

桜島の土石流

田 原 正 清

は じ め に

桜島は、霧島火山帯に属する本土最南端のコニーデ型活火山であり、その容姿と噴煙の雄大さは、この地を訪れる人を魅了して止まないものである。

しかし、一方では、この火山活動によってもたらされる降灰による被害と、いまひとつ、多少の降雨でも、この降灰が誘因となって頻発する土石流によって、この地区住民の生活は著しく脅やかされている現況である。

桜島の砂防工事は、補助事業として昭和 21 年から、鹿児島県の手で進められてきているが、これらの対策の一環として、直轄による砂防事業の推進が、強力に要請され、一つの転期を迎えようとしている。

桜島砂防は、ひとくちにいて、土石流対策に尽きるといっても過言ではない。直轄調査にあつては、土石流が水理量として扱われている事例に乏しいため、特に、この点に主力を置いて調査を行っている。

1. 桜島の概況

1-1 地形および地質

桜島は、鹿児島湾の東縁を形づくる大隅半島から突起した、ほぼ円形をなす半島であるが、かつては、鹿児島湾に浮かぶ島であった。大正 3 年の大噴火の際、流出した熔岩が、500 m の瀬戸海峡を埋めて、陸続きとなり、現在の地形をなすに至ったものである。

鹿児島湾は、始良火山が、南九州一帯に広く分布するシラスを大量に噴出した結果、陥没によって生じたもので、桜島は、この始良カルデラの火口丘群のひとつとして南縁に噴出した火山である。したがって、島は、すべて桜島火山の噴出物で構成されている。

この火山の基盤岩は、直接見られないが、鹿児島湾周辺の山地に分布する時代未詳の中生層や、花崗岩類がこれに相当すると考えられている。

桜島の大きさは、約 80km²、周囲は、約 52km である。

島の中心部には、標高 1,117 m の北岳、中岳 (1,060 m)、および、現在噴煙を続ける南岳 (1,040 m) が、ほぼ南北に連なっている。

標高 1,100 から 400 ~ 500 m 地帯は、主に、北岳・中岳・南岳を形成する古期の火山噴出物からなり、平均 20 数度の傾斜をもっている。これから下へ標高 200 ~ 100 m までの地帯は、主に有史以後の噴出物が分布し、平均 20 数度の傾斜をもっている。この新期噴出物は、各所で海岸まで達し、熔岩原となっているが、それ以外の所では、200 ~ 100 m 以下の地帯は、平均 5° ~ 10° 以下の山麓傾斜ないし扇状地状斜面となっている。

島の南側斜面は、現在の南岳の骨格を形成する輝石安山岩質熔岩、集魂岩、軽石および火山灰を主とする南岳降下軽石堆積物、火砕流性堆積物とが幾層にも存在している。

また、北側斜面は、北岳熔岩、北岳集魂岩、北岳軽石堆積物が
く進行しやすい状態にある。図-1は地質概要を示したものである。

ガリー侵食がご

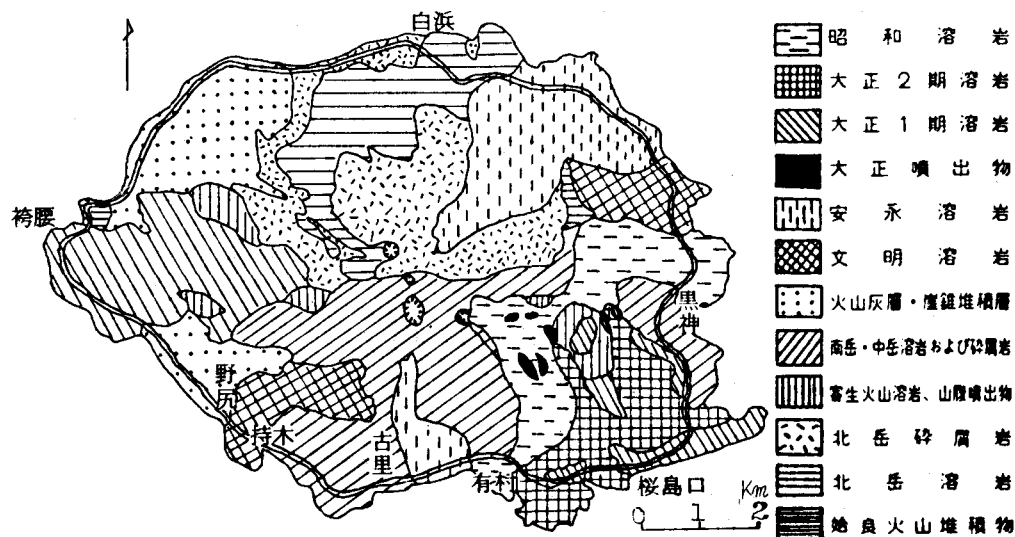


図-1 桜島の地質

(山口・種子田原図)

鹿児島県地学会編「かごしまの自然」より

1-2 植生の状況

桜島には、亜熱帯から温帯性にわたる植物が分布している。海岸部には、アコウに代表される亜熱帯植物、標高の高い地域では、温帯性のオサング、ミヤマタニソバなどである。植生区分は、必ずしも垂直的にその分布範囲が定まっているとはいえないが、海岸地帯にまで流出する大正、昭和溶岩地帯を除くと、裸地は、南岳の絶え間ない噴煙活動のため、下位に分布する草地帯の侵入が阻止され、下限標高は 600 m、南斜面については、おおよそ 750 m 程度である。

森林限界以上に分布する草地では、ほとんどススキだけである。若干のヤシヤブシ、イヌツゲ等の侵入が認められ、この地帯の下限標高は、400 ~ 500 m である。

森林限界である 400 ~ 500 m から下位標高に向って、広葉樹林、針広混合林、針葉樹林となっている。

裸地帯で発達している無数の細いガリーは、下るにつれて集合し、大型の深い樹枝状谷を形成し、更に、樹林地帯を深い函状溪谷となって流下し、標高 200 ~ 100 m 以下の扇状地へ流出している。

1-3 土地利用の現況

標高 200 m 以下の緩傾斜地は、畑地、果樹園、宅地、観光地、植林地として高度に利用されている。

島の周辺には、約 11,000 人が生活しており、20 以上の農耕地では、ミカン、ビワの果樹園芸と、桜島大根を主とする農業が行われ、各種の観光事業とあわせて、生活の基盤となっている。

特に島の約 85 % が霧島・屋久国立公園に指定されていることから、観光施設も多く、年間 230 万人に

およぶ観光客が訪れている。

また、桜島は、大隅半島と鹿児島市とを結ぶ国道 224 号線が海岸線に沿って熔岩原を走っており、交通の要所ともなっている。

2. 河川の現況

桜島には、図-2にみられるように、野尻川をはじめとして、大小15の河川があるが、その殆んどが山頂附近を谷頭として鹿児島湾に注いでいる。また、すべての河川が急勾配であり、河幅が狭く、常時は全くの水無川であることも共通している。

全島15河川のうち、11 河川については砂防指定地に指定され、昭和21年から砂防事業が、昭和37年から治山事業が施行されている。

概況でふれたような、地形・地質要因のもとで、桜島では、400～500 m 以高地帯で激しい縦・横侵食と表面侵食が常時進行し、土砂は、降雨に伴って中間地帯の函状谷を土石流的動きを示しつつ、側方侵食を行いながら流下し、200～100 m 地帯に至って放出されている。

河川の諸元は、表-1のとおり小規模であるが、土砂供給源が膨大あること、豪雨時には急激な土砂流下が起りやすいこと、傾斜変換点が明瞭で流下した土砂流が氾濫を起こしやすいこと等の特性を有している。

3. 火山活動と降灰

桜島は、霧島火山帯に含まれる活火山である。有史時代の活動のうち最古の記録は、和銅元年(708年)に海底火山が隆起したものと伝えられ、その後の噴火は、大正3年の大噴火まで31回が記録されている。

昭和に入ってから、21年に昭和熔岩の流出を伴う大噴火をみている。

昭和47年より活発さを増している火山活動は、49年をピークとして、現在では、表-2および、図-3にみられるように、やや鈍化の傾向がうかがわれる。

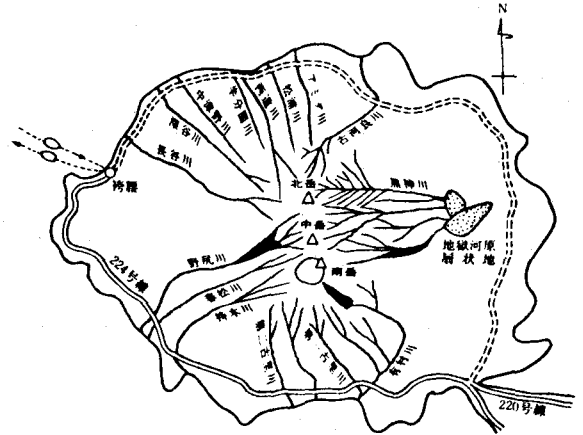


図-2 河川現況と山腹崩壊

表-1 河川諸元

河 川 名	流域面積	流路延長
野 尻 川	2.99km ²	5.4 km
春 松 川	2.09	4.3
持 木 川	1.61	4.5
第二古里川	1.40	2.9
第一古里川	0.86	3.0
有 村 川	3.65	3.8
黒 神 川	9.80	5.9
計	22.40	29.8
古 河 良 川	3.24	3.25
ア ミ ダ 川	2.94	2.75
松 浦 川	2.28	4.50
西 道 川	3.56	5.00
半 分 園 川	0.56	1.50
中 津 野 川	0.51	2.00
深 谷 川	3.55	3.50
長 谷 川	4.04	4.00
計	20.68	26.50

次に図-4に示す降灰量分布図は、京都大学桜島火山観測所の測定結果であるが、この資料から昭和45年～50年の6カ年間に桜島全島の降灰量は、 $11.2 \times 10^6 m^3 (14.7 \times 10^6 t)$ と推算される。

更に、この期間の噴煙1回あたり(3以上)の島内降灰量は、4,200 tとなり、野尻川における年平均降灰量は約 $60 \times 10^3 m^3$ と概算される。

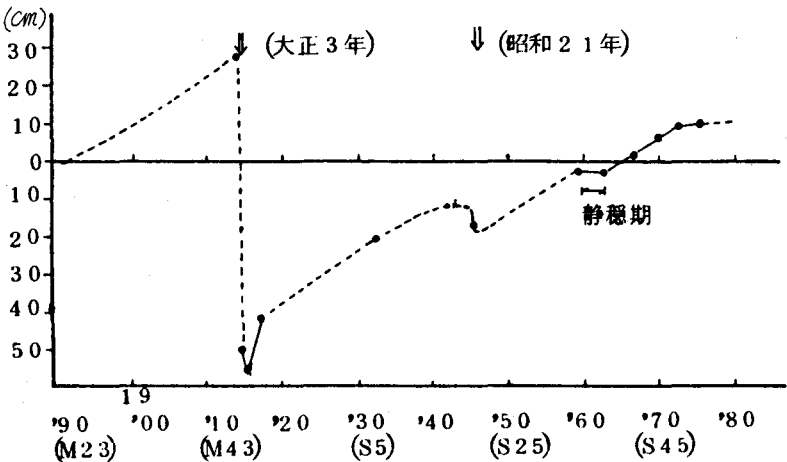
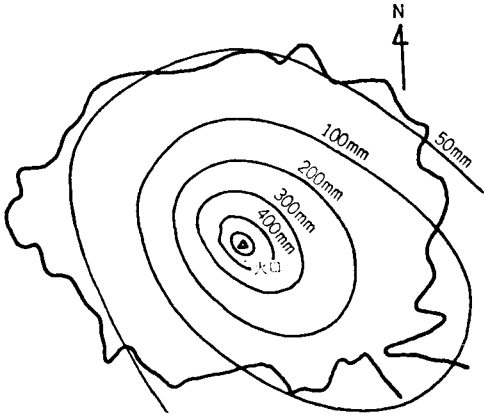


図-3 大崎鼻の標高変動(国土地理院 BM2,474)
(京大桜島火山観測所のデータによる)

表-2 火山活動状況

年	爆発回数	噴煙回数	地震回数
S 40	29	36	10 304
41	44	225	17 077
42	127	511	35 174
43	87	351	30 384
44	22	123	16 801
45	19	355	18 264
46	10	45	10 974
47	108	485	31 956
48	144	673	74 878
49	362	1 226	122 805
50	198	694	73 297



(1970～1975
：京大桜島火山観測所のデータによる)
図-4 降灰量分布図

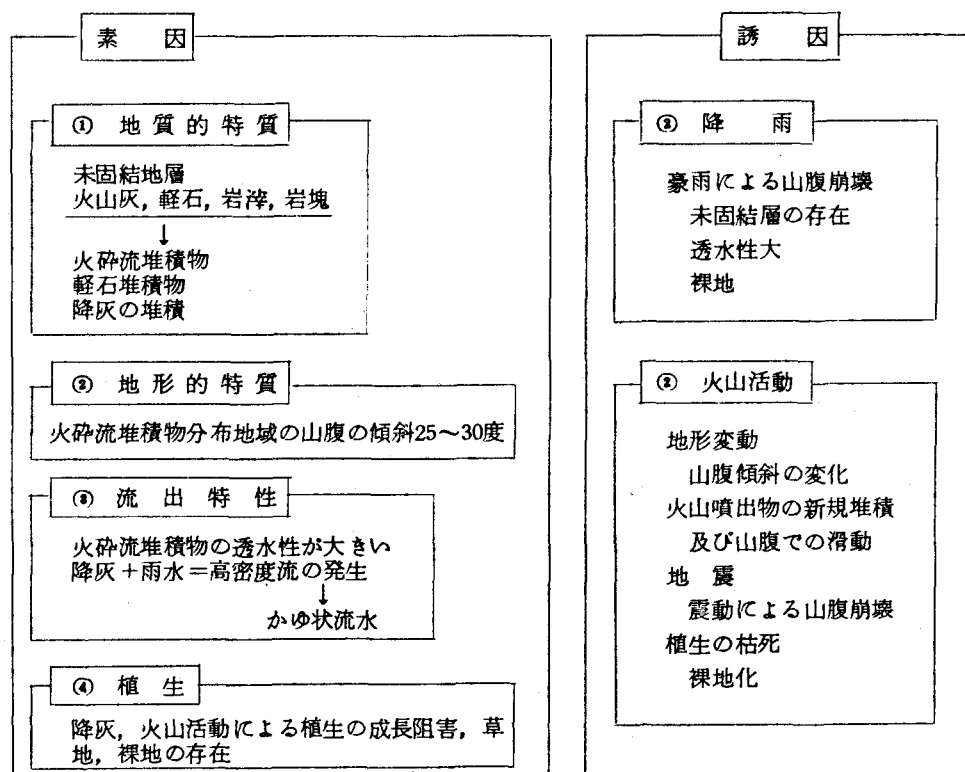
一方、野尻川における年間平均流出土石量は $240 \times 10^3 m^3$ であるから、約25%を降灰で補給していたことがうかがわれる。

土砂の生産・流出が盛んになることと、桜島の爆発・噴火活動の活発化とが密接な関係にあることは、昔から経験的にも知られていたことである。

4. 自然条件と災害

山地崩壊、いわゆる山崩れは、それが発生する自然条件（素因）と、これと密接な関係をもつ原因（誘因）とに区分されるが、桜島では、他地域にはほとんど例をみない火山活動が大きく作用していることが特徴である。（表-3）

表-3 山地崩壊の原因



また、当地の自然災害は、土石流の流出によるものに限定して差し支えないと考えられる。

土石流の流出をその発生から運搬・堆積までの過程とこれに関連するその他の自然条件を図式化すると、表-4のようになる。

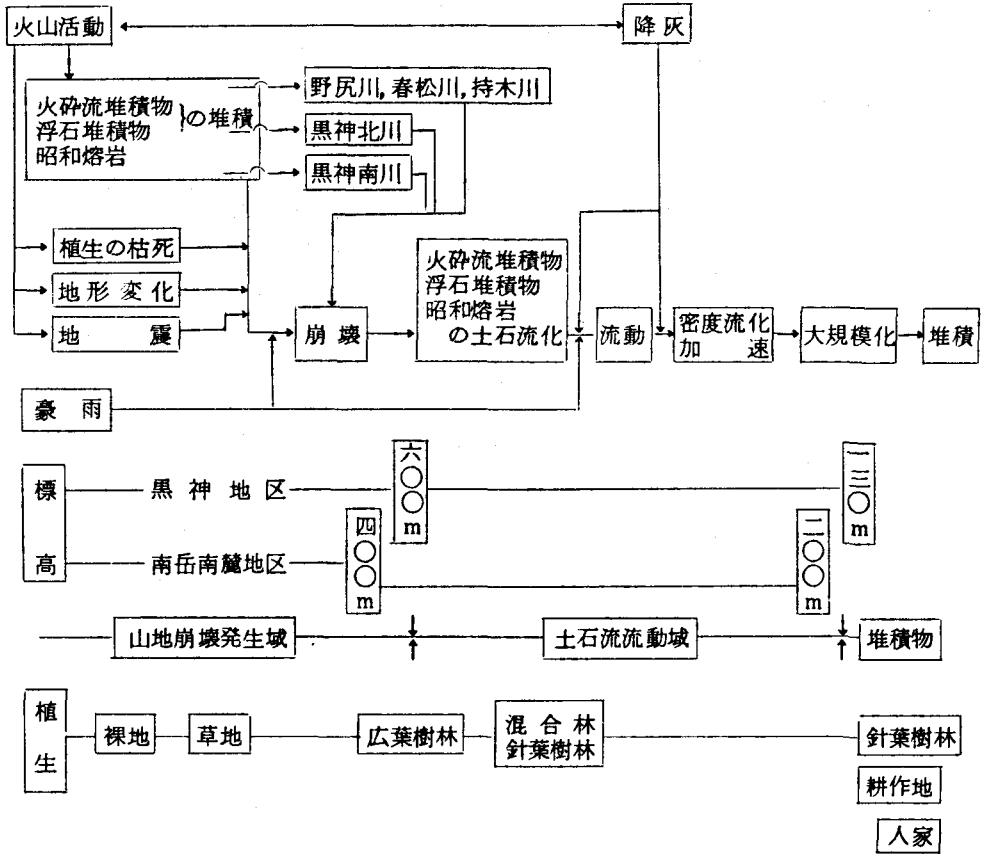
崩壊はすべて沢を中心にして発生している。沢頭、沢の側壁にほとんどの崩壊が発生しているが、尾根まで達している河川もある。

主な崩壊がけの発生する地形は、25～30°の傾斜をもつ地域である。これに対し、地形傾斜15°前後の標高の低い地域では、沢頭の崩壊がけは見当たらない。火砕流堆積物の分布する南岳南斜面での崩壊がけは、大きくみて、裸地と草地の境界付近から、草地、広葉樹林境界付近にかけて発生している。これは豪雨の際、裸地や草地での土壌侵食が、森林地帯のそれより大きなことに、主な原因がある。

（図-5）

崩壊した地層は、豪雨の際、土石流となって下流域へ運搬される。野尻川で代表される火砕流堆積物

表-4 自然環境-山地崩壊関連図



は、岩魂とともに、火山灰等細粒分を多量に含むため、水を含むと、“かゆ”状になり、流動性を増し、速度の早い土石流となり下流へ流出する。また、このかゆ状のものは、大量の岩魂を含むため、沢筋の地山を削り側方侵食を行いながら流下している。

土石流の流路となる沢の傾斜が急激にゆるくなる地形傾斜変換点で、土石流の堆積が始まっている。

現在、赤水、碓原、野尻地区などの集落が形成されているところは、同心円状等高線の分布からも推定されるよ

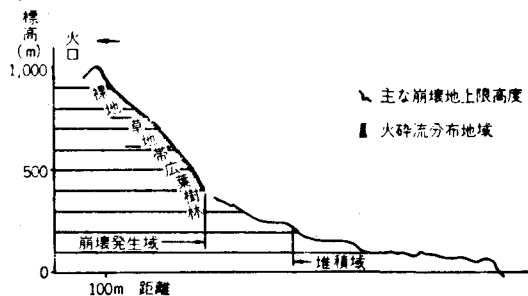


図-5 南岳南斜面崩壊図

うに、古い時代の野尻川が、幾度も首振り現象を繰り返しながら、堆積を重ねてきたもので、その幅はおよそ1 kmに及んでいる。

5. 崩壊土砂量

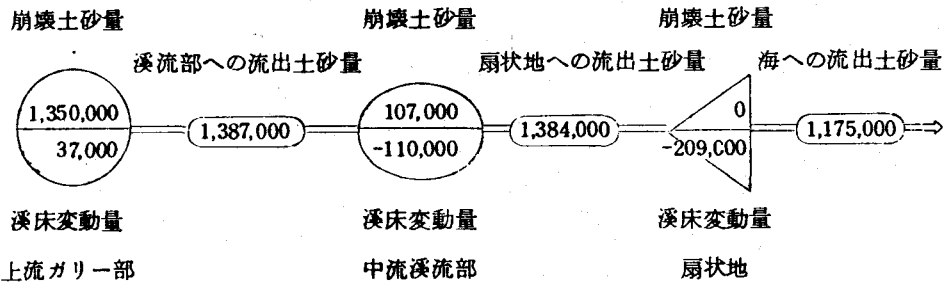
桜島における火山活動は、昭和47年以降次第に激化し、山腹崩壊現象が異状に進行している。土砂崩壊の実態を把握するために、航空写真を使って、火山活動が比較的穏やかであった昭和46年2月の撮影を基準として、最近、49年10月（3年7カ月間）までの河川別、年平均比流出土砂量を求めてみると、表－5に見られるように、全国有数の崩壊土砂量となっている。また、火山活動が崩壊に及ぼす影響を知るために、活動が小康状態を保ったと見なされる、36年3月から、46年2月までの10カ年間で、代表的河川である野尻川と黒神川について同様にを行い、両者の比較を行った結果では、火山活動の激化した最近3年7カ月の年平均比流出土砂量は、比較的静穏であった期間の2～3倍の速さで崩壊が進行していることがわかった。

表－5 河川別の年平均比流出土砂量

(単位：10 ³ m ³ /km ² 年)			
河 川 名	流域面積	S 49. 10～46. 2	S 46. 2～36. 3
野 尻 川	2. 99km ²	106. 2	35. 0
春 松 川	2. 09	21. 9	
持 木 川	1. 61	40. 3	
第二古里川	1. 40	4. 4	
第一古里川	0. 86	13. 5	
有 村 川	3. 65	17. 4	
第一黒神川	1. 63	135. 6	75. 0
第二黒神川	5. 25	53. 5	34. 0

また、表－6は、野尻川における最近3年7カ月間の土砂収支を模式化したものであるが、大部分のものが、河口まで流送されていることも判明した。

表－6 野尻川における土砂収支



6. 土石流発生と降雨特性

桜島における土石流の発生要件としては、降雨の程度、山腹崩壊の進行度、降灰の堆積状況等が、適度に組み合わせあって、ある一定の限度を超えると発生しているようである。

この地域の雨量資料は、鹿児島市天保山の气象台を除き、島内の雨量資料は乏しく、最近、地域特性を調査するために急拠設置されたものである。これらのうち観測期間、管理の程度を考慮し、島内の代表資料として、昭和49年9月設置された春田山（E L、400 m）の各種雨量資料を用いた。

有効雨量は、図-6に示すように扱うものとし、同時に1降雨の降り初めは、その前に約3時間以上降雨が中断することで定義した。

次に、各種雨量としては、「ある時刻」より「一定時間」内に降る雨量のことで、「一定時間」として10分、1時間、連続等とし、「ある時刻」を図-7のように考えた。

これらの定義を基に、昭和49年9月26日以降、土石流の発生が、検知線、ビデオカメラ、地震計により確認されたもの、および検知線切断水位まで達し得ないが、流水があったと推定されるものと、これらが全く不発生に終わったことが確認されるものとに大別して、各種雨量の相関を求めたものが図-8である。

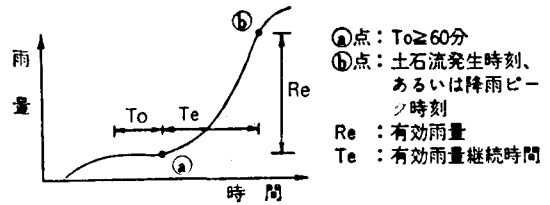


図-6 有効雨量

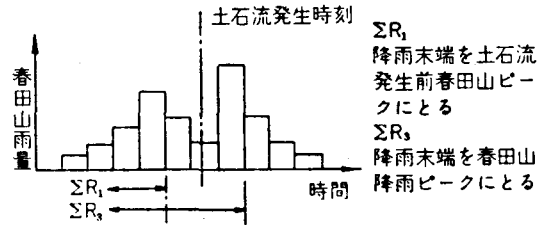


図-7 累加雨量の求め方

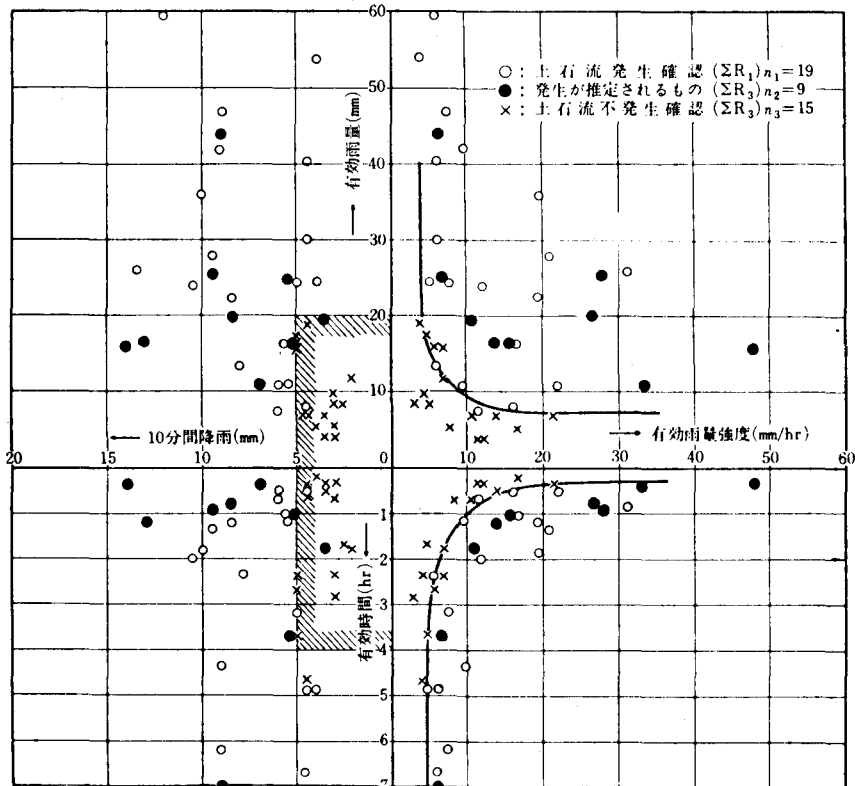


図-8 土石流発生・不発生降雨の各種雨量相関(野尻川)

この結果に、現地的な判断を加えて考察すると、

- ① 土石流の発生・不発生は交互に存在し、短期間に連続発生すると、しばらく休止するという周期性を有している。
- ② 有効雨量が7.5mm以下、または有効雨量強度が4mm以下ではほとんど発生が見られない。
- ③ 有効雨量が20mmを超えるか、または10分間雨量が5mmを超えると土石流が発生しやすくなる。特に降雨継続時間が1時間を超えると、10分間雨量が支配的要素をもつようになる。
- ④ 土石流を発生させる降雨と、不発生降雨との各種雨量諸元において、明瞭に一線を画することは難かしいが、重心的な差は認められ、土石流発生降雨が、すべての点に大きな数値を占めている。
- ⑤ いずれにしても、野尻川においては、かなりの小降雨でも土石流が発生しており、特異な現象を呈している。

7. 土石流の実態

桜島の15河川のうち、流出規模と発生頻度が最も高い野尻川を最重点に、7河川を対象として、土石流監視施設を設置している。(図-9、図-10)

昭和50年4月から現在までに、21洪水を、ビデオおよびメモモーションカメラで収録することができた。ここに示した4枚の組写真は、50年4月17日、野尻川流路工における土石流の動態であるが、通常、山津波と称されるように、段波として、一気に流出してくるもので、その前面には土石や岩塊が立ち並び、数トンの大塊を浮遊させながら瞬時に流下するという規模のものであった。

図-11は、このときの土石流の流体を時間経過ごとに採水し、分析したものであるが、流体

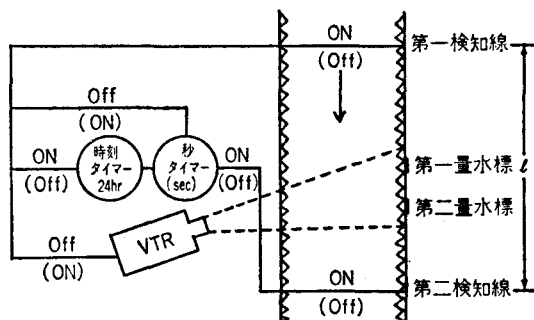


図-9 土石流監視施設概要図

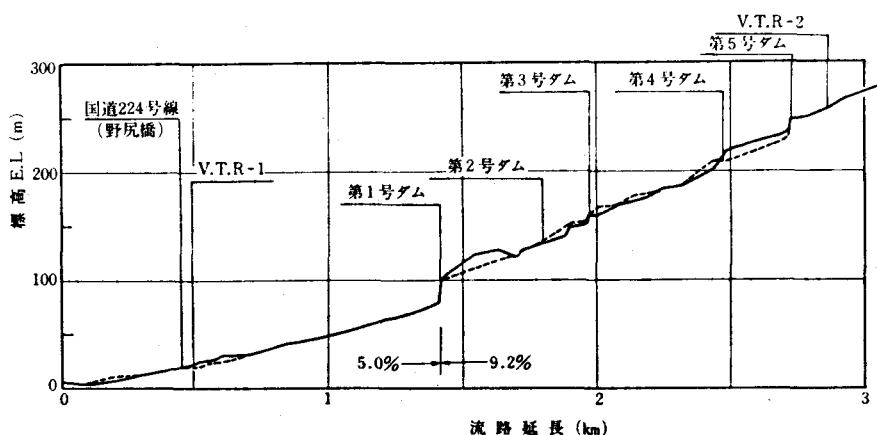
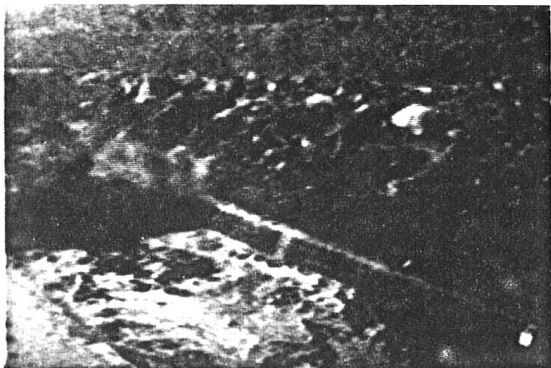


図-10 土石流監視施設設置カ所縦断面図(野尻川)

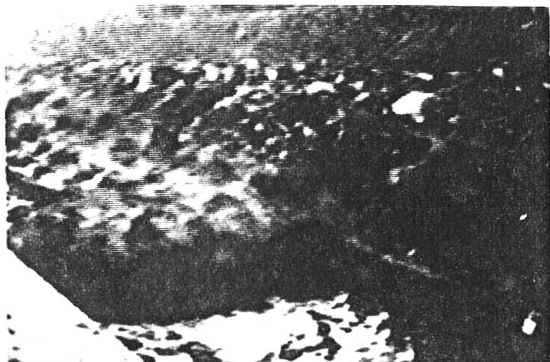
1-1 第1量水標通過の瞬間



1-3 第2量水標通過直前(2.2秒後)



1-2 第1量水標通過(1秒後)



1-4 第2量水標を通過した瞬間

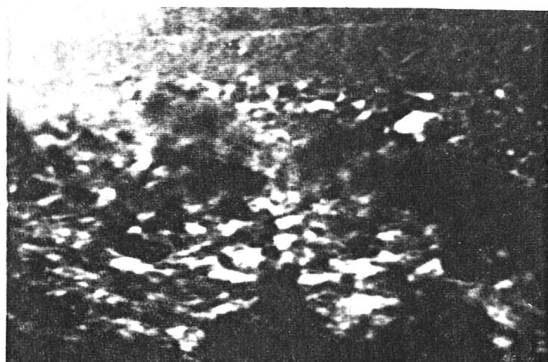


写真-1 土石流の動態(野尻川: S.50.4.17)

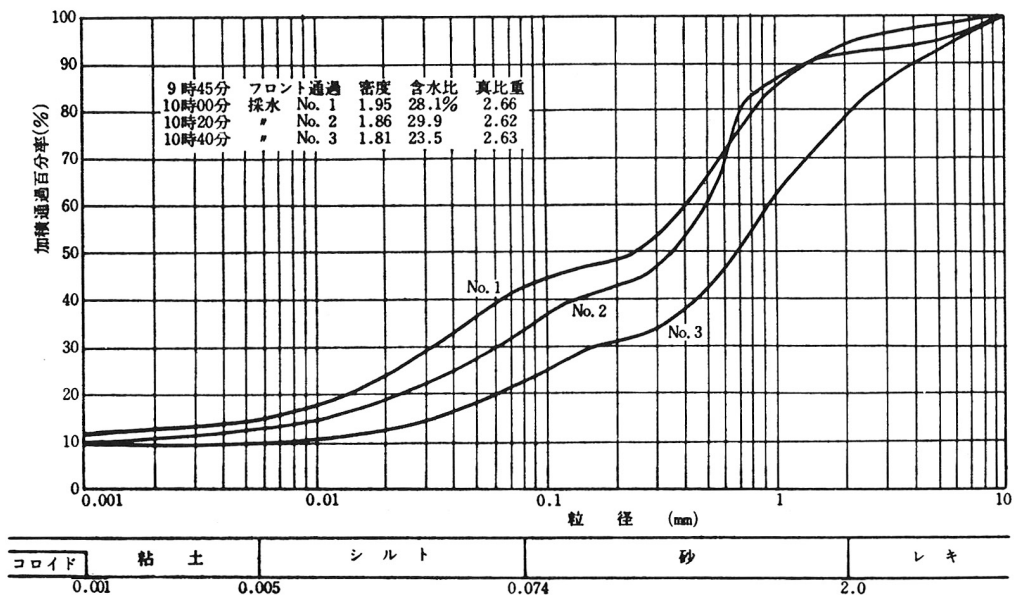


図-11 土石流採水の粒度組成 (S.50.4.17 野尻川)

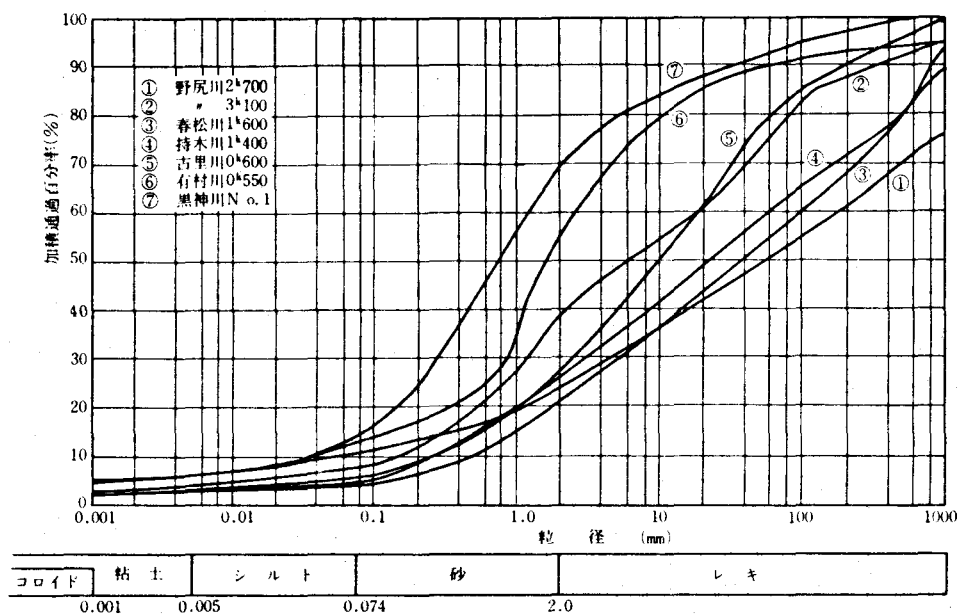


図-12 河床堆積物の粒度組成

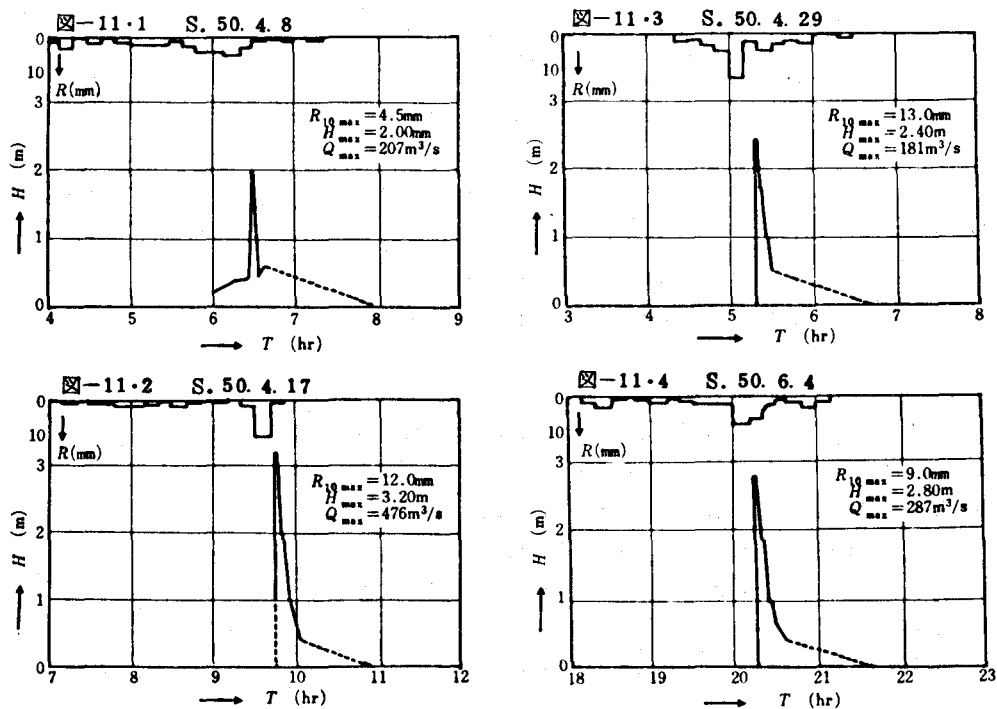


図-13 土石流ハイドログラフ(野尻川)

の密度は $1.8 \sim 1.9 \text{ g/cm}^3$ 、含有土砂の乾燥重量に対する含水比はおおよそ30%以下であった。

図-12は、各河川別のダム堆砂地内堆積物の粒度組成を示したものであるが、仮に、土石流がこのままの組成で流下するものとすれば、総体含水比は10~20%程度のきわめて僅少なものであったと推定される。

図-13は、野尻川における代表的な4洪水のハイドログラフを示したものである。

8. 土石流の速さ

これまで観測された資料から、降雨ピークと土石流到達までの時間を求め、土石流発生推定地点からVTR地点までの、土石流流下速度を計算し、広く使われている、ルヂーハの式から α を求めこれらの関係を表-7、図-14、図-15に示した。

表-7 土石流の速さ

河川名	年月日	時差 (分)	距離 (km)	流下速度 W (m/sec)	標高差 (m)	平均河床 勾配 I	α	ピーク流量 (m^3/sec)	流速 (m/sec)
野尻川	50・4・8	16	4.33	4.5	570	1/7.6	15	207	11.5
	4・17	10	"	7.2	"	"	24	476	13.6
	4・29	13	"	5.6	"	"	19	181	7.8
	6・4	9	"	8.0	"	"	27	287	10.0
	6・19	163	"	0.4	"	"	1.4	0.8	1.0
	6・20	23	"	3.1	"	"	11	4.5	2.8
	8・8	25	3.98	2.7	550	1/7.2	8.9	29.0	5.8
	9・5	28	"	2.4	"	"	7.9	9.8	2.8
	9・17	18	"	3.7	"	"	12		
	10・3	27	3.83	2.4	545	1/7.0	7.7	21.7	5.3
	10・7	18	"	3.5	"	"	11	59.5	7.0
	10・12	60	"	1.1	"	"	3.5	2.0	2.0
有村川	9・17	26	2.62	1.7	260	1/10.0	6.8	329	8.5
第二古里川	9・17	28	2.56	1.5	390	1/6.6	4.6	(64.5)	(15.0)
黒神川	9・9	26	0.78	0.5	255	1/3.1	1.0	9.2	1.7

これらの図表から、野尻川において次のような傾向がうかがわれる。

- ① 流量が大きいほど、流下速度は速い。
- ② 土石流流下速度とVTR地点速度は、おおむね比例している。
- ③ ルヂーハ式の適合性は、 $200 \text{ m}^3/\text{sec}$ 近傍で高い。

つまり、 $200 \text{ m}^3/\text{sec}$ 近傍では、土石流と一般洪水の流下速度はほぼ等しく、それ以上に流量が増えると、土石流のほうが速くなる。

- ④ したがって、計画流量時の土石流の流下速度は、およそ次式で表されるものと考えらるべきである。

$$W = (20 \sim 30) (H/L)^{0.6}$$

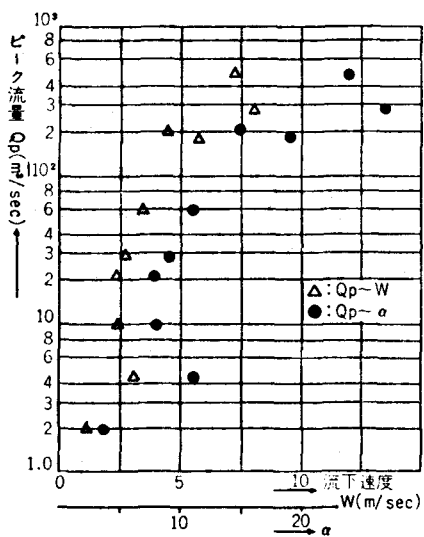


図-14 $Q_p \sim W, \alpha$

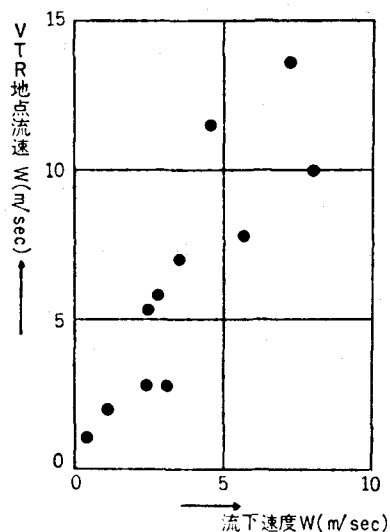


図-15 土石流流下速度～VTR地点流速

9. 土石流流量と雨量の関係

野尻川に発生した、およそ $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ 以上の土石流を対象に有効雨量、10分雨量、24時間雨量をとり、これらの値をピーク流量に対してプロットしたのが図-16であるが、なかでも有効雨量との関係が強く表われており、有効雨量が流量推定の重要な手がかりになることを示唆している。

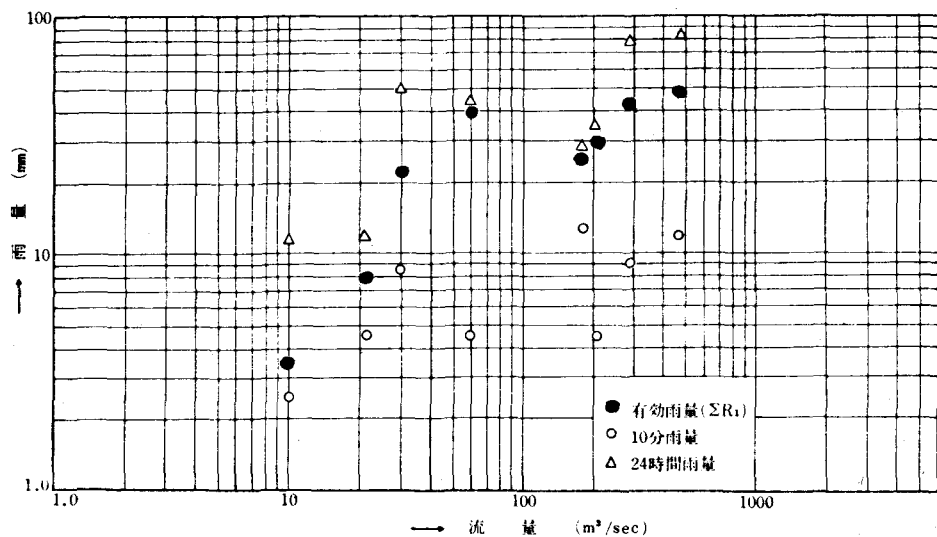


図-16 土石流のピーク流量と各種雨量との関係

お わ り に

桜島の砂防は、活火山の砂防という特異な存在であり、一言で表現すれば、土石流対策をいかにすべきかということに尽きる。

桜島のほとんどすべての河川で、規模の大小の差こそあれ、多少の降雨で頻発する土石流について、大要が少しずつ判明しかけてきたとはいうものの、火山活動で加速される山腹崩壊、降灰で裸地化が進む沢頭等、ほとんど無限ともいえる生産土砂の定量的解析、土砂流発生の機構、更にはもっと進んだ実体の究明等、今後に残された未知な問題が数多く残されている。