>3</sup>

平成 11 年 9 月 15 日 台風 16 号 総雨量 300mm 最大時間雨量 90 ~ 100mm

- ・重信川流域<sup>5)</sup> ( 根無谷・惣田谷川・白猪谷・成谷川 )

斜面崩壊・土石流・土石流氾濫・180 箇所の崩壊地

平成 13 年 6 月 20 日 梅雨前線豪雨 総雨量 250mm 最大時間雨量 39mm

- ・山手谷川 ( 松山市高野町 ) ・ ・ 死者 1 名 , 負傷者 6 名 , 家屋全壊 2 戸 , 一部損壊 7 戸



中ノ川(三崎町)の土石流災害復旧  
ダム工・流路工施工



根無谷(川内町)の土石流災害復旧  
床固工・流路工施工

### 2.3 土石流対策工（捕捉工）の概要<sup>6)</sup>

ここでは、土石流対策工の内、ハードによる対策である土石流捕捉工の計画を行なう上での砂防計画の説明を行なう。

#### （1）砂防計画の規模

砂防基本計画の規模は、土石流区域においては、想定される土石流の規模とし、既往の災害、計画対象区域等の重要度、事業効果等を総合的に考慮して定めるものとし、一般には計画降雨の降雨量の年超過確率で評価するものとする。

計画の規模は 1/100 年超過確率もしくは既往最大のうちのどちらかおおきい方を標準とする。

「原則として、経験ならびに理論上、計画の年超過確率（原則として 100 年とする）の降雨量に伴って発生する可能性が高いと判断される土石流の規模を想定し、これに対応する対策施設の計画を策定する。

#### （2）土石流区域で扱う土砂量

##### 【計画流出土砂量】

計画流出土砂量は、原則として、流域内の崩壊や溪床に堆積する移動可能土砂量と計画規模の土石流が運搬できる運搬可能土砂量を比較して、小さい方の値とする。ただし、山腹崩壊土砂がそのまま土石流となるものや、崩壊土砂による天然ダムの決壊による土石流等流域の特性を十分勘案しなければならない。

### 流域内の移動可能土砂量 (Ve)

移動可能土砂量 (Ve) = 渓床堆積土砂量 (V1) + 崩壊可能土砂量 (V2)

ここに V1 = A1 × L1 (A1: 渓床堆積物の平均断面積 L1: 土石流発生時侵食区間の下流端となると考えられる地点から平常時流水のある地点まで渓流に沿って測った距離)

V2: 0 次谷及び溪流山腹の予想崩壊土砂量

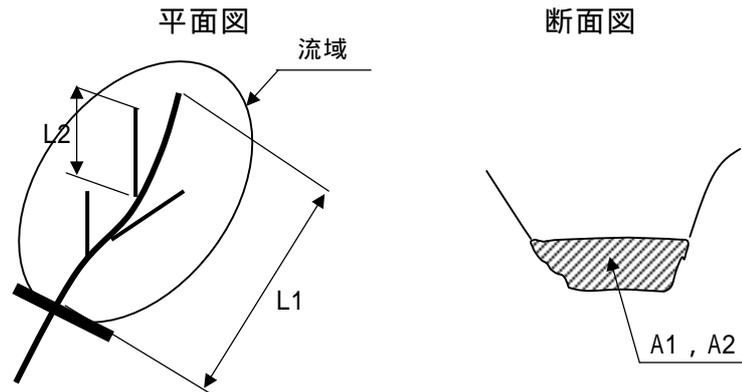


図 3.1

### 計画規模の土石流によって運搬できる土砂量 (Vec)

Vec は、計画規模降雨量 ( $R_T$  (mm)) に流域面積 ( $A$  km<sup>2</sup>) を掛けて総水量を求め、これに流動中の土石流の容積土砂濃度 ( $C_d$ ) を乗じて算定する。

$$Vec = \{ 10^3 \cdot R_T \cdot A / (1 - \quad) \} \cdot \{ C_d / (1 - C_d) \} \cdot fr$$

A: 流域面積 (km<sup>2</sup>)

$C_d$ : 容積土砂濃度

$R_T$ : 100 年確率降雨量 T = 24hr (399mm)

: 空隙率 (0.4)

$$C_d = \frac{\tan \quad}{(\quad - \quad)} / (\tan \quad - \tan \quad)$$

: 礫の密度 (2.6 t/m<sup>3</sup>)

: 水の密度 (1.2 t/m<sup>3</sup>)

: 渓床勾配 (°) [計画地点から上流 200m までの平均勾配]

: 堆積土砂の内部摩擦角 (一般的に 35°)

fr: 流出補正率  $fr = 0.05(\log A - 2.0)^2 + 0.05$  (図 4 - 2)

$C_d$  の一般的な値

$C_d$	0.3 の場合 $C_d = 0.3$
$C_d$	0.3 < $C_d$ < 0.54 の場合 $C_d$
$C_d$	0.54 の場合 $C_d = 0.54$

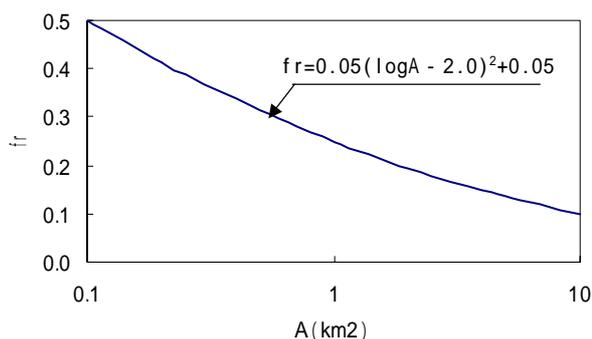


図 3.2 A と fr の関係

一般的に愛媛県の場合は，流域面積が小さく運搬可能土砂量よりも，移動可能土砂量のほうが小さくなるため移動可能土砂量を計画土砂量として扱う場合が殆どである。

### 【計画流下許容量】

計画流下許容量は，土石流危険渓流の計画基準点より下流において災害を発生することなく流れる土砂量で，土石流堆積工による計画堆積量以外のものをいう。土石流危険渓流においては，計画許容流下量は，一般には 0 とする。

### (3) 土砂整備の評価

砂防施設による土砂整備の評価は整備率 (F) により算定を行なう。計画流出土砂量から許容流出土砂量を差し引いた有害流出土砂量のうち，砂防施設によって抑止される土砂量の占める割合をもって渓流の整備状況を把握する。

整備率の算定に当っては以下の算式による。

土石流対策施設計画は，以下の式を満たすように渓流の全体計画を策定する。

$$Q - E = C + D + B$$

$$\text{整備率 (F)} = \frac{C + D + B}{Q - E} \times 100 \%$$

Q：計画流出土砂量

E：計画流下許容量は，原則として評価しない。

C：計画捕捉量は，原則として平常時堆砂勾配（現溪床勾配の 1/2）の貯砂量と計画堆砂勾配（現溪床勾配の 2/3）の貯砂量の差とする（図 3.3）。

D：計画堆積量は，土石流堆積工が計画されている場合に評価する。（通常は評価しない）

B：計画土石流発生抑制量（図 3.3）

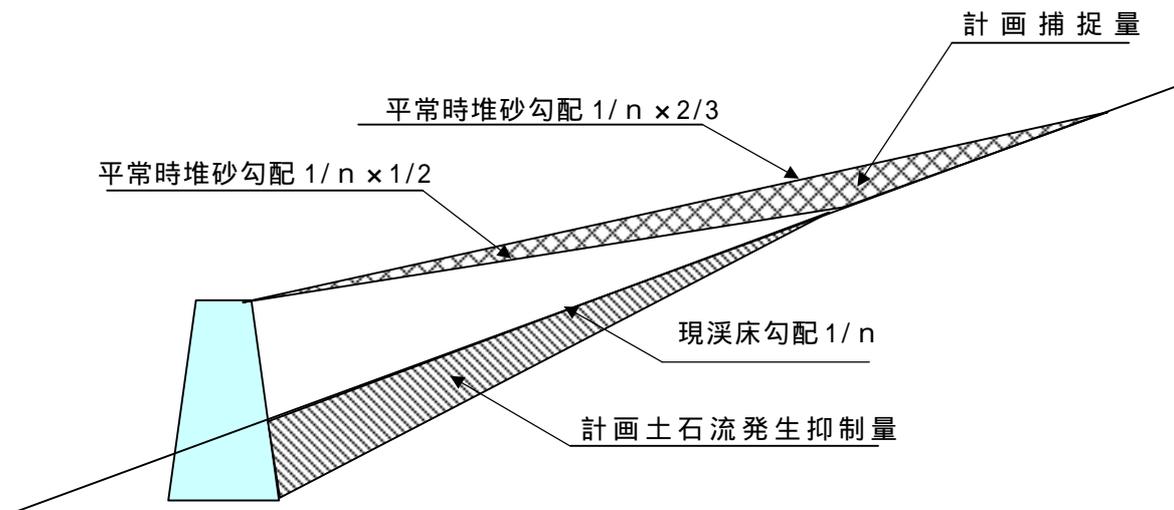


図 3.3

以上から土石流危険渓流における土砂整備の評価は次式で表され，土砂整備の評価は計画流出土砂量の大きさと，ダム規模により評価される。

$$\text{整備率 (F)} = \frac{C+B}{Q} \times 100 \%$$

#### (4) 概成

整備率 100%となった時点で当渓流の整備は一応終了するが，一般的に整備率 70%を超えた時点でその渓流は概成したものとする。

### 2.4 愛媛県の土石流危険渓流の諸特性値による流出土砂量の算定

2.1 項で述べたように，愛媛県の地形は非常に急峻で，変化に富んだ地形・地質をなしており，土石流危険渓流の数は非常に多い。

また 2.3 項で述べたように砂防計画を行なうにおいては，計画流出土砂量の算定が重要であり，計画時には各渓流における詳細な調査が必要であるが，流域の諸特性値による流出土砂量/1km<sup>2</sup>/1洪水及び年平均流出土砂量/1km<sup>2</sup>の算定が可能であれば，広域的な砂防計画を時系列単位で行なうことが可能であると考えられる。

ここでは，平成 12 年度に実施された土石流危険渓流調査カルテ（愛媛県砂防課資料）をもとに，3100 箇所データを整理することにより，流域の諸特性値による計画流出土砂量の算定を行い一般値との比較を行なう。愛媛県の土石流危険渓流箇所 2994

箇所に対して多いのは、2.2 項で述べた土石流危険渓流の他に「保全人家戸数が 5 戸未満」および、「現在保全人家戸数 0 戸であるが、今後住宅の新築の可能性のある区域に流入する渓流」が含まれているためである。

渓流調査結果から算出された計画流出土砂量は、現溪床に堆積している不安定土砂の合計であるため、時系列的なものは不明である。計画流出土砂量の算定に当っては、降雨要因についても当然加味することが必要であるが、過去何年間に渡り流出した土砂量であるか不明であるため、降雨要因との関連づけを行うことは不可能である。

ただし地域毎に流出土砂量の推定を行うことにより、各地域の降雨特性が含まれた量として推定を行うことは可能だと考えられる。

## 2.4.1 土石流危険渓流調査カルテ内容

### (1) 調査項目

土石流危険渓流カルテは、「土石流危険渓流および土石流危険区域調査要領（案）」（平成 10 年 12 月建設省河川局砂防部砂防課）に基づき調査が行われ、「土石流危険渓流カルテ作成要領（案）」（平成 11 年 6 月建設省河川局砂防部砂防課）に基づき、作成が行なわれている。

平成 12 年度に実施された土石流危険渓流の地形・地質及び既設砂防ダムに関する調査内容は表 4.1 の 17 項目である。

表 4.1 土石流危険渓流調査項目

流域概要							溪床堆積土砂			計画流出土砂量	砂防施設				
渓流長	流域面積	発生流域面積	川幅	平均溪床勾配	代表的な地質	規模の大きい崩壊履歴	常時湧水	存在区間	平均厚さ		平均幅	ダム基数	計画堆砂量合計	現況堆砂量合計	現況堆砂長合計
Km	Km <sup>2</sup>	Km <sup>2</sup>	m	度				m	m	m	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>	m <sup>3</sup>	m	m <sup>3</sup>

流域の諸特性値を知るうえで流域長、流域幅、流域形状比、山腹勾配、源頭部面積を 1/5000 ~ 1/10000 の地形図から読み取り、1 年間平均流出土砂量を算定するうえで、既設砂防ダムに堆砂した年数を知る必要から、ダムの施工年度調査を行い、表 4.2 の 7 項目を追加しデータ整理を行なう。

表 4.2 追加項目

流域概要			山腹状況		砂防施設	
流域長	流域幅	流域形状比	山腹斜面勾配	源頭部面積	施工年度	施工後の年数
Km	Km	流域幅/流域長	度	m <sup>2</sup>		年

### (2) 計画流出土砂量の算定

計画流出土砂量は、4(2)項で述べたように、「土石流対策技術指針(案)」第 2 章第 2 節 2.4.1 項に基づき算出され、土石流危険渓流調査結果として図 4.1 の渓床堆積土砂の模式図に示すように、各渓流の合計で算出されている。

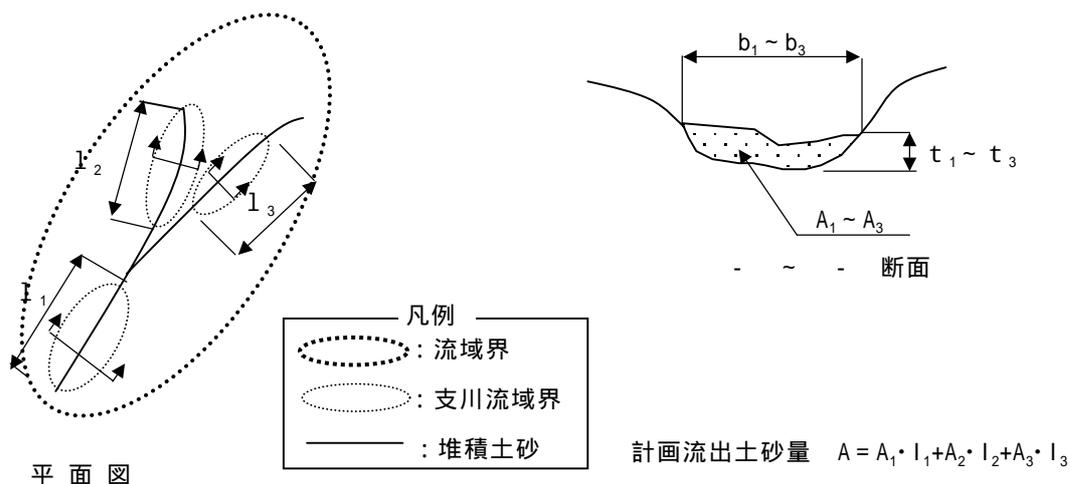
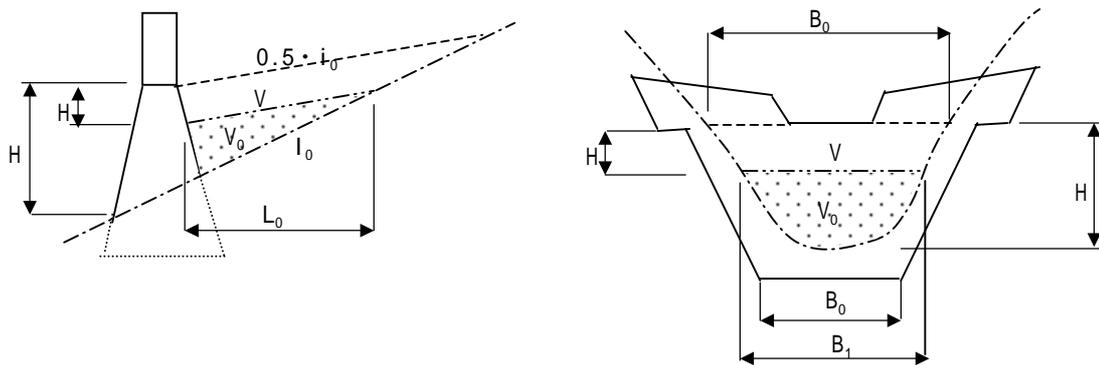


図 4.1 渓床堆積土砂の模式図

### (3) 砂防ダム現況堆砂量・計画堆砂量の算定

砂防ダムの現況・計画堆砂量は、渓流内に施工されている砂防ダムの未満砂高 (H)、現況堆砂幅 (B<sub>1</sub>)、現況堆砂長 (L<sub>0</sub>) を現地調査により計測し、図 4.2 の要領で算定が行なわれている。



- ・ 現況の堆砂量 (m<sup>3</sup>)  $V_0 = 0.25 (B_0 + B_1) (H - H) \cdot L_0$
- ・ 計画堆砂量 (m<sup>3</sup>)  $V = 0.5 (B_0 + B_2) H^2 / i_0$
- ・ 未満砂量 (m<sup>3</sup>)  $V = V - V_0$

ここに

- $i_0$  : 元河床勾配
- $B_0$  : 砂防ダム基礎長 (m)
- $B_1$  : 現況堆砂幅 (m)
- $L_0$  : 現況堆砂延長 (m)
- H : 砂防ダム有効高 (m)
- H : 未満者高 (m)
- $B_2$  : 計画堆砂幅 (m)

図 4.2 ダムの模式図

#### 2.4.2 1洪水による 1km<sup>2</sup> 当り計画流出土砂量の算定方法

前項(2)(3)で算出された計画流出土砂量及び砂防ダム現況堆砂量より算出を行なう。

1洪水による 1km<sup>2</sup> 当り計画流出土砂量 = 計画流出土砂量 / 流域面積 (m<sup>3</sup> / km<sup>2</sup> / 1洪水)

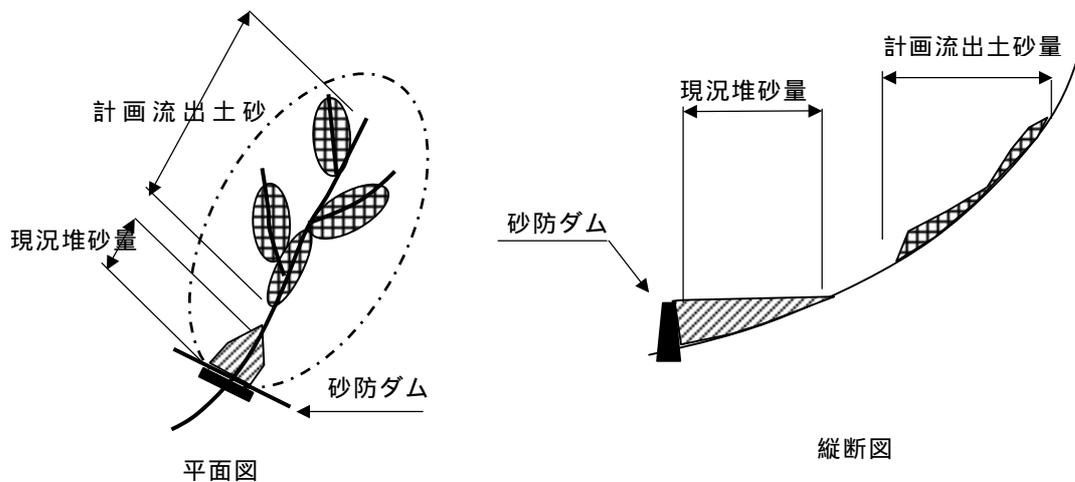


図 4.3 流出土砂量算出図

### 2.4.3 デ - タ整理箇所

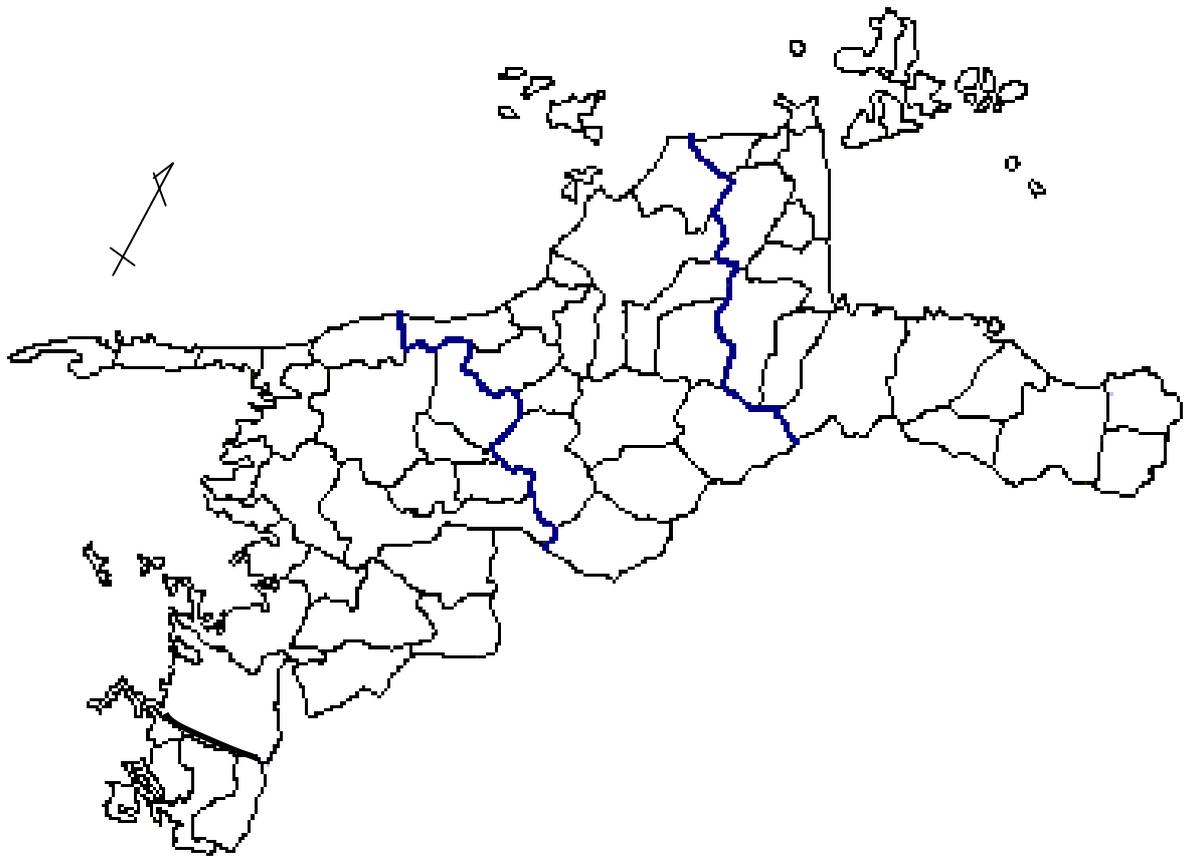
デ - タ整理は、地質帯毎に領家花崗岩類、三波川変成岩類、和泉層群、石鎚層群、久万層群、御荷鉾緑色岩類、四万十川層群、秩父三宝山層群の8種類に分類し、それぞれの降雨特性を考慮し、東予・中予・南予に区分すると共に、領家花崗岩類（東予）は陸地部・島嶼部に、四万十川層群（南予地域）については、整理段階で北宇和郡・南宇和郡で流出土砂量に大きな差異が認められたため、それぞれ表4.3のように分類し整理を行ない、図4.4に位置を示す。

年間平均雨量は個体数の最も多い地点又は、最も近い観測所の位置での雨量とする。

表4.3 デ - タ整理の分類

地質	地区名		箇所数（ヶ所）	代表岩石	年間平均雨量 （観測地）
領家花崗岩類 （東予・陸地部）	玉川町		182	花崗岩	1478.5mm （玉川）
	波方町		87		
	菊間町		37		
	朝倉村		45		
	大西町		34		
	今治市		67		
小計			452		
広島花崗岩類 （東予・島嶼部）	大三島	上浦町	40	花崗岩	1142.4mm （大三島）
		大三島町	70		
	大島	吉海町	72		
		宮窪町	53		
	伯方島	伯方町	64		
	魚島	魚島村	7		
	弓削島	弓削町	21		
	生名島	生名村	4		
	岩城島	岩城村	29		
小計			360		
三波川変成類 （中予地域）	広田村		33	緑色片岩	1956.5mm （久万）
	双海町		48		
	中山町		48		
	久万町		90	黑色片岩	
	小田町		65	緑色片岩	
	美川村		51		
	面河村		16		
小計			351		

三波川変成類 (東予地域)	川之江市	20	黒色片岩	1321.1m m (三島)	
	三島市	43			
	新宮村	24	砂岩片岩		
	土居町	14	黒色片岩		
	別子山村	4			
	新居浜市	37	砂質・泥質片岩		
	西条市	40			
小計	182				
和泉層群 (中予地域)	伊予市	69	砂岩・頁岩互層	1303.1m m (松山)	
	双海町	18	安山岩		
	砥部町	42	砂岩・頁岩互層		
小計	129				
和泉層群 (東予地域)	新居浜市	126	砂岩・砂岩泥岩互層	1317.1m m (新居浜)	
	西条市	42			
	川之江市	38	砂岩・頁岩互層		
	土居町	9			
小計	215				
石鎚層群 (中予地域)	面河村	22	安山岩	1956.5m m (久万)	
	久万町	38			
	広田村	9			
	砥部町	11	砂岩・安山岩		
小計	80				
久万層群 (中予地域)	伊予市	4	安山岩	1956.5m m (久万)	
	美川村	2	礫岩		
	面河村	6			
	久万町	15			
小計	27				
御荷鉾緑色類 (中予地域)	小田町	27	玄武岩	1956.5m m (久万)	
小計	27				
四万十川層群 (南予地域)	北宇和郡	津島町	219	砂岩・頁岩互層	1654.2m m (宇和島)
		三間町	9		
		広見町	235		
		松野町	113		
		日吉村	77		
	南宇和郡	内海村	48	砂岩・泥岩	1911.0m m (御荘)
		御荘町	79		
		城辺町	81		
		一本松町	46		
		西海町	42		
小計	949				
秩父三宝山群 (南予地域)	宇和町	105	砂岩・頁岩	1943.1m m (宇和)	
	城川町	124	砂岩・頁岩, 粘板		
	野村町	109	砂岩・頁岩,		
小計	338				

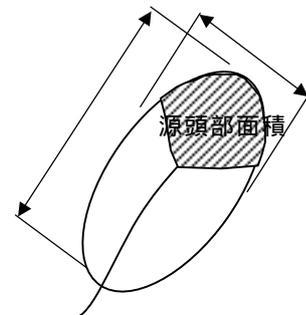


#### 2.4.4 流出土砂の要因となる地形特性

流出土砂量に影響すると考えられる地形的要因は、流域面積、流域形状比、山腹勾配、源頭部面積比にあると考え、これらの要因との関連の検討を行う。

表 4.4 流出土砂量の要因と考えられる地形特性

要 因		説 明
溪 流	流域面積 (km <sup>2</sup> )	溪流の最下流端 (A 点) における集水面
	流域幅 (km)	右図参照
	流域長 (km)	右図参照
	流域形状比	流域幅 / 流域長
斜 面	山腹勾配 (°)	山腹の斜面勾配
	源頭部面積 (km <sup>2</sup> )	溪流の最上流端における集水面積
	源頭部面積比 (%)	源頭部面積 / 流域面積 × 100



### 2.4.5 土石流危険渓流の地形特性

愛媛県の土石流危険渓流の地形特性を知るうえで、流域面積、流域の最大山腹勾配、流域形状比、源頭部面積比別に集計を行うと図 4.4.1～図 4.4.4 のようになる。

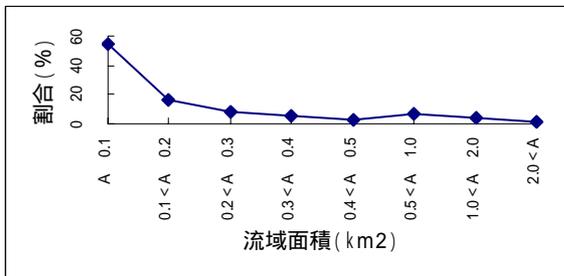


図 4.4.1 流域面積割合

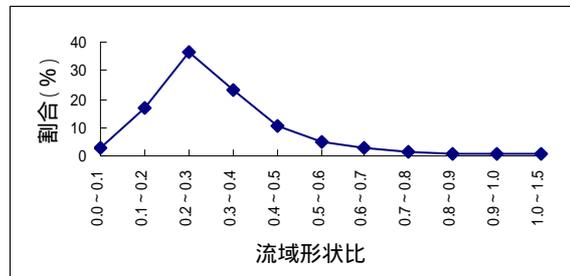


図 4.4.2 流域形状比割合

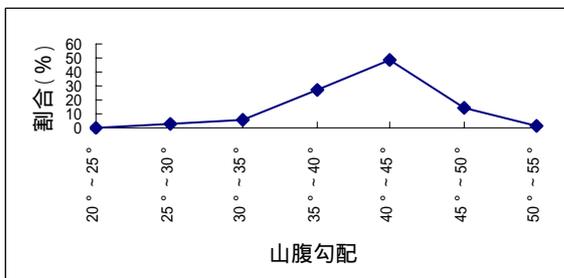


図 4.4.3 山腹勾配割合

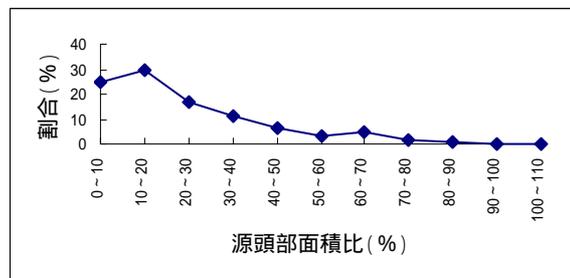


図 4.4.4 源頭部面積比割合

以上のグラフより、県内の土石流危険渓流は、流域面積  $A=1.0\text{km}^2$  以下が約 88% を占め、中でも  $A=0.1\text{km}^2$  以下が全体の 55% を占めており、非常に小さい流域からなっている。

また山腹勾配  $40^\circ \sim 45^\circ$  が全体の 50%、流域形状比  $0.1 \sim 0.4$  が 76% を占め、 $0.2 \sim 0.3$  が 37% をしめており細長い渓流である。また源頭部面積比  $10 \sim 20\%$  が全体の 30% と流域面積に対し比較的小面積である。

これらから、愛媛県の土石流危険渓流の地形特性は、小流域で、急勾配であり、縦断方向に非常に細長い形状をなしているといえ、図 4.5 のような形状をなしている。

実際に土石流災害は、 $0.1\text{km}^2$  以下の流域で多く発生している。

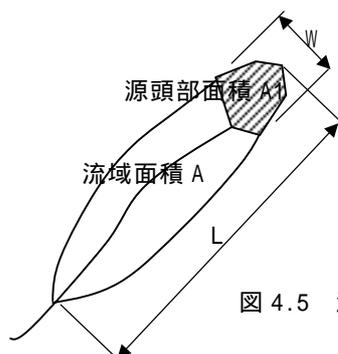


図 4.5 流域面積が小さく、細長い流域形状

表 4.5 土石流危険渓流の地形特性

流域面積	A	$1.0\text{km}^2$ 以下
源頭部面積	$A1/A$	10 ~ 20%
流域形状比	$W/L$	0.2 ~ 0.3
山腹勾配		$40^\circ \sim 45^\circ$

## 2.4.6 地質帯・地域別 1km<sup>2</sup> 当り計画流出土砂量の算定

地質・地域毎に表 4.6 の分類のもとに整理を行い，愛媛県砂防技術便覧による流域面積別流出土砂量表<sup>7)</sup>による流域面積毎に区分し，実測による計画流出土砂量の算定を行なうと共に，一般値（表 4.6）との比較を行う。表 4.6 をグラフ化したものが図 4.6 である。

計画流出土砂量の算定に際しては、流域面積毎に異常値の棄却を行い，平均値を算出しそれぞれの流域面積の計画流出土砂量として算定を行なう。

前項の地形特性により，流域面積 1.0km<sup>2</sup> 以下が約 90% を占め，1.0km<sup>2</sup> 以上の個体数が少ないため，1.0km<sup>2</sup> ~ 5.0km<sup>2</sup> の流出土砂量の値は信頼性が薄いと考えられる。

図 4.7.1 ~ 図 4.7.8 に地質帯毎の実測値と平均値を表し，図 4.8 に地質帯毎の平均流出土砂量を示す。

表 4.6 愛媛県流域面積別計画流出土砂量表

流域面積 (a) (km <sup>2</sup> )	計画流出土砂量 (q) (m <sup>3</sup> / km <sup>2</sup> )	流域面積 (a) (km <sup>2</sup> )	計画流出土砂量 (q) (m <sup>3</sup> / km <sup>2</sup> )
0.1	150,000	0.9	51,000
0.15	113,000	1.0	50,000
0.2	94,000	1.5	41,000
0.3	76,000	2.0	36,000
0.4	67,000	3.0	31,000
0.5	61,000	4.0	29,000
0.6	57,000	5.0	28,000
0.7	55,000	10.0	25,000
0.8	53,000		

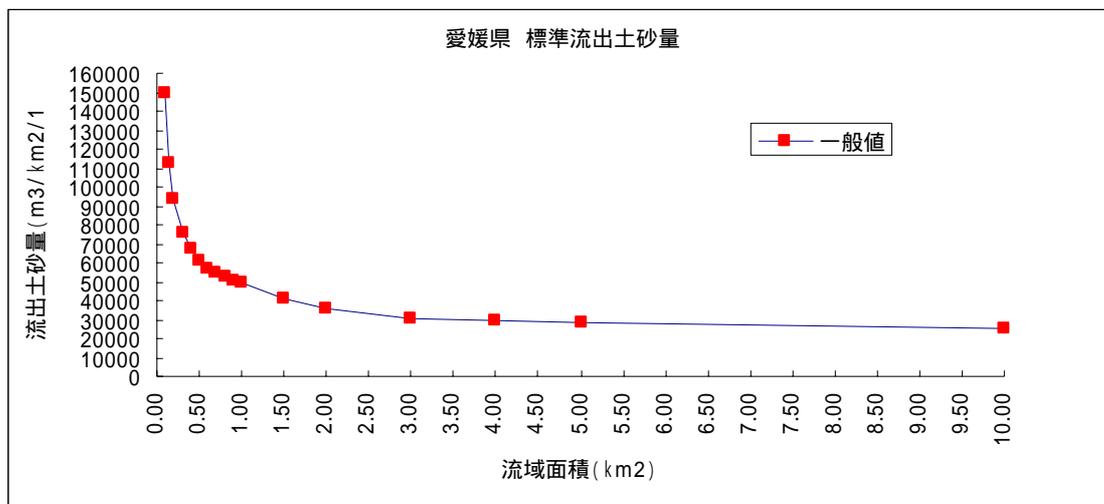


図 4.6 標準計画流出土砂量

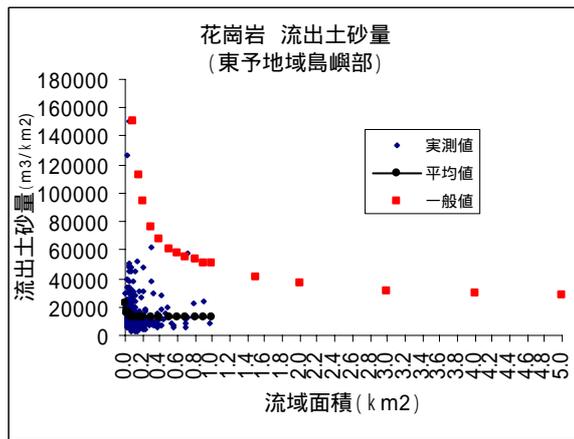
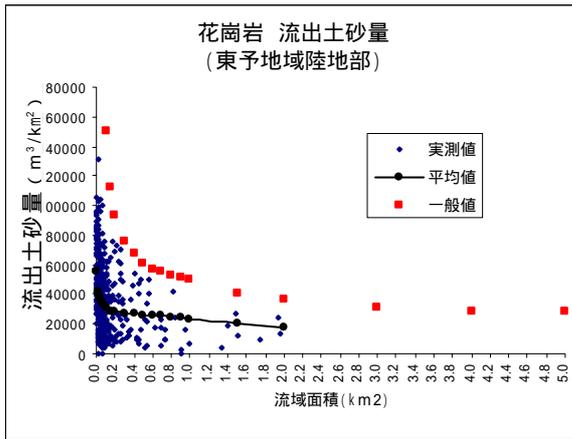


图 4.7.1 領家花崗岩類 計画流出土砂量

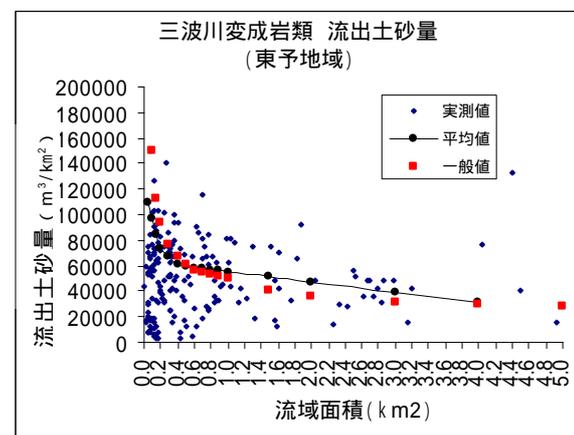
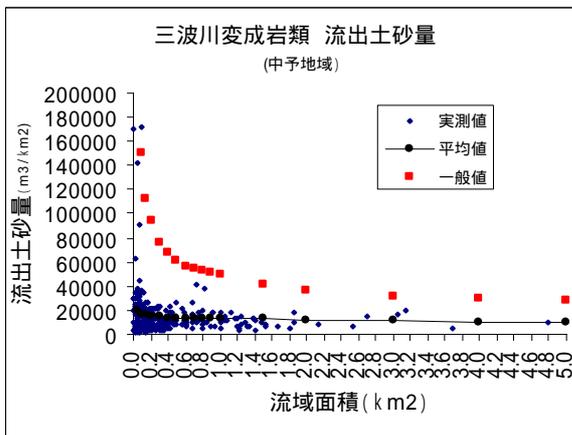


图 4.7.2 三波川变成岩類 計画流出土砂量

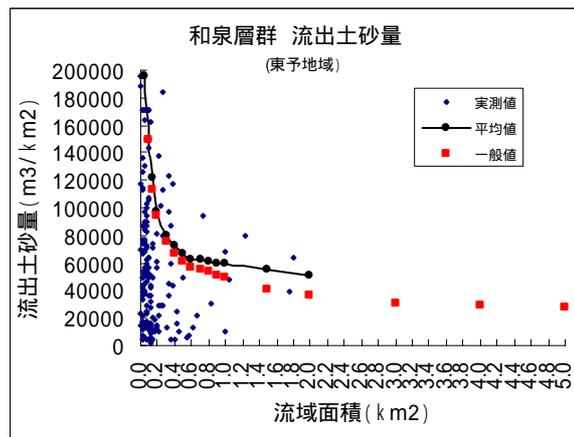
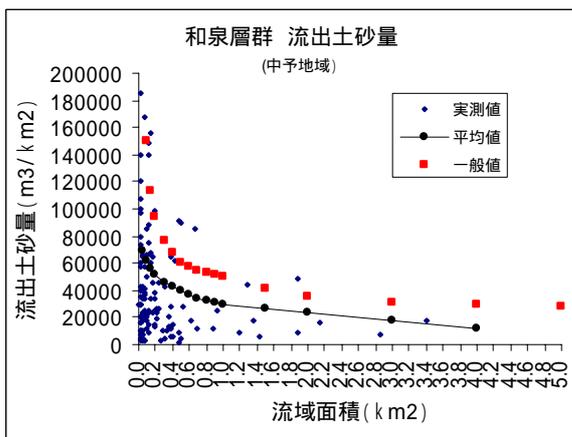


图 4.7.3 和泉層群 計画流出土砂量

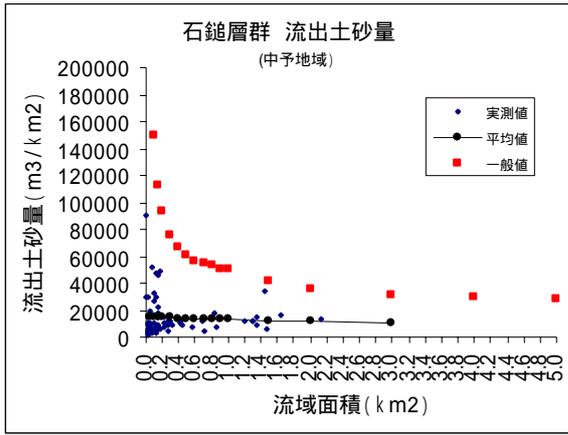


图 4.7.4 石鏡層群 計畫流出土砂量

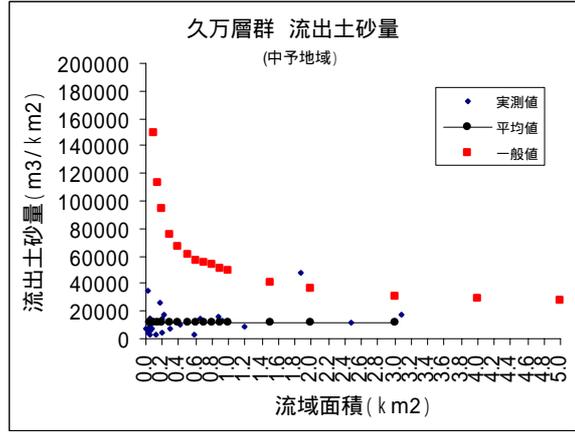


图 4.7.5 久万層群 計畫流出土砂量

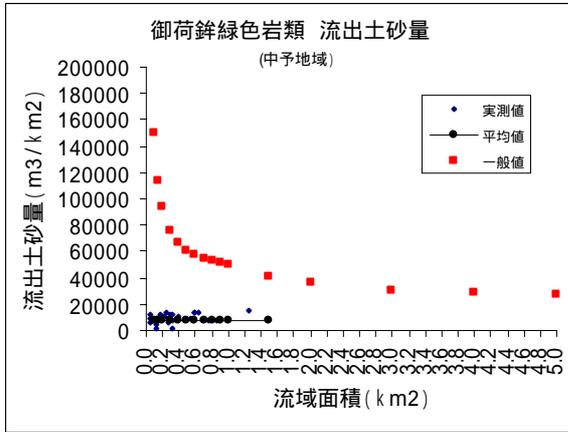


图 4.7.6 御荷鉾綠色岩類 計畫流出土砂量

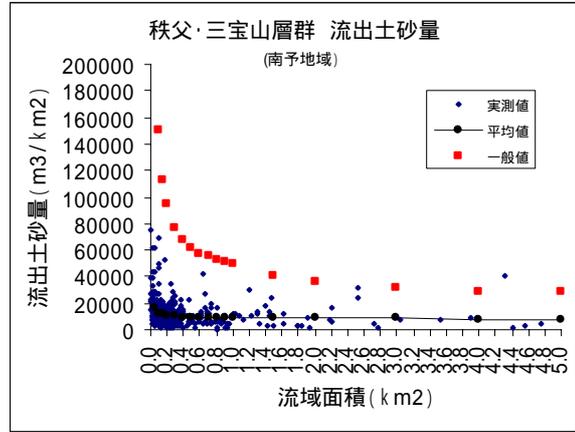


图 4.7.7 秩父・三宝山 計畫流出土砂量

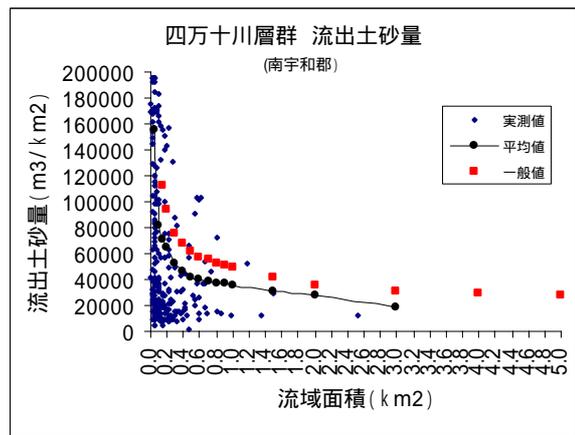
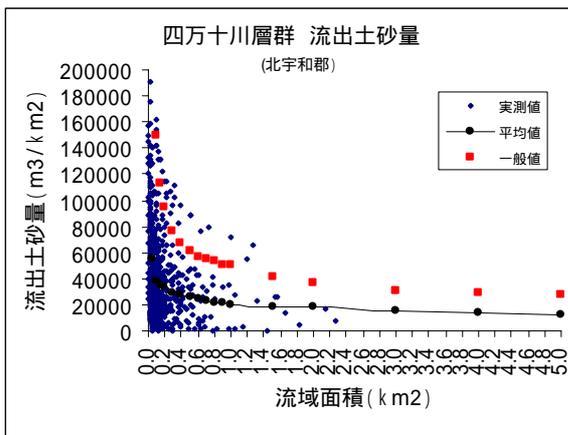


图 4.7.8 四万十川層群 計畫流出土砂量

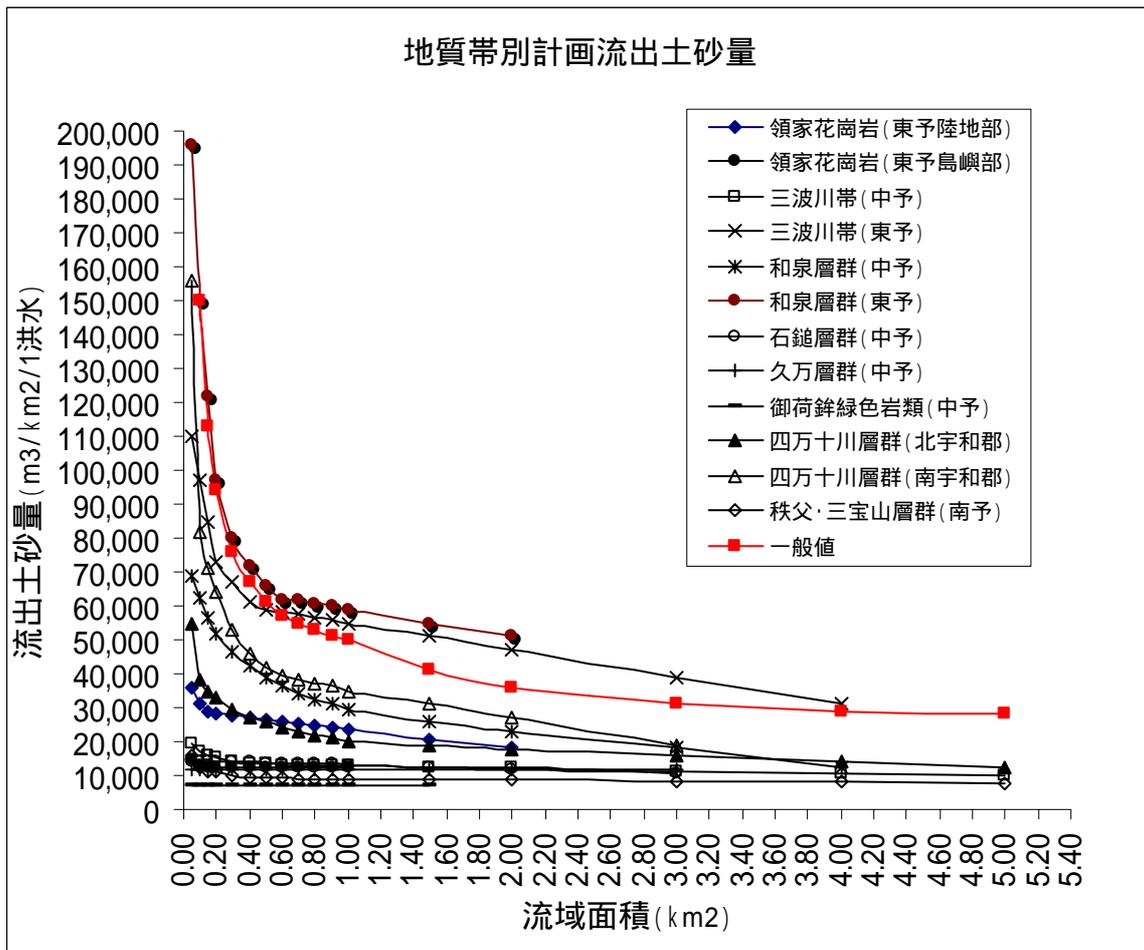


図 4.8 流出土砂量の平均値

#### 2.4.7 整理結果に基づく地質帯・地域別 1km<sup>2</sup> 当り計画流出土砂量の算定

デ - タ整理により, 計画流出土砂量は一般値同様, 流域面積が大きくなるにしたがい, 1km<sup>2</sup> 当りの値は小さくなるという傾向が見られる。これは流域面積が大きいほど, 生産土砂量が貯留される機会が大きくなることや, 土砂生産の少ない平地部が相対的に増加するためだと考えられる。

図 4.8 からデータ整理による地質帯, 地域別流出土砂量の平均値は一般値よりも全体的に少なめであるが, 愛媛県全域を一律とするならば安全面から上限値を採用すると, ほぼ一般値が妥当な値であると考えられる。

しかしそれぞれの地域に最適な砂防計画を行なうとすると, 図 4.8 を以下の 4 グループに分け, それぞれに計画流出土砂量の算定を行なうことが望ましいと考えられる。

ここで久万層群・御荷鉾緑色岩類については, 資料が少なく信頼度が薄いためグループから外すこととする。

三波川帯（東予）・和泉層群（東予）

四万十川層群（南宇和郡）・和泉層群（中予）

領家帯（東予陸地部）・四万十川層群（北宇和郡）

三波川帯（中予）・領家帯（東予島嶼部）・石鎚層群（中予）秩父三宝山層群（南予）

以上のグループの計画流出土砂量を表 4.7 に、グラフを図 4.9 に示す。

表 4.7 地質帯別計画流出土砂量

流域面積 (akm <sup>2</sup> )	計画流出土砂量の一般値 (qm <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> )	三波川帯 (東予)		四万十川層群 (南宇和郡)		領家帯 (東予陸地部)		四万十川層群 (北宇和郡)		三波川帯 (中予)		領家帯 (東予島嶼部)		石鎚層群	
0.05	150,000		196,000		156,000		55,000				20,000				
0.1	150,000		150,000		82,000		38,000				17,000				
0.15	113,000		122,000		71,000		35,000				16,000				
0.2	94,000		97,000		64,000		33,000				16,000				
0.3	76,000		80,000		53,000		30,000				14,000				
0.4	67,000		72,000		46,000		27,000				14,000				
0.5	61,000		66,000		42,000		27,000				14,000				
0.6	57,000		62,000		40,000		26,000				13,000				
0.7	55,000		60,000		38,000		26,000				13,000				
0.8	53,000		60,000		37,000		25,000				13,000				
0.9	51,000		59,000		37,000		24,000				13,000				
1.0	50,000		58,000		35,000		24,000				13,000				
1.5	41,000		53,000		31,000		21,000				13,000				
2.0	36,000		48,000		27,000		18,000				12,000				
3.0	31,000		39,000		19,000		16,000				12,000				
4.0	29,000		31,000		12,000		14,000				11,000				
5.0	28,000		22,000		12,000		12,000				10,000				

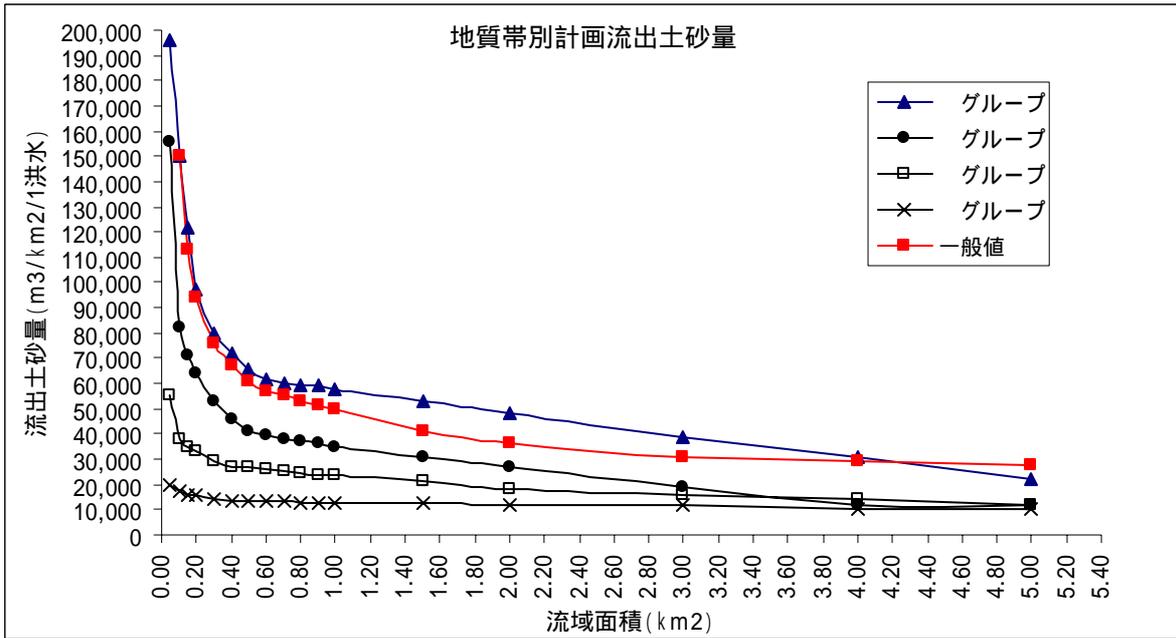


図 4.9 地質帯別流出土砂量

## 2.5 地質帯別流出土砂特性の考察

ここでは、図 4.8 の結果に基づき地質帯と流出土砂量の相関関係について、地層年代や地質特性から検討を行う。表 5.1 に四国の主要な地層の形成年代<sup>8)</sup>を示す。

表 5.1 四国の主要な地層の形成年代

年代 (百万年)	地帯	領家帯	三波川 - 秩父帯			黒瀬川帯	三宝山帯	四万十帯	瀬戸川 - 中村帯		
			三波川帯	御荷鉾帯	秩父帯						
	主要構造線		中央構造線	清水構造帯	御荷鉾構造線	黒瀬川構造帯	仏像構造線	安芸宿毛	構造線		
	時代										
0.01	新生代	第四紀	沖積層								
			更新世	段丘堆積物							
1.7		第三紀	鮮新世	三豊層群, 岡村層, 群中層, 土柱層, 森山層				万々層	水分層	唐ノ浜層群	越層
5.1			中新世	讃岐層群, 石鏡層群						高月山花崗岩類	
			古第三紀	干圧層群							三崎層群
24			漸新世								菜生層群
38			始新世	久万層群							幡多層群
55			暁新世								室戸半島層群
65			中生代	白亜紀	和泉層群		外和泉層群		四万十累層群		
145				ジュラ紀	領家花崗岩類		物部川層群		鳥ノ巣層群		
212	三畳紀	領家変成岩類		三波川変成岩類		秩父中・古生層		三宝山層群			
247	古生代	二畳紀									
289		石炭紀							御荷鉾緑色岩類		
367		デボン紀								岡成層群	
416		シルル紀									
446		オルドビス紀									
509		カンブリア紀								三滝花崗岩類 寺野変成岩類	
575	先カンブリア時代										

年代は日本地質アトラス(1982)に従った

## 2.5.1 基岩の一般的性質<sup>9) 10) 11)</sup>

基岩は大きく堆積岩・火成岩・変成岩に分けられ、それぞれの一般的な性質を述べる。

### (1)堆積岩

造山地帯の堆積岩の多くは、かつて海底に堆積し、その後、地盤の上昇に伴って陸化したものと考えてよい。この場合地質年代の古いものほど深所にあつて、長時間にわたって強い圧力を受けてきた確率が高く、その結果地質時代の古い基岩ほど固結度合いが進んで、堅硬な性質を持っているのが一般的な傾向である(表 5.2, 表 5.3)。

しかし日本列島の造山運動は、中生代の末期から古第三紀の前期にかけてと新第三紀の後期から第四紀にかけて、激しく行なわれたところから、古第三紀以前の岩層が大きく変動を受けている確率が高い。特に中生代、古生代の基岩に強い影響が見受けられる。新第三紀以後の基岩も、同様に変動の影響を受けているが、造山運動の骨格が一応形成された後の周辺堆積層であるため、傾動、破碎の状況は相対的に小さい場合が多い。

古第三紀以前、特に中生代以前の堆積岩は堅硬ではあるが、破碎を受けている確率が高く、これに対して、新第三紀以後の堆積岩は堅硬さには乏しいが、破碎の確率が低いと考えられる。

表 5.2 堆積岩の形成時期と堅硬度

地質帯名	代表岩石	形成時期	堅硬度合い
久万層群	礫岩, 安山岩	新	小
和泉層群	砂岩, 砂岩泥岩互層, 砂岩頁岩互層	↑ ↓	↑ ↓
四万十川層群	砂岩・頁岩互層, 泥岩		
秩父・三宝山層群	砂岩, 頁岩, チャート, 斑レイ岩, 粘板岩砂岩互層	古	大

表 5.3 堆積岩の固結度合いによる種類分け

岩質	固結度合い
泥岩	小
頁岩	↑ ↓
粘板岩	
千枚岩	
チャート	大

## (2)火成岩

マグマ自身あるいはマグマによる融解物が冷却して岩石となったもので，形成により，深成岩，火山岩，半深成岩に分けられる。

### 《深成岩》

- ・地下深くでゆっくりと冷却したマグマ～溶融物が，ある一様な成分であった溶融体から，数種類の造岩鉱物が分化して，それらの集合体としての岩石に変貌したものである。
- ・ケイ酸成分の多い酸性岩を花崗岩，中性岩を閃緑岩，塩基成分の多い塩基性岩を斑レイ岩と呼んでいる。
- ・中世代から第三紀初期にすでに岩石となったものは，堆積岩と同様の変動を受けて，かなりの規模と密度を持つ断層・破碎を生じていることが見いだされる。

### 《火山岩》

- ・地表に噴出したマグマが急速に冷却して，溶融成分がそのまま固化したもの。
- ・ケイ酸成分の多い酸性岩を流紋岩，中性岩を安山岩，塩基性岩を玄武岩と区分している。
- ・堅硬な基岩としての性質を示すが，非晶質部分は摩耗に弱く，河川の上流部では大礫の河床堆積物を見るが，下流部では大礫は少ない。

### 《半深成岩》

- ・深成岩と火山岩の中間の性質を持つもの。
- ・高熱の火山灰・砂が堆積後に溶結した溶結凝灰岩，火山灰と火山礫とが堆積して固結した凝灰角礫岩が分布する。

### 《火成岩の性質》

- ・火成岩は，冷却に際して収縮して割れ目を生じやすい傾向にあり，特に火山岩ではその傾向が強い。
- ・玄武岩や安山岩は，柱状節理や板状節理を形成することで知られている。
- ・火成岩はマグマのつ上昇通路に位置しているため，固結後もマグマの強酸性(硫酸)の熱水が上昇してくることが多く，極端な場合は岩石としての堅硬さを全く

失って、赤色～黄色～灰緑色の粘土層になっている場合も多い。

- ・現存する火山岩の多くは、古いものでも新第三紀，新しいものは，洪積世から現代世のものがあり，他の基岩に比べるとはるかに新しいことが特徴である。その中であって，相対的に古いものほど熱水による変質度が高く，変質量が多くなっている傾向にあり，古いものほど軟弱な傾向にあると見なされる(表 5.4)。

表 5.4 火成岩の形成時期と堅硬度

地質帯名	代表岩石	形成時期	堅硬度合い
石鎚層群	砂岩，安山岩	新	大
広島型花崗岩類	花崗岩，ホルンフェルス	↑ ↓	↑ ↓
領家花崗岩類	花崗岩		
御荷鉾緑色岩類	玄武岩	古	小

### (3) 変成岩

- ・マグマの熱と貫入の圧力によって既存の岩石（堆積岩が多い）が変質したもの。
- ・変成岩は強圧下で生成されているため，板状ないし片状に剥離しやすい構造のものが多く，これらは結晶片岩と呼ばれている。
- ・変成岩の原岩は堆積岩が多いが，花崗岩類の変成岩は片麻岩といわれ，石灰岩は大理石に変化している。
- ・変成岩は，中生代以前の岩石が地下深部でマグマの高熱と強い圧力を受けて変質すると同時に，中生代以前の岩石は，造山運動に伴う褶曲，破碎の影響を強く受けており，基岩の中では最も強い変動を受けたものと見ることができる。現実に露頭を観察してみると，断層破碎の部分が多く，地下部での砂礫化が最も進んだ箇所となっており，粘土化している部分も多く見られる。
- ・変成度は，曹長石の点紋の有無によって点紋片岩，無点紋片岩に区分され，それぞれの分布域を点紋帯，無点紋帯と呼ぶ。性質としては，点紋帯のほうが変成度が高いとされている。

#### 2.5.2 地質帯別流出土砂特性の考察

以上の基岩の特性および地層の形成年代を参考に，地質帯別流出土砂特性について，検討を行なう。

## (1) 領家花崗岩類帯

領家花崗岩類帯は、主に花崗岩類からなり、古いものから領家古期花崗岩類・領家新規花崗岩類・広島花崗岩類に区分される。形成過程としては、領家古期花崗岩類である高縄半島から広島花崗岩類である芸予諸島へとマグマが貫入し、固結したと考えられる。

東予地域陸地部と島嶼部での流出土砂量の傾向が異なるのには、基岩の形成年代と岩質による理由が考えられる。花崗岩のような深成岩において、中生代から第三紀初期にすでに岩石となったものは、堆積岩と同様の変動を受けているため、断層破碎を生じている。領家花崗岩類帯の基岩の形成年代は、三疊紀後期からジュラ紀初頭であるため、断層破碎を生じていると考えられる。このため地質年代の古い陸地部のほうが島嶼部より流出土砂量が多くなると考えられる。また広島花崗岩である芸予諸島の大三島町・岩城村・弓削町・関前村などには、ホルンフェルスが広く分布する。ホルンフェルスは、変成岩の一種であり、緻密で堅硬な性質をもつため風化に強い。このため島嶼部での流出土砂量は少なくなる傾向にあると考えられる。

全体的には、愛媛県の標準流出土砂量より流出土砂量は少なく、安定している地質帯と言えるが、花崗岩の風化した真砂土は、風化した脆弱な長石や有色鉱物を多量に含み、土粒子が角ばって破碎されやすく、降雨時に大規模な斜面崩壊が多く発生している。

玉川町では昭和45年～昭和51年にかけて、降雨による大規模な土石流災害が発生しており、島嶼部でも平成10年に吉海町のキオキバ川で、台風による土石流が発生している。

## (2) 三波川変成岩類

三波川変成岩類は、低温高圧型の変成帯であり、基岩の形成年代は三疊紀からジュラ紀と考えられる。主な岩石は、泥質・砂質・塩基性・珪質片岩などの結晶片岩類である。結晶片岩類は強圧下で生成されるため、鉱物の配列は列状ないし流れ状になり、その集合体としての岩石は薄く剥離しやすい構造になっている。

中予地域と東予地域で流出土砂量の傾向が明らかに異なるのは、変成度によるところが大きいと考えられる。岩石の変成度は、曹長石の点紋（肉眼で認められる曹長石斑状変晶）の有無によって、点紋片岩と無点紋片岩に区分されている。また、それぞれの分布域は、点紋帯、無点紋帯と呼ばれ、点紋帯のほうが無点紋帯よりも変成度が高いとされている。

東予地域は、点紋帯であるため変成度が高く、中予地域は、ほぼ無点紋帯であるため変成度が低くなる。このため東予地域のほうが、中予地域よりも流出土砂量が多く

なる傾向があると考えられる。

全体的に見ると東予地域は、愛媛県の標準流出土砂量よりも大きな流出地域が多く分布しているため、注意する必要がある。また中予地域は比較的安定しているといえるが、長浜町から双海町の伊予灘沿いの断層海岸には点紋帯が存在し、過去に多くの土砂災害が発生しており、最近では平成10年に双海町の西満野川で土石流災害が発生している。

### (3) 和泉層群

和泉層群は、砂岩・泥岩・頁岩などから成る白亜紀後期の海成層である。東予地域と中予地域で流出土砂量が異なるのは、和泉層群の形成過程と各地域の構成岩石に影響を受けていると考えられる。

和泉層群の地質構造は、東へ傾斜した軸を持つ向斜構造であり、西から東へと堆積が進んだと考えられる。この形成過程にある海成層とは、かつて海底に堆積し、その後、地盤の上昇に伴って陸地化したものである。この場合、地質年代の古いものほど深所にあつて、長時間にわたって強い圧力を受けてきているため、固結度合いが進み、堅硬な性質を持っている。このため、形成年代の新しい東予地域での流出土砂量が多くなると考えられる。

また、堆積岩は、碎屑性堆積岩・有機質堆積岩・火山性堆積岩などに大別され、和泉層群に該当する碎屑性堆積岩は固結度合いによって次のように種類分けされている。泥質（粘土質）岩で軟質のものを泥岩、固結したものを頁岩、層状で堅硬なものを粘板岩、やや変成したものを千枚岩、珪酸分が沈殿、溶出して固結材料となった硬岩をチャートなどに細分する。砂防計画上では、岩石の種類よりも固結度合いが大きな要因であり、固結度の低い泥岩や頁岩が、僅かな風化作用によって、摩擦係数の低い元の粘土層に復元して、地すべりや土石流を引き起こしていると考えられる。

以上の点から和泉層群は、全体的に流出土砂量が多くなる傾向があり、特に東予地域では、高速道路での法面崩壊が数多く報告されているため、注意を要する。

### (4) 石鎚層群

石鎚層群は、安山岩質火砕流堆積物からなる火山性地質で、新生代新第三紀中新世後期から鮮新世前期に形成されたと推測される地層である。安山岩のような火山岩の多くは、新生代新第三紀以降に形成されているため、他の基岩と比べると、はるかに新しい。火山岩は形成年代が新しいものほど、堅硬な傾向を示すことが多いが、これは、相対的に古いものほど熱水による変質度が高く、変質量が多くなっているためである。

以上の点から，形成年代の比較的新しい石鎚層群では，流出土砂量は少ない傾向を示す。ただし，火山岩は，形成年代が新生代新第三紀以降と新しいため地殻変動（断層破碎）による影響は小さな基岩となっているが，それとは別に熱水風化機構によって潜在的な土砂礫化が進んでいると考えられるので，今後，注意深く観察する必要がある。

#### （5）久万層群

久万層群は，主に礫岩から成る堆積層であり，三波川変成岩類の碎屑物だけからなる下位の二名層（海成層）と和泉層群由来の碎屑物を主とする上位の明神層（湖沼層・河成層）とに分けられている。また基底には，石鎚山系の火山噴出物と考えられる安山岩・玄武岩も見られる。なお形成年代は，新生代古第三紀始新世とされている。

久万層群は，一般的に硬質な性状をもつ礫岩から成り，全体の平均礫径も大きく流出しにくいいため，流出土砂量は少なくなると考えられる。データ数が少ないため一概には言えないが，安定している地質帯と言える。

#### （6）御荷鉾緑色岩類

御荷鉾緑色岩類は，主に海底火山の噴出物による火山岩で，三畳紀後期に形成されたと推定されているが，その後，三波川変成作用をうけているため，性質は大きく変化していると考えられる。

図 4.8 を見ると，極めて安定している地質帯と言えそうだが，これは，データ数が少なく，狭い地域に限られているためで，一概に安定しているとは言えない。御荷鉾緑色岩類は三波川変成作用に加えて，造山運動に伴う褶曲や断層破碎の影響を強くうけているため，風化して粘土化しやすい上に，クロライトを主成分としており粘土の強度は非常に小さい。実際に美川村沢渡では約 100ha の大規模な地すべりが発生しているため，御荷鉾緑色岩類全体にわたる広範囲のデータを解析し検討する必要があると思われる。

#### （7）秩父・三宝山層群

秩父累帯は，東西にのびる帯状をなしており，二畳紀からジュラ紀に堆積した砂岩・泥岩・粘板岩・チャート・石灰岩、海底火山による玄武岩等が広く分布している。また秩父累帯南縁部の黒瀬川構造帯付近にある石灰岩やチャートなどで構成される厚い層を三宝山層群と呼ぶ。

図 4.8 より秩父・三宝山層群は，流出土砂量が少なく安定している地質帯といえる。

これは、形成年代が古生代から中生代と古く、堅硬な性質を示すためである。また、構成岩石の多くが堅硬な性状をもつ粘板岩やチャートであるため、流出土砂量が少なくなると考えられる。以上の点から秩父・三宝山層群は、安定した地層帯と思われる。

## (8) 四万十川層群

愛媛県の四万十川層群は、白亜紀の地層が分布している北帯に位置する。四万十川層群は、海洋プレートの沈み込みによって次々と大陸側に付加されて形づくられた地層（付加体）であり、古い堆積物ほど内陸部に分布していく付加体であるため、北方が古く、南方へ新しくなる傾向が見られる。また発見された化石から、北帯は浅海性陸棚層であることも分かっている。

北宇和郡と南宇和郡で流出土砂量の傾向が若干異なるのは、前出の和泉層群でもふれたが、堆積岩の形成年代と構成岩石によるところが大きいと考えられる。

堆積岩の一般的な性質として、地質年代の古いものほど固結度合いが進み、堅硬な性質があげられる。このため、形成年代の新しい南宇和郡での流出土砂量が多くなる。また構成岩石は、北宇和郡では砂岩と頁岩の互層、南宇和郡では砂岩・泥岩が多く見られる。このため固結度合いの小さい泥岩が多く見られる南宇和郡での流出土砂量多くなる要素と考えられる。

四万十川層群全体では、愛媛県の標準流出土砂量よりも下回っているが、固結度合いの低い泥岩を多く含むため、特に南宇和郡での注意が必要である。

### 2.5.3 降雨特性及び地形特性と計画流出土砂量

表 5.5 に地質帯別流出土砂量の大きさによる順位とその地域の平均的な降雨量と地形特性を示す。

年間平均降雨量と計画流出土砂量との関係を図 5.1 に示す。愛媛県の年間平均降雨量は、1200～2000mmであるが、降雨量の少ない地域ほど計画流出土砂量が多い傾向にある。これは、降雨により溪流に堆積した不安定土砂が下流に流出するため、山腹より流出する土砂量よりも多いことを表していると考えられる。

このことから洪水時に下流に流下する土石流は、山腹からの流出よりも、溪床に堆積した不安定土砂の流下によるところが大きいと考えられる。

東予地域の和泉層群、三波川帯は他に比べて溪床の不安定土石量が非常に多いが、降雨量が少ないため、山腹から流出した土石が下流に流下せず堆積していると考えられ、集中豪雨時には注意を要する。

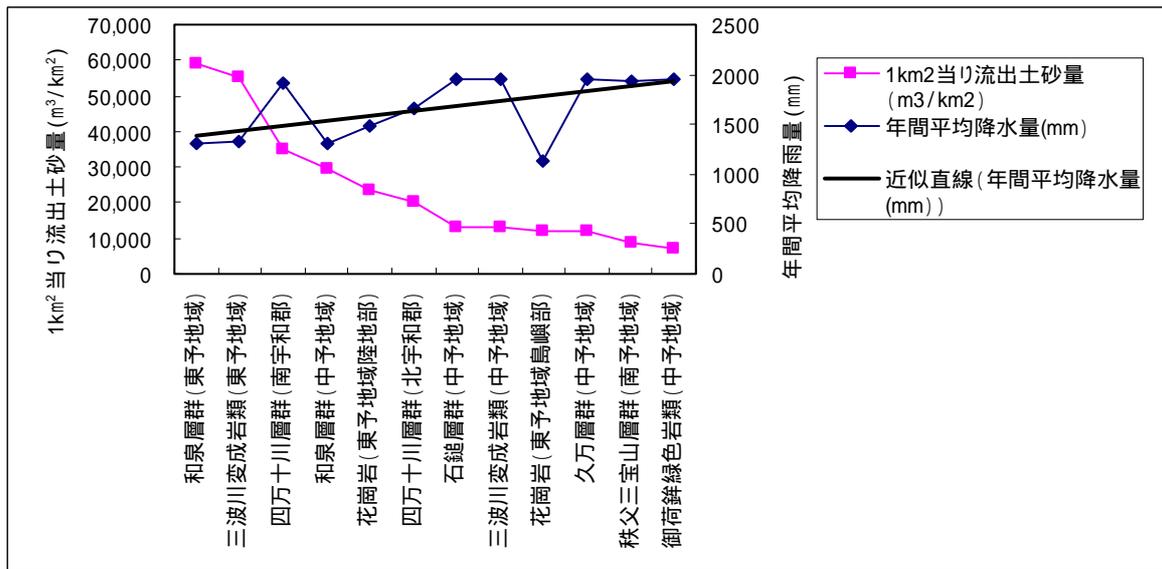


図 5.1 年平均降水量と流出土砂量

地形特性（流域形状比，山腹勾配，源頭部面積比，川幅，溪床勾配）と計画流出土砂量との関係については、特に関連は認められない。

表 5.5 地質帯別流出土砂量順位と流域特性値

土砂の流出量順位	凡例	地質帯	地域名	年間平均降水量 (mm)	流域形状比	山腹勾配 (°)	源頭部面積比 (%)	川幅 (m)	平均溪床勾配 (°)
	●	和泉層群	東予	1317.1	0.28	39.4	23.3	7.3	15.2
	✕	三波川帯	東予	1321.1	0.25	41.0	23.0	8.5	14.8
	△	四万十川層群	南宇和郡	1911.0	0.32	41.2	24.5	5.9	16.1
	✱	和泉層群	中予	1303.1	0.38	42.1	20.6	3.0	16.5
	◆	領家花崗岩	東予陸地部	1478.5	0.41	38.2	25.3	2.5	12.9
	▲	四万十川層群	北宇和郡	1654.2	0.37	39.8	23.6	3.3	20.1
	□	三波川帯	中予	1956.5	0.31	41.5	23.1	3.6	17.2
	○	石鎚層群	中予	1956.5	0.31	40.2	23.0	2.0	14.9
	●	領家花崗岩	東予島嶼部	1142.4	0.36	36.4	25.0	2.0	16.2
	+	久万層群	中予	1956.5	0.26	40.9	21.9	1.7	13.8
	◇	秩父三宝山層群	南予	1943.1	0.32	39.6	32.7	8.4	16.4
	■	御荷鉾緑色岩類	中予	1956.5	0.31	40.4	36.8	2.0	17.3

## 2.6 年平均 1km<sup>2</sup> 当り流出土砂量の算定

年平均流出土砂量の算定により、計画ダムの満砂時期を予想することで、砂防計画の時系列計画を行なう上での、大きな参考になると考えられる。

年平均流出土砂量は愛媛県での一般値は特に無い。ここではデータ整理を行なうことにより、年平均流出土砂量の算定を行なう。

算定方法は、施工済み砂防ダムの施工年度を調査することにより、現堆砂量を年数及び流域面積で除し算定を行なう。施工年度は、殆どが 1960 年以降である。

ダムの施工年度の調査を行なった結果、不明箇所が多く表 6.1 の 94 箇所の整理を行なう。

表 6.1 施工済砂防ダム整理箇所

地 質	箇所数(ヶ所)	地 質	箇所数(ヶ所)
領家花崗岩類(東予陸地)	15	々万層群(中予)	1
領家花崗岩類(東予島嶼)	28	御荷鉾緑色岩類(中予)	2
三波川変成岩類(中予)	10	四万十川層群(南予)	4
三波川変成岩類(東予)	3	秩父三宝山層群(南予)	24
和泉層群(中予)	4		
石鎚層群(中予)	3	合計	94

表 6.2 年平均流出土砂量・年平均流出表土深

流域面積 (akm <sup>2</sup> )	年平均 1km <sup>2</sup> 当り 流出土砂量 (m <sup>3</sup> )	年平均流出 表土深 (mm)	流域面積 (akm <sup>2</sup> )	年平均 1km <sup>2</sup> 当り 流出土砂量 (m <sup>3</sup> )	年平均流出 表土深 (mm)
0.05	440	0.3	0.7	310	0.2
0.1	430	0.3	0.8	290	0.2
0.15	420	0.3	0.9	270	0.2
0.2	400	0.3	1.0	260	0.2
0.3	390	0.3	1.5	190	0.1
0.4	360	0.3	2.0	120	0.1
0.5	350	0.3	3.0	60	0.1
0.6	330	0.3			

表 6.2 に全地質帯の年平均流出土砂量及び年平均流出表土深を、地質帯毎にグラフ化したものを図 6.1 に示す。年平均流出表土深は、山腹平均勾配 40° として算出を行っている。

年平均 1km<sup>2</sup> 当り流出土砂量は流域面積 0.05 ~ 3.0km<sup>2</sup> で 440 ~ 120m<sup>3</sup>/1km<sup>2</sup> の値が出ている。

これを、平均流出表土深に換算すると 0.3 ~ 0.1mm となる。

地質帯別に見てみると、領家花崗岩の流出土砂量が非常に多いことが解るが、東予地域の降雨量から見てみると、溪流に堆積したマサ土は小降雨で下流に流出することを示しており、常時流出しているため、集中豪雨時でも溪床不安定土砂が少ないため、比較的土石流の流下が少ないと考えられる。これに対し三波川帯の下流への流出土砂量が非常に少ない。このことは、図 4.8 の計画流出土砂量のグラフから現溪床に堆積している量が最も多いことの大きな要因となっていることを示している。

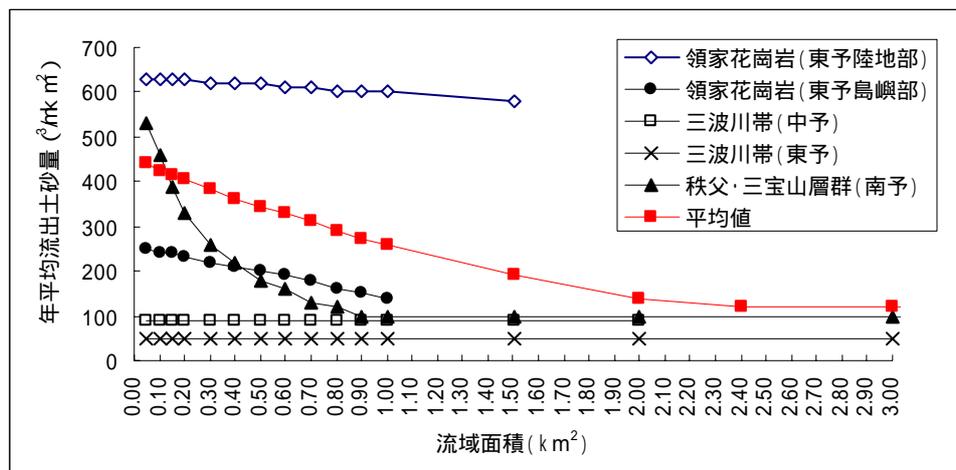


図 6.1 地質帯別年平均流出土砂量

## 2.7 まとめ

「人と自然にやさしい川づくり」が求められて久しい。

人と自然との共生を考えることは重要である。

その方法の一つには、それぞれの地域に最適な計画や対策を行なうことだと考える。

砂防計画においても、それは重要なことで、流域の特性に応じた対策を行なうことが必要である。

本研究は、その一環として砂防計画の基本となる計画流出土砂量について、データ整理を行うことにより、各流域の諸特性を考慮した土砂量の算定を行なったわけである。

計画流出土砂量は、降雨特性、地形特性、地質特性等の流域の諸特性値の要因により、流出特性が異なってくると考え、それぞれに対する相関関係を調べたが、それらの全ての要因が影響するため、個々には明確な関連は認められなかった。

ただし今回のデータを、地質帯毎、地域毎に整理を行なうことにより、上記のそれぞれの諸特性を包含した値として評価できると考えられる。

地域防災砂防（土石流対策）においては、計画時点で詳細な調査が行なわれ、流出土砂量の算定が行なわれているが、水系砂防計画では、一般値を採用することが通例である。

図 4.8 より、砂防計画を行なう際の計画流出土砂量の算定にあたり、愛媛県全体を一律とすると、安全側を考慮し、 $1 \text{ km}^2$  当り  $50000 \text{ m}^3$  はほぼ妥当な値だと考えられる。

しかしそれぞれの流域特性にあった砂防計画を行なうとすると、2.4.7 項で述べたように、～ のグループに対してそれぞれに計画流出土砂量を算出することが望ましいと考えられる。

年平均流出土砂量については、既存資料のデータ数から、地質帯・地域毎の流出土砂量の特性の把握は不可能であったが、全体的な平均値は表 6.2 のようであり、概略の目安となると思われる。さらに精度を上げるとすると、異なった流域特性毎に定期的な堆砂量の調査と共に、降雨後の調査も行なうことが必要であるが、それは不可能に近いと思われる。

計画流出土砂量  $\text{km}^2/1$  洪水は、流域面積が大きくなるほど減少傾向にある。

計画流出土砂量は、岩石の種類よりも固結度合いが大きな要因であると考えられる。

各溪流における流出土砂量は、各地質帯の特性が影響しているため、属する地質帯によって傾向が見られたが、同じ地質帯でも地域によって性質が異なるため、特にデータ数の少ない石鎚層群、久万層群、御荷鉾緑色岩類では、それぞれの地質帯における地域全体のデータから傾向をつかむ必要性があると考えられる。

平成 16 年 8 月 18 日の局所的な集中豪雨により、新居浜の和泉層群一帯で土石流が発生し、多くの被害を出したが、図 4.8 に見られるように、不安定土砂が溪床に多く堆積していたため、源頭部の法面崩壊による土石の流下に伴い、溪床堆積物を流下させたと考えられる。新居浜、三島、川之江地域の三波川帯にも、多量の不安定土砂が溪床に堆積しているため、同様な局所的な集中豪雨が発生すると、多量の土石流が発生すると考えられるため、本地域においても、ハード面及びソフト面での早急な対策が必要である。

## 参考文献

- 1) 高橋治朗：愛媛県における地すべりの地質特性，教育愛媛大学学部紀要，第 部，自然科学，第 13 卷，第 2 号，1993.
- 2) 矢田部龍一，高橋治郎：「実務に役立つ基礎理論」シリーズ第 1 回「斜面災害とその対策」，1999.
- 3) 須賀幸一：切土法面及び自然斜面の崩壊機構と安定性評価に関する研究，2002.
- 4) 発刊 愛媛県地質図編集委員会株式会社 版元 トモエヤ商事：愛媛県の地質，1991.
- 5) 赤沼隼一，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，pp43 - 51，2002.
- 6) 建設省河川局砂防部砂防課；土石流対策技術指針（案），平成元年 10 月.
- 7) (社)愛媛県測量設計業協会，河川港湾局砂防課監修：愛媛県土木部砂防技術便覧：測量設計技術講習会資料，計画編，pp.64，平成 12 年 7 月.
- 8) 長谷川修一・横瀬広司・斉藤実：四国支部創立 30 周年記念出版「30 年のあゆみ」，土質工学会四国支部，pp.7-26，1988.
- 9) 日本の地質「四国地方」編集委員会：日本の地質 8 四国地方、共立出版株式会社，1991
- 10) 砂防学講座編集委員会：土砂の生成・水の流出と森林の影響，pp.6-10，山海堂（財団法人砂防学会監修），1992.
- 11) 河野伊一郎、八木則夫、吉国洋：土の力学，pp.18，技報堂出版，1990.