

1 はじめに

桜島の諸河川では土石流通過後著しい河床低下の起こるのが認められる。これまでの現地観測により、土石流の表面流速¹⁾や堆積構造²⁾等現実的な観点からの検討もかなり進んできている。また模型実験的には流動中の土石流の様子もかなり明らかにされてきている³⁾。しかし実際の溪流における土石流の流動中の内部機構についてはほとんど解明のメスが入られていない。これらのことを考慮してここでは現地桜島野尻川の土石流の河床低下機構を解明すべく、流下域において土石流河床せん断変位開始時間の観測を試みた。1982年度と1985年度の2年間の観測により得られた若干の結果につき述べる。

2 観測地点の河床状況

1982年度の観測装置は野尻川7号ダム上流約100mの地点に設置した。このときの河床縦断勾配は 4° 、河床幅は3.3mであった。なお左岸側壁は岩盤面から成っていたが、右岸側は3段から成る土石流段丘を形成していた。1985年度の観測装置は4号ダム下流約200mの地点に設置した。設置時の河床縦断勾配は $3.5^{\circ}\sim 4^{\circ}$ 、河床幅は約7mで、左岸側は3段、右岸側は2段から成る土石流段丘を形成していた。

3 観測方法および結果

1982年度の観測については図-1に示すように、河床堆積物層内に30cmごとの深さにブロックを埋設し、このブロックに観測ボックス内からの電気時計のコードを取付けたものである。すなわち土石流がこのブロック設置地点に到達すると、まず地表面のブロックが押し流され同ブロックに接続してある時計が停止する。つぎに地表面下30cmのブロックが押し流され、これに相当する時計が停止する。以下順次地表面下へとこの現象が進んでいく。したがって各時計の停止時刻を読み取れば、土石流フロント通過後どれくらいの時間でその深さの層が移動(せん断変位)したかを知ることができる。

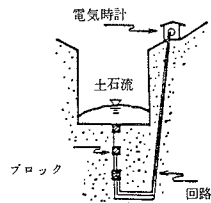


図-1 1982年度観測図

図-2は1985年度の観測の概略図である。同装置は土石流の到達をキャッチする検知部、土砂移動開始をキャッチするセンサー部と、この応力を取り出す動ひずみ計、これを記録する記録計の各部から成る。これは河床堆積物のある層においてせん断変位が起こればこれに伴って応力センサーが反応することを利用して、計測できるようにしたものである。すなわち土石流の段波フロント部が検知線を通過するとき、これが切断され、この検知線の回路内に挿入されたリレースイッチにより、動ひずみ計および記録計が自動的に作動するようにしたものである。検知装置および記録装置には12Vバッテリー

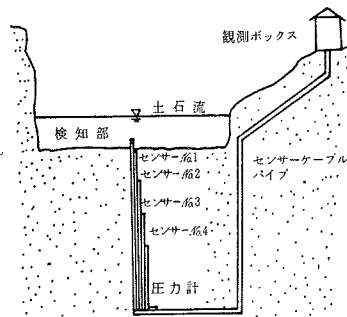


図-2 1985年度観測図

一を、動ひずみ計には3Vバッテリーを用いた。記録計には電磁オシログラフ型を使用し、記録紙幅は92mm、長さは29m、紙送り速度は0.25cm/secである。

1982年度の観測装置の設置は9月と1983年3月の2回であり、1985年度は8月と10月の2回であった。1982年度については前述のように地表面から深さ30cmごとに3個のブロックを設置し、これらのブロックに接続した電気コードはいずれも120cmの深さに埋めて河床を横断させ、左岸脚部の岩盤窪み背後から地表面に立上らせた後観測ボックスまで導いた。1985年度の場合は地表面から20cmごとに4個の応力センサーと、さらに80cmの位置に1個の圧力計を設置した。ここで各センサーケーブルはすべて河床表面下80cmの位置まで下げ、ここから地表面とほぼ平行に河床を横断させて観測ボックスまで導いた。検知線には常時電流を流しておき、またバッテリー交換時に動ひずみ計および記録計等のGAIN調整と動ひずみ計のRCバランス調整を行うようにした。なお動ひずみ計および記録計のスイッチは常時はOFF状態になるようにしてある。

表-1 1982年度河床せん断変位観測結果

発生年月日	1982. 11. 29	1983. 3. 2
観測時刻	18時4分	7時24分
流速	4.91(m/sec)	-
河床低下量	2.3m	1.0m
ブロック位置 (cm)	変位開始ズレ 時間 (min)	変位開始ズレ 時間 (min)
＃1(-0cm)	0	0
＃2(-30cm)	40	-
＃3(-60cm)	-	83

表-1は1982年度の観測結果であり、同表においてせん断変位開始時間は地表面のブロックによる回路切断時刻(時計の停止時刻)を0として、各深さの回路切断までの時間差で示した。図-3は1985年12月5日の記録結果であり、表-2は1985年度の観測結果をまとめたものである。同表の8月の土石流については台風による激しい風雨のため、ボックス内の湿度が著しく高くなり、記録紙が湿気を含んで膨潤し、紙送りスリットに記録紙が詰まってモーターの作動が行われず、観測値は得られなかった。また12月の観測値については規模が小さく、建設省の土石流発生記録にはない。ただ本観測装置では地表面に検知装置を設けているため、極めて小規模の流れでもキャッチしてしまう。同流出が土石流であったかどうかの明瞭な判断はできないが、若干の河床低下が起こっていることは明らかであり、単なる流水の掃流作用ではなく、河床低下規模からみて、恐らく土砂流的な流れではなかったかと推察される。なお表-1の観測値については著しく大きな値となっているが、これは回路切断後土石流によって電気コードの被覆がはがれ、再び結線され、電気時計が動き始めたことによる誤差も含まれていると考えられる。しかしここではショートは1回のみであるとして、切断時間を逆算して求めた。空欄の分については記録が得られなかったことを示す。

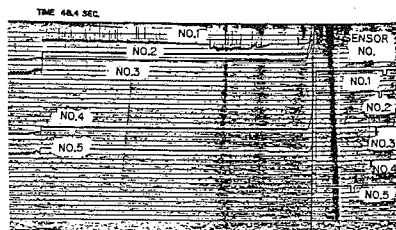


図-3 1985年12月の記録結果

表-2 1985年度河床せん断変位観測結果

発生年月日	1985. 8. 30	1985. 12. 5
流速	-	-
河床低下量	1.5m	0.3m
センサー＃ および位置	変位開始 ズレ時間	変位開始 ズレ時間
＃1(0cm)	-	0
＃2(-20cm)	-	218min
＃3(-40cm)	-	-
＃4(-60cm)	-	-
＃5(-80cm)	-	-

4 考察

桜島野尻川での土石流河床せん断変位観測結果によれば、河床堆積物の移動開始は、土石流段波通過後各深さによって時間的にややずれていることがわかる。これは河床堆積物の移動が時間の経過と

ともに次第に下の層へと波及していくことを示すものである。すなわち段波通過と同時に一挙に最終的な河床面までがせん断されるのではないと考えられる。高橋は土石流が規模を拡大しつつあるか、または平こうを保っている状態の場合の堆積層の移動が土石流濃度や河床勾配、土砂の内部摩擦角等の因子によって表わされることを示した⁴⁾。また一方10°以下の勾配においては土石流は停止すると言われている⁵⁾。観測装置を設置した野尻川の河床縦断勾配は3.5°~4°であるため、これは従来の土石流の概念からすれば当然堆積域に属する。しかし実際には大きな河床低下が起こっている。

勾配が緩やかになると、土砂移動には表面流の影響が大きくなる。いまある断面を土石流フロント部が通過し、それにひき続き後続流がこの河床堆積物表面上を流れる場合を考える。もちろん河床勾配は十分堆積領域に属する程緩やかであるとする。この場合河床堆積物はほぼ全面的に水で飽和されているであろうから、流れは地下水面が徐々に上昇してきて、表面流が発生した場合の1種と考えることができるであろう。いま図-4のような河床堆積層内の応力分布を考える。ここでせん断応力およびせん断抵抗力を直線分布と仮定すれば、水路底面から y_0 の高さにおけるせん断応力とせん断抵抗力のつり合いはつぎのようになる⁶⁾。

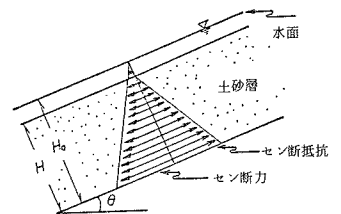


図-4 土砂層内の応力分布

$$\left\{ Cd \left(\frac{H_0}{H} - 1 \right) + \frac{\rho}{\sigma - \rho} \left(\frac{H_0}{H} - 1 \right) + C_* \left(1 - \frac{y_0}{H} \right) + \frac{\rho}{\sigma - \rho} \left(1 - \frac{y_0}{H} \right) \right\} \tan \theta$$

$$= \left\{ Cd \left(\frac{H_0}{H} - 1 \right) + C_* \left(1 - \frac{y_0}{H} \right) \right\} \tan \phi \dots \dots \dots (1)$$

ここに H_0 は地下水面の形成層下端から堆積層表面上水面までの高さ、 H は同地下水下端から地表面までの堆積厚さ、 Cd は土石流濃度、 C_* は堆積層の土砂濃度で、 σ は土砂粒子の密度、 ρ は水の密度、 θ は河床勾配、 ϕ は土砂の内部摩擦角である。ここで $\left(1 - \frac{y_0}{H} \right) = \xi$ とにおいて、表面流の濃度 Cd が堆積物の土砂濃度 C_* に比べてかなり小さいとして(1)式を整理すれば

$$\xi = \left\{ \frac{\frac{\rho}{\sigma - \rho} \tan \theta}{C_* \tan \phi - \left(C_* + \frac{\rho}{\sigma - \rho} \right) \tan \theta} \right\} \cdot \left(\frac{H_0}{H} - 1 \right) \dots \dots \dots (2)$$

土石流でも後続流は先端部に比べれば濃度的にはかなり低いと考えられる。ここでは後続流を(2)式に示すようなつり合い方程式で表わされる表面流の1種と考えることにする。いま $(H_0 - H) = h$ として緩勾配の場合の河床堆積土砂の集合運搬に(2)式を適用すると、このときの移動深 a_L は次式のように表わされる。

$$\left(\frac{a_L}{h} \right) = \left\{ \frac{\rho}{\sigma - \rho} \tan \theta \right\} / \left\{ C_* \tan \phi - \left(C_* + \frac{\rho}{\sigma - \rho} \right) \tan \theta \right\} \dots \dots \dots (3)$$

C_* については現地の観測値がないので、野尻川河床堆積物を用いた模型実験における平均値58.4%を用い、その他については現地試料の土質試験結果の値 $\phi = 36^\circ$ 、 $\sigma = 2.63 \text{ g/cm}^3$ を用い、さらに現地河床縦断勾配 $\theta = 4^\circ$ を(3)式に代入すると $(a_L/h) = 0.13$ となる。

後続流による河床堆積物の移動層部分がダイラント的流動であるとすれば、流動底面から y の高さにおける流速 u は次式のように表わされる⁷⁾。

$$u = \frac{2}{3d} \left[\frac{\rho \sin \theta}{a_i \sin \phi} \left\{ Cd + \left(1 - Cd \right) \frac{\rho}{\sigma} \right\} \right]^{\frac{1}{2}} h^{\frac{3}{2}} \left\{ 1 - \left(1 - \frac{y}{h} \right)^{\frac{3}{2}} \right\} \dots \dots \dots (4)$$

ここに d は 粒子の直径、 θ は河床勾配、 a_i は常数、 g は重力加速度、 h は流動部の水深である。したがって移動の起きている層と起っていない層との境界面から a_L の高さにおける平均流速 U_a は(4)式を適用するとつぎのようになる。

$$U_a = \frac{2}{3d} \left[\frac{g \sin \theta}{a_i \sin \phi} \left\{ Cd + (1 - Cd) \frac{\rho}{\sigma} \right\} \right]^{\frac{1}{2}} h^{\frac{3}{2}} \left\{ \frac{2}{5} - \frac{2}{5} \left(1 - \frac{a_L}{h} \right)^{\frac{5}{2}} - \frac{a_L}{h} \right\} \left(-\frac{h}{a_L} \right) \dots \dots \dots (5)$$

堆積層内の移動層 a_L を後続流に含めたときの流れにも(4)式の流速分布を適用し、その平均流速を U で表わせば、 U_a と U の関係はつぎのように表わされる。

$$\frac{U_a}{U} = \left(-\frac{5}{3} \right) \left\{ \frac{2}{5} - \frac{2}{5} \left(1 - \frac{a_L}{h} \right)^{\frac{5}{2}} - \frac{a_L}{h} \right\} \left(\frac{h}{a_L} \right) \dots \dots \dots (6)$$

(6) 式に(3)式から求めた $(a_L/h) = 0.13$ を代入すると $(U_a/U) = 0.16$ となる。(6)式の U は後続流の平均流速であるが、ここではこれが土石流の流速を表わすものとして、1例として1982年11月29日発生の土石流の流速 $U = 4.91 \text{ m/sec}$ を上述の式に代入すると $U_a = 0.8 \text{ m/sec}$ となる。

1982年度および1985年度の土石流通過後の河床変動範囲は、1982年度については、観測地点から上流岩樋部まで、1985年度については、センサー設置点から上流の4号ダムまでで、その距離はいずれも約100m程度である。しかもこのときの1回の土石流による河床堆積物の移動厚さの範囲はほぼ1.0~2.8mであった。いまかりに後続流の水深を1.0mとすれば、前述の式より $a_L = 13 \text{ cm}$ となり、この程度の厚さの土砂が1つの単位の層として移動するものと考えられる。

5 まとめ

桜島野尻川における土石流の現地河床せん断変位観測結果から、河床堆積物の移動は地表面からの深さが増すとともに時間的に次第に遅れることがわかった。これには地下水面上昇による土砂移動の考え方を採用し、これにダイラタント流体の流動方程式を適用するならば、その移動機構もある程度説明できるようになる。なお1985年度の観測については、装置に改良を加えたものの、設置後土石流の発生機会にめぐまれず、データがほとんど得られなかった。本観測を実施するにあたり、装置の設置に多大の援助をいただき、さらに土石流資料の提供をいただいた建設省大隅工事事務所に謝意を表す。また本研究は文部省科学研究費助成金によってなされたものである。

引用文献

- 1) 池谷 浩：16mmフィルムによる桜島の火山泥流解析、新砂防112、34~39、1979
- 2) 諏訪 浩：焼岳上上掘沢の土石流堆の堆積構造、昭和57年度砂防学会研究発表概要集、118~119
- 3) 高橋 保：土石流の流動と発生に関する研究、京大防災研究所年報 20-B、409~414
- 4) 高橋 保：3)に同じ、409
- 5) 池谷 浩：土石流災害調査法、24、山海堂、1980
- 6) 谷口義信・高橋正佑：地下水の作用による土砂の流動発生、新砂防127、1~2、1983
- 7) 高橋 保：3)に同じ、415