

## 1 はじめに

火山泥流とは火山灰などを多量に含む流れであると言われている。しかしこれまでそのはっきりとした流体的な定義は与えられていない。ここでは特に火山灰と水から成る混合流体の濃度によるせん断抵抗特性の実験的追究により、流体的にみた火山泥流の定義づけを試みた。つぎに震動による土砂の流動特性について、粒径別の土砂のせん断抵抗特性を調べた。

## 2 火山泥流の一般的性質

これまでの研究においても火山泥流に対する明確なレオロジ-的、水理学的な定義は与えられていないようである。地学事典によれば、火山泥流 (volcanic mud flow) とは、火山地域に生ずる泥流とされている。成因的には、火口から泥流物質が直接噴出流下するものや、火口湖底で噴火が起こったり、噴火のため火口湖が決壊して生ずるもの、火山噴出物、特に火山灰が一旦山腹に堆積し、多量の降雨などで泥流となるもの、積雪・氷河地域で噴火が起こり、多量の雪水が溶けるため生ずるものなどが主なもの。泥流の規模や水と固形物質の比率、温度などはいろいろで、その運動様式や堆積物の特徴も多様と述べられている<sup>1)</sup>。日本の火山泥流は現象的にはインドネシアのLaharに近い用語であろう。インドネシアでは、火山灰や砂と石礫の火山性物質が水と混じりあって作る火山からの流れ(一般に大規模な土砂の集合運搬)をLaharと呼んでいる<sup>2)</sup>。日本では恐らくこれまでの土石流の発生および組成による分類の中から生まれた用語だと考えられる。特に組成的には、大きく次の3つのタイプの土石流に分けられるであろう。

- ① 粘土・シルト質型：粘土やシルトなど細粒物質から成るもの
- ② 石礫質型：石礫など粗大な粒子から成るもの
- ③ 火山灰・火山降下物質型：活火山地域で火山噴出物から成るもので、特に降灰活動の盛んな地域では火山灰を多量に含む

ここで火山灰・火山降下物質型は細粒物質の含有率が高いことからみれば、基本的には粘土・シルト質型と同じであると考えられるが、火山活動の盛んな地域では、噴火・噴煙による火山灰が多量に含まれることから、これを1つの独立したタイプとして取り扱うことが行われるケースが多い。

村野等が十勝岳の土石流に関して調査した結果では、1回目の爆発によって生じた土石流は泥流であったとしている。また2回目の爆発によって発生した土石流についても、その粒度分析結果、0.05~2mmまでの粒径のものが全体の70.4%を占め、それ以上の砂、礫の全体に占める割合は僅か8.0%で、ここでも流体的には泥流として分類されている<sup>3)</sup>。

ネバド・デル・ルイスの災害の場合も、流れは火山泥流として位置づけられ、ここでは細粒分42%、粗粒分は9%と報告されている。一方セントヘレンズの場合も流れは火山泥流とされ、ここでは平均濃度が47%程度の高濃度泥流であったと報告されている<sup>4)</sup>。1931年のメラピ山噴火の後でシュミットとアドリアースによって分析された Lahar堆積物の組成は石が35%、砂が50%、火山灰が15%と報告されている<sup>5)</sup>。

以上のように火山泥流とは、活火山地域で起こる土石流について、特に粒径組成を主体とした分類から生まれた用語と言える。火山泥流の特徴としてあげられることは、前述したようにまず組成的に細粒分が非常に多いこと、つぎに流動性が非常に高いこと、偏流、遡上が認められること（これはネバド・デル・ルイスの火山泥流の等価摩擦係数が0.06、セントヘレンズが0.02、十勝岳が0.04<sup>6)</sup>であることから予想できる）、規模が大きいこと、継続時間が長いことなどである。また他の一般の土石流に比べて発生頻度が非常に高いことである。そして濃度変化が起こりにくい、むしろ濃度は一方的に増加する方向にある。

火山泥流の特性を明かにする1つの方法としてその濃度とせん断抵抗の関係について調べた。実験装置は図-1に示すとおりである。すなわち回転台の上に試料円筒を固定し、この試料の中に金属製の羽根車を挿入し、これを一定速度で回転させ、容器内の試料に流動を起こさせる。このとき回転台の円周上の一点をひずみゲージが貼付けられたステンレス板に固定し、このステンレス板が回転を阻止するような構造となっている。すなわち羽根車の回転によって円筒容器内の試料に流動が起こると、試料円筒に壁面摩擦が働くため回転台にはある大きさのトルクが働き、このときのトルクをステンレス板の曲げ抵抗によって測定するものである。

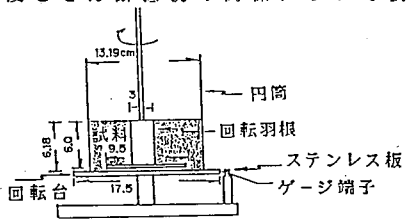


図-1 土砂の回転流動試験

図-2は火山灰と水から成る混合流体の濃度とせん断抵抗の関係を示したものである。同図から明らかなように濃度が約15%以上になると、抵抗は急激に増加するようになる。そして25%前後になると、肉眼的にもはっきりとしたオイル状の流れを呈した外見的特徴が認められ、この付近からいわゆる泥流状的形態が顕著となる。

これまでに粘土粒子と水から成る混合流体の濃度が粘性に及ぼす影響については若干の研究がある。それによると、混合流体濃度  $\phi_s$  および比粘度  $\mu_r$  として次式が与えられている<sup>7)</sup>。

$$\phi_s = C_{r_s} \cdot \phi_s \quad \dots \dots \dots (1)$$

$$\mu_r = 1 + 3 / \{ (0.481 / \phi_s) - 1.92 \} \quad \dots \dots \dots (2)$$

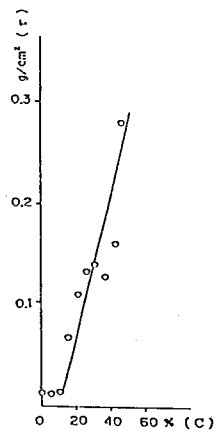


図-2 濃度とせん断抵抗

ここに  $C_{r_s}$  は係数である。式(2)をグラフに描いたものが図-3である。

火山泥流の流れが層流形態で、しかも単純ニュートン流体とするならば、流動方程式としては次式が成立する。

$$\tau = \mu (du/dr) \dots\dots\dots(3)$$

ここに  $\tau$  はせん断応力,  $\mu$  は粘性係数,  $(du/dr)$  は速度勾配である. 式(2)を(3)に代入するならば

$$\tau = \mu_0 \left[ 1 + 3 / \{ (0.481 / \phi_s) - 1.92 \} \right] \cdot (du/dr) \dots\dots\dots(4)$$

ここに  $\mu_0$  は基準となる粘性係数である. 式(4)より

$$\tau / \mu_0 (du/dr) = 1 + 3 / \{ (0.481 / \phi_s) - 1.92 \} \dots\dots(5)$$

ここで  $(du/dr)$  は回転速度  $n$  に比例するとすれば

$$\tau / kn = 1 + 3 / \{ (0.481 / \phi_s) - 1.92 \} \dots\dots(6)$$

ただし  $k$  は比例係数である. 回転速度  $n$  を一定とするならば

$$\tau / \left[ 1 + 3 / \{ (0.481 / \phi_s) - 1.92 \} \right] = K \dots\dots(7)$$

式(4)から明らかなように, せん断抵抗は  $\phi_s$  の関数となっており, これからは濃度の増加に伴ってせん断抵抗も増加し, どの程度から泥流としての挙動特性が現れるのかは決定できないが, 図-2および図-3とあわせて考えるならば, せん断抵抗が急に増加する付近から上を泥流として規定してもよいと考えられる. そして式(7)においても  $\phi_s$  がほぼ15%付近からは濃度の増加に対して, せん断抵抗の増加も急に大きくなることと一致している.

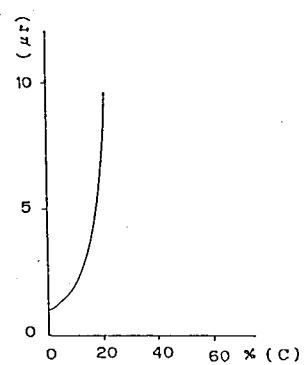


図-3 濃度と比粘度

### 3 流動性

個体粒子の濃厚なサスペンションでは急激な変形を与えると一般に抵抗が増加する性質, すなわちダイラタンシーが現われるといわれている<sup>3)</sup>. しかし砂や火山灰の場合, 何等かの原因で外力が働き, 土塊が液状状態になった段階ではせん断抵抗はかなり低下し, 僅かの外力で流動が起こると言われている. 堆積土砂の振動による流動特性を調べるために, 図-4

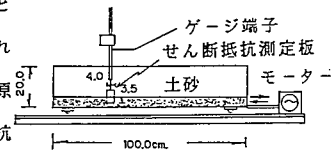


図-4 土砂の振動による流動試験

に示すような幅20cm, 深さ20cm, 長さ100cmの容器を用いて, これに土砂を厚さ6cmになるように入れ, これに水を加えた後, 容器に振幅1.7cm, 振動数1.8cycle/sec~7.3cycle/secの水平方向の振動を与えたときの, 土砂内に挿入した金属板(幅4cm, 高さ3cm, 厚さ1.3mm)にかかる抵抗(せん断抵抗)を測定した. その結果を示したのが図-5~図-6である.

図-5から明らかなように, 粒径の比較的小さい砂の場合(ここでは  $d < 840 \mu m$ ), せん断抵抗は振動数の増加に伴って減少している. ここに実線は振動数が増加していく場合のせん断抵抗を示し, 破線は減少していく場合のせん断抵抗を示す. 一方比較的小さい粒径の粗い砂の場合には(ここでは  $840 \mu m < d < 2000 \mu m$ ), 振動数がある値に増加するまではせん断抵抗は減少するが, それ以上に振動数が増加すると, 逆にせん断抵抗は増加し始め, 若干異なった傾向がみられた.

細粒の砂の場合、振動数が1.8cycle/sec~4.7cycle/secにおいて、せん断抵抗は約1/1.8~1/5.3に低下している。図-6の火山灰の場合(平均粒径は120 $\mu$ m)には、これとはかなり異なった特徴を示しており、振動数の増加に伴って、せん断抵抗は次第に増加している。ただここでも濃度が低下するにつれて、図-5に示す比較的粒径の細かい砂のば場合と同様、振動数の増加に伴ってせん断抵抗は増加する傾向がみられた。

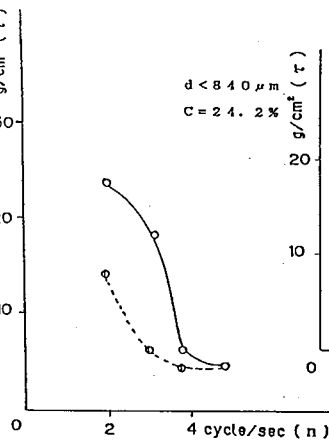


図-5 砂の振動によるせん断抵抗

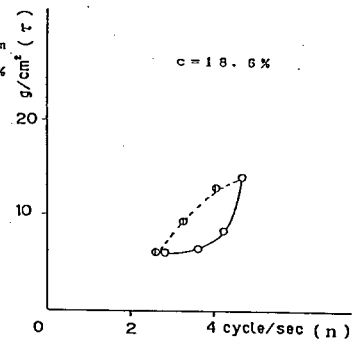


図-6 桜島野尻川の火山灰の振動によるせん断抵抗

#### 4 おわりに

火山灰と水から成る混合流体では、容積濃度が約15%以上からせん断抵抗特性が急激に変化する。したがって濃度的にはこれ以上の領域が火山泥流と言える。さらに比較的高濃度の火山泥流では大きなせん断速度に対してはダイラタンシーが顕著に現れ、火山灰土層は液状化したとしてもせん断抵抗は逆に増加する。また河床堆積物内に発生するせん断応力は表層からの土砂移動に伴って深さ方向に徐々に波及していく。

#### 引用文献

- 1) 地学事典編集委員会：地学事典，191，平凡社，1982
- 2) 建設省土木研究所：日本・インドネシアにおける火山泥流対策に関するシンポジウム議事録，89，1978
- 3) 村野・原田・泉：十勝岳の土石流に関する調査報告，建設省土木研究所報告，2~5，1974
- 4) 勝井義雄：文部省科学研究費突発災害研究成果，89，1986
- 5) 2)に同じ，89
- 6) 4)に同じ，94
- 7) 大同淳之：学位論文，84~85，1970
- 8) 神戸・中川：レオロジー，469，みすず書房，1977