西南日本弧前縁の圧縮テクトニクスと中期中新世カルデラ火山

Middle Miocene ash-flow calderas at the compressive margin of southwest Japan arc: Review and synthesis

Abstract

三浦大助* 和田穰隆**

*Daisuke Miura * and Yutaka Wada ***

2006年5月8日受付.

2007年1月19日受理.

* (財)電力中央研究所地球工学研究所地圏科学
領域

Geosphere Sciences, Civil Engineering Re-
search Laboratory Central Research Institute of
Electric Power Industry, 1646 Abiko, Abiko
270-1194, Japan

** 奈良教育大学地学教室

Department of Earth Sciences, Nara University
of Education, Takabatake, Nara 630-8528, Japan

Corresponding author: D. Miura,
dmiura@cripi.denken.or.jp

We reviewed and synthesized middle Miocene caldera volcanoes at the frontal margin of southwest Japan in order to reveal possible relationship between the caldera formation and the compressive tectonics. Cumulative frequency diagram for fault-slip can be used for determining the deformation style of caldera floor. The deformation style is defined as the ratio of caldera collapse energy to the total eruptive energy. The changing of style is to modify the ratio. Mechanical collapse energy for the piston model is rather reduced than the piecemeal deformation or the funnel explosion. This character is suitable to the larger caldera formation.

Long-term eruption rate of the Miocene calderas indicates larger rate for the compressive stress regime. The ellipticity, eruptive volume and roof aspect ratio of calderas in relation to distance from subduction trench was used to reveal an effect of strong compression. Both ellipticity and eruptive volume increase toward the trench area, and the upper limit of roof aspect ratio decreases toward there. These suggest that near the trench region, only the piston collapse caldera is capable to erupt against the strong compression.

Orientation of dyke swarm, caldera shape, and magma chamber were used to infer the orientation of paleostress at the time of caldera formation. The optimal paleostress orientation of horizontal compressive stress (σ_{Hmax}) lies on NNE-SSW. The sinistral (left-wrenching) fault-slip of Median Tectonic Line (MTL) had occurred in the same period and is concordant to the NNE-SSW orientation of σ_{Hmax} . The clockwise rotation of Japan-Sea Opening, however, occurred in the same period and it might have modified the original orientation into the NNE-SSW. In the southwest Japan, the migration of volcanic front took place backward after middle Miocene period. We concluded that the backward migration could be induced by the decrease of magma supply rate and increase of compressive stress at frontal margin after middle Miocene.

Key words: caldera volcanoes; Miocene; compression; eruption rate; ellipticity; roof aspect ratio; southwest Japan

はじめに

数 km^3 ~ 数 100 km^3 の火砕噴出物 (ignimbrite) を放出する大規模珪長質火山活動は、給源に直径数 ~ 数 10 km の陥没カルデラ (ash-flow caldera: Lipman, 1984) を伴うことが普通である (以下、カルデラ火山と称す)。このような大規模噴火が生じるには、マグマの地殻内への大量蓄積が必要条件である (巨大マグマ溜り)。巨大マグマ溜りは、固結して最終的に花崗岩体になる。過去に活動し侵食された珪長質火成岩体の中には、このようなカルデラ火山活動の痕跡と考えられる火山-深成複合火成岩体が数多く存在する (例えば、Lipman, 1984)。火山-テクトニクスという視点で考えると、

侵食されたカルデラ火山体の研究は、カルデラ火山が発生し、活動し、そして終息へといたる中-長期プロセス (一輪廻の火山活動) をテクトニクスとの関係から理解できる利点がある。

日本の第四紀カルデラ火山は、主に火山フロント沿いに生じている。大量のマグマを一度に放出するカルデラ火山活動は、火山フロント側の大きなマグマ供給率が不可欠であり (観測量は平均噴出率; Aramaki and Ui, 1982)、その時空分布と火山フロントが一致する事実は理解しやすい。このような、テクトニクス・応力場の条件は、カルデラ火山の活動様式に大きな影響を与えており、多くの研究で議論されてきた (Lipman, 1984; Walker, 1984; Brannney, 1995; Lipman,

Fig. 1. The index map for large felsic volcanic field (LFVF) in southwest Japan. The LFVF occurs between the Median Tectonic Line (MTL) and the Nankai trough, and extends to ca. 800 km in distance along the MTL. These are Shitara, Omine, Kumano, Ishizuchi, Okueyama and Osuzuyama igneous complex. Paleostress orientation for dyke (Yamamoto, 1991) and fault-slip data are shown (Hibbard and Karig, 1990; Fournier et al., 1995; Miura, 2005).

1997; 2000; Cole et al., 2005; Miura, 2005).

一般的に、大規模カルデラ火山は、ニュートラルあるいは引張的テクトニクスで生じやすいように見える (Smith, 1979). 活動的な島弧である日本列島においては、地殻歪速度の小さい領域に後期更新世のカルデラ火山が存在すると指摘されている (高橋, 1995). その一方、更新世以降の日本列島は圧縮テクトニクスに支配され (Matsuda et al., 1967), 火山フロント側、すなわちトレンチに近いほど強い水平圧縮の傾向と推察される. 世界最大、長径 100 km のトバカルデラ (Toba caldera, Indonesia) は、斜め沈み込みテクトニクス下のインドネシア・スマトラ島に存在し、横ずれ断層であるスマトラ断層 (Sumatra fault) に隣接している. すなわち、圧縮テクトニクスや圧縮からニュートラルへと変化する遷移的テクトニクス (compressional or transpressional tectonics) においても、カルデラ火山は発生しており、ニュートラル〜引張テクトニクスで生じやすいという考え方だけでは、カルデラ火山の発生を説明できない.

以上から、圧縮や圧縮〜ニュートラルテクトニクス下のカルデラ火山活動を調べることが、カルデラ火山とテクトニクスの関係を考察するために重要と考えられる. 特に、テクトニクスとローカル応力に関する知見が重要である. そこで、西南日本の中期中新世カルデラ火山活動 (中田, 1978; Yoshida, 1984; Takahashi, 1986; 高田, 1987a, b; Takada, 1988; 木村ほか, 1991; Miura, 1999; 下司, 2003; Geshi, 2005; Miura, 2005; 佐藤・大和大峯研究グループ, 2006; 以下、佐藤・YORG, 2006 と略す) を事例として、地質学・火山学的考察

に基づいたレビューと総括を行った (Fig. 1). これらのカルデラ火山は、中央構造線 (MTL) 近傍からサブダクショントレンチ側で分布することから、小論では、西南日本弧前縁のカルデラ火山群 (前弧カルデラ群) と呼ぶことにする. 前弧カルデラ群は、以下の事由から、圧縮テクトニクスのカルデラ火山活動を検討するのに最適な対象である. すなわち、(a) 深い侵食により大規模火成岩体の深部構造が露出する; (b) トレンチ側の圧縮テクトニクス領域に分布する; (c) 放射年代測定値は限られた活動時期を示しており (約 12–16 Ma), 活動の開始から終息まで 400 万年程度のエピソード的な活動である; (d) 日本海の形成 (Otofuji et al., 1985) とシンクロしており、以後のテクトニックイベントによる火山構造の擾乱がほとんど認められない; (e) 前弧カルデラ群の活動以降、火山フロントが大きく後退した、などである. 当該地域では中期中新世以降現在に至るまで火山活動は起こっていない. これらの特徴から、西南日本の第四紀火山フロントから 200 km も島弧前縁側で生じた火山活動のナチュララナログと見なすことができ、高レベル放射性廃棄物処分事業で必要とされる火山活動の長期予測にも資する研究事例として重要である.

なお、小論で扱った火成岩体は、いずれも精度良く研究され詳細なカルデラ火山活動が復元された岩体である. そこで、記載用語として用いられる「コールドロン (例えば, Cole et al., 2005)」は「カルデラ」と見なし、以下では全てカルデラと称する.

カルデラ火山の構造・マグマ溜り・テクトニクス

カルデラ火山の構造とマグマ溜り・テクトニクスの関係について、既知の情報をまとめて基本的考え方を整理した.

1. カルデラ火山とテクトニクス

カルデラ火山とテクトニクスの関係を示す 1 つの好例として、北米のイエローストーンカルデラ (Yellowstone caldera, USA) とニュージーランドのタウポ火山地域 (Taupo Volcanic Zone (TVZ), New Zealand) の比較研究がある (Houghton et al., 1995). 両カルデラ火山では、階段ダイアグラムの傾きを示す平均噴出率は同等であるのに、地下構造・噴火規模・活動頻度が大きく異なっている. このような相異をもたらしたのは、北米と (大陸上のホットスポット) ニュージーランドの (引張りフト) テクトニクスが異なっており、安定でマグマが溜りやすい環境が異なることによると考えられた (Houghton et al., 1995; 高橋, 1995). 一方、カルデラ火山活動に伴うローカル応力の発生が、テクトニック応力を (広域応力) 相殺することにより、カルデラ火山周辺の応力場が決まることもわかってきた (三浦, 2000; 楠本・竹村, 2003; Kusumoto and Takemura, 2003; Miura, 2005). この考えに基づくと、カルデラ火山周辺のローカル応力場は、時空間的に可変であり、テクトニック応力と完全に一致しなくて良い. すなわち、地殻歪速度が小さい領域と、その領域で期待されるテクトニック応力との不一致をうまく説明する.

2. カルデラの陥没構造とマグマ溜り

カルデラ火山の3次元構造は、平面の形状と陥没した床の構造で定義することが出来る。特に、陥没床の構造は、第四紀カルデラ火山では不可視であり、様々なモデルが提案され議論された (Anderson, 1937; Williams, 1941; Smith and Bailey, 1968; Williams and McBirney, 1979; Lipman, 1984; Walker, 1984; Branney, 1995; Lipman, 1997; 2000; Cole et al., 2005)。

2.1 陥没床の構造 陥没モデルを議論するには、陥没床の構造を定義し形成過程を推定することが重要である (Lipman, 1984; Walker, 1984; Branney, 1995; Lipman, 1997; Cole et al., 2005; Miura, 2005)。以下、Lipman (1997) による陥没モデルの分類に従って記述する (Fig. 2)。陥没床を分断するのは大小の断層であることから、単純化された陥没床の断面 (2次元) は、断層変位の累積頻度分布を用いて表すことが出来る (Fig. 3)。小論では、この考え方を併用して陥没モデルを説明する。

Fig. 2. Schematic sections for typical subvolcanic structures in collapse calderas (after Lipman, 1997). (a) piston-cylinder (plate) collapse; (b) piecemeal disruption; (c) trap-door collapse with coherent floor; (d) downsag deformation; (e) funnel-shaped section.

- (1) ピストン (プレート) 型 (Piston (plate); Fig. 2.a) は、大規模断層 (環状断層) によって陥没全体の変位が規定された、塊状陥没床 (coherent caldera floor) を持つモデルである (Anderson, 1937; Smith and Bailey, 1968; Lipman, 1997)。したがって、大規模断層に対する中・小規模断層の割合が極めて少ないと定義される (Fig. 3.a)。蝶番型 (Trap door; Fig. 2.c) はこの変型である。
- (2) ピースミール型 (Piecemeal; Fig. 2.b) は、様々な断層によって細分された陥没床を持つモデルである (Lipman, 1984; Branney and Kokellar, 1994)。大規模断層に対する中・小規模断層の割合がピストン型より大きいと定義される (Fig. 3.b)。
- (3) ダウンサグ型 (Downsag; Fig. 2.d) は、上部地殻の変形による陥没である (Walker, 1984; Branney, 1995)。したがって、中・小規模以下の断層がほぼ全体を占めると定義される (Fig. 3.c)。いわゆる延性変形モデルであり、脆性破壊が支配的な上部地殻では考えにくい (Lipman, 2000 や Cole et al., 2005 等の議論を参照のこと)。ただし、未固結堆積物の塑性変形、あるいは脆性破壊へと至る遷移状態の凍結 (破壊の末端部など) として起こる可能性はある (Cole et al., 2005)。また、ダウンサグ型の地表変形と深部陥没構造は対応しないことがあり得る (Fig. 2.d)。
- (4) じょうご型 (Funnel-shaped; Fig. 2.e) は、地表付近が完全に破碎され、上に向かって開いたじょうご型の地下構造とされる (横山, 1969; Aramaki, 1984)。このモデルでは、断層変位面が存在しないことから、2次元の断層変位分布で表すことは出来ない。現在では、じょうご型やカオティック型 (Scandone, 1990) は、他のモデルによって説明可能であることから、既に必要性が低い用語という意見もある (Cole et al., 2005)。

最近のアナログ実験結果は、これらの様々な陥没床の構造がマグマ溜りの天井の深さと直径の比 (深さ/直径) であるルーフアスペクト比 (Roof aspect ratio; Roche et al., 2000)

Fig 3. Caldera collapse model defined by magnitude of fault-throw in size distribution of power law. (a) piston (plate) ; (b) piecemeal; (c) downsag. Note that the absolute value of exponent (a, b, c) is proportional to the energy of collapse or deformation.

Fig. 4. Illustrations for analogue experiment of caldera formation (Roche et al., 2000). (a) piston collapse with shallower roof of magma chamber; (b) piecemeal disruption with deeper magma chamber. Note that the surface deformation depends on the depth ($D1$ and $D2$) of magma chamber. Abbreviations: Cs: caldera radius (size); $F1...Fn + 1$: fault.

で決まることを示した (Roche et al., 2000; Acocella et al., 2000) (Fig. 4). 熊野カルデラ陥没床における断層調査の結果と蝶番型の陥没モデルは、この考えを支持している (Miura, 2005). カルデラの地表面積は噴火規模と比例するので (Spera and Crisp, 1981; Scandone, 1990), 陥没床の構造は噴火規模とマグマ溜りの深度で決まるといえる. 通常は、新期堆積物に覆われ、陥没床の情報は乏しい場合が多いが、両者が既知であれば、陥没床の概略構造を推定できる. また、ルーフアスペクト比の変化として、カルデラ間の相互比較を行うことも可能となる. 逆に、陥没床の構造が明らかであれば、マグマ溜りの深さが概略的に推定できる.

2.2 陥没形成のエネルギー 一般に、クレーター径と熱エネルギーの間には正の相関があるとされ、両対数軸上で直線的にエネルギーが増加する (Scandone, 1990; Fig. 5) (ただし、Fig. 5は潜熱の影響を含まない). 多くの第四紀カルデラでは、熱エネルギーから予測されるカルデラ径が、爆発実験 (核実験) の結果より大きい. 陥没に利用されるエネルギー (陥没エネルギー) は、マグマの持つエネルギーの一部であるので、カルデラ火山が、爆発実験より効率的に陥没を形成していることが示唆される.

断層の変位量と長さには、正の線形比例関係があるとされる (Scholz and Cowie, 1990). 線形比例ではべき乗の指数は変わらないので、Fig. 3において、陥没床中の断層変位を断層 (破壊) 面の長さ (～大きさ) と読み替えることができる. 同じカルデラ径で断層面の表面積を比較した場合、中・小規模断層の割合が多いほど断層面の表面積が大きくなることから、べき乗の絶対値 ($a, b, c: a < b < c$) が大きいほど破壊面の形成エネルギーが大きい. すなわち、噴火エネルギー全体における陥没エネルギーの分配率が高いと考えられる.

このような変化はべき乗のオーダーで起こる. Fig. 3のべき乗指数 a は2次元の値なので、3次元に補正すると $3a/2$ である. ピースミール型は、ピストン型よりべき乗の絶対値 b が大きく (Fig. 3.b), 陥没エネルギーが大きい. このモデルでは、厚い陥没床や (Roche et al., 2000), 大きな鉛直応力 (σ_v) が指摘されており (三浦, 2000; Miura, 2005), 陥

Fig. 5. The relationship between thermal energy and crater (caldera) radius. The caldera shows a radius larger than that formed by the nuclear explosion. Reprinted from J. Volcanol. Geotherm. Res., 42, Scandone, R., Chaotic collapse of calderas, 285-302, 1990, with permission from Elsevier.

没エネルギーへの分配率が高いという考察と符合している.

以上の考察から、陥没モデルの変化は、陥没エネルギーの占める割合の変化と考えられる. すなわち、陥没に要する仕事量の相違である. 同じカルデラ径では、ピストン型の方がピースミール型よりも陥没エネルギーが少ない. したがって、ピストン型の方が大型カルデラの形成に有利である. これは、大型カルデラにピストン型が多いという指摘 (Lipman, 1984) と符号する. 一方、じょうご型は、濁川カルデラ (黒墨・土井, 2003) のような小型カルデラに適しているといわれる (Walker, 1984). じょうご型は爆発クレーターと成因的に類似するので、同様のエネルギー分配率である可能性が高い. すなわち、この点から大型カルデラには不利といえる. また、これらの陥没モデルの特性から考えると、ピースミール型はピストン型とじょうご型の中間に位置する.

2.3 陥没構造の実際的评价 陥没構造の実際評価については議論がある. 径 10 km を超える大型カルデラ火山では、

破碎の進んだカルデラ床は存在せず、ピストン型だけという主張もあった (Lipman, 1984; Lipman, 1997). 1990 年代にピースミール型であるスカフェルカルデラが報告され (Scafel caldera, UK; Branney and Kokelaar, 1994), 陥没モデルの 1 つとして認知されたように見える (Cole et al., 2005). 日本では、鮮新世土呂部カルデラ (Miura and Tamai, 1998)・更新世沖浦カルデラ (野澤, 2001)・白亜紀佐々並カルデラ (井川・今岡, 2001)・古第三紀桜江カルデラ (Komuro et al., 2006) などが、この型の候補としてあげられる。玄武岩質火山であるが、三宅島火山の AD2000 年噴火で生じたカルデラも同様のタイプと考えられている (Geshi et al., 2002). 一方で、既存地質構造・テクトニクスや、陥没イベントの複数回発生など、陥没構造の評価を左右する様々な要素の存在も事実であり、これらと、カルデラ陥没モデルの対応を検討する必要がある。

3. カルデラの平面構造とテクトニクス

地表面積・形状や伸長の度合い (楕円率) などのカルデラ平面構造は、テクトニクスとの関係からみて重要なパラメータである。

3.1 カルデラの面積 カルデラの地表面積は噴火規模と比例することが知られている (Spera and Crisp, 1981; Scandone, 1990). カルデラの面積 (Sc) と地表噴出物の体積 (V_{out}) の関係は $V_{out} = 0.28Sc^{1/4}$ と表される (Scandone, 1990). これは、侵食された古い火山体で活動規模を推定できる重要な特徴である。

3.2 カルデラの形状 カルデラは円形～楕円形状を示すが、必ずしも明瞭な円形ではない。カルデラ壁に見られる地形的湾入部は、斜面崩壊・地すべりといった壁面の後退が原因の場合がある。Lipman (1976; 1984) は、このような地形的形状を環状断層 (構造的境界) と区別した。しかし、侵食されたカルデラ火山体の事例が増加すると、必ずしも後退現象だけではなく、構造的な不規則と考えられる事例も見られるようになってきた。アナログ実験では既に、隆起に伴って不規則な断層群が発達する多角形型陥没モデルが指摘されていた (Komuro, 1987). これらは、カルデラの形状と陥没モデルの関連を指摘しており、地表付近の応力 (歪) 分配の違いを示唆する。ピストン型は環状断層を形成し、環状に応力集中が起こりやすいと考えられる。ピースミール型は、特定の領域に応力集中が起こらず、カルデラ床を分断する複雑な断層系を形成すると考えられる。

3.3 カルデラの楕円率 カルデラの楕円率は長径/短径比 (アスペクト比) で近似できる。伸長したカルデラの成因は、改良茂木モデルを用いた数値計算による検討がある (楠本・竹村, 2003; Kusumoto and Takemura, 2003). 楕円形のカルデラは、水平差応力が大きい場合や水平圧縮応力が大きい場合に現れる。したがって、噴火イベントと陥没構造の対応が明らかな場合は、形状から応力場の性質を読み取ることが出来る。このような性質を応用して、楕円率の時間変化とテクトニクスの関係を楕円率-年代ダイアグラムで表した事例もある (Bosworth et al., 2003).

西南日本弧前縁のカルデラ火山群

1. 前弧カルデラ火山活動の整理

カルデラとマグマ溜り・テクトニクスの関係に基づいて、前弧カルデラ群とテクトニクスの関係を検討した。小論では、以下の観測量を既存文献から抽出した。

[カルデラ名] 火成岩体中に存在するカルデラ火山を抽出した。火成岩体の多くは複合岩体であり、複数のカルデラ火山体が認められる。

[活動規模] マグマ溜りを除く地表噴出量の総量を活動規模とした。侵食・散逸したカルデラ火山体であり、求められた体積は概略である。これらをマグマ体積 (DRE: Dense Rock Equivalent; Nakada, 2000) に換算して相互比較を行った (Table 1). カルデラ外の噴出物は Scandone (1990) の式 ($V_{out} = 0.28Sc^{1/4}$) を用いて推定した。カルデラ内は、面積 (Sc) に厚さ (1 km と仮定) をかけて体積を算出した。前弧カルデラ群の多くはカルデラ内堆積物の層厚が 1 km 前後と推定されている。ただし、大崩山カルデラは 2 km 程度であるので 2 km として計算した。本文では一桁の値を四捨五入した。

[活動年代] 地質層序と放射年代値により活動年代値を示した。活動年代値を基に活動期間を推定した。具体的には、地質層序と矛盾しない放射年代値のセットを選択し、その最大幅を活動期間とした。扱った岩体では、K-Ar 法に比べて FT 法の誤差が大きいデータが多く、下記および Fig. 6 では K-Ar 年代値のみを採用した。なお、有意に異なった年代値が報告されている場合は、最新の高精度年代測定値を優先的に記載した。抽出基準として、公表時期と偏差の大きさを用いた。

[形成順序] 複数の陥没構造の集合体の場合は、その形成順序を記した。

[岩石] 岩石種と主要な化学組成である SiO_2 の範囲について整理した。

[カルデラ形状] カルデラの外形は応力と関わりが深いので、その特徴についても記載した。

[応力場 (岩脈・断層)] 岩体周辺の岩脈群や断層群から推定された、岩体と同時代の古応力方位や古応力特性について、判明しているものを記載した。

[マグマ溜り] マグマ溜りの大きさや深さなどの情報が明らかな場合は、その特徴を記載した。

[ルーフアスペクト比] カルデラ (岩体) 径・マグマ溜りの定置深度の比を示した。

2. 西南日本の火成岩体の特徴

西南日本の中期中新世火成岩体では、1 つの岩体に複数のカルデラ火山が含まれる場合がある。このことから、小論では、火成岩体毎に上記の諸項目について特徴をまとめ、カルデラ火山の特徴を整理した。岩体の最近の高精度 K-Ar 年代値を Fig. 6 に示した。形状や面積・体積などのパラメータを Table 1 に整理した。形状・サイズと順序を Fig. 7 に、マグマ溜りの深さを含めた断面情報を Fig. 8 に示した。紙数に限りがあるため、下記では各岩体の重要点のみを示す。

Fig. 6. The diagram for K-Ar ages of Miocene felsic volcanic fields and associated caldera volcanoes in southwest Japan. Note that the felsic volcanism occurred within the range of four million years. Abbreviations: SCDS: Shitara central dyke swarm and Ootoge caldera; Shitara: Shitara calderas (older and younger); OARs: Omine acidic rocks and Odai caldera; KARs: Kumano acidic rocks and Kumano caldera; Ishizuchi: Ishizuchi caldera; Okueyama: Okueyama felsic complex and Sobo and Okueyama calderas; Osuzuyama: Osuzuyama acidic rocks and Osuzuyama caldera. Data after Shibata and Nozawa (1968); Shibata (1978); Shibata and Ishihara (1979); Tsunokawa et al. (1983); Kimura et al. (1991); Murao and Matsumoto (1991); Uto et al. (1996); (1997); Sumii et al. (1998); Wada and Iwano (2001); Sugihara and Fujimaki (2002); Sumii and Shinjoe (2003).

2.1 設楽・大峠複合火成岩体

〔カルデラ名〕 設楽—明神山 (古期); 設楽—鳳来湖 (新期); 大峠 (高田, 1987a, b; Geshi, 2005)

〔活動規模〕 古期: 約 110 km³; 新期: 約 30 km³; 大峠: 約 20 km³.

〔活動年代〕 大峠コーンシート: 13.3 ± 0.4 ~ 12.6 ± 0.4 Ma (K-Ar) (杉原・藤巻, 2002); 設楽中央岩脈群: 15.1 ± 0.5 ~ 13.1 ± 0.4 Ma (K-Ar) (Tsunakawa et al., 1983; 杉原・藤巻, 2002)

〔形成順序〕 (1) 古期 (+コーンシート); (2) 新期; (3) 大峠 (+コーンシート); (4) 中央岩脈群

〔岩石種・化学組成〕 玄武岩・流紋岩・デイサイト・安山岩ならびに同質火砕岩; SiO₂ 54~73 % (中田・高橋, 1979).

〔カルデラ形状〕 新期 (WNW-ESE)・大峠 (NNE-SSW) は伸長形状 (Fig. 7.b).

〔応力場 (岩脈・断層)] 新期 (高田, 1987b) の岩脈群は N-S または NNE-SSW 方位. 中央岩脈群は NNE-SSW と NE-SW 方位. よって, 見かけの水平最大圧縮応力方位 σ_{Hmax} は N-S ~ NE-SW. 古期の南東縁に中央構造線 (MTL) が隣接. 中央岩脈群の一部は, 中央構造線南側にも分布. 北設楽層群中の断層解析で, NW-SE の引張が推定 (NE-SW の圧縮 σ_{Hmax} : Fournier et al., 1995).

〔マグマ溜り〕 マグマ溜り天井の深さがコーンシートの分

Fig. 7. Comparison in absolute size and shape of Miocene caldera volcano. (a) Ishizuchi caldera; (b) Shitara (older), Shitara (younger) and Ootoge calderas, and Shitara central dyke swarm (SCDS). (c) Omine-Odai and Kumano calderas. The caldera shape of southern-half in Omine-Odai calderas were conjectural. The Omine-Odai caldera might have experienced multiple collapse events; (d) Sobo, Katamukiyama and Okueyama calderas; (e) Osuzuyama caldera. Note that in Osuzuyama, the half of the caldera shape was conjectural. Italic number indicates the order of formation in each caldera. Bold line is the Median Tectonic Line (MTL).

布から見積もられている. 古期: 約 3 km (高田, 1987b). 大峠: 深さ約 1~2 km (高田, 1987a; Takada, 1988) (Fig. 8).
〔レーフアスペクト比〕 古期: 0.2-0.3; 新期: 0.3-0.6; 大峠: 0.2-0.5.

2.2 熊野・大峠酸性火成岩体

〔カルデラ名〕 熊野 (Miura, 1999)・大峠・大台 (和田・岩野, 2001; 佐藤・YORG, 2006)

〔活動規模〕 熊野: 約 780 km³; 大峠・大台: 約 1,260 km³ (熊野北岩体を含む 50 × 30 km のカルデラと仮定).

〔活動年代〕 熊野: 14.4 ± 0.2 ~ 14.2 ± 0.2 Ma (K-Ar) (角井ほか, 1998); 大峠・大台: 13.7 ± 0.7 Ma (K-Ar) (中奥火砕岩脈: 和田・岩野, 2001).

〔活動年代〕 熊野: 14.4 ± 0.2 ~ 14.2 ± 0.2 Ma (K-Ar) (角井ほか, 1998); 大峠・大台: 13.7 ± 0.7 Ma (K-Ar) (中奥火砕岩脈: 和田・岩野, 2001).

〔形成順序〕 熊野: (1) 神ノ木流紋岩; (2) 火砕流堆積物 (凝灰岩); (3) 花崗斑岩の順に噴出・貫入. 陥没前地表からの深さ 1~3 km の構造が露出し, 南側ほど深いレベル (Miura, 1999).

大峠・大台: (1) 大峠; (2) 大台と推定 (佐藤・YORG, 2006). 熊野との層序関係は不明.

〔岩石種・化学組成〕 流紋岩・デイサイト質火砕岩・花崗斑岩・花崗閃緑岩; SiO₂ 70~74 % (熊野), SiO₂ 64~73

Fig. 8. Simplified cross-section for the Miocene caldera volcano, and the depth to magma chamber. The measurement method of the depth is described. (a) Ishizuchi caldera; (b) Shitara (older), Shitara (younger) and Otoge calderas; (c) Sobo and Okueyama calderas; (d) Osuzuyama caldera; (e) Kumano and Omine-Odai calderas. The original profile of MT survey at (e) is of Fuji-ta et al. (1997). Abbreviations: MTL: Median Tectonic Line; BTL Butsuzo Tectonic Line; GL: Ground level for bore-hole data.

% (大峯) (中田・高橋, 1979).

[カルデラ形状] 熊野: 東側が深く陥没し, カルデラ境界主断層の破碎帯が露出 (Miura, 1999). 主断層は斜め滑りを示し, 水平差応力の大きい条件で形成 (Miura, 2005).

大峯・大台: 外側の大峯, 内側の大台からなる2重陥没構造. 大峯は東部に環状断層が認められず, 南半部の構造も不明であるが, 大台は南北に伸長. (佐藤・YORG, 2006).

熊野-大峯・大台カルデラクラスタ: 100 × 50 km の範囲に及び, NNE-SSW 方位に伸長. 見かけの水平最大圧縮応力方位 σ_{Hmax} は NNE-SSW (三浦・和田, 2005) (Fig. 7.c).

[応力場 (岩脈・断層)] 熊野: 小規模岩脈群・鉾脈・小断層から, カルデラ形成時のローカル応力を示すと考えられる NNW-SSE と NNE-SSW の2つの σ_{Hmax} 方位が推定 (Miura, 2005).

大峯・大台: 大峯火砕岩脈・酸性岩の σ_{Hmax} は NNE-SSW. [マグマ溜り] 熊野: 現在の地表から深度 1 km にマグマ溜りの天井 (花崗岩体) が確認されている (Miura, 1999). MT 探査では, 高比抵抗岩体 (Fuji-ta et al., 1997) の上面が花崗岩の深度と一致する (Miura, 1999). 陥没前地表からのマグマ溜り天井は深度 2 km と推定される (Fig. 8).

大峯・大台: 高比抵抗岩体 (Fuji-ta et al., 1997) の上面は, 北に向かって深くなり (Fuji-ta, 1997), 大峯・大台直下で深度 8 km 程度である. この岩体は深さ数 km で大峯酸性岩と連結している (梅田ほか, 2003). また, 北西部の珪長質岩脈中に花崗岩捕獲岩片が認められる (新正ほか, 2003; 和田ほか, 2007). これらの証拠から, 天井は深度数 km ~ 8 km に存在する (Fig. 8).

[ルーフアスペクト比] 熊野: 0.04~0.08; 大峯・大台: 径を $\geq 15 \sim 50$ km として $\geq 0.16 \sim 0.53$.

2.3 石鎚火成岩体

[カルデラ名] 石鎚 (Yoshida, 1984)

[活動規模] 約 60 km³.

[活動年代] 14 ± 2 Ma (K-Ar) (Shibata and Nozawa, 1968)

[形成順序] (1) 外側環状断層; (2) 内側環状断層. 両者はほぼ連続的に活動 (Yoshida, 1984).

[岩石種・化学組成] 流紋岩・デイサイト・同質火砕岩・花崗閃緑岩・アダメロ岩; SiO₂ 59~74 % (中田・高橋, 1979).

[カルデラ形状] 外側環状断層は NNE-SSW にやや伸長.

Table 1. Measurement of shape, area and volume for Miocene calderas in southwest Japan.

Large Silicic Volcanic Field	Caldera	Major (a) axis (km)	Minor (b) axis (km)	Ellipticity	Orientation of (a)-axis	Area (Sc) (km ²)	V _{out} (km ³) ^{*1}	V _{int} (km ³) ^{*1}	V _{total} (km ³) (DRE) ^{*2}	Subsurface st. proposed in literature	RAR ^{*3}	Refs. ^{*4}	Remarks
Shitara-Otoge	Shitara (Older)	13	11	1.18	NNE-SSW	112	50	112	111	Downsag	0.2-0.3	5	Axes and ellipticity inferred
	Shitara (Younger)	9	5	1.80	E-W	35	14	35	34	Downsag	0.3-0.6	5	
	Otoge	6	4	1.50	NNE-SSW	19	7	19	18	Piston or piecemeal?	0.2-0.5	4, 7	
Kumano- Omine	Omine-Odai	50	30	1.67	NNE-SSW	1,178	669	1,178	1,259	Piston- Trapdoor	≥ 0.16-0.5	8	Axes and ellipticity inferred
	Kumano	41	23	1.78	NNE-SSW	741	402	741	779	Trapdoor	0.04-0.08	6	
Ishizuchi	Ishizuchi (Outer)	9	8	1.13	NE-SW	50	21	12	22	Piston	0.6-0.7	2	Volume without Inner caldera
	Ishizuchi (Inner)	7	7	1.00	None	38	16	38	37	Piston	0.7-0.9	2	
Okueyama	Sobo	18	13	1.44	NNE-SSW	177	83	177	177	Piston	0.2-0.3	3	Volume without Sobosan strato- volcanoes
	Katamuki- yama	11	6	1.83	NW-SE	52	22	52	50	Piston	0.3-0.7	3	
	Okueyama	33	23	1.43	NW-SE	596	316	1,192	1,029	Piston	0.09-0.2	3	
Osuzuyama	Osuzuyama	40	25	1.63	NE-SW	770	419	770	810	Piecemeal?	0.09-0.18	1	Axes and ellipticity inferred

*1 Abbreviations: Vout: volume for outflow; Vint: volume for intracaldera deposit. Applied thickness: 1000 m. 2000 m in thickness is applied for only Okueyama caldera.

*2 Applied density: 2200kg/m³ for magma; 1500kg/m³ for tuff.

*3 RAR: Roof aspect ratio (Roche et al., 2000).

*4 Numbers for references: 1: Nakada (1978); 2: Yoshida (1984); 3: Takahashi (1986); 4: Takada (1987a); 5: Takada (1987b); 6: Miura (1999); 7: Geshi (2005); 8: Sato and YORG (2006)

内側環状断層はほぼ円形 (Fig. 7.a) (Yoshida, 1984). カルデラ底部にシート状のアダメロ岩が浅所貫入.

[応力場 (岩脈・断層)] カルデラ縁に環状岩脈. 小規模岩脈は, カルデラ内で環状あるいはN-S 方位. カルデラ外の平行岩脈群はE-W 方位.

[マグマ溜り] 岩石化学データにより, マグマ溜りの深さは5~6 km と推定 (Yoshida, 1984) (Fig. 8).

[ルーフアスペクト比] 0.6-0.9 程度で1を超えない.

2.4 大崩山複合火成岩体

[カルデラ名] 祖母・傾山・大崩山 (Takahashi, 1986)

[活動規模] 祖母: 約 180 km³; 傾山: 約 50 km³; 大崩山: 約 1,030 km³

[活動年代] 祖母: 12.8 ± 0.5 Ma; 12.7 ± 0.4 Ma; 12.4 ± 0.4 Ma (K-Ar) (村尾・松本, 1991); 大崩山: 13.8 ± 0.9 Ma (K-Ar 黒雲母: 柴田, 1978); 13.7 ± 0.8 Ma (K-Ar 全岩: Shibata and Ishihara, 1979).

[形成順序] (1) 祖母; (2) 傾山; (3) 大崩山の順 (Takahashi, 1986).

[岩石種・化学組成] 流紋岩・同質火砕岩・デイサイト・同質火砕岩・安山岩・珪長岩・花崗岩・花崗閃緑岩・花崗斑岩; SiO₂ 59~74 % (中田・高橋, 1979).

[カルデラ形状] 祖母: NE-SW 方位, 傾山・大崩山カルデラ: NW-SE 方位. 大崩山では, カルデラ床が露出. 陥没地を埋積した堆積物の厚さは2 km 程度と推定された (Takahashi, 1986) (Fig. 7.d).

[応力場 (岩脈・断層)] 岩脈・断層などによる古応力情報は不明. カルデラ基盤岩である四万十帯の帯状分布はNE-SW 方位.

[マグマ溜り] 大崩山: パソリス状の花崗閃緑岩体がカルデラ底部に貫入. その頂部は陥没前地表からの比高約3 km 程度, 縁辺部では4~5 km 程度と推定 (Takahashi, 1986) (Fig. 8).

[ルーフアスペクト比] 祖母: 0.2-0.3; 傾山: 0.3-0.7; 大崩山: 0.09-0.2

2.5 尾鈴山酸性火成岩体

[カルデラ名] 尾鈴山 (中田, 1978)

[活動規模] 約 810 km³

[活動年代] 15.2 ± 0.8 ~ 15.1 ± 0.8 Ma (K-Ar) (木村ほか, 1991)

[形成順序] 尾鈴山のみ. 火砕流堆積物とその後の花崗閃緑斑岩は連続的で, 一連のクーリングユニット (Smith, 1960) と考えられた (中田, 1978).

[岩石種・化学組成] 流紋岩・デイサイト質火砕岩・花崗閃緑斑岩; SiO₂ 67-76 % (中田・高橋, 1979).

[カルデラ形状] 陥没構造はNE-SW 方位に伸長. 小論では, 陸上と同規模の岩体が海側にも対称形に分布すると仮定した (Fig. 7.e). 北~西側に環状岩脈が貫入. また, 花崗閃緑斑岩の北東側にNE-SW 方位を持つ火砕流堆積物の給源火道が推定されている (中田, 1978).

[応力場 (岩脈・断層)] 古応力場の情報不明. 基盤岩 (四万十帯) の帯状分布はNE-SW 方位.

[マグマ溜り] 尾鈴山岩体南東9 km のボーリング地点で, 深度1431.6-1701.7 m (孔基底) の間に, 四万十帯に貫入した花崗岩体を確認 (鈴木ほか, 1990). この花崗岩体は尾鈴山の一部である木城花崗岩に対比され, 接触変成岩であるホルンフェルスも認められる. したがって, 固結したマグマ溜りの可能性が高く, マグマ溜り天井は現地表から深度1.4 km と考えられる. 尾鈴山に火砕流堆積物のアウトフローはないが, カルデラ内には残っていること, 近傍の大崩山の侵食量が2~3 km 程度と見なされることから, 陥没前地表から3.4~4.4 km に天井があったと推定した (Fig. 8).

[ルーフアスペクト比] 直径の確認最大値25 km と推定最大値40 km から, 0.09-0.18 と推定.

2.6 貫入岩体（室戸岬・足摺岬・沖の島・屋久島）

カルデラとの比較のため、同時代の前弧域貫入岩体のルーフアスペクト比（直径－定置深度比）を見積もった。これら岩体は地殻内に貫入・定置し、カルデラ形成の証拠がない。更新世の西南日本外帯では、トレンチ側ほど大きな隆起量が推定されている（室戸岬で 1.4 mm/年；小池・町田, 2001）。このレートが中期中新世当時から続いたと仮定すると、深度 20 km 前後の深部岩体が露出していることになる。実際には、屋久島花崗岩（直径 23 km）が、定置深度 14 km (5 Kbar = 500 MPa) とされている（佐藤・長浜, 1979）。室戸岬はんれい岩（直径 2 km）・足摺岬花崗岩（直径 7 km）・沖の島花崗岩（直径 5 km）の定置深度は不明である。これらは、同一の母岩（四万十帯）で、ホルンフェルスも認められる（村上ほか, 1989 など）。小論では、熊野や大崩山の侵食量（3 km）から、少なくとも 3 km より深いと考え、屋久島以外の定置深度を 3 km 以深とした。

[ルーフアスペクト比] 屋久島: 0.60; 室戸岬: ≥ 1.5 ; 足摺岬: ≥ 0.43 ; 沖の島: ≥ 0.6 と推定。

議 論

以下、圧縮テクトニクスとカルデラ火山の関係を議論する。小論では、既存文献で提案された陥没モデルではなく、ルーフアスペクト比を重視し、圧縮テクトニクスの関係を検討する。

1. 圧縮テクトニクスと平均噴出率

平均噴出率はテクトニクス間の相異を検討するために有用である。体積と年代値から各岩体ごとの平均噴出率を算出し、他の地域（Yamamoto, 2003）と比較した（Fig. 9）。平均噴出率図では、圧縮ほど噴出率が小さい方へ（右下側）、引張ほど大きい方へ（左上側）、テクトニクスに応じてプロット位置が変わるとされるが、前弧カルデラ群はその中間に位置する。一部のものは、北米大陸内部のサン・ファン火山地域やイエローストーン火山地域に匹敵する。すなわち、前弧カルデラ群は、圧縮テクトニクスとしては、非常に大きな平均噴出率を示していると考えられる。

2. 圧縮テクトニクスと楕円率・規模

カルデラの楕円率は、応力の特性と関係が深いことから、楕円率を現在のトレンチ（南海トラフ）からの距離と比較した（Fig. 10）。当時（中期中新世）のトレンチまでの距離は自明ではない。しかし、前弧カルデラ群はトレンチ断面の上盤側に生じており、トレンチまでの地質体も一連である。また、比較的短期間に（200 万～400 万年間）、同一のサブダクションテクトニクスで生じている。これらのことから、当時のトレンチ側の火山ほど現在の距離が近く、その距離は水平圧縮の強さに反比例すると見なせる。したがって、Fig. 10 は、水平圧縮力の強さとカルデラ形状、そして噴火規模の相対的關係を示している。

楕円率単独とトレンチ距離の関係は明瞭でない（Fig. 10.a）。一方、楕円率にカルデラ面積を乗して、便宜的に規模の相違を考慮・比較した図では（Fig. 10.b）、トレンチ側ほど楕円率×規模が大きい傾向が認められる。規模が大きい

Fig. 9. Long-term eruption rate of the Miocene caldera volcanoes of SW Japan in comparison with that of other large felsic volcanic fields (data after Yamamoto, 2003). Abbreviation “Total” and “each volcanic field” means the volume for the Miocene caldera volcanoes in SW Japan. See text for details.

ほど、火山体に与えられるテクトニック応力の総量が増すことになるので、トレンチ側ほど大きなローカル応力の総量を発生させることが必要である。すなわち、一度に大量のマグマが活動するため、高いマグマ供給率が必要条件である。

3. 圧縮テクトニクスとカルデラ陥没構造

3.1 ルーフアスペクト比の分布 ルーフアスペクト比とトレンチからの距離の関係を示す（Fig. 11）。この図は水平圧縮力の強さとルーフアスペクト比の関係を示している。ルーフアスペクト比の上限はトレンチ側に向かって小さくなる傾向が認められる。これは、トレンチ側では、規模が大きく浅いマグマ溜りを持つカルデラ（ピストン型）が活動することを示唆する。これは以下の（a）～（e）のように説明できる（Miura and Wada, 2007）。（a）強い水平圧縮応力により、地殻内ではシル状貫入岩体が形成されやすい（Anderson, 1937）。また、珪長質マグマは粘性が高いため（ 10^9 Pa s, 1,000 °C; Murase and McBirney, 1973）、上昇するマグマの加速度が減少すると、地殻内に容易にトラップされる；（b）高い供給率によるマグマの蓄積が続き、マグマ溜りの巨大化を促す；（c）巨大なマグマ溜りはローカル応力を発生させることができ、強い水平圧縮応力を緩和することが可能になる；（d）（b）～（c）の正のフィードバックが起こり、マグマ溜りの天井深度が数 km まで浅くなる；（e）減圧発砲が起こり、マグマ溜り中に急激に過剰圧が発生する。結果的に、ルーフアスペクト比の小さいピストン型の大規模噴火が起こる。

すなわち、強い水平圧縮力と高いマグマ供給率の相互作用が、巨大カルデラの形成に重要と考えられる。地殻内部の浮力中立点（LNB: Level of neutral buoyancy; Walker, 1989）より浅い深度にマグマ溜りが達するには、マグマを蓄えながら噴出を抑制するメカニズムが必要で、強い水平圧縮場はこの点で都合がよい。また、噴火のトリガーとなる過剰圧の発

Fig. 10. Relation diagrams between caldera shape and distance from present subduction trench (Nankai trough). (a) The ellipticity to the distance from the trench. Ellipticity is measured from major and minor axes of caldera shape (see Table 1). (b) The ellipticity x caldera area and the distance from the trench. Bold solid line is the approximate position of the MTL, showing the position of moderate compression (transpressional regime) in the SW Japan arc. Note that in the fore-arc calderas, ellipticity x caldera area is proportional to decrease of the distance.

Fig. 11. Relation diagram of the roof aspect ratio in calderas and intrusive bodies and the distance from the trench. The emplacement of intrusive body deeper than 3 km has been inferred by using the geobarometer method and the erosion depth of rock in SW Japan. Note that in the fore-arc calderas, the upper limit of roof aspect ratio rather decreases toward the frontal margin near the trench. Inset shaded area is the intrusion regime of felsic magma with no caldera formation. Bold line is the approximate position of the MTL (see Fig. 10 and text for details).

生は、減圧発泡が重要と考えられる。マグマに最も多く含まれる H_2O の減圧発泡は 2~4 km 深から開始するので (800~1,000 °C; Burnham, 1972), 深いマグマ溜りでは十分な過

剰圧を発生させることは難しい。小規模活動か、マグマ溜りの天井が深いと、地下で冷却・固結して終息してしまう (室戸岬・足摺岬・沖の島・屋久島)。一方で、最近の熱を考慮した力学モデル (Jellinek and DePaolo, 2003) では、引張場では、マグマ溜りより上位の地殻が延性変形を起こし、マグマを噴出可能にする過剰圧に達しにくいという指摘がある。TVZ (Houghton et al., 1995) は 1000 km^3 を超えるマグマが噴出したこともあり、多量のマグマ蓄積が必要となることから、その好例と考えられる。

3.2 古応力方位 前弧カルデラ群の形状を見ると (Fig. 8), 設楽古期・熊野・大台・石鎚 (外側)・祖母・尾鈴山は、すべて NNE-SSW ~ NE-SW の伸長方位を持っている。これらは、その地域で最初に発生したカルデラである。したがって、先駆的活動によるローカル応力の影響が小さく、テクトニック応力を反映していると考えられる。また、設楽中央岩脈群 (NNE-SSW ~ NE-SW) は、大峠カルデラの活動後、縮小したマグマ供給率の下で形成されたといわれる (Geshi, 2005)。このこと、ならびに岩脈群の規模 (Fig. 7.b) から、テクトニック応力の方位を反映している可能性が高い。

以上から、前弧カルデラ群の時期は、NNE-SSW ~ NE-SW が最大圧縮応力方位 (σ_{Hmax}) であった可能性が高い。この方位は、中央構造線 (MTL) の左横ずれ変位をもたらす水平圧縮方位である。白亜紀・古第三紀~新第三紀中新世の中央構造線は左横ずれ変位とされており (宮田ほか, 1980), 上記の σ_{Hmax} 方位はこの事実と整合している。ただし、NNE-SSW ~ NE-SW 方位は、西南日本の時計回り回転 (Otofuji et al., 1985) の影響を含んでおり、見かけの方

位である (Miura and Wada, 2007).

その一方で、上記で説明できない事象もいくつか認められる. (a) 石鎚カルデラ周辺の小規模岩脈群 (E-W), (b) 設楽カルデラ新期 (E-W), (c) 傾山・大崩山カルデラ (NW-SE) である. (a), (b) は、隣接するカルデラ火山よりはるかに活動規模が小さい. すなわち、先駆活動によりローカル応力が発生し、カルデラ・岩脈方位が変化した事例として説明できる. これらでは、水平差応力の大きさが変化し、伸長方位が変わったと考えられる (例えば, Miura, 2005; 三浦ほか, 2006). 一方, (c) 傾山・大崩山のケースでは、後に形成された大崩山の方がはるかに巨大である. そのため、祖母カルデラによるローカル応力が、さらに巨大な大崩山に影響を与えたとは考えにくい. 大崩山カルデラについては、その形成によって、祖母・傾山カルデラの構造が全く破壊されていない、という疑問点もあるが、小論ではこれ以上議論できない.

4. 西南日本中期中新世火山フロントの移動

西南日本中期中新世の火山フロント＝カルデラ火山が噴出した地表位置と仮定し、以下では、その形成条件を考察した. 火山フロントとは、島弧の最トレンチ側火山の地理的分布 (杉村, 1959) とされる. しかし、地殻中のマグマ移動は 10 数～数 10 km に及ぶ場合があるので (2000 年三宅島噴火など: 酒井ほか, 2001), 火山フロントを超えてトレンチ側にマグマが達する可能性も考えられる. 逆に、火山フロントよりトレンチ側でマグマ供給系が存在しても、地表に噴出しないこともあり得る. すなわち、地質時代における火山フロントの移動条件を考える際は、沈み込むスラブの条件だけでなく、圧縮応力場におけるマグマの噴出しやすさも考慮されるべきである.

西南日本弧前縁は、約 30 Ma 以降～現在まで、前弧カルデラ群の活動を除き「非火山地域」であり、中期中新世以降、火山フロントが背弧側へ 200 km 程後退したことになる. 西南日本ではサブダクションテクトニクスが現在まで続いている. 当時と現在の大きな違いは、日本海の拡大による四国海盆へののし上げと、それに伴う前弧域の強い圧縮場の形成 (Tatsumi et al., 2001) である. また、珪長質マグマの起源として高 Mg 安山岩による四万十帯堆積岩の熔融 (新正・角井, 2000) や、スラブ融解 (折橋ほか, 2000) の可能性が指摘されている. 前弧カルデラ群はこのような背景で活動し、その活動時期 (約 16～12 Ma) 頃の珪長質マグマ溜りの分布を示している. すなわち、マグマ供給系の時・空分布が明らかな岩体群といえる. さらに、同期間に推定 $4,300 \text{ km}^3$ (DRE) のマグマを噴出している (約 $1,000 \text{ km}^3/\text{Ma}$). これら活動期間の短さと大きな平均噴出率は、明らかに高いマグマ供給率を示唆しており、第四紀火山フロントと同程度、あるいはそれ以上のマグマ供給率を持つシステムが存在したと考えられる.

これらの特徴は、火山学的な視点からフロント移動の原因を考察するのに都合がよい. トレンチ側における噴出規模の増加とルーフアスペクト比の上限の減少傾向は (Figs. 10, 11), 水平圧縮応力の増加に伴って、地表にカルデラ火山活

動が生じる条件が変化することを示唆している. すなわち、水平圧縮力の強い火山フロント側ほど (a) 高いマグマ供給率と (b) 大きなローカル応力の 2 つの条件が必要である. カルデラ火山活動は、マグマの供給と冷却の競争の結果、地表に発生するので、2 つの条件 (a), (b) のいずれが欠けてもカルデラ火山は生じない. これら 2 条件が成立する限界点が西南日本中期中新世の火山フロントと考えられる. したがって、西南日本中期中新世以降に起こった火山フロントの後退の要因として、マグマ供給率の低下とテクトニック応力の増加を挙げることが出来る. 後者は日本海拡大によって生じた可能性がある.

ま と め

カルデラ火山の構造とテクトニクスの関係について基本的考え方を整理した. さらに、平均噴出率・楕円率・ルーフアスペクト比の検討から、圧縮テクトニクスと西南日本の中期中新世カルデラ火山の関係を調べた結果、以下のような考察が得られた.

カルデラ火山の構造は、平面の形状と陥没床の構造で定義される. 陥没床は断層変位の累積頻度分布を用いて表され、陥没構造の違いとは、陥没に要する仕事量の相違である. ピストン型は、陥没に要するエネルギー効率がよい. ピースミール型は、ピストン型より効率が劣る. このような効率の違いは、マグマの噴出しやすさと関係し、応力場の変化に影響されると考えられる.

平均噴出率・楕円率・ルーフアスペクト比の検討から、西南日本のカルデラ火山群は、大きな平均噴出率をもち、楕円率×活動規模がトレンチ側で共に大きい傾向が認められた. ルーフアスペクト比とトレンチ距離の関係から、トレンチ側でピストン型カルデラが発生しやすいと考えられる. 古応力方位について検討した結果、NNE-SSW～NE-SW が最大圧縮応力方位 (σ_{Hmax}) であった可能性が高い. この方位は、当時の中央構造線 (MTL) の左横ずれ変位と一致する.

西南日本カルデラ火山群の活動は、(a) 莫大な珪長質マグマを地殻に供給し、(b) それらを一定期間噴出させずに地殻内に留めること、の 2 点が必要条件である. すなわち、高いマグマ供給率と大きなローカル応力が圧縮テクトニクスでのカルデラ火山活動の必要条件であり、火山フロントの後退は、マグマ供給率の低下やテクトニック応力の増加によって起こったと考えられる.

謝 辞

小論は、筆頭著者の博士論文の一部を含んでいる. 北海道大学大学院理学研究科の宇井忠英氏 (現: 環境防災総合政策研究機構)・山本哲夫氏 (現: 北海道大学低温科学研究所)・新井田清信氏・中川光弘氏ならびに北海道大学岩石学火山学グループ (当時) の方々には、研究遂行に辺り様々なご指導・ご鞭撻・ご協力を頂いた. 佐藤隆春氏 (大阪府立三国丘高校)・幡谷竜太氏・土志田潔氏・阿部信太郎氏 (電力中央研究所) との議論は有益であった. 高橋正樹氏 (日本大学) ならびに匿名査読者のコメントにより、原稿は大幅に改善された.

また、特集号編集担当の星 博幸氏（愛知教育大学）には様々なご尽力を頂いた。Fig. 5 のオリジナルは Scandone (1990) であり、Elsevier 社から使用許可を頂いた。以上の方々に記して御礼を申し上げます。

文 献

- Acocella, V., Cifelli, F. and Funicello, R., 2000. Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **104**, 81-96.
- Anderson, E. M., 1937. Cone-sheets and ring-dikes: The dynamical explanation. *Bull. Volcanol.*, **21**, 35-40.
- Aramaki, S., 1984. Formation of the Aira caldera, Southern Kyushu, ~ 22,000 years ago. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 8485-8501.
- Aramaki, S. and Ui, T., 1982. Japan. In R.S. Thorpe, ed., *Andesites; orogenic andesites and related rocks*. John Wiley and Sons, 259-292.
- Bosworth, W., Burke, K. and Strecker, M., 2003. Effects of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas. *Tectonics*, **22**, 1042, doi: 10.1029/2002TC001369.
- Branney, M., 1995. Downsag and extension at calderas: new perspective on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bull. Volcanol.*, **57**, 303-318.
- Branney, M. J. and Kokelaar, P., 1994. Volcanotectonic faulting, soft-state deformation and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**, 507-530.
- Burnham, C. W., 1972. The energy of explosive eruptions. *Earth, Mineral. Sci. (Pennsylvania State Univ.)*, **41**, 69-70.
- Cole, J.W., Milner, D. M. and Spinks, K. D., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Sci. Rev.*, **69**, 1-26.
- Fuji-ta, K., Ogawa, Y., Yamaguchi, S. and Yaskawa, K., 1997. Magnetotelluric imaging of the SW Japan forearc-a lost paleoland revealed? *Phys. Earth Planet. Inter.*, **102**, 231-238.
- Fournier, M., Jolivet, L. and Fabbri, O., 1995. Neogene stress field in SW Japan and mechanism of deformation during the Sea of Japan opening. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 24,295-24,314.
- 下司信夫, 2003. 愛知県設楽地域に分布する中期中新世大峠火山岩体の構造発達過程とそのマグマ供給系. 地質雑, **109**, 580-594.
- Geshi N., 2005. Structural development of dike swarms controlled by the change of magma supply rate: the cone sheets and parallel dike swarm of the Miocene Otagi igneous complex, central Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **141**, 267-281.
- Geshi N., Shimano T., Chiba T. and Nakada S., 2002. Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, **64**, 55-68.
- Hibbard, J. P. and Karig, D. E., 1990. Structural and magmatic responses to spreading ridge subduction: an example from southwest Japan. *Tectonics*, **9**, 207-230.
- Houghton, B.F., Wilson, C. J., McWilliams, M. O., Lanphere, M. A., Weaver, S. D., Briggs, R. M. and Pringle, M. S., 1995. Chronology and dynamics of a large silicic magmatic system: Central Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, **23**, 13-16.
- 井川寿之・今岡照喜, 2001. 山口県中央部, 白亜紀阿武層群の火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見. 地質雑, **107**, 243-257.
- Jellinek, A.M. and DePaolo, D. J., 2003. A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera-forming eruptions. *Bull. Volcanol.*, **65**, 363-381.
- 川上 裕・星 博幸, 2007. 火山—深成複合岩体にみられる環状岩脈とシート状貫入岩: 紀伊半島, 尾鷲—熊野地域の熊野酸性火成岩類の地質. 地質雑, **113**, 296-309 (本特集号).
- 木村克己・巖谷敏光・三村弘二・佐藤喜男・佐藤岱生・鈴木祐一郎・坂巻幸雄, 1991. 尾鈴山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 137p.
- 小池一之・町田 洋, 2001. 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 105p., 2 sheets, 3 CD-ROM.
- Komuro, H., 1987. Experiments on cauldron formation: a polygonal cauldron and ring fractures. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **31**, 139-149.
- Komuro, H., Aoyama, M. and Arayashiki, T., 2006. Collapse mechanism of the Paleogene Sakurae cauldron, SW Japan. *Bull. Volcanol.*, **68**, 631-640, doi 10.1007/s00445-005-0036-3.
- 黒墨秀行・土井宣夫, 2003. 濁川カルデラの内部構造. 火山, **48**, 259-274.
- 楠本成寿・竹村恵二, 2003. 広域応力場とカルデラ形状の力学的関係. 火山, **48**, 485-489.
- Kusumoto, S. and Takemura, K., 2003. Numerical simulation of caldera formation due to collapse of a magma chamber. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2278.
- Lipman, P. W., 1976. Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 1397-1410.
- Lipman, P. W., 1984. The roots of ash-flow calderas in western north America: windows into the tops of granitic batholiths. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 8801-8841.
- Lipman, P. W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.*, **59**, 198-218.
- Lipman, P. W., 2000. Calderas. In Sigurdsson, and Haraldur eds., *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, San Diego, 643-662.
- Matsuda, T., Nakamura, K. and Sugimura, A., 1967. Late Cenozoic orogeny in Japan. *Tectonophysics*, **4**, 349-366.
- Miura, D., 1999. Arcuate pyroclastic conduits, ring faults, and coherent floor at Kumano caldera, Southwest Honshu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **92**, 271-294.
- 三浦大助, 2000. 応力比からみた陥没カルデラ構造と応力場. 火山, **45**, 197-207.
- Miura, D., 2005. Effects of changing stress states on the development of caldera-bounding faults: Geological evidence from Kumano caldera, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **144**, 89-103.
- Miura, D. and Tamai, M., 1998. Intracaldera structure and megabreccias at Dorobu caldera, northeastern Honshu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **80**, 195-215.
- Miura, D. and Wada, Y., 2007. Effects of stress in the evolution of large silicic magmatic systems: an example from the Miocene Felsic Volcanic Field at Kii Peninsula, SW Honshu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, doi: 10.1016/j.jvolgeores. 2007. 05. 017, in press.
- 三浦大助・土志田潔・幡谷竜太・阿部信太郎, 2006. 活火山の火口移動に関する検討—電力重要構造物の立地に関する基本的留意点—, 電力中央研究所報告, N05024, 19p.
- 宮田隆夫・宇井啓高・市川浩一郎, 1980. 中央構造線の新第三紀左横ずれ断層運動. 地質学論集, no. 18, 51-68.
- 村上允英・今岡照喜・魚住誠司, 1989. 高知県足摺岬の環状複合岩体とその形成機構. 地団研専報, no.36, 115-142.
- 村尾 智・松本哲一, 1991. 尾平鉱床区祖母山火山岩類の K-Ar 年代. 地調月報, **42**, 497-502.
- Murase, T. and McBirney, A. R., 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3563-3592.
- 中田節也, 1978. 尾鈴山酸性岩の地質. 地質雑, **84**, 243-256.
- Nakada, S., 2000. Hazards from pyroclastic flows and surges. In Sigurdsson, H., ed., *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 945-955.
- 中田節也・高橋正樹, 1979. 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性～珪長質マグマの化学組成広域変化. 地質雑, **85**, 571-582.
- 野沢曉史, 2001. 八甲田地熱地域, 沖浦カルデラの内部構造と形成過程. 地質雑, **107**, 413-431.
- 折橋裕二・稲垣賢一・平田岳史・安間 了・平田大二, 2000. 西南日本外帯, 中期中新世花崗岩類のジルコン REE 組成とマグマ成因—スラブ融解の可能性について—. 月刊地球号外, **30**, 14-21.
- Otofuiji, Y., T. Matsuda and S. Nohda, 1985. Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism. *Nature*, **317**, 603-604.
- Roche, O., Druitt, T. H. and Merle, O., 2000. Experimental study of caldera formation. *Jour. Geophys. Res.*, **105**, 395-416.
- 酒井慎一・山田知朗・井出 哲・望月将志・塩原 肇・ト部 卓・平田 直・篠原雅尚・金沢敏彦・西澤あずさ・藤江 剛・三ヶ田均, 2001. 地震活動から見た三宅島 2000 年噴火時のマグマの移動. 地学雑, **110**, 145-155.
- 佐藤岱生・長浜春夫, 1979. 屋久島西南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 47p.
- 佐藤隆春・大和大峯研究グループ (YORG), 2006. 大峯・大台コール

- ドロニー紀伊山地中央部にみられる弧状および半円形の断層・岩脈群と陥没構造－. 地球科学, **60**, 403-413.
- Scandone, R., 1990, Chaotic collapse of calderas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **42**, 285-302.
- Scholz, C.H. and Cowie, P. A., 1990, Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, **346**, 837-839.
- 柴田 賢, 1978, 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, **29**, 551-554.
- Shibata, K. and Ishihara, S., 1979, Rb-Sr whole-rock ages and K-Ar mineral ages of granitic rocks in Japan. *Geochem. Jour.*, **13**, 113-119.
- Shibata, K. and Nozawa, T., 1968, K-Ar ages of Omimesan Acid Rocks, Kishu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **19**, 219-222.
- 新正裕尚・角井朝昭, 2000, 外帯酸性岩の成因. 月刊地球 号外, **30**, 222-226.
- 新正裕尚・和田穰隆・折橋裕二・角井朝昭・中井俊一, 2003, 岩脈中の花崗岩質包有物のジルコン U-Pb 年代から推定される奈良県吉野地域の中央構造線南方に伏在する中新世花こう岩質岩体. 地質雑, **109**, 689-696.
- Smith, R. L., 1960, Zones and zonal variations of welded ash-flows. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 354-F.
- Smith, R. L., 1979, Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **180**, 5-27.
- Smith, R. L. and Bailey, R. A., 1968, Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **116**, 613-662.
- Spera, F. J. and Crisp, J. A., 1981, Eruption volume, periodicity, and caldera area: Relationships and inferences on development of compositional zonation in silicic magma chambers. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **11**, 169-187.
- 杉原孝充・藤巻宏和, 2002, 愛知県設楽地域に分布する瀬戸内火山岩の K-Ar 年代. 岩石鉱物科学, **31**, 15-24.
- 杉村 新, 1959, 火山岩の θ 値の地理的分布. 火山, **4**, 77-103.
- Sumii, T. and Shinjoe, H., 2003, K-Ar ages of the Ohmine Granitic Rocks, south-west Japan. *Island Arc*, **12**, 335-347.
- 角井朝昭・内海 茂・新正裕尚・下田 玄, 1998, K-Ar 法による熊野酸性火成岩類の年代の再検討. 地質雑, **104**, 387-394.
- 鈴木尉元・佐藤岱生・金子信行・影山邦夫・矢崎晴貫, 1990, 宮崎県新富町の坑井の地質－宮崎層群の花崗岩質基盤. 地調月報, **41**, 87-92.
- 高田 亮, 1987, 愛知県設楽地方の大峠環状複合岩体中に存在するコールドロンの構造. 地質雑, **93**, 107-120.
- 高田 亮, 1987, 設楽火成複合岩体の発達史とコールドロンの構造. 地質雑, **93**, 167-184.
- Takada, A., 1988, Subvolcanic structure of the central dike swarm associated with the ring complexes in the Shitara district, central Japan. *Bull. Volcanol.*, **50**, 106-118.
- Takahashi, M., 1986, Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 33-70.
- 高橋正樹, 1995, 大規模珪長質火山活動と地殻変位速度. 火山, **40**, 33-42.
- Tatsumi Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizaka, K. and Itaya, T., 2001, Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K-Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys. Jour. Inter.*, **144**, 3, 625-631.
- Tsunakawa, H., Kobayashi, Y. and Takada, A., 1983, K-Ar ages of dikes in Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, **17**, 265-268.
- 梅田浩司・上原大二郎・小川康雄・工藤 健・角田地文, 2003, 広帯域 MT 法による紀伊半島の中新世珪長質岩体の深部構造. 火山, **48**, 461-470.
- 宇都浩三・阿武 賢・周藤正史・内海茂, 1996, 西南日本, 中期中新世室生火山岩の K-Ar 年代. 火山, **41**, 257-261.
- Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S., 1997, Laser-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating system of the Geological Survey of Japan: System outline and preliminary results. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **48**, 23-46.
- 和田穰隆・岩野英樹, 2001, 紀伊半島中央部, 奈良県川上村中奥に分布する火砕岩 (tuffite) 岩脈. 火山, **46**, 107-115.
- 和田穰隆・藤田千夏・新正裕尚, 2007, 紀伊半島中央部, 中期中新世宮滝岩脈: 火道内でのマグマ・ミングリングとその意義. 地質雑, **113**, 353-365 (本特集号).
- Walker, G.P.L., 1984, Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 8407-8416.
- Walker, G.P.L., 1989, Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions. *Austral. Jour. Earth Sci.*, **36**, 149-165.
- Williams, H., 1941, Calderas and their origin. *Univ. Calif. Berkeley Publ. Geol. Sci.*, **25**, 239-346.
- Williams, H. and McBirney, A. R., 1979, *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co, San Francisco, 391p.
- 山元孝広, 1991, 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, **42**, 131-148.
- Yamamoto, T., 2003, Lithofacies and eruption ages of Late Cretaceous caldera volcanoes in the Himeji-Yamatsuki district, southwest Japan: Implications for ancient large-scale felsic arc volcanism. *Island Arc*, **12**, 294-309.
- 横山 泉, 1969, カルデラの構造に関する考察. 火山, **14**, 77-83.
- Yoshida, T., 1984, Tertiary Ishizuchi cauldron, southwestern Japan arc: formation by ring fracture subsidence. *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 8502-8510.

(要 旨)

三浦大助・和田穰隆, 2007, 西南日本弧前縁の圧縮テクトニクスと中期中新世カルデラ火山. 地質雑, **113**, 283-295. (Miura D. and Wada Y., 2007, Middle Miocene ash-flow calderas at the compressive margin of southwest Japan arc: Review and synthesis. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **113**, 283-295.)

平均噴出率・楕円率・ルーフアスペクト比を用いた検討から, 圧縮テクトニクスと西南日本の中期中新世カルデラ火山の関係について, 以下のような考察が得られた. カルデラ火山とテクトニクスの関係では, マグマの噴出しやすさが重要である. 陥没構造の違いは, 陥没の仕事量の相違である. 西南日本のカルデラ火山群は, 圧縮と引張の中間的性質を示す極めて大きな平均噴出率である. 楕円率・規模・ルーフアスペクト比とトレンチ距離の関係では, トレンチ側で楕円率×活動規模が大きく, ピストン型カルデラが発生しやすいことがわかった. 古応力方位は NNE-SSW ~ NE-SW の最大圧縮応力方位 (σ_{Hmax}) と推定され, この時代の中央構造線 (MTL) の左横ずれ変位と一致する. さらに, 火山フロントの後退条件を検討した結果, マグマ供給率の低下とテクトニック応力の増加によって起こると考えられる.