

雲仙水無川における土石流の現地計測とその特性

Flow Behaviour of Debris Flows in the Mizunashi River, Mount Unzendake

平野宗夫*・橋本晴行**・村上浩史***

By Muneo HIRANO, Haruyuki HASHIMOTO and Kouji MURAKAMI

Between June and August, 1992 field measurements of debris flows were obtained at the Mizunashi River, Mt. Unzendake. The instrumented study site was a most downstream reach of the Mizunashi River, which is 25.1m wide and have an average slope of about 2°. Radio current - meter, ultrasonic water level gauge and hand sampling of flows were used to obtain surface velocity, depth and compositional data for the several debris flows.

Sediments in the debris flows were silt, while deposits from the debris flows on the study site were very coarse sand.

Sediment concentration for the debris flows ranged from 6.3 to 13.5 percent by volume. Nondimensional surface velocity u_s/u_{*c} ranged from 3 to 20.

On the basis of these results, the volume of sediment runoff was estimated for the debris flows.

Keywords : Mount Unzendake, the Mizunashi River, debris flow, mud flow, hyperconcentrated flow

1. 緒言

雲仙普賢岳は1990年11月の噴火以来、約2年を経過するが、今なお、火砕流を頻発させるなど活発な活動を続け、その周辺には約1億 m^3 もの土砂を堆積させている¹⁾。その結果、水無川では1991年5月以来比較的わずかな降雨でも土石流が発生し、下流の住宅密集地では氾濫・堆積を繰り返している。そのため水無川の土石流を実測し、その特性や規模を明らかにすることが、防災対策上必要となっている。

土石流の現地計測は、我が国では焼岳や桜島において、外国ではインドネシアのメラピ火山や中国雲南省の蔣家溝などで実施されている^{2), 3), 4)}。これらはビデオ計測が主であるが、電磁波流速計や超音波水位計などの非接触による計測法も焼岳などにおいて併用されている。しかしながら、雲仙水無川においては放送局などによるビデオ撮影のみであり、土石流の特性やハイドログラフを把握するまでには至っていない。

著者らは、1991年7月以来湯江川や中尾川など雲仙岳周辺の河川で超音波水位計と電波流速計から成る計測システムを設置し、土石流の計測を試みてきた。さらに、1992年6月には水無川の大南橋においても同様な計測システムを設置した。それ以来、1992年8月8日発生の土石流によりセンサーが破損するまで計測を続けた。このような計測と同時に小規模な土石流については採水を行うとともに、規模の大きな土石流については、その直後に踏査を行い、堆積土砂のサンプリングなども行った。

*	正会員	工博	九州大学教授	工学部水工土木学科	(〒812 福岡市東区箱崎6-10-1)
**	正会員	工博	九州大学助教授	工学部水工土木学科	(同 上)
***	学生員		九州大学大学院	工学研究科	(同 上)

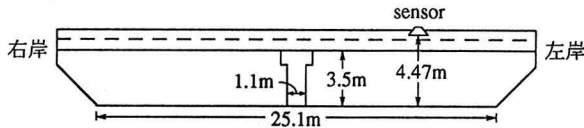


図-3 大南橋における水無川の横断面図

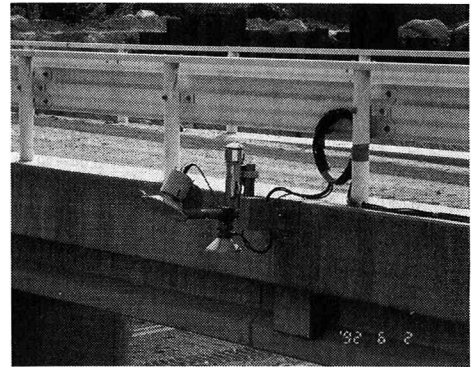


写真-3 大南橋に設置された流速計と水位計のセンサー

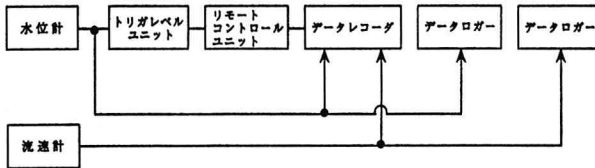


図-4 測定データの収録システム

して電波流速計（横河ウエザック(株)製）をそれぞれ用いた（写真-3）。前者は0.2秒毎に測定が行われ、2秒間の平均値が変換器より出力されるようになっている。測定範囲は0～10mである。後者は1秒間の平均値が出力され、測定範囲は0.5～10m/sである。

さて、収録は図-4のようなシステムによって行った。すなわちデータを連続的に収録するデータレコーダとある時間間隔で収録するデータロガーを並列に接続した。前者は、トリガレベルユニットを介して水位がある閾値を越えたときに記録を自動的に開始し、後者は常時収録を行うように工夫した。この記録方式により、大南橋を通過する流れは洩れなく記録することができた。

計測は1992年6月2日より開始し、1992年8月8日の大規模な土石流により、センサーが破損するまで続行した。その間データロガーは、7月4日までは10秒毎に、それ以降は30秒毎に収録を行った。

4. 計測結果と考察

4・1 土石流および堆積土砂の粒度特性

図-5は、採取した土石流(a, b, c)、河道堆積土砂(d, e, g, h, i, j)および氾濫堆積土砂(f, k)の粒度分布を示す。ここに、土石流は橋の上からバケツを用いて採取したもので、いずれも減水期の採取である。aは著者らにより、b, cは読売新聞記者川路芳也氏の採取である。採取位置は図-1に、採取日は図-5のタイトル中にそれぞれ示す。土石流は表面部分が採取されたためか、いずれもシルトであるのに対して、堆積土砂は概して $d_{50}=1\text{mm}\sim 2\text{mm}$ の極粗砂で、シルトや粘土の成分はごくわずかしが含まれていない。また採取地点では、さらに粗粒の成分も観察され、6月26日には細礫～大礫が点在し、さらに大規模な土石流通過後の8月9日、14日では巨礫などが多く観察された。特に、h, iの採取地点では巨礫が多く堆積しており、採取は巨礫間のマトリクス部分について行ったものである。

以上のことから、主として、a, b, cのような微細土砂成分は堆積することなく海へ流出し、d～kのような粗粒成分は河道区間[IV]に堆積したものと考えられる。

4・2 流砂濃度

図-6,7は河床材料として種々の粒径の材料を用いて水路実験を行い、流砂濃度を調べた結果である。粗粒な材料を用いた場合

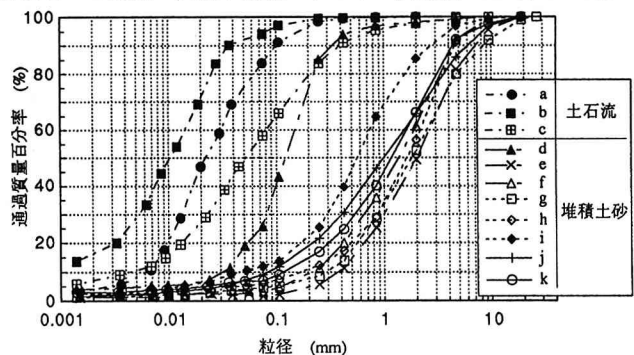


図-5 土石流および堆積土砂の粒度分布
(a : 1992年5月8日, b : 6月7日, c : 6月23日,
d : 6月26日, e : 6月26日, f : 6月26日, g : 8月9日,
h : 8月9日, i : 8月9日, j : 8月14日, k : 8月14日)

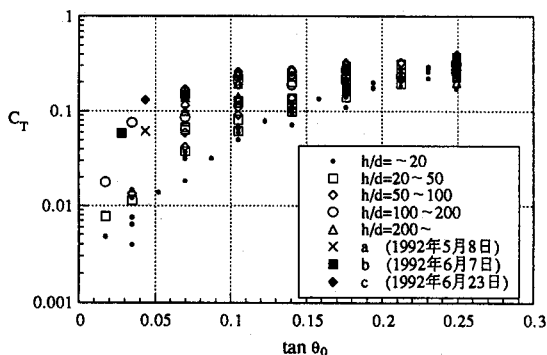


図-6 流砂濃度と水路勾配との関係

即ち相対水深 h/d が小さい、ある限定された条件の下では、流れは掃流状集合流動として取り扱われ流砂濃度 C_T は土石流の場合と同様に水路勾配によって決定される⁵⁾。一方、微細砂を用いた場合即ち相対水深 h/d が大きい場合については、流砂濃度の特性はまだ明らかではない。浮流の形態として流れているものとする、浮遊の指標である w_0/u (w_0 : 粒子沈降速度、 u : 摩擦速度) と水路勾配の関数と考えられる。さらに、 w_0/u は大略相対水深と水路勾配の関数と考え、結果的には C_T は水路勾配と相対水深でもって決定することができよう。

図-6は、 h/d をパラメーターとして C_T と $\tan \theta_0$ との関係を、図-7は θ_0 をパラメーターとして C_T と h/d との関係を示したものである。ここに、 h/d が小さい場合に発生する掃流状集合流動の領域における結果⁵⁾ も合わせて示した。上述の考えが妥当であることが分かる。

さて、1992年5月8日、6月7日、6月23日にそれぞれ採取された土石流の濃度が図-6に示される。相対水深 $h/d > 100$ の流れに相当することが分かる。これは図-5に示すように、採取された試料がシルトのような微細な材料であったことから推定される。

4・3 表面流速、水位、流量の特性

図-8は、1例として1992年6月7日発生の土石流についての計測結果と降雨状況を示す。ここに、 u_s は表面流速、 H は水位、 Q は流量で

$$Q = B\alpha u_s(H-z) \quad (1)$$

として求めた。 $B = 25.1\text{m}$ 、 α は表面流速を平均流速に変換するための係数で、後述の実験から $\alpha = 0.7$ とした。河床 z は、土石流通過前後の $u_s = 0$

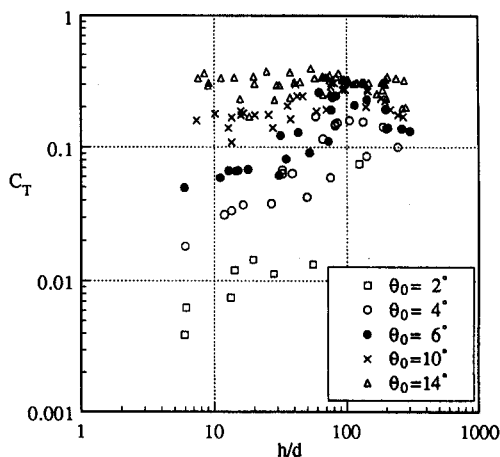


図-7 流砂濃度と相対水深との関係

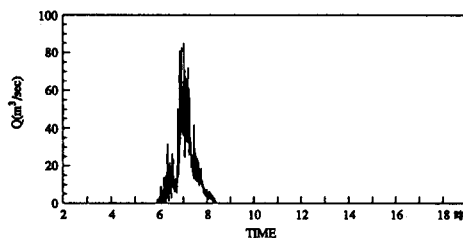
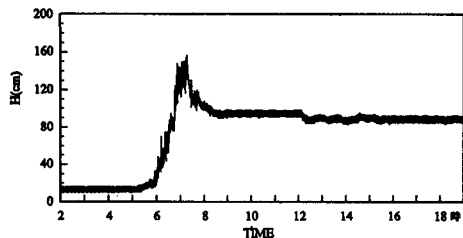
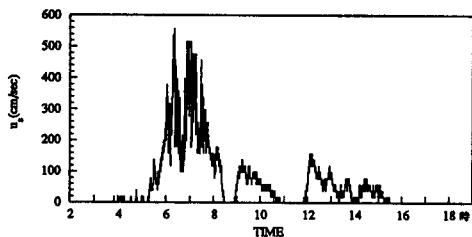
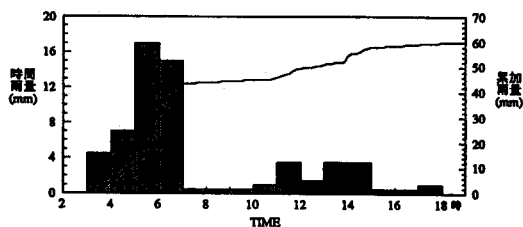


図-8 1992年6月7日発生の土石流と降雨の波形

の時点における水位を河床とみなし、その間は直線で補間した。

雨は3時から降り始めて、5時～6時に時間最大雨量22.5 mmを記録し、総雨量は60 mmであった。降り始めてから4時間で総雨量の70%が集中した。

このような降雨に対して、電波流速計は5時18分頃から明瞭な反応を示し始め、6時20分に最大流速 $u_s = 560$ cm/s を記録した。一方、水位 H は5時

45分頃から急激に増加し、7時16分に最高水位 $H = 157$ cm を記録した。その後8時27分頃 $u_s = 0$ となり、水位も $H = 95$ cm の定常な値を示した。その結果約80 cm程度の河床上昇を生じた。流量 Q は7時2分にピーク流量 $Q = 85$ m³/sを示し、総流出量は $\int Q dt = 156,000$ m³ であった。

図-9 (a),(b),(c),(d)は実測された土石流の表面流速の無次元量 u_s/u_* と水深 h との関係を示している。ここに u_* は摩擦速度で $u_* = \sqrt{gh \sin \theta_0}$ として求めた。同図-(a),(b)の土石流は規模が小さく、その通過前後における河床変化は小さい。そのため通過前後における河床高の平均値を通過時の河床とした。一方、同図-(c),(d)は、土石流通過後急激な河床上昇を生じた。この場合の河床は通過前後における河床高を用いてその間を直線近似した。

流速計の測定範囲は約0.5 m/s以上であるから、 $h = 10$ cmにおいて $u_s/u_* \leq 3$ ではよい精度が得られない。また、河床高の問題などから水深の小さい場合は十分な精度が得られないであろう。これらのことを考慮すると、無次元表面流速は、バラツキが大きいものの、

$$\frac{u_s}{u_*} = 3 \sim 20$$

(2)

となっている。現地は大礫、巨礫などが混合して流れており、流況は極めて複雑である。この程度のバラツキは当然であろう。 h の増加とともに無次元表面流速が減少しているのは、土石流中の土砂濃度の増加や輸送土砂の粒径の増大に起因するものと考えられる。これは4.1で述べたように、大規模な土石流ほど堆積土砂の粒径が大きくなっていることから推定される。

一方、室内実験によって表面流速の無次元量と相対水深との関係を調べた結果が図-10である。また図-11は流速係数と相対水深との関係を調べたものである⁶⁾。いずれも相対水深とともに増加しているが、勾配や流砂濃度に対してはそれらは減少している。この実験の範囲内では大略

$$\frac{u_s}{u_*} = 10 \sim 15, \quad \frac{\bar{u}}{u_*} = 5 \sim 15, \quad \frac{\bar{u}}{u_s} = 0.4 \sim 0.9$$

(3)

となっている。

図-9の現地計測の結果は、若干小さいものの式(3)の値と概ね同程度であることが分かる。

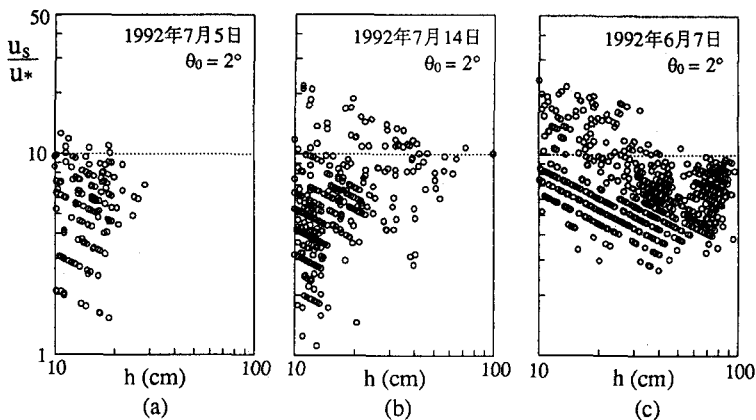


図-9 表面流速の無次元量と水深との関係

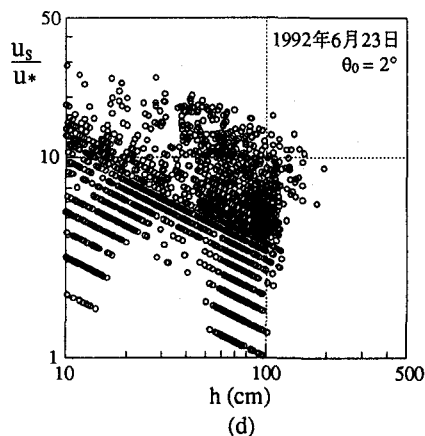


図-9 表面流速の無次元量と水深との関係

4・4 流出土砂量

4・1において、勾配 $\theta_0 \approx 3^\circ$ の河道区間 [III] を流下した土石流 (図-2)は勾配 $\theta_0 \approx 2^\circ$ の区間 [IV] において粗粒成分を全て堆積させ、シルトなどの微細成分は海へ流出したものと推定されている。粗粒成分の流砂濃度 C_{cs} と図-8に示したハイドログラフを用いると、河道区間 [IV] に堆積した土砂量 V_s を次式のように求めることができる。

$$V_s = \int C_{cs} Q dt \quad (4)$$

まず C_{cs} は、勾配 $\theta_0 \approx 3^\circ$ の河道区間 [III] における平衡状態の砂礫濃度と考えられる。砂礫間隙中の微細土砂濃度 C_f' は明らかではないが、図-6の測定値を参考にして $C_f' \approx 0.1$ とおく。その結果泥水比重 $\rho'/\rho = C_f' \sigma / \rho + 1 - C_f' = 1.16$ となる。この泥水が粗粒土砂を輸送したものとすると⁷⁾、次式⁸⁾

$$C_{cs} = \frac{\rho' \tan \theta_0}{(\sigma - \rho')(\tan \phi - \tan \theta_0)} \quad (5)$$

により、 $C_{cs} = 0.054$ と求まる。ここに $\tan \phi = 0.83$ 、 $\sigma/\rho = 2.6$ とした。これを用いて計算した結果と、長崎県による河道掘削土量との比較を行ったのが表-1である。ここに堆積土砂濃度 $C_s = 0.75$ とした。水面幅 B や水深の評価などいくつかの問題点があるものの、上記の推定値はほぼ妥当であることが分かる。

5. 結語

以上、水無川において1992年6月から同年8月まで土石流の現地計測を行い、流砂濃度や流速係数について、室内での実験結果と比較し、検討を行った。これを基に流出土砂量を評価し、この算定がほぼ妥当であることが分かった。

本研究を行うにあたり、長崎県島原振興局には観測小屋を使用させていただいた。読売新聞記者川路芳也氏には貴重な土石流採取資料の提供を、気象庁雲仙岳測候所には雨量資料の提供を受けた。九州大学工学部柴田敏彦技官には計測システム構築において、また本学部生河野通斉氏にはデータ整理などにおいて多くの助力を受けた。また、本研究は一部文部省科学研究費総合研究 (A) 「雲仙における土石流・火砕流の調査研究」 (代表者 九州大学教授 平野宗夫) の補助を受けた。ここに深甚なる謝意を表します。

参考文献

- 1) 池谷浩・石川芳治：1992年8月雲仙普賢岳に発生した土石流 (速報), 新砂防vol.45, No.3, 1992.
- 2) 諏訪浩・奥西一夫：土石流の流動特性・材料特性と規模, 京都大学防災研究所年報, 33号B-1, 1990.
- 3) 芦田和男・沢田豊明：山地流域における出水と土砂流出 (20), 京都大学防災研究所年報, 34号B-2, 1991.
- 4) 建設省大隅工事事務所：桜島の土石流, 砂防広報センター, 1988.
- 5) 橋本晴行・椿東一郎・平野宗夫：土砂の掃流状集合流動について, 第30回水理講演会論文集, 1986.
- 6) 平野宗夫・橋本晴行・福富章・田熊幸二・バルー・ムハマド・サレー：開水路における高濃度流の無次元パラメータ, 水工学論文集, 第36巻, 1992.
- 7) 平野宗夫・橋本晴行・峯敏雄・福富章・バルー・ムハマド・サレー：高濃度の泥水によって発生する土石流の特性, 水工学論文集, 第35巻, 1991.
- 8) 高橋保：土石流の発生と流動に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第20号B-2, 1977.

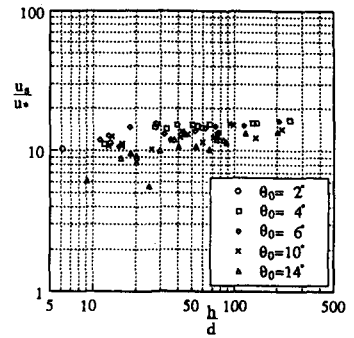


図-10 表面流速の無次元量と水深との関係

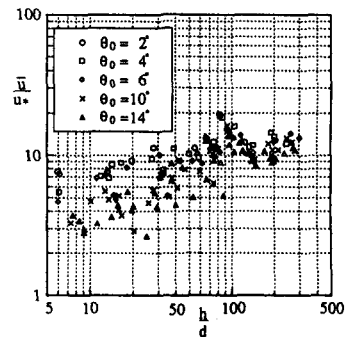


図-11 流速係数と相対水深との関係

表-1 土石流による堆砂量

	式 (4)	長崎県
1992年6月7日	11,000m ³	15,000m ³
1992年6月23日	62,000m ³	68,000m ³