

火山噴火の理論について

I. マグマ中の水泡

高橋 秀夫

On the Theories of Volcanic Eruptions

I. Bubbles in Magmas

Hidewo TAKAHASHI

1. 序

桜島火山は近年、断続的な小爆発とともに大量の火山灰を噴出し、周辺の市町村の降灰による被害は甚だしいものがある。この降灰量がどのように分布するかを推定するには、噴火時の風向・風速とともに、噴煙中の火山灰の量的分布・粒度分布を知る必要がある。これらの分布は噴火時の爆発の強さに大いに依存している。爆発の強さはガス (=水蒸気) の量とその膨張速度によって定まる。

多くの場合、大噴火は爆発に始まり、溶岩流出で終る。従って、全てのマグマが爆発を起こすに足る水分を含んでいるわけではなく、マグマに特に水分が濃集している場合にのみ爆発が起こる。この水分の濃集機構については、マグマ上昇による減圧のため、マグマが水分に過飽和になり、過剰の水分がマグマ中に泡となって上昇し、マグマ上部に濃集するというのが定説のようである。一方、McBirney (1973) はマグマ中の泡の上昇速度は小で、泡の成長・爆発は泡の発生場所において起こると考えている。この場合には、過剰な水分はもともとマグマ中の泡の発生場所近くに含まれていたか、外部から流入したかである。

泡のマグマ中の上昇が速かろうと遅かろうと、火山噴火の機構の理解のためには、泡の成長・上昇についての研究は不可欠である。これらについては、Sparks (1978) の研究がある。Sparks の論文に引用されている文献を基にして、筆者はSparksの理論の理解に努めた。筆者の理解した泡の成長理論によると、Sparksの理論には若干の疑問が生ずる。

本論文では、Sparksの理論の基になっているScriven (1959) の泡の成長理論が減圧によるマグマ中の泡の成長の場合には適用困難なことを示し、泡の成長が物質輸送によらず周囲の圧力と平衡的になされると仮定し、上昇速度をストークスの法則から計算してマグマ中の泡による流量を計算し、桜島火山の噴火をマグマ中の水分との関連で考察する。

2. 泡の成長について

Sparks は Scriven の泡の成長理論によりながら、マグマ中の泡の成長を支配する式として次の諸式を挙げ、それらを連立化して数値計算によって解を求めている。

$$R = 2\beta(Dt)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$Yi = \frac{C_0 - C_s}{\rho_g(1 - C_s/\rho_m)} = F(\varepsilon, \beta) \quad (2)$$

$$Yi = 1.99\beta^2 - 2.93\beta^3 + 1.63\beta^4 \quad (Yi > 10^{-2}) \quad (3)$$

$$Yi = 1.023\beta - 0.4368 + 0.116/\beta \quad (10 > Yi > 1) \quad (4)$$

$$Yi = \sqrt{\frac{3}{\pi}} \beta \quad (Yi > 10) \quad (5)$$

$$Pb = Ph + 2\sigma/R + \rho_m \left(RR'' + \frac{3}{2} R'^2 \right) + 4\mu R'/R \quad (6)$$

$$C_s = K(Pb)^{1/n}. \quad (7)$$

ここで、 R は泡の半径、 β は成長率定数で (2) 式により Yi の値が定まると (3), (4), (5) によって求められる、 C_0 はマグマ中の水分の濃度で Sparks の扱いは定数、 C_s は泡とマグマの境界面における平衡飽和濃度、 ρ_g は水蒸気の密度、 ρ_m はマグマの密度、 $\varepsilon = 1 - \rho_g/\rho_m \doteq 1.0$ 、 Pb は泡中の圧力、 Ph はマグマの静水圧、 σ は表面張力、 μ は動粘性率、 K はガス溶解度定数である。Scriven の理論では ρ と C は同次元である。そこで $1 - C_s/\rho_m \doteq 1.0$ 。

式 (2) と (6) から、Sparks の理論では、泡の成長は水分のマグマ中の濃度差による物質輸送と、マグマの減圧による泡の膨張によっていることがわかる。彼の理論で重要な役割を果している (2) 式は、Scriven の論文では証明抜きで脚注に与えられているものであり、筆者は彼の他の諸式からこの式を導くことに努めたが遂に成功しなかった。彼の論文では C_s は用いられることなく、代って時間 θ における泡壁表面での溶質濃度 $C(R, \theta)$ が重要である。

物質輸送が起きるためには、 $C_0 - C_s > 0$ であるとともに、泡の表面での濃度勾配が正、 $C_r(R, \theta) > 0$ 、でなければならない。このことは Verhoogen (1951) を初めとして、多くの火山学者に受け入れられていることである。泡が溶液の過熱によって生ずる場合には確かにそうであろうが、減圧によって生ずる場合には果してそうか検討に値することである。

泡がマグマの減圧によって生ずる場合について考える。温度 T_0 、圧力 P_0 でマグマが水分に飽和し、圧力がさらに減じて Pb_0 で泡が生じたとする。泡の臨界半径 R_0 は

$$P_0 - Pb_0 = \frac{2\sigma}{R_0} \quad (8)$$

によって与えられる。このとき泡の表面での温度 T_R は T_0 より低く、圧力 P_R は P_0 と等しくな

る。泡の表面ではマグマはこの温度・圧力に対して水分で飽和している。故に泡の表面での水分の濃度は C_0 より大である。この結論の奇妙さは、水分の絶対的な濃度を問題にしたからで、過飽和の程度を尺度にすればよいことを示唆する。そうすれば泡の表面では水分は丁度飽和しておるが、表面から離れればマグマの減圧により過飽和の度合は大きくなる。そこで我々が還元濃度として次のような関数を選ぶべきであると思われる。時間 θ において、泡の中心からの距離 r での温度 T 、圧力 P とするときのマグマの水分濃度を $C(r, T, P, \theta)$ 、同じ条件でのマグマの水分の飽和濃度を $C_{sat}(r, T, P, \theta)$ とする。還元濃度 $C(r, \theta)$ を

$$C(r, \theta) = \frac{C(r, T, P, \theta) - C_{sat}(r, T, P, \theta)}{C_{sat}(r, T, P, \theta)} \quad (9)$$

で定義する。このとき、 $C(R_0, \theta) = 0$ 、 $C_r(r, \theta) > 0$ ($r > R_0$) が得られる。この場合、泡の表面およびそのごく近くではマグマはあまり過飽和になっていない、即ち $C_r(R_0, \theta) \approx 0$ と考えるのが順当であろう。故に泡に水分は供給されにくい、このことはまた、球状の水滴が蒸発しやすい、逆に水中の泡に水分が蒸発しにくいことから類推されることである。

Sparks の (2) 式によって泡の成長率定数 β を決定する方法は、以上の議論からマグマの減圧による泡の成長の場合には適しないことがわかる。

3. マグマ中の流水量

1) マグマの含水量

マグマはある深さで発生し、そこでは水に飽和していると仮定する。マグマがその発生時に許容含水量をいっぱいを含んでいるとは考えられないからこの仮定は正しいとは思われない。しかしマグマが上昇中にある地点で水に飽和する筈であり、この地点をマグマ中の流水量を計算する場合のマグマ発生場所と考えればよい。また、マグマ中の含水量は一定であると考え。この点について、荒牧 (1975) は噴火が爆発で始まり溶岩流出で終わるのは、噴火前に地下に存在するマグマ溜りでは水の平衡圧が一定であるとき、下部に行くほど含水量が小になるためと推定している。この考えが成立するためにはマグマ溜りの上下の差の大であること、水の平衡圧がマグマ溜りを通して一定であることが必要である。桜島火山においてはマグマ溜りの存在が未だ観測されていない、また水の平衡圧一定という仮定が妥当であるとは思われない。そこで我々はマグマは地下の一点から発出し、マグマ中の含水量一定であると仮定して計算を進める。

マグマ中の含水量は Hamilton *et al* (1964) の Mount Hood andesite melts の 1100°C の実験値を次式で表わしたものを採用する。

$$x = 0.044P^{0.473}. \quad (10)$$

ここで、 x はマグマ中の含水量 (重量比)、 P は kb 単位で表わした圧力である。マグマ中の含水量は温度について減少関数であり、かつ我々の場合のような低圧におけるマグマ中の含水量を (10) 式が正しく表現しているかどうか疑問であるが、ひとまず (10) 式がマグマ中の含水量を

らゆる温度・圧力に対して正しく表現していると仮定する。

2) 水の比容

水の比容は Ullrich (1969) の近似式を用いて計算した。しかし我々の計算では低圧なので、水は理想気体で 1000°C, 1 kb のとき比容が 55.2 cm³/gr としたのと同じである。

3) 泡の半径

泡の臨界半径 R_0 は 0.7559×10^{-4} cm とした。この値は $\Delta P = P_0 - Pb_0$ が岩石の厚さ 10 m に相当する圧力, $\sigma = 100$ dyne/cm, 岩石の密度 $\rho_m = 2.7$ gr/cm³, $g = 980$ cm/sec² として計算された。泡の発生した場所の深さが h_0 であるときの静水圧は $Ph_0 = \rho_m gh_0$ で計算した。ここでの泡中の圧力は $Pbi = Ph_0 + \Delta P$ とし, マグマ上昇に伴う泡の半径 R の変化は次式を満たすと仮定した。

$$Pbi \left(\frac{R_0}{R} \right)^3 = Ph + \frac{2\sigma}{R}. \quad (11)$$

ここで Ph は泡の位置が深さ h であるときの岩石の静水圧で $Ph = P_m gh$ である。我々の (11) 式は (6) 式の右辺第 3, 4 項を省略しているので, 静水圧の減少 (又は増大) に伴う泡の半径の変化に対するマグマの抵抗を無視しており, 泡がマグマ中に平衡的に存在するときの半径である。

4) 泡の上昇速度

泡の上昇速度は, Grace (1973) によると, 泡の形に大きく支配される。泡の形のとり範囲はその上昇速度から Spherical bubble region, Ellipsoidal bubble region, Spherical-cap region の三領域に分けられる。泡の形がとる変化は $M = (g\mu^4)/(\rho\sigma^3)$ (Morton number) により大きく支配される。Spherical bubble region では泡の上昇速度は Stokes の法則から求められる。 M の値が大きくなると (Grace の例では $M = 5.6 \times 10^2$), Spherical-cap region に入っても Stokes の法則が成立している。Sparks の玄武岩マグマ中の泡の場合, $\mu = 100$ poise, $\sigma = 300$ dyne/cm, $\rho = 2.8$ gr/cm³, $g = 980$ cm/sec² とすると M は 1296 になる。我々の場合には泡には物質供給がないと仮定しているので, 泡の半径の変化はあまり大きくなく, かつ M の値は Sparks の場合より大きくなるので泡の上昇速度は次の Stokes の法則により計算する。

$$u = \frac{g(\rho_m - \rho_g)(2R)^2}{18.0\mu} \quad (12)$$

5) マグマ中の流水量

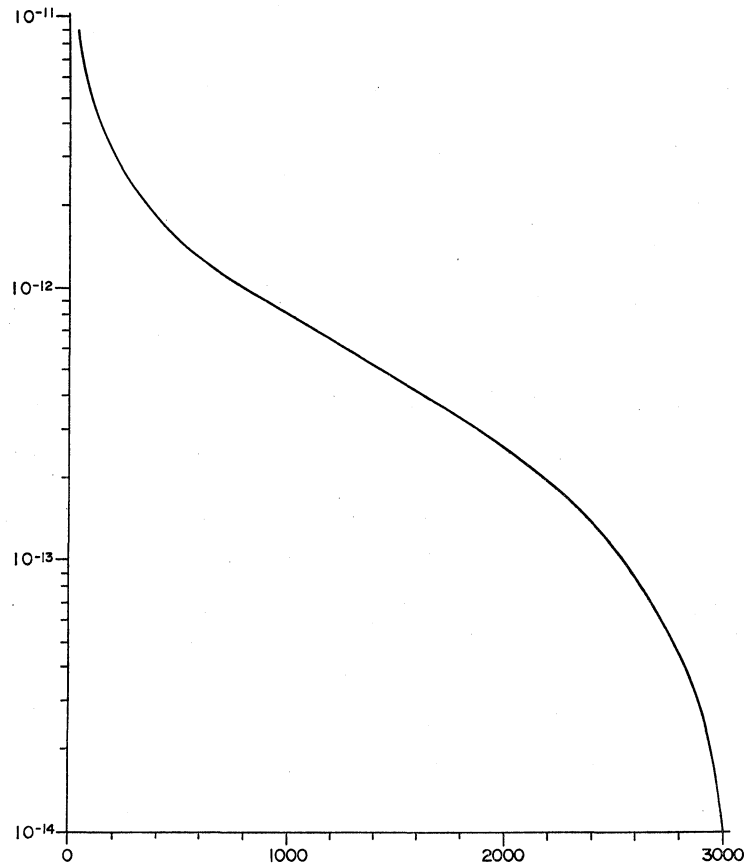
地下 3000 m より 20 m 上昇するごとに分点を設け, 各分点に地下 3000 m の地点の番号を第 0 番とし 20 m 上昇するごとに 1 番ずつ増加するように番号づける。

番号 i の分点でマグマから分離した水分の重量比を (10) 式で計算し V_i とする。番号 j の分点で分離した水分が泡となって上昇するときの i ($i > j$) での上昇速度 U_{ji} を (11) と (12) 式から計算する。そして i での流水量 (重量比) を Wi とするとき, Wi を

$$Wi = \sum_{j=1}^i U_{ji}(V_j - V_{j-1}) \quad (13)$$

で近似した。

第1図は $\sigma = 100 \text{ dyne/cm}$, $\mu = 10^5 \text{ poise}$ と仮定して計算した結果である。この σ の値は玄武岩に対しても小であると思われる。 σ が小になれば泡は大きくなり、上昇速度は大になる。我々の計算結果はかなりに過大評価であるかも知れない。深さ 20 m の所での流水量は $0.12773 \times 10^{-10} / \text{sec}$ である。これから岩石の重量の1%の水がこの地点で流入するのに約25年かかることになる。



第1図 横軸：深さ (m), 縦軸：流水量 (重量比)

我々の計算はまずマグマが急激に上昇した場合の極めて短時間内の流水量の計算である。時間がたてばこれは当然減少する。次に同一含水量をもつマグマ柱の流水量の計算であるが、もしマグマ柱が地下の深所にあれば流水量は (10) 式から明らかに我々の計算結果より小になる。

4. 桜島火山への応用

火山噴火を起こし、噴煙を噴き上げるマグマ中の過剰な水分の起源については、次の2種類が考えられる。

- a) マグマは地下深所で発生し、上昇する過程で、減圧のため水分が過飽和になる。
- b) 雨水、地下水等のマグマ外部の水分が、マグマに接触・流入する。

従って火山噴火の際の過剰な水分の起源は a か b かということが問題になる。

桜島火山の噴火に即してこの問題を考えよう。桜島火山の場合、マグマと水分との関係を示す現象として、次の三つを挙げることができる。

- A) マグマが火口近くまで上昇することがある。この場合必ず噴火が起きるとは限らない。
- B) 大きな爆発音を伴う噴火で降灰量は少ないことがある。
- C) 数日間にわたって火山灰を降らすことがある。

現象 A はマグマ中に噴火を起こすに足る水分が含まれていないことを意味する。B はマグマ中の含水量は極めて大であるが、マグマの量は小であるか、水分が濃集しているのはマグマの極上部のわずかな部分であることを意味する。後者の場合は先の結果から水分は外部から流入したことは明らかである。C はマグマがかなり一様に多量の水分を含んでいることを意味する。

これらの事は噴火に関与するマグマの含水量は常に変動し一定でないことを示す。我々の計算ではマグマ中の泡による流量は小で桜島火山のように噴火周期の短い場合、含水量のマグマ柱での変化は無視できる。従ってこの含水量の違いはマグマ発生場所の違いによるか、他からの流入によるものである。

まずマグマ溜りが存在すると仮定すると、それに流入するマグマの性質の差違は、マグマ溜りの大きさが問題であるが、マグマ溜りの中で消失し、マグマ溜りから流出するマグマの含水量はほぼ一定化し、桜島火山の近年の噴火のような場合には差違が生じないと考えるべきであろう。そうすると桜島火山の噴火に関するマグマの含水量の変動は b によるものと考えざるを得ない。

マグマ溜りがなく、各噴火に関与するマグマ発生場所はそれぞれ深さが異なると仮定する。このとき、マグマにかかる圧力は異なる。マグマの温度が一定で 1100°C と仮定すれば (10) 式により圧力と含水量の関係がきまる。含水量が 1% 異なるためには、1 kb に対して 1.5 kb, 4 kb に対して 5 kb とそれぞれ圧力が異なる。圧力 1 kb に対応する深さは約 4 km であるから、含水量がわずかわるためには、発生場所の深さが著しく変わらねばならない。またもしマグマの発生場所がほぼ同じ圧力の下にあるとすると、岩石の含水量が異なるとき、岩石の溶解温度は含水量に大きく支配されるのであるから、マグマの含水量が異なればマグマの温度も異なり（低温の方が含水量は大）、含水量の多少に応じてマグマの化学的性質、特に組成、が変化しなければならない筈である。

以上の考察は、もしマグマの含水量がその発生時において著しく変化し得るものであるならば、マグマの発生時における温度・圧力にも著しい変化がなければならぬとの結論に導く。この結論が正しければ、桜島火山の溶岩、火山灰の化学組成、鉱物組合わせ等に噴火ごとに大きな違いがないならば、桜島火山のマグマ発生場所およびそこでの温度・圧力は全ての噴火に対してほぼ等しいとしてよい。桜島火山の噴出物に目下の所大きな変化はないので、現在起きている噴火については、マグマ溜りの有無にかかわらず、マグマ中の含水量の変動はマグマ外部からマグマに流入した水分の量の変動によるものと結論できるだろう。

この結論はさらに、火山噴火予知に際して、マグマの発生・移動を推測させる地震による観測とともに降水量、地下水位の変動等の観測結果をも考慮しなければならぬという結論に導く。

文 献

- 荒牧重雄 (1975). 火山, 2集, 20, 特別号, 205~221. 噴火現象の分類とメカニズム.
- Hamilton, D. L., Burnham, C. W. and Osborn, E. F., (1964). *J. petrol.* **5**, 21-39. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas.
- Grace, J. R. (1973). *Trans. Inst. Chem. Eng.* **51**, 116-120. Shapes and velocities of bubbles in infinite liquids.
- McBirney A. R. (1973). *Bull. Volcanol.*, **37** (3), 443-453. Factor governing the intensity of explosive andesitic eruptions.
- Scriven, L. E. (1959). *Chem. Eng. Sci.*, **10**, 1-13. On the dynamics of phase growth.
- Sparks, R. S. J. (1978). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **3**, 1-37. The dynamics of bubble formation and growth in magmas.
- Ullrich, G. W. (1969). M. S. thesis. Air Force Inst. of Technol., Wright-Patterson AFB. Numerical hydrodynamic models for steady flow in erupting maar-type volcanoes.

(1979年10月13日 受理)