

54. 大島火山三原山火口周辺の電気抵抗 変化と1978年伊豆大島近海地震

地震研究所 { 行 武 毅
吉 野 登 志 男
歌 田 久 司
下 村 高 史

(昭和53年7月31日受理)

1. ま え が き

1975年3月以来、伊豆大島三原山の火口周辺で人工電位法による電気抵抗の測定を繰り返している。その結果火口周辺の電気抵抗変化が火孔内の熔融溶岩の昇降をよく反映しているらしいことが次第に明らかになってきた。三原山は1974年に小噴火を行い、2月頃は表面より約300 mの深さにあった火孔底がその後上昇し5月24日には212 mの深さまで達した(木村, 豊田, 1975)。同年5月9日にはマグニチュード6.9の伊豆半島沖地震が起っている。中村・田沢(1974)は三原山のマグマの上昇も伊豆半島沖地震をひき起したと同じ断層運動によってもたらされたとして地震発生と火山活動とを関係づけている。

伊豆大島近海地震では伊豆半島沖地震の場合と違って、地震の前後で三原山に目立った噴火活動はなく、表面で観察しているかぎり、例えば固結した火口底溶岩の表面温度はむしろ低下の傾向にある(下鶴他, 1978; 東京大学地震研究所, 1978)など平静そのものであった。しかし地震に先立つこと2ヶ月、1978年10月の三原山周辺の電気抵抗測定では、火孔内をマグマが若干上昇したと推定される変化が得られ、三原山活動の活潑化が懸念された。したがって地震後は、その5日後と2ヶ月後の3月に測定を繰り返し、電気抵抗変化の推移を調べた。

本報告では、電気抵抗変化、それに続く大島内部および近海での群発地震の発生、さらに本震発生に関連について定性的議論を試みる。

2. 電気抵抗測定

岩石の電気抵抗は温度や含水量に著しく左右される。一般に温度が高くなると電気抵抗は減少する。地熱地域ではこの性質を利用した電気探査が広く行なわれている。火山の研究にも、この方法は有効であると考えられる。人工的に制御された電流を地中に流し込み、その電位を測定することによって地中の電気抵抗を調べる「人工電位法」を伊豆大島火口周辺で実施してきた(行武他, 1977)。

1975年3月以来火口を通る測線上に、火口を挟んで東側に電流電極を、西側に電位電極を毎回同じ位置に設置して測定を繰り返し、見かけ比抵抗の時間変化を調べてきた。電極

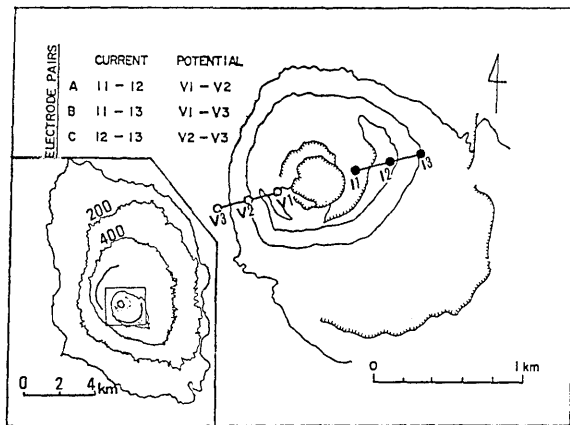


Fig. 1. Locations of electrodes surrounding the crater of Mt. Mihara. I_1 , I_2 , and I_3 are the current electrodes, and V_1 , V_2 , V_3 the potential ones.

配置は同軸型双極子配置 (axial dipole arrangements) である。カルデラ内三原山周辺の拡大図に電極の配置を示したのが第1図である。電極 I_1 — I_2 の間に定電流を流し、電極 V_1 — V_2 間の電位差を測定する。同様に I_1 — I_3 より電流を流して、 V_1 — V_3 で電位差測定、 I_2 — I_3 の電流電極に対しては V_2 — V_3 の電位電極の組み合わせを用いる。今後簡単のため (I_1 , I_2)—(V_1 , V_2) の電極組み合わせを「A」の組み合わせ、(I_1 , I_3)—(V_1 , V_3) を「B」、(I_2 , I_3)—(V_2 , V_3) を「C」の組み合わせと呼ぶことにする。それぞれの電極間の間隔は、電流電極、電位電極ともほぼ 200m である。電流電極と電位電極との間隔は C の組み合わせの場合がもっとも長く、電流電極、電位電極それぞれの中心同志の距離は 1.1km である。得られた見かけ比抵抗は、深さ数 100m までの抵抗分布を反映していると考えられる。これに対して A の組み合わせによる測定では、電極間の距離は 550m で地表付近の影響をもっとも受け易い。

地中に流す電流は 0.1~0.2A の定電流で、周期 10 秒の矩形波を用いる。電流値は毎回 0.5% の精度で制御できる。電位差は 0.5% の精度で電位差計に記録する。総合測定誤差は 1.5% 程度であると考えられる。

A, B, C の組み合わせによる見かけ比抵抗は、1975年の測定ではそれぞれ 84 Ω -m, 112 Ω -m, 168 Ω -m であった。1975年3月以来の繰り返し測定結果を1975年3月の値を基準にして正規化して示したのが第2図である。先ずもっとも深い部分の電気抵抗変化を反映していると思われる C の組み合わせの結果についてみてみよう。1975年3月から1977年3月までの2年間に6%増加している。前にも述べたように、三原山は1974年3~5月に小噴火し、以後活動は次第に低下していった。1975年は活動の衰退期に当たっている。1975年から1977年3月に至る見かけ比抵抗の増加は、この火山活動の衰退に伴う地下の温度低下を反映していると考えられる。

これに対して、電流電極と電位電極間の距離がもっとも短い A の組み合わせでは、見かけ比抵抗の増減が C の場合とは逆に変化し、その変化量も大きい。1975年3月から1977年10

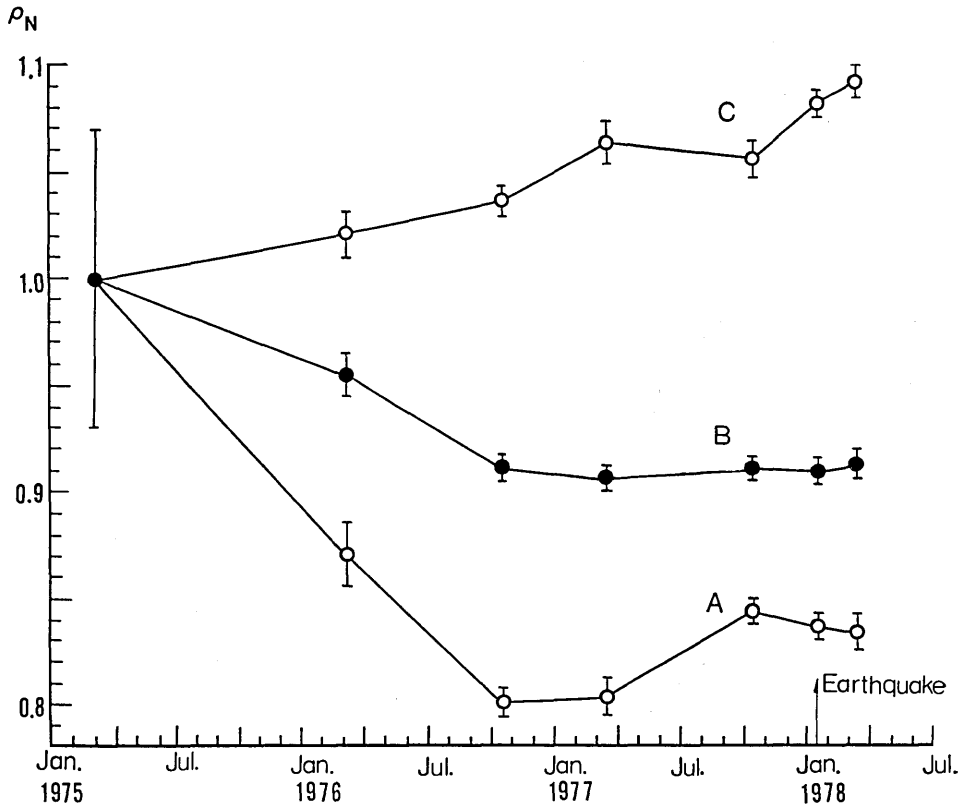


Fig. 2. Variations in the normalized apparent resistivity obtained from different pairs of electrodes, A, B and C.

月にかけて約20%減少している。この変化は電気抵抗変化そのものを反映しているというより、表面地形の影響によると判断される。火孔は途中までしか溶岩で満たされておらず、上層部分は中空になっている。中空部分の電気抵抗は無限大とみなして差し支えなく、第1図 I_1-I_2 で電流を流した場合、 V_1-V_2 点はいわば火口の「影」の部分にはいり、微弱な電流しか流れない。このため V_1-V_2 間の電位差も小さくなる。見かけ比抵抗の大小はこの電位差の大小によって決まるから、Aの組み合わせでは見かけ比抵抗が小さく得られる(行武他, 1977; 歌田, 1978)。もしも火孔が表面まで溶岩で満たされると「影」が消失して流れる電流が増え、電位差の増大、見かけ比抵抗の増加がみられるであろう。すなわちAの組み合わせで得られた見かけ比抵抗変化は火口中空部の伸縮を反映していると考えられる(行武他, 1977; 歌田, 1978)。このように考えれば、1975年3月から1977年10月までの見かけ比抵抗の減少は、火山活動の低下に伴いマグマが火孔内を下降したために生じたものだとすれば、Cの変化と逆に変化することも矛盾なく説明できる。

3. 中空火孔モデルと見かけ比抵抗変化

歌田(1978)はきわめて単純化したモデルを用いて、中空火孔が見かけ比抵抗に及ぼす

影響を計算した。まず地表を平らにとり、長軸を鉛直方向にとった半回転長楕円体で中空火孔を近似した。楕円体の外側の比抵抗を一様にとり、内側の比抵抗を無限大にとると、第1図の双極子配置では、楕円体の長軸を延ばすに従って、すなわち中空部の深さを増すに従って見かけ比抵抗が減少する結果が得られた。火口の直径を350mとして、電極組み合わせAに対する電流電極と電位電極間の距離として800m、中空火孔内の抵抗を周囲の地面の抵抗の100倍以上にとると、中空火孔の深さ1mを深くした場合、見かけの比抵抗が2%以上増加することがわかった。

このモデルを適用すると、第2図の1975年から1977年にかけての、20%におよぶ見かけ比抵抗変化は、この間にマグマが約10m程沈降して、火孔中空部が拡大したと解釈される。計算通りに行くとするれば、このシステムは火孔内マグマの昇降を推定する上できわめて感度の高いシステムであるといえることができる。しかし実際には、マグマの上は完全に中空ではない。1975年の際上昇したマグマは火山活動の衰微とともに、表面からみて火口底と呼ばれている固結した溶岩を火孔の途中に残して深部へ後退したと推定される。マグマと地表面との間には固結した溶岩が孔道を塞いでいる。これは中空火孔内に短絡回路を構成していることになる。電気抵抗測定を一種のマグマ昇降測定装置とみなした場合、完全な中空モデルに比べるとかなり感度が落ちる結果になっていると思われる。したがって完全中空モデルによる、マグマの深さ変化1mに対して2%の見かけ比抵抗変化というのは、感度としては上限を与えるものであろう。

実際にマグマ表面の位置が測定できて、感度の検定ができれば問題はないが、現在までのところまだその機会がないので、次に非常に粗い見積りによって別の立場から感度検定を試みる。

1974年の小噴火では、火孔底が95m上昇したとされている(木村・豊田, 1975)。活動の終熄とともにマグマがどの深さまで後退したかは不明であるが、仮に噴火活動以前の状態まで戻ったとして、その時期は第2図の見かけ比抵抗Aが極小に達した1977年10月頃であるとしよう。マグマの沈降速度についても一定であったと仮定すると、1975年から1977年にかけてはおよそ60m沈降したことになる。この間20%の見かけ比抵抗変化が観測されたのであるからマグマ1mの下降に対して0.3%の見かけ比抵抗変化となる。(あるいは見かけ比抵抗変化1%当り3mのマグマ下降となる)。いま一応これをこのシステムのマグマの動きの検知感度の下限と考えることにする。

4. 伊豆大島近海地震前後での電気抵抗変化

電極組み合わせAによる見かけ比抵抗は1975年3月以来減少を続けていたが(第2図)1976年10月に底をつき、1977年3月まではほぼ横ばいの状態となった。その7ヶ月後の1977年10月の測定では約4%見かけ比抵抗が増加しているのが明らかになった。1974年の三原山小噴火後、沈降を続けていたマグマが沈降を止め上昇に転じたことを示唆している。1977年3月と1977年10月との間でのマグマの火孔内上昇量は、前節での見積りよりすれば2mないし12mということになる。

1977年10月末より11月にかけて2度にわたり群発地震が発生した。大島測候所で得られた頻度分布を第3図に示す。最初三原山火口附近の浅い所で地震が発生し、震源分布は次

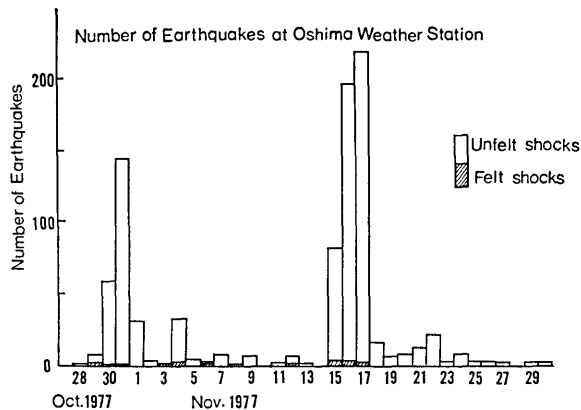


Fig. 3. Daily frequency of earthquakes recorded at the Oshima Weather Station.

第に西北西方向に深さを増しながら範囲を拡大していった(東京大学地震研究所, 1978)。およそ2ヶ月後の1978年1月14日に群発地震活動が再び活潑化し、大島北西の海底でマグニチュード7.0の伊豆大島近海地震が発生した。

本震発生後の1月19日の電気抵抗測定では、第2図に見られるように、Aの見かけ比抵抗は1977年10月に比べてほとんど変化していない。どちらかと言えば若干減少の傾向が見られる。この傾向は3月の測定でも確認された。このことは地震の発生後は、火山活動が活潑化してマグマが上昇するより、むしろ逆にマグマ火孔内を沈降する傾向にあることを示唆している。

以上火口にもっとも近い電極の組み合わせAによって得られた見かけ比抵抗変化について述べたが、火口より遠い電極組み合わせCによる見かけ比抵抗変化からも同じ結論が導かれる。Cの測定では測線距離が長いためAの測定と違って火口の形状など表面地形の影響が少く、地下数100 mまでの電気抵抗そのものの変化が見かけ比抵抗変化として得られる。山体の温度変化が電気抵抗変化に反映されているとすると、第2図で1977年3月までの見かけ比抵抗の増加は、1974年三原山小噴火後の温度低下時期に相当している。1977年3月と10月との間で、わずかではあるが見かけ比抵抗が減少している。この間Aの測定では逆に見かけ比抵抗は約4%増加しており、マグマが数m上昇したためと解釈した。この解釈が当たっているなら、この期間に山体の一部に温度上昇がみられ、Cの測定では見かけ比抵抗の減少となるはずである。これはCの観測結果とよく一致している。その後Cの測定では見かけ比抵抗が増加している。地下温度の低下を示唆しているとみられ、A測定で推定した、マグマの火孔内沈降とよく調和している。

5. 大島火山と伊豆大島近海地震

伊豆大島近海地震に伴って、三原山に目立った表面現象がなかったとは言えるものの、僅かながらマグマの上昇を示唆する三原山火口周辺の電気抵抗変化が観測されたこと、1977年11月に群発地震が発生したことなどは、今回の地震の際にも、広い意味では大島火山が

まったく活動しなかったとは言い切れないことを意味している。大島や相模湾での一連の事件を追ってみると、むしろ大島火山が大島近海地震の発生にきわめて重要な役割を果たしたのではないかと推測される。ここでは大島火山との関連において、大島近海地震発生に至る経過を、きわめて大胆なひとつの筋書きにまとめることを試みる。

(A) 地震前までの大島およびその近海における長期的諸現象

相模湾では、よく知られているように、国土地理院による精密測地観測が実施されており、関東地震後の地殻歪みが測定されている(国土地理院, 1972)。1924—1972年の結果では、この地域の主圧縮軸はほぼ北西—南東方向にあり、大島と伊豆半島巢雲山間の距離はこの期間に約1m短縮されている。歪み量にすると 2.6×10^{-5} である。平均すると 0.54×10^{-6} /年で歪み変化が進行してきたことになる。この変形が弾性変形であると考え、弾性定数として大ざっぱに $\mu = 5 \times 10^{11}$ dyne/cm²ととると、平均して0.27bar/年、過去50年間積算するとおおよそ13barの応力が蓄積された計算になる。これはこの地域の平均的な数値であり、局地的にはより高い応力集中の起ったところもあると想像される。

1974年5月に起った伊豆半島沖地震は、この地域の歪み蓄積にはずみをつける結果になったと思われる。茂木(1978)は伊豆半島沖地震の効果として、伊豆半島東部を含むその南東域に圧縮をもたらし、伊豆半島東部では地盤隆起をひき起したと考えている。従来は緩慢に進んでいたこの地域での歪み蓄積が、伊豆半島沖地震によって加速され、特定地域では破壊寸前の臨界状態に達していたと推定される。

伊豆大島元町沖の海底は、以前から群発地震の頻発する地域として知られている。既に述べたように、今回の伊豆大島近海地震の場合も、本震に先立つ2ヶ月前にこの地域に群

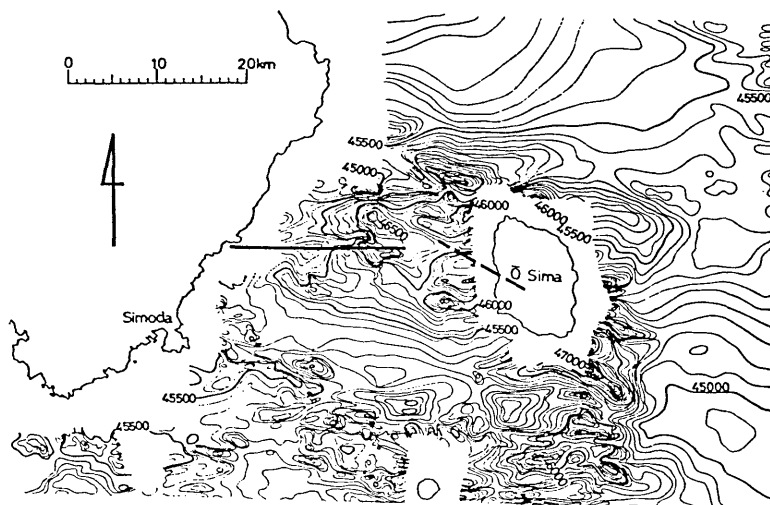


Fig. 4. Geomagnetic total intensity around Oshima Island (after OSHIMA, 1978). The broken line represents a zone along which earthquake swarms are likely to occur. The solid line indicates the main fault that accompanied the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake (after SHIMAZAKI and SOMERVILLE, 1978).

発地震が発生している。この群発地震および本震に伴った余震の震源分布の調査から、三原山を通る西北西—東南東方向の(第4図の破線)幅6kmの狭い帯状地域に分布することが明かになった(笠原他, 1978; 東京大学地震研究所, 1978)。恐らく以前から報告されている元町周辺の群発地震も、より稠密な観測点配置に観測がなされていたならば、今回と同じように狭い帯状地域に集中した震央分布が得られたと推測される。この三原山の西北西側は陸上から海上にかけて、全磁力の負の異常地域である。海上での全磁力分布を第4図に示す(UTASHIRO et al. 1972; 大島章一, 私信 1978)。この負の異常地域の南縁に位置する野増では、1968年以来平均して1.8nT/年の全磁力の異常減少が続いてきた(行武他, 1978)。また1965年より実施されている繰り返し重力測量によると、三原山から西北西へ延びる帯状地域は重力が増加している地帯で、その中の元町の測点では1965年以来1974年までの間に0.18mgal増加したと報告されている(国土地理院, 1974; 藤井陽一郎, 1975)。群発地震の分布より、下鶴他(1972)は、大島火山のマグマ溜りは元町沖の海底にあると推定した。藤井(1975)は、重力の測量結果の解釈のため下鶴と同じく西北西の海底より三原山火口へ通じる火道の存在を考えた。上に述べた地磁気変化や重力変化は、過去10年間地下でマグマの圧力が高まり、火道を通り抜けるような形でマグマが徐々に地表近くへ浸透しているとすれば一応の説明がつく(行武他, 1978)。

(B) 大島火山と本震

伊豆大島近海地震に先立ち1977年3月と10月との間で三原山火口内をマグマが数m上昇したことを示唆する見かけ比抵抗変化がみられた。この現象を解釈するために、伊豆半島沖地震後、伊豆半島、大島を含む地域で応力集中が進む一方、地殻深部でマグマの生成が加速されるなり、マグマ圧の増大なりが起ったと考えてみよう。その深さは群発地震の震源分布より推定して10km以深であろう。マグマ圧力の増大は、三原山より西北西に走る火道より地殻内へのマグマの浸透を強めることとなる。このことは岩石内の空隙圧を増加させ破壊強度の低下をひき起す一方、空隙を拡大するなどの作用をもたらす(第5図(または第4図)の破線で示した帯状地域に群発地震を発生させたと考えられる。空隙圧の増加から破壊に至る過程の詳細については不明である。マグマが粘性に乏しい玄武岩質であるため、マグマ自体が空隙を満たす効果が大いのか、あるいはマグマ表面から発生した蒸気が破壊に寄与している(ANDERSON, 1978)のか、現在のところ資料不足で想像の域を出ない。岩石の破壊強度は圧力に依存し浅い所ほど弱いから、見かけ比抵抗変化からも推定されるように、マグマ圧が表面近くまで一様に増大したとすると、地表附近から破壊が始り深部に及んだ群発地震の推移も理解できる。

もしこのような過程が実際に起ったとすると、個々の群発地震の発震機構はマグマ増大により火道と思われる西北西方向の弱線を垂直に押し抜けようとする変位と、(この地域の主圧力方向と弱線方向との関係からして)右横ずれの変位とを反映したものになる。群発地震の後約2ヶ月して本震が発生するが、本震は島崎・SOMERVILLE(1978)によると第4図および第5図に示したように、ほぼ東西方向に走る水平右ずれ断層にを伴ったとされている。上に述べた火道弱線の変位は、本震断層の変位をひき起すのに不都合な向きではない。

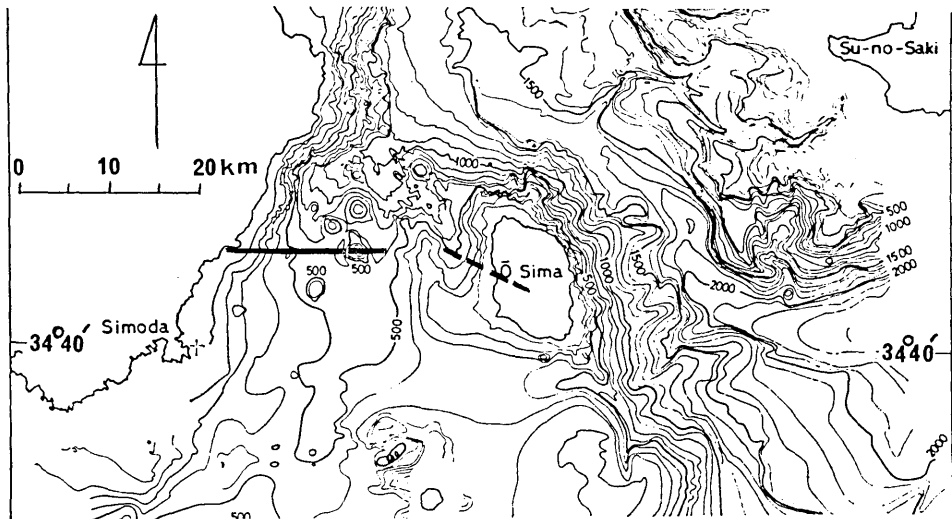


Fig. 5. Bathymetric chart (HYDROGRAPHIC DEPARTMENT, 1978). The broken line represents a zone along which earthquake swarms are likely to occur. The solid line indicates the main fault that accompanied the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake (after SHIMAZAKI and SOMERVILLE, 1978).

群発地震によって表わされる弱線の方向が、主震断層の方向とも、ほぼ $N30^{\circ}W$ に並ぶ大島側火山配列の方向とも異っている。側火山配列方向と、北伊豆断層系の配列方向の違いについては中村 (1969) によって説明が与えられている。北伊豆断層系では、北西—南東方向の主圧力軸に対して、それと直交する水平方向が最小圧縮軸、鉛直方向が中間主応力軸となり、剪断破壊を生ずるが、側火山の場合は主火山のマグマ柱の圧力が広域応力場に加算されるため、最小主応力が張力になり、主圧力軸方向の（最小主応力と直交する）張力割れ目を生ずる。群発地震の弱線は、両者の中間の場合だと考えられる。破壊面が側火山の場合より深く、その場所での静水圧が大きいと、最小主応力が張力となるに至らず、依然として僅かではあるが圧縮力であるとすると剪断破壊的傾向が残っても差し支えあるまい。岩石破壊実験では破砕角は最小主圧縮が小さい程小さくなるから (MOGI, 1972)、本震断層より最大主圧縮軸方向に破砕面が近づき、本震断層と側火山の張力割れ目方向の中間になると予想される。

第5図は大島付近の海底地形図 (海上保安庁水路部, 1978) であるが、これを見ると、本震を起した断層の北側は海底火山が多く地形が複雑なのに対して、南側では大きな海底火山が少い。この様子は第4図の全磁力の分布からも確かめられる。断層の北側は磁気異常が複雑に入り組んでいるのに対して、南側ではほとんど一様である。1975年11月から1977年12月までのこの地域での群発地震の起り方 (津村他, 1977: 東京大学地震研究所, 1978) を見ても、大部分の群発地震は北緯 $34^{\circ}45'$ (ほぼ断層線に近い) の北側で起っている。これらのことから本震断層は、海底火山の密集する地殻の不均一な地域と、比較的均一な地殻との境界に発生しているように見える。第5図破線で示した群発地震帯の先端で、本震直前に前震が群発したが、その後本震断層と群発地震帯との間隙を埋めるかの如

く、その中間で最初の破壊が起り、主破壊に至った(島崎・SOMERVILLE, 1978)のは興味深い。

(C) 本震後の電気抵抗変化

中村(1971)は、マグマ溜りが満されていると、地震発生に先立つ地殻変動によって、マグマ溜りから絞り出されて噴火に至ると考えている。1974年伊豆半島沖の地震の場合、その発震機構からみると、大島火山は圧縮領域に含まれていた。三原山の小噴火が地震に先立って始ったのは、地震と同センスの断層運動が先駆して、圧縮領域に属するマグマ溜りよりマグマを絞り出したためであるとされている(中村・田沢, 1974)。今回の伊豆大島近海地震では、中央火口丘である三原山は膨張領域に属するが、マグマ溜りが西北西の群発地震帯にあるとすると(下鶴他, 1972)、第5図からもわかるようにマグマ溜りが存在すると推定されている破線の先端部は、ほぼ本震断層線上に位置し、マグマ溜りは圧縮領域に属するのか、膨張域にはいるのか微妙なところである。また地震に先立って本震の断層運動と同じ変形が先行したかどうかもわからない。本論では、先行歪みによるマグマ溜りの体積変化でなく、地下深所のマグマ圧力の変化が火孔内マグマの上昇をもたらし、究極的には見かけ比抵抗の変化を生じたという見方をとった。ただこの場合三原山でのマグマの上昇は数mと推定され、圧力増加はわずか1barの程度である。地下深部の圧力がそのまま反映されているというより、マグマ地表へ到達する過程で減圧された結果を見ているとも考えられる。

地震後の測定でも、第2図Aの測定で見える限り見かけ比抵抗に若干の減少はあるものの、それ程大きな変化はない。見かけ比抵抗変化が火道内のマグマ圧を反映しているとする、まだ完全に圧力が解放されていないことになる。いったん拡大された空隙をつぶさない程度の圧力は依然として維持されているのであろうか。今後の研究課題である。

謝 辞

この報告をまとめるに当って、茂木清夫教授の御教示に負うところが多かった。また荒牧重雄教授との議論も有益であった。群発地震や余震観測結果については下鶴大輔教授、笠原順三博士より、本震の発震機構については島崎邦彦博士より種々の情報を提供して貰った。海上保安庁大島章一博士には、大島周辺の磁気測量結果の利用について便宜をはかって頂いた。また大島測候所の田沢堅太郎氏には、大島で電気抵抗測定を実施するに際しても、この稿をまとめるに当っても、大島内の火山性微動や群発地震について情報を提供して頂いた。ここに深く感謝の意を表す次第です。

参 考 文 献

- ANDERSON, O.L. and PREISER, T.L., The role of magma vapours in volcanic tremors and rapid eruptions, Abst. Int. Geodynamics Conf., Tokyo, March 1978, p. 196.
藤井陽一郎, 伊豆大島における重力変化, 自然災害特別研究報告書「伊豆大島三原山の集中観測—1974—6月—」, (1975), 36-45.
海上保安庁水路部, 相模灘付近の海底地形, 地質構造について, 地震予知連絡会会報 19 (1978), 60-63.
笠原順三・是沢定之・南雲昭三郎・下鶴大輔, 伊豆大島における1978年伊豆大島近海地震 (M=7.0) の余震観測, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告・自然災害科学特別研

- 究 (1) 報告書 (1978), 8-9.
- 木村政昭・豊田純一, 伊豆大島三原山火孔底最近の変動, 火山 **20** (1975), 65-78.
- 国土地理院地殻活動調査室・測地部, 南関東の地殻変動 (4), 地震予知連絡会会報 **8** (1972), 23-26.
- 国土地理院測地部, 伊豆大島における重力および磁気測量 (2), 地震予知連絡会会報 **12** (1974), 29-30.
- Mogi, K. Fracture and flow of rocks., *Tectonophys.* **13** (1972), 541-568.
- 茂木清夫, 伊豆東海地域の最近の地殻活動の一解釈, 地震研究所彙報 **52** (1977), 315-331.
- 中村一明, 広域応力場を反映した火山体の構造一側火山の配列方向一, 火山 **14** (1969), 8-20.
- 中村一明, 地殻歪の指示者としての火山一火山のテクトニクス例一, 火山 **16** (1971), 63-71.
- 中村一明・田沢堅太郎, 1974年伊豆半島沖地震と三原山噴火の関係, 火山 **19** (1974), 159-160.
- SHIMAZAKI, K. and SOMERVILLE, P., Summary of the static and dynamic parameters of the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake of January 14, 1978, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **53** (1978), 613-628.
- 下鶴大輔・長田 昇・堀米和夫・沢田宗久・岡田 惇・柴野睦郎・松本滋夫・佐々木幸一・細谷与一, 伊豆諸島の地震活動および火山活動の特質, 火山 **17** (1972), 66-87.
- 下鶴大輔・竹田豊太郎・沢田宗久・長田 昇・小山悦郎・鍵山恒臣, 1978年伊豆大島近海地震に際しての三原山の挙動, 地震研究所彙報 **53** (1978), 1085-1099.
- 東京大学地震研究所, 伊豆大島三原山の最近の活動, 特に1978年1月の大島近海地震に際しての三原山の挙動, 火山噴火予知連絡会会報 **12** (1978), 68-72.
- 東京大学地震研究所地震移動観測室・地震活動研究部門, 伊豆半島の群発地震活動 (1977年6月~10月), 地震予知連絡会会報 **19** (1978), 64-68.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・酒井 要・高橋正義, 伊豆半島における群発地震の観測 (1975~1977), 地震研究所彙報 **52** (1977), 114-140.
- 歌田久司, 伊豆大島三原山周辺における比抵抗測定とその時間変化の研究, 東京大学修士論文 (1978).
- UTASHIRO, S., TAKIGAWA, U., OSHIMA, S., and KONDO, T., Aeromagnetic and marine magnetic survey around Japan. *Researches in Hydrography and Oceanography Commemoration Publication of the Centenary of the Hydrographic Department of Japan*, (1972), 75-111.
- 行武 毅・吉野登志男・歌田久司・下村高史・木本栄次, 伊豆大島三原山およびカルデラ底での電気抵抗測定, 地磁気観測所技術報告 **17** (1977), 217-223.
- 行武 毅・吉野登志男・大谷和美・木本栄次・下村高史・石川雄一, 伊豆大島における全磁力永年変化の異常, 地震研究所彙報 **53** (1978), 881-892.

54. *Time Variations Observed in the Earth Resistivity on the Oshima Volcano before the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake on January 14, 1978*

By Takeshi YUKUTAKE, Toshio YOSHINO, Hisashi UTADA
and Takafumi SHIMOMURA,

Earthquake Research Institute.

Since 1975, the measurement of the earth resistivity has been repeated by direct current methods on the central cone, Mt. Mihara, of the Oshima Volcano. Locations of the electrodes have been arranged to form an axial dipole configuration as shown in Fig. 1. The electric currents were driven into the ground through the current electrodes I_1 , I_2 , I_3 on the eastern side of the Mt. Mihara, while the potential was measured by V_1 , V_2 and V_3 on the west. Distances between each electrode are approximately 200 m. The diameter of the crater is about 350 m. Apparent resistivity was obtained by

three different pairs of the electrodes, A, $[(I_1, I_2), (V_1, V_2)]$; B, $[(I_1, I_3), (V_1, V_3)]$; C, $[(I_2, I_3), (V_2, V_3)]$. The measurements were repeated with the electrodes set up at the same locality every time. Since the spacing between the current and the potential electrodes is the shortest for the electrode pair A, the apparent resistivity obtained from this pair is the most strongly influenced by the surface structure. Surface topography is supposed to have a considerable effect on the results of the measurement of A. At present, the volcanic vent is not filled with lava, and the crater forms a big hole. The existence of this hole has an effect of reducing the apparent resistivity obtained by the axial dipole arrangements. As the volume of the hole reduces with an uprise of lava through the vent, an increase in the apparent resistivity is expected for the measurement of A.

On the other hand, the surface topography will have the least effect on the measurement of C, and the change in the apparent resistivity represents that of the true resistivity in a deeper part beneath the crater, which may be caused mostly by changes in temperature. If the temperature increases, the earth resistivity generally decreases. Therefore when the volcano becomes active, the apparent resistivity is expected to decrease for the measurement of C, but increase for the measurement of A due to the contraction of the crater hole.

Fig. 2 shows the results of the repeated measurement, where the apparent resistivity is normalized to the value for 1975. The apparent resistivity for A has decreased about 20 percent during the period from March, 1975 to October, 1976. This seems to be caused by subsidence of magma through the vent after small eruptions in 1974. After remaining at a low level, the apparent resistivity has increased about 4 percent for March, 1977 to October, 1977. From a simple model calculation, this can be interpreted as the effect of the rise of magma by 2 to 12 m in the vent. In November, earthquake swarms (Fig. 3) broke out on Oshima Island and extended to the area outside the island. The epicenters distributed along the broken line in Figs. 4 and 5 in a WNW direction from the crater (SHIMOZURU et al., 1978). On January 14, the main shock was preceded by another earthquake swarm that took place in the same place as before. A study of the focal mechanism (SHIMAZAKI and SOMERVILLE, 1978) suggests that the main shock was accompanied by a right lateral displacement of the transcurrent fault in the almost east-west direction as depicted by a solid line in Figs. 4 and 5. After the main shock, the measurement of the earth resistivity has been carried out twice, in January and March, 1978. It indicated a slight decrease in the apparent resistivity for A, suggesting subsidence of magma after the rise of magma noticed in October, 1977. This feature has been confirmed by the measurement of C, too, as an increase in the apparent resistivity.

In the later half of the paper a process of generating the main fault is discussed in association with the intrusion of magma inferred from the change in the apparent resistivity of Mt. Mihara.

Geodetic surveys conducted by the Geographical Survey Institute have revealed a contraction of the interval between Sukumoyama in the Izu peninsula and the north-western coast of Oshima Island, amounting to about 1 m during 1924 to 1972. The total strain caused by this contraction becomes 2.6×10^{-5} for the 50 years (the mean rate of change being 0.54×10^{-6} /year). The axis of the principal strain is approximately in the northwest-southeasterly direction. The accumulation of the strain seems to have been accelerated by the Izuhanto-oki Earthquake which took place at the tip of the Izu peninsula in May, 1974. The crust was supposedly in a critical state ready to fracture.

The earthquake swarms along the broken line in Figs. 4 and 5 were distributed within a very limited region. KASAHARA et al. (1978) confirmed that the epicenters of the aftershocks of the Izu-Oshima-Kinkai Earthquake were distributed within ± 3 km's width across the broken line. This zone corresponds to the northern boundary of a

negative anomaly of the geomagnetic total intensity as can be seen in Fig. 4. At an observatory situated in the southern edge of this negative anomaly, a continuous decrease of the total intensity amounting to about 16 nT has been observed for the last 10 years, suggesting that the negative zone might have been losing its magnetization. An increase of gravity since 1965 has also been reported in this area. From these data, it is presumed that magma has been penetrating into a shallower crust out of the magma conduit running along the northern boundary of the magnetic negative zone.

Suppose that the pressure of magma in the deep crust has increased for some reason. This would intensify the penetration of the magma near the conduit and cause the rise of magma in the vent of Mt. Mihara, resulting in the change in the apparent resistivity. An increase in the fluid pore pressure and local concentration of stress, which had presumably followed the magma penetration, are supposed to have provoked the earthquake swarms in November, 1977.

The increase of magma pressure is considered to have exerted a tensile stress to widen the conduit in a direction perpendicular to it. In addition to this stress, the regional compressive stress in the NW-SE direction may have perhaps contributed to produce small cracks with right lateral displacement along the conduit. These events seem to have worked as triggers to displace the main fault in a right lateral sense as a boundary that seems to separate a stable crust characterized by lack of submarine volcanoes (Fig. 5) and smooth magnetic field (Fig. 4) from the volcanic area in the north where the magnetic field is disturbed.