インドネシア・スンダ弧におけるカルデラ噴火とカルデラ火山の特徴

Caldera-forming eruptions and characteristics of caldera volcanoes in the Sunda Arc, Indonesia

Abstract

高田 亮*

*Akira Takada**

2010年3月3日受付.

2010年4月10日受理.

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門
Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST 1-1-1 Higashi, Tsukuba, 305-8567 Japan

Corresponding author; A. Takada,
a-takada@aist.go.jp

Historical documents that describe caldera-forming eruptions in Indonesia are reviewed to identify precursory events that occurred immediately before caldera-forming eruptions, and to determine the characteristics of the eruptive history before caldera-forming eruptions. The review revealed that small- to intermediate-scale eruptions occurred several months before climactic eruptions. The distribution of eruption sites or fumarole sites expanded by several kilometers during the precursor period. The long-term eruption rate remained high for around 100 ky, although the following changes have occurred in the past 5,000–10,000 years: (1) a decrease in the long-term eruption rate, (2) an increase in explosive eruption events, and (3) the migration or restriction of the distribution of eruption sites on volcano flanks. Larger pre-caldera volcano edifices tend to result in larger calderas. Finally, the range of caldera morphologies is discussed.

Keywords: Large-volume eruption, caldera-forming eruption, Indonesia, Krakatau Volcano, Tambora Volcano, Rinjani Volcano, Island arc volcano.

はじめに

日本は有史にカルデラ噴火に見舞われた経験がない。日本では、最も新しいカルデラ噴火でも、九州の鬼界カルデラと北海道の摩周カルデラの噴火であり、約7000年前の事件である(町田・新井, 2003)。しかし、北朝鮮と中国の境界にある白頭山は、10世紀にカルデラ噴火をした(町田・新井, 2003)。インドネシアでは、過去200年間に2回のカルデラ形成を伴う大規模噴火が起こった。過去1000年間では、3回のカルデラ形成を伴う噴火が起こった(Takada et al., 2003, Nasution et al., 2003)。本論でインドネシアを取り上げる理由は、日本で得られない、有史の大規模噴火の記録が残されているからである。はじめに、インドネシアの火山のテクトニックセッティングを説明し、有史の大規模噴火の、噴火直前の現象と噴火経緯を、クラカタウ、タンボラとピナツポを例に総括する。ピナツポはフィリピンの火山であるが、1991年のカルデラ噴火で多くの情報が得られたので比較のために経緯をまとめる。次に、大規模噴火に至る噴火履歴の特徴を、タンボラとリンジャニを例にまとめ、中長期の準備過程を読みとることを試みる。さらに、インドネシアのカルデラ火山の山体の特徴をまとめる。最後に、大規模噴火に至る簡単なモデルの議論を加える。

カルデラ火山の分類

陥没カルデラは、マグマ溜りの体積が激減して起こると考えられている。マグマ溜りの体積が激減する原因として、マグマ溜りからマグマが地殻内の他の場所に移動する場合と、

マグマ溜りのマグマが噴出する場合の2タイプあるといわれている。前者は、玄武岩質火山に伴うカルデラで、高重力異常を示すカルデラである。ハワイのキラウエア、ガラパゴス、伊豆大島、三宅島などのカルデラが例である。噴出量に比べて陥没量が圧倒的に大きい。マグマが貫入岩として、マグマ溜りから周辺の地殻に移動したものと考えられている(例えば、高田, 2001)。記憶に新しい2000年三宅島噴火では、地下のマグマは北西の神津島の方へ移動したものと推定された(例えば、山岡, 2000; 宇都ほか, 2001)。後者は、本論で扱うタイプで、大規模噴火に伴って、カルデラが形成される場合である。

守屋(1983)は、大規模噴火に伴うカルデラを2種類に分け、カルデラ形成前に円錐火山が発達するタイプと、円錐火山が発達しない「大カルデラ」タイプがあることを提案した。後者は北海道や九州に多く見られる。本論で扱うスンダ弧の火山では前者が多く見られる。ただし、カルデラ形成前に溶岩流噴火が卓越する盾状の形状を発達させる火山もあること、複数の山頂火口をもつ複成火山が成長している場合もあることなどの理由で、守屋の火山の分類の円錐火山を、本論では複成火山に拡張することにする。

テクトニクス

インド・オーストラリアプレートと太平洋プレートで囲まれるスンダプレートに発達する、スンダ列島からサンギヘ諸島まで総延長6000 km以上に及ぶインドネシア島弧では、様々なテクトニクスが生じている(Fig. 1)。そのうち、スンダ列島では、西から東に向けて、引張から横ずれ、衝突とテ

Fig. 1. Index map of the Indonesian Arc (upper; courtesy of Dr. Kishimoto) and the distribution of active volcanoes in Indonesia with caldera volcanoes (lower; Simkin and Siebert, 1994).

クトニクスが変化する。

インド・オーストラリアプレートが斜め沈み込みを行ってアンダマン海からスマトラ島では、背弧の引張から横ずれテクトニクスに変化している。スマトラ島は、右横ずれの断層が島を横断する。この地殻は大陸地殻と推定されている (Hamilton, 1979; Hutchison, 1982)。スマトラ島には、地形図から推定すると、トバカルデラ (Chesner and Rose, 1991) (Fig. 1) をはじめとした守屋の大カルデラ火山に近いカルデラが複数、認められる。しかし、トバカルデラ以外には、形成年代が明らかにされていない。スマトラ島より東には、守屋の分類に従うと、複成火山が発達したのちにカルデラが形成されるタイプが多い。スマトラ島とジャワ島の間には、1883 年にカルデラ噴火をしたクラカタウ火山がある (Fig. 1)。

ジャワ島では、インド・オーストラリアプレートが島弧と直交方向に、南から北へ向けて島弧の下に 60 ~ 70 度の角度で沈み込みをしている (Barberi et al., 1987)。ジャワ島には多くのカルデラ火山が発達している。ジャワ島の東隣のバリ島では、地殻の厚さは 20 km と推定されている (Curry et al., 1977)。バリ島にはブラタンカルデラとパツールカルデラが発達している。バリ島の東のロンボク島には、13 世紀にカルデラ噴火をしたリンジャニ火山がある。その東隣のスンバワ島には、1815 年に大規模噴火を起こしたタンボラ火山がある。さらに東へ行くと、フローレス島がある。これより東はオーストラリア大陸が衝突しており、島弧は雁行配列をしている (Muraoka et al., 2002)。本論では、クラカタウ火山を含むジャワ島からスンバワ島までのカルデラ火山

の知見をまとめる。

噴火直前の特徴的な現象と噴火経緯

近年、噴火の直前の準備過程は、地震や地殻変動などの観測結果から読みとれるようになってきた。しかし、噴火の規模を予測するのは難しい。大規模噴火の場合は、多量のマグマが上昇しつづけるというシグナルを読みとることができるのだろうか。インドネシアとフィリピンの火山を例にとり、有史で記録が多く残されているカルデラ形成を伴う大規模噴火について、噴火直前の現象を総括してみた。

1. クラカタウ火山 1883 年噴火

1883 年のカルデラ噴火に至る経緯は、Simkin and Fiske (1983) により詳細にまとめられている。3 ヶ月に及ぶ小・中規模噴火の継続と噴気活動域の拡大が顕著に読みとれる (Figs. 2, 3)。

クラカタウ火山のカルデラ形成前の噴火史は、Williams (1941) に報告された。それによれば、クラカタウ火山はカルデラ噴火を過去に行い、その後の活動で、複数の火山島が出現した、そのなかでカルデラ中央を占めるラカタ島のペプワタン火山で 1680 年に噴火が起こった。それ以後、火山は静穏を続け、島は樹木に被われていた。

1883 年 5 月 9 日から有感地震が起り始めた。以下の経緯は、Rampino and Self (1981) にまとめられている (Fig. 2)。5 月 20 日に、地震とともに中規模な噴火を開始した。噴煙柱は約 11 km の高度に達した。5 月 27 日まで黒い噴煙が上がっていた。6 月 24 日には 2 回目の噴煙柱が立ち上った。28 日まで爆発的噴火が続いた。7 月に入ると、2 ヶ所で

Fig. 2. Eruptive sequences of the caldera-forming eruptions at Pinatubo in 1991 (Harlow et al., 1996; Hoblitt et al., 1996; White, 1996; Wolfe and Hoblitt, 1996), at Krakatau in 1883 (Rampino and Self, 1982), and at Tambora in 1815 (Junghuhn, 1854; Self et al., 1984; Stothers, 1984; Yamamoto et al., 2000; Takada and Yamamoto, 2008).

Fig. 3. Distribution of active vents that produced magmatic or phreatic eruptions, immediately before the caldera-forming eruption. Left: the case of the Krakatau 1883 eruption, based on a sketch map made by Captain H. J. G. Ferzenaar on 11 August 1883 (Simkin and Fiske, 1983). Right: the case of the Pinatubo 1991 eruption, after Wolfe and Hoblitt (1996).

噴火が起こっていることが記述されている。小規模な噴火が間欠的に起こったと言われている。8月11日にはおもに噴煙が立ち上る場所が3ヶ所になり、その他11ヶ所から水蒸気が立ち上っていると報告されている。噴煙や噴気はラカタ島の5 kmの範囲に及んだ (Fig. 3)。これ以後、22日には、巨大な噴煙柱が報告された。26日14時には26 kmの噴煙柱が上がった。17時にも大きな爆発があった。

8月27日の破局的な噴火は、5時30分、6時44分、8時20分、10時2分の4回あった。プリニアン噴火の噴煙柱は38 kmに達し、破局的な噴火に伴う津波により、36,000人が犠牲となった。津波の高さは最大で約40 mにも達したといわれている。10時2分の噴火では、火砕流も発生した。火砕流の希薄な部分は、サージとして時速100 kmの速さで海を渡り、北側のスマトラ島や北東のジャワ島の海

岸まで到達した (Carey et al., 1996; Mandeville et al., 1996a). サージは、80 km 離れたといわれている。約 1000 人が高温のサージにより死亡した。一方、大爆発の音は、4800 km 離れたインド洋のロドリゲス諸島まで聞こえた。衝撃波は地球を 7 周したといわれている。27 日の 23 時に最後の大きな爆発があった。同年 9 月はじめまで降灰活動があった。地震は 1884 年まで観測された。噴火で噴出された火山灰は、ジェット気流にのり地球を回った。アメリカでは、日の出・日の入りに空が真っ赤に染まった。以上は、Simkin and Fiske (1983) による。

1883 年の噴火では、径数 km のカルデラが形成された。噴出量は、約 12.4 km^3 と見積もられている (Mandeville et al., 1996a)。噴出したマグマ組成は、 $\text{SiO}_2 = 67 \sim 71 \text{ wt} \%$ である (Mandeville et al., 1996b)。

2. タンボラ火山 1815 年の噴火

タンボラ火山 1815 年の大規模噴火に先立ち、1812 年から 3 年間、鳴動や黒煙を伴う小規模な噴火活動が報告されている (Petroeschewsky, 1949)。1815 年の噴火以前の記録は少なく、噴気活動の位置に関する情報はない。1815 年の噴火で、最盛期への 5 日間の経緯は、Zollinger (1855)、Stothers (1984)、Self et al. (1984) と高田・山元 (2008) にまとめられている (Fig. 2)。

1815 年 4 月 5 日夕方から 1 回目のプリニアン噴火が始まった。降下堆積物の分布などから、噴煙柱が 33 km の高さまで上がり、最盛期が 1.3 ~ 2.6 時間継続し、降下軽石 (0.5 km^3 (マグマ換算体積 (DRE))) が堆積したと推定された (Sigurdsson and Carey, 1989)。爆発音が西は 1250 km 離れたジャカルタまで、東は 1450 km 離れたハルマヘラ諸島のテルナテまでとどろいた。その後、間欠的な小規模な噴火が 4 月 10 日まで続いた。

4 月 10 日 18 時頃、2 回目のプリニアン噴火が起こった。このプリニアン噴火では、降下堆積物の分布などから、噴煙柱が 43 km の高さまで上がり、最盛期が 2.8 時間継続し、降下軽石 (1.2 km^3) (DRE) が堆積した (Sigurdsson and Carey, 1989)。爆発音が東は 1500 km 離れたバンカや 1775 km 離れたスマトラ島のベンクーレンまでとどろいた。地震は 600 km 離れたジャワ島のスラバヤでも感じた。19 時頃 3 本の火柱が上がるのが目撃され、そのあと、火山の斜面が火の海となっているのが観察された (Junghuhn, 1854)。10 日深夜 ~ 11 日早朝、火山活動はプリニアン噴火から火砕流噴火に、さらにカルデラ陥没という破局に移行したらしい。サンガル半島では、22 ~ 23 時頃に爆風が発生した。一方、22 時頃に、サンガル半島で 4 m の津波が、深夜にジャワ島東部で 1 ~ 2 m の津波が観測された。津波の伝播速度は 70 m/sec と見積もられた (Stothers, 1984)。火砕流発生期からカルデラ陥没期への経緯は、Yamamoto et al. (2000) により、以下のように復元されている。はじめに、広域拡散型火砕流 (widespread pyroclastic density current) が発生した。次に、谷埋型火砕流 (valley-filling pyroclastic density current) が海まで流下した。海岸沿いでは、火砕流が海水などと接触して二次爆発を起こした。火砕流堆積のあと、カ

ルデラ形成が起こり、火山豆石を含む岩片が火山周辺に降下したと考えられている。

最盛期以後、爆発的な噴火は、4 月 12 日朝まで続いた。この間、爆発音は 2600 km 離れたスマトラ島のトルーモンまで聞こえた。ジャワ島では 4 月 14 ~ 17 日頃まで、スラウェシ島では 4 月 15 日まで降灰が続いた。噴煙は 8 月 23 日まで観察された。

タンボラ火山 1815 年の噴火により、タンボラ火山を含むサンガル半島に存在したペカット、タンボラ、サンガル、ドンブーの 4 小王国は壊滅した (Junghuhn, 1854)。約 10000 人が噴火の直接の犠牲となった。間接的な被害では、餓死者と病死者が、スンバワ島で 38000 人、ロンボク島で 44000 人となった。直接と間接被害の犠牲者は 92000 人に達する。この噴火の地球規模への影響も大きい。噴火で噴出した細粒火山灰やエアロゾルは地球を覆い尽くし、翌年の 1816 年には、北半球の平均気温が 0.6°C 低下した。以上の経緯は Rampino and Self (1982)、Stommel and Stommel (1983) と Stothers (1984) にまとめられている。

本噴火により、直径約 7 km のカルデラが形成された。1815 年の火砕流から分離した細粒火山灰は降下堆積物として広範囲に広がった (co-ignimbrite ash fall)、この火山灰の体積 (DRE) は 20 km^3 に及ぶことから、タンボラ火山 1815 年噴火の総噴出量は、 $30 \sim 50 \text{ km}^3$ (DRE) と推定されている (例えば、Sigurdsson and Carey, 1989)。1815 年の噴出物は均質な粗面安山岩 ($\text{SiO}_2 = 56 \sim 57 \text{ wt} \%$) である (Foden, 1986 ほか)。

3. ピナツボ火山 1991 年噴火

フィリピンのピナツボ火山の 1991 年噴火では、破局的噴火の約 3 ヶ月前より、地震活動、噴煙活動や熱水活動が盛んになった (Wolfe and Hoblitt, 1996; Harlow et al., 1996; White, 1996; Hoblitt et al., 1996)。それらの範囲も拡大していた。

上記の文献によれば、噴火経緯は以下のようにまとめられる (Fig. 2)。1991 年 3 月中旬より、ピナツボ火山周辺で、地震を感じていた。4 月 2 日に、北東山腹で長さ約 1 km の割れ目に従って熱水爆発が起こった (Wolfe and Hoblitt, 1996) (Fig. 3)。その後、5 月に北山腹の 3 箇所から噴煙が立ち上った。5 月には COSPEC 観測が行われ、二酸化硫黄放出量が増加していた (Daag et al., 1996)。28 日には、最大 5000 トン/日に達した。6 月 3 日には、火山性微動の振幅が急激に大きくなった。6 月 7 日には、北山腹で高さ 3 ~ 4 km の噴煙が上がり、溶岩ドームが出現し、6 月 11 日まで成長した。7 日を含めて、地震の振幅は増加の一途をたどった。噴火孔・噴煙孔や熱水爆発孔の分布は、山頂から山腹まで 2.5 km の範囲に及んだ。6 月 12 ~ 14 日には、ドームの崩壊が観測された。14 日には高さ 10 km を越す噴煙柱が 3 回観測された。15 日の最盛期には、噴火は約 9 時間以上継続し、噴煙柱は 30 km に達した (Wolfe and Hoblitt, 1996)。この噴火により、山頂には、直径 2 km のカルデラが形成され、数 km^3 (DRE) 以上のマグマが噴出したものと推定されている (Koyaguchi, 1996)。

Fig. 4. Schematic model of the eruptive history leading up to caldera-forming eruptions at Tambora and Rinjani. Data for Tambora and Rinjani are compiled from Takada et al. (2000b) and Takada et al. (2003), respectively.

中長期の準備過程

インドネシアの大規模噴火に至る噴火履歴を、カルデラ噴火をしたタンボラ火山とリンジャニ火山を例にして、中長期の準備過程を、噴出率、噴火様式と噴火場所の変化に注目して、検討してみた。カルデラ噴火の準備過程の抽出は、詳細な噴火履歴の研究が行われた火山に限られるため、インドネシアの場合、多くの火山について同程度の精度で議論することは難しい。クラカタウ火山に関しては、1883年のカルデラ噴火以前にもすでにカルデラが形成されていたことから、

Fig. 5. Relation between caldera area and volume of the volcano edifice, showing the occurrence of variations in caldera type. The data are compiled from Takada et al. (2000a) and are based on geological maps of Tambora caldera (Takada et al., 2000b), Rinjani caldera (Nasution et al., 2003; Takada et al., 2003), Batur caldera (Sutawidjaja et al., 1997), Ijen caldera (Sujanto et al., 1988), Tenggar caldera (Zaennudin et al., 1994), Ayekayek and Jambangan calderas (Sutawidjaja et al., 1996), and Japanese calderas (Moriya, 1983).

上記の2火山とは噴火史が異なると思われるが、1883年以前の定量的な噴火史は明らかにされていないので、中長期の準備過程に関する議論からははずすことにする。

1. タンボラ火山の噴火史

タンボラ火山1815年の噴火へ至る準備過程の特徴は、Takada et al. (2000b)、高田・山元 (2008) にまとめられている (Fig. 4)。Matsumoto and Takada (2000) のK-Ar年代値をもとにすれば、タンボラ火山では、10万年間の長期の平均噴出率は、 $3 \sim 6 \text{ km}^3/\text{ky}$ と高く、大きな盾状の粗面玄武岩質の山体を形成した。しかし、最後の1万年間は、噴出率は1桁下がった。最後の4000年間は、 $0.05 \text{ km}^3/\text{ky}$ に低下した。マグマの組成も粗面安山岩に変化した。噴火様式も、溶岩流主体の噴火から、爆発的な噴火に移行した。最後の1000年間に、2回のサブプリニアン噴火を起こした。1万年以前は、山腹で割れ目噴火を多く起こしたが、最後の1万年間は、噴火場所は制限され、山腹の一部や、山頂に限られていた。

2. リンジャニ火山の噴火史

13世紀にカルデラ噴火をしたロンボク島のリンジャニ火山のカルデラ噴火に至る噴火履歴の特徴は、Takada et al.

Fig. 6. Variable nature of volcanic complexes in East Java. The area shown is indicated by the rectangle in Fig. 1. The complex in the left part of the image is a volcano cluster without a large caldera (Bron-to et al., 1985; Zaennudin et al., 1994); only Penanggungan has a small caldera. The complex in the right part of the image is a volcano cluster with a large caldera, as well as small calderas (Zaennudin et al., 1994; Sutawidjaja et al., 1996). The red relief image map (Chiba et al., 2008) is courtesy of Asia Air Survey.

(2003), Nasution et al. (2003) に報告されている (Fig. 4). リンジャニ火山は、中央ロンボク火山コンプレックスの東山腹に成長した火山である。中央ロンボク火山コンプレックスの大きな山体が形成した後、火山活動は東山腹に移りリンジャニ火山が成長した。この成長期は、平均噴出率は高かったと思われる。しかし、カルデラ形成に至る最後の1万年間は、平均噴出率が $0.6 \text{ km}^3/\text{ky}$ に下がった。最後の5000年間は、 $0.15 \text{ km}^3/\text{ky}$ であった。マグマの組成も珪長質に変化した。噴火様式も、溶岩流主体の噴火から、爆発的な噴火に移行した。噴火場所は、時間とともに、中央ロンボク火山コンプレックスから東へ5 km シフトし、リンジャニ火山を形成した。最後の5000年間は、さらに東へ5 km シフトした。しかし、カルデラ陥没は、中央ロンボク火山コンプレックスで起こった。

カルデラ火山の特徴

1. カルデラの規模と山体規模に基づくカルデラのタイプ分け

インドネシアの多くのカルデラ火山の特徴を捉えるために、地形図を使って、カルデラ面積、山体体積のデータを読みとり、各データを Fig. 5 にプロットした。この方法により、火山岩の K-Ar 年代値が少ないインドネシアの火山でも、年代値を使わずに、火山の特徴を評価できるからである。Fig. 5 において、守屋 (1983) の大カルデラ火山は、傾きが急な左上に伸びる線上にプロットされる (Takada et al., 2000a)。複成火山成長後にカルデラが形成される火山は右下の傾きが緩やかな線上にプロットされる。スマトラ島のトバカルデラは、左上にプロットされるのに対して、スンダ弧のジャワ島からスンバワ島までのカルデラをもつ火山は、右下にプロットされる傾向がある。しかし、インドネシアの島弧火山でも、タンボラ、リンジャニ、テンガルのように右下に近いものから、イジェンやバツールのように左上によってい

るものもある。後者は、山体の規模に比べて、カルデラ規模が大きいものである。ただし、テンガルとバツールは、2回カルデラ陥没が起こっている (Zaennudin et al., 1994; Takada et al., 2000a)。また、クラカタウ火山は陸上ではないので、山体の情報が少なく、プロットからはずした。

2. カルデラの規模と山体規模の相関

Fig. 5 より、ジャワ島からスンバワ島までのインドネシア島弧におけるカルデラ火山のもう一つ特徴は、山体体積とカルデラ規模に相関が認められることである (Takada et al., 2000a)。右下の線上に注目すると、より右側にプロットされる大きな火山には、大きなカルデラが、より左側にプロットされる小さい火山には、小さいカルデラが形成される傾向が読みとれる。

インドネシア島弧では、複数の火山が集合し火山群を作る場合が多い。多くの小型の火山が拡散する火山群では、個々の小型火山には小型カルデラがある場合もあるが、カルデラを見出すことができない場合が多い。大型火山を含む火山群では、大型火山が成長したあとに、カルデラが形成される場合が大部分であるのも特徴である。Fig. 6 には、東ジャワの例を示す。西側の火山群には、ケルト、アルジュノーウェリラン、ペナングンガンなどの活火山が含まれるが、いずれも火山体規模は、 300 km^3 より小さい。小さいカルデラが、ペナングンガンにあるだけである。一方、東側の火山群には、山体体積が 1000 km^3 に及ぶ山体をもつテンガルカルデラが大カルデラを発達させている。テンガルカルデラの南には、小型のアエカエクカルデラやジャンバンガンカルデラが存在する。

3. カルデラ火山の発達史の特徴

Fig. 6 には、小型のカルデラがあると思われるペナングンガン火山と複数のピークをもつ小型のケルト火山と、大型火山の山体の形状の比較を示す。大型火山の例としてあげたタンボラとテンガルのように、カルデラ形成前には、それら

Tambora

from south

Tennggar

from west

Penanggungan

from south

Kelute

from west

Caldera

~ 10 km

Fig. 7. Photographs of volcanoes with calderas (Tambora, Tenggar, and Penanggungan), and of a volcano without a caldera (Kelute).

の形状は、富士山型の成層火山というよりは、大きな盾状の山体を形成していた (Fig. 7)。山体形成期はマグマの噴出率が高かったことが、タンボラ火山を例にとると推定できる (Takada et al., 2000b)。タンボラ火山以外は山体発達史を評価するほどの K-Ar 年代値がないが、数少ない年代値と地形をもとに考えると、テンガル、イジェン、パツール、リンジャニも同様の発達史をたどったものと推定できる。

カルデラ火山の時空分布の特徴

長さ約 1500 km のジャワ島からスンバワ島までのインドネシア島弧では、カルデラ形成を伴う大規模噴火が、過去 200 年間に 2 回、過去千年間に 3 回、過去 1 万年に 4 回、過去 10 万年間 8 回起こっている。10 万年間の時間範囲では、まだ、形成年代が明らかにないカルデラが存在する可能性もあるが、10 万年間で比べれば、日本と頻度に関して変わりはない。しかし、すでに述べたように、スンダ弧の火山はカルデラ形成前に、玄武岩ないし安山岩からなる大きな山体を成長させていたのに対し、九州や北海道の大カルデラ火山ではカルデラ形成前に円錐火山がなかったという大きな違いがある。この点では、守屋の大カルデラに分類される日本のカルデラとは比較ができるか問題が残る。

議 論

1. 準備過程は読みとれるか (直前)

インドネシアのクラカタウ火山の 1883 年噴火やタンボラ火山の 1815 年噴火、フィリピンのパナツボ火山の 1991 年噴火の例を見る限り、いきなり破局的な大規模噴火を起こさずに、少なくとも 2 ~ 3 ヶ月前から、小規模噴火が発生していた。この間に、いかに、あとから来る噴火の規模が大規模であるかを予測することができるかが鍵となる。

小・中規模噴火が継続している期間の際立った特徴として、噴火孔、噴気孔や熱水爆発孔の数や活動する範囲が、カルデラ形成の破局的噴火に向けて拡大し、2 km 以上、場合によっては数 km の規模に達する特徴が見られる。大規模なマグマの動きに伴う火山体の膨張による応力変動の表れと考えることができる。しかし、噴火当時は、GPS 等の地殻変動観測が行われていないので、定量的な議論は難しい。一方、地震の数の増加や振幅の増大も、大規模噴火のシグナルとなりえるが、フィリピンのパナツボ火山の 1991 年噴火を除くと定量的な観測が行われていない。パナツボ火山では噴火直前の異常現象から、大規模な避難を行い、人的災害を最小にとどめることができた。有珠火山 2000 年噴火では、噴火直前に地震の発生数の増加や震源の移動や山体の隆起などの地殻変動が、リアルタイムに観測ができるようになってきた。有珠火山 2000 年噴火よりはるかに大規模の噴火の場合、多くのシグナルが出る可能性が大きい。今後は、これらのシグナルを捕らえる観測技術に期待したい。

2. 準備過程は読みとれるか (中長期)

インドネシアの大規模噴火に至る噴火履歴を、カルデラ噴火をしたタンボラ火山とリンジャニ火山を例にして、特徴をまとめた。大規模噴火以前には、大きな山体を作っていたこと、すなわち、約 10 万年間高い噴出率を維持してきたこと、噴火の 1 万年から数千年前には噴出率が激減し、噴火様式が爆発的になったこと、噴火位置の範囲が縮小したり、中心から移動したりしたことなどの特徴を見出すことができる。

大規模噴火以前には、大きな山体を作っていたという事実は、火山の発達史の詳細が不十分な火山でも、その山体の形状から明らかである。すでに、カルデラ火山の発達史の特徴で、それらの例を示した。大きな山体をもちながら、短期

間活動が静穏の火山、時々爆発的な噴火する火山は、大規模噴火を将来起こすポテンシャルがある、すなわち、必要条件を満たしているといえる。

必要条件を満たしても、噴出率が激減した時期に、爆発的な噴火を起こすことがあり、これらがすぐに大規模噴火の直前の現象なのか、まだ静穏期の準備過程なのかを判断することは難しいかもしれない。例えば、タンボラ火山では、最後の1000年間に2回のサブプリニアン噴火を起こしているが、大規模噴火には至っていなかった。この時期に、地球物理観測によって、大規模噴火の準備過程を捕らえることが今後の課題である。

3. 長期間のマグマ蓄積が必要

カルデラ形成には、長期間のマグマの蓄積が必要である。上述した例を参考にすると、複成火山や単成火山群の下で、マグマが結晶分化したり、地殻を溶融したりして蓄積している、何かのトリガーで大規模噴火を起こすと考えられる。単一の単成火山の噴火では、マントルから供給されたマグマが地殻内に上昇すると、山体は膨み、噴火すると元に戻る。途中で地殻内に捕獲される場合でも、直接噴出する場合でも同様に成り立つ。多量に噴火する洪水玄武岩の例をみると明らかである。洪水玄武岩噴出には、カルデラ形成が伴っていない。アイスランドの東部火山帯では、1783年にラキの噴火で、15 km³の洪水玄武岩を噴出した(Thordarson and Self, 1993)。また、7800 yBPに、同火山帯で21 km³の洪水玄武岩を噴出した(Gudmundsson, 1996)。しかし、カルデラ形成を示す記録や地形を見出すことができない。13 Ma コロンビア川洪水玄武岩では、一回で1000 km³以上の玄武岩を噴出しているが(Self et al., 1997)、カルデラを示す地形は検出できない。チリのチャオデイサイトは、26 km³の溶岩流を噴出した大規模溶岩流であるが(de Silva et al., 1994)、カルデラ陥没を伴っていない。短期間の大規模な玄武岩マグマの供給により、地殻は短時間で融けるというモデル(Huppert and Sparks, 1988)はあるが、このモデルを支持するカルデラ陥没の事例は、今のところ報告されていない。

4. なぜマグマが蓄積するか

ここで噴出率が激減する理由を、インドネシア以外の世界の事例も含めて考察する。マグマが出にくくなる必要がある。一般に、玄武岩質マグマの場合、噴出量に比べて貫入量が多いという情報をもとに考えると(Takada, 1999)、火山は氷山の一角である。マグマは噴出しないから溜まるといふより、自然にマグマはマグマ供給系に溜まっていく。この蓄積していく玄武岩質マグマが結晶分化した場合や地殻融解を起こした場合をはじめに考えよう。

蓄積されたマグマが進化し、物性が変化した場合、マグマが出にくくなることもある。岩石学的考察はほかに譲るが、マグマ供給系での結晶分化や地殻の融解などにより、地殻に蓄積されているマグマが分化して珪長質マグマとなった場合、粘性が高く密度が小さくなる傾向がある。粘性の大きなマグマは噴火頻度が下がる。噴出率も下がる。マグマ溜まりの下から供給される玄武岩質マグマは、密度が珪長質マグマより大きいと、珪長質マグマを突き抜けられない。玄武岩

質マグマは珪長質マグマに遮蔽され、玄武岩質マグマの噴火は、その外側で起こるといわれている(Smith and Shaw, 1975; Bacon, 1985)。一方、マグマの温度が下がりソリダス付近で結晶化が進んでいる場合、マグマの粘性は高くなるが、結晶を多く含むマグマの密度が大きくなる。ピナツポ火山の場合は、結晶化が進んでいる珪長質マグマに、玄武岩質マグマが噴火直前に貫入して、大規模噴火が起こったというモデルが提案されている(Pallister et al., 1996)。しかし、タンボラ火山の場合は、大規模噴火で噴出したマグマは粗面安山岩でしかも斑晶量は10%以下であり(Takada et al., 2000b)、大きなマグマの粘性増加にはつながらなかったと思われる。

マグマが地殻の応力により出にくくなる可能性はあるだろうか。蓄積されたマグマが岩脈として地殻に蓄積した場合を考えよう。岩脈のモデルを使うと、火山成長に伴い火山体内に蓄積された岩脈からの圧縮応力増加により、マグマ上昇が抑制される(Takada, 1999)。タンボラ火山では、カルデラ形成以前に、時間とともに山腹割れ目噴火の起こる場所が、山腹全体から一部の山腹へ限られる現象が見られ、それとともに噴出率の低下が起こっている。この例は、火山体内に蓄積された岩脈による局所的応力増加により、山体内で岩脈による上昇が時間とともに抑制されていったとも解釈できる。

リンジャニ火山では、カルデラ形成以前に、噴火位置が東へ10 km 移動していたことが知られている。リンジャニ火山の火道の移動は、キラウエア火山の活動に類似する。キラウエアでは活動的な火道が、山頂カルデラから、東リフトゾーン沿いに20 km 移動している。マグマ溜まり直上は、マグマが頻繁に貫入して多数の岩脈が形成されることからより圧縮的となり、山頂で噴火できずに、噴火位置がリフトに沿って山腹へ大きく押し出された場合と解釈できる(Takada, 1997)。さらに、強力な圧縮応力による制限の例は、アラスカのカトマイ火山1912年のカルデラ噴火である。この大規模噴火によりカトマイ火山山頂に5.5 kmのカルデラが形成された。しかし、噴火位置は、カトマイ火山山頂から10 km 西であった。カルデラ下のマグマ溜りと、噴火位置とは岩床で結ばれていたと考えられている(Hildreth and Fierstein, 2000)。岩床は、地殻応力が水平方向に圧縮的であったことを示す。

5. 今後へ: カルデラタイプの違い

カルデラの多様性を制御する要因として、マグマ自体の進化とテクトニクスとの2点があげられる。

マグマの進化を地殻との相互作用に要因を求めると、守屋の分類の大カルデラ火山は、九州、北海道、スマトラ島、ニュージーランド、北米など、大陸地殻が厚い地域に多く、地殻の融解による珪長質マグマの蓄積が、カルデラ形成に重要となる(例えば、高田, 1994)。一方、ジャワ島からスンバワ島までの、地殻が薄い島弧のカルデラ火山は、カルデラ噴火前に玄武岩の大きな火山体を形成している。この場合、マグマの分化には結晶分別の寄与が大きいかもしれない。タンボラ火山の場合、粗面玄武岩からなる山体を形成した後、粗面安山岩質マグマによるカルデラ噴火を起こした。地殻の融解に

よりアルカリ岩質マグマを作りにくいことを考えると、カルデラ噴火を起こしたマグマは結晶分化で作られたと考えられる (Foden and Varne, 1980; Foden, 1986; Takada et al., 2000b).

テクトニクスが重要な役割を果たす場合、共存する火山のタイプが鍵となる。Takada (1994) は、複成火山が発達する場合と単成火山群が発達する場合は、マグマの供給率と地殻の差応力により分類できることを提唱した。差応力が大きいリフト帯で単成火山群と共存するカルデラは、ニュージーランドのタウポ火山帯や北米のロングバレーに見られる。一方、インドネシアでは複成火山が発達している。スマトラ島を除くと活断層が少ない。このように差応力が小さい島弧では、大きい複成火山がはじめに成長し、そのあとカルデラが形成される (高田, 1994)。

ま と め

- (1) クラカタウ火山 1883 年噴火やタンボラ火山 1815 年噴火、ピナツボ火山 1991 年噴火の例を見る限り、少なくとも 2 ～ 3 ヶ月前から、小規模噴火が発生していた。この期間の際立った特徴として、噴火孔、噴気孔や熱水爆発孔の数や活動する範囲が、カルデラ形成の破局的噴火に向けて拡大し、2 km から数 km の規模に達する特徴が見られる。
- (2) インドネシアの大規模噴火に至る中長期の準備過程として、大規模噴火以前には大きな山体を作っていたこと、すなわち、約 10 万年間高い噴出率を維持してきたこと、噴火の 1 万年から数千年前には噴出率が激減し、噴火様式が爆発的になったこと、噴火位置の範囲が縮小したり、中心から移動したりしたことなどの特徴を見出すことができる。
- (3) カルデラの規模と山体の規模に関する関係は、カルデラの分類に有効である。また、インドネシア島弧のカルデラ火山の特徴として、カルデラの規模と山体規模に相関がある。
- (4) カルデラ形成には、長期間のマグマの蓄積が必要である。この場合、噴出量に比べて多い、貫入岩として地殻に蓄積していく部分の役割を評価しなくてはならない。洪水玄武岩の噴火ではカルデラ形成を伴わない。マグマが蓄積する原因として、マグマの物性の変化、地殻応力によるマグマの上昇制御などが考えられる。
- (5) カルデラの多様性を制御する要因として、地殻の熔融や結晶分化によるマグマ自体の進化とテクトニクスとの 2 点があげられる。テクトニクスが重要な役割を果たす場合、共存する火山のタイプが鍵となる。

謝 辞

2007 年度の日本地質学会学術大会で発表の機会を与えて頂いた、三浦さんほかの世話人の皆様には深く感謝します。村岡洋文さんと匿名の査読者には、有益なコメントを頂き、本論文改善に大変役立ちました。アジア航測 (株) の千葉達朗・鈴木雄介氏からは、インドネシアの Red relief image

map を提供していただきました。この場を借りてお礼申し上げます。

文 献

- Bacon, C. B., 1985, Implications of silicic vent patterns for the presence of large crustal magma chambers. *Jour. Geophys. Res.*, **90**, 11243-11252.
- Barberi, F., Bigioggero, B., Boriani, A., Cattaneo, M., Cavallin, A., Cioni R, Eva, C., Gelmini, R., Giorgetti, F., Iaccarino, S., Innocenti, F., Marinelli, G., Slejko, D. and Sudradjat, A., 1987, The island of Sumbawa: a major structural discontinuity in the Indonesian arc. *Bull. Soc. Geol. Italy.*, **106**, 547-620.
- Bronto, S., Zaennudin, A. and Erfan, R. D., 1985, *Geologic Map of Arjuno-Welirang Volcanoes, East Java, 1:70,000*. Volcanological Survey of Indonesia.
- Carey, S., Sigurdsson, H., Mandeville, C. and Bronto, S., 1996, Pyroclastic flows and surges over water: an example from the 1883 Krakatau eruption. *Bull. Volcanol.*, **57**, 493-511.
- Chesner, C. A. and Rose, W. I., 1991, Stratigraphy of the Toba Tuffs and the evolution of the Toba Caldera Complex, Sumatra, Indonesia. *Bull. Volcanol.*, **53**, 343-356.
- Chiba, T., Kaneta, S. and Suzuki, Y., 2008, Red relief image map: new visualization method for three dimensional data. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol. XXXVII. Part B2*, Beijing 2008, 1071-1076.
- Curray, J. R., Shor, Jr. G. G., Rait, R. W. and Henry, M., 1977, Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the Eastern Sunda and Western Banda Arcs. *Jour. Geophys. Res.*, **82**, 2479-2489.
- Daag, A. S., Tubianosa, B. S., Newhall, C. G., Tungol, N. M., Javier, D., Dolan, M. T., Delos Reyes, P. J., Arboleda, R. A., Martinez, Ma. M. L. and Regalado, T. M., 1996, Monitoring sulfur dioxide emission at Mount Pinatubo. In Newhall, C. and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Univ. Washington Press, 409-433.
- de Silva, S. L., Self, S., Francis, P. W., Drake, R. D. and Ramirez, C. R., 1994, Effective silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna volcanic Complex. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 17805-17825.
- Foden, J. D., 1986, The petrology of Tambora volcano: a model for the 1815 eruption. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **27**, 1-41.
- Foden, J. D. and Varne, R., 1980, The petrology and tectonic setting of Quaternary-Recent volcanic centers in Lombok and Sumbawa, Sunda arc. *Chem. Geol.*, **30**, 201-226.
- Gudmundsson, A., 1996, *Volcanoes in Iceland, 10,000 years of volcanic activity*. Vaka-Helgafell. Reykjavik, 136p.
- Hamilton, W., 1979, Tectonics of the Indonesian region. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1078**, 1-345.
- Harlow, D. H., Power, J. A., Laguerre, E. P., Ambubuyong, G., White, A. A. and Hoblitt, R. P., 1996, Precursory seismicity and forecasting of the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo. In Newhall, C. and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Univ. Washington Press, 285-305.
- Hildreth, W. and Fierstein, J., 2000, Katmai volcanic cluster and the great eruption of 1912. *GSA Bull.*, **112**, 1594-1620.
- Hoblitt, R. P., Wolfe, E. W., Scott, W. E., Couchman, M. R., Pallister, J. and Javier, D., 1996, The preclimactic eruptions of Mount Pinatubo, June 1991. In Newhall, C. and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Univ. Washington Press, 457-511.
- Huppert, H. E. and Sparks, R. S. J., 1988, The generation of granitic magma by intrusion of basalt into continental crust. *Jour. Petrol.*, **29**, 599-624.
- Hutchison, C. S., 1982, Indonesia. In Thorpe, R. S., ed., *Andesites*. John Wiley & Sons, 207-224.
- Junghuhn, 1854, Vitbarsting van de G. Tambora in 1815 in Java. *Zijn gedaante, zijn plantentool en inwendige bouw, III the part*, 1216-

- 1229 (in Dutch).
- Koyaguchi, T., 1996, Volume estimation of tephra-fall deposits from the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo by theoretical and geological methods. *In* Newhall, C. and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Univ. Washington Press, 583-600.
- 町田 洋・新井房夫 (Machida, H. and Arai, F.), 2003, 新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺] (*Atlas of Tephra in and around Japan, revised edition*). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 336p.
- Mandeville, C., Carey, S. and Sigurdsson, H., 1996a, Sedimentology of the Krakatau 1883 submarine pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, **57**, 512-529.
- Mandeville, C., Carey, S. and Sigurdsson, H., 1996b, Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **74**, 243-274.
- Matsumoto, A. and Takada, A., 2000, K-Ar age determination of lavas around Tambora volcano, Indonesia. *In* Geological Survey of Japan, ed., *Report of International Research and Development Cooperation ITIT Projects. Research on Volcanic Hazard Assessment in Asia*. Agency of Industrial Science and Technology, METI. 83-87.
- 守屋以智雄 (Moriya, I.), 1983, 日本の火山地形 (*Geomorphology of Japanese volcanoes*). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 135p.
- Muraoka, H., Nasution, A., Urai, M., Takahashi, M., Takashima, I., Simanjuntak, J., Sundhoro, H., Aswin, D., Nanlohy, F., Sitorus, K., Takahashi, H. and Kosei, T., 2002, Tectonic, volcanic and stratigraphic geology of the Bajawa geothermal field, central Flores, Indonesia. *Bull. Geol. Surv. Japan.*, **53**, 109-138.
- Nasution, A., Takada, A. and Furukawa, R., 2003, Eruptive history during the last 10 ky for the caldera formation of Rinjani volcano, Indonesia. *Abstract, 2003 IUGG Meeting*.
- Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., Meeker, G., Knight, R. and Siems, D., 1996, Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. *In* Newhall, C. and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Univ. Washington Press, 687-731.
- Petroeschewsky, W. A., 1949, A contribution to the knowledge of the Gunung Tambora (Sumbawa). *K Ned Aardrijksk Genoots Tijds*, **66**, 688-703.
- Rampino, M. R. and Self, S., 1982, Historic eruptions of Tambora (1815) Krakatau (1883) and Agung (1963), their stratospheric aerosols, and climatic impact. *Quatern. Res.*, **18**, 127-143.
- Self, S., Rampino, M., Newton, M. and Wolff, J., 1984, Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815. *Geology*, **12**, 659-663.
- Self, S., Thordarson, T. and Kesztelyi, L., 1997, Emplacement of continental flood basal lava flows. *In* Mohoney, J. J. and Coffin, M. F., eds., *Large Igneous Provinces. Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph*, **100**, 381-410.
- Sigurdsson, H. and Carey, S., 1989, Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1815 eruption of Tambora volcano. *Bull. Volcanol.*, **51**, 243-270.
- Smith, R. L. and Shaw, H. R., 1975, Igneous-related geothermal systems. *In* White, D. E. and Williams, D. L., eds., *Assessment of Geothermal Resources of the United State*, *US Geol Surv Circ*, **726**, 58-83.
- Simkin, T. and Finke, R. S., 1983, *Krakatau 1883. The volcanic eruption and its effects*. Smithsonian Inst. Press, Washington, 464p.
- Simkin, T. and Siebert, L., 1994, *Volcanoes of the World, 2nd ed.* Geo-science Press INC, Tucson, 349p.
- Stommel, H. and Stommel, E., 1983, *Volcano weather*. Seven Seas Press, Newport RI, 177p.
- Stothers, R. B., 1984, The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. *Science*, **224**, 1191-1198.
- Sujanto, Syarifuddin, M. Z. and Sitorus, K., 1988, *Geologic Map of Ijen Caldera Complex, East Java, 1:50,000*. Volcanological Survey of Indonesia.
- Sutawidjaja, I. S., Wahyudin, D. and Kusdinar, E., 1996, *Geologic Map of Semeru Volcano, East Java, 1:50,000*. Volcanological Survey of Indonesia.
- Sutawidjaja, I. S., Chanlago, R. and Kamal, S., 1997, *Geologic map of Batur caldera, Bali, Indonesia, 1:50,000*. Volcanological Survey of Indonesia.
- Takada, A., 1994, The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 13563-13573.
- 高田 亮 (Takada, A.), 1994, 珪長質マグマの発生から上昇, マグマ溜り. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 43, 1-19.
- Takada, A., 1997, Cyclic flank-vent and central-vent eruption patterns. *Bull. Volcanol.*, **58**, 539-556.
- Takada, A., 1999, Variation in magma supply and magma partitioning: The role of tectonic settings. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **93**, 93-110.
- 高田 亮 (Takada, A.), 2001, 玄武岩質火山成長に伴うカルデラ形成—重力崩壊モデル—. 地学雑 (*Jour. Geography*), **110**, 245-256.
- Takada, A., Nasution, A. and Mulyana, R., 2003, Eruptive history during the last 10 ky for the caldera formation of Rinjani volcano, Indonesia. *Abstr. Japan Earth and Planet. Sci. Joint Meeting 2003*.
- Takada, A., Sinulingga, I., Surmayadi, M. and Urai, M., 2000a, Comparison among volcano complexes with a caldera and without a caldera, East Java (Preliminary report). *In* Geological Survey of Japan, ed., *Report of International Research and Development Cooperation ITIT Projects. Research on Volcanic Hazard Assessment in Asia*. Agency of Industrial Science and Technology, METI. 93-115.
- 高田 亮・山元孝広 (Takada, A. and Yamamoto, T.), 2008, タンボラ火山. 火山の事典, 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明・中田節也 (編) (*Encyclopedia of Volcano*), 朝倉書店 (Asakura Pub. Co. Ltd.), 524-527.
- Takada, A., Yamamoto, T., Kartadinata, N., Budianto, A., Munandar, A., Matsumoto, A., Suto, S. and Campos Venuti, M., 2000b, Eruptive history and magma plumbing system of Tambora volcano, Indonesia. *In* Geological Survey of Japan, ed., *Report of International Research and Development Cooperation ITIT Projects. Research on Volcanic Hazard Assessment in Asia*. Agency of Industrial Science and Technology, METI. 42-79.
- Thordarson, Th. and Self, S., 1993, The Laki (Skaftar Fires) and Grimsvotn eruptions in 1783-1785. *Bull. Volcanol.*, **55**, 233-263, 1993.
- 宇都浩三・風早康平・斎藤元治・伊藤順一・高田 亮・川邊禎久・星住英夫・山元孝広・宮城磯治・東宮昭彦・佐藤久夫・濱崎聡志・篠原宏志 (Uto, K., Kazahaya, K., Saito, G., Itoh, J., Takada, A., Kawanabe, Y., Hoshizumi, H., Yamamoto, T., Miyagi, I., Tomiya, A., Sato, H., Hamasaki, S. and Shinohara, H.), 2001, 三宅島火山 2000 年噴火のマグマ上昇モデル. 地学雑 (*Jour. Geogra.*), **110**, 257-270.
- White, R., 1996, Precursory deep long-period earthquakes at Mount Pinatubo: Spatio-temporal link to a basalt trigger. *In* Newhall, C. and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*. Univ. Washington Press, 307-326.
- Williams, H., 1941, Calderas and Their Origin. *Univ. California Publications in Geological Sciences*, **25**, 239-346.
- Wolfe, E.W. and Hoblitt, R.P., 1996, Overview of eruption. *In* Newhall, C., and Punongbayan, R., eds., *Fire and Mud. Eruptions and lahars of Mount Pinatubo*. Univ. Washington Press, 3-20.
- 山岡耕春 (Yamaoka, K.), 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 (*Kagaku*), **70**, 926-935.
- Yamamoto, T., Takada, A., Munandar, A., Kartadinata, N. and Budianto, A., 2000, Stratigraphy of the 1815 deposits of Tambora volcano, Indonesia. *In* Geological Survey of Japan, ed., *Report of International Research and Development Cooperation ITIT Projects. Research on Volcanic Hazard Assessment in Asia*. Agency of Industrial Science and Technology, METI. 80-82.
- Zaennudin, A., Hadisantono, R. D., Erfan, R. D. and Mulyana, A. R., 1994, *Geologic Map of Bromo-Tengger Volcano, East Java, 1:50,000*. Volcanological Survey of Indonesia.
- Zollinger, H., 1855, Besteigung des Vulkanes Tambora auf der Insel Sumbawa und Schilderung der Eruption desselben im Jahr 1815. *Winterthur, Wurster*, 1-20 (in Dutch).

(要 旨)

高田 亮, 2010, インドネシア・スンダ弧におけるカルデラ噴火とカルデラ火山の特徴. 地質雑, 116, 473–483. (Takada A., 2010, Caldera-forming eruptions and characteristics of caldera volcanoes in the Sunda Arc, Indonesia. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 116, 473–483.)

インドネシアで起こった有史の大規模噴火の, 噴火直前の現象, 噴火経緯を総括した. 大規模噴火直前には, 少なくとも2~3ヶ月前から, 小規模噴火が発生していた. この期間には, 噴火孔, 噴気孔や熱水爆発孔の数や活動する範囲が, カルデラ形成の破局的噴火に向けて拡大し, 2 km から数 km の規模に達する特徴が見られた. 大規模噴火に至る中長期の準備過程として, 約10万年間, 高噴出率の維持により大きな山体を形成したこと, 噴火の1万年から数千年前には, 噴出率が激減し, 噴火様式が爆発的になり, 火口が形成される範囲が縮小したり, 中心から移動したことなどの特徴を見出すことができる. さらに, インドネシアのカルデラ火山体の規模とカルデラ規模の関係をまとめた. 大きい山体には, 大きいカルデラが形成される傾向がある. 最後に, マグマが蓄積する原因やカルデラの多様性を制御する要因を検討する.