

土 木 研 究 所 資 料

阿蘇山カルデラにおける土砂災害について

昭和56年 3 月

建 設 省 土 木 研 究 所
砂 防 研 究 室

目 次

は じ め に	1
1. 昭和 28 年災害の実態	3
1―1. 気象状況	3
1―2. 土砂災害の実態	3
1―3. その対策	11
2. 昭和 55 年災害の実態	13
2―1. 気象状況	13
2―2. 土砂災害の実態	14
2―3. その対策	15
3. 阿蘇山カルデラにおける地域分割とその砂防学的意味	16
3―1. 地域分割の考え方	16
3―2. 分割された地域の砂防学的な意味	19
4. 各地域ごとの土砂の動きに関する具体的調査例	22
4―1. 外輪山崖錐地域	22
4―2. 外輪山土石流堆積物地域	27
4―3. 中央火丘群北面（西佑川）流域	33
4―4. 中央火丘群西面（山王谷）流域	42
4―5. 中央火丘群南面（くりから谷）流域	58
5. 土砂災害対策の基本的な考え方	66
5―1. 外輪山崖錐地域	66
5―2. 外輪山土石流堆積物地域	66
5―3. 中央火丘群北面地域	67
5―4. 中央火丘群西面地域	67
5―5. " 	68
6. 砂防計画上の問題点の提言	70
お わ り に	71

は　じ　め　に

阿蘇山は世界に冠たるカルデラをもつ大火山であり、現在もなお活発な火山活動を継続中である。

この山はまた、今を遡るおよそ 200 万年前から大噴火を連続させたあと、10万年ぐらい前に中央部分が陥没し、広大な火口湖を形成している。このころは地球の歴史では、現世に近い暖かくて雨の多い気候になっていて、広大な阿蘇の斜面は、その上を流れる水を集める白川によって西側から刻みこまれ、ついに火口湖の水が排水されたのは約 3 万年前である。地形をみると火口原も黒川が刻む安定した北半分と、白川の源流が刻む今なお隆起しつつある南半分とに分かれていて、噴煙を上げつづける中岳を中心に非常にダイナミックな景観を造り出している。また、383 ㎢の火口原は約 5 万人の生活の場であり、約 100 ㎢の白川中～下流域は約 5.8 万人の生活の場であるほかそれぞれ年間 500 万人の観光客をひきつける土地である。

豪雨がヨナを混えてカルデラからはとばしり出て、カルデラの村々や熊本市をおそい、非惨な災害をもたらした昭和28年の記憶はいまも生々しい。人の営みのダイナミズムにとらず自然の力も依然としてダイナミックであることを見せつけたものであった。この点についても今回の昭和55年8月災害は、昭和28年の雨量が2日間で514 mmであったのに対して、同じ2日間で400 mmであったことからみても大いなる警鐘であったことがわかる。しかし、われわれも今日まで無為であったわけではなく、とくに水源山地では地元の熱意に支援されて多数の砂防工事が行われてきた。そのいみでは今回の豪雨は、今までに払われた努力に対する自然の回答であると考えられる。われわれの調査はこのような観点にたって計画され、熊本県砂防課、県土木部一宮土木事務所の協力で実施されたものである。また、調査にあたっては長陽村、白水村の全面的な協力を得た。ここに記して謝意を表したい。

また限られた時間で得られない情報は空中写真判読でおぎなった。用いた写真は1980年11月に建設省熊本工事事務所で撮影されたものである。写真を貸与され、また災害直後の現地視察の便を与えていただいた熊本工事事務所に謝意を表します。

昭和56年3月

建設省土木研究所 砂防研究室

室　　長	渡　　辺	正　　幸
主任研究員	池　　谷	浩　　浩
	伊　　巻	幹　　雄

写真 1-1



長陽村 鼠戸 井堰

写真 1-2



一面の砂原と化した竹田水田の一部と僅かに形を残す渋谷川

写真 1-3



里玉川の氾濫による川後田地区水田の被害

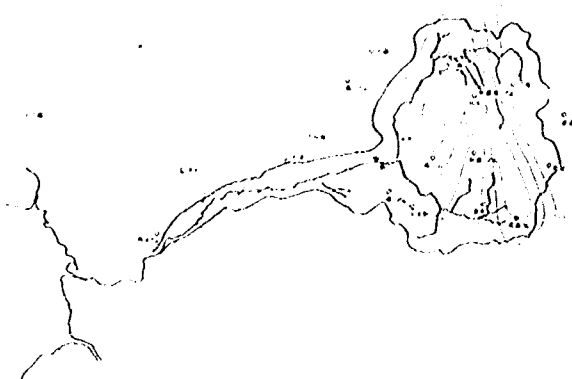
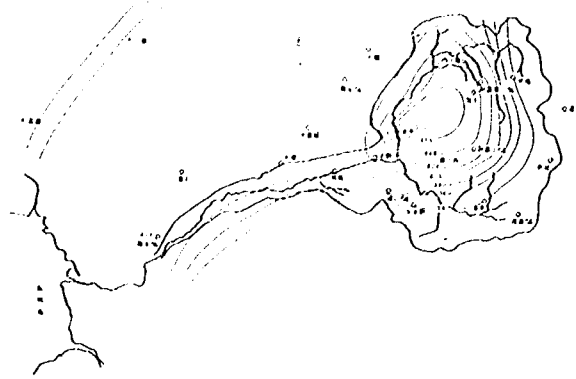


図 1 1 28年災白川流域 6月25日日雨量分布図



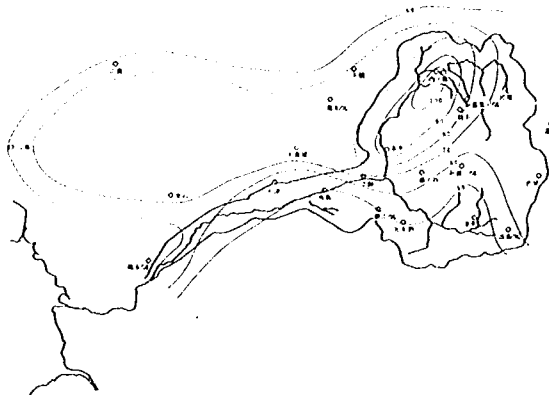
6月26日

1. 昭和28年災害の実態

1-1. 気象状況

昭和28年6月26日、熊本県阿蘇地域を中心として土砂災害が発生した。発生当日午前9時からの24時間雨量は熊本市412 mm/day、阿蘇黒川で500 mm/dayと、この地域の梅雨期における1ヶ月以上の雨が1日にして降りそそいだといわれる事実からも雨量の膨大さがうかがえる。

阿蘇の郷土誌¹⁾によれば、「6月4日に降り出した雨はいつ止むとも知れず降り続き、23日より愈々恐ろしいばかりの豪雨となり、26日朝から雨足が一層激しく、熊本地方気象台は午前11時大雨注意報を発令、午後2時30分に警報に切りかえた。午後4時頃には薄暗く、たそがれ時を思わせる如く水煙が立ちのぼり、なす術もなかった」と記録されている。



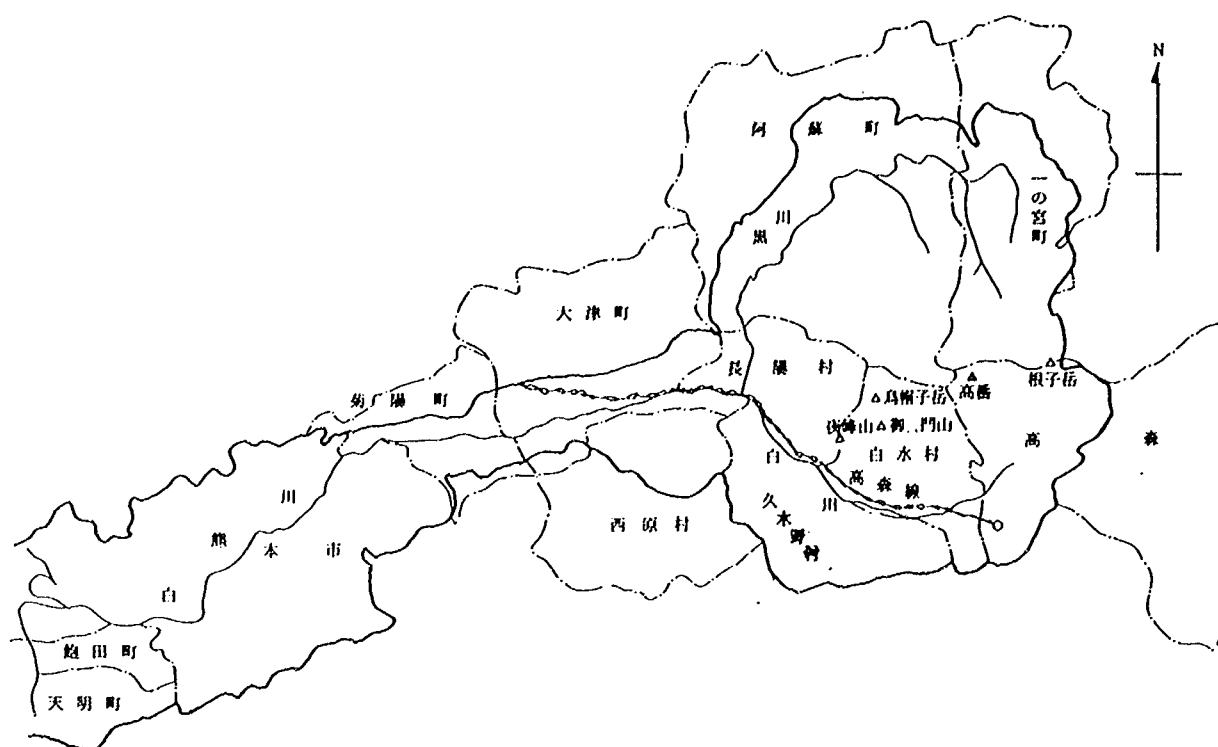
6月27日

1-2. 土砂災害の実態

災害は、阿蘇地域のなかでも特に長陽村および白水村に集中した。この地区は、図一1-2に示すように阿蘇地域の南西部に位置し、北方に、東より根子岳、高岳、烏帽子岳、御竈門山、夜峰山などの山々が聳えており、南方は東西に国鉄高森線が、それとはほぼ平行して一級河川白川が横断している。具体的には、地勢は、東高西低で烏帽子岳の余脈が西南に尾を引きその山裾に当たる当地方は、扇状地の一部をなしており扇面を山王谷川、垂玉川、濁川、尻無川、水口川、高木等の主要河川が鉄道ならび国道周辺の集落を横切り白川本川に合流している。

(1) 土砂生産の原因と災害状況

阿蘇山は中央火口群も外輪山も共に安山岩よりなる成層火山体であり、標高1200 m以上では、この



図一 1—2

安山岩の上に火山灰、火山岩屑等が数層にわたり堆積し、その後降り積ったヨナの上にわずかに草地を形成している。1200 m以下では、安山岩の上部に古い年代からの火山噴出物および風化土が堆積し、その表面を比較的新しい灰黒色あるいは黒色のヨナが1～2 mの厚さで、かぶさっている。

6月25日、26日の連続雨量はこの地域で600 mm、また28日までの雨量は800 mmを超えた所が多く、この集中的豪雨のために35°～50°の急傾斜面の表層ヨナが至る所で50 cm～1.5 m程度の薄層を以て剥落した。これらの崩壊は中央火丘の根子岳・高岳・中岳・烏帽子岳・丸山・御蔵門山にほとんど集中し、西側の往生岳・杵島岳・夜峰山に連なる一帯および外輪山には、ほとんど発生していない。また従来崩壊の甚だしかった北側阿蘇谷では剥落箇所数はかなり多いにも拘らず数年前から熊本県で築造した砂防堰堤が効果を表わして、土石流による被害は少ない。これに反し南斜面は災害当時ほとんど砂防施設がなかったため山腹崩壊土砂の多くが下流に流下し多くの災害の原因となった。ただし、南斜面のうちでも水源の崩壊量も甚だしい丸山に水源を発する色見川、前原谷等には夫々10数基の砂防堰堤が築造されていたためその効果により被害は少なかった。ほとんど堰堤等の施設のなかった高木川・仮川、水口川筋下流部の惨害は激甚であった。即ち山間部の崩壊土砂は、溪流、道路に集まり土石流となって一挙に流出し、その通路には累々たる巨岩、石礫を残して家屋も耕地も跡形を留めなかった。この土石流におそわれた白水村では、家屋流失178戸、破損家屋87戸、浸水家屋249戸、死者44名、水田流失300町歩、畑地流失150町歩、また、隣接の長陽村においては、家屋流失28戸、破損家屋61戸、浸水家屋37戸、死者5名、水田流失89町歩、畑地流失20町歩に達した(図一 1—3、図一 1—4 参照)。

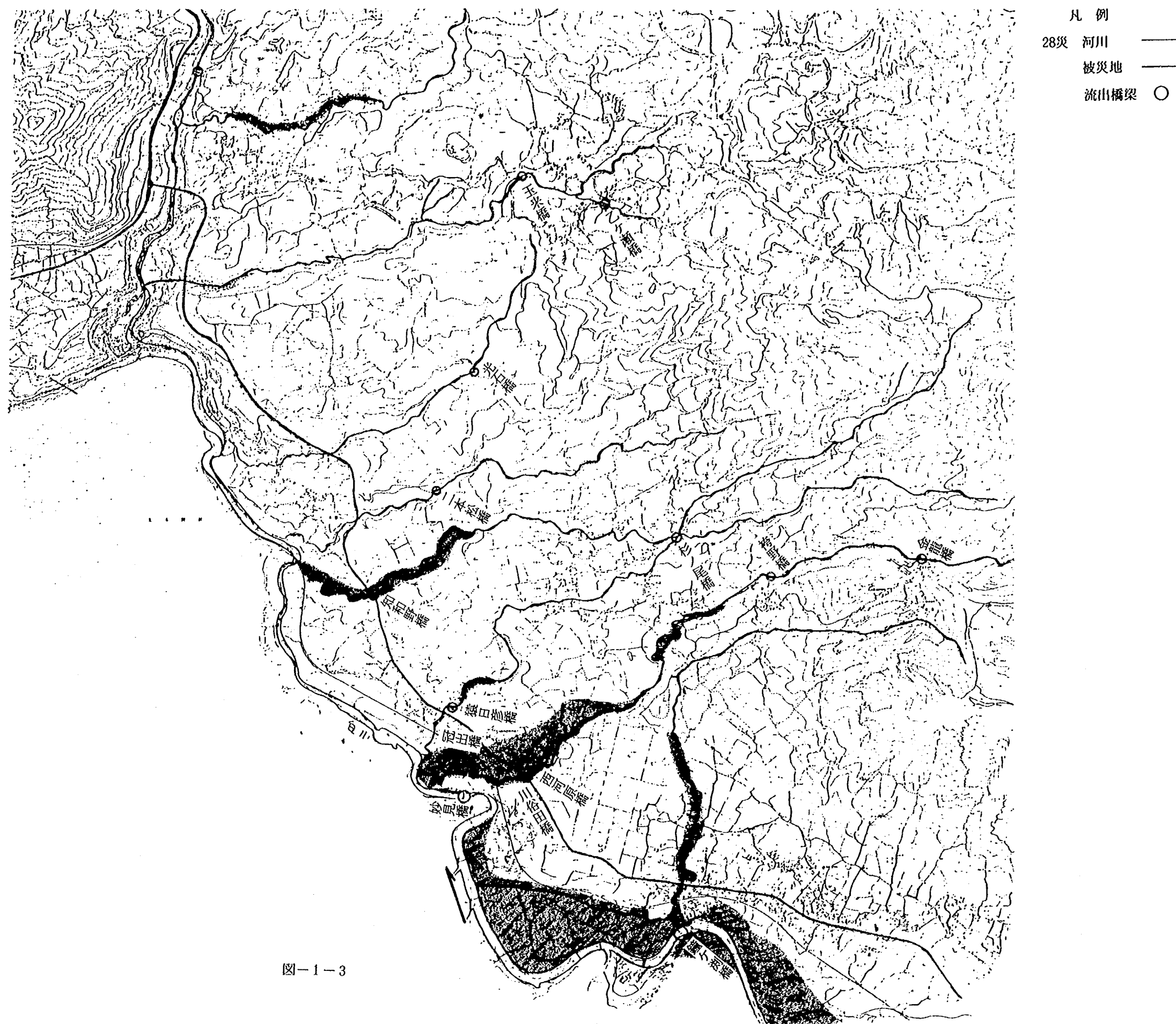


图-1-3

白水村全図 I



凡 例

- 28災 河 川 ———
- 被災地 ———
- 住 宅 - - - - -
- 流出橋梁 ○

図-1-4

(2) 阿蘇山系溪流別崩壊状況

図一 1—5 は、阿蘇山系の溪流位置を示したものである。図にみるように各溪流は黒川及び白川と合流して西流し、U字型となって西方立野火口瀬において合流し外輪山の一部を切って熊本平野を貫流して有明海に注いでいる。従って、阿蘇山一帯の山崩れによる火山灰ヨナは、熊本市を貫流する白川を流下するため、熊本市内及び周辺は、災害のたびに泥害に悩まされているのが実情である。ちなみに、28災において熊本市内に堆積したヨナの量は、300～400 万 m³といわれており、この量に直接関係する阿蘇山系溪流の崩壊量は何程であったかを次に記述する。表一 1 は、阿蘇山系溪流別崩壊総括表である。表によれば、惨害が激甚であった高木川・仮川・水口川の崩壊土量は250 万 m³、崩壊率は20～34%、これに、垂玉川を含めば、300 万 m³の崩壊土量となり、阿蘇カルデラ内の全崩壊土量の約30%にあたる量となる。また、当日の最大流量は白川で1850 m³/sec、黒川の最大流量は741 m³/secといわれており、ラショナル式より土石流到達時間内最大平均雨量強度を求めると、次のようになる。

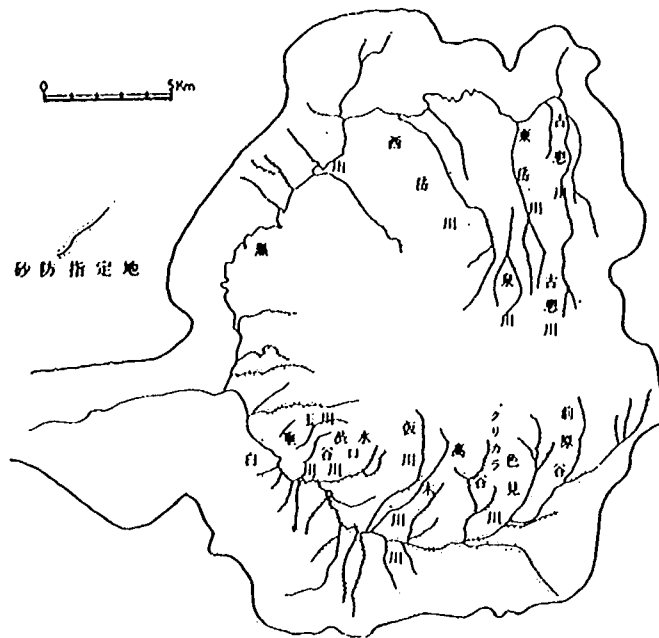
$$r_T = 3.6 Q_P / f \cdot A \quad \cdots \cdots (1.1)$$

ここに、 r_T ：土石流到達時間内最大平均雨量強度mm/hr

Q_P ：ピーク流量 m³/sec、 f ：流出係数（0.75～0.9）

A ：流域面積 km²である。

ここで、白川を本川とする南郷谷溪流の流域面積を記載面積check から求めると $\Delta A_n = 63.3$ km²であり、流出係数を $f = 0.8$ とすれば、



図一 1—5 溪流位置図

表一 1 阿蘇山系溪流別崩壊総括表

溪流名	箇所名	崩壊面積km ²	崩壊土量 m ³	流域面積km ²
前栗谷	27	1.002	860,714	6.3
色見川	156	3.777	1,946,544	13.1
くりから谷	74	2.959	1,532,680	6.5
高木川	69	1.948	987,250	5.7
仮川	38	1.834	1,044,090	9.1
水口川	30	0.940	451,695	3.2
垂玉川	18	0.700	461,700	4.1
古恵川	25	0.848	434,269	11.9
東岳川	76	1.651	865,364	10.6
泉川	59	2.703	1,380,951	6.7
西岳川	61	1.797	950,276	18.1
白川上流	5	0.018	28,050	13.5
しぶ谷川	5	0.030	30,000	1.8
児安川	1	0.020	20,000	8.5
計	644	20.227	10,993,583	119.1

(1.1) 式より $r_T = 132 \text{ mm/hr}$ となる。また、ルチハの式より洪水の到達速度および到達時間を算定すると次のようになる。

$$v_1 = 20 (h/L)^{0.6} \dots\dots\dots (1.2)$$

$$T_a = L/v_1 \dots\dots\dots (1.3)$$

ここに、 v_1 : 洪水の到達速度 m/sec , T_a : 到達時間 sec , L : 流域の最遠点から河川に沿ってその地点までの距離, h : 流域の最遠点とその地点との標高差である。

ここで、流域の最遠点を前原谷源頭部 (標高約 850 m), 洪水の到達地点を黒川と白川の合流部である立野 (標高約 300 m) を考えるものとすれば $L \approx 24000 \text{ m}$, $h = 550 \text{ m}$ となり, (1.2) 式より $v_1 = 2.1 \text{ m/sec}$ を 1 また 1.3 式より $T_a = 190 \text{ 分} \approx 3.2 \text{ hr}$ をえる。また, 24時間継続する場合の降雨強度 R_o がわかっているものとすれば, T 時間に対する最大雨量強度 r_T は物部公式から導びかれ, (1.1) 式より得られた r_T と比較できる。その結果は次のようである。

$$R_o = \text{日雨量}/24 \dots\dots\dots (1.4)$$

$$r_T = R_o (24/T)^{1/3} \dots\dots\dots (1.5)$$

ここに、 R_o : 24時間継続する場合の降雨強度 mm $r_T = T$ 時間に対する最大雨量強度 mm/hr である。

ここで問題となるのが、南郷谷地区の日雨量が不明確なため、それを仮定して r_T を導びかなくてはならないことである。前述したように、阿蘇黒川における災害発生当日、午前 9 時からの日雨量は 500 mm, また熊本市内で 420 mm, 阿蘇山 において 432 mm と報告されており、これら事実から南郷谷地区の日雨量を推定すれば 450 mm 前後が妥当な値と考えられる。よって、1.4 式に $R_{24} = 450 \text{ mm/day}$, 1.5 式に $T = T_a = 3.2 \text{ hr}$ を代入して R_o および r_T を求めると、 $R_o = 18.75 \text{ mm}$, $r_T = 71.84 \text{ mm/hr}$ となる。また求められた r_T を 1.1 式に代入してピーク流量 Q_p を計算すると、 $Q_p = 1,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ となる。以下同様に阿蘇谷における水理量計算を行なうと次のようである。

1.1 式に $Q_p = 741 \text{ m}^3/\text{sec}$, $\sum Aa = 55.8 \text{ km}^2$, $f = 0.8$ を代入すると $r_T = 60 \text{ mm/hr}$, 1.2 および 1.3 式に $L \approx 37000 \text{ m}$ (古恵川源頭部標高約 1,000 m から立野標高約 300 m の距離), $h \approx 700 \text{ m}$ を代入すれば, $v_1 = 1.85 \text{ m/sec}$, $T_a = 333 \text{ 分} = 5.5 \text{ hr}$ を得る。また (1.4) 式に $R_{24} = 500 \text{ mm/day}$, 1.5 式に $T = T_a = 5.5 \text{ hr}$ を代入すれば, $R_o = 20.83 \text{ mm}$ $r_T = 55.62 \text{ mm/hr}$ となり, ピーク流量 $Q_p = 690 \text{ m}^3/\text{sec}$ を得る。

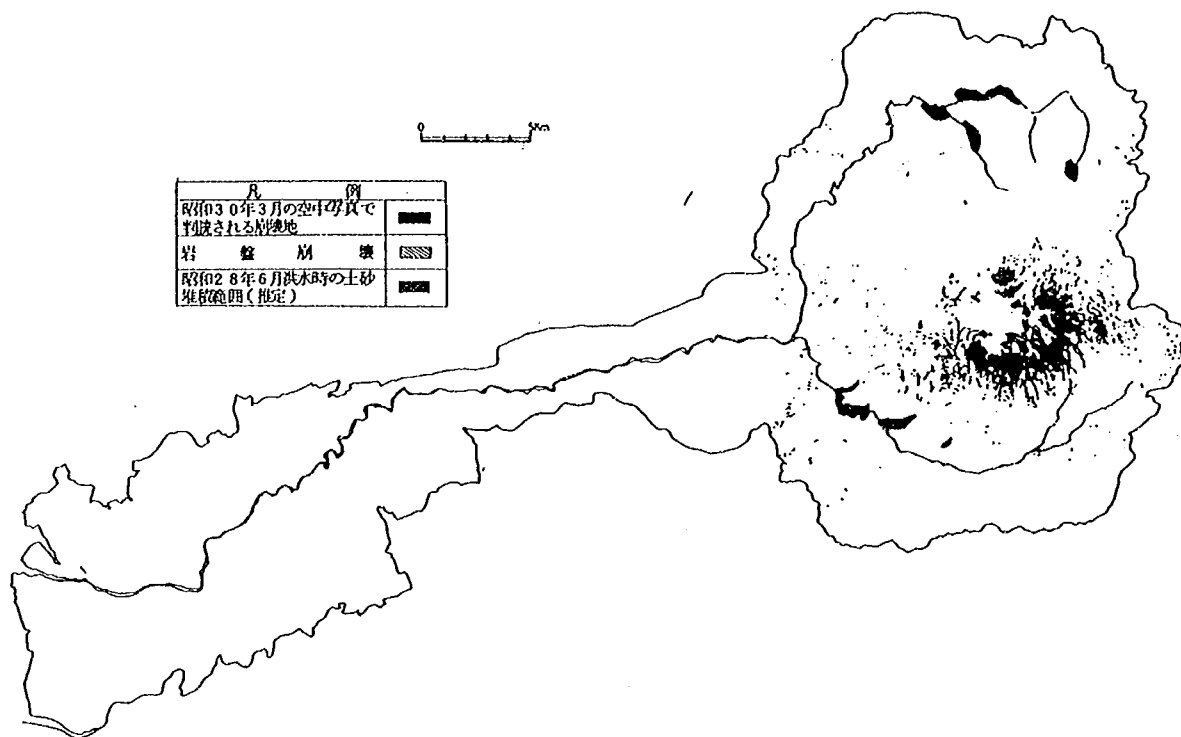
以上、崩壊に対して誘因となる水理量の計算を行なった。この計算においては、阿蘇谷および南郷谷を 2 流域に分割し、各々の流域に対して阿蘇黒川、南郷谷の日雨量を代表させ雨量強度を求めることによりピーク流量を算出したが各々の流域面積が大きく、しかも阿蘇地方全体で災害当日の日雨量に 100 mm 前後の差があること等から、計算手法の荒さによるその信憑性に疑問が残ることは否定できない。しかし、あえて計算結果をふまえて阿蘇地域の 28 災における崩壊ならびに土砂動態について考察を加えると次のようである。

- ① 28 災における熊本市内に堆積したヨナの量の大部分は、南郷谷特に高木川・仮川・水口川・垂玉川の 4 渓流域の崩壊土量に相当すると考えられる。なぜならば、阿蘇谷は 28 災以前に県の砂防ダムがかなり築造されていた事実および南郷谷の色見川、前原谷の 2 溪流に 10 数基の砂防ダムが築造されていた事実、また、計算結果にみるように、阿蘇谷と南郷谷の本川である黒川と白川の河床勾配の差による洪水の到達時間にかなりの時間差があることが理由と考えられる。

② 南郷谷地区のピーク流量試算によると $Q_p = 1,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ となり、この量は、 $1850 \text{ m}^3/\text{sec}$ に比して55%程度とかなり差がある。この差について解釈を加えることは計算手法の荒さから非常に危険を伴うが、仮に $Q_p = 1,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ を妥当値とすれば、総量（水＋ヨナ）に対して40%前後の容積濃度をもった洪水が、集合運搬形式（泥流）をとって南郷谷地区を流れ、黒川との合流後は全流量（約 $2600 \text{ m}^3/\text{sec} \sim 1740 \text{ m}^3/\text{sec}$ ）に対して内に流下し有明海に注いだものと推察される。

1-3. その対策

1-1, 2においては熊本県阿蘇地域を中心とした28年災害についての素因、誘因および被害規模等の概略を述べた。本節においては、28災の経験を通して行なわれた対策について若干の考察を加えて報告する。

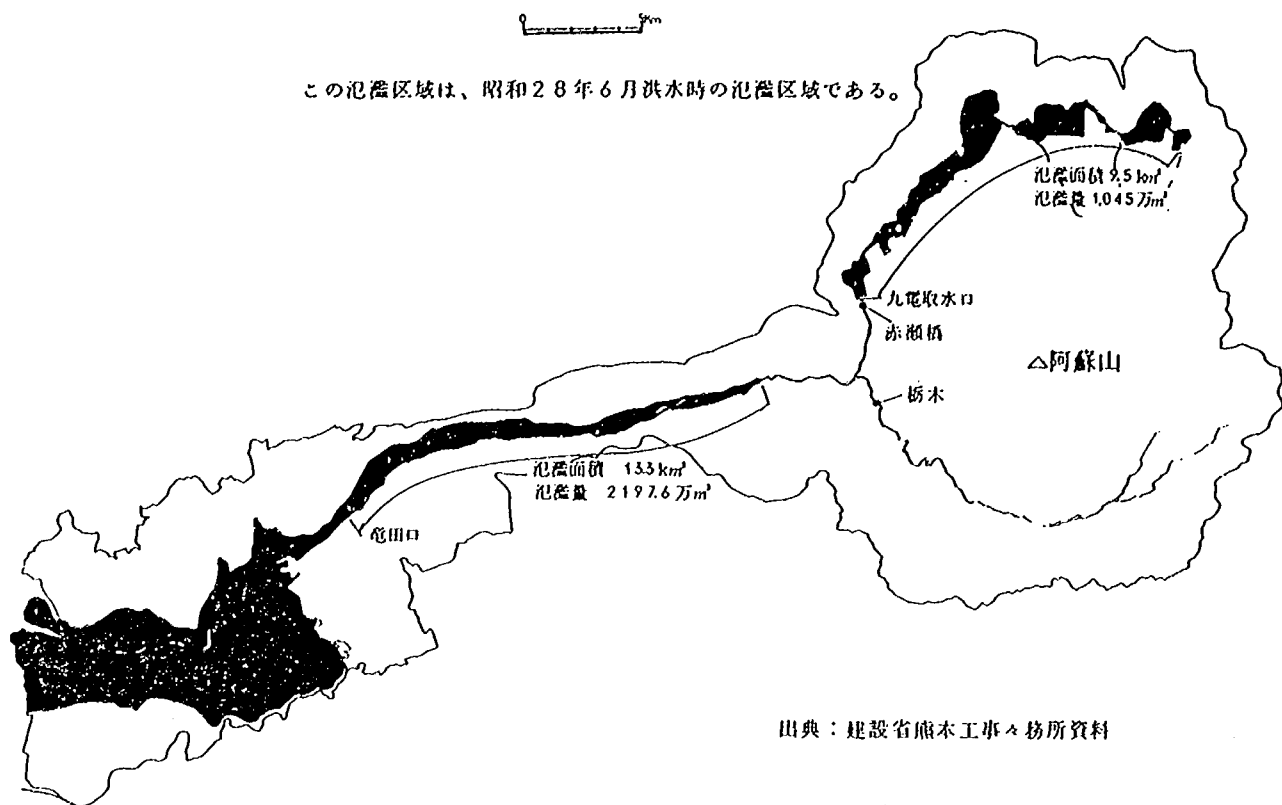


図一1-6 崩壊分布図

この図は28災の2年後昭和30年3月撮影の空中写真（縮尺約1/10,000）を用いて判読したものである。

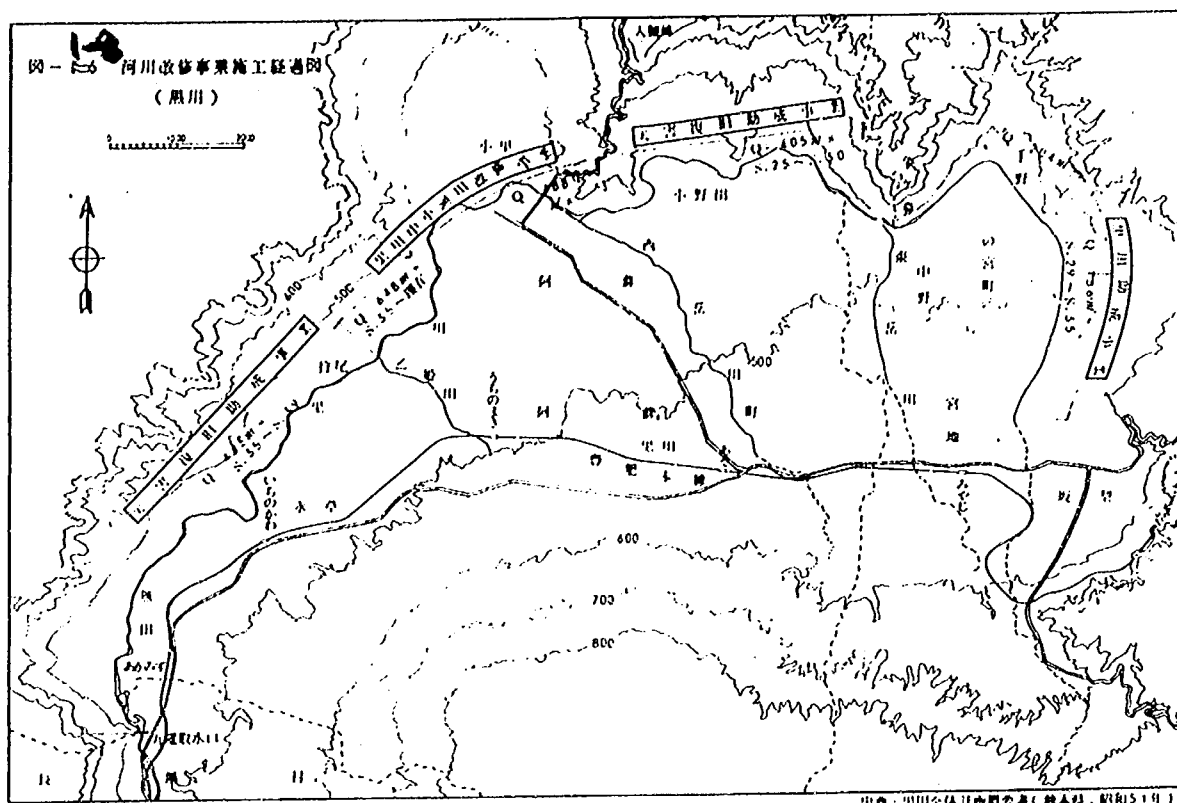
出典：阿蘇地域崩壊土砂量調査（建設省熊本工事事務所，昭和51年7月）

図一1-5, 6は建設省熊本工事事務所の調査による阿蘇地域の崩壊分布図および白川流域氾濫区域図である。阿蘇地域における砂防事業は熊本県において昭和7年より実施されており、南郷谷地区においては、28災以前に砂防指定地として認可された溪流は、クリカラ谷川、色見川、仮川、垂玉川の4溪



図一 1 - 7 白川流域氾濫区域図

流であり、そのうち災害前の砂防ダム設置数はそれぞれの溪流で 5 基、7 基、2 基、2 基の計 16 基であった。16 基のダムの構造（ダム高）は、5 m 未満：5 基、5 m 以上 10 m 未満：10 基、10 m 以上：1 基の内訳であった。28 災以後砂防指定地に認可された溪流は、水口川、高木川、山王谷川、波谷川の 4 溪流であり砂防ダム設置数はそれぞれの溪流において、3 基、5 基、4 基、1 基の小計 13 基、前記 4 溪流のそれを含めた合計は 29 基であった。29 基のダムの構造（ダム高）は、5 m 未満：5 基、5 m 以上 10 m 未満：19 基、10 m 以上：4 基の内訳（1 基不明）であった。また、同様に阿蘇谷地区における 28 災前後の溪流における砂防ダム基数を調べると西岳川、東岳川、泉川の 3 溪流が 28 災前に砂防指定地として認可されそれぞれ溪流に 14 基、12 基、14 基の計 30 基が設置されており、その構造内訳は、5 m 未満：5 基、5 m 以上 10 m 未満：20 基、10 m 以上：5 基であった。28 災後砂防指定地として認可された溪流は尻無川で 3 基設置されており、前記 3 溪流のそれと含めると計 8 基であり、構造的には 8 基すべてが 5 m 以上 10 m 未満のダム高のものである。以上、南郷谷および阿蘇谷における 28 災前後の砂防ダム設置数について報告したが、南郷谷においては、災害前後の比較をすれば、基数および構造規模ともに多大になっているのに対して阿蘇谷においては、災害前にかなり多くの砂防ダムが設置され、構造的にも南郷谷に比して大きかったこと等から災害時には、その量的効果（貯砂効果）がかなりあったといえる。しかしながら、図一 1 - 5 にみるように黒川は、もともとカルデラ内で遊水する地形となっており、28 災洪水に対しても流下能力が小さかったためかなり広範囲で氾濫した。このようなことから、熊本県では、黒川の河川改修事業を災害前の昭和 25 年から現在に至るまで行なっている。その施工経過を図一 1 - 8 に示



図一 1 — 8 河川改修事業施工経過図（黒川）

す。また立野付近より下流の本川白川においては、直轄が昭和31年に改修事業に着手し現在に至っているが、その間の熊本市の人口および資産の増大には著しいものがあり、沿岸の都市化が進みつつある。しかしながら、改修事業の進捗は河川の都市化にはばまれ思うように上っていないようである。

以上、28災における直轄ならびに熊本県が実施した対策事業の概略を述べた。なお、この中で県が実施した砂防ダムの施工基数は、昭和45年度までの数であることおよび他の砂防施設たとえば、流路工、護岸工、法覆工等が災害前後に設置されていたことを付記する。

2. 昭和 55 年災害の実態

2-1. 気象状況

昭和55年8月末、低気圧と前線の影響で佐賀県南部、大角川流域と熊本県北部、菊池川、白川の両流域に豪雨災害が発生した。同年の夏は、全国的に冷夏といわれ九州においても7～8月の気象は異常であった。例えば、熊本市の7～8月の平均気温は、 25.8°C であり平年に比べて $0.7\sim 1.5^{\circ}\text{C}$ も低かった。一方、月降水量は、7月740mm、8月570mmで平年の約3倍を記録しており、災害の対象となった白川水系流域における8月28日、29日、30日の日雨量は図一2-1～図一2-3のようであった。

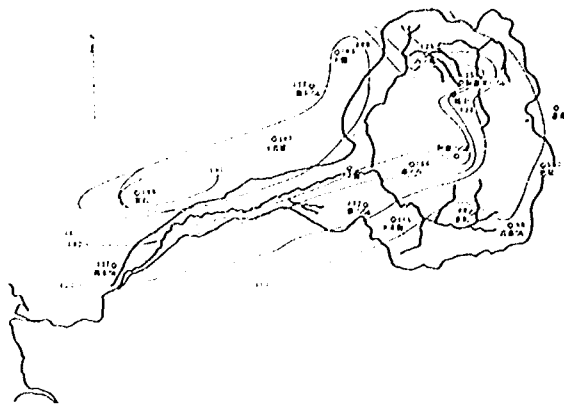


図-2-1 55年災白川流域8月28日日雨量分布図

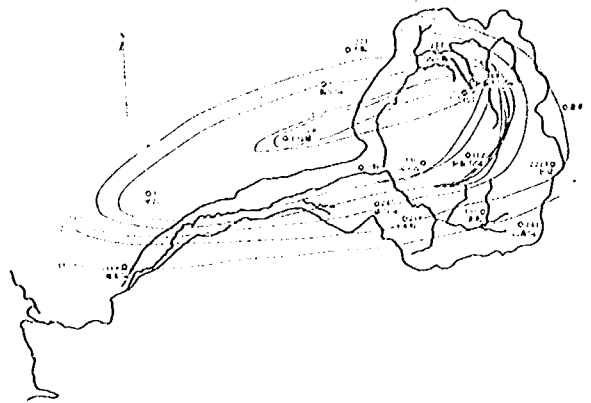


図-2-2 55年災白川流域8月29日日雨量分布図

2-2. 土砂災害の実態

昭和55年8月末の熊本県阿蘇地方の豪雨時には、春以来の長雨と小出水によって、ヨナが適度に下流へ流送されていたこともあって白川水系流域全般に大事にはいतरなかつた。この災害で阿蘇地方においては、南郷谷地区の山王谷川溪流で、山腹崩壊および土石流が、また外輪山東側の妻子ヶ鼻で、山腹崩壊および崖錐堆積物の再移動とみられる土砂災害が発生した。阿蘇谷地区では、各支川の黒川への合流点付近で28災と同様に河川が氾濫および内水した。

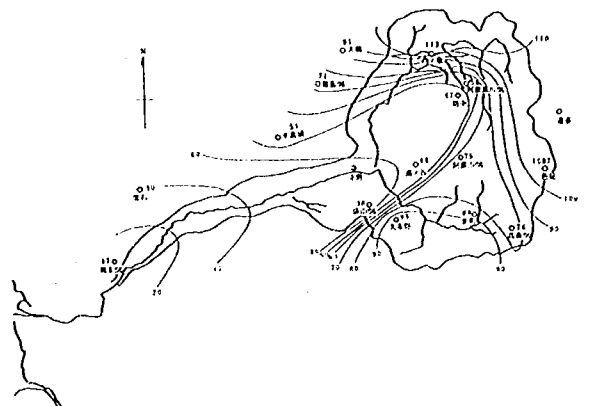


図-2-3 55年災白川流域8月30日日雨量分布図

(1) 土砂生産の原因と災害の状況

南郷谷地区の山王谷川において発生した土石流は、火山堆積物（ヨナ）の供給量が少なかったこと、砂防ダムが適度に設置されていたこと、大規模な山腹崩壊が数多く発生しなかったこと等から被害規模も小さく、土石流の形態は土砂濃度の低いしかも大礫を多く含んだ砂礫質流であった。しかしながら、人家近くにある標高500m付近の田畑が冠水したことあるいは河道において55災前に流出したとみられる旧土石流堆積物（河床材料の最大礫径が1.0m～1.5m程度）が数多く散在していたこと、石垣の護岸が土石流の水衝部となり、数多く破壊している事実等から今後の災害に対して危険性が大きいことがうかがえる。

また、外輪山東側の妻子ヶ鼻においては、崖錐堆積物の再移動とみられる土砂災害が発生したが近くに人家が存在していなかったこと、流下距離が短かったこと等から碎石場1棟がこわされた程度のもので終わった。しかしながら、近くを肥豊本線が走っていることもありこの地域一体の対策工を考える必要があると思われる。これら詳細については、第4、5章で記述することにする。



写真 2-1

山王谷川

土石流によって護岸崩壊および護岸沿いの杉の木が倒れている状況



写真 2-2

山王谷川

土石流が左岸を乗り越えて竹が倒れた状況

2-3. その対策

昭和55年8月災害は、昭和28年6月のそれと比べて土砂動態およびそれに伴う被害規模が小さかった。その理由としては、(1)雨量の継続時間が短かったこと、(2)阿蘇山噴火によるヨナ等の火山堆積物が災害前に適度下流へ流送されていたこと、(3)28災以後、白川水系流域の治山・治水工事が進捗していたこと等があげられる。このうち

(1)、(2)項は外力（自然力）であり、(3)項は外力に対する抵抗力といえることは言うまでもない。このことから、我々に課せられた使命は限定されるわけであるが、地域住民の意識の多様化、それ

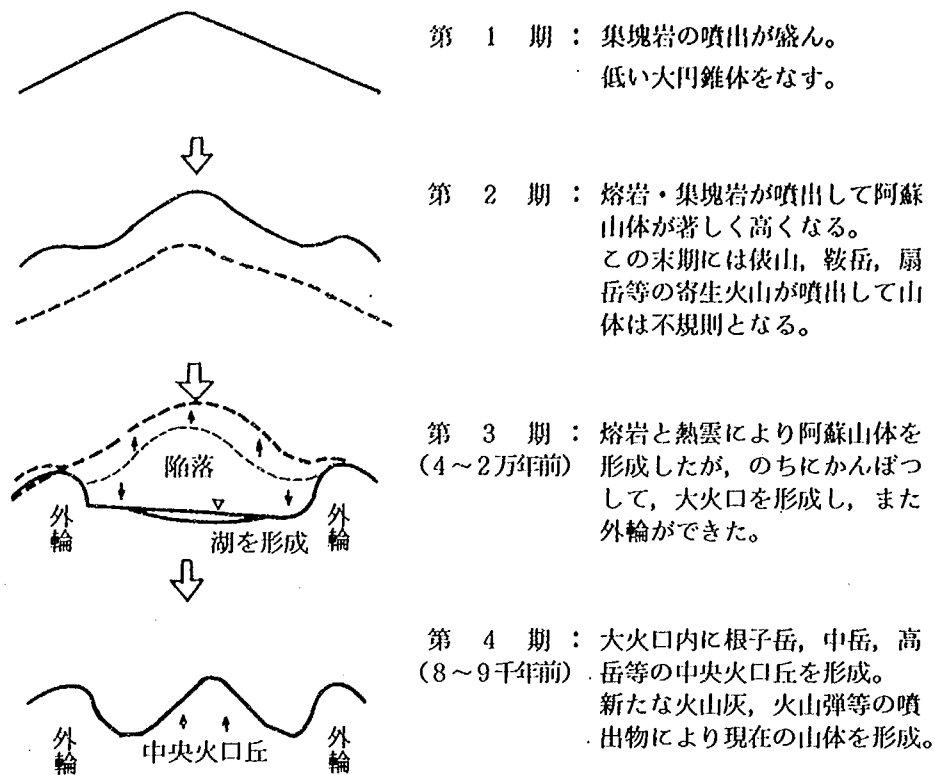
に伴って生ずる産業の変化および土地利用の高度化等によって(2)項が量的意味で制限されるであろう。現に本川白川においては、河川の都市化にはばまれ改修事業の進捗は思うように上がっていない状況にある。よって、我々の外力への対応もまた量的対応のみならず質的にも対応せざるを得なくなっている。たとえば、阿蘇山中央火丘群に存在する草地の山地崩壊に対する抵抗力の強化、砂防施設のなかでも調節機能面で期待されるスリット砂防ダムの開発等、今後砂防としての対応も多様化していくものと思われる。今回土石流災害となった南郷谷地区溪流山王谷川においては、長野橋（標高 440 m）から上流 910 m 間（標高 516 m）に流路工が計画されている。その構造諸元については床固工の落差 2～3 m、間隔は 40 m 前後であり総基数は補強 1 基を含めて 19 基、帯工 3 基、護岸工は 1 : 0.5 の法勾配で斜距離は 4.5 m 前後である。また、計画河床勾配は 1/30～1/40、計画水路幅は 7 m である。このように土石流対策としても、今後は単に砂防ダムにとどまらず継続流対策としての流路の確保が必要となろう。



写真 2-3

山王谷川

土石流が右岸横の田畑を冠水した状況



図一 3 - 1 阿蘇山カルデラ形成の模式図^(注)

(注) 熊本県土木部：阿蘇火山 ヨナ地帯の特異性 1952年3月より筆者が模式図にしたものである。

3. 阿蘇山カルデラ内地域の分割と、その砂防学的意味

3 - 1. 地域分割の考え方

阿蘇山カルデラ内で生ずる種々の土砂の移動現象を地域的に特徴づけ、各々に対する最も適当な対策を考えるということから砂防学的にみると、阿蘇山カルデラ内の地域はいくつかの地域に分割される。基本的には、阿蘇山カルデラおよび中央火口群の形式や、それにとまなう地形、地質の相違に関係しているものである。

① 阿蘇山体形成と地質的特性による分割

阿蘇火山は、その形成過程から複式火山とも言われ多くの火口を持つ火山で、外輪を構成している山体と中央火丘では、形成年代、山体の形成のしかた（図一 3—1 参照）および地質の点において相異なる。すなわちこの二つの区分は、単に外輪山と中央火丘という区分にとどまらず、基盤地質、表層地質などにその相違をみることができる。外輪山の基盤は旧火山の安山岩や火砕流堆積物で構成されていて、表層はこれらの風化土層から成り、カルデラ陥没時にとりのこされた岩体が現在も存在して、一つの抵抗面を形成している。

一方、中央火山はカルデラ陥没後に形成された比較的新しい火山体であって、溶岩流と火山灰層からなり、表層は現在も継続している火山活動による火山灰（熊本地方ではヨナと呼ばれている）を主とした火山降下物の堆積層が存在する。

以上のように山体形成の過程と地質的見地からは、外輪山と中央火丘という二つの大きな区分が可能である。

② 地形的な特性にする分割

地形的にみても、外輪山と中央火丘は明瞭な相違を有している。外輪山における特徴としては、そのほとんどにおいて集水面積が小さく、比高（カルデラ底面からの比高）が中央火丘に比較して低く（E L : 900 ~ 500 m 比高 400 m 程度）、崖錐による地形と土石流（もしくは土石流的な土砂流）扇状地形がみつけられる。

崖錐地形は、古い安山岩や固結度の高い火砕流堆積物による抗侵食力と集水面積の小さいことによる流水営力の小ささから解析が遅く、かつ、崖錐による保水能が大きいため斜面形が一樣な、いわゆる谷地形を呈しない地形となっている。

土石流扇状地形も基本的には崖錐地形と同様であるが、集水面積が崖錐地域にくらべ大きいこと、流れの営力が土砂移動に影響している地形を呈している。

また、外輪山にはカルデラ湖形成期の湖岸崖錐堆積物がみうけられるのも一つの特徴である。

一方、中央火山は外輪山地域に比較して集水面積が大きいこと、比高が高い（E L, 1300 ~ 500 m, 比高 800 m）ことから流水の営力が顕著であり、加えて地質の項でも述べたように、山体構成物の表層は未固結の火山灰を主とした火山噴出堆積物であるため解析が早く谷地形を呈する。上流部では、リルやガリーの発達著しい。

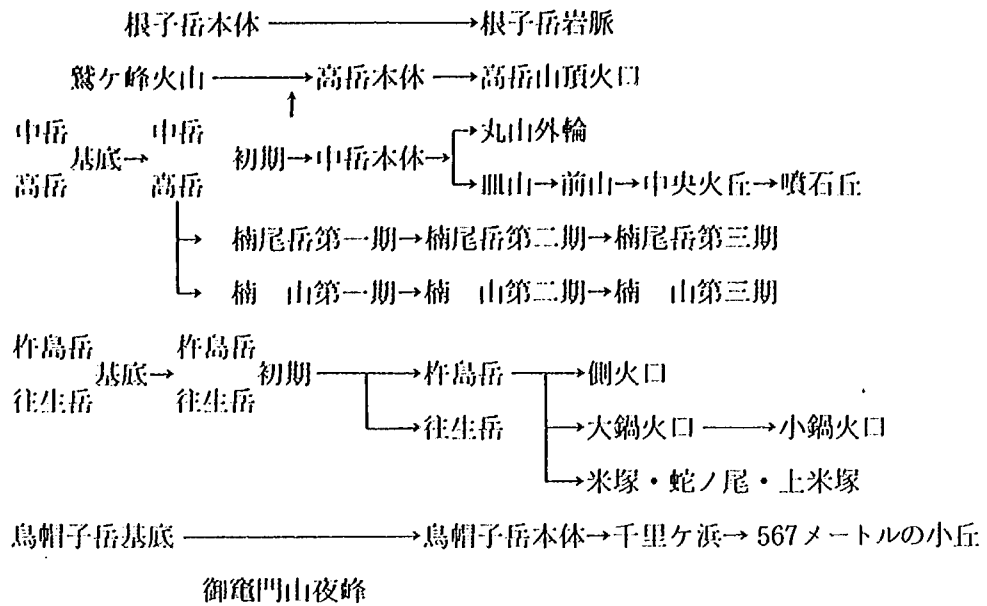
ただし、同じ中央火山のうちでも北面とそれ以外の斜面では、いく分地形条件が異なる。これは、火山形成に起因するものであるが、北面の方が緩勾配を有していて、谷の発達はその他の斜面ほど顕著ではない。

中央火丘群の形成と、その地形的現象について詳述してみよう。更新世後半、あるいはそれ以後に急速に中央火丘の活動がおこなわれた。（図一 3—1 の第 4 期にあたる）。

まず初めに根子岳、鷲ヶ峰、楠尾岳等の火丘群が噴出、その後、千里ヶ浜、往生岳、杵島岳等の大火丘が多量の熔岩を流出した。中岳は、現在も活動をつづけている（表一 3—1 参照）。

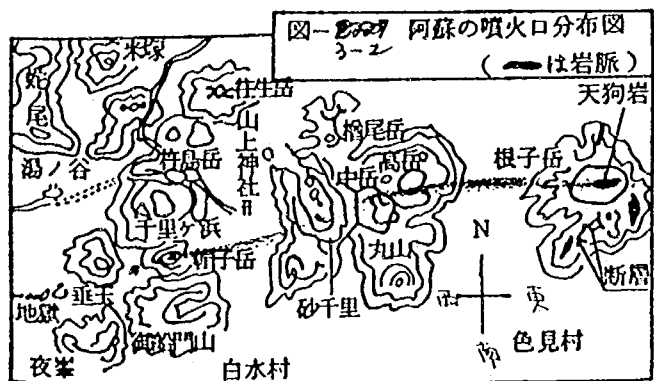
根子岳（1,433 m）は、断層運動や岩脈の貫入活動等の作用により侵食を受けやすい体質を有し、急激な侵食によって現在の地形が形成された。

表一 3 - 1 阿蘇火山中央火丘群の発達度



風化に対して弱い山体は、軽石や
玻璃質の溶岩で形成されている鳥帽
子岳（1,337 m）であり、鳥帽子岳
の火口は千里ヶ浜（草千里）火山の
活動により破壊されて現在はみられ
ない。また、（図—3—2）でも示
したように峰の最高標高を東西に結
ぶ尾根線の北側に多くの火口が存在
していることから、南北に中央火丘
を切断した模式的断面図は（図—3
—3）のようになり、北面が緩斜面
を有する現在の地形が形成されてい
る。

以上の地形の面からみると、外輪山は崖錐地形と土石流扇状地形に分割され、また中央火丘群は南面と北面に分割される。侵食のステージから考えると、根子岳周辺および鳥帽子岳の影響をうける面斜面は、別の地域として分割する考え方もできる



図一 3 - 2 阿蘇の噴火口分布図



図一 3 — 3 阿蘇中央火丘の断面模式図

と思われる。

3-2. 分割された地域の砂防学的な意味

前節で述べた分割も筆者らの短期間における現地調査を主とした見地から作成されたもので、精査をすることによりもっと詳細な地域分割が必要となるかもしれない。

これは、今後の調査研究にまつこととし、現時点では前節に述べた分割によって地域を分割することとし、各地域の砂防学的な意味について検討を加えることとする。

① 外輪山

外輪山崖錐地域は、崖錐層が厚く堆積していて保水能が大きいこと、また、一般的に集水面積も小さいことから、通常の降雨では表面流の発生はおこりづらい。

粘着力を無視して土石流の発生を検討してみると、高橋¹⁾による土石流発生条件式に、 $C^* = 0.6$ ， $\sigma = 2.6 \text{ g/cm}^3$ ， $\rho = 1.0 \text{ g/cm}^3$ ， $K = 0.7$ ， $\tan \phi = 0.8$ ， $B \doteq 5Q^{\frac{1}{2}}$ ， $f = 1.12 \sin \theta$ ， $\theta = 15^\circ$ ， $\phi = 36^\circ$ ， $d = 0.5 \text{ m}$ を代入すると

$$A \geq \frac{3.6}{re} \left(\frac{8g \sin \theta}{f} \right) \left\{ C^*(\sigma/\rho - 1) \left(\frac{\tan \phi}{\tan \theta} - 1 \right)^{-1} \right\}^{\frac{3}{2}} d^{\frac{3}{2}} \cdot B \dots \dots \dots (3.1)$$

(3-1) 式は (3-2) 式となる。

$$re \cdot A \geq 29.1 \dots \dots \dots (3.2)$$

阿蘇地区の既往最大時間雨量は、昭和28年6月26日19～20時の 57.8 mm/hr であり、過去にもこの程度の降雨があったと仮定すると (図-3-4) のように、 15° 以上の流域面積として約 0.05 km^2 が必要と

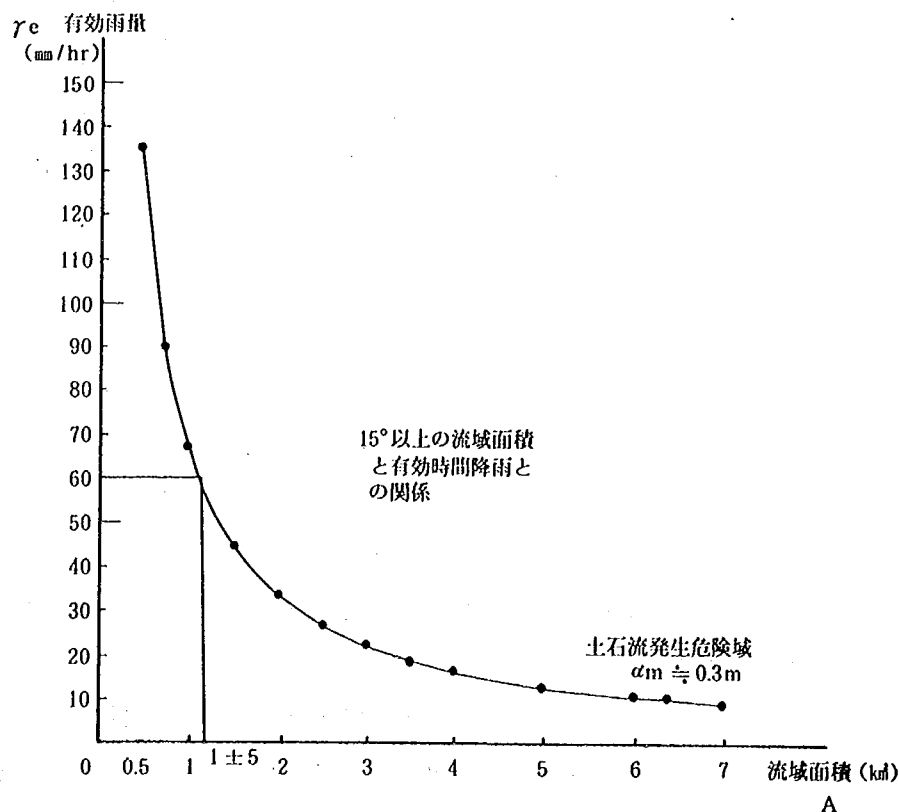
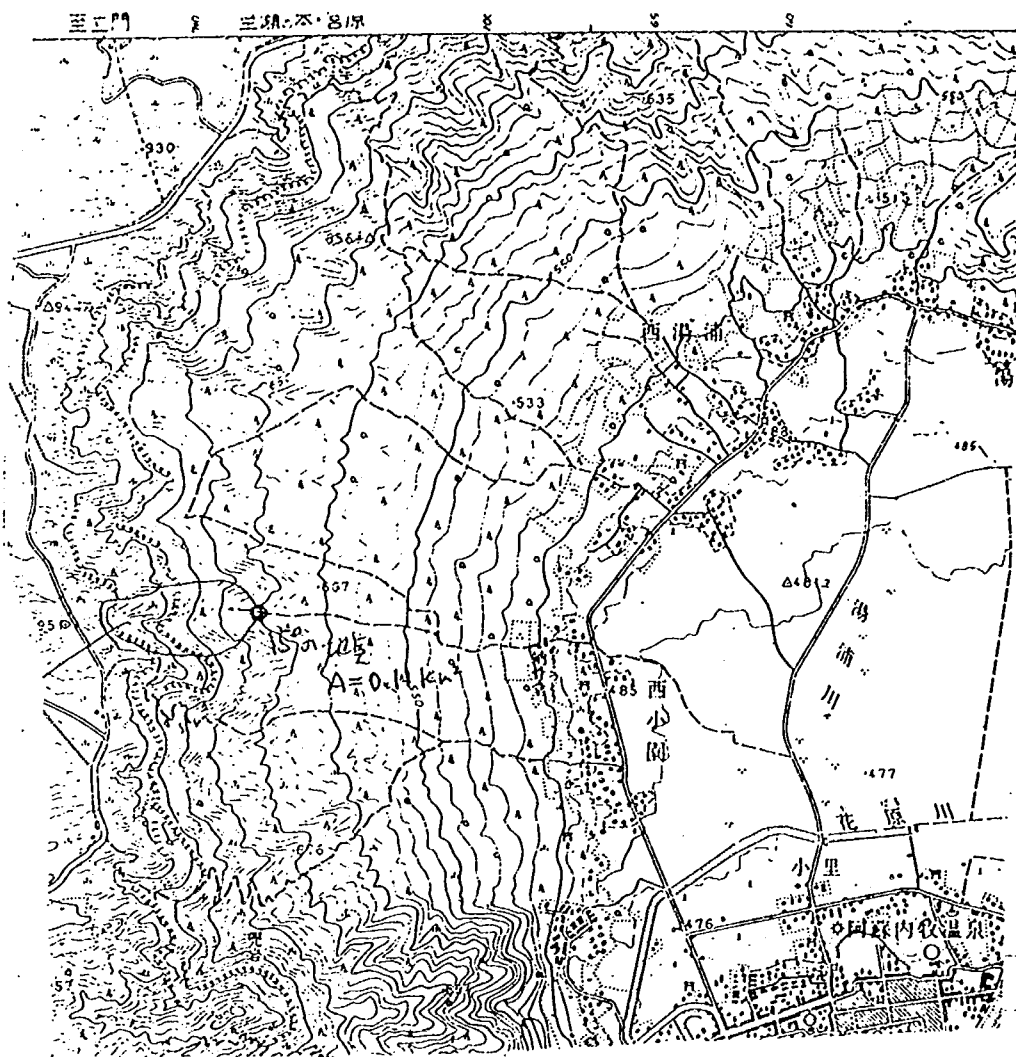


図-3-4

となる。



図一 3-5 外輪山崖錐地形

過去の降雨がより大きかった可能性も考慮し、また降下火山灰の粒径に対する影響（式（3-1）における d 項を小さく考えることが可）や、有効降雨に対する影響（間げき保水量を考慮して re を大きくとることが可）を考慮して、ここでは 15° 以上の流域面積が 0.3 km^2 以下か以上かで、流域の砂防学的性質を判定してみる（ 0.3 としたのは後述する井出口の谷が 15° 以上の流域面積 0.35 km^2 で、土石流堆積物がみられたこと、 re を 100 mm とすると 0.3 km^2 程度となることから判断した）。

内牧や山田地区において、阿蘇カルデラ北側の外輪山の斜面の 15° 以上の流域面積を計測してみると $0.04 \sim 0.15 \text{ km}^2$ が多く（3-5 参照）、流域としては明確な流域界を有していない。これは下流側が湖岸崖錐が形成されていて緩斜面となっているため、 15° となる点がかかなり上流にあるためである。南側の外輪山では、北側と同様に湖岸崖錐がみられるが、外輪山からの河道は明確に形成されていてそ

の流域界明瞭であり、流域面積も井出口の谷 1.5 km² (15° 以上 0.35 km²)、長谷川 3.15 km² (15° 以上の最大値 0.16 km²) など大きいものがみうけられる。後の章でも述べるように井出口の谷では、土石流堆積物 (1 万年以前という古さではない) がみられることから、15° 以上の流域面積がある値以上の流域では、土石流が発生し土石流扇状地形を形成していると考えられる。すなわち、外輪地区の崖錐地形では崖錐扇が堆積し、この保水能と流域面積 (集水面積) の小さいことから表面流が発生しづらい。このために、各地形を有しない斜面形をとっていると考えられる。

土砂の移動現象としては、特に多量の供給水量がないかぎり土石流は発生しづらく、主な現象としては崩壊 (特に岩崩れ) の可能性が大きい地域と言えよう。

一方、外輪山土石流地形では、前述の崖錐地域より多少とも流水の営力が生じる可能性があるが、一般的にはその確率は小さい。しかし、降雨が多量に降る可能性があるので、この地域は土石流現象 (土砂流や洪水流の現象は当然発生することが考えられる) の発生地域と考える。ただし、保全対象より上流の流域面積が大きくとも、河床勾配 15° 以上の流域面積の小さい溪流では土石流は発生しないと見るべきで、ここでは土砂流、洪水流が発生するものとする。

② 中央火丘群

中央火丘群北面は、現在活動中の中岳を中心に比較的若い層 (火山灰と溶岩の互層) で侵食されやすい体質にあるが、杵島岳、往生岳、米塚などの火丘によって斜面勾配が緩和され、大きな流域としては泉川、東岳川、西岳川等数本の河川流域にかぎられ、その他の地域は現在流域が確定されていない状態にある。すなわち、条件によっては流域争奪の起こりうる若年期と言えるが、火山灰層の透水能によって通常の降雨では表面流が出づらい。そのため、上流に多数みうけられるリルやガリーが一本にまとまって、河川地形を成しづらいのが特徴である。降雨によっては、むしろ山腹崩壊が生じやすい (溶岩層上の土層の崩落) が、これも斜面上に停止堆積する可能性が大きい。いわゆる、カルデラ湖面まで流下してくる可能性は少ない。ただし、降雨が多量に与えられて表面水が出始めると、火山灰 (ヨナ) を主体とした火山泥流は、発生することが充分考えられる。

中央火丘群の南、西面は、中間に火丘も少なく直接カルデラ湖面に連続していることから、解析中の谷からの流出土砂 (崩壊土砂を含む) は直接人家集落に流下してくる。

また、西面の河川 (例えば山王谷川、垂玉川など) は旧い土石流堆積物の中を流下しており、上流からの土砂がなくともある一定量以上の水が供給されると、旧土石流堆積物を再洗掘して下流に大礫を移動させることが充分考えられる。

根子岳周辺は侵食が早く行われ、谷も解析谷が多く他の流域と異った地形条件を呈している。

中央火丘群は、いずれも外輪に比して大きな流域面積を有していて、表面流が発生するような条件のときには、泥流、もしくは土石流が過去に発生していたと考えられる。これは、旧土石流堆積物や土石円錐などからも明確である。

すなわち中央火丘群周辺は、火山泥流、土石流の流下の危険が大きく、特に南、西斜面では崩壊の影響が下流人家集落へおよぶ可能性もある点が、土砂災害からみて外輪地域の大きな相違点となろう。

以上述べてきた、阿蘇山カルデラ内の砂防学的な地域分割とその意味についてまとめたのが、(表 3-2) である。

表 3-2 阿蘇山カルデラ内の砂防学的地域分割

地域の分割 (その1)	地域の分割 (その2)	砂防学的な意味
外輪山地域	崖錐地域	推侵食力は大きい。火山灰層の影響は少ない。 集水面積小さく、堆積層が厚い（保水能が大きい）ため表流水が出現しづらい。一様地形をなす、土石流形態の土砂移動はおこりづらい。崩壊は発生しうる。
	土石流堆積物地域	崖錐地域より集水面積が大きいため流水営力が生じる可能性はある。しかし、中央火丘に比して推侵食性はあり、かつ、火山灰層の影響が少ないので土石流発生確率は低い。
中央火丘群	・北 面	地質がぜい弱ではあるが、斜面中に緩勾配部が存在していること、火山灰層の保水能が大きいことからリル、ガリーは発生するが河道形成は少ない、火山泥流の発生の危険性がある。
	・西 面	旧軽石流、土石流堆積物によって、扇状地形が形成されている。 烏帽子岳の侵食抵抗の弱さから水源部は崩壊が発生しやすい。 下流は流れがあると旧堆積物の再移動が生じる恐れがある。
	南 面	解析すすむ、谷はかなり上流まで緩勾配をなす、崩壊しやすい水源部を有しているため崩壊に起因する土石流が生じる危険性がある。火山灰の堆積が存在するため火山泥流も同様に生じやすい。
	根子岳周辺	解析が最も早くすすみ、現在の地形は溶岩層が多く表層としてあらわれているため岩くずれが生じやすい。土石流の発生の危険性がある。

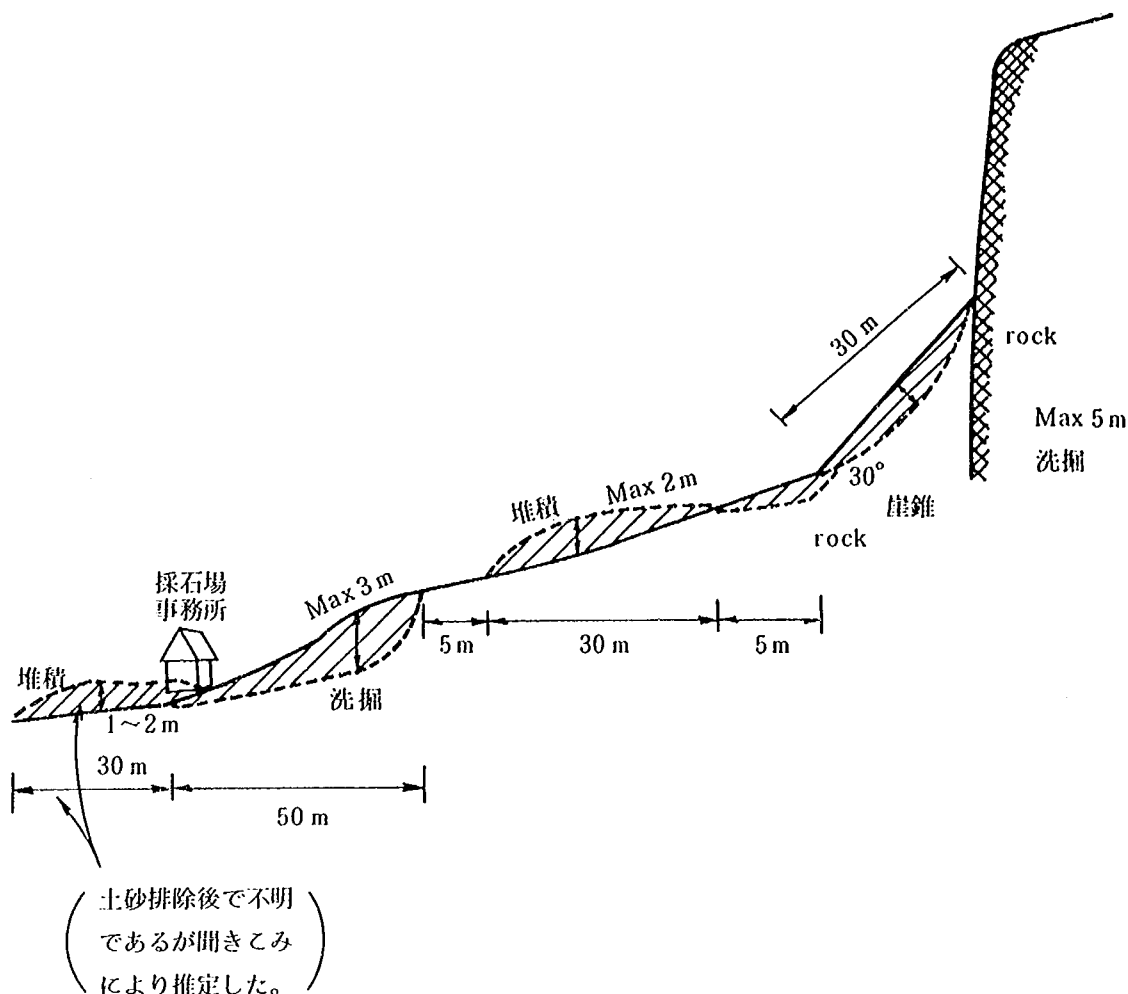
4. 各地域ごとの土砂の動きに関する具体的調査例

前章で分割した阿蘇カルデラ内の地域について、昭和55年8月、豪雨時の土砂の移動現象を主にモデル溪流の現地調査を実施した。そこで、各溪流ごとに土砂移動の実態調査例を示すとともに、昭和28年6月、災害時の土砂移動の実態についてもふれ、各溪流での具体的な土砂の移動現象、およびそれに伴う土砂災害について詳述する。

4-1. 外輪山崖錐地域

外輪山崖錐地域は、流域界が不明瞭なため溪流名はない。外輪山に沿って踏査をした結果崖錐地域には、土砂の移動に関しては土石流の発生した地域（昭和55年8月時には2ヶ所であった）、崩壊の発生した地域、および何も現象の生じなかった地域に分類される。

そこで以下に、土石流および崩壊の発生した地域の具体的な調査例と、土砂移動の実態について述べる。



図一 4 -- 1 採石場の土砂移動概念図

① 妻子ヶ鼻 採石場 (土石流発生, 外輪山東側斜面)

流域の土砂移動状況については図一 4 -- 1 に示した。

この流域は熔岩の崖下に崖錐が形成されている例で、その崖錐堆積物が多量の水を含んで再移動したもので、一般の溪流に発生する土石流のように流速の速いものではなく、すべりに近い土石流であったと考えられる。

これは、一つには流下距離が短い (30 m 移動) こと、巨礫と細粒物質の分離 (明確な土石流先端部の形成) がなされていないことから判断される。

土石流発生に関係した水について検討してみる、採石場の場合、崖上に約 0.03 km² の集水面積を有している。ここに、時間降雨 61 mm/hr (阿蘇山气象台, 55 年 8 月 29 日 3 ~ 4 時, 最大) が外力として加わったわけであるが、土石流発生条件式からの検討では、土石流は発生しないことになる。しかし、筆者の現地調査時 (降雨が 1 週間以上なかった) にも、この採石場の崖上から滝のように流水 (量は不明) があったことを考えると、火山地帯特有な表面の流域とは異なる集水面積を有しているところと考

えることができる。また、別の見方として崖錐が
滝つぼ状となりそこに用水がたまって一種のダム
アップ状態となり、水圧と浸透圧で崖錐が流れ出
したと考えることもできる。現在、どちらの現象
で土石流が発生したかは不明である。

被害については、採石場の事務室が一戸あり、
土石流によって一部破壊されているが人命の被害
はない。採石場付近の崖錐には人家、集落がなく、
かりに土石流が発生しても被害は一部の田畑、お
よび国鉄豊肥本線だけであろう〔採石場付近のも
う一カ所の土石流（厳密には崩壊土砂と言うべき
か）は、豊肥本線の線路まで流下してきている〕。

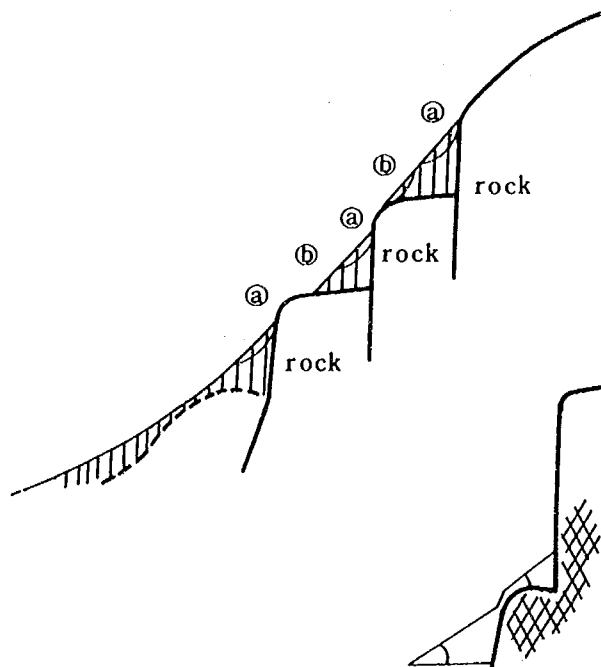
② 外輪山東側斜面（崩壊発生）

外輪山崖錐地域のうち特に東側斜面では、（昭
和55年8月豪雨により崩壊が生じたのは、外輪山
では東側斜面であった）外輪山の溶岩崖と阿蘇中
央部陥没時の溶岩ブロックの残りによって、（図
－4－2）のような概念図が考えられる。



写4－1 採石場の土石流発生地点

2～3段のrock（カルデラ沈降の際にできたものと考えられる段差状block）を ずがcoverしている。



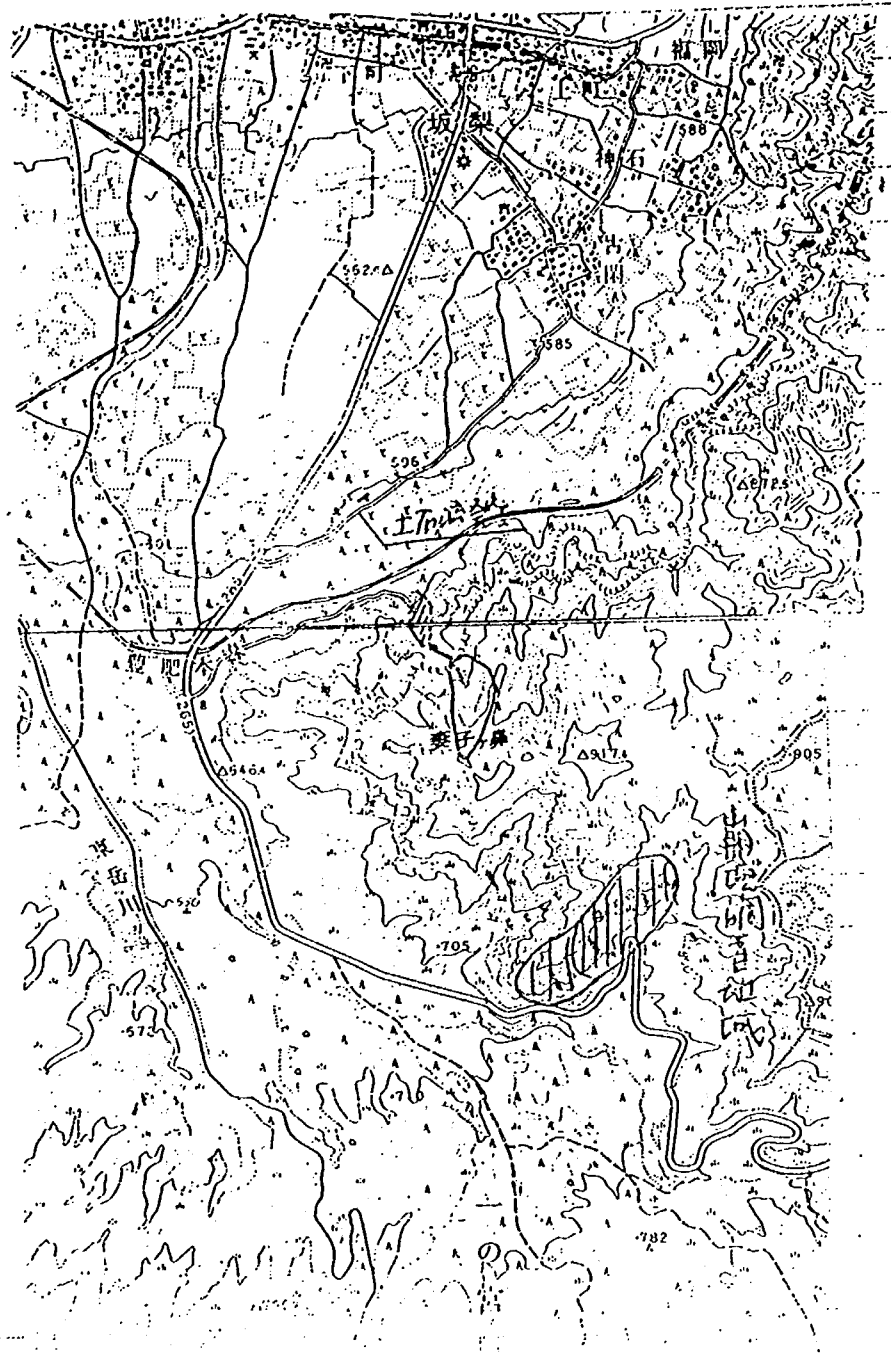
a 上記に流域があるとよりおこりやすい
水による崩壊

b rockの床 堀によりひっぱられて
崩壊する。

aは、上段ほど可能性が高い（勾配急）

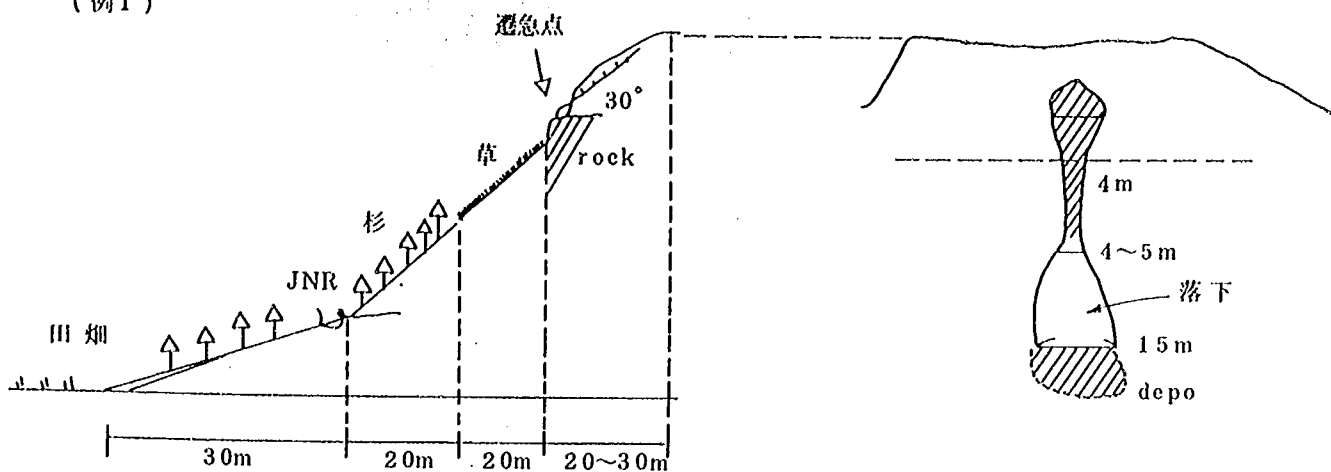
ベースない場合もある。しかし、

図－4－2 概念図



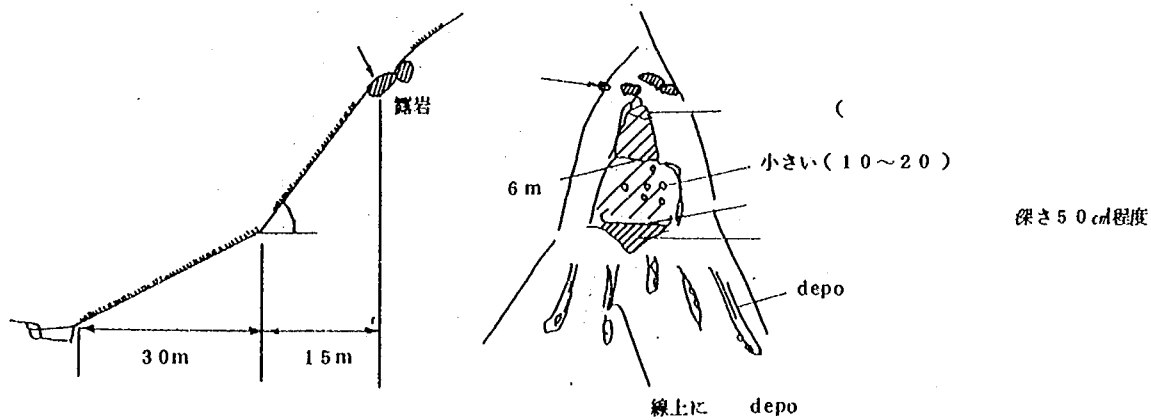
図一 4 — 3 調査箇所図

(例1)



図一4-4 (例1)

(例2)



図一4-5 (例2)



写真 4-2 山腹崩壊



写真 4-3 崩壊深は30~50cmと比較的浅い。

④ 特に外輪の遷急点より上に集水面積をもつ地形では、崩壊が発生する可能性が高い。

⑤ 1カ所あたりの崩壊面積20~100 m²、崩壊深0.5~1 mが多い。

⑥ 遷急点下の崖錐は、角礫質で風化火山灰を有している例もある。

この概念について、実際に崩壊の発生した斜面の具体的調査例を示す（図-4-3、4-4、4-5 および写真4-2、4-3参照）。

これらの地域における土砂災害としては1カ所あたりの崩壊の規模（崩壊面積、崩壊深および崩壊土量）は、それほど大きくないため、現状では大きな災害につながる恐れは少ないが、特に外輪山東斜面は山脚部を国鉄豊肥本線が走っているため、この線路まで土砂が流下することは充分考えられる。

以上述べてきた外輪山崖錐地域は、昭和28年6月災害時にも特に大きな土砂の移動がみられず、一般的には崩壊および崖錐堆積物の再移動が異常な降雨条件で発生するものと考えられる。

4-2 外輪山土石流堆積物地域

外輪山土石流堆積物地域は、東、北側と南側では流域面積が若干異なる。そこで、昭和55年8月豪雨時には土石流の発生をみていないが、二つの流域をモデルとして現地踏査を実施した。

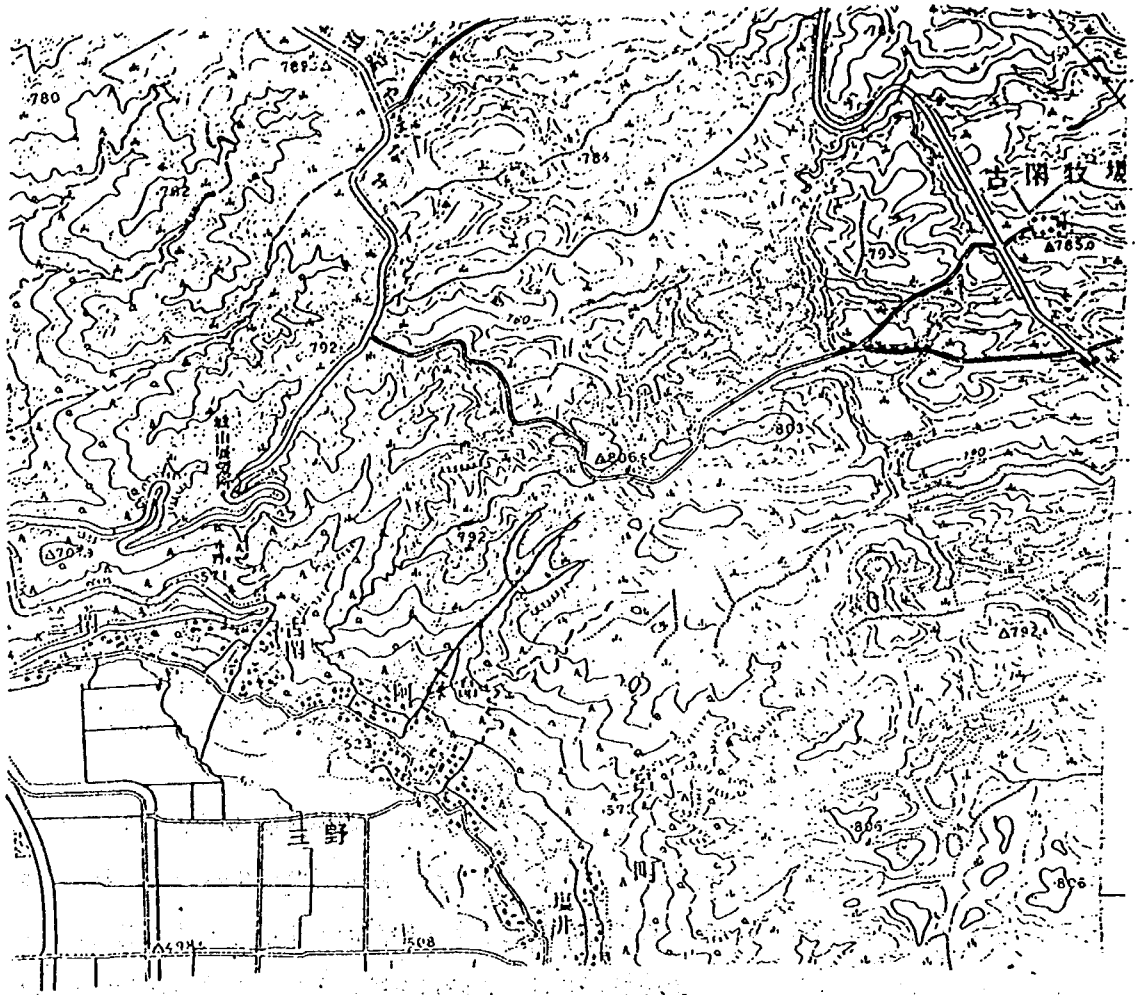
① 阿蘇品の谷（外輪山東・北側斜面）

阿蘇品の谷は、流域面積0.41km²、図-4-6のように10°附近から下流には人家集落が存在している溪流（写真4-4）で、溪流長は約750 m、流域の大部分が15°以上（0.4 km²）と土石流の発生しやすい流域となっている。土地利用は、ほとんど森林で土石流堆積物の上に人家、水田が存在している。

既往災害に関しては、昭和28年6月、昭和55年8月の豪雨ともに土石流は発生していない。

このような1次、もしくは2次谷の小溪流には、防災の施設が施工されておらず、阿蘇品の谷もその例外ではない。

土石流が昭和28年、55年の豪雨時に発生しなかった理由を検討してみると、降雨に起因する（同じカルデラ内においても斜面方向によって降雨の影響が異なると考えられる）ものかどうかは詳細な降雨資料がないので不明確である。しかし、少なくとも表面流はおこりづらい流域特性を有していることは確



図一四六 調査箇所図



写真四四 阿蘇品の谷の保全人家

かである。

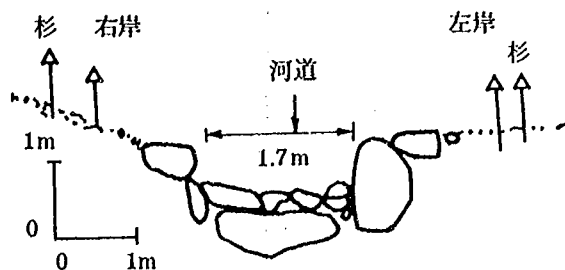
それは図一4-7に示したように、河道には大礫（図中では $\phi = 1.7\text{ m}$ ）が多く存在していて、流水は浸透しやすくなっている。また、これら礫のからみあいによる抵抗力も見逃せない。そこで、これらの抵抗力に勝る外力が出現した時に土石流の発生する危険性があり、下流の保全を考えると防災対策等の必要な溪流と言えよう。

② 井出口の谷（外輪山，南側）

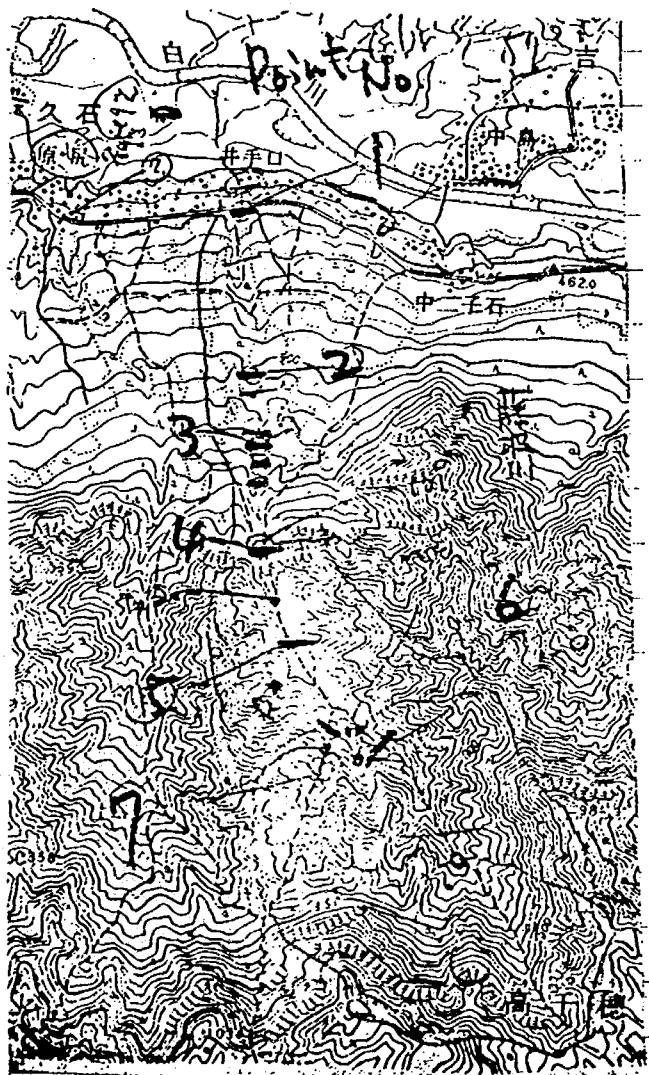
外輪山南側は、外輪山のなかでは比較的流域面積の大きい（ $1 \sim 5\text{ km}^2$ ）流域を有する溪流が多く存在している。このうち、久木野村井出口を流下して白川本川に合流する井出口の谷は、天神峠附近（標高 1010 m ）を水源とする（保全人家上流）流域面積 1.5 km^2 の溪流で、標高 $450\text{ m} \sim 570\text{ m}$ 附近は、平均勾配 6.5° の湖岸崖錐が分布し、井出口の谷はこの崖錐地内を流下している。（図一4-8）

土石流発生と関係する 15° 以上の流域面積は 0.35 km^2 、溪流長は約 2.7 km 、平均河床勾配約 $1/6$ （ 9.5° ）、湖岸崖錐面上流端（標高 570 m ）が約 10° となっている。本流域も、外輪山崖錐地域の項で述べたような陥没地形の影響が存在している。その顕著な地形では、右岸の標高 $600\text{ m} \sim 700\text{ m}$ 地点にみられる三段に分かれている崖である。

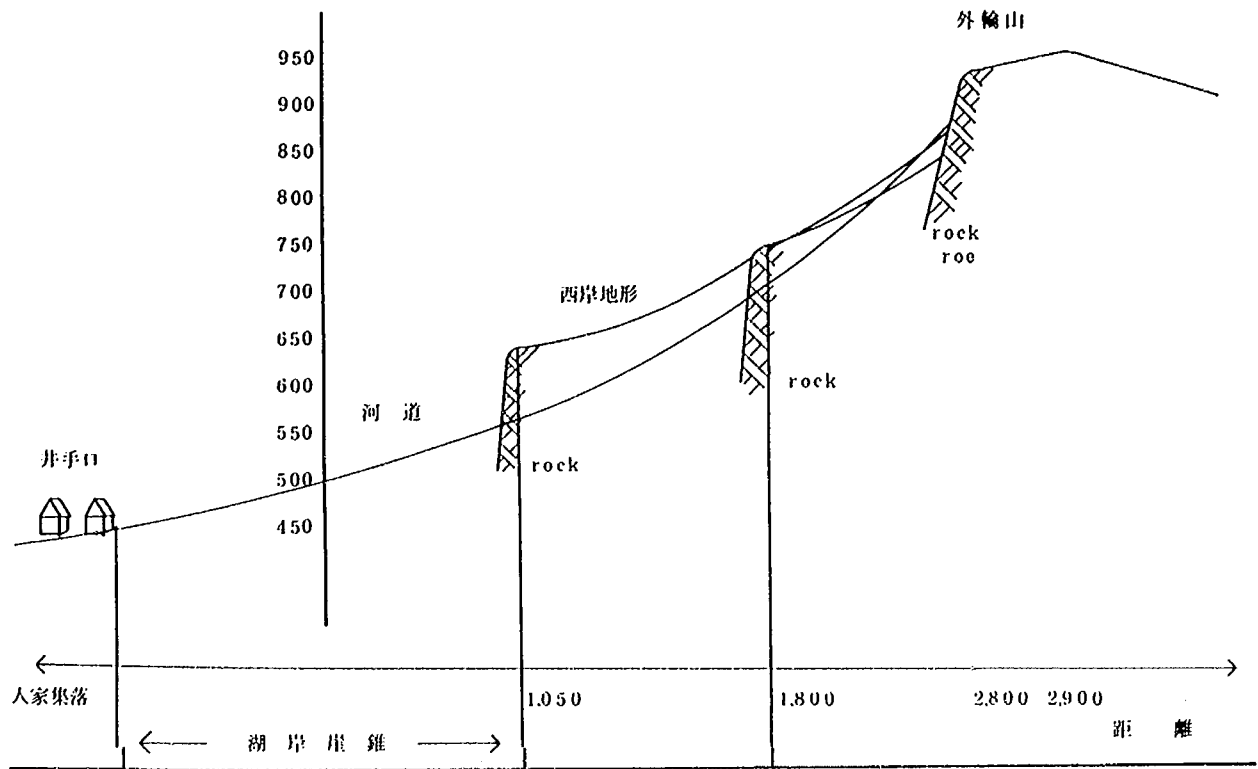
本川沿いでは、標高 $600\text{ m} \sim 650\text{ m}$ 附近の兩岸にみられる崖がほぼ一つの陥没面と考えられる。これを模式的に表現すると（図一4-9、写真4-5）のようになる。



図一4-7 集落直上流の河道横断図
（流水なし、大礫多く存在している。）



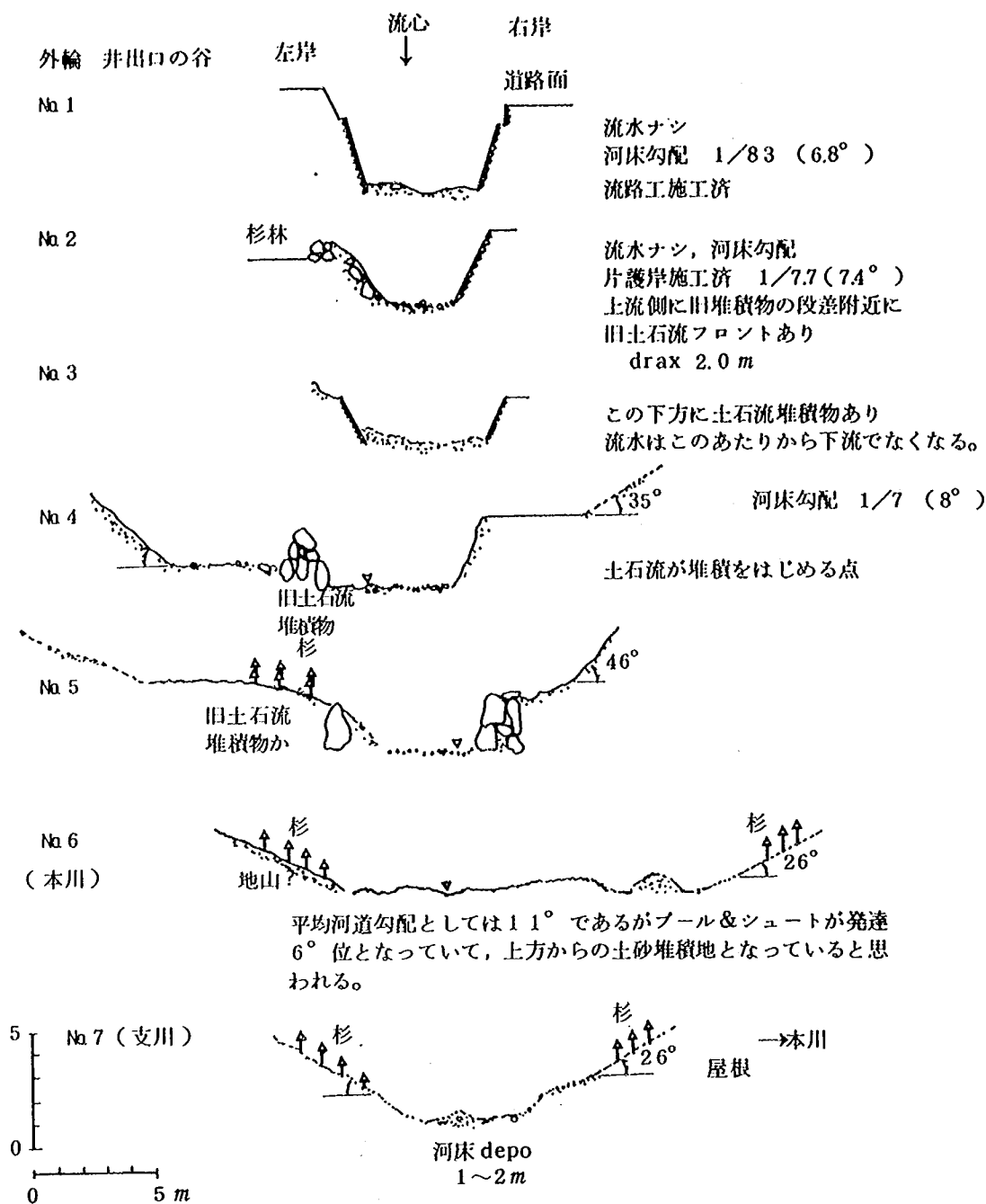
図一4-8



図一 4 - 9 井出口の谷縦断模式図



写真一 4 - 5 陥没面とその残りの地形



図一 4 — 10 流域の状況

流域の現地調査結果は、(図一 4 — 10) に示した。表面流は、保全人家上流 1,050 m 地点 Na 4 付近までは水深 10 cm, 水深幅 1 m 位の少量の流水が存在するが、それより下流の湖岸崖錐面はすべて伏流している。支川では、表流水はみられない。

河道全体的にアーマーコートが形成されており、常時の出水時には土砂の供給が少ないことがうかがわれる。流域河道では、層状構造がほとんどみうけられない。一方、調査地 Na 2 付近まで旧土砂流の堆積物が存在していて(写真一 4 — 6)、過去(湖岸崖錐形成後)に土石流の発生があったことを物語っ

ている。

土地利用は、県道沿いに集落が存在する他は、流域の土地利用は田畑（湖岸崖錐面）であり、河道沿いには湖岸崖錐上でも杉林が存在している流域の水溪部は、杉の植林が大規模に行われているが、荒地（薄と藻木が生育）も多くみられる。

流域内には、調査地No 3（図一4—10参照）附近に沿山のダム工が5基（昭和51年～54年施工、ダム高4 m、水通し幅9 m、未満砂）施工済である。井出口の谷における既往災害履歴は明確でない。少なくとも、昭和に入ってから大きな土砂移動に伴う災害はなく、昭和28年時にも崩壊前もみあらず、また今回昭和55年8月豪雨時にも崩壊は発生していない。

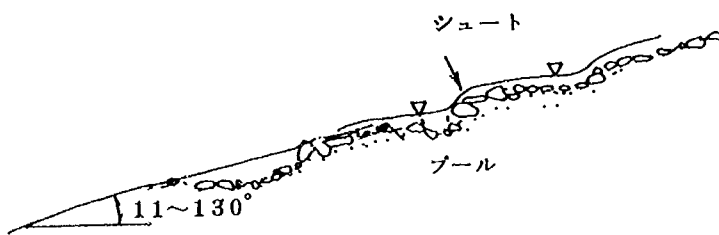
河床の平均勾配は、 $10 \sim 15^\circ$ となる中流～上流地域についても現地を踏査すると、（図一4—11）のようなシュート&プールの形成がなされていて、プール下流部の平均勾配は

$5 \sim 6^\circ$ 、シュートとプールの長さが5～7 mとなっていて、比較的小粒径の礫（5～7 cm）が多く河道に存在している。

特に 10° 以下の湖岸崖錐面上は、その頂部に沿山のダム（床固工）群が施工されていて流路を固定しており、河道としても全体に堀りこみ形態をとっていて、上流からの土砂供給も一度調査地点No 6～No 5附近に堆積することが考えられる。下流流路 明確であり、保全人家上流は河道幅も5 mあることから、流域面積1.5 km²の流域としては一応充分な断面と考えられる。ただし、写真4—7にも示したように保全人家の下流側で用水路と平面交差をしており、本流はゲートで操作されることとなっているが、大出水時にはこの地点で土砂の堆積、および洪水流の氾濫がおこることが予想される。



写真4—6 旧土石流堆積物



図一4—11 河道の模式図



写真一4—7 井出口の谷は用水路と平面交差している。

4-3. 中央火丘群北面（西岳川）地域

(1) 西岳川流域概要

西岳川は、阿蘇山を中心にして櫛尾岳（1331m）の稜線と馬の背の稜線に囲まれた東支川（流域面積

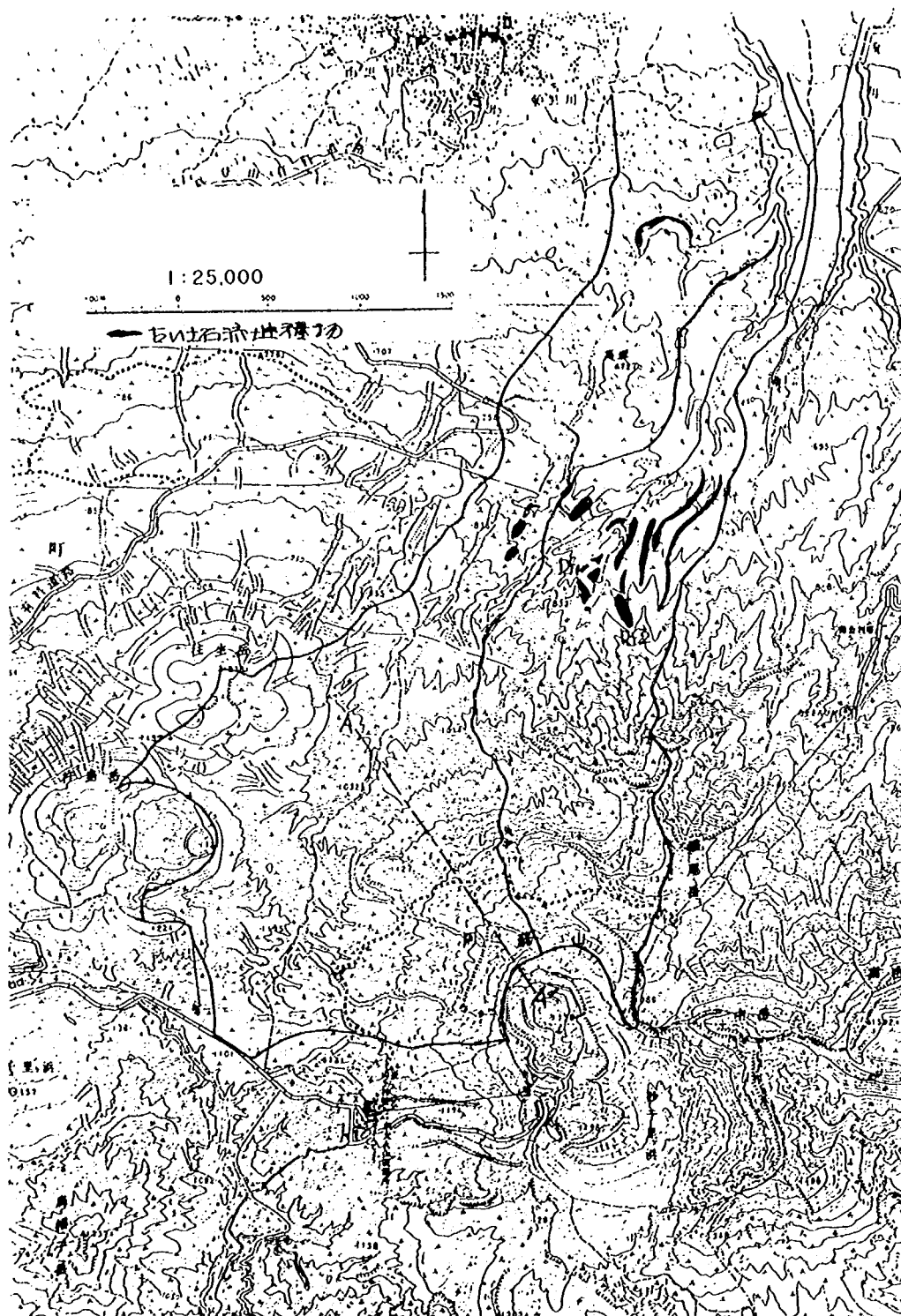
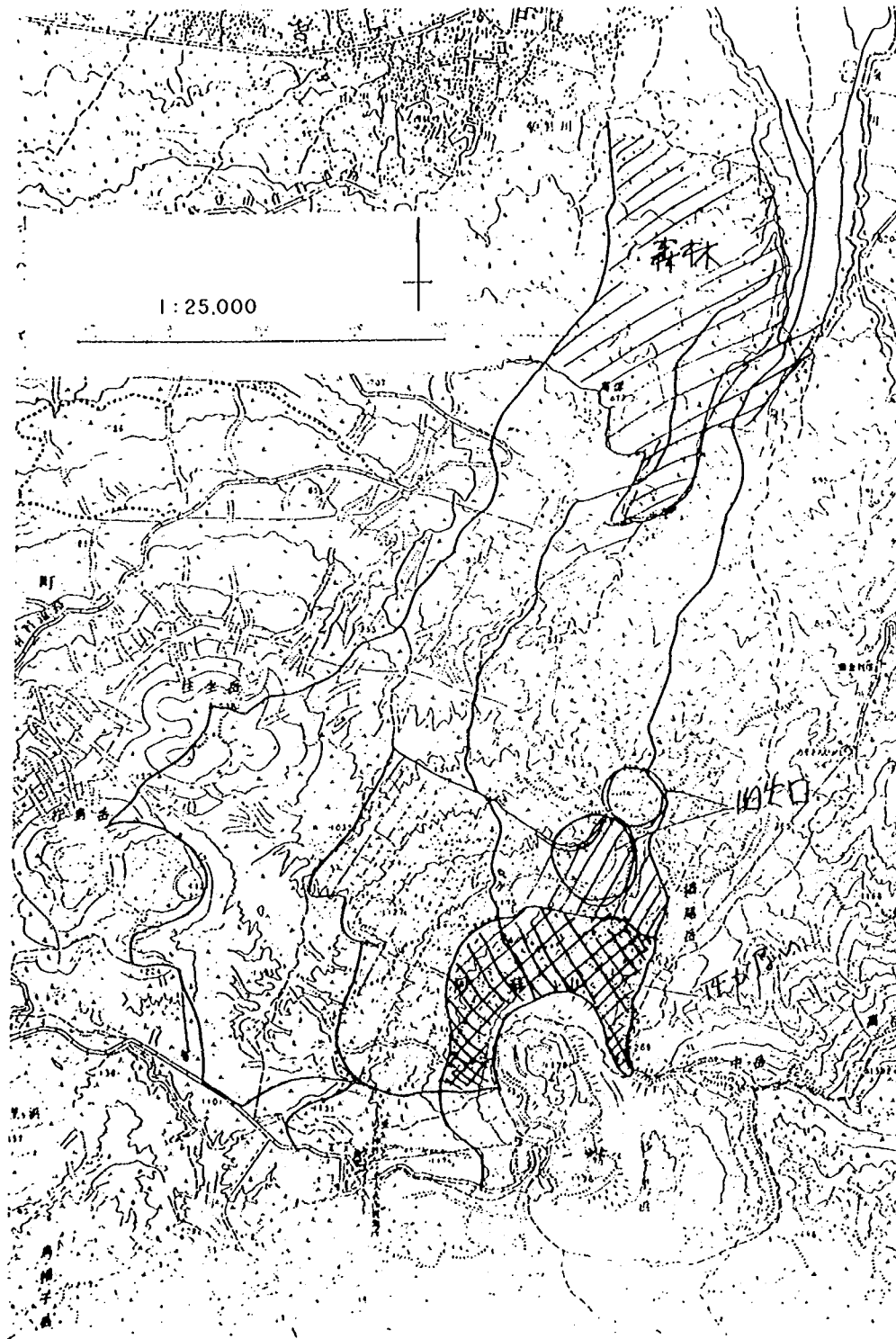


図-4-12 西岳川

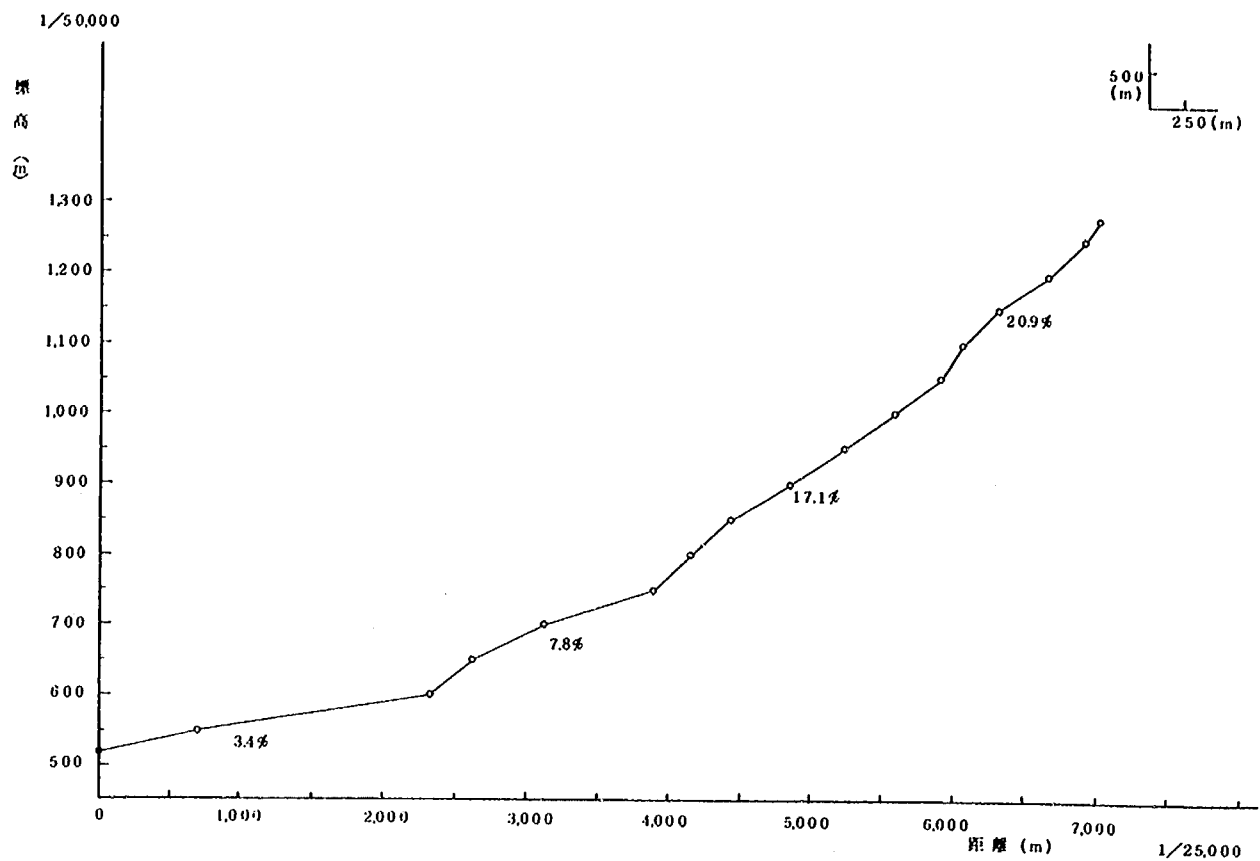
2.9 km²、流路延長 5.3 km) と山王神社下の平垣地を経て、杵島岳 (1270 m) と往生岳 (1238 m) の稜線に開かれた本川 (流域面積 6.9 km²、流路延長 8.0 km) とからなる溪流である。(図一 4 - 12)

源頭部は活動中の阿蘇山の火山口壁 (クレーターリム) の稜線であり、そこには後述するように大爆発から一年経った現在も今なお 2 m 以上の厚みをもつ火山灰層が堆積していて無数の深いガリーによって刻まれている。

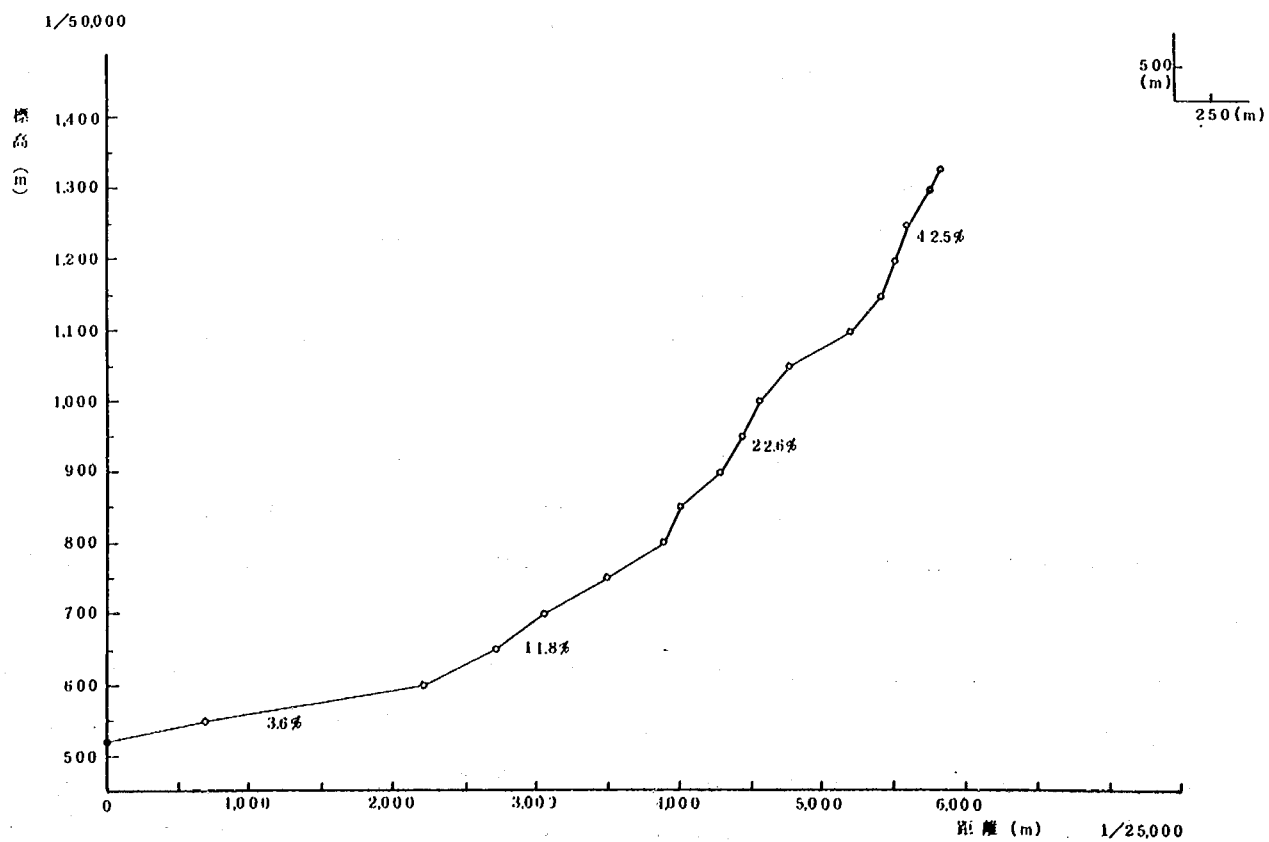
この谷の特徴は、火山活動の影響を直接うけて大量の火山灰 (ヨナ) を阿蘇谷へ流送することにある。



図一 4 - 13 西岳川



圖一 4 — 14 西岳川本川縱斷圖



圖一 4 — 15 西岳川東支川縱斷圖

山頂から下った谷は、阿蘇谷中央部の中央火口丘山麓にある竹原集落へ流入していて、そこからおよそ 1.3 km 上流（標高 570 m）の地点が、東支川と本川の合流点になっている。

東支川との合流点の上流 0.5 km の地点に神社（標高 600 m）があり、この神社の位置を扇頂とする半径約 5 km の細長い扇状地が、東側に隣接する泉川の流送土砂といっしょになって形成されている。

流域の斜面は、大きく分けて 4 つの区域に分けられる（図— 4 —13）。第 1 の区域は、標高約 1200 m より上の山頂附近であり、ここには火山灰が水を含んで厚く堆積している（写真— 4 —8）。第 2 の区

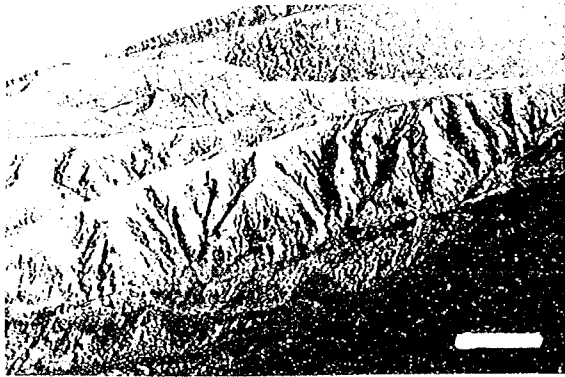


写真 4—8 ヨナ堆積層



写真 4—9 露岩地区

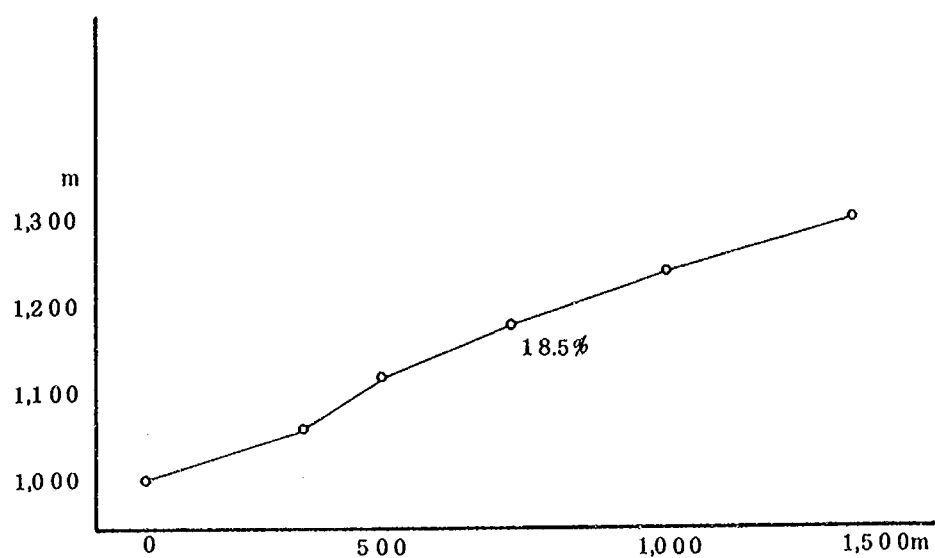
域は、標高 1050 m より高い区域で露岩地帯である。ここはもともと爆発時には厚い火山灰におおわれていたところであろうが、1 年後にはすっかり洗い流された地区である。地盤は赤茶色の熔岩層や熔岩が急冷してできたと思われる大径（数 10 cm 以上）礫からなっている。東支川のこの地区には古い爆烈火口がある（写真 4—9）。

第三の区域は放牧地となっている草原で、標高 700 m から 1000 m の間にある。谷は、この地区で発達しており、爆発時のヨナの供給を除くと、大部分の土砂はこの地区の斜面侵食によって供給されている。（東隣りの泉川の流域では、標高 700 m 附近にもまだ灰の堆積がみられる。）

標高 700 m から 550 m の間にある第四の地区は森林である。図— 4 —14 と図— 4 —15 は本川と支川の縦断図であるが、流域の 4 区分はこれからも読みとることができる。

図— 4 —16 は、測線 A—A' 上で断面を描いたものであるが、往生岳の山体が一種の基準面を形成しているため、この測線方向から南側の斜面は著しく緩勾配となっている。したがって、この区域では、中央火口丘の谷頭侵食は熔岩が流れた際に形成されたヒダが放射状に走る無数のガリーとなって進められている。

土砂災害防止の観点からは（往たる対策の場合は）第三地区の侵食谷とその斜面ならびにその上流のヨナの堆積であるといえる。侵食谷は本川においても、支川においても平均勾配 10% であり、所々熔岩が小さい滝を階段状に形成している。昭和 55 年 10 月に行われた砂防ダムのための基礎調査報告書によると、熔岩層の下部に侵食洞が発達し、テラス状に張り出しているカ所が多いことが指摘されている。これは熔岩層の下部にある転石・角礫層や水成層が流水の侵食に弱いためである。（写真— 4 —10）



図—4—16 測線A—A'の縦断面図

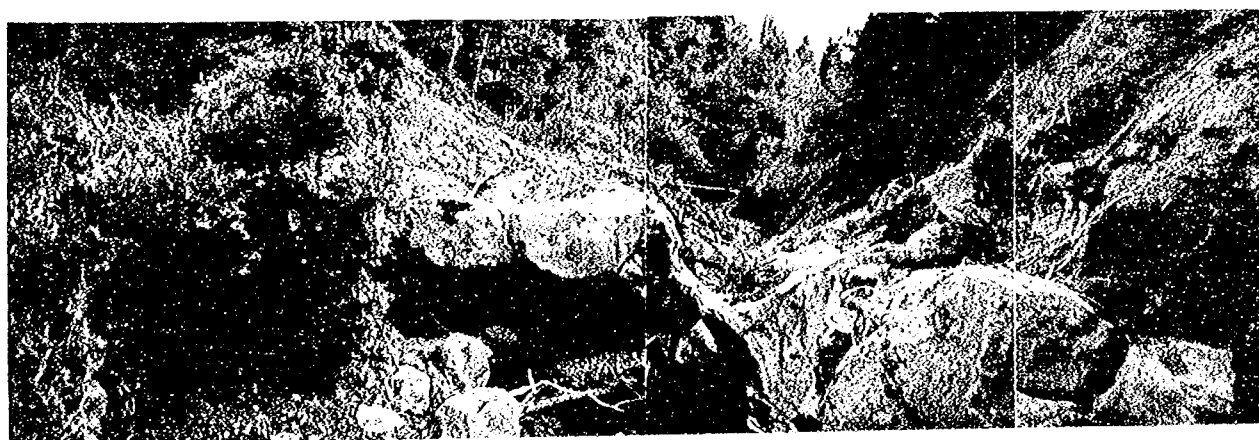


写真4—10 溪谷の状況（標高700 m付近）

熔岩の下部は礫や砂層で、水蝕に弱いため空洞をつくる。

さらに流域の形状をみると、西岳川はユニークな流域をもっている。すなわち上流ほど流域の幅が広く、バチ形の形状をもっている。類似の流域として東側に隣接する泉川と、中央火口丘南側の仮川がある。標高の高い所での降雨の集中とヨナの堆積を考慮するとやはりこの形式は流量、ピークの大きさ、ヨナの量にきわめて影響が大きく、注意を要する流域といわねばならない。

(2) 西岳川の土石流 (1)

古い土石流堆積物は西岳川流域ではほとんど見出すことはできない。本川についても高塚の下流のわん曲部左岸の水当たり部に高いものと低い2段のうちのうすい段丘状に残っているのみである。それらしきものは図-1の中に黒く塗って示したが、そのほとんどは谷の源頭部の地すべり性崩壊の残土が谷を浅く埋めたまま残っているものである。これは次の2つのことを推定させる。

- (1) 溪流を流下する土石材料が流されやすく、残りにくいものであること。
- (2) 礫質材料がきわめて乏しいこと。

第1項はこの流域の中心部にある草地と森林地域が、少なくとも2 m以上の厚みをもつロームあるいは軽石層もしくはその風化物からなっていることからうなづける。

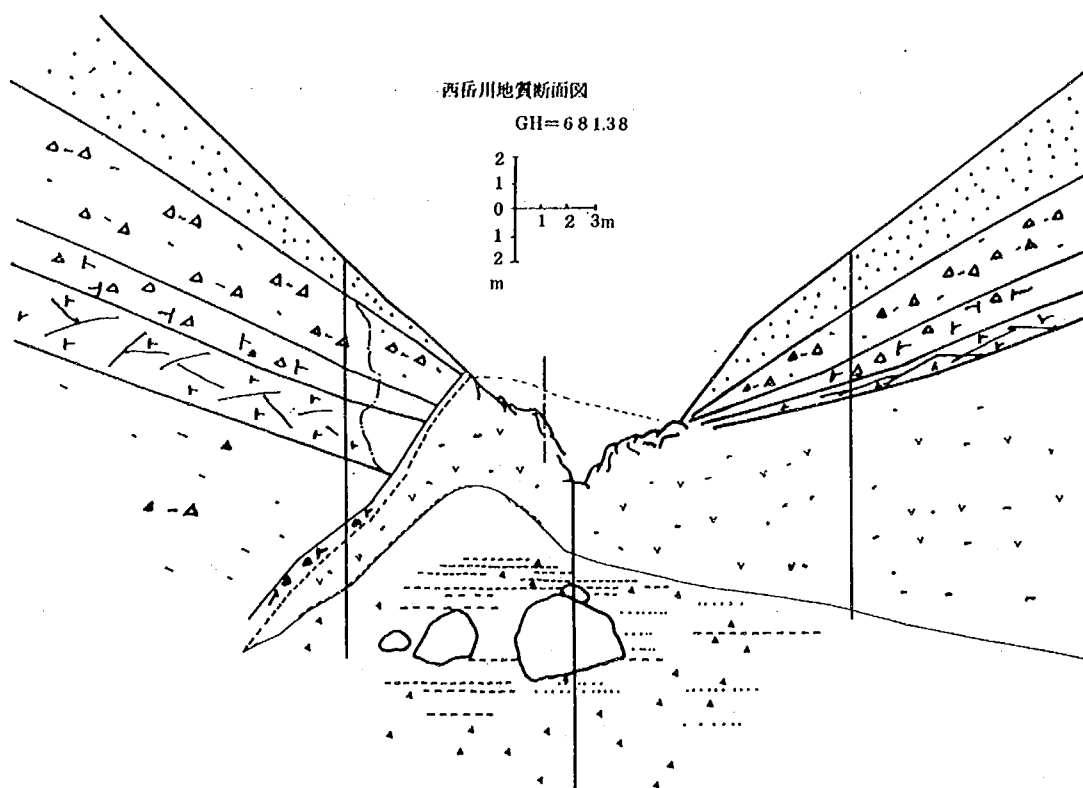
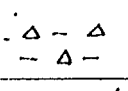
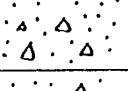
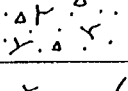
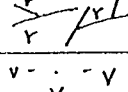
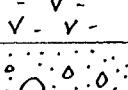
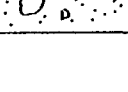


図-4-17 西岳川地質断面図

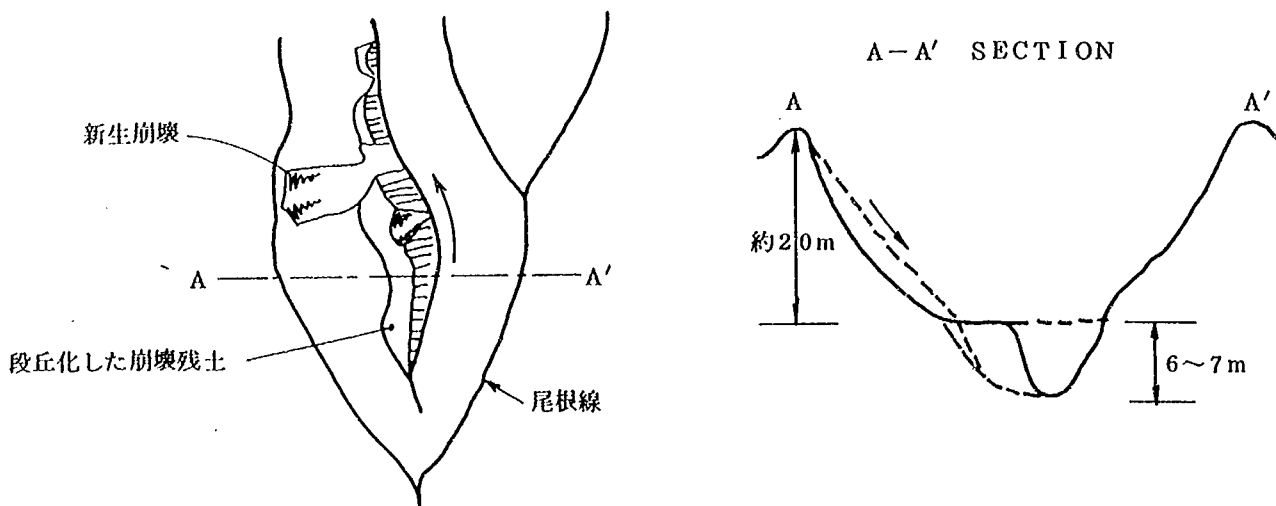
図-4-17は西岳川本川標高6.81 m 地点の地質断面図である。凡例ならびに写真-3とあわせてみると、数cmの角礫を含む層の厚みは数m以上におよぶことがよくわかる。いっぽう、転石を供給することが想定される標高1050 m以上の露岩部はガリーの勾配が小さいことと、熔岩がしっかり固結していて容易には剥離して流出するものではなさそうである。以上のことから古い土石流堆の存在がほとんど認められないことに納得がいき、さらにこの流域では巨石を先頭にたてた礫質の土石流であるよりも高濃度の灰やロームを含む浪質流によって土砂の輸送がおこなわれることが推定される。ただ東支川の標高800 mと850 mの間にある谷頭部の堆積物はほとんど段丘化してしまっているが、その厚みから、これはおそらく昭和28年のものであるだろうが、当時の地すべり性崩壊による土砂生産の規模の一端をうかがい

凡 例

	地質名	特 徴
	黒ボク	暗灰色・高～低塑性粘土
	角礫混り砂質シルト～シルト質砂	暗褐色・岩燄状角礫φ 1～3 cm大, ほぼ均等粒極低塑性シルト, 下部でシルト質砂。
	砂 礫	左岸側深度 5.3 m 以深 暗褐色多孔質熔岩状角礫φ 1～6 cm大をゆるく組成, 隙間多く速水大。
	岩燄状熔岩	熔岩流表層部厚み約50cm～100 cmの急冷多気孔性ガラス質熔岩φ 1～7 cm大の角礫状に分解。
	割目多いやや岩燄状熔岩	暗灰色・柱状コアー長15cm程度で採取される他, 局部的に厚み10cm程度で岩燄状角礫φ 2～5 cm。
	熔 岩	両輝石安山岩の堅硬熔岩, 平均コアー長10cm以上が大半であるが右岸最上部60cmは水平方向に割目多い。最下部 2.4 m は鉛直方向割目発達。
	転石・角礫混り固結砂及び砂礫	中央部で転石φ Max 2.2 m 岩燄状角礫φ 1～10cm大を組成。熔岩直下では固結度高い砂が礫間膠結, 礫間は速水大。

図—4—17の凡例

知ることができる数少ない土石流堆である。これらは図—1の中にDf₁, Df₂として示されているが, そのうちDf₂の詳細を図—4—19に示す。



図—4—19 Df の形状

(3) 西岳川の土石流(2)

前項で, 西岳川には典型的な土石流堆積物が見当たらないことを述べた。今回の昭和55年災害の後で溪流を見てもやはり結果は同じであった。この事実は次の2つの事実でも裏付けられる。

- ① 標高 550 m 地点の砂防ダムで堆砂地の掘削をしている。(写真—4—11)



写真—4—11



写真—4—12

この写真から明かなように堆砂の内訳はヨナと流木のみである。この上流の神社附近の河床には若干の礫がみられたが、材料全体からみれば微量だと考えられる。

- ② 東支川の標高1000 mから下と本川流域の標高 850 mより下の谷壁斜面には崩壊が多くみられる。どの斜面も、斜面長は長くなくせいぜい数十メートル以下であり、崩壊土層厚もせいぜい数十センチメートルである。典型的な崩壊斜面を写真—4—12に示す。これは東支川の標高 850 mの谷の左岸側の斜面であるが、斜面長約50 m、崩土厚約 0.5 mである（写真—4—12参照）。ローム質の土層は一様でないことが約 5 本の透水層によって読みとれる。この斜面は屋根の直下から崩れていて、最も多い例である。これらの崩土は、源頭部にある一部を除いてほとんど溪流に残っていないのではほぼ全量が流出したものと考えられるが、前述のように厚いローム層、大きい谷密度と類似した多数の小規模斜面、牛馬の踏みつけの影響等から判断すると、噴火による降灰がなくても豪雨があれば土砂生産は十分に多量に行われる可能性があることを示す。

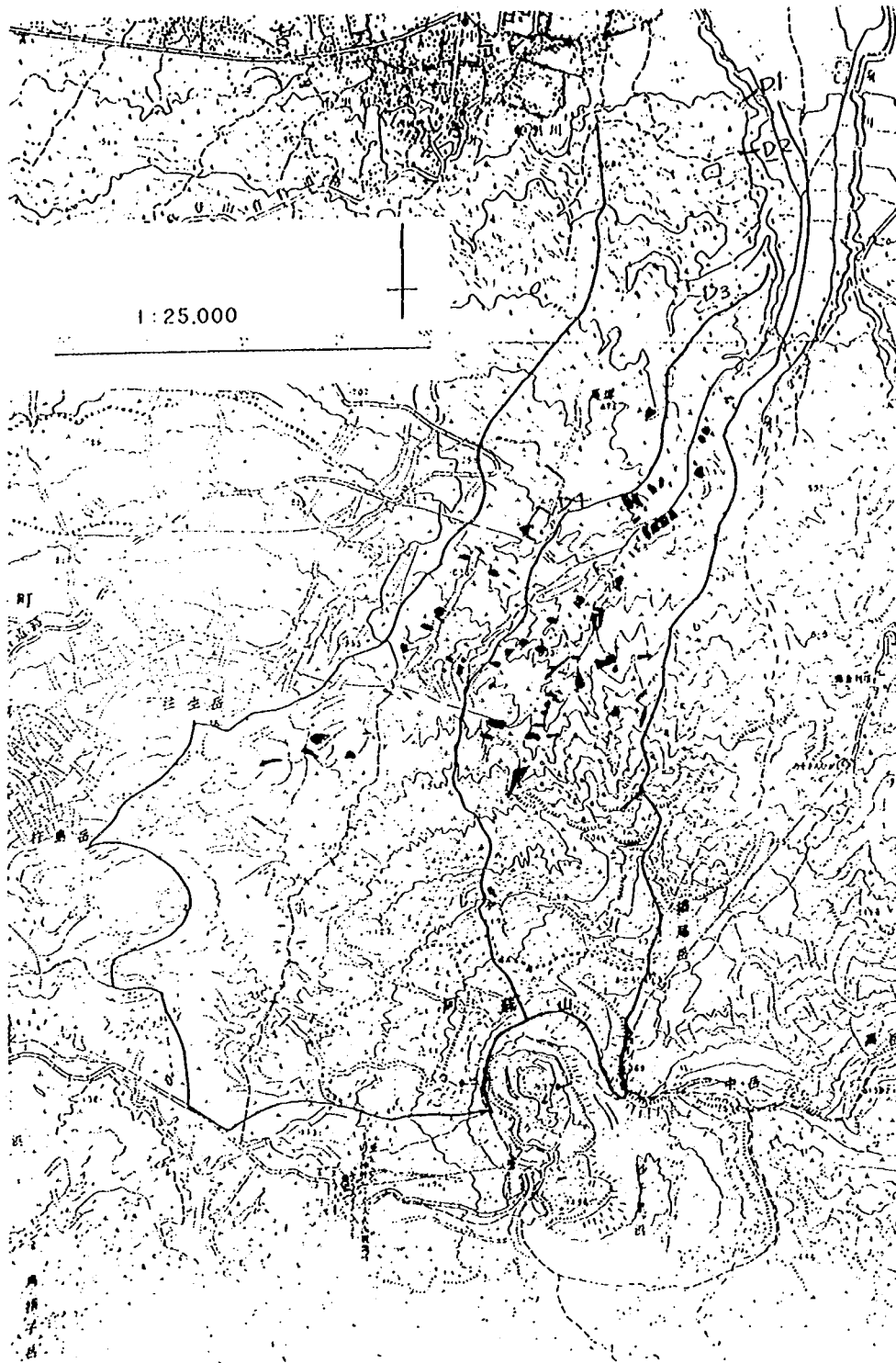
(4) 西岳川流域の斜面崩壊

西岳川流域の斜面崩壊の分布のおおよそは図—4—19に示すとおりである。主な特徴は

- ① 本川上流については往生岳のガリーが発達する可能性をもつことを除いては谷が浅いため崩壊は少い。
- ② 崩壊は圧倒的に東支川に多い。とくに 800 mから1000 mの間に集中していて、スランピングの傾向をもつものが多いようにみうけられる。また、檜尾岳北方 500 mの爆烈火口付近の源頭部は、はげしい谷頭侵食がすすんでいる。
- ③ 東支川の標高 700 m付近の森林帯では杉の30年生ぐらいの林木をのせたまま斜面が崩落している。なお、崩壊斜面分布図には檜尾岳付近の源頭部の斜面は含まれていない。これは旺盛な谷頭侵食のために新生崩壊と常時のそれとの区別がつかないためで、崩壊がないことを意味しているわけではない。

(5) 西岳川の砂防施設

西岳川の砂防施設のほとんど全てが砂防ダムである。その位置を図—8に示した。本川では、源頭部と中流部でそれぞれ半数をしめ、東支川では、源頭部になくて中流部に集中している。本川源頭部のダ



図—4—19 西岳川

ムは未満砂のものが多く、その他のものは満砂状態である。満砂したものの堆砂面はいずれも灰白色で、ヨナが流出したことを示している。今回の豪雨でとくに有効にはたらいたのはD1, D2, D3, D4で、これらのうちD2とD4は新設の大きいダムである。D1とD2は掘削が行われていた。

砂防ダムの配置をみると、土砂攔止の本来の目的にそなえているというよりもむしろ施工しやすい位置を選定したとしか思えないものがみられるが、やはり東支川の中流部から上流部にかけては、溪末固

定や旧土石流堆の押止等ていねいに位置選定が行われてダムが増設されることが望ましい。

なお、D1とD2の掘削はきわめて有効な対策である。安全と溪岸崩壊の防止に留意して平素は空にしておく必要がある。

4-4. 中央火丘群西面地域

中央火丘群西面地域を流下する溪流のうち、第2章でものべた昭和55年8月豪雨時に土石流の発生した山王谷川を中心に土砂の動きについて述べることにする。

(1) 山王谷川の流域概要

山王谷川は、古い火口の一つである草千里の火口外壁の南口西斜面（最高点 $h=1130\text{m}$ ）、烏帽子岳（ $h=1337\text{m}$ ）と烏帽子岳西南西1.5kmに位置する975m峰を結ぶ線を上限とする流域 S_1 （ $\ell=4.3\text{km}$, $A=2.8\text{km}^2$ ）とする主谷と、烏帽子岳の南斜面を流域とする東小支 S_2 （ $\ell=2.8\text{km}$, $A=1.0\text{km}^2$ ）を合せた本川が、杉尾橋で別荘地吉岡のある斜面（ $h=850\text{m}$ ）を流域とする西小支 S_3 , S_4 （ $\ell=11.7\text{km}$, $A=0.9\text{km}^2$ と $\ell=9.0\text{km}$, $A=0.5\text{km}^2$ の2本）をあわせて、南西方向に長野地区を流れ、鮎返しの滝上流0.8kmの地点で白川に合流する溪流である。（図-4-20）に流域構成を示す。

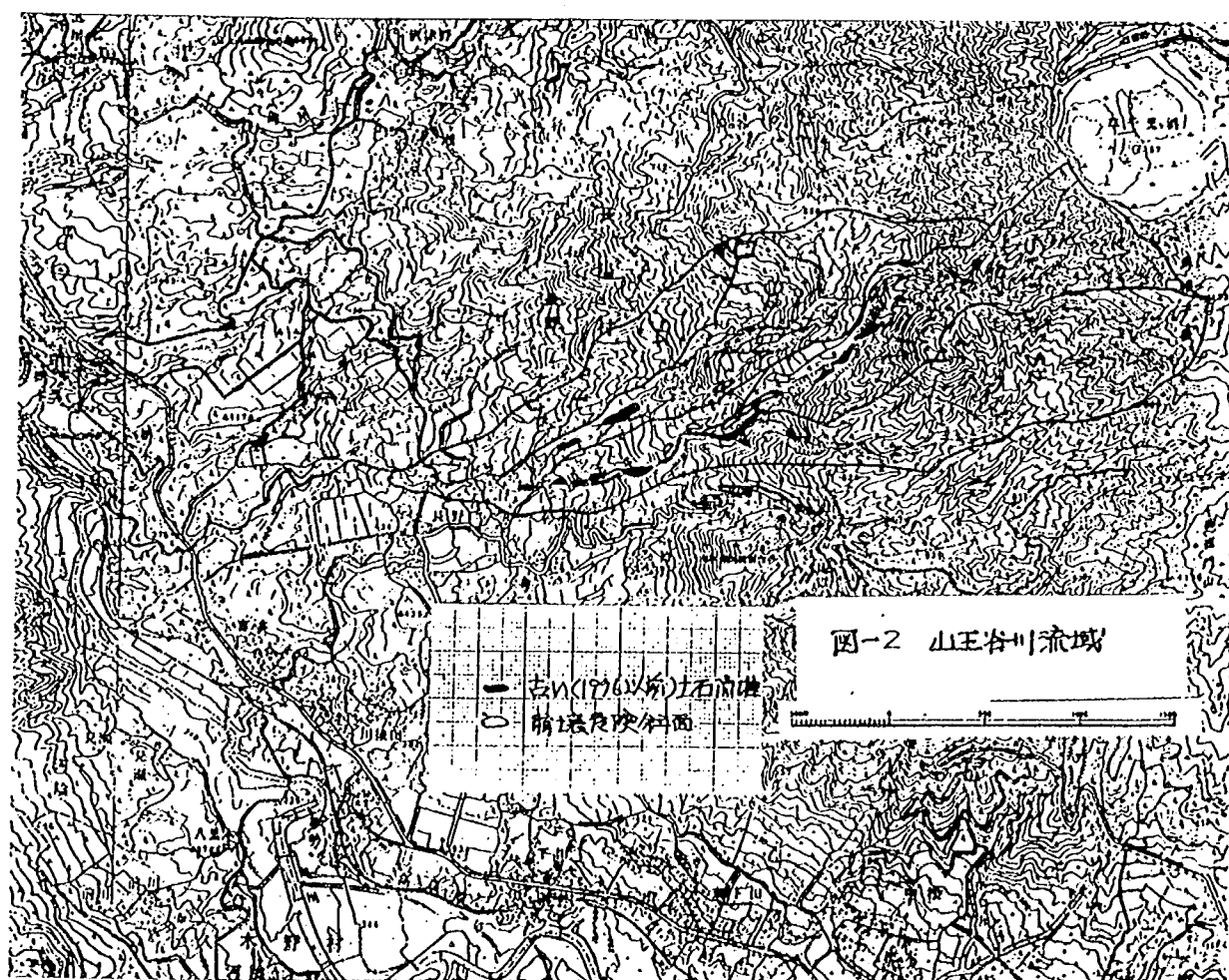
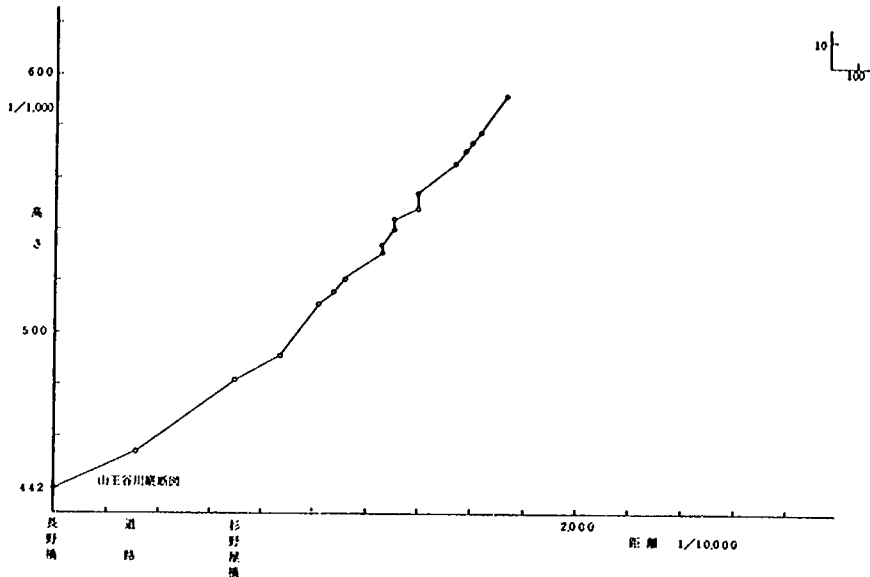


図-4-20 山王谷川

① 下流部の河川地形

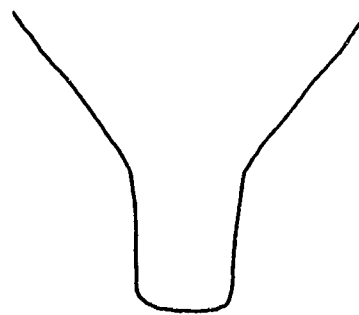
山王谷川は他の南郷谷の溪流と同様に、急角度で乱流をくり返しながら主として土石流堆積物からなる台地を下刻しており、乱流幅は50～100 m、最も大きい所（長野橋下流）では、200 mに達する。乱流によって形成された溪床面は白川へ向って何段にも低下する溪流ぞいの小段丘群として両岸に残されており、それぞれの面は水田として利用されている。（図一4-21）に山王谷川の縦断模式図を示す。



図一4-21 山王谷川縦断図

このような急勾配をもつ溪流で、はげしい乱流の跡をとどめていることは、この谷が古くから大量の土砂礫の流送をくりかえしてきたことの証拠であり、しかもそれらの土砂礫が一気に本川に到達することなく、時間をかけてブロック状の土塊として間欠的に動いたことを示している。

山王谷川の流域は、最高標高およそ530 m地点まで水田化されているが、大量の土砂流出が行われてきた一方で、下刻が著しいためにいわゆるはんらん堆積による新しい地形すなわち扇状地や天井川は見られないことが山王谷川の特徴の一つとなっている。



図一4-22 溪谷部の谷型

② 中流部の河川地形—主流域S₁について

標高530 mから800 mの間は峡谷部である。溪流は典型的なU字型の谷壁とその上部のV字型に開く斜面の複合型をなして下刻の大きさを示している。

（図一4-22）

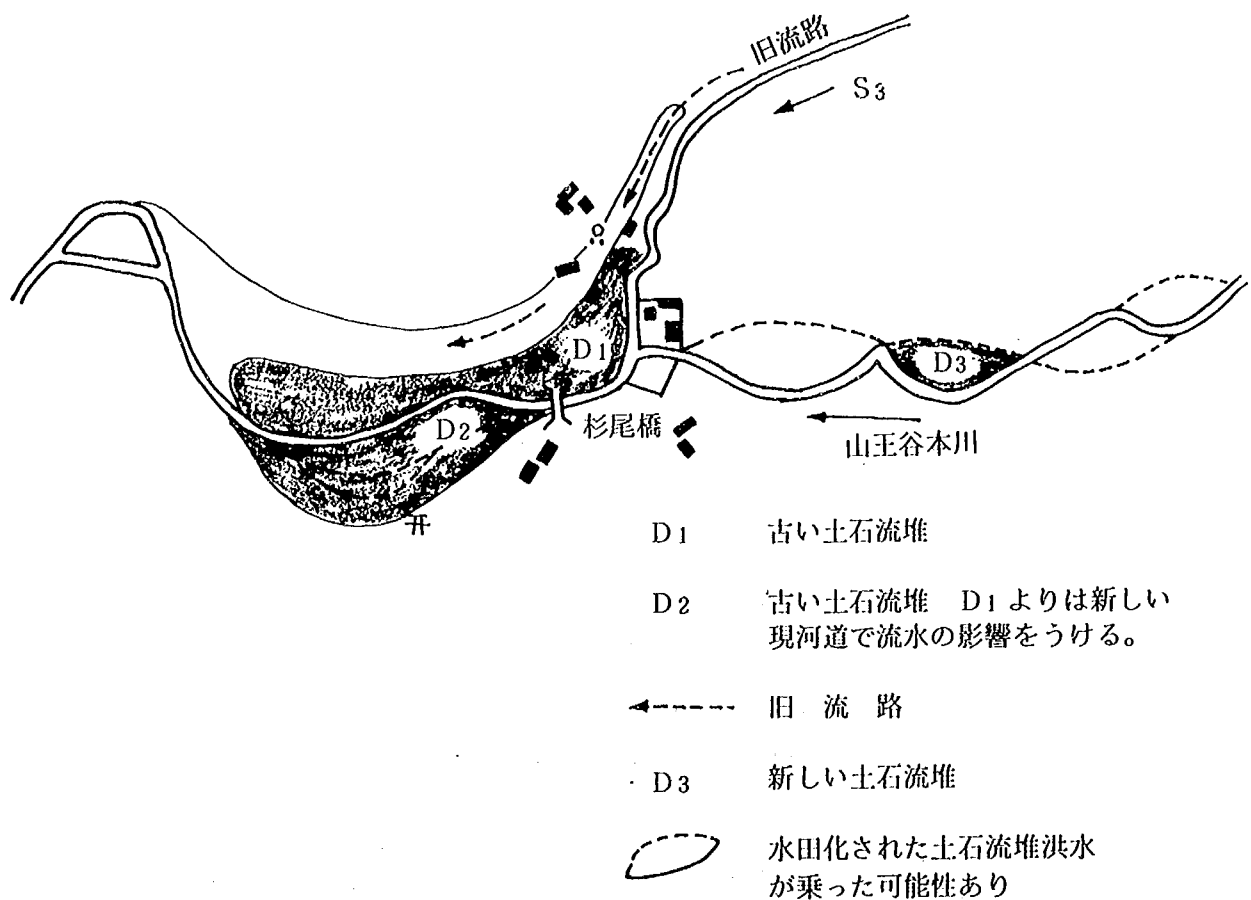
谷底には、昭和28年のものと思われる新しい土石流堆があり、谷壁に土石流堆のこん跡を残す所も認められる。航空写真で判読した土石流堆の位置を（図一4-20）で示すがほとんど全区間にわたって土

石流堆がみられる。峡谷部で特徴的なことは谷壁斜面にかなりの土砂を生産する端緒となり崩壊の可能性をもつと考えられる斜面が存在することである。その位置を（図一4—20）にあわせて示す。

③ 流域S₃の河川地形

流域S₃を構成する谷は杉ノ尾橋上流で本川右岸ではほぼ直角に合流している。

この谷は現溪床の北側ほぼ100 mのところに現溪流と平行する旧流路を有しているが、旧流路はすでに小面積に区画された水田として利用されていて治水上の問題はとくにないと思われるが、旧流路と現流路の間で何度か流路をかえる過程で杉ノ尾橋右岸の橋台がある台地の地区と、その下流で比較的大きい土石流堆を形成している。土石流堆の位置は（図一4—20）に示されているが、細部は（図一4—23）に示す。



図一4—23 山王谷川 杉ノ尾橋付近の旧流路と古い土石流堆群

この土石流堆を遺したあと、この谷はしばらく旧流路を下刻しつつ流れていたが、その後の土石流の堆積によって上流で左岸側に首をふるように方向を変えて、現在の流路をとるようになったものである。その後現在の流路は土石流堆D₂の上に少くとも2度乗りあげていて、2本の旧流路とD₂末端の低地を形成している。

流域S₃のもう一つの大きい特徴は源頭部に、地すべり性大崩壊の跡をもつことである。これは1/25000の地形図でスコップでえぐり取ったような2つの急崖地形が標高850 mのところに形成されていることで明瞭である。そしてこの急崖地形は流域S₄の源頭部にもおよんでいる。したがって流域S₃、S₄はこの

地すべり性大崩壊の残積土を溪流が刻みこんで成立している。この流域の特徴については④においても述べられる。

④ 流域 S_2 の河川地形

山王谷本川の南隣りの支谷である S_2 は、垂玉川と接している。垂玉川との分水嶺は極めて低いが、河川の争奪や大崩壊による土砂堆積が河道を塞いで流域変更が行われる可能性はまずない。 S_2 の縦断形は（図—4—21）に示されている。

山王谷川の崩壊斜面はこの流域に集中しているが、昭和51年の写真では、烏帽子岳、南西の谷の谷頭部に約10個の小崩壊があるのみで、大量の土砂生産をしているわけではない。下流への影響という観点からは全く問題にならない程度のものである。

(2) 山王谷川の土石流（1）

① 山王谷川の土石流は

i) 杉ノ尾橋下流の土石流堆 D_2 の下流側半分を占める区域。

ii) 杉ノ尾橋上流の 100 m 区間、

iii) 峡谷部

で発生している。

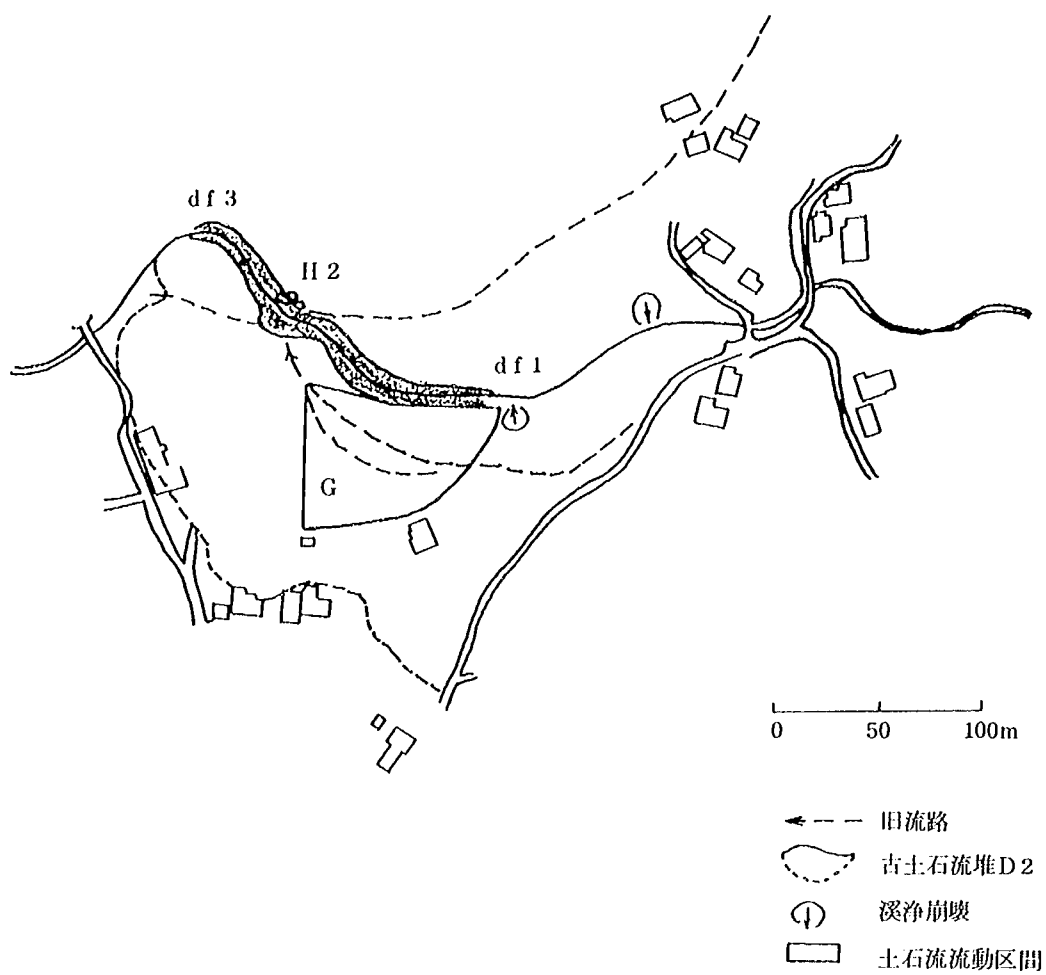
ここでは上記3つの区域における土石流について、河川地形学的考察を行う。

② 杉ノ尾橋下流の土石流堆 D_2 における土石流

1976年の航空写真と1980年の航空写真を見較べてみると、この地点は地形が変えられている。すなわち、スポーツランドGが左岸側に造成されていることである。土石流は df_1 から発生し、 df_2 まで現河道に忠実に流下し、 df_2 左岸に大きな堆積物を残したあと、 df_3 まで直進している。この間約 180 m の距離で、この位置関係を（図—4—24）に示し、 df_1 、 df_2 、 df_3 の状況を写真の ←— で示す。

（写真—4—13）、（写真—4—14）、（写真—4—15）は df_1 の地点から上流と下流を見たものである。（写真—4—13）によると溪床は洪水の通過に耐えて、荒された形跡はなく、土石流堆を下刻した自然の状態を示している。またこの断面を上流から来た土石流が通過した証拠もない。ところが（写真—4—14）と（写真—4—15）でみられる長径 1.5 m の河床礫は動いた形跡がある。これらの転石の供給源としては溪岸の崩壊と溪床堆積物があるが、このうち溪岸崩壊によるものは杉ノ尾橋下流約50 m 右岸のものと、 df_1 左岸のものがあるがいずれも土量はわずかであり、また長径 1.5 m におよぶ礫を含むものではないため、明らかに溪床堆積物の再移動であると考えられる。 df_1 上流の溪床をみるかぎり、アーミングが充分に発達した状態にあって、容易なことでは動きそうになく、スポーツランドの付近の洪水痕跡をみても、水位が 1.5 m をこえてはいないこと、溪床勾配も 5° とゆるいことから、この地点の溪床堆積物は、上流のものと比べて、堆積がきわめてルーズであり、動きやすい状態にあったと考えられる。

df_2 の状態を（写真—4—16）、（写真—4—17）、（写真—4—18）で示す。直径 1.0 ～ 1.5 m の転石の堆積状態から、 df_1 で始動した土石流は df_2 でフロントが停止したあと、後続流が停止したフロントを侵食して、礫を再び df_3 まで運んでいる。



図一 4 一 24 古土石流堆 D 区域の土石流



写真 4 一 13



写真 4 一 14



写真—4—15



写真—4—16



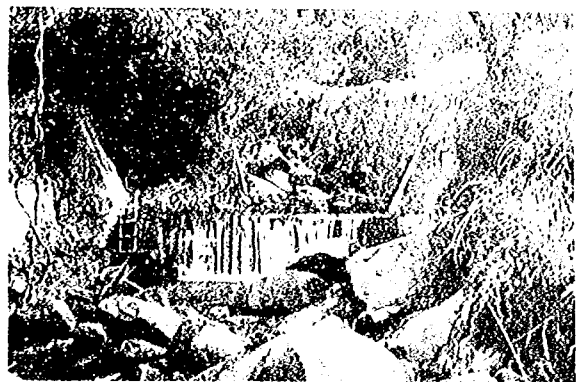
写真—4—17



写真—4—18

③ 杉ノ尾橋上流区間の土石流

杉ノ尾橋上流約 150 m に堰堤 Dm 1 が、さらにその 150 m 上流に Dm 2 がある。ここでは Dm 2 から杉ノ尾橋までの間の状況について説明する。Dm 2 は高さ 2.0 m の小さなものであるが、この位置は砂防工学的上重要である。すなわち Dm 2 より上流は、峡谷部に入り、そこには昭和28年のものと考えられる土石流堆が谷底や谷壁斜面に残っているのが明瞭にみられる。Dm 2 から下流は水田地帯となっている。水田の中には家屋が散布する。この区間の状況を（図—4—25）に示す。



写真—4—19

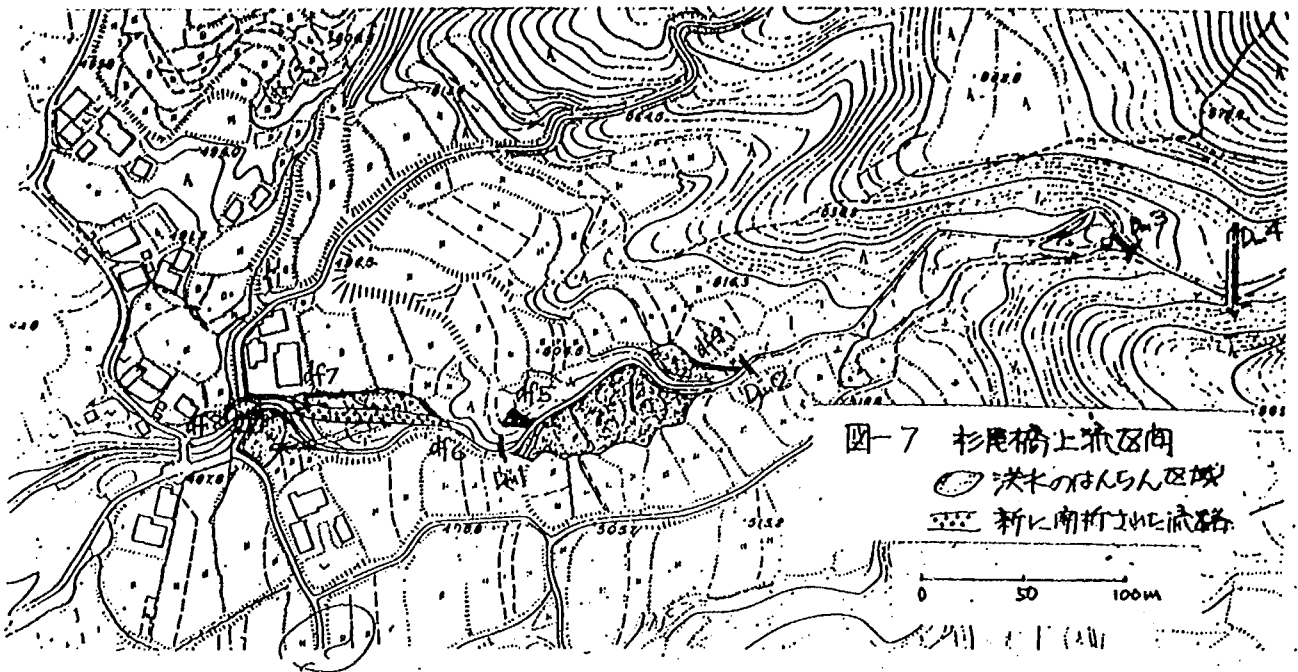


図-4-25 杉ノ尾橋上流区間

Dm 2 上流50mで発生した土石流は、Dm 2 の上下流とdf 5 までではほとんどが堆積、停止しているが、洪水はdf 4 下流で田面上を浅く洗いながら流下し、df 6 から再び土石流化している。

溪流はdf 6 から左岸方向に急曲し、30mほど直進したあと再び右岸方向に急曲して、高い護岸の間をぬけて床版をくぐったあと、杉ノ尾橋へ至っているが、土石流はdf 6 から直進してdf 7 へ至り、この間の水田化した旧土石流堆を新たに開析してその土砂を杉ノ尾橋上流の広場df 8 に堆積させている。洪水の流れからみると今回の土石流が直進したdf 6 とdf 7 の間は流路としてきわめて自然なものであり、どうして狭い流路をしかも急曲させたかは昭和28年災との関連で確かめてみたいことである。(写真-4-20) はDm 1 から下流をみたものであるが、写真中央の巨石はdf 6 点で左側への河道と右側への土石流通過による新河道とを分けている。

(写真-4-21) はdf 6 地点を下流から見たものである。(写真-4-21) の左端の部分と(写真-4-22) は、df 6 地点下流30m地点の土層であるが、土石流堆の上を容土して営々として水田化したであろうことと、土石流堆が少数の巨石を混えて、ほとんどが人頭大を最大とする砂礫であり、停止した土石流フロントと、それをのりこえた土砂流堆積物が混在したものであることを示している(図-4-26)。



写真-4-20



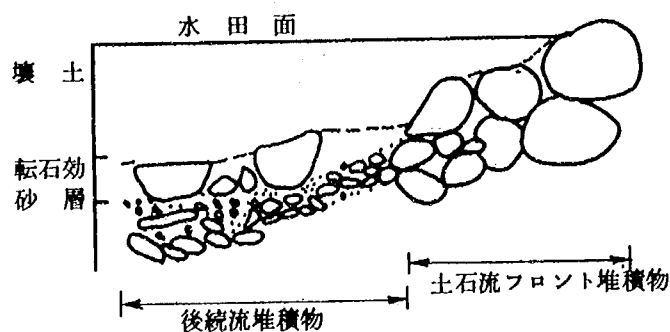
写真— 4 —21

このような溪流の急曲部で、地表面が水田化されていると護岸をのりこえた激流は容易に軟かい水田土壌をえぐって流路を形成し、そのあと、つぎつぎに砂礫層を洗い流していきつつ巨石を転動させて、新しい流路を形成していったものであろう。

この付近の溪床勾配は約 7° であり、土石流は停止する区域にあたるが、上述のような機序で大礫が動いたものであると推定される。



写真— 4 —22



図— 4 —26 土石流フロント堆積物と後続流堆積物の境界部—

—後続流堆積物の区域は耕地化しやすい。

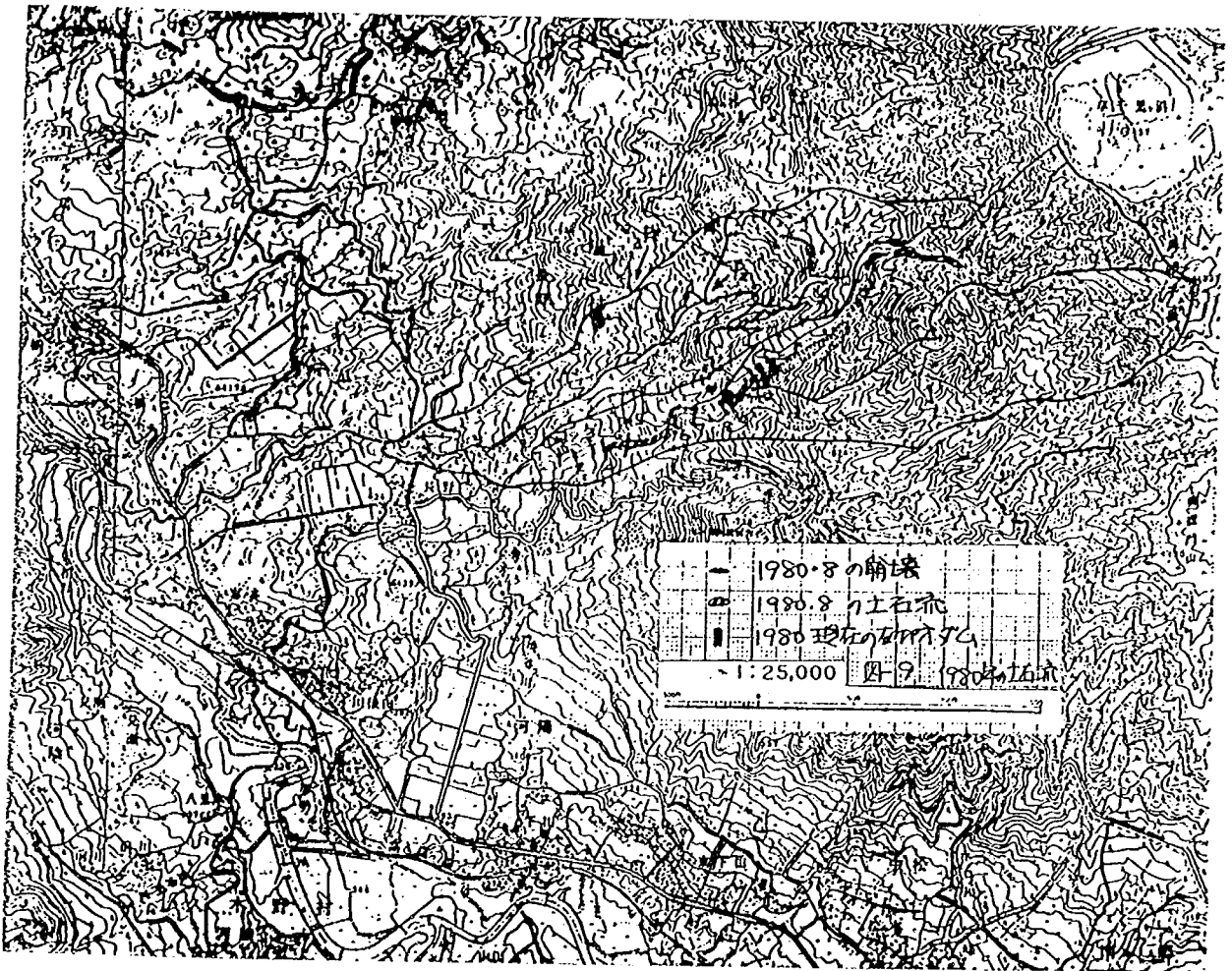
この部分での洪水越流は2次土石流の要因となる。

④ 峡谷部の土石流

峡谷部では土石流が発生している。土石流の発生原因としては下記の3項目が認められた。

- i) 溪床堆積物の侵食、再移動
- ii) 溪岸の崩壊土砂の土石流化
- iii) 侵食前線の前進

これらの原因とされる現象は必ずしも独立であるわけではなく互いに因果関係にあるとも考えられる。



図一4—27 1980年の土石流

今回の調査で認められた新しい土石流の痕跡は（図一4—27）に示すとおり、少なくとも6つの区間で発生している。

即ち、砂防ダム Dm 4, Dm 5, Dm 6, Dm 9, Dm 10の上流区間ならびに、Dm 10の上流約 1.4 kmの区間の6区間である。今回われわれはDm 10までしか調査できなかったので確認できたのは、Dm 10の上流区間までである。第6区間は災害後の写真判読によるものであるため詳細は十分には把握できていないし、写真の縮尺、日影の部分等の理由により、見落しているものも他にあることが考えられる。

（写真一4—23）は の溪床堆積物の侵食、再移動の例を示す。この写真から ① 堆積物の厚みが 2.5 m程度であること、②ダムDm 10下流の現象であること、③溪床表面にある大きな角ばった転石は

動かずに、人頭大の礫が土石流化していることがわかる。



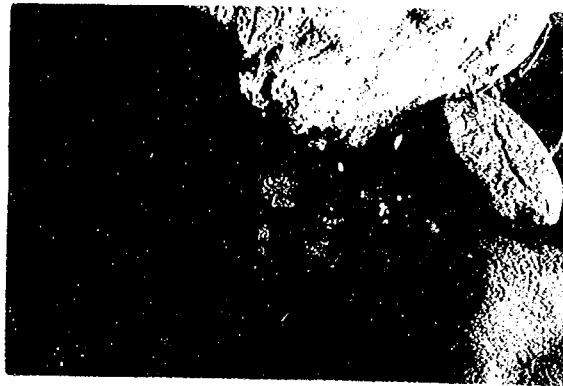
写真— 4 —23



写真— 4 —24

（写真— 4 —24）は同じで溪床堆積物の侵食、再移動の例であるがここでも溪床低下量は局所的に 2 m をこえる。そして侵食されたものが溪床堆積物というよりも、小さいものであるが土石流段丘の性格をもつものである。しかし、このような溪床堆積物や土石流段丘はどうして動くのであろうか。

溪床堆積物が水で飽和され、あるいはその表面を水流が流れた場合に河床勾配や堆積物の密度がわかっているならば土石流化するか否かの判定は力学的に判定できることになっている。しかし、現実には溪床堆積物の動きやすさは転石や礫の噛み合せ、粒度構成（分布）、水みちの方向等によって支配されて理論どおりに決められるとは限らない。溪床にたまっている転石や礫は（写真— 4 —25）で示すように、うまく噛みあった場合には少しぐらいの外力が作用しても容易に動かない強い構造をもっている。これは礫の間を充てんしている砂礫が長期間流水にさらされたために洗い出された結果、重りあった大礫が互いに接点をもって動きにくくなるためである。しかし、（写真— 4 —24）の溪岸や（写真— 4 —22）のような堆積部でその表面が耕地化されたり、森林化された部分、ならびに溪床にあっても普段は流水の流れないような部分では転石や大～中礫は細い砂礫のために互いが接触を妨げて、洪水のときに流水が細粒分を洗い流すと同時に動き始めることになるのである。



写真— 4 —25

（写真— 4 —26）は Dm 6 の上流 250 m にある溪岸斜面の崩壊による土砂生産を示すが、崩壊土層は崖錐であること、崩落土砂は全て流水にさらわれて失われたことがわかる。また崩壊にともなって立木が流されている。同様な崩壊は Dm 9, Dm 10 の上流にもみられて、いずれも立木が流されている。

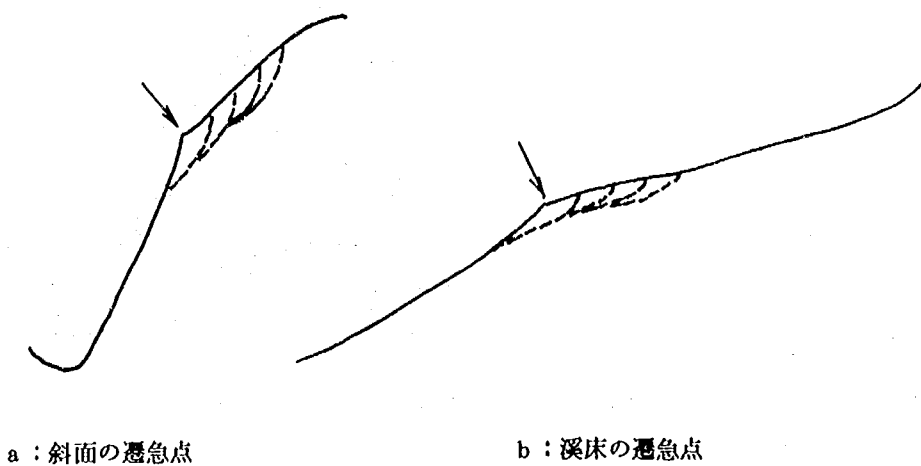
Dm10の上流右岸の崩壊はスランプの性格をもつ地すべり性崩壊である。

(図一4—28)は斜面と溪床(河道)において勾配が小さい区間から大きい区間に変化する地点を示す。この点を遷急点といい、この点から破線で示したように侵食が進むことから侵食前線とも呼ばれている重要な変化点である。遷急点の付近の材料が何であるかによって、i)の溪床堆積物の再移動と、峻別することが困難な場合もあるが、Dm10の上流1.4kmの地点の場合は空中写真の判読により溪流が緩勾配の溪床を、上へ上へ食いのぼっていきつつある現場であることが読みとれる。

溪谷部で発生した土石流はDm4からDm10の5基の砂防ダムで確実に停止させられていて、フロントはDm10を除いてダムを越流してはいない。砂防ダムは1980年以前に満砂していて、その堆砂面の上に、ダム天端のかなり上流部分で停止している。ダムを越流したのはいずれもフロントの巨石をおきざりにした残りの泥流部分である。



写真—4—26



a : 斜面の遷急点

b : 溪床の遷急点

図—4—28

(写真—4—27)はDm5の堆砂面で停止して変形したフロントの巨石を、(写真—4—28)はDm6

の堆砂面で停止したフロントと、Dm 6 の下流即ち Dm 5 のはるか上流で停止したフロントを示す。



写真—4—27



写真—4—28 (Dm 5)

(写真—4—29) は Dm 6 の堆砂面の状況を上流からみたものであるが、土石流フロントを構成していた巨石は面一ぱいに散乱して停止し、砂防ダムの効果を示している。



写真—4—29 (Dm 5 の堆砂地)



写真—4—30

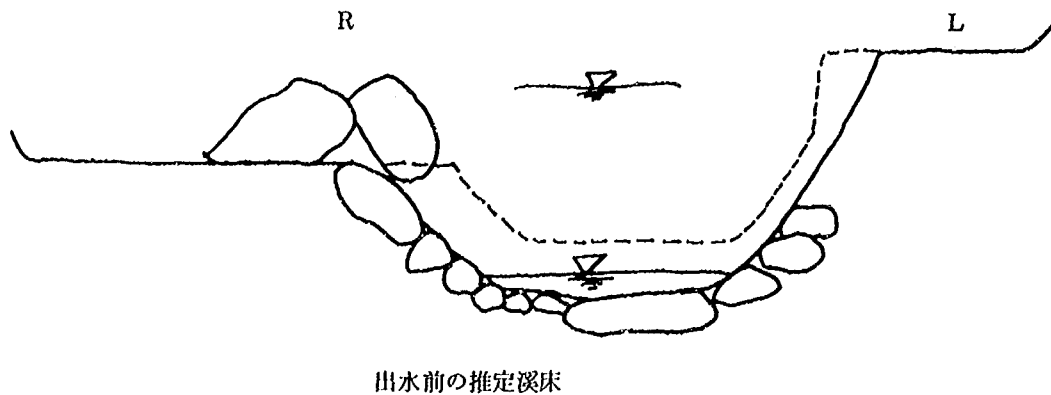
(写真—4—30) は Dm 6 の上流 200 m 地点の付近を下流からみたものである。谷はこの上流でゆるく右折しているため写真左側の巨石の堆積面、古い小規模な土石流段丘は流水の攻撃を受けない滑走斜面(凸岸)状になっている。この左側(右岸)の巨石は土石流のフロントがこの面より高い波高で通過したときに流心から側方へ押しやられて残されたことを示している(図—4—29)。

(3) 山王谷川の土石流 …… S 28 とそれより古いもの

① 主流域 S₁ の土石流堆

山王谷川の古い土石流堆は、主流域 S₁ に最も多く見られる。そのほとんどは現在の溪流で開析されていて、開析されずに残った部分には杉等の樹木が成林している。そして、既設の砂防ダムが古い土石流堆の再移動をよく防いでいる。とくに Dm 4 と Dm 9 の効果は大きい。土石流堆積物がこのように溪流の各所にわたって分布するのは、

i) 崩壊等土石流化する材料が供給された時点が洪水のピークより遅れていた。



図—4—29 主流からはずれた土石流フロント礫の側方堆積 出水前の推定溪床

ii) 小規模な土石流が別々の場所で何度も発生した。

iii) 洪水流量が小さくて最下流まで運びきれなかった

iv) 土石流化する材料が別々の場所で何度も供給された

等の項目が考えられるが、洪水流量が多いと総ざらえ的に流送される危険もある。

② 支流域 S₃ の土石流堆

支流域 S₃ は標高 600 m より上で台地を低く刻む左小支と地すべり性大崩壊斜面からくる右小支に分れるが、大きな土石流堆がその合流点直下にみられる。

土砂源については明らかではないが考えられるものとしては左小支の溪岸に無数にみられる斜面崩壊によるものと、右小支の地すべり残積土の 2 次的な地すべり性崩壊が考えられる。

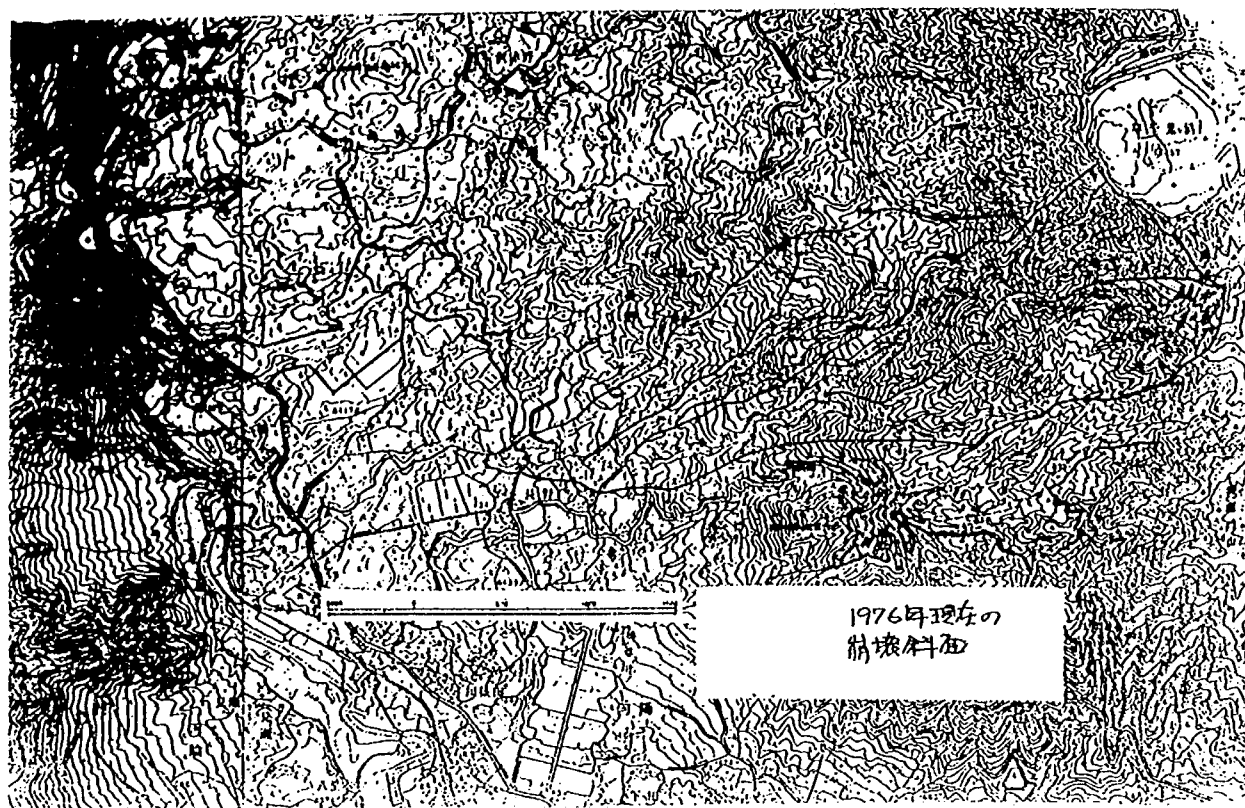
なおこの流域 S₃ にはまだ砂防ダムは築造されていない。これらの古い土石流堆の位置は（図—4—20）に記されている。

(4) 斜面崩壊

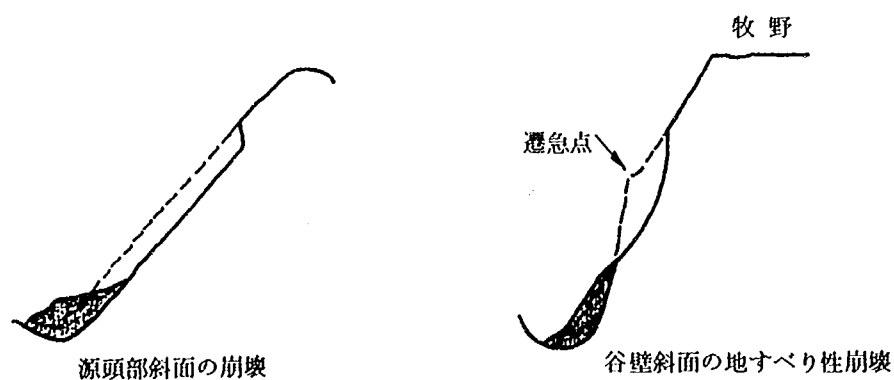
阿蘇山の谷のような急傾斜の斜面をもつ幅のせまい峡谷では谷の中から斜面の状況を調査することは天を見上げるのに等しく、立木のために見通しが効かないこともあって不可能に近い。したがってここでは空中写真の判読によって状況の説明を行なう。

昭和28年災の斜面崩壊と今回の豪雨によるものを比べてみると、前者は源頭部の斜面と中～下流溪谷の谷壁斜面とで斜面崩壊があったが、昭和55年度の場合には源頭部の草地斜面のみで、谷壁斜面の崩壊は 2～3 の例を除いてない。（図—4—27、4—30）

源頭部斜面の崩壊は草地化された斜面が厚さ 0.5 m 程度にずり落ちたような性格をもっているが、谷壁斜面はいずれも地すべり性の崩壊という性質をもっている。いずれの崩壊も集水面積といえるような領域は無きに等しい。遷急点との関連は明白ではないが一部に認められる。2 種類の崩壊を（図—4—31）に示す。



図一 4 - 30 1976年現在の崩壊斜面



図一 4 - 31

S_2 , S_3 の各流域には斜面崩壊はみられないが, S_4 にはバンガロー村の上方に小崩壊がある。 S_3 の西側小支は特徴のある流域である。

湯の谷温泉の屋根の南側の谷は東西に幅広い源頭部をもち, これは火砕流堆積が大規模な地すべり性崩壊をおこしたあとの斜面である。(図一 4 - 32)

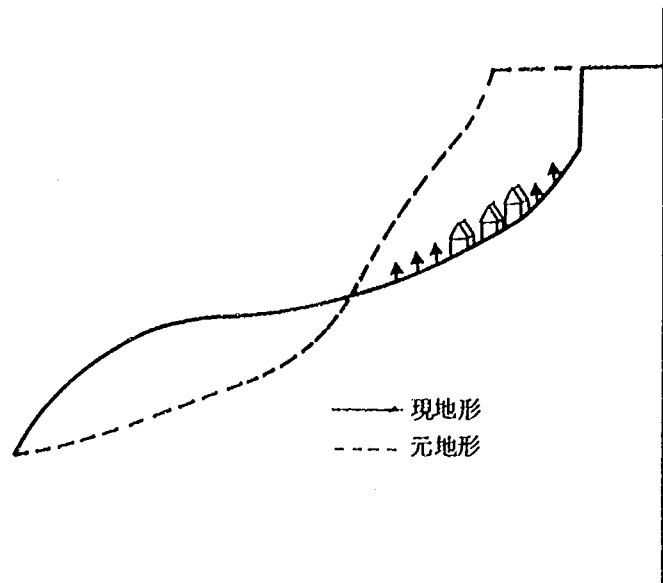
崩壊のあとの残積土は杉林であったものが, その後開かれて草地になっているが残りは樹間のバンガロー村になっている。この斜面がはげしいガリーエロージョンの場となっていて, 下流へ細粒土砂を流

す源となっている。(図一4—32)に示したような大崩壊は溪流部では

i) 斜面の規模(長さ、高さ)が上述の火砕流堆積末端のように自由端の斜面のように大きくない

ii) 溪床の低下速度は十分に遅い

iii) 溪床は砂防ダムで固定されている等の理由によって、起きる可能性はないと考えられるが小規模な崩壊は今後も散発して溪床堆積物の量を増加させることになる。溪岸の崩壊危険斜面の位置は(図一4—20)に記されている。



図一4—32

流域Sの地すべり性大崩壊

(5) 山王谷川の砂防施設

山王谷川に施工されている砂防施設としては流路工、床固工、砂防ダムの3工種があるが、流路工は橋梁の上下

流、溪流の屈曲部、過去の被災箇所等で護岸が施工されているのみであり、統一的な計画のもとに平面形、縦断形の安定を意図したものではなかったためここでは説明を省く。

床固工は(図一4—27)でDm1としてあるもの1基のみであるのでここでは砂防ダムDm2～Dm10について説明する。

Dm2は既述のとおり山王谷川主流溪口部のダムであり重要なダムである。下流の土地利用と治水、および上流溪床の安定の観点からこのダムは強固なものである必要がある。55年災の復旧工事で床固工が補強として追加されているのは合理的である。

Dm3より上流のダムはいずれも古い土石流堆を固定して土石流化するのを防止すると同時に、流動してきた土石流のフロントを幅広い堆砂地で破壊する機能をもつものである。Dm3の直下流には侵食前線が接近していてこの間の溪床の保護が必要であることを示す。根固工が必要である(写真一4—31)。

Dm4は基礎が洗掘されてダムが浮きつつあって危険である(写真一4—32)。

Dm5は堤冠が破損している。粗石コンクリートのダムであるため、早急な補修が望まれる(写真一4—33)。

Dm9はS₁とS₂の合流点にある最も重要なダムでありその効果の大きさは(写真一4—34)でみられるように明かである。

Dm8(写真一4—35)はそのDm9を支えているが、これも基礎の洗掘が進んでいる。



写真一4-31 Dm 3 とその直下流の
侵食前線



写真一4-32 Dm 4 の基礎洗掘



写真一4-33 Dm 5



写真一4-34 Dm 9 の土石流に対する効果、マトリックスはほとんど洗脱されている。
(立体写真) 巨レキの長い堆積長から何回もの土石流を停止させていることがわかる。

このように、山王谷川の安全は最少限の砂防ダムによって土石流の流下が阻止されていることにより守られていることがわかる。しかし将来の土石流の材料供給をおさえかつ溪床堆積物の土石流化を抑えるにはまだ数が不足していることがわかる。

(6) その他

阿蘇山の中央火口丘は諸溪流の源頭部にあたる流域が開かれて、牧草地や林地あるいは商業用地として利用されている。山王谷川も例外ではない。そのうえ土地利用がなされて



写真—4—35 Dm 8

いる区域には農業用道路や牛の歩み道が他の山地には類例がないほど密度高く作られている。牛の歩み道が斜面の安定を損なって崩壊を招いている例がS₄の源頭部にみられる。農業用道路も斜面の安定を損うほか、流域変更の望ましくない効果を及ぼしている例がS₃とS₄にまたがってみられる。(図—4—27)の矢印P₁、P₂は道路によって他流域の流出が新たに加わるようになった地点である。

また1980年の写真でS₄にみられる大きい斜面崩壊は1976年の写真に写っている数分の1以下の小さい崩壊が斜面下部で発生したのに引き続いて発生した疑いがある。このように斜面の表層土壌は林地でも草地でもきわどいバランスを保っているものが多いように思える。

4—5. 中央火丘群倶利加羅谷南面地域

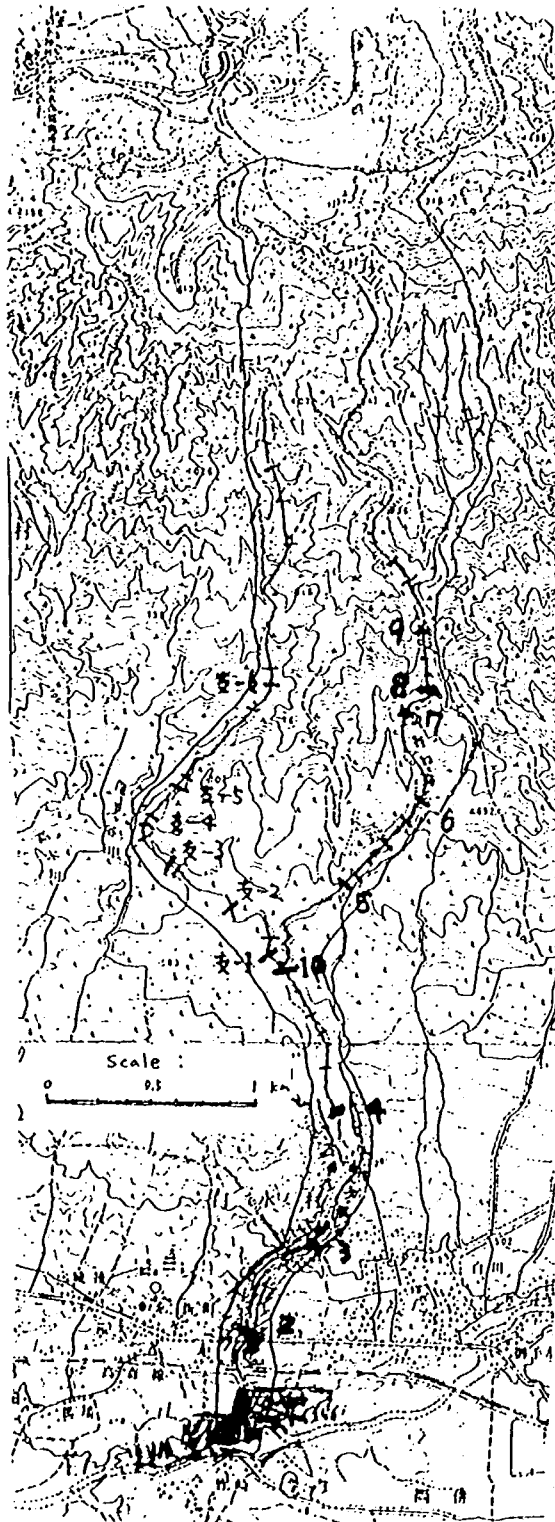
中央火丘群南面は、山麓部に集落が発達していることから、中央火丘山頂部から人家までの距離が他の面より短かく、かつ、比高が大きく、谷の解析の早いことから土砂の移効現実が災害にむすびつきやすい地域といえる。

南面地域にはいくつかの大きな(阿蘇山カルデラ内の河川としては)溪流が存在するが、昭和28年6月豪雨時の単位面積当たり崩壊土砂量が阿蘇山カルデラ内で最も大きかった、倶利加羅谷(くりから谷、流域面積、6.5 km²)について現地調査を実施した。

倶利加羅谷は砂千里ヶ浜付近(標高1,400 m付近)を水源とする。溪流長約6 kmの溪流で、流域の平均勾配5°、15°以上の流域面積が1.8 km²と大きい溪流である。(図—4—33参照)

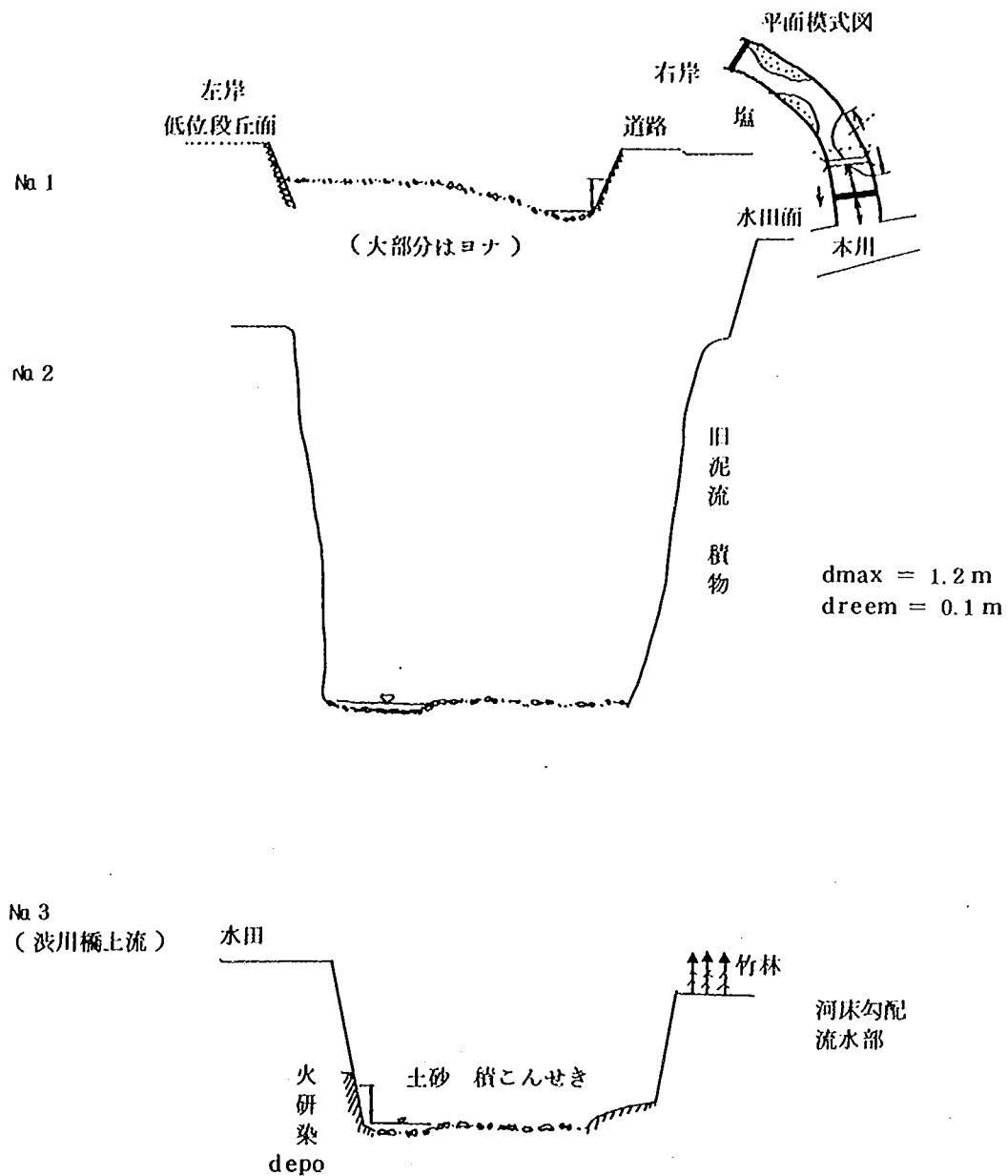
溪流本川は標高550 m付近で石支川を合流して南下し、国鉄高森線阿蘇白川駅の近くをって白川本川へと合流する。倶利加羅谷は流水による下刻作用が活発で、後述の現地横断測量図でも判かるように河道は深い浸食谷をなしており、比高差が2 m程度となるのは本川合流直前の低位段丘面付近だけである。そして、河床は部分的には急勾配な河床が存在するが、溪床勾配15°以上の流域内にもまた部分的に6°(河床勾配1/10)程度の緩勾配河床が存在する。

中央部はさらに、緩勾配で、流水部が2°~4°(1/14~1/30)であり堆積土砂の堆積勾配は0.7~0.8°(1/70~1/80)となっている。これは、河道中の火砕流堆積物(浸食拡張面を形成している)によっているところが多く、これにより河道には部分的にヨナ($\phi = 0.5 \sim 1.0$ mm)が、堆積して



図一 4 — 33 くりから谷流域図と調査地点

いる。本川については流水が存在しているが、支川には流水はみられない。これは支川の流域面積が小さい（河道長は長いが）こと、火山地帯、特有の保水能の大きいことなどによるものである。以上、詳細な河床の状況は図一4—34に示した。



図一4—34 No. 1

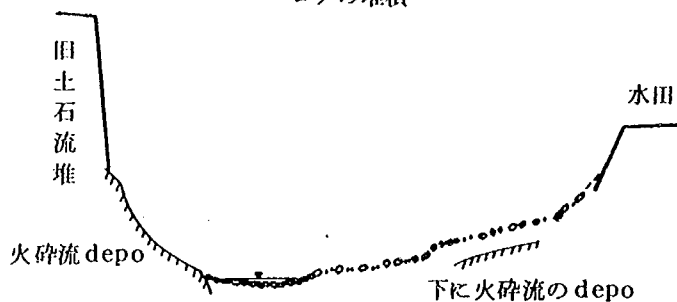
No 4



drax = 1.0 m
ヨナ多く中間径ナシ

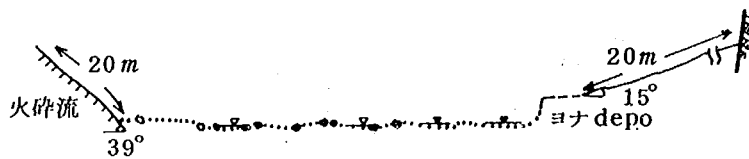
河床勾配 1/40
堆積土砂の勾配 1/100
最近の水ではヨナのみ流
れていると思われる。

No 5
(橋上流 25 m)

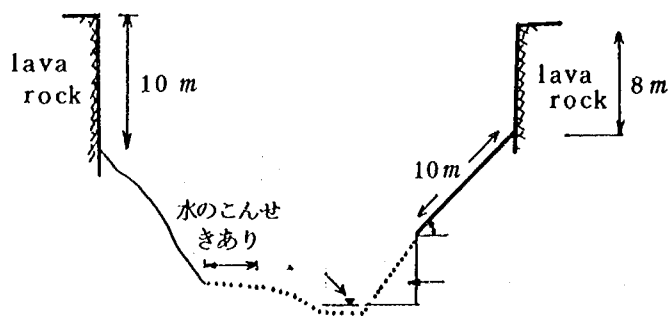


No 5 地点より 10 m
上流は火砕流堆積物
の露岩
河床勾配 1/67 (0.9°)

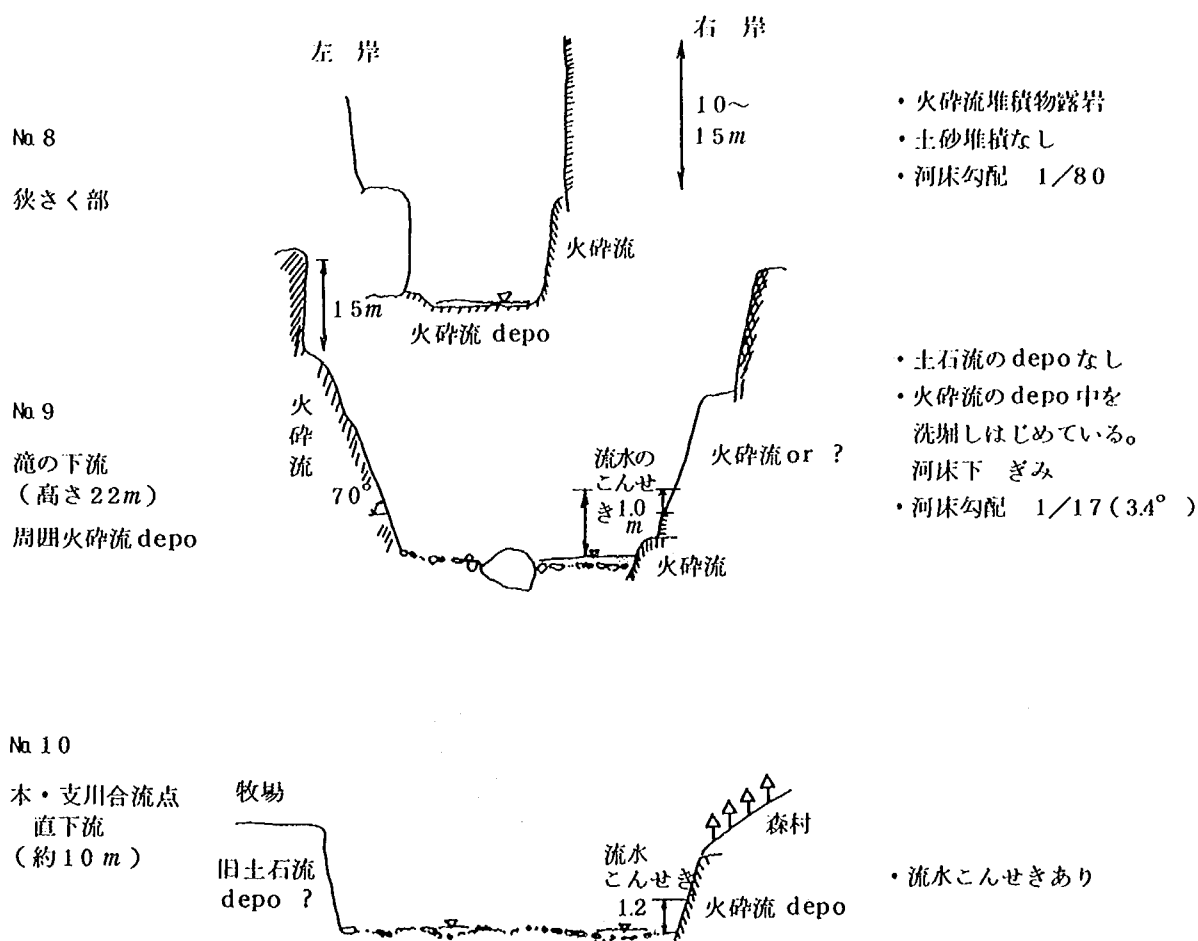
No 6



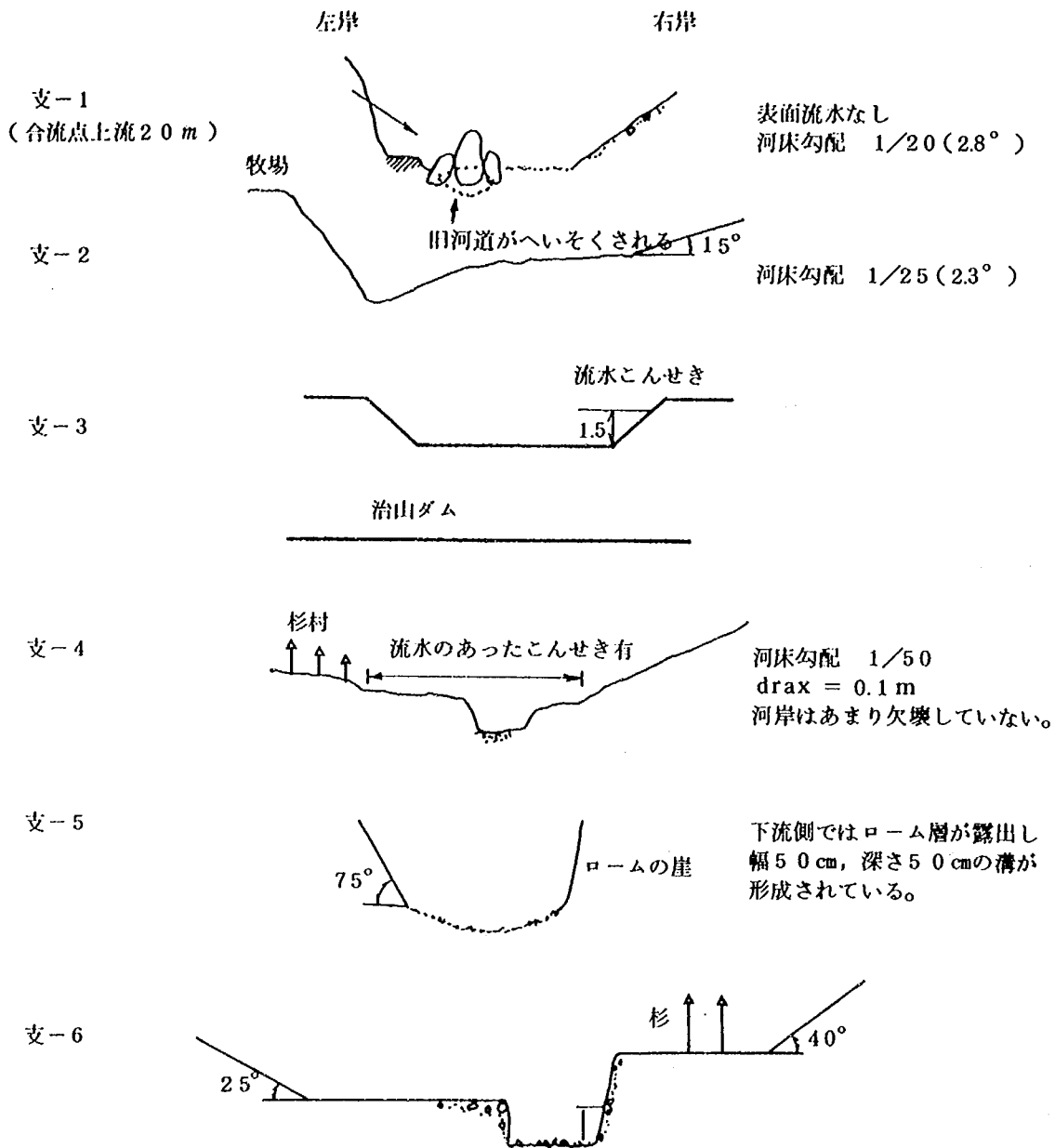
No 7



図—4—34 No. 2



図—4—34 No. 3



図一4—34 No.4

流域の土地利用現況は標高600m付近より下流に、田畑が耕作されていて、それより上流は杉を中心とした植林および、牛の放牧がおこなわれている。河道に沿ったところでの人家は本川合流点より約1.3km上流の渋川橋付近と、国道付近にみられるのみで、比較的他の河川とくらべて人家集落は河川ぞいに少ない。

流域内の防災施設は砂防ダムが昭和7年から熊本県の手によって施工されており、ダム6基、護岸工

295 m の他治山のダムが写真一 4 —36に示したように上流域に多く施工されている。

次に本流域の災害について述べる。昭和28年 6 月豪雨時には、前述のように約 153 万 m^3 という崩壊が生産され単位流域面積あたり崩壊土砂量が23 万 6 千 m^3/km^2 と、阿蘇山カルデラ内溪流では最大値を記録した倶利伽羅谷であるが、白水村役場での既往災害と被害の聞きとり調査では被害についてほとんど話題として出なく、記憶に残っているような被害はなかったということであった。

昭和55年 8 月の豪雨においても当流域上流部は多くの山腹崩壊が生じているが、上流部まで施工された治山・砂防施設と、流域の特性とも言える滝による河床の緩勾配化作用に

よって、流出土砂の調節がおこなわれ、中・下流部での土砂による災害は生じていない。これらの災害において、被害の生じない理由を水理学的に検討してみる。

本川筋の合流点上流域は、流域面積が約 2.6 km^2 である。ここに有効雨量80mmがあったとすると、ピーク流量 Q_p はラショナル式より、 $Q_p = 0.2778 \cdot f \cdot rve \cdot A$ ここでは $f = 0.9$ とすれば $Q_p \approx 52 \text{ m}^3/\text{S}$ となる。適当な河幅が、Regime - theory から $B = 2 Q_p$ で表現できるとすると、 $B \approx 14 \text{ m}$ 、となる。実際の河道では、河道幅が、8 ~ 12 m となっていてよく計算値と現地の河幅とが適合している。河道の平均勾配で i を $i = 1/30$ とし、粗度係数 n を、 $n = 0.035$ とするとピーク流量が、幅12 m の河道を流れる際の水位は 0.9 m となり、仮りに有効降雨量を 2 倍としても、河道断面的には 2 m の水位をみこめば安全側となる。現地地形で現河床と堤外地盤の比高が 2 m 以下のところはなく、ほとんど洪水流は下流まで災害を生じずに流下すると思われる。最も危険と思われるのは本川合流点付近の低位段丘面（比高 2.3 m）付近と考えられる。実際にもこの付近は現河床より、約 1.3 m の土砂の堆積面の痕跡（写真一 4 —37）が存在していて、本川の出水とあいまって、洪水氾濫が生じるおそれがある。

倶利伽羅谷での、土砂移動現象と土砂災害との関係について検討してみる。

① 土砂の生産と移動現象

i) 山腹崩壊：過去の崩壊事例から、豪雨時にはかなり多量の土砂量(昭和28年には約150 万 m^3) が生産されている。しかし、この時の崩壊面積率は 45.5 % となり、山地面積における崩壊面積率は50%をこすことになる。一般的な崩壊面積率は 5 % 程度で、1 ~ 2 次谷にかぎってもせいぜい10~20%と考えられるので、昭和28年の倶利伽羅谷のように40%を



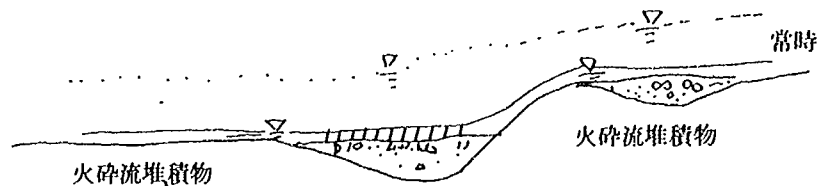
写真一 4 —36 治山ダム



写真一 4 —37

こす例は同じ28年災の阿蘇でも最高値であり、超異常値と考えてよい。また同じ昭和28年の崩壊は、1カ所あたり平均約40,000 m³という規模で発生しているが、昭和55年の崩壊では大きいところで、2,000 m³程度で1 order 異なっている。平均崩壊深は昭和28年時に平均で52cm、昭和55年崩壊も1 m以下と考えられることから、予想される最大崩壊土量は、65万 m³（崩壊率20%、平均崩壊深50cm）～130万 m³（崩壊率20%、平均崩壊深100 cm）程度となる。

ii) 溪床堆積物の再移動：流域の土砂源が火山噴出物特にヨナを中心とした細粒物質であるので、流水営力の影響を受けやすい。最上流部の流水営力が小さい区域では堆積の傾向にあり、豪雨時に土石流もしくは泥流として流下する可能性を有する。中・下流部は、常時の雨ではほとんど、土砂移効はみられないが、特に、火砕流堆積物の露出部では（図一4—35）のようなプールが作られ、その中に多くのヨナが堆積している（多いところは40cm程度、写真一4—38）。



図一4—35

大出水時には一度図のように土砂堆積が生じ後続流で土砂が流出するという土砂流出形態がみうけられる。

② 土砂災害

常時の雨では、それほどの土砂移動がみられない、主な土砂生産およびその移動現象は豪雨時に発生するものと考えられる。特に倶利伽羅谷流域では、最近砂礫型の土石流は発生しておらず豪雨時には、山腹崩壊や深床堆積物の再移動および水衝部での



写真一4—38

火砕流堆積物によるシェートとプール

溪岸侵食（欠壊）による土砂が、土砂流もしくは火山泥流が発生すると考えられる。すなわち、砂礫型土石流は合流点より下流の土地利用がおこなわれている区域までは流下しないと考えるべく、下流へは土砂法、もしくは火山泥流が流下するが、これも予想される規模であれば兩岸の高さ（高位段丘の比高）からして大被害が生じるような災害は発生しないと思われる。

ただし、次の二つの点で倶利伽羅谷は今後十分な調査および対策が必要であると思われる。

まず第一に、倶利伽羅谷最上流部が砂千里ヶ浜と連続していることで昭和23年時（航空写真より判読）から、現在まで地形そのものの変化は大きくないが、砂千里ヶ浜（活動中で多くの火山噴出物が堆積している）に堆積した火山灰等の物質は表面流さえ出現すれば、常に流出する態勢となっていて、現に昭

和55年災害時にも火口内より火山灰が流出している。今後火口から倶利伽羅谷よりの標高が低下すると莫大な量の火口堆積土砂が下流へ流下すると予想され、とても現在の河道断面ではまかなえきれず大災害になることは必至であろう。

次に災害にとって重要なのは、流木の問題である。たとえ流木は流下できる断面があっても立木が流下してきて橋などにひっかかり、それが原因で氾濫することがよくある。倶利伽羅谷においてもこれら流木による災害が予想される。

第5章 土砂災害対策の基本的な考え方

阿蘇カルデラ内の土砂移動現象を特に実態を主として第4章において述べてきた。本章では各地域内の土砂移動に伴う土砂災害を未然に防止するための基本的な考え方について各溪流ごとに述べる。

5-1. 外輪山崖錐地域

土砂の移動現象としてはほとんどが崩壊現象であり、地形上も明確な谷地形をなしていないことから、これらの地域においては土木工法による崩壊対策は難しい。できれば崖錐上部にはできるだけ高度な土地利用（人家等）は避けるようにすることが望ましい。

5-2. 外輪山土石流堆積物地域

現状では土石流の発生の危険性は少ないと思われるが現象面では土石流発生の可能性がある。そこでとりあえず谷の出口（溪床勾配が 10° 付近より下流部）に砂防ダムを1基施工し、下流では流路を確保することが望まれる。

井出口の谷を例に具体的な対策を述べる。まず、 10° 以上の河道長 L は実測により約700 mであるから、この長さを洗掘長と考える。次に洗掘幅 B については $B = 2Q_p^{1/2}$ とし、 $Q_p = 0.2778 \cdot f \cdot A \cdot r_e$ から、 $f = 0.9$ 、 $A = 1.05 \text{ km}^2$ 、 $r_e = 60 \text{ mm}$ （既往最大時間雨量）を与えると、 $Q_p \approx 16 \text{ m}^3/\text{s}$ すなわち、 B は $B \approx 8 \text{ m}$ となる。平均洗掘深は他の流域の調査例から $H = 2 \text{ m}$ と仮定すると計画土石流量は $V_s = L \times B \times H = 11,200 \text{ m}^3$ となる。谷の出口付近に施工する砂防ダムの貯砂量は11,200 m^3 以上であることが望ましい。

下流流路の必要幅の検討例を以下に述べよう。流路幅についても流量の関数として考えられ、現実には約5 mの幅を有する流路が存在している。この5 mを与えると $B = 2Q_p^{1/2}$ の係数2は $2 = 1.2$ となることから、ピークの出現時間が短かければ、ほぼ流路幅として適正であると考えられる。

井出口の谷のように適当な幅を有する流路が形成されていない場合には、流路工等人工工作物による新たな流路の形成が必要となる。また計画土石流量が多めでダム1基では対処できない場合には、数基に分割して対処するよう計画する必要がある。この場合、基本となる最下流部のダムは岩着することが望ましい。

5-3. 中央火丘群北面地域

西岳川は昭和55年の豪雨時に多量の土砂を流下させ、黒川本川との合流点やその下流内の牧地区で氾濫災害をもたらした。

特に北面の諸河川の多くではいわゆる砂礫型の土石流というより高濃度の泥流という土砂の流れが発生していると考えられ、加えて昭和28年災にみられるように多くの崩壊が発生することがありうる事が認められる。

大崩壊はそう頻繁に発生するものではなく、むしろ、この地区の崩壊は表層滑落型崩壊と言えるもので、豪雨によって多くの斜面で崩壊が発生することは今後ありうると言えよう。また一般斜面上ではヨナの堆積層が厚いことから、リルやガリーによる侵食も盛んである。

また溶岩による滝がいくつもみられることは、これら河床固定点（侵食基準面）の破壊が多量の土砂移動をもたらす危険性を示している。

山地部からカルデラ内に移行する点や、本川合流点等の勾配変化点では土砂の堆積による流水の氾濫が発生することが予想され、河道が充分でないところは、山地部内でも思わない方向に流水が流下することがありうる。

以上の諸現象を考慮して、西岳川流域での土砂災害対策の基本的考え方を列記すると以下のようになる。

- ① 山腹工による山腹斜面でのリル・ガリー発生、拡大の防止
- ② 河道における侵食防止、ならびに溶岩等の侵食基準面の保護
- ③ 計画泥流量にみあう河道の確保
- ④ 勾配変化点における氾濫防止
- ⑤ 崩壊による多量の土砂流出を防止するための貯砂空間の確保

5－4. 中央火丘群西面地域

山王谷川においては、昭和55年の災害では火山灰の流出がほとんどみられなかった。しかし降灰の後に豪雨をうけるという事例はごく普通のことと考えなくてはならない。火山灰の混じった流れは高濃度の泥流となりうることからこれら火山灰の流出について今後調査検討する必要がある。

山王谷川は第4章で詳述したように人家集落地域まで土石流の流下が認められ、また流域上流部には崩壊危険区域も存在すること、また斜面の表層土のバランスもきわどいものが多いと考えられることから、土石流の材料となる土砂の供給は今後も断えることがないと判断される。

一方、山王谷川の既設砂防ダムは必要最少限の数でありまたその大部分は何らかの損傷を受けていて、このまま放置しておくとは重大な土砂流出を招く危険性がある。

以上の現状を考慮して、山王谷川での土砂災害対策として、以下のような基本的考え方ができる。

- ① 既設砂防ダムの修復
- ② 流出土砂に対するため、ダムの新設もしくは既設ダムの嵩上げによる貯砂空間の確保
- ③ 豪雨時における農業用道路の通行禁止

下流部は旧土石流堆積地内を流路が形成されていることから、これら旧土石流堆積物の再移動を防止するとともに、土石流の後続流による土砂の氾濫、堆積の防止を目的とした流路（現在存在する流路の

再検討をおこなう)の確保があげられる。

5-5. 中央火丘群南面地域

クリカラ谷において最も危険なのは豪雨による山腹崩壊で多量の崩壊土砂が土石流となって流下することであろう。また火口からの出口の河床低下(浸食)が問題となる。そこでまず山腹崩壊に伴う土石流対策について基本的な考え方を述べる。

豪雨時の崩壊土砂量は昭和28年災害の調査結果を参考にすると65~130万 m^3 (昭和55年8月豪雨時にはクリカラ谷の崩壊は少ない)と、まず砂防ダム等の施設では対応は不可能であろう。ただし、崩壊土砂量全てが流出するわけではなく、平均的な残土率40%を乗ずると26~50万 m^3 が流出する可能性のある土砂量と言えよう。また現有施設によって調節される量も多いと思われるので、支川との合流点附近に高さ5m、水通し部の幅12m(現河幅程度)の図-5-1のような遊砂地をつくり、水通し部以外は高さ10m、図の斜線部は現河道面まで掘削(掘削深5~10m)すれば、この遊砂地での堆積可能土砂量は約27万5,000 m^3 と見込まれ、かなりの流出土砂のCutが可能となる。下流流路は一応十分な断面があるので、現況でよいと思われる。

また火口壁部の河床低下防止に対しては図-5-2のような防止対策が考えられる。外力は土圧を想定すればよいので、そう強固なものでなくともよいと考えられる。なお現地が露岩していれば、この岩を補強すればよい。

流木に対してはさきの遊砂地の出口にスリット状の工作物をつくり(図-5-3)、下流へ流木を流さないようにする。この遊砂地は満砂後、土砂の排除等の維持管理が必要なことは言うまでもない。



図一五—1 クリカラ谷 土石流対策施設等

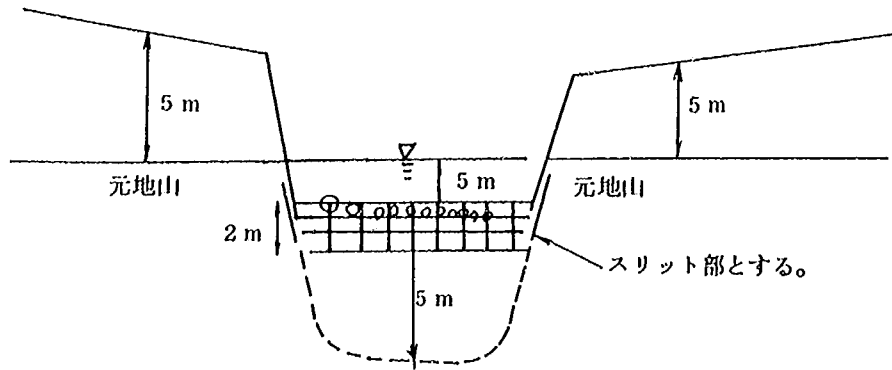


図-5-2

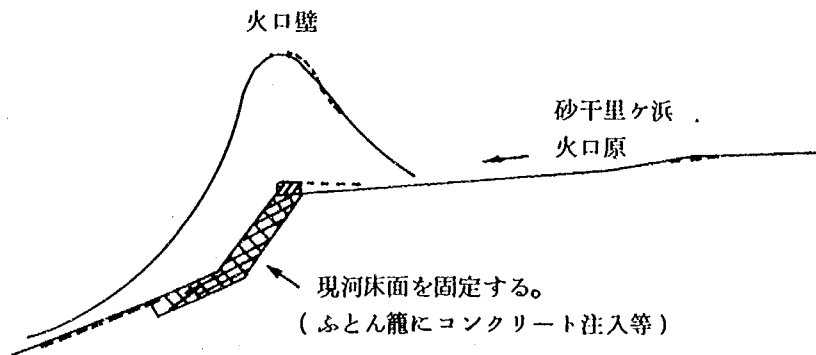


図-5-3 火口部低下防止対策模式図

第6章 砂防計画上の問題点の提言

世界でも有数と言われる阿蘇カルデラ、このカルデラ内の土砂移動は、単にカルデラ内での土砂災害として表われるのではなく、昭和28年災害にみるまでもなく、下流熊本市内での災害にも影響をおよぼしているのである。

従来阿蘇カルデラ内での土砂災害に関する調査・研究は比較的少なく、特にカルデラ内を砂防学的にみて検討をおこなった研究はない。今回筆者はまず、阿蘇カルデラ内で発生する土砂の移動現象を砂防学的にみつめ、一つの土砂災害に関する砂防学的地域分割を提案した。

しかし、これらの分割も非常に短期間の現地調査を主におこなったもので、代表溪流も数少なく、かならずしも十分な調査とはいえないところもある。今後、これらの補充調査をおこない、カルデラ内でのどのような土砂の移動現象が発生し、それによってどのような土砂災害が生じうるのかを適確に把握することにより、昭和28年、55年にみる土砂災害を未然に防止するもしくは軽減することが可能になる。

個々の溪流に対する砂防計画には、生産・流出する土砂量の把握が必要であるが、今回の調査では計

画量の決定にまで至っておらず、今後の調査により、各溪流ごとに計画量の設定をおこなう必要がある。

次に計画量に従って、第5章で述べた土砂災害対策の基本的な考え方をもとに、砂防計画が樹立され、施工性の検討、効果の検討をふまえて、砂防計画の最終案が樹立される。

特に阿蘇カルデラ内の土砂災害防止のための砂防計画においては、通称ヨナと呼ばれる火山灰をどう処理するかが大きな問題となろう。昭和28年災害では熊本市内でも大量の火山灰が堆積し、大災害の元兇ともなっている。これらの火山灰は粒径が小さいことから、河道での堆積は期待できず、強制的な堆積（遊水池、池砂地等による）もしくは発生・生産の防止しか対策はない。これらも今後の調査でより明瞭になっていくものと考えられる。

すなわち、白川の流域管理において阿蘇カルデラ内の土砂問題は切りはなせない問題であり、その意味からも阿蘇カルデラ内の土砂災害対策の重要性は明瞭である。

お わ り に

昭和55年8月 白川流域では長陽村での土石流災害をはじめ、阿蘇谷での土砂氾濫、堆積等多くの土砂災害が生じた。この災害調査をしているうちに、この問題は単なる一つの現象ではなく、阿蘇山カルデラに起因する本質的な土砂の移動現象の一端であることが判明した。すなわち、白川の流域管理、熊本市の保全、そして阿蘇カルデラ内の土砂災害防止を考えるには、まず阿蘇カルデラ内の土砂移動状況の分析およびそれらの定量表現化が必要であることがわかった。

筆者は、以上の考え方にもとづき、まずいくつかのモデル溪流の現地調査を実施して、カルデラ内の土砂の移動状況を把握し、阿蘇山カルデラ内の砂防学的地域分割をおこない、基本的な土砂災害対策について言及したが第6章でも述べたように、まだ調査不十分のところが多く、砂防計画の樹立およびそれに対するコメントにまで至っていない。今後の調査により、具体的な対策について提言が可能となろう。