



Title	不適切な類推に対する懸念 : カルデラの起源に関する議論における例
Author(s)	横山, 泉; YOKOYAMA, Izumi
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 67, 77-87
Issue Date	2004-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.67.77
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14335
Type	departmental bulletin paper
File Information	67_p77-87.pdf



不適切な類推に対する懸念： カルデラの起源に関する議論における例

横山 泉*

(2004年1月13日受理)

Apprehensions for Inappropriate Analogy: Examples in Discussion of Caldera Formation

Izumi YOKOYAMA

(Received January 13, 2004)

Earth phenomena are very various ranging from micro scales to global ones. Especially in discussion of large-scale phenomena, we often adopt models on the analogy of small-scale phenomena familiar to us. Strictly speaking, we should establish laws of similarity between the models and the phenomena before drawing the analogy, but it is not always possible. We should be prudential to keep away from inappropriate analogy.

An example of inappropriate analogy in volcanology is modeling of collapses in caldera formation after those in quarry tunnels. These two phenomena are different in strength of the media and acting forces. The mechanism of caldera formation is problems of destruction of the uppermost parts of the crust. Firstly, strengths of rocks forming the shallow parts of the crust measured in laboratory are compared with those determined in field. Considering both the results, we tentatively adopt 50 MPa as the crushing strengths of the crust for 0~5 km deep, and 100 MPa for deeper than 5 km. And the shearing strengths are assumed to be 10 MPa conventionally.

Thereafter, the two models of caldera formation are examined from the standpoint of stress distribution in the earth crust. One is “cap-rock model” that assumes a shallow cylindrical and emptied magma reservoir covered with rocky roof. The mechanical stability of the cap-rocks is examined under the condition that the ultimate shearing strength of rocks is 10 MPa, and it is concluded that the critical diameter of the cylinder to collapse is 1.6 km, independent on the cap thickness; cap-rocks of smaller diameter are stable and ones of larger diameter are not probable. The diameters of the actual calderas range 10~40 km, and cannot be explained by this model.

The other is “empty reservoir model” assuming that effects of collapse of a reservoir reach directly the earth surface to form a caldera. To examine the validity of the model, the mechanical effects to the earth surface produced by a crushed cavity in the earth crust are

* 現住所：〒186-0002 東京都国立市東1-17-7-1304, e-mail: iyokoya@aol.com

discussed. It is confirmed that the most important factor for the distribution of stresses caused by collapse of a magma reservoir is its depth. The distributions of the vertical stress components are formulated under some assumptions.

Then, the depths of magma reservoirs beneath several volcanoes, such as Long Valley, Valles, Kusatsu-Shirane, Redoubt, Somma-Vesuvius, Izu-Ooshima, Aso and Onikobe, detected by seismic methods after 1993 are briefly summarized. These are of relatively high accuracy and indicate that the predominant depths are deeper than 5, around 10 km.

In the concluding discussion, magma reservoirs are assumed to be located at depths deeper than 5 km and their diameters are 2 and 6 km. The distributions of the vertical stress components caused by collapses of the reservoirs are illustrated. It is concluded that collapses of both the cavities at deeper than 5 km should scarcely produce destructive effects at the earth surface.

We may conclude that the two models for caldera formation, “cap-rock model” and “empty reservoir model”, can not explain the formation though we have some ambiguity in strengths of crustal rocks. Inappropriate analogies between earth-scale phenomena and small-scale ones prove to be unsuccessful in explanation of the natural phenomena.

I. はじめに

地球現象は巨大から微細まで広範囲にわたっている。巨大な現象を解釈するに、身近スケールの現象からの類推に基づくモデルを用いることが見受けられる。その際、必ずしも相似則を決められていない。大規模物性と小規模物性の違いを考慮しなければならない。

火山学における類推の例として、カルデラの形成を説明するに際して、採石場の陥没が類比されることがある。例えば、Wisser (1927) が米国アリゾナの鉱山の報告の中の図を Fig. 1 に引用する。その規模は 150 m の桁である。Scandone (1990) は “Chaotic collapse of calderas” を論じた際に、この図を用いて、ピストン状の陥没は、空洞の幅に較べて深いとき(a)に起きて、浅いとき(b)には起きないとしている。これは余りにも定性的な議論である。地表から 150 m 程度の陥没はカルデラの規模の 10^{-2} の桁であり、両者は異なった物性であると考えられる。規模の大きい現象が規模の小さい現象と同じ機構で起るとするには証明を必要とする。

また別の説では、地下深所のマグマ溜まりに空所が生じて、これが崩壊すれば、身近規模の類推からか、その影響が直達的に地表に達した結果、火口部が崩壊してカルデラが形成されるとする。このような類推の成立には、空所の崩壊による地殻内の応力分布、地殻強度を考慮した証明

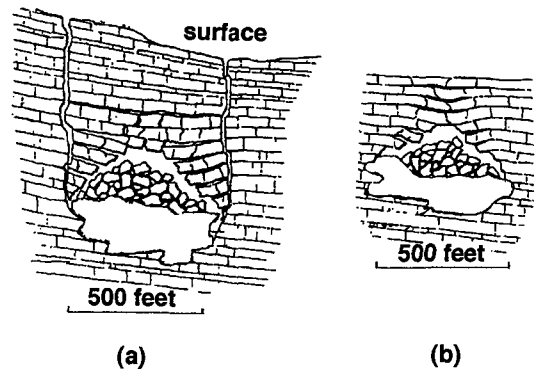


Fig. 1. An example of “piston-like collapse” by oxidation and shrinkage of ore bodies at Bisbee, Arizona after Wesser (1927).

が必要である。本報文では、このような類推の非妥当性を議論する。

II. 岩石の強度

以下では、地殻の浅部、やや深部の破壊或いは崩壊を考えるので、地殻岩石の力学的破壊強度を取り上げる。これについては、実験室内の試料岩片の測定から地殻の巨視的強度を求めるのは必ずしも簡単ではない。大規模物性と小規模物性との異なる一例である。一般に、実験試料は緻密な、傷のない部分を選ばれるのに対して、特に地殻浅部は不均質であり、多くの弱点を含む。故に、実験値の方が野外値より大きい強度を示す傾向があるであろう。

実験室のデータ

この種のデータは多くの物理常数のハンドブックに見られる。ここでは Handin (1966) の報文によって種々の岩石の極限破壊強度を調べた：

千枚岩 (phyllite), 砂岩 (sandstone), 片岩 (schist), 頁岩 (shale), シルト岩 (siltstone), 石質凝灰岩 (lithic tuff), 粘土岩 (claystone), 亜グレーワッケ (subgraywacke), 礫岩 (conglomerate), ホルンフェルス (hornfels), 花崗閃緑岩 (granodiorite), 安山岩 (andesite), 玄武岩 (basalt), 閃緑岩 (diorite), 花崗岩 (granite), グレーワッケ (graywacke), 石灰岩 (limestone) など 57 測定の結果から、破壊強度は平均値 78 MPa (標準偏差 52 MPa) が得られた。また、一般に、剪断強度はこれより 1 桁小さいと考えられる。

野外のデータ

地震に伴う地殻の極限歪について、Rikitake (1975) は 20 の地震の測地資料を用いて、平均値 4.7×10^{-5} (標準偏差 1.9×10^{-5}) を得た。いま、剛性率として花崗岩の測定値 5×10^{10} Pa をとると、応力降下として 2.5 MPa を得る。有効応力はこの値に略等しいであろう。一般に岩石の強度はその間隙水圧の増加と共に減少するが、後述のように、地殻内 3 km 以深では間隙が非常に小さくなるので、ここではその効果を無視する。地殻上層部の強度は、それが不均質で、多くの弱点を含み、また応力集中が起るであろうから、岩石試料の強度より低いことが考えられる。なお、地震に伴う地殻変動は主として断層の形成で、2次元であるのに対して、カルデラ形成にいたる地表の崩壊は3次元的である。従って、必要な応力は上記の値より少なくとも1桁大きいであろう。すなわち、100 MPa に近いと考えられる。

実験室のデータと野外のデータの両者を考慮して、地殻上層部 (0 ~ 5 km) の破壊強度を 50 MPa, 5 km 以深に対しては 100 MPa と仮定する。なお、剪断強度は 10 MPa とする。

III. カルデラ形成の力学的モデル

本報文で論ずるカルデラは、低重力異常の特徴を示すもので、高重力異常を示すものと区別する。これら両者は当然地下構造が異なり、形成機構も異なる (Yokoyama, 1963)。高重力異常を示すカルデラは少数で、伊豆大島やハワイ火山のそれらである。低重力異常のカルデラは、それらの地表あるいは海底の地形から、一般に噴出源が複数あると考えられる場合が多いことから、

筆者はカルデラは複数の大噴火が繰り返し、噴火地点を移して起った結果であると考え、換言すれば、カルデラとは火口の合成である。一般にこれらの大噴火は、先ず激しい爆発によって大量な降下噴出物を放出して火口が拡大する。次の段階では、拡大された火口から比較的緩やかな噴火によって大量な流下噴出物を放出して、カルデラの原形が完成される。このような複数の大火口が合体して、長年月の間に、浸食、崩落によって、次第に拡大、円形化して、現状にいたったと考えられる。

ここで、現在までに提案された力学的モデルの二つについて、その妥当性を吟味する。

(a) キャップ・ロック (cap rock 或いは roof rock) モデル

これはピストン状の陥没とも言える。このモデルの例としては、Druitt & Sparks (1984) がカルデラ形成について2段階モデルを論じた論文に見られる (Fig. 2)。彼等によれば、第1段階では、マグマは溜まりは過重圧縮されていて、マグマは元来の火口から噴火しているが、第2段階では、溜まりの圧力が下降した結果、溜まりの天井が崩落して、新しい火口ができるとする。

いま、このモデルで、マグマ溜まりを円筒形の空洞として、その上にキャップ・ロックを考える。その厚さが薄いときは、周辺固定の円盤となるが、余りに薄い場合は現実的でなく、また、余りに厚い場合は後述の半無限媒体内の空洞として取り扱い可能である。ここではそれらの中間の厚さを考える。すなわち Fig. 2 に示されるようなモデルである。地表近くは非均質、複雑であるが、以下では非常に簡略化して考えると、キャップ・ロックの円周はその重量により剪断応力 τ を受ける：

$$\tau = \frac{\pi r^2 \rho D g}{\pi 2 r D} = \frac{r \rho g}{2} \quad \dots\dots(1)$$

ここで、 D はキャップ・ロックの厚さ、 r は半径、 ρ は密度、 g は重力加速度を示す。キャップ・ロックの及ぼす剪断応力はその厚さに無関係である。火砕物の噴出につれてマグマ溜まりに空洞が生ずる場合、空洞は当然、微小な microcavity から始まる。その空洞の半径 r が式(1)によって、 τ が極限強度にまで増大すると、キャップ・ロックは空洞に崩落する。ここで、岩石の剪断強度を 10~50 MPa とすると、崩落空洞の直径は 1.6~8 km となる。すなわち、強度を大きくとっても、直径 8 km より小さい空

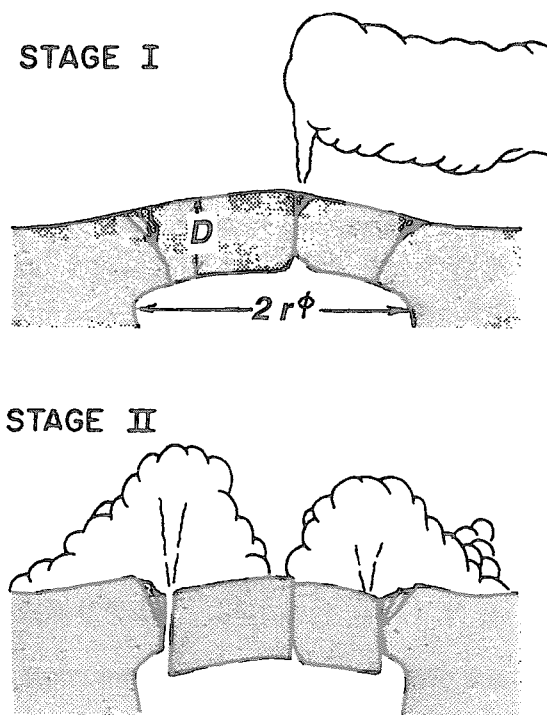


Fig. 2. Two stage model for caldera formation (Druitt & Sparks, 1994). This also belongs to cap-rock model.

洞は崩落しない。地球上のカルデラの直径は10~40 kmの範囲にある。このモデルでは直径8 km以上の大きいカルデラの形成は説明できない。ただ、この直径1.6~8 kmのカルデラは形成後、長年にわたる浸食、周縁の崩落によって拡大することはあり得る。

ここで、小規模の陥没の例にキャップ・ロック・モデルを適用してみる：

三宅島 2000年6月、直径1.5 kmの山頂火口底が一体となって約300 m陥没した。式(1)によって、火口底の強度を求めると、約10 MPaとなる。この火口底は溶岩流、岩塊、火砕物などから成っているであろう。

ガラパゴス諸島 (Galapagos Islands) Filson et al. (1973) によれば、フェルナンデナ・カルデラ (Fernandina caldera) の底で、8 km² (3.3 km×2.5 km) の断面の円筒が約350 m陥没した。いま、この陥没の直径を3 kmとすれば、カルデラ底の強度は20 MPaとなる。この値は三宅島火口底より大きい。これはカルデラ底が主として溶岩流から成ることに因るものであろう。

大谷石採石場 (栃木県) 小規模陥没の例として、大谷石採石場の陥没を取り上げる。大谷石は新第三紀の軽石凝灰岩で、200 m以上の厚さで100 km²以上の面積に分布している。野崎京三 (私信)によれば、大谷石採石場における陥没孔の直径は100~200 mであろう、と言う。いま、平均直径を150 mとして、式(1)を適用すると、大谷石の見掛けせん断強度は約1.8 MPaと得られる。この低い強度は大谷石層に含まれる亀裂などの弱点の効果であろう。

以上では、キャップ・ロック・モデルを簡略化した。現実の地表近くでは、現象を支配するのは地殻の不均質、多くの弱点、応力の集中などであろう。

(b)空になったマグマ溜まりに山体が落ち込むというモデル

このモデルを吟味するため、地殻内の種々の深さの空洞が押し潰されたときの地殻内の応力分布、特に地表に崩壊を生じる応力の大きさの目安を吟味する。従来、地殻内の空洞表面の応力分布や点力源によって生じる地表の変位は議論されてきた。しかし、空洞の崩壊が地表におよぼす効果についての議論は少ない。

地殻内の空洞表面の応力分布については、既に Nishimura & Takayama (1932) が論じていて、空洞表面の応力は圧縮であり、最大成分は静岩圧の1.5倍であるとしている。

地殻中の空洞は静岩圧のため、或る深さより深い所では存在できない。いま、地殻浅部の岩石の圧縮強度を100 MPaとすれば、空洞は約2.7 kmより深い所では潰される。この深さは地殻強度が場所によって、また、深さによって異なるので、極めて近似的である。ここに地殻最上層部の掘削コアの資料がある。矢野他 (1989) は日本国内の地熱地帯で得られた8141ケの掘削コアについて、その孔隙率と深さとの関係を Fig. 3 のように示した。この図において、約2.5 kmより深くなると、岩石の孔隙率は0に近づく。2.5 km 深の静岩圧は約61 MPaであり、この値は前出の地殻浅部の岩石の極限強度 (約100 MPa) と同じ桁である。これより、微小空洞は2.5 km 深より深い所では存在できない。故に、3 km 深より深い所では、空になったマグマ溜まりは直ちに

潰れるであろう。もし、溜まりが加圧されたマグマで満たされていれば、マグマは周辺岩石より剛性が低いので応力は主に周辺岩石に蓄積され、マグマ溜まりとしては、静岩圧に耐えるであろう。より深い地殻部分に対しては、岩石強度を 100 MPa 以上にとってよいであろう。

Timoshenko & Goodier (1970) はそのテキスト "Theory of elasticity" の中で、"Force at a point in an infinite solid" なる章で、無限媒質のなかで点力源があるときの、応力成分の分布を求めている。力源を座標原点にとれば、そこでは応力成分は特異値となるので、適解を求める必要がある。いま、軸対称の釣合いの問題を考えると、応力成分は極座標 (R, θ, ψ) で θ に独立になり、応力関数 Φ は次の Laplace の方程式を満足する：

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial R^2} + \frac{2\partial \Phi}{R\partial R} + \frac{1}{R^2} \text{ctn} \psi \frac{\partial \Phi}{\partial \psi} + \frac{1}{R^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \psi^2} = 0 \quad \dots\dots(2)$$

ここで、円筒座標 (r, θ, z) を用いて、原点で z 方向に働く力 F によって生ずる固体中の応力成分は次のように示される。

$$\begin{aligned} \sigma_z &= -B\{(1-2\nu)z(r^2+z^2)^{-3/2} + 3z^3(r^2+z^2)^{-5/2}\} \\ \sigma_r &= B\{(1-2\nu)z(r^2+z^2)^{-3/2} - 3r^2z(r^2+z^2)^{-5/2}\} \\ \sigma_\theta &= B(1-2\nu)z(r^2+z^2)^{-3/2} \\ \tau_{rz} &= -B\{(1-2\nu)r(r^2+z^2)^{-3/2} + 3rz^2(r^2+z^2)^{-5/2}\} \end{aligned} \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 B は次記のように F に関係する量で、 ν は Poisson 比である。すべての応力は集中力 F の働く座標原点で特異である。そこで、原点を小さい球状空洞の中心とする。この球状空洞に接する環状素の平衡条件から

$$B = F/8\pi(1-\nu) \quad \dots\dots(4)$$

を得る (Thomson, 1882)。ここで、 F は原点に働く集中力の大きさである。この結果はいまの問題に適用できる。地殻中の空洞の崩壊はどの距離まで有意な効果を及ぼすか？ 空洞そのものが崩壊して、集中力の仮定が影響されるであろうが、ここでは、地表までの応力分布の概略を求め

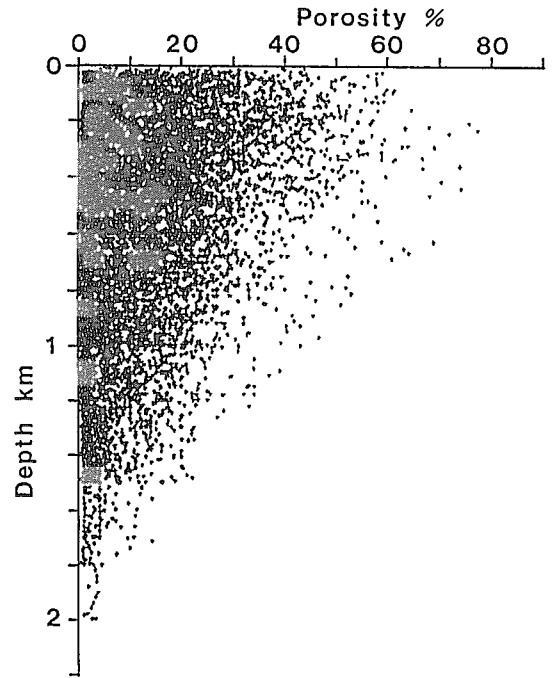


Fig. 3. Porosity of drilled cores from geothermal areas in Japan plotted against depth after Yano et al. (1989).

ることを主目的とする。

マグマ溜まりは静岩圧下にあり、火道を通じてマグマ物質を噴出した結果、その一部あるいは全部が空になったと仮定する。そして力 F をマグマ溜まりの水平断面に働く静岩圧の合成全圧力ととる。

式(3)において $r = 0$ とおけば、座標軸 $r = 0$ に沿って働く鉛直応力が得られる：

$$\sigma_{z,r=0} = \{F/8\pi(1-\nu)\} \{(1-2\nu+3)/z^2\} \quad \dots\dots(5)$$

いま、 $\nu = 0.25$ とすれば

$$\sigma_{z,r=0} = F/8\pi \cdot 0.75 \cdot 3.5/z^2 = 1.03F/z^2 \quad \dots\dots(6)$$

座標原点に働く力 F は静岩圧 p_z (Pa) にマグマ溜まりの水平断面積を乗じたものである。いま、マグマ溜まりを半径 a の球と仮定し、その深さを d とすれば、その水平断面に働く静岩圧 p_z は $\rho g d$ となる (ρ は地殻密度)。そして F は $p_z \pi a^2$ (N) と表わされ、これは a, d の関数である。この議論では、マグマ溜まりの大きさは F を決めるためだけに用いられ、 F は原点に集中する。厳密には地表面、火道の存在は応力分布に影響を与える筈であるが、ここでは応力の大きさの概算を目的としているので、それらの影響を無視する。また、地表面の存在は無限媒質の仮定に反するので、地表面においては、鉛直応力、接線応力が共に 0 という条件を吟味してみる。式(3)、(5)によれば、応力成分はすべてマグマ溜まりからの距離 (z) の自乗に逆比例して減少する。次に示すように、マグマ溜まりの深さが 5 km より深い場合は地表面に相当する距離では、応力は相対的に小さくなるので、この場合には地表面の存在の影響はない。

式(6)により、マグマ溜まりの半径 $a = 1$ km および 3 km の 2 場合について、各深さに対して圧縮応力を求め、その分布を Fig. 4 に示す。ここで $a = 3$ km の球の体積は約 110 km³ で、カルデラ形成を伴った大噴火の噴出物の体積の桁である。Fig. 4 において、二重丸はマグマ溜まりの中心位置を示し、 F 数値はそこに働く集中力 $p_z \pi a^2$ (単位 N) を示す。縦軸に沿って並ぶ数値は各深さ (0 ~ 10 km) における圧縮応力 $\sigma_{z,r=0}$ (単位 MPa) を示す。メッシュ領域は圧縮応力が 100 MPa 以上、白地領域は 50 ~ 100 MPa、太い実線の領域は 50 MPa 以下を示す。式(6)によれば、圧縮応力の分布は原点から上方向および下方向に対称的である。Fig. 4 にはマグマ溜まりの深さ 10 km までを示すが、より深い場合にもその傾向は容易に外挿できる。マグマ溜まりの直径が 2 km の場合 (Fig. 4 a)、2 km 深では地表にやや影響するが、5 km 深では殆ど影響しない。直径が 6 km の場合 (Fig. 4 b)、5 km 深では地表にやや影響するが、現実にはこのような配置は考え難い。直径 6 km、10 km 深では、地表を崩壊させるに足る応力を及ぼさない。

Fig. 4 に示される応力分布を見ると、マグマ溜まりの深さが重要である。本報文では、カルデラ形成時のマグマ溜まりの位置は、現在の活火山のそれと大きい違いはないものと仮定する。そこで、現在の火山のマグマ溜まりの深さについて次章で考える。

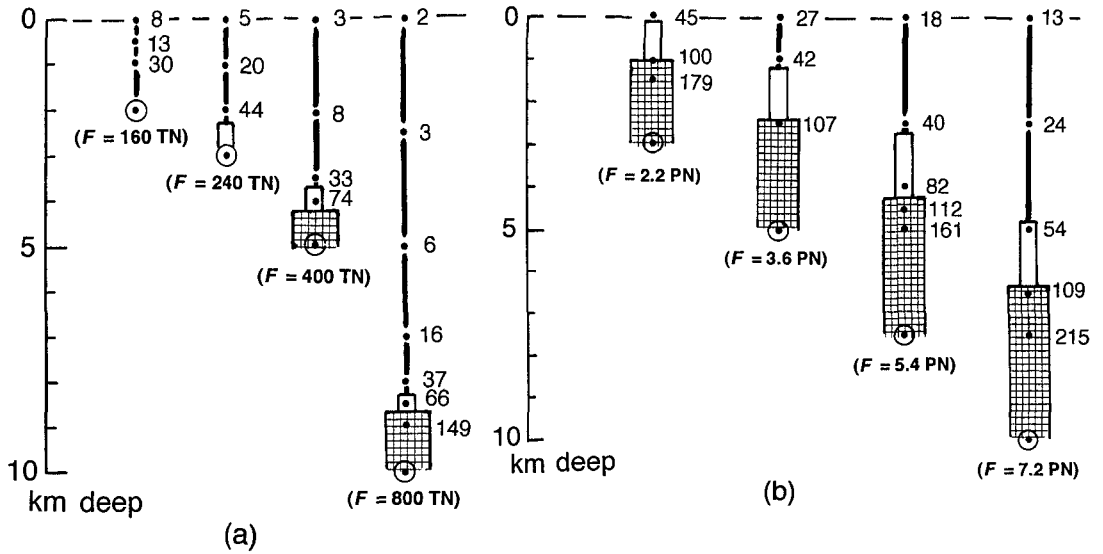


Fig. 4. Distribution of vertical stress components due to collapses of magma reservoirs, up to the earth surface. Unit is MPa.

(a) Magma reservoir is 2 km in diameter, and (b) 6 km.

Meshed parts indicate the stresses being larger than 100 MPa and blank parts indicate the stresses ranging between 50 and 100 MPa.

F -values show concentrated forces ($=\rho_z \pi a^2$) at the origin (unit: Tera Newton or Peta Newton).

IV. 比較的信頼できるマグマ溜まりの深さ

周知のように、地下のマグマ溜まりを検知するには諸種の地球物理学的な方法がある。その中で、現在最も信頼できる方法は地震波によるものであろう。これとても、多くの人々の努力により、時代と共に、技術の進歩、解析方法の開発によって、その結果の精度、信頼度が向上してきた。ここでは、1993年以降に報告されたものに限って、年代順に述べる。前記のように、本報文では低重力異常型のカルデラを対象としているので、伊豆大島を例外として、カルデラは低重力異常型をとり上げた。

ロング・ヴァリイ・カルデラ (Long Valley caldera), カリフォルニア; 32 km × 17 km

Romero et al. (1993) は 4 ~ 8 km 深に明瞭に識別できるマグマ溜まりは、トモグラフィ法では確認できなかった。Ponko & Sanders (1994) は S 波減衰を観測して、リサージェント・ドームの下、7 ~ 8 km 深にマグマ系の屋根を検出した。Steck & Prothero (1994) は P-S 転換波によって約 10 km 深にマグマ溜まりの屋根があるとした。Sanders et al. (1995) は高減衰 S 波、非地震活動地域を 7 ~ 9 km 深に認め、多分これはマグマを含むであろうとした。

ヴァイエス・カルデラ (Valles caldera), ニュー・メキシコ; 32 km × 18 km

Roberts et al. (1995) は遠地地震の P 波遅延から、6 ~ 12 km 深に低速度領域を求めて、これを部分熔融に因るものとした。

日光白根山，関東

Matsumoto & Hasegawa (1996) は走時トモグラフィーから、8 ~ 15 km 深に 15 km × 15 km の断面の S 波反射体を認めた。

リダウト火山 (Redoubt volcano)，アラスカ

Benz et al. (1996) は 3 次元 P 波及び S 波の速度構造を決めて、1 ~ 6 km 深に伸びる低速度構造を発見して、これをマグマの通路と解釈して、地殻の上層部 7 ~ 8 km 深には大きい低速度部分は存在しないとした。

ヴェスヴィアス火山 (Somma-Vesuvius)，イタリア

Zollo et al. (1996) は走時トモグラフィーから、12 ~ 14 km 深の反射層の下に非常に剛性の低い領域の存在を指摘した。

伊豆大島カルデラ，関東； 直径約 3 km

Mikada et al. (1997) は散乱波トモグラフィーにより、9 ~ 10 km 深に水平に 2 ~ 3 km の範囲に地震波散乱域を認めた。

阿蘇カルデラ，九州； 18 km × 25 km

Sudo & Kong (2001) は走時トモグラフィーによって、P 波、S 波速度の 3 次元構造を決めた。その結果、6 km 深を中心として、10 km 深におよぶ略球形のマグマ溜まりを認め、これはマグマ活動の現在の中心であるとした。

鬼首カルデラ，東北； 直径約 10 km

Nakajima & Hasegawa (2003) は走時トモグラフィーによって、P 波速度 (V_p)、S 波速度 (V_s) および V_p/V_s の 3 次元構造を求めた。 V_p 、 V_s の低異常は 10 km 深より深い所にあり、地震波の減衰の著しい地域は低速度異常と合致して、流体の存在を意味するとした。

ここに挙げた例のなかでは、阿蘇火山の現在の活動に対応するマグマ溜まりが稍浅いところにあるが、他の火山、カルデラについては、最近の地震波探査によって 4 km 深より浅いマグマ溜まりは検出されていない。

以上により、これより後の議論では、マグマ溜まりの上面の深さとしては、5 km より深い場合を対象とすることにする。

マグマ溜まりの崩壊の及ぼす地表までの効果

地殻の圧縮強度はその深さと共に増大するが、第 2 章で論じたように、5 km 深より浅い所では 50 MPa、5 ~ 10 km では 100 MPa とする。このような地殻の強度分布を考慮して Fig. 4 の応力分布を見ると、次のことが言える。

a) マグマ溜まりの直径が 2 km の場合 (Fig. 4-a) :

マグマ溜まりの深さが 5 km 以深では、地殻表層の崩壊の可能性は低い、

(“ ” 2～3 km では、地殻表層は多分崩壊しない。)

b) マグマ溜まりの直径が 6 km の場合 (Fig. 4-b):

マグマ溜まりの深さが 5 km では、地殻表層の崩壊の可能性は低い、

“ ” 7.5 km では、崩壊の可能性は非常に低い、

“ ” 10 km 以深では、崩壊の可能性はまずない。

以上を要約すると、地殻表層の崩落は主としてマグマ溜まりの深さに依存する。マグマ溜まりが 5 km より深い場合、そこに崩壊が生じて、地殻表層は多分崩壊しないと考えられる。

V. 結 語

カルデラ形成に関する従来の仮説の主たるものを力学的に吟味した。そのために、まず、地殻上部の岩石の強度をまとめた。本報文では、5 km 深までの地殻の圧縮破壊強度を 50 MPa、5 km 以深では 100 MPa とした。

従来、類推をもとにして出されていた二つのモデルを力学的に検討した。一つはキャップ・ロック・モデルである。力学的に見れば、ピストン状崩落はその層厚には無関係で、最大直径は 8 km に留まる。地球上のカルデラの直径は 10～40 km の範囲にあるので、このモデルではカルデラ形成を説明できない。

他のモデルは、空洞になったマグマ溜まりが崩壊すると、その効果が直達的に地表まで及んだ結果、地表部が陥没してカルデラが形成される、というモデルである。これを論ずるため、まず、無限媒質の 1 点に集中力が働いた場合の地殻中の応力分布を数式化した。そして、最近 10 年間に地震波の観測から決められたマグマ溜まりの深さ (約 10 km 前後) をとり、溜まりの直径が 2 および 6 km の場合について検討した。その結果、地下深所のマグマ溜まりが静岩圧によって崩壊しても、その深さが深ければ、崩壊の効果は地表まで及ばないと結論された。

定量的な根拠のない類推にもとづくカルデラ形成に関する 2 説を検討した結果、地殻岩石の強度について任意性が残るが、共に妥当性が低いという結論に達した。

謝辞 大谷石採石場について御教示を頂いた応用地質株式会社の野崎京三博士に深謝致します。この小論を、長年の畏友、西田泰典教授の定年退職を記念して、同教授に呈上致します。

文 献

- Benz, Hm., B. A. Chouet, P. B. Dawson, J. C. Lahr, R. A. Page and Ja. Hole, 1996. Three-dimensional P and S-wave velocity structure of Redoubt volcano, Alaska, *J. Geophys. Res.*, **101**, 8111–8128.
- Druitt, T. H. and R. S. J. Sparks, 1984. On the formation of calderas during ignimbrite eruptions, *Nature*, **310**, 679–681.
- Filson, J., T. Simkin and L. K. Leu, 1973. Seismicity of a caldera collapse: Galapagos Islands 1968, *J. Geophys. Res.*, **78**, 8591–8622.
- Handin, J., 1966. Strength and ductility in Handbook of Physical Constants, Edit. S. P. Clark, Jr, *Memoir* **97**,

- Geol. Soc. Amer.*, 238–289.
- Matsumoto, S. and A. Hasegawa, 1996. Distinct S wave reflector in the midcrust beneath Nikko-Shirane volcano in the northeastern Japan arc, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3067–3083.
- Mikada, H., H. Watanabe and S. Sakashita, 1997. Evidence for subsurface magma bodies beneath Izu-Oshima volcano inferred from a seismic scattering analysis and possible interpretation of the magma plumbing system of the 1986 eruptive activity, *Phys. Earth Planet Inter.*, **104**, 257–269.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, 2003. Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northern Japan: implications for fluid distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **127**, 1–18.
- Nishimura, G. and T. Takayama, 1932. On the effect of a spherical cavity on the equilibrium of the gravitating semi-infinite elastic solid, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **10**, 352–383.
- Ponko, S. C. and C. O. Sanders, 1994. Inversion for P and S wave attenuation structure, Long Valley caldera, California, *J. Geophys. Res.*, **99**, 2619–2635.
- Rikitake, T., 1975. Statistics of ultimate strain of the earth's crust and probability of earthquake occurrence, *Tectonophysics* **26**, 1–21.
- Roberts, P. M., K. Aki and M. C. Fehler, 1995. A shallow attenuating anomaly inside the ring fracture of the Valles Caldera, New Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **67**, 79–99.
- Romero, A. E. Jr., T. V. McEvelly and E. L. Majer, 1993. Velocity structure of the Long Valley caldera from the inversion of local earthquake P and S travel times, *J. Geophys. Res.*, **98**, 19869–19879.
- Sanders, C. O., S. C. Ponko, L. D. Nixon and E. A. Schwartz, 1995. Seismological evidence for magmatic and hydrothermal structure in Long Valley caldera from local earthquake attenuation and velocity tomography, *J. Geophys. Res.*, **100**, 8311–8326.
- Scandone, R., 1990. Chaotic collapse of calderas. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **42**, 285–302.
- Steck, L. K., and W. A. Jr. Prothero, 1994. Crustal structure beneath Long Valley caldera from modeling of teleseismic P wave polarizations and PS converted waves, *J. Geophys. Res.*, **99**, 6881–6898.
- Sudo, Y. and L. S. L. Kong, 2001. Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan, *Bull. Volcanol.*, **63**, 326–344.
- Thomson, W., 1882. Notes on the integration of the equations of equilibrium of an elastic solid, *Mathematical and physical papers*, vol. 1, 97–99.
- Timoshenko, S. P. and J. N. Goodier, 1970. Theory of elasticity, McGraw-Hill Book Co. New York: 567 pp.
- 矢野雄策・須田芳朗・玉生志郎, 1989. 日本の地熱調査における坑井データ, その1, コア測定データ —— 物性, 地質層序, 年代, 化学組成 ——, 地質調査所報告, **271**, 1–832.
- Yokoyama, I., 1963. Structure of caldera and gravity anomaly, *Bull. Volcanol.*, **26**, 67–72.
- Wisser, E., 1927. Oxidation subsidence at Bisbee, Arizona. *Econ. Geology*, **8**, 761–790.
- Zollo, A. and other 19 authors, 1996. 2D seismic tomography of Somma-Vesuvius, Description of the experiment and preliminary results, *Ann. Geofis.*, **39**, 471–486.