

## 昭和57年長崎豪雨における土石流災害に関する一考察

伊勢田 哲也\*・落合 英俊\*\*  
棚橋 由彦\*・川内 俊英\*\*\*

A Consideration on the Debris Flow Disaster due  
to July 1982 Heavy Rainfall in Nagasaki, Japan

by

Tetsuya ISEDA\*, Hidetoshi OCHIAI\*\*  
Yoshihiko TANABASHI\* and Toshihide KAWACHI\*\*\*

Many slope failures and debris flows occurred in Nagasaki prefecture, Kyushu District, due to the localized heavy rainfall on July 23th, 1982. They caused a considerable disaster with loss of 299 human lives.

This paper tries to investigate the debris flow disaster by some accomplished approaches for a contribution to the regional disaster planning.

Main contributions are as follows.

- (1) gives a precipitation criterion of occurrence of debris flow in Nagasaki city and its environs.
- (2) clarify the condition of sediment transport due to debris flow in a mountain stream for a case study.
- (3) examine the applicability of accomplished evaluation method of risk of both occurrence and arrival of debris flow.

## 1. はじめに

西南九州は梅雨末期に発生する集中豪雨の常襲地帯であり、長崎県周辺に限っても過去25年間に昭和32年7月諫早大水害、42年7月佐世保市、福江市を中心とした豪雨災害、47年7月天草地方を襲った豪雨などを経験している。そして57年7月23日夕刻から長崎県南部を襲った集中豪雨は県内の死者不明者299人（うち長崎市262人）という大惨事をもたらした。建設省の調べ<sup>1)</sup>によると、昭和42年から56年にかけての豪雨災害による死者は土石流災害による死者が全体の6割近くを占めるそうだが、昨年の災害では、実にその約9割が土石流災害による死者であった。長崎市内で近来稀にみる多数の犠牲者を出した原因は、もちろん長与町役

場で観測史上最高の1時間雨量187mm/hを記録した未曾有の豪雨と‘斜面都市’長崎の地形条件に帰せられるが、長崎市だけがたまたま少なくとも100年以上土石流の頻発を伴うような豪雨災害を経験しておらず、行政・市民双方に長崎市の‘地盤の強さ’に対する過信があったこととも無縁ではない。そこで地域防災計画の一助とするため、主として土砂災害の中でも比較的稀有な形態をとる土石流に焦点をあてその実態調査、長崎市における土石流発生限界雨量の設定、事例解析としての土石流の動態調査、土石流発生および到達危険度評価の適用等を試みたので、その一部について報告する。

昭和58年9月30日受理

\*土木工学科 (Department of Civil Engineering)

\*\*九州大学工学部、福岡市箱崎 (Faculty of Civil Engineering, Kyushu University, Fukuoka)

\*\*\*土木工学専攻修士課程 (Graduate Student, Department of Civil Engineering)

## 2. 降雨状況

図-1は7月5日から25日までの長崎海洋気象台観測の降雨記録であり、22日までの先行雨量は約600mmにも達していた。とくに20日は日雨量243mmもの雨が降っていたのが特筆される。また23日の雨は18時から23時までおよそ5時間にわたって常に長崎市東部(東長崎地区)を豪雨の中心域として停滞し、強雨域が長崎市周辺を時計廻りに施回したといわれている<sup>2)</sup>

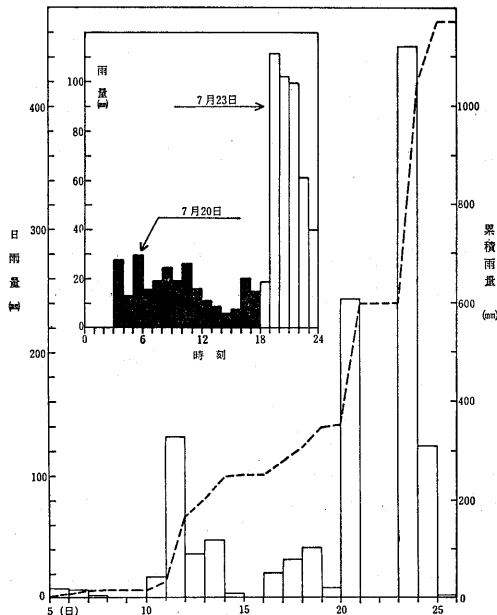


Fig.1 Rainfall intensity (mm/d) and cumulative rainfall curve at NMO July, 5th-26th, 1982

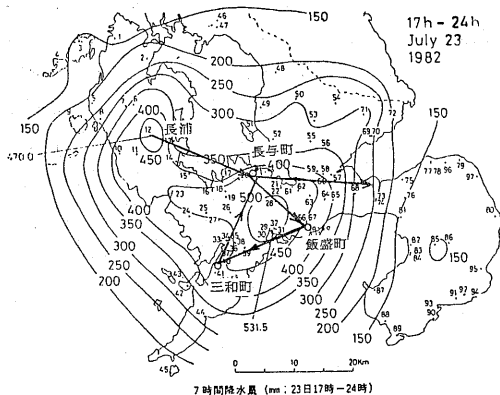


Fig.2 Distribution of 7 hours-precipitation (mm) during 17:00-24:00, July 23th, 1982 in Nagasaki prefecture (added to Arai<sup>(2)</sup>)

(図-2). 東長崎矢上地区では日雨量608.5mmを記録しているが、23日の降雨は、日雨量の大きさもさることながら、東長崎をはじめ、長与町、大瀬戸などで10分間雨量が40mmを越えており、しかも日雨量の約7割が3時間(19時~22時)に集中して降ったというその短期集中度の大きさに特徴づけられる。土石流発生に必要な十分な水の供給と、短期集中度を兼ね備えた23日の豪雨は、長崎市が少なくとも百年以上ほとんど経験していない土石流を頻発させ、旧土石流扇状地や、谷底平野に発達した集落の一部をなぎ倒し、道路盛上をえぐり取り、住家、田畑に巨石や泥砂を推積させ、甚大な人的、物的被害をもたらした。以下昨年(1981年)の土石流災害の実態について述べる。

## 3. 土石流災害の実態

### 1) 崩壊個数密度分布

図-3は規模の大小を問わず崩壊箇所を航空写真等<sup>3)</sup>から読みとり、陸地部の単位面積(1 Km<sup>2</sup>)あたりの個数密度を示したものである。対象とした区域内での総崩壊個数は実に8905個にもものぼっており、個数

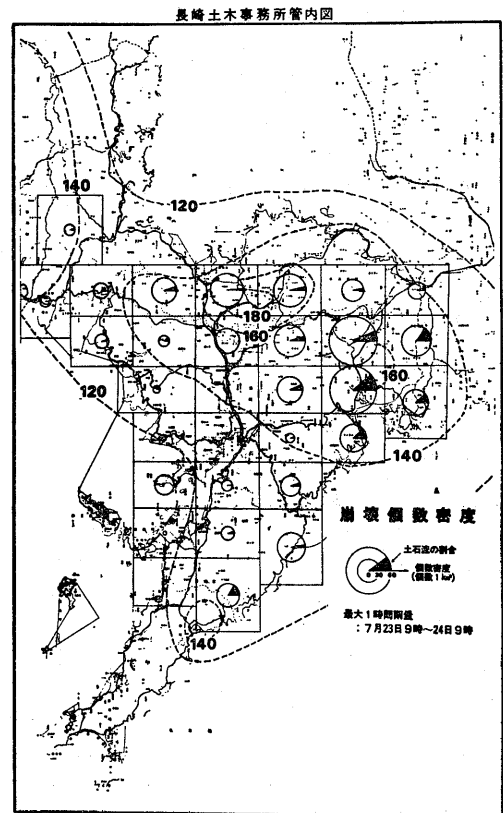


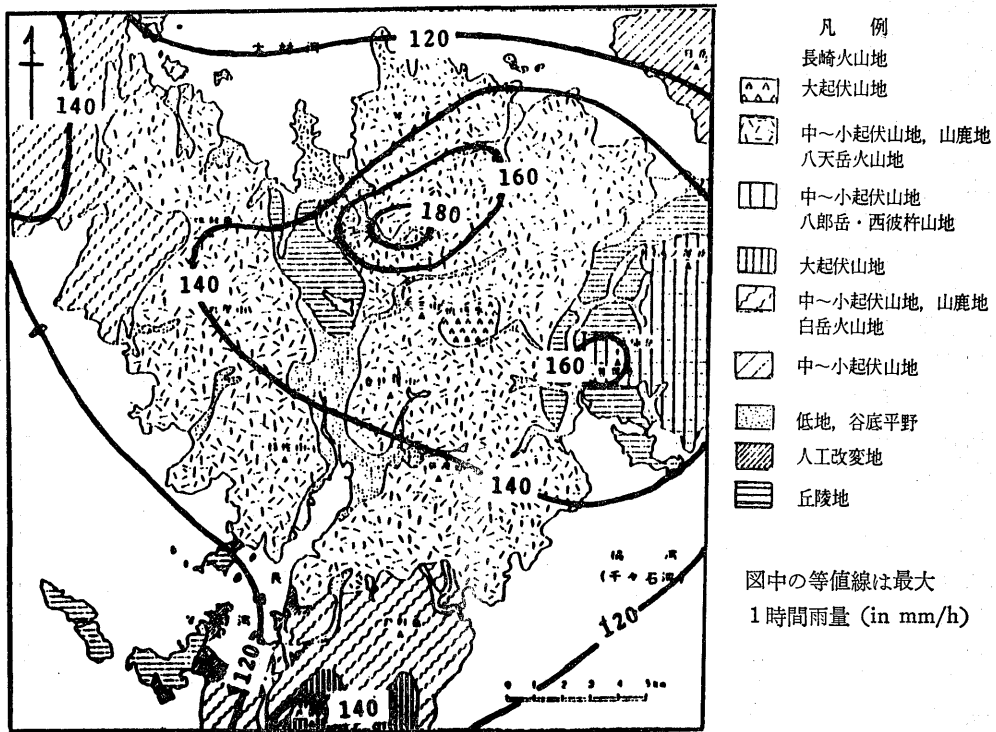
Fig.3 Distribution of number of slope failure and debris flow per unit area in Nagasaki prefecture

度の最大は、東長崎地区の63.6 (個数/km<sup>2</sup>) であり、次いで長与町の43.0がこれに次いでいる。なお図中円内の黒塗り部分が崩壊部のうち土石流化したものの比率を示しており、浜岸侵食に伴う二次的な崩壊とみなされるものを除いて土石流発生個数は総数375であった。そのうち、長崎東部は141を数え全体の38%を占め、次いで南部(茂木一ヶ々・三和町)の18%、長与町は3%に過ぎない。長与町を除けば、図中に示す1時間雨量の強雨域とよく一致している。長与町で土石流が少なかったのは、図-4に示すように、長与町の強雨域が狭小でその中心が低地、丘陵地にあたり、中起伏地をなす琴ノ尾岳(451m)では約120mm/hで強雨域からはずれていたことにもよるものと想像される。一方東長崎は強雨域の中心に普賢岳(439m)、行仙岳(456m)をはじめ、多くの中起伏地があり、長崎南部では、強雨域と、大起伏地である八郎岳(590m)が一致している(図-4参照)。したがって、強雨域の中心と起伏量の大きい山岳とが一致しているところでは地質に関係なく土石流が多発したと結論づけられよう。

2) 発生部斜面の方位分布

地区別に航空写真より読み取った土石流発生斜面の方位分布を図-5に示す。長崎市東部、中央部はともに似かよった分布をなし、南斜面の崩壊発生が顕著である。この理由としては、南斜面は日気温変化が激しく、物理的風化作用が進み易く渓床に移動可能土砂を生産し易いことや、23日の夜は南南西の風(最大瞬間風速14.5m/s; 長崎海洋気象台)が吹いていたため、南斜面が、最も受雨面積が大きかったことが掲げられよう。一方長崎市南部は東斜面での発生が卓越している。これは野母半島が南北に伸び、その中央を戸町岳(427m)から八郎岳(590m)にかけて山脈が連なり、地形的に東西斜面が多いこと、また地質的な要因として野母半島は西彼杵変成岩に属する結晶片岩で構成され<sup>9)</sup>、茂木一為石にかけての東海岸の地域はその片理面が海岸への流れ盤になっているためと考えられる。また風向の他に最大1時間降水量の強雨域の中心が東海岸側の為石にあったことも見逃せない(図-3参照)。

なおその他、発生時刻頻度分布、崩壊部および推積開始点における傾斜角分布、形態、規模等に関する実態は文献(6)を参照されたい。



長崎地域の地形区分図

Fig. 4 Topographical classification map of Nagasaki city and its environs (added to Kamata et al<sup>(6)</sup>)

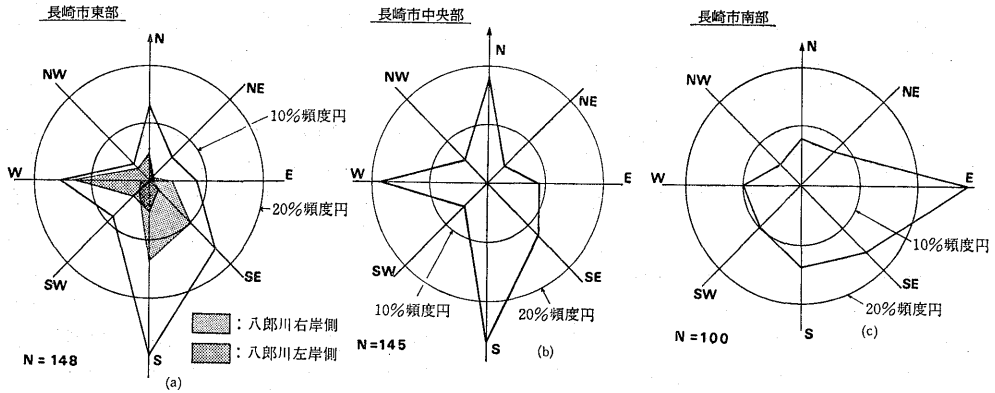


Fig.5 Frequency distribution of slope orientation occurred debris flows

#### 4. 土石流発生限界雨量

##### 1) 被災歴

昨年土石流が発生した渓流の大半は、溪岸侵食により旧土石流堆積物を露出させており、過去に土石流を経験している形跡がある。『長崎港草』に『享保六丑閏七月廿八日大洪水アリ…中略…其夜丑ノ刻バカリ二至リテ諸方ノ山々ヨリ洪水溢シ出、殊ニ放火山ヨリ山潮湧キ出テ汚水ヲ吹キダス、水勢甚大ナリ…以下略』とあるように約260年前の1721年に昨年本河内町奥山地区、鳴滝町で大規模な山崩れ、土石流の発生した降火山(=放火山)で土石流が発生したことは確かだろう。なお『新長崎年表』<sup>8)</sup>によれば、1792年彦山で土石流が発生しており、1795年(寛永7年)、1796年(寛永8年)2年連続大雨で中島川が氾濫し、昨年の災害で流出した石橋群6橋がいづれも、この両年(特に1795年)の洪水で流失しており、被災状況が酷似していることから、山間部では土石流が発生していたものと想像される。もし発生していたとすれば、今から190年ほど前、長崎は5年間(1792~1796)のうち3回も土石流が発生していたことになる。

##### 2) 長崎市における土石流限界雨量

上述のように江戸時代まで逆のぼれば、長崎市における土石流発生は、それほど稀有の現象ではない。しかし過去の土石流災害と、降雨記録を収集することは、一般的に言ってまず不可能である。そこで先行雨量(7/5~7/22)598mmであった昨年発生土石流のうち86渓流について、当日の降り始めからの累積雨量R(mm)と、土石流発生時の平均雨量強度 $r_m$ (mm/h)との関係を図-6に示した。図に示すように、土石流発生86渓流は1渓流(平間、新田頭、18:00)を除いて、全て図中の線( $R=23,000 r_m^{-1.05}$ )より上にある。例えば $r_m=100$ mm/hを代入すると $R \geq 183$

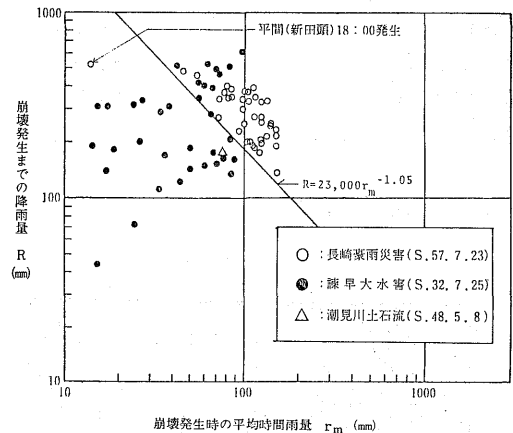


Fig.6 Precipitation criterion of occurrence of debris flow in Nagasaki city and its environs

mmとなり、降り始めから80mmの降雨があって、降雨強度が100mm/hの雨の場合一時間後には土石流発生の危険があるといえる。先行雨量600mmという地盤にとってかなり過酷な条件を備えているから $R \geq 23,000 r_m^{-1.05}$ は長崎市における土石流発生限界雨量として十分使用に耐え得るものと考えられる。限界雨量線から大きくはずれた一渓流は、小規模な山崩れ、山崩れが比較的早い時期に発生した長崎市北東部の畔別当から平間町にかけての地域に属し、表層地質はプロピライトで構成されており、変成作用による風化がかなり進んでいるものと思われる。なお図-6には参考のため、昭和32年(1957)諫早水害時の多良岳南斜面の土石流についてもプロットしている。

#### 5. 事例解析<sup>9)</sup>

事例解析として、長崎市周辺の発生土石流の約4割

を占めた東長崎地区から代表一溪流として上戸石町長谷の山の神川(写真-1)を採り上げた。山の神川は普賢岳(438m)と行仙岳(456m)に源を發し、戸石川に流入している。流域面積は11.4ha、溪流長は453m、平均溪床勾配は18°でありV字谷をなしている。表層の地質は角閃石安山岩で構成されており、溪床には最大厚5m、堆定18,866m<sup>3</sup>の不安定土砂が不均一に堆積していると見込まれていた<sup>10)</sup>。植生はヒノキ植生林を主体に、シイ、アラガン崩芽林が少々混在しており、集落の個数は約30戸であった。21時30分に土石流が発生し、36,000m<sup>3</sup>(県調査)という多量の土砂を流出させ、集落を襲い、5戸を全壊、15人の尊い命を奪っている。

集落の聞き込み調査(8世帯)と航空写真等により、土地利用形態の変遷と被災状況を調査した。また被災後3ヶ月経た10月末から既設のNo杭を基に行なった溪流の縦横断測量(測点間隔20m)と流下痕跡調査から、災害を発生させた一連の土砂の流動状況の把握に努めた。

### 5.1 土地利用形態の変遷と土石流災害

被災の場である上戸石町長谷地区の土地利用形態の



Photo.1 Oblique aerial photograph of debris flow occurred at Yamanokami River in Nagatani, Kamitoisu-cho, Nagasaki(offered by Nagasaki Photo service. Co. Ltd)

変遷を調べた。使用したのは昭和22年(1947)撮影の航空写真(1/50,000:国土地理院発行)および昭和46年(1971)、昭和56年作成の地形図(1/10,000:長崎市)で、航空写真は8倍に拡大し実体視することにより判読した。変遷状況を図-7に示す。昭和22年の時点では、田畑等の開発はほぼ現在と同じ位まで進んでいるが、家屋は2戸しかなく集落の形成はそれ以後となる。昭和46年の時点では、20戸程の集落を形成し、さらにそれ以降10戸程増え、30戸程度の集落を形成して災害時に至っている。一般に家屋の建築年代と土砂災害の関係の調べると新しい家ほど被災率が高いという結果が得られている。これは土地利用形態の変化によって、従来土砂災害の危険があるところで人が住まなかった地域が居住地区になってきたためである。ところが長谷地区の場合は、建築年代に関係なく被災していることが図-8からも明らかである。これは少なくとも100年以上土砂災害を経験しておらず、また集落形成が比較的新しいことから土砂災害はほとんど意識されずに家屋が建てられていったからと考えられる。

### 5.2 土砂の流動状況

1) 土砂変動量 山の神川の平面図を図-9に示す。

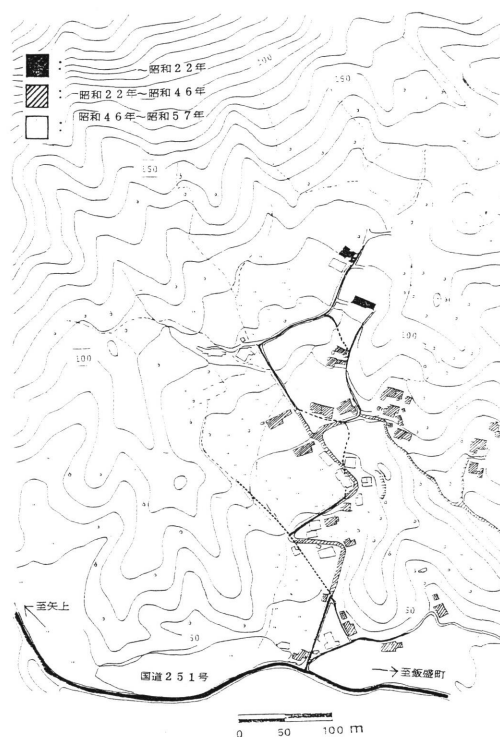


Fig.7 Transition of land-use form in Nagatani, Kamitoisu-cho, Nagasaki

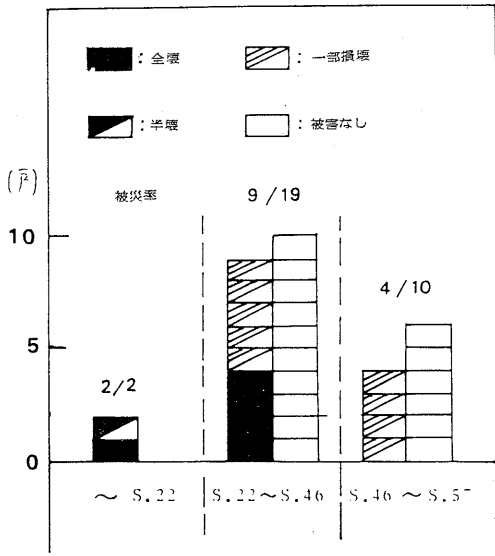


Fig.8 Damage conditions of Houses classified a period

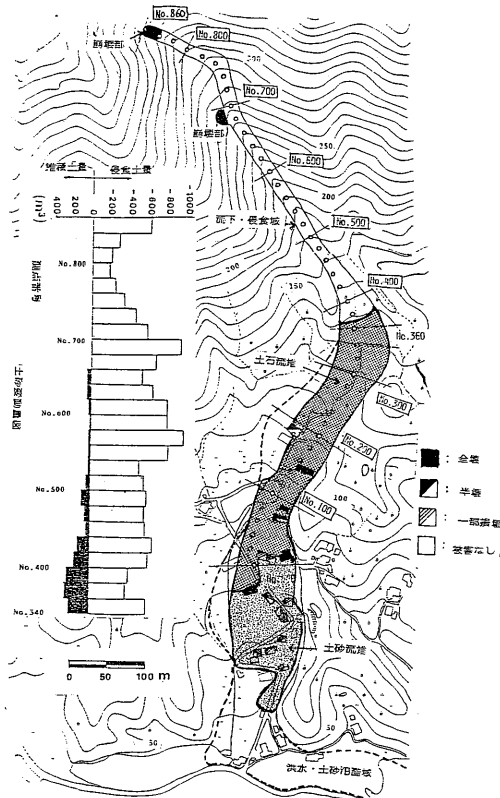


Fig.9 A plan of Yamanokami River and location of measurement points, added to damage conditions

図には、土砂の堆積・氾濫状況と家屋の被災状況も示してある。また各測点の横断面図の一例を図-10に、縦断面図を図-11に示す。現地踏査と1/2,500地形図から災害前の溪床線を推定している。崩壊源No. 860から堆積開始点No. 340までの各測定の侵食断面積を計測して測定の平均値  $A_i$  に測点間距離  $l = 20m$  を乗じ、各測点間の土量を求めた。残留土量も堆積厚を推定することにより同様に求められる。得られた各測点間の土砂変動量図を図-9および図-12の破線

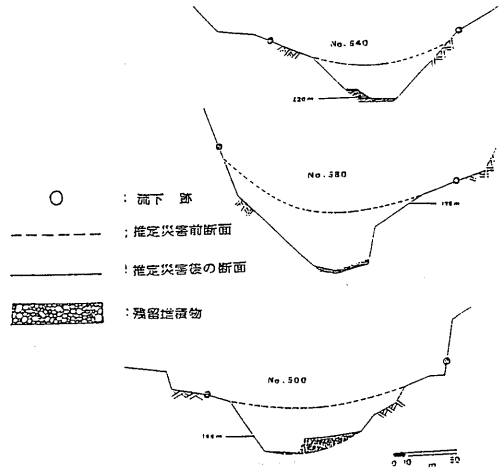


Fig.10 Change in cross sectional profile of valley Yamanokami River at each measurement point

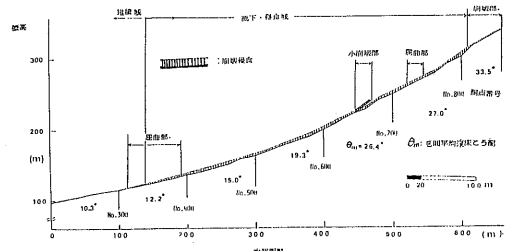


Fig.11 Change in valley bed profile of Yamanokami River

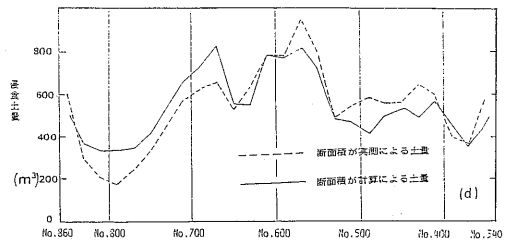


Fig.12 Condition of sediment discharge by channel erosion in Yamanokami River

で示す。崩壊・侵食土量総量は14,222m<sup>3</sup>で残留堆積土量は1,519m<sup>3</sup>と計算された。したがって堆積開始点No. 340より下流に流出した土砂量は12,703m<sup>3</sup>となり、県調査の流出土量36,000m<sup>3</sup>は過大といえよう。なおV字谷とみなし(各測定間の侵食深 $D_i$ ×侵食幅 $B_i$ )× $l/2$ より求めた土砂変動量を図-12の実線で示す。両者はほぼ一致しており、V字谷とみなしても、侵食土量を妥当に見積ることがわかる。図-12からNo. 860~840の崩壊土砂は流下しながら次第に渓床堆積物を巻き込んでいき、No.580でピークを示した後、No.560までの40m区間で急激に侵食土量を減じ、以後ほぼ一定量(約500m<sup>3</sup>)侵食しながら流下したことがわかる。

2) 湾曲部における流動状況 流下痕跡と横断面図(図-10)から得られる左右渓岸侵食高、渓床勾配と湾曲状況との関係を図-13に示す。図から明らかなように、上流からみて渓岸が右廻りに湾曲していれば、攻撃斜面となる左岸の侵食高が大きくなり、逆に左廻りだと、右岸の侵食高が大きくなる。また渓岸の勾配が大きい程、侵食高も大きくなる傾向が読みとれる。

特に注目されるのは、No. 700~No. 680における右岸の約7mにも及ぶ侵食高さである。No. 680附近の小崩壊部(図-9参照)は、この侵食により斜面裾部を払われ、渓岸斜面が安定性を失ない生じた二次的な崩壊と推察される。なおこの地点で右岸の侵食高も約5mと大きいのは、土石流通過後の対岸への二次的な崩壊土砂の乗り上げによるものと考えられる。また興味深いことにNo. 560~No. 420区間で河道は直線的であるのに、No. 520では左岸が、No. 460では右岸が大きな侵食をうけている。これは河道の屈曲状況に応じ、左右渓岸を侵食してきた土石流が、河道の直線区間においても、その慣性力を失わず、その後も左岸→右岸斜面を侵食・蛇行しながら流下したものと考えられる。

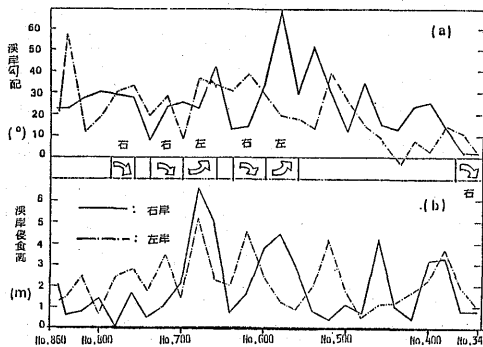


Fig.13 Condition of sediment transport in bends of Yamanokami River

3) 土石流のピーク流量と流速 土石流のピーク流量は上流から供給された水の量 $Q_p$ とこれと混合して一体化した河床堆積物の量 $Q_v$ との和で与えられる。芦田ら<sup>12)</sup>は土石流の濃度 $C$ を次式で与えた。

$$C = Q_v \cdot C_0 / (Q_p + Q_v) \quad (1)$$

また、土石流のピーク流量( $Q_p + Q_v$ )は、

$$Q_p + Q_v = C_0 Q_p / (C_0 - C) \quad (2)$$

ここに $C_0$ は河床堆積物の濃度であり、 $Q_p$ についてはラショナル式による。降雨資料は溪流至近距離・東町・西海興業矢上団地工事事務所の記録を用いた。到達時間は10分と計算されるから、土石流発生直前の10分間(21:20~21:30)雨量10mmを採用、 $r=60\text{mm/h}$ とした。 $A=0.185\text{km}^2$ 、流出係数 $f=1$ として $Q_p=3.08\text{m}^3/\text{s}$ を得る。 $C_0, C$ の値として、一般的な $C_0=0.65, C=0.55$ を用いると(2)式より土石流ピーク流量 $Q_p + Q_v = 20.04\text{m}^3/\text{s}$ を得る。

次に土石流の継続時間を求めると $Q_p + Q_v = 6.5Q_p$ より $Q_v = 5.5Q_p = 16.94\text{m}^3/\text{s}$ 、流出土砂量は先に $V=12,703\text{m}^3$ と計算されたから、継続時間 $T$ は $T = V / Q_v = 12.5\text{min}$ となる。これは聞き込み調査から得た約10分間と一致するから、妥当な値といえよう。

最後に土石流速 $v$ を求める。土石流先端部が、No. 340に達した瞬間には、流動は災害前の渓床より上層に限られるとみなせる。したがって土石流の流下痕跡と元渓床の推定断面より、土石流の通過断面 $A_d = 4.0\text{m}^2$ が求まり、これより土石流の流速 $v = (Q_p + Q_v) / A_d = 5.01\text{m/s}$ を得る。またNo. 300とNo. 280の間の左岸の痕跡付近の段上に直径2.2mと2mの巨礫が残っている。この巨礫はNo. 300における渓床より約2mの比高にあり、単純に運動エネルギーが位置エネルギーに変換したものとして流速を概算すると、 $v = \sqrt{2gh} = 6.26\text{m/s}$ となり、山の神川の場合、土石流の流速 $v$ は5~6m/s程度であったとみなしてよいだろう。

## 6. 土石流発生および到達危険度評価法の適用

各種土砂災害の中でも、土石流はその破壊力と突発性のため、発生予測および防止、軽減対策が難しく、ここ15年間常に主要災害の地位を占めている。こうした中で、芦田、高橋、澤井ら<sup>11)</sup>により、最近明らかになってきた土石流の力学的機構に基づく土石流危険度の評価法が提案されている。ここでは、芦田らの方法を土石流が頻発した東長崎八郎川左岸地区・八郎川・日見水系の一部を占める193溪流(うち発生溪流104)に適用し土石流発生および到達危険度について検討した。

### 1) 土石流発生危険度評価法<sup>11)12)</sup>

高橋によれば、渓床堆積物が表面流によって流動化し、さらに水と一体化して土石流を形成する条件は、次式で与えられる。

$$\tan \theta \geq \frac{C_*(\sigma - \rho)}{C_*(\sigma - \rho) + \rho(1 + h_0/d)} \quad (3)$$

かつ

$$\tan \theta \geq \frac{C_*(\sigma - \rho)}{C_*(\sigma - \rho) + \rho(1 + 1/\kappa)} \quad (4)$$

ここに  $\theta$ : 渓床勾配,  $C_*$ : 堆積物の容積濃度,  $\sigma, \rho$ : 粒子および流体の密度,  $h_0$ : 表面流の水深,  $d$ : 粒径  $\phi$ : 粒子のせん断抵抗角,  $\kappa$ : 表面流と一体化するための最小の流動層厚と水深の比である。(3)(4)式の各パラメータに代表的な値を代入すれば、土石流発生のための下限勾配  $\theta_c$  が導かれ、 $\theta_c$  の地点を土石流発生危険度の評価点に選ぶ。この地点において  $h_0/d > 1/\kappa$  となるのが土石流の発生条件となる。摩擦抵抗係数  $f$  と、河幅  $B$  が与えられると、堆積層中への浸透流は微小として、 $\theta_c$  地点の発生限界表面流量  $Q_{0c}$  が次式のように導かれる。

$$Q_0 \geq Q_{0c} = \left( \frac{8 \sin \theta}{f \kappa^3} \cdot g d^3 B^2 \right)^{1/2} \quad (5)$$

ここに、 $X = Q_0/Q_{0c}$  は各流域の土石流発生危険度の指標になっている。また対象地域に対して同一降雨パターンを仮定すれば、流出流量は流域面積に比例するから有効降雨強度  $r_e$  が与えられれば、ラショナル式を用いて、土石流発生危険度は、発生限界流域面積  $A_{dc}$  で各流域面積  $A_d$  を除した値、

$$Y = A_d/A_{dc}, \quad A_{dc} = \frac{3.6}{r_e} \cdot Q_{0c} \quad (6)$$

で定義することもできる。渓床堆積層の状態が理想的な状況にあったとすれば  $Y \geq 1$  のとき危険で、 $Y < 1$  のとき安全と判断できる。

## 2) 発生危険度評価法の適用例

普賢岳・行仙岳を中心として放射状に大小多数の土石流が発生した東長崎八郎川左岸地域を対象として、前述の発生危険度評価法を適用した。この地域の表層地質は全て角閃石安山岩で構成されており、また八郎川流域において南北に遠く隔たった2地点の降雨記録<sup>2)</sup>が似かよっていることから、降雨パターンも対象地域では等しいとみなせよう。したがって各パラメータは次のように代表させる。 $C_* = 0.6$ ,  $\sigma = 2.6\text{g/cm}^3$ ,  $\rho = 1.0\text{g/cm}^3$ ,  $\kappa = 0.7$ ,  $\tan \phi = 0.8$ , これらの値から  $\theta_c = 15^\circ$  が導かれる。そこで1/5000地形図を用意し、 $15^\circ$  以上で溪流を形成しているとみなされる流域を全て抽出し、各溪流の  $\theta_c = 15^\circ$  地点の流域面積  $A_d$  を読みとった。その一部を図-14に示す。堆積物の粒径と流水幅については本来詳細な現地調査を必要とする

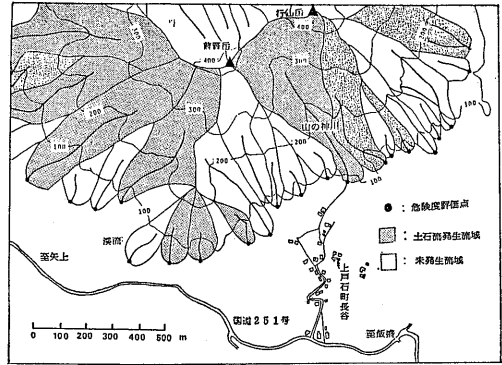


Fig.14 A Section of drainage basins applied to evaluation of risk of occurrence of debris flows

が、粒径については、山の神川の谷出口 (No. 310付近) で得られた粒度分布が全流域を代表しているものと考え、最も出現頻度の高い 10 cm を用いた。河幅については次の2通りの場合と考えた。

- 県調査の河幅の平均値をとり、代表値として 3 m を与える。
- 河幅は流量によって規制されるという Regime theory が適用可能として、 $B = C_B \cdot Q^{1/3}$  ( $C_B = 2.0$  使用) により、各溪流毎の河幅を求めた。

雨量の対象地域内の災害をもたらした主要土石流のうち88%が20:00から20:30までの時間帯に集中していること<sup>6)</sup>から、この間の雨量を採用し、損失雨量を無視して有効雨量を140mm/hとした。なお降雨は、東町・西海興業の記録を用いた、 $f$  の値については、 $h_0/d = 2$ ,  $11^\circ < \theta < 25^\circ$  の範囲で  $f = 1.12 \sin \theta$  となることが認められているのでこの値を用いた。この時、土石流が発生するための表面流の水深の条件として、 $h_0/d > 1/\kappa$  から、 $h_0 > 14\text{cm}$  が得られる。これらの値を用いて、限界流域面積  $A_{dc}$  を計算し、(6)式より、発生危険度  $Y$  を求めた。(a),(b)両条件による結果を表-1に示す。なおここでは、 $\theta \geq 15^\circ$  を対象としているが、 $15^\circ$  未満の勾配の溪流でも土石流と見られる個所があったことを付記しておく。(a)の場合は河幅が一定であるから、全流域に対して  $A_{dc} = 3.48\text{ha}$  で一定となり、各々の流域面積  $A_d$  と  $Y$  は比例する。全サンプルの  $A_d$  は  $0.55\text{ha} \leq A_d \leq 28.95\text{ha}$  の範囲となる。一方(b)の場合は河幅が  $\sqrt{A_d}$  に比例して与えられるから、 $A_{dc}$  も  $\sqrt{A_d}$  に比例、危険度  $Y$  は  $\sqrt{A_d}$  に反比例することになる。このとき  $Y$  の値は、 $0.51 \leq Y \leq 3.71$  の範囲に入りかなり分散が小さくなる。表-1, 2にみられる予測精度を考慮したとき、分散の小さい(b)の方法が適切とみなせよう。以後(b)の



Table 1 Results of application to evaluation of risk of occurrence of debris flows

(a) B = 3 mのときの適用結果

危険度 Y	溪流数	土石流発生数	土石流発生率
$Y \geq 2.25$	25	21(16)	0.83(0.64)
$2.25 > Y \geq 1.75$	13	8(3)	0.62(0.23)
$1.75 > Y \geq 1.25$	16	12(8)	0.75(0.50)
$1.25 > Y \geq 1.00$	18	12(10)	0.67(0.56)
$1.00 > Y \geq 0.75$	16	7(5)	0.44(0.31)
$0.75 > Y$	105	44(20)	0.42(0.19)
合計	193	104(62)	

( ) の数値は発生した土石流\*のみの場合

(b) B = 2 Q<sup>1/2</sup>のときの適用結果

危険度 YY	溪流数	土石流発生数	土石流発生率
$Y \geq 2.25$	10	8(6)	0.80(0.60)
$2.25 > Y \geq 1.75$	24	18(13)	0.75(0.54)
$1.75 > Y \geq 1.25$	41	29(21)	0.71(0.51)
$1.25 > Y \geq 1.00$	36	15(10)	0.42(0.28)
$1.00 > Y \geq 0.75$	49	24(10)	0.49(0.20)
$0.75 > Y$	33	10(2)	0.30(0.06)
合計	193	104(62)	

( ) の数値は発生した土石流\*のみの場合

\* 崩壊・流下侵食・堆積の機構が明確に認められる土石流

方法について検討する。表-1(b)をみると  $Y < 1$  の溪流においても、土石流発生率が41%にも達しており、危険度判別値として  $Y=1$  をとるには抵抗を感じる。やはり複雑な個々の溪流の特性を1つの代表値で議論することはかなり無理があるように思われる。例えば代表粒径を2倍の20cmとすると、 $Y$ の値は1/3程度となり、ここで対象とした溪流はほとんど全てが  $Y < 1$  となり安全であるという結果を得る。このことから個々の流域のもつ特性の差がかなり重要であることがわかる。かといって全溪流において調査を行なうのは不可能であり、各堆積層の諸特性値から現象を規定する代表値をどのように抽出して、一般の場合に適用させるかが、今後の課題として残る。最後に本法の適用にあたって最大の問題点は、本危険度評価法が、土石流を渓床堆積物の表面流による流動化によって発生すると仮定している点であろう。一昨年の土石流の多くは、谷頭部または溪岸の崩壊型土砂が土石流となって流動した、いわゆる崩壊型土石流である。したがってこのような発生機構の異なる両者をいかに関係づけるかが課題として残る。

### 3) 土石流到達危険度評価法<sup>12)13)</sup>

土石流は谷の出口の流路急狭点や、勾配の急緩点において停止し、堆積・氾濫する。土石流は通常巨礫を含んでいるから堆積地点近傍においても、その破壊力は強大で、直撃を受ける範囲内では壊滅的な被害をうける。したがって土石流災害の防止・軽減には、土石流の堆積範囲を予測し、しかるべき対策を講ずることが肝要である。発生した土石流がどこまで到達するかは土石流の土量  $V$  と堆積勾配  $\gamma$  がわかれば、図-15のような方法で図式的に求めることができる<sup>12)</sup>。すなわちなるべく大縮尺の地形図から、勾配  $\gamma$  付近の縦横断面図を作成し勾配  $\gamma$  の堆積面の下部の体積  $V'$  が  $V$  と一致するような範囲を試行錯誤的に求めるのである。 $V'$  の近似としては最大堆積深  $H'$  の断面での堆積幅  $B'$  ならびに堆積長  $L'$  を用いて

$$V' = kL'B'H' \quad (7)$$

とすればよい。 $k$  の値としては1/3が適当といわれている。(ただし土石流の直進性を考慮して進行方向を推定し、また堆積幅は堆積長を上回らないものとする。) 土石流の堆積勾配は高橋、吉田<sup>13)</sup>により次式で与えられる。

$$\tan \gamma = \frac{C_* (\sigma - \rho) \tan \phi}{C_* (\sigma - \rho) + \rho [1 + (f/g \sin \gamma)^{1/3} \cdot (q_w^2 / gd^3)^{1/3}]} \quad (8)$$

ここに  $q_w$  は堆積地点の単位幅流量で、上流から供給される洪水流量  $q$  と土石流発生地点の渓床堆積物中に予め存在して土石流中に巻き込まれる流量  $q_s$  との和であり、次式で表わされる。

$$q_w = \frac{(C_* (1 - C_{dr}) q}{C_* - C_{dr}} \quad (9)$$

$$C_{dr} = \frac{\rho \tan \gamma}{(\sigma - \rho) (\tan \alpha - \tan \gamma)} \quad (10)$$

したがって  $q$  が与えられれば、式(8)~(10)より  $\gamma$  を決

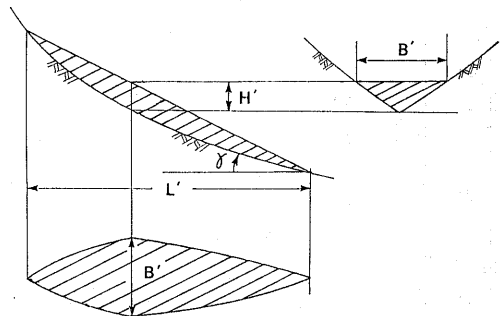


Fig. 15 A Sketch-diagram of determination of an extent of deposition of debris flows

定することができる。q は正確には堆積地点の集水面積を河幅から求めなければならないが、土石流発生地点のそれと大差がないものとするれば、

$$q = r_e A_d / B \tag{11}$$

で与えられる。

4) 到達危険度評価法の適用例

先に対象とした193溪流のうち、発達した土石流を発生させ、かつ堆積部で他の土石流と合流しない溪流を抽出すると11溪流あった。この11溪流を対象に到達危険度の評価を行った。まず堆積勾配γを求める。用いる諸量は先の発生危険度評価に用いた諸量と同一値を与え、B=3m、土石流中の礫同志の衝突条件から決まる係数 tanα は、平均的な値 tanα=0.6を採用すると、式(8)~(10)より tanγ は q の関数を係数とする、5次方程式の解として与えられる。式(11)に各流域面積を与えて q を求め、tanγ に関する5次方程式を解き表-2を得た。なお土石流の土量 V は、県調査による各溪流の移動可能土砂量を用いた。表-2の γ, V と、1/5000 地形図から作成した各溪流の縦横断面図より、決定した堆積面の2, 3例を図-16に示す。図から明らかなように、実際の到達点よりも過小に評価する傾向がみられる。その理由として土石流の土量 V を、県調査の移動可能土砂量 Vm を採用したことも考えられるが、先の事例解析で得た山の神川の流出土砂量 V=12,703m³ に対し、Vm=18,860m³ で Vm > V となり、Vm を用いた計算では、むしろ過大に評価されるはずであり説明がつかない。実際の堆積面は河床の各地形にある程度沿う凹型の堆積をするものと推察されるが、本評価法では、堆積面を直平面としているため、H' の値を過大評価し、その結果、L' が過小評価されることがその理由の一つに上げられる。ま

Table 2 Results of application of risk of arrival of debris flows

溪流名	Ad(ha)	q'(m³/s)	γ(°)	V(m³)
侍石川	8.10	1.05	8.98	13,373
山の神川	11.15	1.45	9.02	18,866
清水山川	1.88	0.24	12.45	2,400
蔭平川	3.63	0.47	11.19	2,700
千束野川	2.15	0.28	12.22	9,809
千束野川	6.55	0.85	9.60	3,000
転石川	2.88	0.37	11.72	1,250
樽山川	10.18	1.32	8.30	21,667
上中野川	4.38	0.57	10.71	10,185
中里川	8.00	1.04	9.01	13,043
中里川	8.98	1.16	8.69	14,427

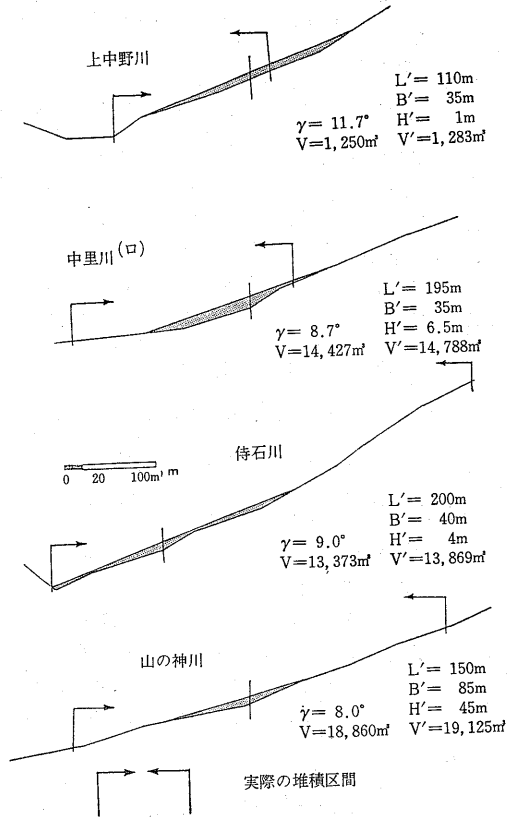


Fig.16 Some results of determination of an extent of deposition of debris flows

た芒塚・瀬古をはじめ、昨年の土石流でみられた堆積部において合流する複合土石流への適用が困難なことも今後の課題として残されよう。

7. おわりに

現在まで、その発生から流下・侵食・堆積に至るまでの全貌を撮影するのに成功したものはなく、‘幻の土石流’といわれる土石流災害に、既成の調査法、理論を援用して、様々な観点からのアプローチを試みた。2章で、降雨状況を、3章では、昨年の土石流災害の実態を報告し、考察を加えた。4章では、過去の土石流被災歴を紹介し、長崎市における土石流発生限界雨量を与えた。5章では、一事例として昨年15名の多くの犠牲者を出した東長崎地区上戸石町長谷の土石流を採り上げ、被災状況と、土地利用形態の変遷過程、土石流の動態把握に努めた。6章では、地域防災の立場から、今回最も多くの土石流を発生させた東長崎地区八郎川左岸地域を対象に、土石流発生および到達危険度の評価を試み、また評価法の問題点も指摘した。近年、土石流災害はますます増加しており、砂防ダム

などの防災構造物の築造もさることながら、局地的な集中豪雨を予知すべく、全域的な微気象観測網の整備・強化・警戒雨量広報システム、避難誘導システムの確立が急務であろう。なお、調査、資料整理費用に、昭和58年度文部省自然災害科学研究費の一部を、計算には本学情報処理センター FACOM・M180-AD II を利用したことを附記する。

### 謝 辞

本報告をまとめるにあたり、次の関係各位から快く貴重な資料を提供していただいた。心から感謝の意を表します。

長崎県土木部河川砂防課、長崎県長崎工事事務所、長崎市都市計画課、長崎海洋气象台、長崎市消防局、長崎県警察本部、大洋技術開発コンサルタンツ(株)、第一復建設計(株)。また京大防災研・江頭進治助教授・澤井健二助教授からは、資料整理方法全般にわたって御教示戴いた。本学工学部持下輝雄技官、同卒業生・生野泰弘君(現・日本国土開発(株))、野口和宏君(現・不動建設(株))、本学学生・吉田敏純・鳥飼源久・川原幸男各君には現地調査・資料整理に献身的な協力を仰いだ。ここにあわせて深甚の謝意を表します。

### 参 考 文 献

- 1) 高橋 保; 自然災害の現状と問題点(Ⅱ) 2, 土石流の場合, 土木学会誌, vol. 68, 9 (1983), 33から引用
- 2) 荒生; 7. 23長崎豪雨時の気象, 長崎大学学術調査団報告書, (1982), 12
- 3) 旭航洋(株); 航空写真C1~C9, 長崎地区昭和57年8月3日撮影, 1/8000 (1982)
- 4) 国際航業(株); S. 57年 長崎地区集中豪雨災害状況図, 1/5,000, (1982)
- 5) 鎌田・松岡・近藤; 地質的条件からみた災害の特性, 長崎大学学術調査団報告書, (1982), 37
- 6) 伊勢田・落合・棚橋; 長崎豪雨による土砂災害, 文部省自然災害科学突発災害研究成果, No. B-57-3, (1983), 30
- 7) 熊野; 長崎港草覆刻版, (1973), 長崎文献社
- 8) 満井・土井; 新長崎年表, (1974), 長崎文献社
- 9) 池谷; 土石流災害調査法, (1980), 山海堂
- 10) 長崎県河川砂防課; 昭和55年度土石流危険溪流および危険区域調査表, (1981)
- 11) 芦田・高橋・澤井; 土石流危険度の評価法に関する研究, 京大防災研年報, 第21号B-2, (1978), 423
- 12) 柴田・高橋・江頭・澤井他; 崩壊・土石流と土砂災害危険度評価について, 文部省自然災害研究突発災害研究成果, No. B-57-3, (1983), 71
- 13) 高橋・吉田; 土石流の停止・堆積機構に関する研究(1), 京大防災研年報, 第22号, B-2, (1979), 315