

## 86 溶岩流のレオロジー特性

（助砂防・地すべり技術センター） ○緒統 英章

” 松村 和樹

” 宮本 邦明

### 1. はじめに

1983年三宅島、1986年伊豆大島の噴火では、多量の溶岩流が発生し、多くの災害が生じている。溶岩流からこれらの災害を防ぐためには、溶岩流の流下範囲や流下時間を把握することが必要となる。このような流下状況を把握するためには、溶岩流の物性—レオロジー的特性—を知らねばならない。

本報告は、溶岩流の形態について簡単に触れ、溶岩流の流れについて整理を行った後、溶岩のレオロジー特性について検討を行ったものである。

### 2. 溶岩流の形態

溶岩は、流動性の高いものから並べると、玄武岩質、安山岩質、デイサイト質、流紋岩質となる。溶岩流の形態は、岩石の流動性により大きく異なり、一般に、流動性が低くなるにつれ、溶岩流の縦横比（厚さ/長さ）が増大し、ずんぐりした溶岩流となり、溶岩台地（lava plateau）から溶岩円頂丘（lava dome）を呈するようになる。また、玄武岩質の溶岩であっても、火口付近で表面がなめらかなパホイホイ溶岩の特徴を呈していた溶岩流が、山麓部では表面に直径数cmくらいの団塊（クリンカー）で覆われた、ごつごつした表面をもつアア溶岩や、表面が平滑な破断面で囲まれ多面形の岩塊（数十cm）で覆われた、塊状（ブロック）溶岩に移化することもある。

このように、溶岩流が溶岩の岩種によって、さらには同一の岩種でさえも異なった形態を呈するのは、溶岩のレオロジー特性が組成と温度に強く依存しているからであると推察される。

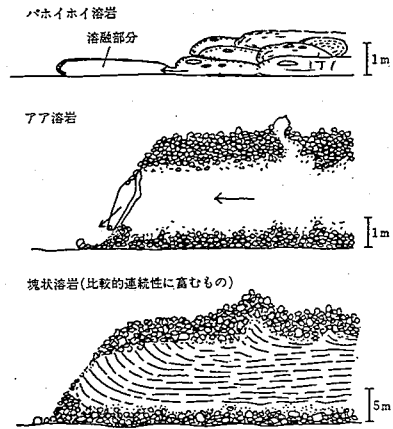


図-1 溶岩流の形態<sup>1)</sup>

### 3. レオロジーからみ溶岩流

せん断応力 $\tau$ とひずみ速度 $\dot{\epsilon}$ が正比例する流体は、ニュートン流体とよばれ、せん断応力とひずみ速度が比例関係にない流体は非ニュートン流体とよばれる（図-2）。非ニュートン流体の中で、せん断応力 $\tau$ がせん断降伏応力 $\tau_y$ 以下では流動が起こらず、 $\tau$ が $\tau_y$ を超える場合にはじめて粘性流動が生じ、流動後のせん断応力とひずみ速度が線形となる流体をビンガム流体という。

火口から噴出した溶岩流は、温度が低くなるにつれて溶岩流の厚みが増加し、流下速度が減少し停止する。溶岩が温度の低下とともに停止することは、せん断降伏応力を有する流体であることを示している。

もしせん断降伏応力を持たなければ溶岩流は山麓でも停止することはなく、流水と同様に流下斜面に溶岩を見ることはできない。また、温度の低下とともに溶岩流が停止することは、せん断降伏応力の温度への依存性が高いことを示している。また、溶岩の厚みが増大し、速度が減少するのは、溶岩の流動性が温度に強く依存することを示している。さらに、溶岩の流動性は溶解ガスの量と溶岩の結晶度にも依存し(macdonaldo 1953、1972)、しかも、流れの内部構造の変化からせん断応力とひずみ速度の関係は一義的に定まらず、ひずみ速度を増す場合と減じる場合とでせん断応力が異なった曲線をとる、いわゆるヒステリシスを有することも指摘されている(shawら(1968)、shaw(1969))<sup>2)</sup>。

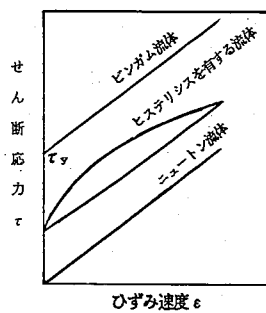


図-2 流動曲線

このように、溶岩のレオロジー特性は多くの要因に支配され複雑な性状を有しているが、いずれにしても、せん断降伏応力の存在と流動性が特徴的である。この両者を表現する、最も単純なレオロジーモデルは、せん断降伏応力と一定の塑性粘度をもつ、ビンガム流体である。以後、溶岩のレオロジー的性質はビンガム流体に近似して議論を進めるものとする。

#### 4. 溶岩の粘性係数とせん断降伏応力<sup>3) 4)</sup>

粘性は、流体の構成分子間の一種の内部摩擦と考えられ、流れに対する流体の抵抗を生じる。粘性を生じる流体の構造模型としてアイリングの空孔理論を用いて、溶岩流の粘性について考察する。アイリングの理論によると、流体の流動は、一つの分子がある平衡位置から、途中の高いエネルギーの状態(エネルギー障壁)を通過し、その隣の平衡状態へ移動することにより説明される。この過程には化学反応の一般理論である絶対反応速度理論が適用でき、流動は一定の速度をもって進行する速度過程とみなされ、このエネルギー障壁と始めの状態のエネルギーの差を活性化エネルギーと呼ぶ。この速度過程は、次に示すアレニウスの式で与えられる。

$$K = A e^{-\epsilon_0/kT} \quad (1)$$

ここで、Kは反応速度恒数であり、1秒当たり分子が活性化状態を通過して始めの状態から終わりの状態に移る回数である。また、A:定数、k:ボルツマン定数、T:絶対温度、kT:分子一個当たりのエネルギー、 $\epsilon_0$ :分子一個当たりの活性化エネルギーである。一般的にはニュートン流体(液体)では、常に分子一個当たりのエネルギーが活性化エネルギーより非常に大きいため( $kT \gg \epsilon_0$ )、水分子は容易にエネルギー障壁を乗り越えることができ、自由にその配置を変化させる。したがって、ニュートン流体の流動は、正方向の分子移動の反応速度恒数 $K_+$ と逆方向のそれ $K_-$ が異なった値をとることにより説明され、静止状態は、両方向の反応速度恒数が等しいことで説明される。すなわち、流動は毎秒あたり正方向に動く数と逆方向に動く数が異なり、静止は等しいという状態にあることになる。ところが、ビンガム流体では、分子一個当たりのエネルギーが活性化エネルギーより小さいため( $kT < \epsilon_0$ )、静止状態は分子がエネルギー障壁を乗り越えて移動することができないことで説明される。流動の開始は、分子がエネルギー障壁を乗り越えることが出来るほどのひずみエネルギーを生じさせる外力が加わった時に生じる。

流れが十分に早い(歪み速度が十分に大きい)状態での溶岩流(ビンガム流体)の粘性係数について

考察する。アイリングの理論から、以下のアンドレードの式がなりたつことが導かれる。

$$\eta = (hN e^{-\Delta S/R}) e^{H/RT} \quad (2)$$

ここに、 $\eta$ ：粘性係数、 $h$ ：プランクの定数、 $N$ ：単位体積あたりの分子数あるいはセグメント数、 $R$ ：気体定数、 $H$ ：活性化エネルギー、 $\Delta S$ ：活性化エントロピー、 $T$ ：絶対温度である。式(2)によると、粘性係数は主に単位体積あたりの分子数(溶岩ではセグメントの数)、活性化エントロピー、活性化エネルギー、絶対温度に依存する。

溶岩の活性化エネルギーは、それを構成している原子、イオン間の結合の強さに依存している。溶岩は、珪酸  $SiO_4$  を主成分にアルカリ金属イオン、その他の金属イオン(Fe, Mn, Ti 等)、ガス、水から構成されている。珪酸はSP<sub>3</sub>混成軌道をとって、酸素を介して強い共有結合をしている。金属イオンが加えられると、金属イオンはこの共有結合を切って、より弱い結合を作る。溶岩は、数々の結合が空間に分布している状態にあり、溶岩としての粘性は、これらの結合を切るのに要する活性化エネルギーの空間分布の統計的な形で現れる。

図-3は珪酸メルトの金属イオン濃度と活性化エネルギーの関係を示しているが、図からは金属イオンがモル濃度で15%程度までの間に急速に減少し、その後ほぼ一定値をとることがわかる。表-1に代表的な溶岩の組成を示すが、珪酸を多く含む安山岩、流紋岩でさえも80%程度までである。このことから、溶岩の組成によらず活性化エネルギーはほぼ一定の値をとることが予想される。

一方、単位体積当たりのセグメント数、活性化エントロピーは、化学組成により異なることが予想される。もし、活性化エントロピーが数々の結合分布状況の場合の数、別の言い方をすれば、状態の確率の対数に比例する形で表すことが出来るとすると、結合の分布が多様である方がエントロピーは大きな値をとることになる。単位体積当たりのセグメント数が溶岩の種類によらずほぼ一定であるとすると、式(2)は；

$$\eta = A e^{-\Delta S/R} e^{H/RT} \quad (3)$$

と表され、 $H/R$  が一定値をとることから、両辺の対数をとって；

$$\log \eta = \log A - \frac{\Delta S}{R} + \frac{B}{T} \quad (4)$$

となる。ここに、 $A$ 、 $B$ ：定数である。式(4)より、温度 $T$ と粘性係数の対数との関係について見ると、 $\log \eta$ は $1/T$ に比例し、その定数は溶岩の種類によらず一定で、種類の違いは定数項に表現されていることがわかる。定数項の溶岩による違いは、活性化エントロピーが大きいか、小さな値をとることになり、玄武岩質の活性化エントロピーが、安山岩質、流紋岩質のそれより大きいため、式(4)の定数項としては小さくなることが予想される。図-4は、各種の溶岩について粘性と温度の関係を示したもので、 $\log \eta$  溶岩の組成によらず

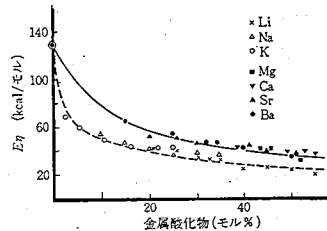


図-3 活性化エネルギーと組成の関係<sup>5)</sup>

表-1 溶岩の化学組成

(岩名)	玄武岩	玄武岩	安山岩	石英安山岩	流紋岩
(産地)	ハワイ キラウエア溶岩	三原山 1950-51年溶岩	探大 大忍溶岩	昭和 新山 内頂山溶岩	新島 内頂山 内頂山溶岩
SiO <sub>2</sub>	43.6	47.7	52.9	66.6	75.1
TiO <sub>2</sub>	11.9	0.5	0.2	0.2	0.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.8	12.7	14.0	13.0	11.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.5	0.2	0.5	1.7	0.5
FeO	10.8	11.7	7.0	2.2	2.7
MnO	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
MgO	14.1	9.7	7.3	2.0	0.4
CaO	16.1	14.6	11.8	6.5	1.5
Na <sub>2</sub> O	1.9	2.2	3.7	5.8	6.4
K <sub>2</sub> O	0.7	0.5	2.2	1.7	4.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.1	0.2	0.2	—
合計	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

\* 参考文献6に提示の表をモル分率に直したものである。

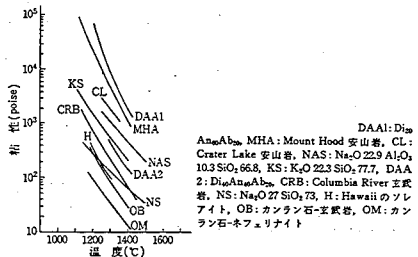


図-4 岩種ごとの温度と粘性係数の関係<sup>5)</sup>

ば $1/T$ に比例しており、定数項は、流紋岩質、安山岩質から玄武岩質なるにつれて減少しており、ここの議論とよく一致している。

ところで、以上の議論は流動にまつわるエネルギーの議論であり、流動を支配している活性化エネルギー $H$ は原子あるいはセグメント間の結合エネルギーと密接な関係にあるが、結合エネルギーそのものではない。すなわち、粘性係数を支配している活性化エネルギーは、自由に粒子の配列の状態を変えられることを前提にしており、その条件のもとで、すなわち、結合していない状態で、ある平衡状態から次の平衡状態に移るのに必要なエネルギーを定義している。ところで、流れの中で、原子、セグメントは結合、分離を繰り返しており、流動に伴い常に結合を切り続けなければならない。結合を切るのに要する力は、結合一個当たりの平均的な結合を切るのに要するエネルギーを $\bar{\phi}$ として、

$$\tau_v = \bar{n} N \frac{\bar{\phi}}{2} \quad (5)$$

で表される<sup>4)</sup>。 $\bar{n}$ は原子あるいはセグメント1個あたりの平均的な結合個数である。 $\bar{n}$ 、 $\bar{\phi}$ の構造はよくわからないが、結合エネルギー $\bar{\phi}$ については、粘性を支配している活性化エネルギーと相似の構造をもつことが期待される。また、 $\bar{n}$ については、活性化エントロピーと同様の構造を持っているはずであるから、式(5)は、

$$\tau_v = A' N e^{-S'/R} e^{\alpha H/RT} \quad (A', \alpha: \text{定数}) \quad (6)$$

と書き直され、結局、 $A' N$ をあらためて $A'$ とおいて、 $B' = \alpha H/R$ として、

$$\tau_v = A' e^{-S'/R} e^{B'/T} \quad (7)$$

と書き改められる。したがって、係数 $A'$ 、 $B'$ の値は(4)式の $A$ 、 $B$ の値と異なるが、せん断降伏応力の溶岩の組成および温度への依存性は、粘性係数の場合と同様であると考えることができる。

## 5. おわりに

本報告では、溶岩流のレオロジー特性が多くの要因に支配されていること、しかし、せん断降伏応力と一定の粘性係数をもつ、ビンガム流体で近似できることを示し、それらの温度と組成への依存性について検討を加えた。その結果、粘性係数およびせん断降伏応力の温度と溶岩の組成への依存性は、式(4)、式(7)で表現されることを示した。しかし、溶岩の組成と活性化エントロピーの関係については本報告で十分な検討がされておらず、今後の問題点として残されている。

### 〔参考文献〕

- 1) 横山泉, 荒巻重雄, 中村和明: 岩波講座 地球化学7 - 火山 -, 岩波書店, 1979
- 2) Donald W.P. and Robert L.T., 1980. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 7: 271-293
- 3) 中川鶴太郎, 神戸博太郎: レオロジー, みすず書房, 1959
- 4) 芦田和生, 山野邦明, 神田昌幸: 高濃度流れに関する研究(2) - 流動機構 -, 京都防災研究所年報, 29B-2, 1986, pp. 361-375,
- 5) 久城育夫, 荒巻重雄: 岩波講座 地球化学3 - 地球の物質科学II -, 岩波書店, 1978
- 6) アーバンクボタ NO.15 火山, 久保田鉄綱, 1978