

マグマ後退期の火山活動の発生機構

—1986年12月以後の伊豆大島火山噴火の解釈—

地震研究所 { 井田喜明
山岡耕春
渡辺秀文

(昭和63年4月28日受理)

要 旨

伊豆大島火山の山頂火口で、1986年12月以後に発生した3回の小噴火について、その発生機構を考察し、以下のモデルを提案する。伊豆大島火山の北西山腹の地下には、約5kmの深さにマグマだまりが存在する。1986年11月の山頂噴火と割れ目噴火では、マグマだまりの圧力が高まり、そこからマグマが上昇した。その後伊豆大島火山ではマグマの後退が進行し、そのような状況下で、12月以後の小噴火が発生した。マグマの後退は、火道内に空洞をつくり、同時にマグマの圧力を低下させて、水蒸気の発泡を促進する。1987年11月16日の噴火前には、長い前駆期間を通じて、水蒸気の発泡、移動と、火道上部におけるその蓄積が進行した。水蒸気の発生、上昇過程は、火山性微動を生み、空洞に蓄積された水蒸気の高まりは、地震と噴気の活動を活発化した。十分に高まった水蒸気圧は、最終的には、噴火と対応する爆発を起こすに至った。一方、1986年12月18日と1987年11月18日の噴火では、マグマの後退のために生じた火道内の空洞が、重力不安定で崩壊した。旧火口内部にたまっていたマグマは、3回の小噴火で段階的に地下に逆流した。逆流は、1987年11月18日の噴火のときが最も顕著で、その効果は、火道を伝ってマグマだまりの圧力を急激に高め、伊豆大島内外の傾斜や体積歪に、系統的な変化をもたらした。

1. はじめに

1986年11月15日に始まった伊豆大島火山噴火は、比較的小規模な噴火が続いた近年の活動の中では、極めて特異な様相を示した。すなわち、先ず三原山頂火口から短期間の内に溶岩があふれ出し、それに続いて、カルデラ内外で割れ目噴火が発生した。その後、1987年末までに、3回の小噴火が起こった。これまでの噴出物量でみる限り、今回の噴火は、1912年—1914年や1950年—1951年の噴火とならぶ、中規模な噴火と位置づけられる。しかし、割れ目噴火がカルデラの外までのびたのは、1421年以来の出来事であったこと（中村、1963）などから、同年の割れ目噴火や、1777年—1779年の安永噴火とも比肩しうるような、大規模噴火である可能性も、当初から指摘されていた。

今回の一連の噴火を理解する上で、最初の山頂噴火と2度目の割れ目噴火の発生機構を解明することは、最も中心的な課題であり、それについては著者も自説をのべた（井田、1987c, 井田他、1988）。同時に、その後起こった3回の小噴火の意味を探ることも、噴火の解釈に重要な鍵を与える。本論文では、これら3回の小噴火が、最初の2回の噴火とど

のような関連をもち、具体的にどのような機構で発生したかを議論したい。1987年末に火山性微動が再発したことからみても、火山活動が終息したかどうかは、現段階では明瞭でない。従って、一連の噴火の最終的な解釈には、もっと後でじっくりとり組む必要があるだろう。一方、現時点で可能な範囲の議論を進め、問題点を整理しておけば、活動を続ける自然との対処にも指針が得られるだろう。それは、今後の噴火や火山活動を予測する上でも役立つはずである。

2. 噴火の経緯と特徴

Table 1 に 5 回の噴火の特徴をまとめる。最初の山頂噴火と 2 度目の割れ目噴火の噴出物量の見積りは、早川 (1987) と遠藤・他 (1987) を簡略化したものである。この 2 回の噴火と関連するデータは多いが、その概要および主なデータ・ソースは、井田他 (1988) に述べた。3~5 度目の噴火についての噴出物量および陥没量は、火山噴火予知連絡会・伊豆大島部会の資料等による。陥没量の見積りは、主に、自衛隊や報道関係者等が、飛行機やヘリコプターからとった写真に基づいている。噴出物量からみると、3 度目以後の噴火は、最初の 2 回の噴火と比べて、ほとんど無視できるような小規模な噴火である。

三原山頂 A 火口で発生した最初の山頂噴火の前には、1986 年 7 月から火山性微動が発生し、10 月末から噴火直前までは連続微動になった (渡辺, 1987)。他に、熱、火山ガス、電気抵抗の異常が、噴火前に三原山頂で見出されていたが、地震活動は、全島の静穏であった (井田, 1987a)。この山頂噴火の溶岩は、旧火口の窪みなど内輪山の 10^6m^3 におよぶ容積を埋めて、4 日後には三原山腹を流れ下った (小山他, 1987)。溶岩噴出と時を合わせて、カルデラの北方および西方で、地震活動がやや活発化した。

2 度目の割れ目噴火では、約 2 時間前から、カルデラ北縁を中心に激しい地震活動がおこり、顕著な地殻変動が観測された (山岡, 1987; 井田, 1987c)。割れ目噴火は、カルデラ内の一点から山頂にむけて、B 火口列をつくりながら広がった後、カルデラの外にも C 火口列をつくった (阿部, 高橋, 1987)。割れ目噴火の開始に少し遅れて、山頂でも爆発的な噴火が始まり、割れ目火口からの噴出がほぼ終息した後も活動を続けた。割れ目噴火が開始して数時間たつと、地震活動は北北西と南南東にのび、全体として、島を帯状にお

Table 1. Characteristics of 1986–1987 eruptions of Izu-Oshima Volcano.

Phase (Time, Place)	Lava kton	Scoria kton	Crater	Explo- sion	Seismic. at Sum.	Tremor prekurs.	Deformation
1(Nov. 15-19, 86; Sum)	30,000	1,000	Gen. A	None	Little	E to C	NW subside
2(Nov. 21-23, 86; Fis)	20,000	20,000	Gen. B, C	Intense	Some	E	Dominant
3(Dec. 18, 86; Sum)	0	2	Dep. 10m	Observ.	Little	E to C	Insignif.
4(Nov. 16, 87; Sum)	0	10	Dep. 10m	Observ.	Dominant	E, C	Insignif.
5(Nov. 18, 87; Sum)	0	1	Dep. 150m	None	Some	C	NW uplift

Place: Sum=Summit crater; Fis=Fissure craters.

Crater: Gen=Generate new craters; Dep=Depression on the crater floor.

Tremor: E=Episodic; C=Continuous.

おう震央分布を形づくった(山岡, 1987). 2回の噴火をはさんだ水準測量により, 島の西北部と南東部に, 変位量が 50 cm にも達する顕著な沈降が見出された(多田, 橋本, 1987).

この割れ目噴火の約1箇月後には, 3度目の噴火が山頂で起きた. これは, 爆発音を伴う小噴火で, その前に約2日間, 火山性微動が観測された. 火山性微動は, 噴火後に一旦休止したが, 1987年1月から再び活動し始めた. 火山性微動は, 次第に振幅を増やし続け, 2月と8月には一時連続微動になった. また, 同年2月頃から, 当初は震源もよく決まらないような極微小地震が, 山頂で起こり始めた. 山頂地震の規模と回数は, 消長をくり返しながらも, 全体としては増大を続けた. 7月頃から噴気活動も顕著になり, 噴気孔は旧火口を環状にとりまいた. 11月16日には, ついに爆発音とともに4度目の小噴火が起こったが, その数日前には, 微動は連続になり, 地震, 噴気とも極めて活発な状態に達していた. 特に, 噴気は, 更に外側にも広がり, 旧火口を二重にとりまく噴気孔の環をつくっていた. この噴火の2日後には, 再び山頂から噴煙が上がった(5度目の噴火)が, 爆発音は認められなかった. 最後の2回の噴火の後, 火山性微動は活動を停止し, 山頂の地震活動もほぼ完全におさまった.

最初の山頂噴火と2度目の割れ目噴火では, 新たな火口がつくられ, そこから多量の溶岩やスコリアが噴出した. 逆に, 3度目以後の小噴火では, 溶岩で平らにおおわれていた山頂の旧火口で, 陥没が段階的に進んだ(Table 1). 陥没は, 3度目の噴火の前にも, わずかに始まっていたが, 明瞭に認められるようになったのは, この噴火の直後である. 旧火口の形状はすりばち状なので, 陥没量と溶積の関係は深さに依存する. 大まかにいえば, 10 m の陥没は, 旧火口の容積 $2\sim 5 \times 10^5 \text{ m}^3$ に対応し(小山他, 1987), マグマの量に換算すると $50\sim 130$ 万tにあたる. これを地表に放出された火山噴出物の量(Table 1)と比べると, 3回の噴火の各々で, 噴出した量の1,000倍程度のマグマが, 地下に逆流したことになる. これは, 旧火口がマグマで満たされていたとする場合の議論であるが, 旧火口の内部には, 部分的に空洞があった可能性も否定できない. しかし, 地震波が通過していたことや, 表面の固結部が落下せずに支えられていたことからみて, 空洞が, 容積の大半をしめていたとは考えられない. 従って, 3度目以後の噴火の主役は, やはりマグマの逆流であったと結論できる. このことは, 最初の2回の噴火が, マグマの前進によってひき起こされたのと, 対照されるべきことである.

旧火口の陥没以外に, マグマの後退を示すデータとして, 重力異常がある. 1986年12月と1987年3月に実施された重力測定を比較すると, 三原山頂付近では $50 \mu\text{gal}$, その周辺のカルデラ床では $20 \mu\text{gal}$ 以上の重力の減少が観測された(東京大学地震研究所, 北海道大学理学部, 1988). この期間に, 地面はむしろ沈降の傾向にあったので, 重力変化を観測点の変位に帰着することはできない. 従って, 観測された負の重力変化は, マグマの後退と対応するような, 質量の減少を意味すると解釈される.

3度目以後の噴火が起きた時期は, 伊豆大島火山の活動が, 全体としては沈静化にむかっていたことにも, 注意しよう(井田他, 1988). 気象庁や伊豆大島火山観測所の観測結果によれば, 割れ目噴火の発生前後から全島の頻発していた地震は, 月を追ってその数を減らした. また, 国土地理院や地震研究所のくり返し測量によれば, 噴火で生じたのと

ほぼ同じ様式の地殻変動が、振巾を減少させながら、1年にもわたって継続した。火山全体としては、最初の2回の噴火が顕著な活動であり、それ以後は、いわば、これらの噴火で生じた変動のあと始末をしていた。既にのべたように、その過程は、マグマの後退を伴うものであった。一方、水準測量によると、三原山頂とその周辺は、1986年12月以降、月平均1cm近くの早い速度で沈降を続けていた（東京大学地震研究所、1988）。この沈降も、マグマの後退に対応するものと理解できるであろう。

このように、3度目以後の噴火は、火山活動が全体としては沈静化し、マグマの後退が進む中で発生した。一方で、山頂地震、火山性微動、噴気活動などからみて、三原山頂の火山活動が、各々の小噴火の前に活発化したことも間違いない。しかし、その活発化は、極めて局所的なものであった。それを明確に示すのは、4度目の噴火の直前に観測さ

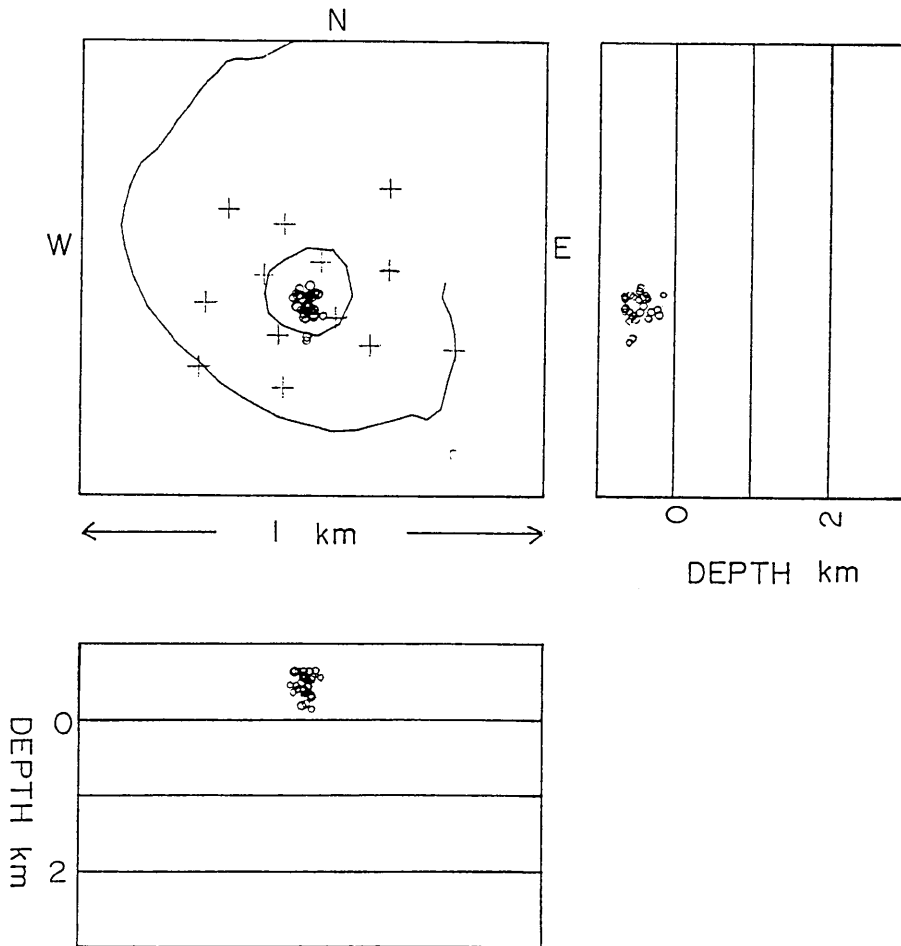


Fig. 1. Hypocenters of microearthquakes prior to the fourth eruption on November 16, 1987. Earthquakes in relatively calm periods with little volcanic tremor activity were picked up for hypocenter determination.

れた山頂地震の震源分布である (Fig. 1; 山岡他, 投稿準備中). 震央は, 三原山頂の中でも局在化しており, 旧火口とその周辺にのみ分布する. 深さも, 山頂から 400 m~500 m 以浅に限定されている. 一連の噴火の前兆として現われた火山性微動も, 三原山頂直下の浅い部分, 多分 1 km 前後かそれ以浅に発生源があったと推測されている (渡辺, 1987; 及川, 井田, 投稿準備中). なお, 4 度目の噴火の 1~2 箇月前から, 三原山南部および東部で, 全磁力の減少が加速したことが, 地震研究所の観測によって明らかにされている (火山噴火予知連絡会・伊豆大島部会資料). その解釈は一義的ではないが, 三原山のごく浅い部分で, 温度上昇があったとしてもよい.

3. マグマ後退期の火山活動

1986年11月以後に発生した5回の噴火 (Table 1) の内, 最初の2回ではマグマの前進がおこり, 地表にもそれが多量に噴出した. 一方, 後の3回の噴火の時期には, マグマ供給システムで, マグマの後退が進んでいた. マグマの前進と噴火の関係が自明なのに対し, マグマの後退が噴火を起こすことは, むしろ逆説的である. マグマ後退期に, 一体どのような機構で噴火が生ずるのかを知るために, マグマの後退と対応して, 地下でどのような現象が進行するかを, 地震, 火山性微動など, 関連する火山活動の原因と合わせて考察する.

4度目の噴火前に, 噴気活動が顕著に活発化したことから, マグマ後退期の火山活動の中で, 水蒸気 (もっと一般的には, 火山ガスというべきだろうが, その成分の大部分は水蒸気なので, 多少混合している他の成分も含めて, ここでは水蒸気とよぶことにする) が重要な役割をになっていたことが予想される. そこで, マグマ後退期の火山活動の主役は水蒸気で, それは, マグマの圧力が減少するために発生するという図式が頭に浮かぶ. Fig. 2 に, このモデルの内容を模式的に示す.

マグマに溶解しうる水蒸気の量, すなわち溶解度は, 一般に温度と圧力の関数として決まる. しかし, ここで問題にするような, 地下 1 km 以浅の圧力では, マグマへの水蒸気の溶解度は, ほぼ圧力に比例して増加し, Henry の法則を大体満たす (例えば, BURNHAM, 1979). 溶解度は温度にも多少依存するが, 実用的にはその依存性は無視しうる. 大まかな見積りとしては, 10 MPa の圧力 (地下約 400 m に対応する圧力) が加わると, 重量にして約 1% の水蒸気がマグマ中に溶けこむ. マグマが水蒸気に飽和した状態で圧力が下がれば, 溶けていた余分な水蒸気は, マグマから放出されて分離する. 水の臨界点は 374.1°C, 21.85 MPa なので, 10 MPa 程度の圧力では, 水は気体に近く, 水蒸気の体積はほぼ圧力に反比例する. 従って, 水蒸気分離, すなわち発泡は, かなりの体積増加を伴う.

水蒸気がマグマから分離する別な原因として, 温度の降下も考えられる. 低圧力では, 水蒸気の溶解度自体は温度に余り依存しない. しかし, 温度が下がると, マグマから結晶が折出し, もう一方の成分として融液を構成している水も, マグマから放出される. すなわち, 固化したマグマの量に対応する分だけ, 溶けていた水が, 気相の水蒸気になる. しかし, ここで問題にする伊豆大島の火山活動の中で, 温度の低下が主要な役割を果たした

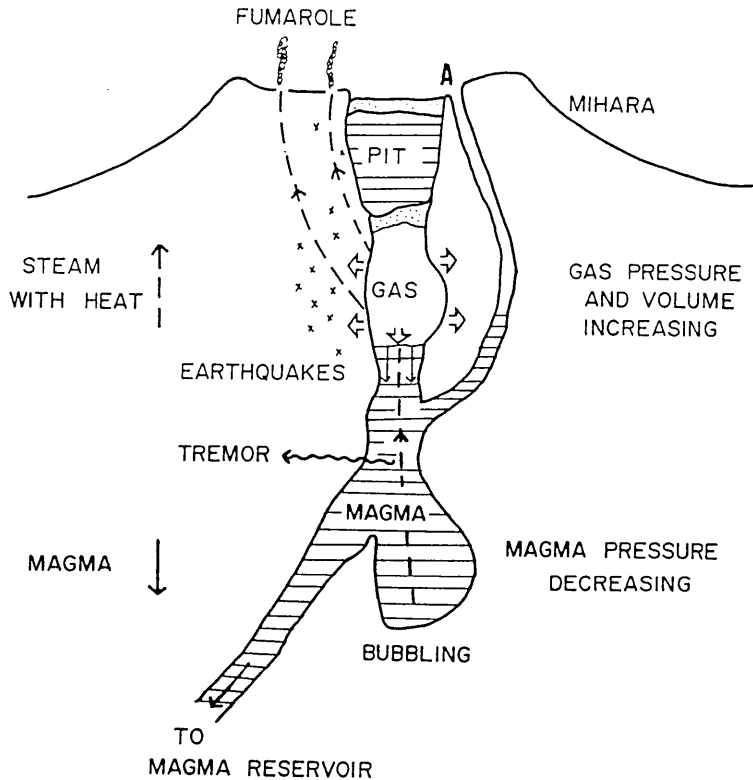


Fig. 2. Schematic volcanic processes associated with the magma drain-back. The drain-back makes cavity in some shallow part of the vent, and simultaneously lowers magma pressure to bubble vapor in the deeper part. The generated vapor ascends to the surface, producing vibrations observed as volcanic tremors. The vapor flow carries heat upward and elevates temperature in the shallower part of the volcano. Some vapor accumulates in the shallow cavity and increases its volume and pressure. High vapor pressure enhances seismic and fumarolic activity, and finally results in an explosive eruption.

とは考えられない。その理由のひとつは、3度目と4度目の噴火で出た噴出物が、山頂火口からそれ以前に噴出したものと、基本的には同じ化学組成をもち、結晶分化、すなわち温度低下の徴候を示さないことである（藤井他、1987；火山噴火予知連絡会・伊豆大島部会資料）。第2節でのべたように、山頂付近の温度がむしろ上昇したと考えられることも、冷却説には不利な事実である。また、熱過程は時間とともに鈍化する傾向があるので、4度目の噴火前に火山活動が加速的に進んだ事実は、温度以外の効果を原因とする方が説明し易い。

さて、Fig. 2のモデルを用いて、マグマの後退がどのような効果をもたらすかを検討しよう。マグマは、地下で大小の隙間に枝分かれして分布すると考えられるが、そのかな

りの部分は、全体的な後退の中でも、隙間に固定されてほぼ同じ位置に留まるだろう。そのようなマグマは、頭位（火道内に連続して分布するマグマの最高点の位置）が下がった分だけ、圧力の減少を感じる。マグマが、ある位置に完全に固定されてなくても、その深さに存在する体積が、頭位をきめる浅い部分の体積よりも大きければ、やはり圧力の減少が起きる。圧力の減少は、溶けこんでいる水蒸気を発泡させ、分離した水蒸気は、浮力によりマグマ中を上昇する。このような水蒸気の出発、上昇過程で、何らかの機構により発生する振動が、火山性微動であると理解しよう。火山性微動の発生源の深さからみて、今回の伊豆大島の噴火では、発泡と水蒸気の移動は、山頂直下の1 kmより浅い部分でのみ顕著に起きた。

水蒸気の一部は、移動後に火道上部の空洞にたまり、そこから更に割れ目沿いに上昇して、噴気として地上に吹き出る。水蒸気の蓄積につれて、空洞の体積も広がるが、同時にその圧力も高まっていく。マグマの頭位が下がり、全体的にはその圧力が減少しながら、火道上部の空洞で局所的に圧力が高まるのは、水蒸気が移動するためである。気体の体積は、圧力に強く依存するので、発泡した直後よりも、上昇後に蓄積するときの方が、水蒸気の体積は大きくなる。集積の効果に加えて、上昇に伴う体積増加の効果も働くので、浅部の空洞では、局所的な圧力増加が容易に起こると予測される。

水蒸気の高まりは、周囲の岩石を圧迫し、そのために生じた応力は、地震を発生させる。水蒸気圧が極度に増大して、ついに旧火口の一部を爆発的に破壊したのが、4度目の小噴火であったと考えられる。この噴火前には、火山性微動の活発化に対応して、水蒸気が加速的に増加し、噴気や地震の活動が高まったものと解釈される。地震の増加には、水蒸気が空隙圧として働いて、破壊を促進する効果もあっただろう。震源が旧火口とその下部に局在した事実 (Fig. 1) は、空洞の生成と水蒸気圧の増加が、旧火口直下で起きていたことを示唆する。なお、この噴火で爆発に伴って噴出した溶岩の破片に、著しい発泡の形跡は認められていない。それは、この噴出物が旧火口付近に残留する溶岩に由来するためである。マグマの発泡と水蒸気の蓄積は、更に深部の火道で起こったと考える。

水蒸気の上昇は一緒に熱を運ぶので、山頂の浅い部分は、火道の下部から運ばれてきた熱で高温になる。全磁力の変化は、このような山頂の高温化が、その原因であろう。一方、マグマと水蒸気の全体を考えると、発泡は、体積の増加を伴い、マグマの後退を更に促進する。負の重力異常として観測された質量の減少は、このような効果まで含めたマグマ後退の総量を表わすはずである。また、マグマの後退と空洞の増大は、地殻変動観測では山頂付近の沈降として認識された。

このようにして、前節でのべた観測事実の概要は、マグマ後退に伴う水蒸気の出発と移動、それに付随する一連の効果として、説明することができる。

4. 水蒸気の上昇と火山性微動

火山性微動の発生機構には、昔から諸説があり (下鶴, 1985), 今回伊豆大島で発生した微動に関しても、様々な可能性が議論されている (渡辺, 1987; 井田, 1987b). しかし、卓越周波数を余り変えずに振動が数分以上続くことや、間欠微動の発生間隔が極めて

規則的であることなどから、何らかの流体運動が、振動の発生に関与していることは間違いない。

火山活動に関与する流体には、マグマと水蒸気（火山ガス）があるが、このモデル（Fig. 2）で水蒸気の役割を強調した理由は、振動源の深さである。最初の噴火前に観測された微動も、それ以後の噴火に先行した微動も、振動源は深さ 1 km 前後かそれ以浅にあった（渡辺, 1987; 及川, 井田, 投稿準備中）。もしマグマだけが火山性微動の発生に関与すると考えると、それが何故浅い部分だけに限定されるかが理解できない。水蒸気に役割を与える場合には、深さの説明は容易である。マグマの中の水は、ごく低圧力下でのみ過飽和になると考えてもいいし、そのような低圧力下で水の体積が急増して、水蒸気の有効な移動が可能になると考えてもよい。

水蒸気を火山性微動の原因とする場合にも、地下水をその起源とする立場がある（渡辺, 1987）が、このモデルでは、マグマ起源の水蒸気をとり上げてきた。マグマから水蒸気が発生する条件は、既にのべたように、マグマの圧力に強く規定される。一方、地下水などが火山性微動を生ずるのは、それが熱せられるからである。5回の噴火（Table 1）のいずれの場合も、噴火の終了と同時に、火山性微動は停止するか、発生様式を著しく変化させた。熱が原因だとすると、その様な急変はおこりそうにない。他方、噴火によりマグマの圧力が急変するのは、むしろ当然なので、そのために急激な発泡が進み、マグマ中の水蒸気の過飽和状態が解消されるという説明は、極めて自然である。

しかし、膨大な量の噴気が、マグマ起源の水蒸気で、全てをまかない切れないうことも確かである。そのことは、噴気の量や分布が、降雨などに強く影響されることから分かる。地表付近には雨水起源の地下水などが相当含まれていて、マグマやマグマ起源の水蒸気が運んでくる熱を使って、熱水循環を起こしている。割合を定量的に見積もることは難かしいが、おそらく、表層で熱輸送に関与している水蒸気の主要な部分は、外部から入りこんだものであろう。地質調査所の連続観測によれば、4度目の噴火前に、噴気中の水素や炭酸ガスの濃度が増加したが（火山噴火予知連絡会・伊豆大島部会資料）、これは、マグマ起源の水蒸気のしめる割合が、噴火前に増加したことを示す。

水蒸気の発泡と移動が、具体的にどのような機構で火山性微動を発生させるのかを解きあかすには、数学的な記述を含むモデルの形成と、定量的なデータ解析が必要であり、それは、本論文の範囲をこえている。現在も蓄積されつつある膨大なデータを用いて、将来その問題に明解な解答が得られることを期待したい。ここでは、マグマ中における気泡の発生かその上昇が何らかの機構で音波を発生し、そのくり返しが火山性微動に対応すると、仮に思っておこう。

さて、3度目以後の噴火では、それに前駆する火山性微動に、極めて注目すべき事実が見出された。微動の発生と対応して、体積歪や傾斜観測の記録上に、階段状のとびが見られたのである。測候所におかれている体積歪計の記録例（神定他, 1987; 上垣内, 佐藤, 1987）を Fig. 3 に再録する。この記録は、体積歪の短周期成分（SP）であるが、それは、30分程度より短い時間変化に対しては、ほぼ一定の感度をもつ。この記録によれば、火山性微動は、数ヘルツの振動を発生しながら、微動の継続時間程度の時間スケールで、周辺の歪に微小な変動をもたらしている。しかも、変動の様式は、時期とともに推移し

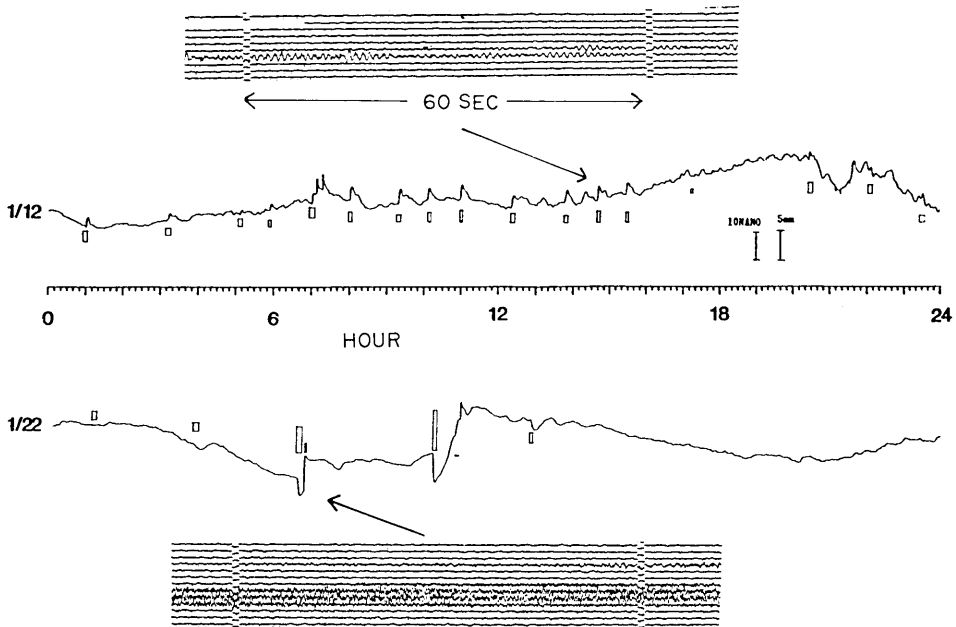


Fig. 3. Volumetric strain change associated with episodic volcanic tremors. The strain is of a short period component, and expansive upward. The rectangle for each event shows the amplitude and duration on the seismological record of the tremor. Two examples of the strain measurements on January 12 and 22, 1987 contain initial expansive and contractive steps, respectively. Typical seismological records measured near the northwestern edge of the caldera floor are also given.

た。例えば、立ち上がりのとびは、1月12日の例では伸びの方向に、1月22日の例では縮みの方向に動いた。この2例の間では、地震記録上の振動の性質にも変化が見られる。すなわち、振動は、後の方が短周期（高周波）成分に富んでいる。体積歪の立ち上がりが縮みの方向に動くようになった頃から、三原山周辺の傾斜の連続観測記録にも、山上がりのとびが観測されるようになった（福山，1988）。

体積歪の変動とその推移を、更に詳細に調べるために、典型的ないくつかの記録例を、Fig. 4 にならべてみる（上垣内，佐藤，1987）。変動の波形は、時期の、経過とともに複雑になっていて、初期のものが、単に、上下対称に符号を反転したわけではない。注意深く見ると、どの時期の波形でも、急激な変化を終えたあとは、いつも伸びが残っている。時期が遅れる程、波形の最初の部分に縮みの谷が発達し、ついには、縮みへの落ちこみが、波形の最も目立つ特徴になる。いい変えれば、火山性微動の結果として、全体としては、体積歪に常に伸びが起きた。ただし、変動の最初に現れる縮みが、次第にその振幅を大きくしてきた。

体積歪計は、三原山頂の北北西約 4.5 km の位置、海面下 106 m の深さにおかれている。火山性微動は山頂直下の海面付近か、それ以浅で発生していたので、体積歪計の伸びは、微動発生源に原因をもたせれば、その付近の縮みと対応する。その場合には、体積歪

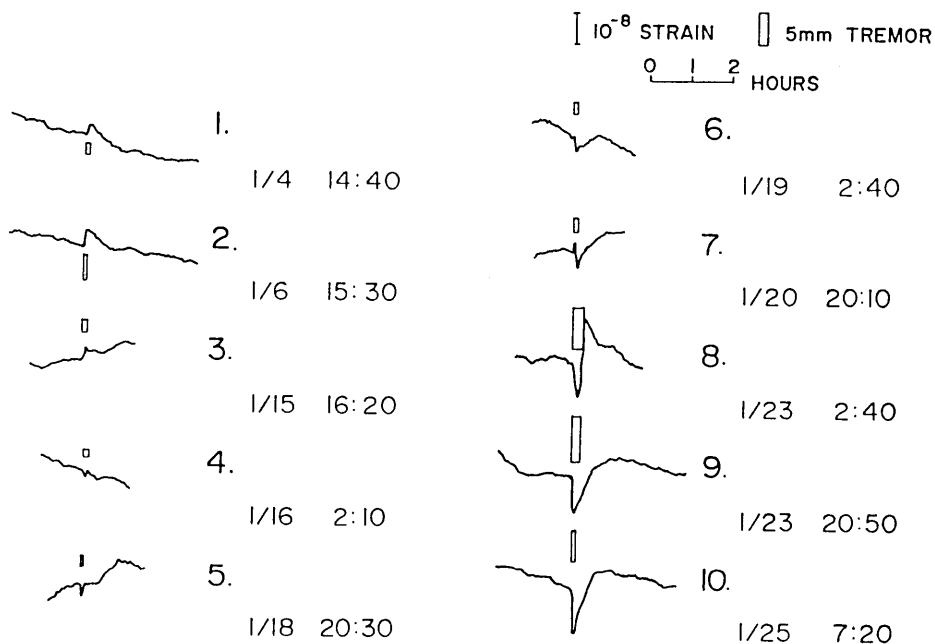


Fig. 4. Evolution of the volumetric strain change associated with episodic volcanic tremors. The strain is of a short period component, and expansive upward. The rectangle for each event shows the amplitude and duration on the seismological record of the tremor. In earlier stages (Nos. 1 to 3), an expansive step arose at the onset of the tremor, and gradually returned to normal level during the intermittent period before the next event. In later stages (Nos. 8-10), a tremor had a sharp initial contraction, even if the overall shift was still of expansion.

の観測結果は、火山性微動が、全体としては微動発生源で、体積の減少を伴うことを示している。火山性微動の発生は、マグマから水蒸気がぬける過程と対応させるので、この事実は、水蒸気が地下からぬけた分だけ、体積と圧力が減少したものと解釈される。一方、上昇による水蒸気の体積増加も考えれば、一時的には、水蒸気とマグマを合わせた全体積の増加も生じうる。1987年1月後半以後、体積歪の変動は、縮みのとびから始まっている (Fig. 4) が、それは、このような原因でおこるのだろう。縮みのとびがかなり急速に緩和されるのは、水蒸気に接するマグマが押し下げられることにより、圧力増加が、すぐに緩和されてしまうためであろう。しかし、この過程の結果として、空洞の水蒸気圧は、完全に解放されるわけではない。空洞に接するマグマのレベルと、全体の頭位との間に差をつくりながら、水蒸気圧は、長期的にも少しずつ高まっていく。体積歪に縮みが目立つ頃から、三原山頂に、極微小地震の活動が観測され始まるという事実も、このように考えると、一応の説明がつく。

しかし、別な解釈も可能である。次節でのべるように、山頂直下に分布するマグマの圧力は、伊豆大島北西部の地下に存在するマグマだまりに、容易に伝わるらしい。実際、火

山性微動に伴う傾斜の分布には、マグマだまりからの寄与と解釈できる変化も見られるようである。体積歪計はマグマだまりの直上近くにあるので、体積歪の伸びは、今度はマグマだまりの圧力増加と対応する。もし、地殻変動がマグマだまりからの寄与でほとんど決まるとすれば、1月後半以後は、火山性微動の発生でまず圧力が減少し、それが元の状態をこえて戻って、最終的には圧力増加が残ったことになる。もっと複雑な状況として、微動発生源とマグマだまりの両方が、地殻変動にそれぞれの寄与をして、複雑な変化をもたらす可能性もある。いずれにせよ、これ以上可能性をせばめるためには、更に定量的な議論が必要である。

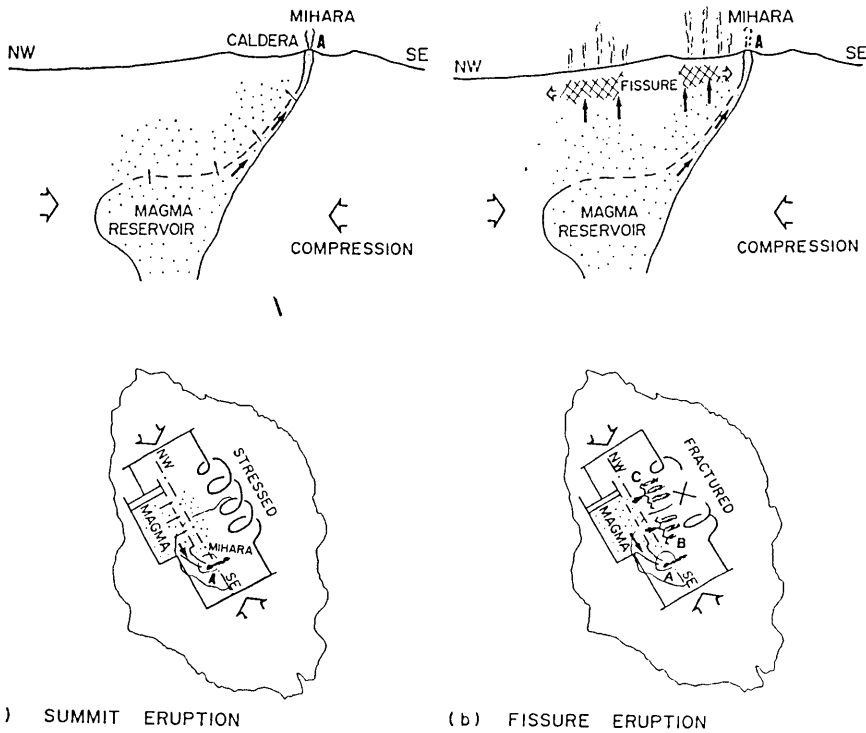
5. 5回の噴火の発生機構

地震、地殻変動など多数の証拠により、今回の一連の火山活動をおこしたマグマは、伊豆大島火山の北西山腹から元町近辺にかけての地下、約5 km深さに存在したと推定されている(井田, 1987c; 井田他, 1988)。このマグマだまりと三原山頂の間は、よく発達した火道で結ばれていたと考える(Fig. 5)。一方、地震波の走時解析(伊藤他, 1981)や重力異常(YOKOYAMA, 1969)で得られた地下構造から、伊豆大島の地下数 km以内の深さには、割れ目など様々な大きさや形態の隙間が、分布していると推定される。一連の噴火が始まる前には、マグマだまりの圧力の増加とともに、マグマは、三原火口にむけて上昇し、同時に周辺の隙間にもしみ出していた。最初の山頂噴火では、火道を通ったマグマが、圧縮応力の高まりに誘発されて、穏やかに噴出した(Fig. 5a)。2度目の割れ目噴火のときは、応力場の急変に伴って地面に割れ目ができ、しみ出していたマグマが、発泡しながら割れ目から噴出した(Fig. 5b)。この2回の噴火は、いずれもマグマ上昇期の出来事であり、その発生には、広域応力場が重要な役割を果たしていた(井田, 1987c; 井田他, 1988)。

3~5度目の噴火は、マグマ後退期に発生した。この時期に、地下でどのような現象が進行しうるかについては、既に Fig. 2 を用いて、やや一般的に検討した。現実には、この3回の噴火には個性があり(Table 1)、その各々について、もう少し詳しく考察する必要がある(Fig. 6)。この内、4度目の噴火は、先行する準備期間が、10ヶ月以上と圧倒的に長かった点で、他の2回と異なっている。これに比べると、5度目の噴火は直前の噴火のわずか2日後に起きたし、3度目の噴火前にも、火山性微動が約2日間しか続かなかった。噴火前に山頂の地震活動が活発化したのも、4度目の噴火だけである。この差は、噴火を導びく直接的な原因に、何らかの違いがあったことを示唆している。

マグマが後退すると、それまでマグマで満たされていた火道内に、部分的に空洞が生じる。マグマの発泡による水蒸気の発生とその移動は、空洞を更に広げ、内部の水蒸気圧を高める作用をする(Fig. 2)。水蒸気圧の高まりは、究極的には空洞を爆発的に破壊する。地震、噴気の活発化が先駆した4度目の噴火は、水蒸気圧の高まりが、重要な原因であったと考えられる。火山性微動などの前兆現象が、この噴火の前に長く続いたのは、十分な量の水蒸気の蓄積に、時間がかかったためであろう。

しかし、マグマ後退期においても、噴火の発生は、必ずしも水蒸気圧の高まりを必要と



(a) SUMMIT ERUPTION

(b) FISSURE ERUPTION

Fig. 5. Model of the summit eruption (a) and the fissure eruption (b) in November, 1986. The magma reservoir was situated at a depth of about 5 km below the northwestern flank of Izu-Oshima volcano. Prior to the eruptions, magma had ascended from the magma reservoir to the summit crater in a well-developed vent, and also penetrated into some interstitial space distributed between the summit crater and the magma reservoir. The first eruption at crater A on the summit was caused by an enhanced compressive stress on the magma reservoir and the resultant upwelling of substantial magma. In the second eruption, the stress concentration induced fracturing, and the penetrated magma explosively effused with bubbling along newly generated fissures B and C.

しない。火道の内部にできた空洞は、重力的には常に不安定であり、それを支える天井や壁が荷重に耐えきれずに崩壊すれば、マグマはそこに急激に流下する。反動で溶岩等が火口からとび出せば、それは噴火とみなされる。この機構で重要なのは、空洞の壁や天井に応力が集中することであるが、応力の大きさは、一般的には空洞の体積とともに増加する。爆発音を伴わなかった5度目の噴火は、おそらくこのような重力不安定により生じ、その結果として、旧火口の窪みにたまっていたマグマが、地下に大きくずり落ちた。重力不安定による空洞の崩壊にとっても、水蒸気圧は高い方が有利であろう。爆発音を伴った3度目の噴火の原因としては、水蒸気の高まりも、部分的に働いたかも知れない。あるいは、空洞の崩壊が、単に2次的に火道内のガス圧を高めただけだったのかも知れない。

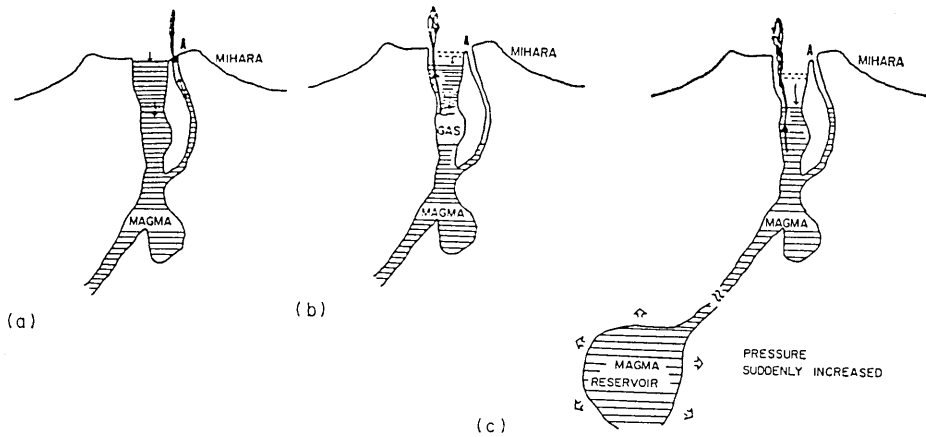


Fig. 6. Model of the latter three eruptions during magma drain-back. In the third eruption on December 18, 1986, the cavity that had been previously made in the vent was crushed so that an explosion was mechanically induced at crater A (a). For a long precursory period before the fourth eruption on November 16, 1987, the vapor pressure in the cavity was gradually increased until it led to an explosive eruption (b). The fifth eruption had a large gravitational sliding of magma into deeper vents, which abruptly increased pressure of the magma reservoir (c).

3度目の噴火が火口内のどこを噴出孔としたかは、必ずしも明きらかでない。しかし、噴火後に観察された火口の状態や噴出物の分布からみて、三原山頂のA火口がその噴出孔であった可能性が有力である(気象庁火山室, 1987)。最初の2回の噴火からこの噴火まで、1箇月しか経過していないが、噴火前に旧火口表面で、陥没がわずかにせよ見出されたことから、マグマの後退は既に始まっていたものと判断される。カルデラ北縁におかれた伊豆大島火山観測所の傾斜計が、噴火前後に山下がりの変化を示したことも、マグマの後退を示唆する事実である。マグマの後退による直接的な効果は、火道内に空洞をつくることである。しかし、噴火前に、火山性微動が2日間しか活動しなかったことからみても、空洞の水蒸気圧が十分に高まっていたかどうかは疑がわしい。噴火のきっかけは、空洞が重力不安定によりつぶれたことであろう。そのために、旧火口を満たしていたマグマの荷重が、突然火道に加わって、マグマの圧力を急増させる。それが、A火口内のガスに伝わり、蓋を吹きとばして爆発したのが3度目の噴火ではなかったろうか。以上の推論を、模式的に Fig. 6a に示す。

4度目の噴火前には、火山性微動、地震、噴気の活発化や温度の上昇など、Fig. 2で考察した現象が全て観測された。長期間にわたって発泡が続いたために、噴火直前には、空洞は高圧の水蒸気で満たされ、その体積もかなり広がっていたはずである。火山噴出物の分布や噴火後の噴気の状態からみて、噴出は旧火口の北部から起こった(Fig. 6b)。噴火では、高圧の水蒸気の爆発で旧火口の底が破れて、溶岩などが一部分地表に吹きとばされた。同時に、たまっていたマグマは地下に流下したが、その結果としてマグマが埋めたのは、噴火前につくられた空洞の一部であったようだ。空洞の残りは、2日後に発生した5

度目の噴火で埋められたと考えられる (Fig. 6c). 火口表面で観察される陥没量 (Table 1) は, 5度目の噴火がそれ以前の合計を圧倒している.

5度目の噴火は, 全島にはりめぐらされた傾斜計に, 極めて系統的な変化をもたらしたことで注目を集めた (Fig. 7a). この傾斜のデータは, 気象庁, 防災科学技術センター, 東大地震研究所により設置されたものを全て含むが, その全体を通して変化は系統的である. すなわち, 傾斜は, 島の北西部の一点 (×印) を中心とする隆起を示している. 半無限弾性体内に圧力源をおく茂木・山川モデル (山科, 1986) を用いて, この変動を解析してみた. それによると, 深さ 4 km で $1.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ の体積増加が起こったとすると, 観測結果が最もうまく説明できる. Fig. 7a では, 観測された傾斜の方向と大きさを実線の矢印で, また, 計算結果を点線の矢印で示す. 実は, この噴火では, 変動は, 広域にわたって気象庁の体積歪計にも記録されていた. すなわち, 大島測候所で体積歪の伸びが, また周辺の東伊豆, 湯河原, 土肥等で縮みが発生した. Fig. 7b に示すように, この体積歪のデータも, 傾斜から決めたのと同じ圧力源を仮定することによって, 統一的に説明することができる.

この解析で得られた圧力源の位置が, 以前から推測されていたマグマだまり (井田, 1987c; 井田他, 1988) と一致することは, 極めて興味深い. このことは, 5度目の噴火に

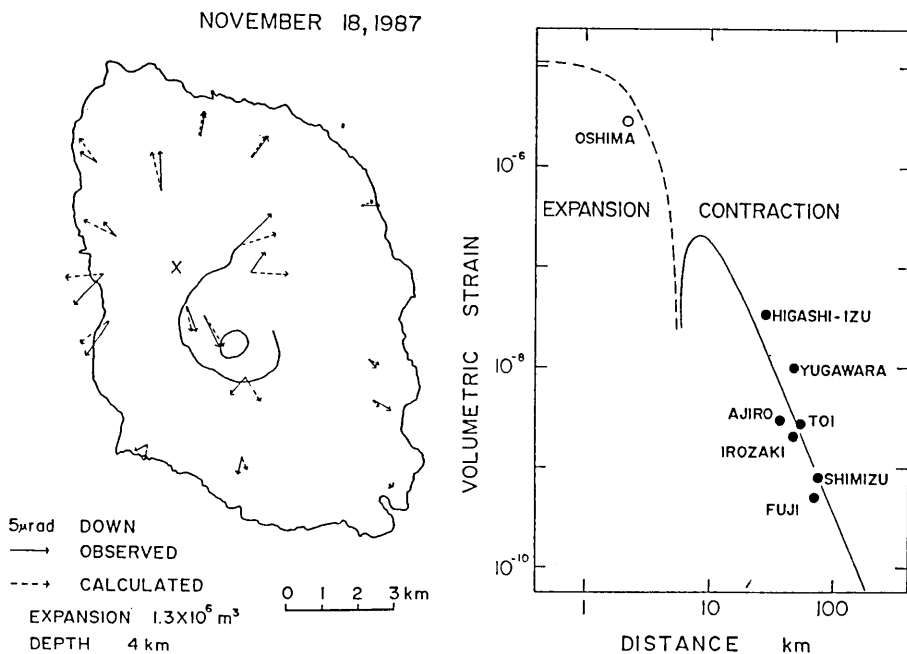


Fig. 7. Changes of tilt (a) and volumetric strain (b) in the fifth eruption on November 18, 1987. All these data are best fit to a sudden volume expansion of $1.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ in the magma reservoir at the depth of 4 km below a north-western point X on the flank of the volcano. The volume expansion is considered to reflect an abrupt pressure increase of the magma reservoir corresponding to a large gravitational sliding of magma in this eruption.

伴う地殻歪の変化を、上記の噴火のモデルで解釈することを可能にする。すなわち、この噴火前には、旧火口内部に存在したマグマは、火道とは隔離されていた (Fig. 6b)。ところが、この噴火でマグマが火道まで落ちこみ、空洞が除かれると、その荷重は、火道に沿って、突然マグマだまりまで伝達された (Fig. 6c)。これが、マグマだまりで圧力が急増した原因である。陥没したマグマの体積は、旧火口の体積 (小山他, 1987) から約 $5\sim 6 \times 10^8 \text{ m}^3$ と見積もられる。これは、圧力源で起きた体積増加のほぼ 4 倍にあたり、地殻変動の原因を説明するのに十分な量である。

Fig. 7a の傾斜の分布には、カルデラを中心として、実測と計算の間にやや系統的なずれも見られる。このずれは、マグマだまりの他に、もっと山頂寄りにも圧力増加が起こったことを示唆するようにみえる。それは、マグマだまりと山頂をつなぐ火道で生じた圧力増加を意味するのかもしれない。

6. まとめと議論

1986年11月から1987年11月までの期間に、伊豆大島で発生した5回の噴火について、その発生機構を考察した。伊豆大島火山の北西山腹の地下には、約 5 km の深さにマグマだまりが存在した。最初の山頂噴火と2度目の割れ目噴火は、マグマだまりから火道に沿って上昇したマグマと、その周辺にしみ出していたマグマのために生じた。この2回の噴火の後、三原山頂直下ではマグマの後退が進行し、その状況下で3~5度目の噴火が発生した。マグマの後退は、一方で火道内に空洞をつくり、他方でマグマの圧力を低下させて、水蒸気の発泡を促進する。水蒸気は、火山性微動として観測される振動を生みながら、火道内を上昇し、空洞にたまって、その体積と圧力を増加させる。4度目の噴火前には、長い前駆期間を通じて空洞の水蒸気圧が次第に高まった。そのために、地震と噴気の活動が活発化し、最終的には、噴火と対応する爆発が発生した。3度目と5度目の噴火では、マグマの後退のために生じた火道内の空洞が、重力不安定で崩解した。旧火口内部に存在したマグマは、3度目以後の噴火の際に、段階的に地下に逆流した。逆流は5度目の噴火のときが最も顕著で、その効果は、火道を伝わってマグマだまりの圧力を急激に高め、傾斜や体積歪に系統的な変化をもたらした。

結局、マグマの前進に伴う主要な活動は、1986年11月におきた最初の2回の噴火だけであった。その翌月にはマグマの後退が始まっており、3度目以後の噴火は、マグマ後退期の活動であった。マグマ後退期は、中村 (1963) の区分では、火山灰を主として噴出する火山灰期に対応する。従って、本論文は、火山灰期の噴火が、具体的にどのような機構で発生するかを考察したものと位置づけられる。

マグマの後退が何故起こるかについては、次に示すような多様な可能性が考えられる。

- 1) マグマだまりの圧力が減少する。
- 2) 更に深部でも水蒸気が発泡が進み、気体がぬけた分だけ、マグマ全体の体積が減少する。
- 3) マグマが火道からぬけて、地下の隙間などにしみ出したり、岩脈として貫入したりする。

4) 広域応力場の内, 圧縮応力の成分が減少する.

マグマ後退の原因を考えることは, 必然的に, マグマ前進の原因を考えることにもなる. それは, 噴火が何故間欠的か, また一輪回の噴火とは何かという, 更に基本的な問題にもつながっていく. 噴出物量からみて, 今回程度の中規模な噴火輪回は, 安永の噴火以後に2回起きた. 1912年—1914年の噴火と, 1950年—1951年の噴火に続く一連の活動がそれである. しかし, その経緯は必ずしも単純ではなく, マグマの前進と後退が, 同じ活動期の中でくり返し起きているようにみえる (一色, 1984). 火口底の深さから判断しても, 噴火の開始から 100 m をこえる大巾な陥没までに, 数年から10年以上の期間がかかっている (木村, 1987). 上にあげた4つの理由の内, 中村 (1978) は 2) を重視したが, このような事情から考えて, それ以外の可能性も捨て難い. そこで, それぞれに若干のコメントを加えたい.

先ず, 1) は, あるマグマだまりだけに着目すれば意味がある. しかし, マグマ供給システム全体からみれば, 問題を更に深部におしつただけで, 物理的な原因を必ずしも与えていない. 2) は, 本論文の主題にもなった水蒸気の発泡が, もっと深部でも起こっているという主張である. この可能性を採用すれば, マグマ後退期の活動は, 水蒸気の分離だけを原因として, 一元的に記述できる. 3) は, 今回のケースに限れば, マグマ後退の原因の, 少なくとも1部にはなっているように思える. 第2節でのべてのように, 3度目以後の噴火の時期には, 最初の2回の噴火で生じた大きな変動が, 少しずつ緩和されていた. この緩和過程は, 応力とマグマの分布を再編成するものであったと解釈される (井田他, 1988). 4) の可能性を検討するために, 三原山頂の火口底が, 400~500 m の範囲で変動する (木村, 1987) ことを思い出そう. これがマグマの圧力変化に対応するとすれば, その大きさは 10 MPa 程度であり, 応力場の変化でも十分に説明できる範囲である.

以上の内, 2) と 3) は, 火山活動自身に原因をおくのに対し, 4) は, 外部から加えられる条件であることに注意しよう. これらの可能性をつきつめて, 伊豆大島の火山活動の本質に迫ることは, 今後に残された基本的な課題である.

謝 辞

地質調査所の小野晃司博士は, この論文の原稿に目を通して, 有益なコメントを下された. また, 原稿や図の作成にあたって, 松本時子さんにお手伝いをいただいた. ここに記して感謝の意を表したい.

参 考 文 献

- 阿部勝征・高橋正義, 1987, 伊豆大島カルデラ床での割れ目噴火 (1986年11月21日) の推移—写真解析による調査, 震研集報, 62, 149-162.
- BURNHAM, C. W., 1979, The importance of volatile constituents, in H. S. Yoder, Jr. ed. "The Evolution of the Igneous Rocks", Princeton Univ. Press (New Jersey), p. 439-482.
- 遠藤邦彦・千葉達朗・宮地直道・隅田まり・宇野リベカ・宮原智哉・大刀川茂樹, 1987, 伊豆大島 1986年噴火の経緯と噴出物, 月刊地球, 9, 452-459.
- 藤井敏嗣・荒牧重雄・金子隆之・小沢一仁・石井輝秋・福岡孝昭, 1987, 伊豆大島火山1986年噴火噴出物の岩石学的特徴, 月刊地球, 9, 440-445.

- 福山英一, 1988, 伊豆大島の火山性微動と同期したノコギリ歯型傾斜変動, 火山, 33, S128-S135.
- 早川由紀夫, 1987, 伊豆大島1986年噴火の噴出量と噴出率, 月刊地球, 9, 336-371.
- 井田喜明, 1987a, 1986伊豆大島火山噴火(1)—噴火の経緯と予知, 月刊地球, 9, 364-366.
- 井田喜明, 1987b, 1986年伊豆大島火山噴火(2)—残された問題点, 月刊地球, 8, 428-431.
- 井田喜明, 1987c, 1986年伊豆大島火山噴火の発生機構, 月刊地球, 9, 459-466.
- 井田喜明・山岡耕春・渡辺秀文, 1988, 伊豆大島1986年噴火と地下のマグマ活動, 火山, 33, S307-318.
- 伊藤公介・長谷川功・小野晃司, 1981, 地震探査による伊豆大島の地下構造, 物理探鉱, 34, 37-46.
- 一色直記, 1984, 大島火山の歴史時代における活動記録, 地質調査所月報, 35, 477-499.
- 上垣内修・佐藤 馨, 1987, 体積歪観測, “災害時火山現象調査報告 昭和61年(1986年)伊豆大島噴火”, 気象庁地震火山部, p. 66-82.
- 神定健二・佐藤 馨・上垣内修, 1987, 体積歪計の変化からみた1986年伊豆大島火山噴火活動の推移, 月刊地球, 9, 409-418.
- 木村政昭, 1987, 三原火山口底の観察—大噴火予測の作業仮設, 月刊地球, 9, 379-385.
- 気象庁火山室, 1987, 12月18日の噴火, “災害時火山現象調査報告 昭和61年(1986年)伊豆大島噴火”, 気象庁地震火山部, p. 3-41.
- 小山真人・白尾元理・早川由紀夫, 1987, 三原山火山口溶岩湖の成長過程—1986年伊豆大島噴火の第一段階, 月刊地球, 9, 372-379.
- 中村一明, 1963, 伊豆大島火山の噴火—火山の tephrochronology, 科学, 33, 141-147.
- 中村一明, 1978, “火山の話”, 岩波書店, 岩波, 228 pp.
- 下鶴大輔, 1985, “火山活動をとらえる”, 東大出版会, p. 88-96.
- 多田 堯・橋本 学, 1987, 1986年伊豆大島噴火と地殻変動, 月刊地球, 9, 396-403.
- 東京大学地震研究所, 1988, 伊豆大島火山における水準測量, 噴火予知連会報, 39, 92-96.
- 東京大学地震研究所・北海道大学理学部, 1988, 1986年伊豆大島火山噴火に伴う重力変化, 噴火予知連会報, 39, 113-123.
- 渡辺秀文, 1987, 火山性微動からみた伊豆大島火山の噴火機構, 月刊地球, 9, 475-480.
- 山岡耕春, 1987, 伊豆大島割れ目噴火と地震活動, 月刊地球, 9, 386-390.
- 山科健一郎, 1986, 応力場と火山噴火, 火山, 30, S101-S119.
- YOKOYAMA, I., 1969, The surface structure of Oosima volcano, Izu, *J. Phys. Earth.*, 17, 55-68.

Model of Volcanic Activity Associated with Magma Drain-back
—Implication for Eruptions of Izu-Oshima
Volcano after December, 1986—

Yoshiaki IDA, Koshun YAMAOKA and Hidefumi WATANABE

Earthquake Research Institute

The five eruptions of Izu-Oshima volcano from November, 1986 through November, 1987 are modeled, based on the data of eruptive, seismic, fumarolic and other activities of the volcano, as follows. There was a magma reservoir at a depth of about 5 km below the northwestern flank of Izu-Oshima volcano. The first eruption at the Mihara summit crater and the second along the fissures were caused by dominant upwelling of magma. Following these major eruptions in November, 1986, three small eruptions took place at the summit crater under the circumstances that magma was draining back to a deeper vent. Generally the drain-back of magma makes a cavity in the vent and vapor bubbles in magma due to decreased magma pressure. Ascending vapor produces vibrations observed as volcanic tremors, and carries heat upward. Some part of the vapor accumulates in the shallow cavity and increases its volume and pressure, even if the overall magma pressure is lowered steadily. For a long precursory period before the fourth eruption on November 16, 1987, the vapor pressure in the cavity was increased little by little and enhanced seismic and fumarolic activities in and around the summit crater. Critically high vapor pressure finally led to this explosive eruption. In the third eruption on December 18, 1986 and in the fifth on November 18, 1987, some cavity was crushed so that overlying magma slid down quickly into a deeper vent, ejecting a little volcanic material out of the crater mechanically. In particular, the fifth eruption had substantial magma drain back from the isolated pit crater to the vent so that an abrupt pressure increase was transmitted through the vent to the magma reservoir and produced a systematic change of tilt and volumetric strain in and around Izu-Oshima island.