玄武岩質火山成長に伴うカルデラ形成—重力崩壊モデル—

高 田 亮*

Caldera Formation Associated with the Growth of a Basaltic Volcano: A Model for Gravitational Collapse

Akira TAKADA *

Abstract

Basaltic volcanoes above oceanic crust or island-arc crusts develop calderas. Upon the formation of this caldera, the collapsed volume was generally far larger than erupted volume. Caldera width, its depth, and caldera horizontal width (CR) / volcano size (VR) depend on the physical properties of an oceanic crust. The CR/VR ratio decreases away from the ridge. At Fernandina volcano, Galapagos, the elongated caldera of 3.5 km × 2.5 km was formed in 1968 during a phase dominated by circumferential fissure eruptions after a phase dominated by radial fissure eruptions. At Kilauea volcano, Hawaii, during a phase dominated by central eruptions, several drain backs of lava lake occurred from 1800, and, finally, a caldera of 1 km in diameter collapsed in 1924. Caldera collapse seems to be inevitable because accumulated crystals and solidified magma under a volcano increases gravitational instability. According to the gravitational collapse model proposed in this paper, it is difficult to determine when, how wide, and how deep a caldera collapse will occur. The magma plumbing system expands horizontally and vertically during long-term growth. Caldera collapse should contribute to vertical growth. Horizontal growth and vertical growth are governed by physical properties of the crust beneath the volcano; the former process is dominant in Hawaii, and the latter in Galapagos. In the case of Miyakejima volcano, the caldera collapse may be triggered by dike intrusions into a region with a low probability of intrusions or by an increase in the magma supply beneath the magma chamber. At the Miyakejima eruption in 2000, the caldera of 1.5 km in diameter formed in the shallow crust; ductile mass or dense magma with crystal mush may have moved downward or northwestward in the deep crust.

Key words: basaltic volcano, caldera, instability, gravitational collapse, Galapagos, Hawaii, Miyakejima
キーワード: 玄武岩質火山, カルデラ, 不安定, 重力崩壊, ガラパゴス, ハワイ, 三宅島

I. はじめに

三宅島火山は、20 数年の間隔で噴火を繰り返してきたにも関わらず、最近ではカルデラは形成されなかった。今回ほとんど噴火物を噴出していない

にも関わらず、なぜカルデラが形成されたのか。1000–3000 年に 1 回の事件なのである。玄武岩質火山に伴うカルデラは、重力不安定現象の理解に非常に重要である。今回の三宅島火山のカルデラ形成事件は、山体崩壊や大規模噴火などとともに、

* 産業技術総合研究所地球科学情報研究部門

* Research Institute of Geoscience and Technology, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

蓄積された不安性がいつどれくらいの規模で解消するのか予測が困難な現象の一つである。何が予測可能か、何が不可能かを考えさせられる事件であった。

多量の玄武岩質マグマや珪長質マグマの噴火により、カルデラが形成されることがある。このカルデラは、マグマ溜まりに蓄積されていたマグマが噴出し、マグマ溜まりの天井から地表までのブロックが沈降してできる陥没性凹地と考えられている。一般に、直径が1.5 km以上の凹地にカルデラを、直径が1.5 km以下の凹地にクレータ(火口)を使用するが、本論では煩雑性を避けるために、大きさに関わらず陥没性凹地をカルデラと呼ぶ。玄武岩質の火山には、多量のマグマを噴出せずにカルデラが形成されることがある。有名なハワイのキラウエア火山のカルデラの名前をとって、キラウエア型カルデラと呼ぶことがある。また、これらのカルデラ内および周辺は高重力異常を示すことから、高重力カルデラと呼ぶこともある。前者の多量のマグマの噴出により形成されたカルデラは、噴出量と陥没量がおおよそ同じになるので、空間の収支を合わせることができ、成因を理解しやすい。一方、後者のカルデラは噴出量に比べて陥没量が大きいため、これまで成因に関する議論があった。

本論では、(1) 世界の玄武岩質火山に伴うカルデラの特徴をまとめ、共通点を導き出す。(2) 有史に目撃された、ガラパゴスとハワイでのカルデラの形成事件前後の噴火史と地球物理学上の観測量をまとめる。(3) 玄武岩質火山体成長に伴い、マグマ供給系内に重力の不安定が蓄積される必然性を指摘し、最終的にマグマ供給系の重力崩壊というモデルを提案する。(4) 最後に、三宅島2000年噴火でのカルデラ形成事件との比較を行う。

II. 世界のカルデラ

北西大西洋の海嶺近傍には多くのカルデラ火山が報告されている(Clague *et al.*, 2000)。図1aには、最大規模から上位3番目までのカルデラの水平規模の範囲をプロットした。最大のカルデラで径8.5 km × 6.5 kmである。1-2 kmの直径をもつ

図1 海洋地殻上の玄武岩質火山に伴うカルデラの比較。カルデラの水平規模 (a)、火山の水平規模に対するカルデラの水平規模 (b)、各火山の下の海洋地殻の年齢と弾性的厚さ (c)。aは、最大規模から3番目までの値をプロット。基礎データは、Bodine *et al.* (1981), Munro and Rowland (1996), Clague *et al.* (2000)から。

Fig. 1 Comparison among calderas of basaltic volcanoes above the oceanic crust. Horizontal width range of three largest calderas (a), horizontal width/volcano size (b), and elastic thickness with age of oceanic crust beneath each volcano (c). Data from Bodine *et al.* (1981), Munro and Rowland (1996), and Clague *et al.* (2000).

ものが多い。深さは100-400 mである。深さについては、特に複数回の陥没事件の積算の可能性や、カルデラ底も溶岩流により埋め立てられた可能性があることを考慮しなくてはならない。海底からの火山の規模 (VR) に比べて、カルデラ径 (CR) が大きい (図1b)。CR/VR比は0.3-0.5程度である。海嶺と直交方向に、互いに重なり合いながら線上に並ぶカルデラ群が見られる。より海嶺に近いカルデラは、より海嶺から遠いカルデラを切っている。カルデラ群のこれらの関係は、片側拡大速度5 cm/yで海底が移動したためと仮定をおくと、平均で10000年に1回カルデラが形成されたと考えることで説明できる。

島弧のカルデラは、一般に径は3 km 以下である。1 km 程度のものが多い。深さは100-500 m 程度である。伊豆大島火山（例えば、川辺，1998），三宅島火山（例えば、津久井・鈴木，1998），青ヶ島火山（例えば、高田ほか，1994）などに見られる。

1) フェルナンディナ火山 (ガラパゴス)

Simkin and Howard (1970) の報告に基づき、カルデラ形成前後の噴火や地震の時系列を見てみよう (図 3)。1968 年 5 月 21 日に東麓で放射状割れ目噴火が起こり、約 $0.01\text{--}0.1\text{ km}^3$ 程度の溶岩流が噴出した。6 月上旬には地震回数が少し増え、いったん減少するが、6 月 10 日から再び急激に増

Fig. 2 Time series diagram of clockwise azimuth from north for fissure eruption sites of Fernandina volcano (Galapagos). Data from Simkin and Howard (1970), Kaufman and Burdick (1980), Chadwick *et al.* (1991), Rowland and Munro (1992), Simkin and Siebert (1994), and Rawland (1996).

— 247 —

図 3 フェルナンディナ火山（ガラパゴス）の 1968 年カルデラ陥没事件前後の噴火と地震活動。基礎データは、Simkin and Howard (1970), Kaufman and Burdick (1980) による。

Fig. 3 Volcanic activity and seismicity of 1968 caldera collapse of Fernandina volcano, Galapagos. Data from Simkin and Howard (1970), and Kaufman and Burdick (1980).

月下旬まで急激に減少した。この期間に、 $5 < M < 5.5$ の地震が 16 回発生した。地震の発震機構は、陥没現象を示唆する下向き一軸押しか、正断層型のものが認められた (Filson *et al.*, 1973; Kaufman and Burdick, 1980)。深さが最深で 14 km と見積もられている。精度に問題があるが深いことは間違いない。6 月 19 日にフェルナンディナ火山に昇った調査隊は、硫黄臭を感じている。6 月 21 日に、エクアドル空軍機が新しいカルデラ陥没があったこと始めて確認した。最終的に、カルデラの水平規模は $3.5 \text{ km} \times 2.5 \text{ km}$ 、落差は 350 m、陥没量は 2 km^3 に達した。総噴出量は陥没量の 50 分の 1 から 20 分の 1 である。

7 月以降、カルデラ壁崩壊が進み、カルデラ内での噴煙活動が継続した。5 ヶ月後にカルデラに下降した調査隊は、硫黄昇華物が増加していることを確認した。1972 年 6 月 4 日に、カルデラ内から溶岩の噴出が始まった。その後、カルデラ内で、1–4 年おきに小規模な溶岩噴火が起こっている。1950 年以降の平均噴出率は $2.5 \text{ km}^3/\text{ky}$ である。

2) キラウエア火山（ハワイ）

ハワイ諸島のほとんどの火山にはカルデラが存在する。今、海底で成長しつつあるロイヒヒ火山でも直径 2 km 弱のカルデラがある (Malahoff,

1987)。キラウエア火山では、1790 年にマグマ水蒸気爆発が起こりカルデラが形成された (例えば、McPhie *et al.*, 1990; Mastin, 1997)。1924 年には、そのカルデラ内にある直径 1 km の小規模なハレマウマウカルデラ (火口) が、マグマ水蒸気爆発を伴いながら再陥没した (Jaggard and Finch, 1924; Dvorak, 1992)。両方の陥没事件のとき、イーストリフトゾーンでは側噴火ないし貫入があった。

1800 年代前半から 1930 年頃まで、ハレマウマウカルデラ付近でほぼ連続的に噴火が継続した (Macdonald and Abbott, 1983)。この期間にカルデラでは溶岩の drain back が何回も起こっていた。図 4a は、噴火割れ目の位置を山体中心からの距離の時間変化で表現したものである。溶岩が drain back すると (図 4b の Δ)、遠方の山腹で割れ目噴火が同時期に起こった (図 4a の Δ)。すぐに再噴火がカルデラ内で起こり、溶岩湖のレベルは再びもとの高さに戻った。1924 年まではこのようなパターンを繰り返していた。

Dvorak (1992) などを参考に、1924 年のカルデラ陥没事件前後の観測量を比べてみよう。1924 年 2 月から、傾斜計によれば徐々にハレマウマウカルデラが沈降を始めていた (図 5a, b)。溶岩湖の

図 4 キラウエア火山（ハワイ）の噴火割れ目の時系列図 (a) とハレマウマウのカルデラ底（溶岩湖）高度 (b).
噴火割れ目の時系列図は、火山中心からの距離で表現した (図 2 参照). E は東リフトゾーン方向, SW は南西リフトゾーン方向. 基礎データは, Macdonald and Abbott (1983), Peterson and Moore (1987), Takada (1997) による.

Fig. 4 Time series diagram of distance from the center of a volcano for eruption sites of Kilauea volcano, Hawaii (a), and crater floor level of Halemaumau (b).
See the lower diagram of Fig. 2. E: East riftzone, SW: Southwest riftzone. Data from Macdonald and Abbott (1983), Peterson and Moore (1987), and Takada (1997).

図 5 キラウエア火山（ハワイ）の 1924 年カルデラ陥没事件前後の火山活動、傾斜変動、地震活動。1922-1924 年 (a) と 1924 年 2 月-7 月 (b) (Dvorak, 1992). 網掛けのバーは、イーストリフトゾーン下部で、地表に開口割れ目が形成された時期。

Fig. 5 Volcanic activity, tilt change, and seismicity of 1924 caldera collapse of Halemaumau, Kilauea, Hawaii. 1922-1924 (a) and Feb.-July, 1922 (b) (Dvorak, 1992).
The shaded vertical bar indicates when cracks were opening along the lower east rift zone.

図 6 重力不安定蓄積 (a) からトリガー発生 (b) そして重力崩壊 (c) へ到るカルデラ陥没モデル。数字は、岩石、マグマ、結晶の密度。LNB は、脱ガスした（ドライな）マグマと母岩の密度が釣り合う深さ。

Fig. 6 A model for caldera formation process from gravitational instability (a) and trigger (b) to gravitational collapse (c).

Numeral is density of rocks, magma, or crystal. LNB: the level of neutral buoyancy.

高さは 150 m 下がった。最終的に熱い溶岩は観察されずカルデラ床が見えていた。図 5a の白抜き四角は溶岩湖の高さを示し、黒四角はカルデラ床の高さを示す。4 月 22-23 日に、イーストリフトゾーンの海岸近くで地下で岩脈貫入を示唆する割れ目が発生し（図 5 の網掛のバー）、それとともに、ハレマウマウカルデラの床が急激に地震を伴い下がり始めた。いったん地震は収まったが 5 月中旬以降地震回数が急増し、5 月 29 日までに 250 m ほどカルデラ床が下がった。この陥没で約 0.2-0.4 km³ の体積減であった。爆発による噴出物量は約 0.001 km³ である。貫入量は、長さ 50 km 高さ 5 km 幅 1 m の岩脈とすると 0.25 km³ と見積もられる。ハワイでは、岩脈の幅は露頭から、また岩脈の高さはマグマ貫入による地震から、2-3 km から 5 km 程度と考えられている (Takada, 1999)。結局、陥没量と貫入量はおおよそ同じ値となった。カルデラ陥没に伴う爆発的噴火の様子は、Jaggard and Finch (1924) や Dvorak (1992) に記録され

ている。

同年 7 月 19 日には、陥没したカルデラ底で再噴火が起こった。これ以後、小規模噴火が続いた。1954 年以降は山腹での噴火活動が活発となり、カルデラ床のレベルは少しずつしか上昇しなかった（図 4b）。

IV. カルデラ陥没のモデル

1) 重力不安定なマグマ供給系

カルデラ陥没の必然性について考察する。マグマ供給系上部の発泡したマグマ（密度: 2600 kg/m³ 以下）は、固結すれば溶岩とスコリアの互層からなる周囲の母岩（平均密度: 約 2400 kg/m³）より重い玄武岩・斑れい岩（密度: 2700 kg/m³ 以上）になる（図 6a）。マグマ供給系中部のマグマ溜まり周辺のマグマ（密度: 2600-2700 kg/m³）は結晶分化し、重いカンラン石や輝石の結晶（密度: 3300-3400 kg/m³）を沈積する。もし、マグマ溜まりがドライなマグマと母岩が釣り合う深さで形成され

図 7 マウナロア火山の下部にカンラン石の多いマグマが貫入していることを示す模式図 (Garcia *et al.*, 1995).

Fig. 7 The diagram showing the existence of intrusions of dense olivine-rich magmas into deeper portions of Mauna Loa volcano (Garcia *et al.*, 1995).

るとすると、マグマが固結した玄武岩や沈積した結晶は、母岩より重い。これらは、すべて重力不安定を引き起こす要因となる。

陥没の量的な検討を行う。時間とともに不安定な重い部分の規模が大きくなる (図 6a)。0.01–0.1 km³/y 程度の長期マグマ供給率をもつ火山では、噴出率/供給率 = 0.3 のとき 1000 年で 7–70 km³ 程度のマグマがマグマ供給系に残る。これらが、マグマ供給系内で高さ 3.3 km、水平規模 1–10 km 程度に分布したとする。高さ 3.3 km の周囲より重い部分 (母岩との密度差を 300 kg/m³) が重力不安定を起こすとどうなるのであろうか。その部分の下部で、破壊強度と同等の値である 10 MPa 程度の余剰応力が発生する。これは、高温の領域でも歪速度が大きいと脆性破壊による陥没発生が十分可能な量である。また、1–10 km の直径の部分に密度差 300 kg/m³ の重力不安定が起こると、周囲が斜長石 (400℃ での粘性: 10²³ Pa s) なら 0.001–0.1 cm/y、石英 (400℃ での粘性: 10²¹ Pa s) なら 0.1–10 cm/y の沈降速度をもつ塑性変形が起こりうる。最近ではカルデラが少しずつ陥没しているという観測結果も報告されている (Sturkell and

Sigmundsson, 2000)。

2) 重力崩壊型陥没モデル

玄武岩質火山に伴うカルデラ形成の場合、噴出量に比べて陥没量が圧倒的に大きいのが特徴である。Macdonald (1965) は、側噴火による山頂直下のマグマの移動が原因であるという説を提案した。ガラパゴス 1968 年の陥没のように陥没量が 2 km³ に達するものは、浅所の岩脈として説明すると通常の岩脈の規模を越えている。長さ 100 km 高さ 5 km 幅 5 m の岩脈だと体積が 2.5 km³ となるが、現実的でない。Walker (1988) は、ハワイで火山体中心部の荷重圧により高重力カルデラが形成されるモデルを提唱している。

前述した重力不安定性から導かれるモデルは、マグマ供給系の重力崩壊である。固体としてのマグマ供給系の崩壊なら、Walker (1988) 説の発展である。また、マグマ溜まりに沈積した crystal mush を含む重い液体の下方ないし斜め横への移動なら、Macdonald (1965) の説の発展でもよい。いずれにしても重くなった液体、結晶、固体がより下方へ移動する現象と考えられる (図 6c)。溶岩湖の drain back も、一種の重力不安定の結果起こるものである。溶岩湖に蓄えられたマグマは脱ガスし重くなり、側方へ移動するか、マグマ供給系へ戻っていく。

では、マグマ溜まりに沈積した crystal mush を含む重い液体の下方ないし斜め横への移動が観察されるのだろうか。ハワイでは、リフトゾーンの延長の崩壊した崖で、カンラン石の多い玄武岩の貫入岩が見つかっている (Garcia *et al.*, 1995) (図 7)。また、海洋地殻の断面 (オフィオライト) には、斑れい岩中に超塩基性岩からなる貫入岩体が見られる (Nicolas, 1989)。これの解釈として、マグマ中の液体部分がぬけた残りという説以外に、上から落下した crystal mush である可能性を検討する必要がある。

3) 重力崩壊のトリガー

玄武岩質火山のカルデラ陥没が重力不安定に起因した重力崩壊であるすると、長期の火山成長の中では必ず起こる現象であるといえるが、いつ、どれくらいの水平規模で、どれくらい深く陥没す

るか予測は難しい。不安定性がどれくらい蓄積しているか、トリガーは存在するかということはある程度議論できる。ガラパゴス 1968 年の陥没事件やキラウエア 1924 年の陥没事件では、貫入事件はトリガーになりうるかもしれない (図 6b)。また、キラウエア 1924 年の陥没事件では、トリガーとして、溶岩湖の溶岩の drain back などの可能性もあげられる (図 6b)。しかし、1800 年からの履歴を見ると、drain back が起これば、すぐカルデラが形成されるわけではない。また、マグマ溜まり下部からのより新鮮なマグマの多量供給によるマグマ供給系の破壊なども考えられよう (図 6b)。三宅島 (津久井, 2000) や伊豆大島 (川辺, 1991) のように、カルデラ形成期により新鮮なマグマが多量に供給されていた場合もある。

つぎに、火山発達史の中で、カルデラ陥没が起こりやすい時期があるのだろうか？ リフトゾーンの発達しない火山では始めにマグマは放射状に貫入し、その岩脈による余剰な応力が緩和されなくなると、中心噴火や環状の割れ目噴火が起こる。図 8 のガラパゴスのモデルで、水平方向のバネが縮んだ状態に相当する。火山体は上に成長する。逆にカルデラ陥没により下にも拡大する。鉛直方向拡大で余剰な応力が蓄積すると、再び放射状にマグマは貫入する。図 8 のガラパゴスのモデルで、垂直方向のバネが縮んだ状態に相当する。ガラパゴスは、このようなサイクルを繰り返しているようである。フェルナンディナ火山では、1950 年頃から鉛直方向拡大の時代であった。1968 年のカルデラ陥没もこの時期に起きた。一方、水平拡大が優勢なハワイでもカルデラは存在する。リフトゾーンへのマグマ貫入が盛んなときは水平拡大卓越時であるが、中心噴火卓越時には水平拡大が起こりにくく、カルデラ陥没のような下方拡大が起こる可能性が考えられる。キラウエアでは、少なくとも 1800 年以降、1950 年まで、中心噴火の時代であった。

V. 長期マグマ供給系拡大からの視点

長期のマグマ供給系成長モデルから見たカルデラ陥没の役割について考察する。一般に、第四紀

VOLCANO GROWTH

Hawaii

Galapagos

図 8 地殻内における水平拡大と鉛直拡大からなるマグマ供給系と火山の長期成長モデル。ハワイでのリフトゾーンと正断層・デコルマによる水平拡大と、ガラパゴスでの環状割れ目とカルデラ陥没からなる鉛直拡大。岩脈貫入によるマグマ供給系発達モデルは、バネ (弾性体の地殻)、ダッシュポット (粘性体の地殻)、スライダー (断層)、ストッパー (拡大阻害要因)、荷車 (広域変位場) からなる。

Fig. 8 Long-term growth model for the magma plumbing system composed of horizontal spreading and vertical spreading in the crust. Horizontal spreading due to rift zones and faults in Hawaii, and vertical spreading due to circumferential dikes and caldera collapse in Galapagos. A model of magma plumbing system is composed of a spring (elastic crust), a dash-pot (viscous crust), a slider (fault), a stopper (constraint), and a car (regional spreading).

の玄武岩質火山の場合、噴出量に比べると貫入量は、2-3 倍から 10 倍に達する (Takada, 1999)。マグマ供給系を含めた火山内部が貫入岩として地殻の中で成長する仕組みは、海嶺のように水平方向に広がる「水平拡大」と地殻が厚くなる「垂直拡大」しかない。このうち垂直拡大作用により、マグマの下部地殻への付加や今回話題にする環状の噴火割れ目形成や重力崩壊型カルデラの形成が起こる。

ハワイでは、リフトゾーン成長と断層運動により、火山体やマグマ供給系が水平拡大している (中村, 1980; Duffield *et al.*, 1982; Borgia, 1994) (図 8)。ガラパゴスではリフトゾーンの発達が悪く、水平拡大より垂直拡大、つまり地殻が厚くなりマントルに垂れ下がるような仕組みが卓越していると考えられる (図 8)。ガラパゴスはハワイに比べて火山のカルデラ径が大きく、その深さも大きい。カルデラの山体規模に占める割合も大きい。1968 年のカルデラ陥没事件では、陥没型の深い地震も発生した。これらはマグマ供給系が深部に重力崩壊していることを示唆する。すなわち、マグマ供給系の下への成長を意味する。一方、マグマ供給系が上に成長していると考えてもよいこともある。ハワイは典型的な盾状であるのに対して、ガラパゴスは山体上部で傾斜が急になり、変曲点あたりから環状噴火割れ目が卓越してくる。全体として、盾状火山の上に盾状の帽子をかぶせたように、山体上部が膨張している (図 8)。

「水平拡大」と「垂直拡大」の割合は、地殻の変形のしやすさによるのかもしれない。図 1c には中央海嶺からの距離でカルデラ火山の CR/VR 比をプロットした。中央海嶺近傍のカルデラは、火山体規模に比べカルデラが大きい。垂直拡大が卓越している可能性がある。0.8-2.5 Ma の海洋地殻の上に発達するため、弾性的な厚さは 5 km と薄く下へ非常に変形しやすい。5-10 Ma の海洋地殻の上にのるガラパゴスは、弾性的な厚さは 5-10 km と比較的薄くやはり下へ変形しやすい。しかし、ハワイの下の海洋地殻は 100 Ma の年齢で、その弾性的な厚さは 50 km と厚く、下方に沈みにくい。ハワイでは、水平拡大が卓越する理由の一つと思

われる。

海洋地殻の火山だけでなく島弧地殻の上に発達する伊豆諸島の火山でもカルデラがある。一方、本州の玄武岩質火山ではカルデラはない。この違いは、前述した石英と斜長石との違いによる可能性もある。より大陸的な地殻の上の火山は石英の変形速度に支配され、より塑性的となり、マグマ溜まり周辺で脆性変形が起こりにくい。場合によっては、地殻の部分溶融によりマグマの組成が進化してしまう。一方、斜長石の変形速度に支配された海洋地殻や島弧地殻の火山は、脆性破壊を起こしやすくカルデラを形成しやすいのかもしれない。今後、このような火山と地殻の変形の仕方の関係の視点で、基礎データを見直す必要がある。

VI. 三宅島 2000 年噴火との比較

三宅島 2000 年噴火と、最近の割れ目噴火との相違点としてあげられるのは、統計的に貫入確率の低い北西-西側にマグマがほとんど噴出せずに貫入したことである。図 9 の噴火割れ目の時系列図では、三宅島火山雄山火口を中心とした北からの方位で噴火割れ目の位置を表現した。灰色の部分は、過去約 1000 年間に噴火が起こらなかった領域である。この時系列図によると、今回のようなマグマの西方貫入は三宅島火山ではまれであることがわかる。トリガーに何か関係している可能性がある。

過去のカルデラ形成の例を津久井・鈴木 (1998) のデータをもとに考察する。三宅島火山では、約 4000 年前-2500 年前の間は、二度にわたり多量の火山豆石を降下させたカルデラ形成期といわれている (津久井・鈴木, 1998)。この時期に、活動は中心だけでなく、統計的に貫入確率の低い北西方向や南方向に、つまり図 9 の W-NW と SE-S の領域にマグマは貫入している。前半は規模の大きい伊ヶ谷火山豆石の活動であり、その後に北西の火口から伊ヶ谷東方スコリア (約 3700 年前) が噴出した。後半の約 2500 年前の八丁平カルデラ形成期には、多量のスコリアと火山豆石が全域を覆ったが、南麓で局所的に古滯爆発角礫岩が噴出した。

図 9 三宅島火山の噴火割れ目の方位時系列図。縦軸の噴火割れ目の位置は、北を基準に火山の中心からの時計回りの方位で表現した (図 2 参照)。領域 W-NW, 領域 SE-S は、岩脈の貫入頻度が低い地域であるが、約 4000-2500 年前のカルデラ形成期と 2000 年噴火に岩脈が貫入した。基礎データは、一色 (1983), 宮崎 (1983) と津久井・鈴木 (1998) から。

Fig. 9 Time series diagram of clockwise azimuth from north for fissure eruption sites of Miyakejima volcano, Japan. Dike intrusions were rare in the regions W-NW and SE-S; they occurred only during the caldera formation stage in the period of 4000-2500 y.B.P., and during the 2000 eruption. Data from Isshiki (1984), Miyazaki (1984), and Tsukui and Suzuki (1998).

カルデラ形成期後も、平山スコリア (約 2050 年前) やその次の伊ヶ谷沢スコリアなどが北西山麓の割れ目から噴火した。以上の過去のマグマの貫入方向から、統計的に貫入確率の低い方向へのマグマの貫入は、重力不安定の蓄積を開放するトリガーとなる可能性もありうると考えられる。

キラウエア 1924 年の陥没事件は、溶岩湖の drain back が先駆していた。三宅島 2000 年噴火以前に溶岩湖が存在した事実はない。よって三宅島火山の場合、drain back はトリガーではない。前述したように、深部から新鮮なマグマの多量供給がトリガーになる場合は、今後、多量のマグマの噴火が予想される。もしそうなら、地殻変動観測で多量のマグマ供給を示唆する火山体の膨張がとらえられると思われる。

様々なトリガーがあっても、陥没の体積収支を

合わせるためには、やはりマグマ供給系の重い部分、つまり、マグマ溜まりおよびその周辺の結晶を多く含む重いマグマが移動したと考えるのが妥当である。ガラパゴスのように三宅島火山深部では大きな陥没型の地震が観測されていないことを考えると、マグマ供給系の浅部はカルデラ断層であるが、深部が下に断層で移動したというより、もう少し塑性的に、液体を伴って移動した可能性が大きい。下部地殻は、斑れい岩、角閃岩、グラニュライトなどの物質から構成されるとすると、その密度は 2900 kg/m^3 程度である。例えば、結晶を多く含むマグマが、 2800 kg/m^3 および 2900 kg/m^3 程度の密度をもっているとする。前者は中部地殻内で、後者は下部地殻内で、母岩と密度がつり合う深さが存在する。この場合、結晶を多く含む液体が横に岩脈として移動するもありうるであろう。図 7 のハワイのモデルはこのような例かもしれない。三宅島 2000 年噴火では、この噴火に伴い 6 月下旬以降、三宅島北西方向に地震が発生し、地殻が開いたという地球物理の観測事実が報告されている (本特集の地球物理の観測関係の論文参照)。三宅島のマグマが直接貫入したのか、間接的に関与しているのか議論が分かれるところであるが、神津島と三宅島の間に岩脈貫入した説が提案されている (例えば、山岡, 2000)。

VII. ま と め

海洋地殻ないし島弧の玄武岩質火山には、カルデラが発達することが多い。このタイプのカルデラでは、噴出量がカルデラ陥没量に比べてはるかに小さいことが多い。海洋地殻上に発達する火山の場合、カルデラの大きさ、深さ、火山体に占める規模などは、海洋地殻の性質により異なる。例えば火山体に占めるカルデラの相対規模は、北西大西洋の海嶺近傍、ガラパゴス諸島、ハワイ諸島の順に小さくなる。

ガラパゴスのフェルナンディナ火山では、放射状の噴火割れ目が卓越する時期から、1950 年に環状割れ目卓越の時期にシフトし、そのあと 1968 年にカルデラが陥没した。ハワイのキラウエア火山では、1800 年以降 1950 年頃までの中心噴火の卓

越する時期に数回の溶岩湖の drain back が起こり、最終的に 1924 年にカルデラが陥没した。

マグマ供給系に残された結晶や噴火しなかったマグマが固結すると重く不安定である点から見ると、カルデラ陥没は必然といえる。時間とともに貫入岩が付加されるにつれ、その重力不安定は増加する。本論で主張するモデルは、マグマ供給系の重力崩壊である。玄武岩質火山のカルデラ陥没が、いつ、どれくらいの水平規模で、どれくらい深く陥没するか予測は難しい。不安定性がどれくらい蓄積しているか、トリガーは存在するかということはある程度議論できる。

長期の視点では、マグマ供給系は地殻中で水平か垂直に拡大している。垂直拡大作用により、重力崩壊型カルデラの形成がおこる。「水平拡大」と「垂直拡大」の割合は、地殻の性質によるのかもしれない。ハワイは前者が、ガラパゴスは後者が卓越している。

三宅島の場合、2000 年噴火と過去のカルデラ陥没事件と比べると、統計的に貫入確率の低い方向へのマグマの貫入は、深部からの多量の新鮮なマグマ供給とともに重力不安定の蓄積を開放するトリガーとなる可能性があるといえる。三宅島 2000 年噴火では、浅部でマグマ供給系がカルデラ断層により陥没し、深部で結晶の多い液体がより塑性的に、下方にまたは西から北西方向下方に移動した可能性がある。

文 献

- Bodine, J.H., Steckler, M.S. and Watts, A.B. (1981): Observations of flexure and rheology of the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **86**, 3695–3707.
- Borgia, A. (1994): Dynamic basis of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.*, **99**, 17791–17804.
- Chadwick Jr., W.W. and Dieterich, J.H. (1995): Mechanical modeling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **66**, 37–52.
- Chadwick Jr., W.W. and Howard, K.A. (1991): The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands. Galapagos. *Bull. Volcanol.*, **53**, 259–275.
- Chadwick Jr., W.W., Roy, T.D. and Carrasco, A. (1991): The September 1988 intracaldera avalanche and eruption at Fernandina volcano, Galapagos Islands. *Bull. Volcanol.*, **53**, 276–286.
- Clague, D.A., Reynolds, J.R. and Davis, A.S. (2000): Near-ridge seamount chains in the northeastern Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **105**, 16541–16561.
- Decker, R.W. and Christiansen, R.L. (1984): Explosive eruptions of Kilauea volcano, Hawaii. In National Research Council ed.: *Explosive volcanism: Inception, evolution, and hazards*. Nat. Acad. Press, Washington, DC, 122–132.
- Duffield, W.A., Stieltjes, L. and Varet, J. (1982): Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **12**, 147–160.
- Dvorak, J.J. (1992): Mechanism of explosive eruptions of Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, **54**, 638–645.
- Dzurisin, D., Lockwood, J.P., Casadevall, T. and Rubin, M. (1995): The Uwekahuna ash member of the Puna basalt: Product of violent phreatomagmatic eruptions at Kilauea volcano, Hawaii, between 2800 and 2100 14C years ago. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **66**, 163–184.
- Filson, J., Simkin, T. and Leu, L.-k. (1973): Seismicity of a caldera collapse: Galapagos Islands 1968. *J. Geophys. Res.*, **78**, 35, 8591–8622.
- Garcia, M.O., Hulsebosch, T.P. and Rhodes, J.M. (1995): Olivine-rich basalts from the southwest rift zone of Mauna Loa volcano: Implications for magmatic processes and geochemical evolution. *Geophysical Monograph*, **92**, 219–239.
- 一色直記 (1984): 1983 年の噴火以前の三宅島火山地質概念図. 火山, **29** (三宅島噴火特集), iii.
- Jaggard, T.A. and Finch, R.H. (1924): The explosive eruption of Kilauea in Hawaii, 1924. *Amer. J. Sci.*, **5**, 353–374.
- Kaufman, K. and Burdick, L.J. (1980): The reproducing earthquakes of The Galapagos Islands. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **70**, 1759–1770.
- 川辺禎久 (1991): 伊豆大島火山の岩石学的発達史. 火山, **36**, 297–310.
- 川辺禎久 (1998): 伊豆大島火山地質図. 火山地質図 10, 地質調査所.
- Macdonald, G.A. (1965): Hawaiian calderas. *Pac. Sci.*, **19**, 320–334.
- Macdonald, G.A., Abbott, A.T. and Peterson, F.L. (1983): *Volcanoes in the sea. The geology of Hawaii*, 2nd ed. University of Hawaii Press, Honolulu, 517p.
- Malahoff, A. (1987): Geology of the summit of Loihi submarine volcano. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1350**, 133–144.
- Martin, L.G. (1997): Evidence for water influx from a caldera lake during the explosive hydromagmatic eruption of 1790, Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **102**, 20093–20109.
- McPhie, J., Walker, G.P.L. and Christiansen, R.L. (1990): Phreatomagmatic and phreatic fall and surge deposits from explosions at Kilauea volcano, Hawaii, 1790 A.D.: Keanakakoi Ash Member. *Bull. Volcanol.*, **52**, 334–354.
- 宮崎 務 (1984): 歴史時代における三宅島噴火の特徴.

- 火山, 29 (三宅島噴火特集), S1-S15.
- Munro, D.C. and Rowland, S. K. (1996): Caldera morphology in the western Galapagos and implications for volcano eruptive behavior and mechanisms of caldera formation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **72**, 85-100.
- 中村一明 (1980): なぜハワイ火山では長い rift zone が生ずるのか—厚い深海堆積物の役割—。火山, **25**, 255-269.
- Nicolas, A. (1989): *Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer Acad. Pub., Dordrecht, 367p.
- Peterson, D.W. and Moore, R.B. (1987) Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1350**, 149-189.
- Rowland, S.K. (1996): Slopes, lava flow volumes, and vent distributions on Volcan Fernandian, Galapagos Islands. *J. Geophys. Res.*, **101**, 27657-27672.
- Rowland, S.K. and Munro, D.C. (1992): The caldera of Volcan Fernandina: A remote sensing study of its structure and recent activity. *Bull. Volcanol.*, **55**, 97-109.
- Simkin, T. and Howard, K.A. (1970): Caldera collapse in the Galapagos Islands, 1968. *Science*, **169**, 429-437.
- Simkin, T. and Siebert, L. (1994): *Volcanoes of the World*, 2nd ed. Smithsonian Institution, Geoscience Press, Tucson, 349p.
- Sturkell, E. and Sigmundsson, F. (2000): Continuous deflation of the Askja caldera, Iceland, during the 1983-1998 noneruptive period. *J. Geophys. Res.*, **105**, 25671-25684.
- Takada, A. (1997): Cyclic flank-vent and central vent eruption patterns. *Bull. Volcanol.*, **58**, 539-556.
- Takada, A. (1999): Variations in magma supply and magma partitioning: The role of tectonic settings. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **93**, 93-110.
- 高田 亮・村上文敏・湯浅真人 (1994): 青ヶ島火山および伊豆諸島南方海底火山地質図。火山地質図7, 地質調査所。
- 津久井雅志 (2000): 2000 年三宅島火山の山頂陥没事件。過去のカルデラ形成噴火との比較。科学, **70**, 922-925.
- 津久井雅志・鈴木裕一 (1998): 三宅島火山最近 7000 年間の噴火史。火山, **43**, 149-166.
- Walker, P. L. (1988): Three Hawaiian Calderas: An Origin Through Loading by Shallow intrusions? *J. Geophys. Res.*, **93**, 14773-14784.
- 山岡耕春 (2000): 三宅島・神津島の地下で、何がおこっているのか。地震・火山活動の原因をさぐる。科学, **70**, 926-935.

(2001 年 1 月 9 日受付, 2001 年 3 月 8 日受理)