

45 桜島における超音波式水位計による土石流観測

鹿児島大学農学部 ○地頭菌 隆・下川 悦郎・徳永 博

1. まえがき

桜島の上腹部は、火山活動に伴う火山灰や火山ガスにより森林植生が破壊され、荒廃が著しい。土壌浸透能の極端な低下により増大した表面流は山体を激しく侵食し、深く刻まれた溪流ではわずかな雨で土石流が頻繁に発生している。桜島北岳山体で発生する土石流の発生・流出特性を明らかにする目的で、1980年からワイヤーセンサーとビデオカメラを組み合わせた観測装置により土石流を観測している。この方式ではワイヤーセンサーの切断から張り替えまでに発生した土石流や夜間に発生した土石流の画像を得ることができない。またワイヤーセンサーが切断されない小規模な土石流あるいは土砂流のデータも得られなかった。1991年、活火山流域の流出特性を詳細に検討する目的で、土砂礫を含む流れの水位観測が可能な超音波式水位計を桜島北岳山体に設置した。ここでは、その観測結果について報告する。

2. 観測位置と観測方法

超音波式水位計の設置位置は桜島北岳山体で、ビデオカメラにより土石流観測を行っている溪流のひとつである西道川の下流（流域面積1.433km²）である（図-1）。水位計は、図-2に示されように、底面幅10mのコンクリート三面張り水路に取り付けた。超音波式水位計は、送受波器から発射された超音波が水面で反射してくる時間を測定し水面を検出する非接触型の水位計であり、フロート式や水圧式等の水位計では観測が困難な土石や土砂を含む流れの水位観測も可能である。降雨は流域の中腹部の標高350m地点（第二上西道橋）で観測している（図-1）。

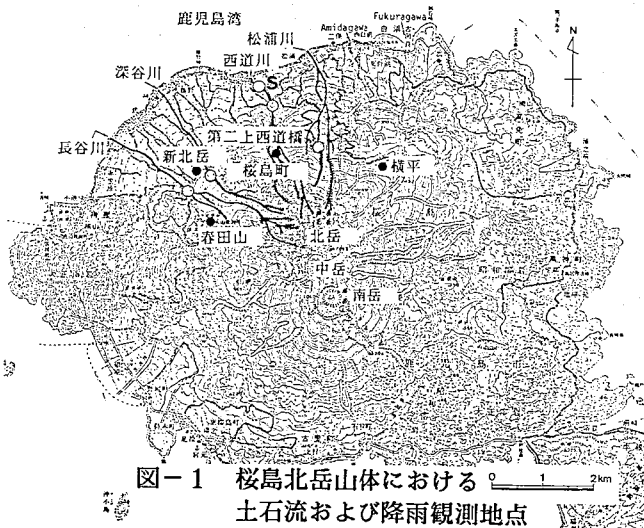


図-1 桜島北岳山体における土石流および降雨観測地点
○土石流観測地点
●降雨観測地点
S：超音波式水位計

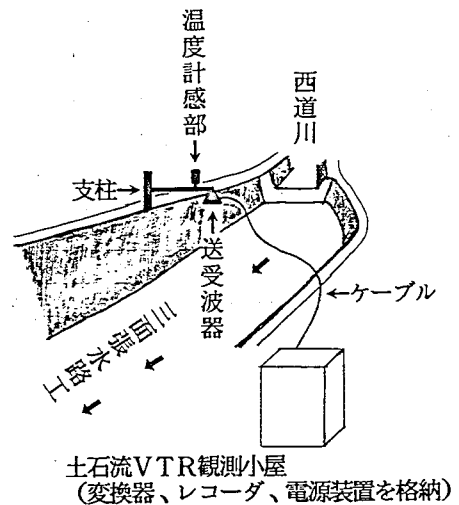


図-2 超音波式水位計の設置状況

3. ピーク流量と総流出量

超音波式水位計による観測を開始した1991年5月から12月までの8カ月間に土石流が14回、土石流に至らない小規模な出水（以下、出水という）が21回観測された。桜島北岳山体におけるビデオカメラによるこれまでの土石流観測によると、北岳山体で発生する土石流はほとんどが泥流タイプであり、1991年5～12月間に発生した14個の土石流もすべて泥流タイプと思われる。

図-3は、1991年5～12月間に超音波式水位計により観測された土石流および出水の総流出量 Q_T とピーク流量 Q_P の関係を土石流は●印、それ以外の出水は○印で示したものである。図中の実線は最小自乗法で求めたそれぞれの回帰曲線であり、回帰式は次式で表された。

土石流： $Q_T = 4463 \times Q_P^{0.737}$ ($r=0.71$)

出水： $Q_T = 2523 \times Q_P^{1.118}$ ($r=0.85$)

相関係数 r は両者とも危険率1%で高度に有意であった。土石流および土石流に至らない小規模な土砂流などの出水とも Q_P が大きくなると Q_T も増大する傾向にあるが、両者の関係には違いがみられる。

4. 流出率

土石流および出水の総流出量 Q_T と流出終了までの一連続降雨の累加雨量 ΣR_T に集水面積 A を乗じた値 $A \cdot \Sigma R_T$ との比 F を土石流および出水の流出率と呼ぶことにする。

図-4は、土石流（●印）およびそれ以外の出水（○印）の流出率 F とピーク流量 Q_P の関係を示したものである。 F は Q_P の増加に伴って増大している。また、土石流は、それ以外の出水より流出率 F の値が大きい。1991年5～12月間に観測された土石流

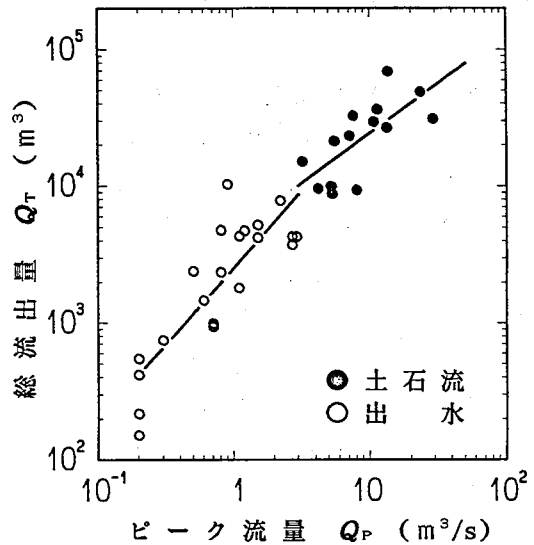


図-3 総流出量 Q_T とピーク流量 Q_P の関係

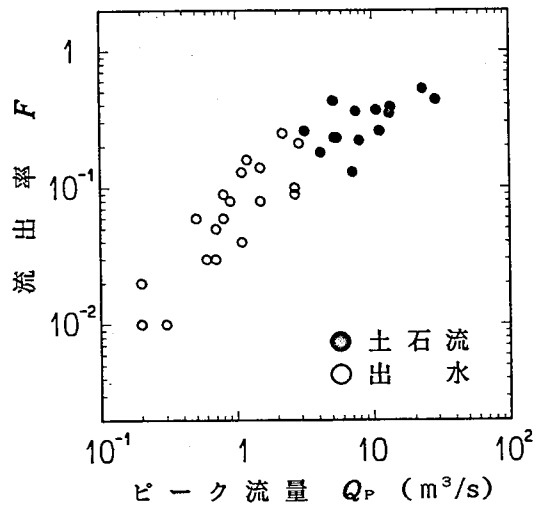


図-4 流出率 F とピーク流量 Q_P の関係

14個の F は0.13~0.53の範囲にあり平均0.31、出水21個の F は0.01~0.25の範囲にあり平均0.08であった。

5. ピーク流量および総流出量と降雨

図-5は、1991年5~12月間に観測された超音波式水位計による土石流(●印)およびそれ以外の出水(○印)のピーク流量 Q_P と最大10分間雨量 R_{10P} の関係を示したものである。また、図-6は、それぞれの総流出量 Q_T と累加雨量 ΣR_T の関係を示したものである。図-5および図-6によると、土石流(●印)は、それ以外の出水(○印)に比べて降雨量との対応がよく、降雨量の増加に伴ってピーク流量や総流出量が増加する傾向が明瞭である。これは、桜島における土石流の発生が表面流に起因していることを意味している。すなわち、火山灰の堆積により浸透能が低下した流域全体で表面流が発生し、山腹の火山灰を侵食しながら溪流へ集中した結果土石流が起こっている。一方、土石流に至らない小規模な出水の場合、流域で発生した表面流の一部が溪流に達して流下し、残りの雨水は山腹斜面や山腹のルル・ガリー内で浸透しているものと思われる。その結果、出水のピーク流量や総流出量は降雨量との対応が不明瞭となっている。このような土石流とそれ以外の小規模な出水の間の降雨量に対する相違は前述した流出率の大きさの違いにも現れている。

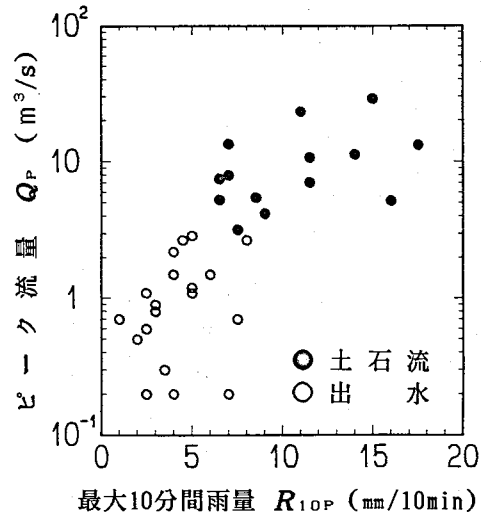


図-5 ピーク流量 Q_P と最大10分間雨量 R_{10P} の関係

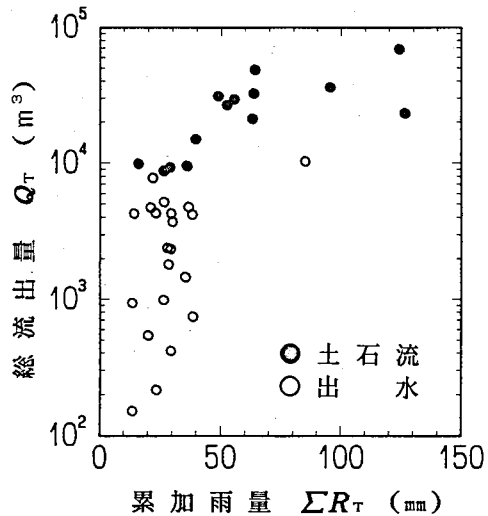


図-6 総流出量 Q_T と累加雨量 ΣR_T の関係

6. 流出土砂量

超音波式水位計は、土石流だけでなく土石流に至らない小規模な出水も観測でき、流域からのすべての流出量を求めることが可能である。1991年5月～12月間に観測された土石流14個および出水21個のそれぞれの流出量の合計は $371 \times 10^3 \text{ m}^3$ および $66 \times 10^3 \text{ m}^3$ である。1991年の観測では土石流および出水の含砂率の実測値が得られなかったが、土石流はすべて泥流タイプであり、含砂率はそれほど高くなかったものと思われる。仮に、土石流の含砂率を30%、出水の含砂率を10%とすると、1991年5月～12月の8カ月間における西道川流域からの流出土砂量は $118 \times 10^3 \text{ m}^3$ 、比流出土砂量に換算して $82 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{km}^2$ となる。

7. 水収支

1991年5月～12月間に観測された土石流および出水の流出量の合計値 $437 \times 10^3 \text{ m}^3$ から前項で求めた土砂量を差し引いた値 $319 \times 10^3 \text{ m}^3$ は雨水の流出量（流出高に換算して223mm）である。1991年5月～12月間の降雨量は1893mmであった。したがって、雨水の流出率は11.8%となり、一般山地に比べてかなり低い値を示している。南九州における年蒸発散量は900～1000mmであることから、桜島の西道川流域においては多量の雨水が深層透過量となっている。桜島の山腹斜面は浸透能の極端な低下により表面流が発生しやすくその一部は溪流に達し土石流となっているが、残りの表面流は山腹斜面や山腹のリル・ガリー内から多量に地下部へ浸透している。これは、桜島が成層火山であり軽石などの透水層と溶岩等の溶結した層の互層からなり地下部には空隙が多く、また溶結層には急激な冷却に伴う割れ目が存在していることなどに関係し、一端地下部へ浸透した雨水は深層まで透過しそのまま直接海中へ流出しているものと思われる。

8. おわりに

桜島北岳山体で行っているワイヤーセンサーとビデオカメラによる土石流観測に加えて超音波式水位計による土石流観測を開始した。超音波式水位計による観測方式では土石流やそれ以外の出水を連続的に観測でき、また小規模な土石流あるいは土砂流などのデータも得ることができる。今後、土砂濃度の観測も含めて観測データを蓄積し、活火山流域からの生産土砂量や活火山の水収支の解明を行いたい。

末筆ではあるが、超音波式水位計や雨量計の設置においては熊本営林局鹿児島営林署のご協力を得た。ここに記して謝意を表します。