

# Magma reservoir を通る地震波について\*

田 中 康 裕\*\*

551.21

## On the Seismic Wave Passed through the Magma Reservoir

Yasuhiro Tanaka

(*The Seismological Section, J. M. A.*  
*The Seismological Laboratory, M. R. I.*)

The seismic waves are refracted at the magma reservoir and are transformed to other kinds of seismic waves. Therefore, if those transformed seismic waves can be observed by the seismographs, it is possible to know the location, dimension and other facts of the magma reservoir.

The author found very wonderful seismic phases in the records of some seismograms obtained at Hakone and Oshima. And two magma reservoirs are detected under Ōmuroyama Volcano Group (North Izu District) and Nijijima Volcano (Izu Islands). These diameter and depth are calculated as several kilometres, respectively.

It is very interesting that many earthquakes have occurred near these magma reservoirs.

### 1. 序論

不特定な火山の地下に、magma reservoir を存在させた模式図は、古来、多くの人達によって画かれてきた。しかし、こうした reservoir が、科学的に探知できた火山は案外少ない。magma reservoir が、どんな場所にあつて、どのくらいの大きさを持っているか、ということは、火山学の根本的な問題であり、magma の生成から火山爆発に至る経路を解明するための重要な鍵になっている。

一般に、地震が発生するような領域や upper mantle 内には、magma reservoir が存在する可能性が多いと考えられるが、たとえば、下鶴(1961, 1963)は Poisson 比の温度変化に関する計算から、upper mantle には magma pocket が不均一に点在する可能性が強いことを述べている。また、地震の発生論に関して、地震の原因を、magma の動きと結び付けた論争は、古くから続けられているが、その中の、陥落地震説、岩漿貫入説、

岩漿爆発説など(いずれも、たとえば高木1958)の論説を支持するためには、暗黙のうちに、magma reservoir の存在を認めることが必要である。

さて、これまでに、火山体の地下、あるいは火山体付近の magma reservoir を推定するのに用いられてきた方法をいくつかあげるならば、次のようなものがある。

地質学的並びに岩石学的立場から、magma reservoir の深さを推定しようとする試みは、最も古くから用いられてきた。これは、噴火によって放出した岩石の熱変成作用の受け方の度合いと、地下の地質構造とを対比させることによって、reservoir を推定するものである。

この方法によって Rittmann (1936) は、ベスピアス火山の山頂から 6.5km の深さに magma reservoir の頂部があることを推定し、同火山の地質断面図を作った。また、久野 (1954a, b) は、大室山および箱根山の地下、それぞれ数km~10km に magma reservoir の頂部を推定し、大室山火山については、地質断面図が作ら

\* Received November 26, 1970

\*\* 気象庁地震課, 気象研究所地震研究部

れている。

一方、近年になって地磁気の変化、重力の変化、地殻変動、地震波などの観測に基づく地球物理学的方法によって、*magma reservoir* を打診しようとする試みも進められるようになった。

たとえば、1950年の伊豆大島三原山の噴火の際、力武(1951)は、地磁気変化の観測によって、火山の頂上から5.5kmの深さに中心を持つ直径4kmの球に相当した火山岩の塊が、その磁性を失ったと考える結果を得た。つまり、この球内の火山岩中の磁鉄鉱が、キューリ一点以上に熱せられた結果と解釈され、この球の程度の大きさの *magma reservoir* が形成されたと見ることができた。

その後、1967年に、井上・藤井・木沢(1968)は、三原山の重力測量を行ない、1950年以来、同火山の重力値が減り続けていることを見出した。この現象は、火口下7.3kmに、もとの密度2.5、半径530mの球状空洞ができたことに相当するといふものであった。また、東京大学地震研究所(下鶴・岡田等)によって行なわれた同火山の水準測量によれば、1958~1967年間に若干の沈降が認められ、これを基にして、井上・藤井・木沢(1968)は、火口下4.3kmの球状物質の圧力が減少したとして説明付けた。これら、重力および水準測量の観測によって、1950年以来、三原山の地下数kmの所にあったと考えられていた *reservoir* 内の *magma* は、次第に後退していると考えられる。

桜島の1914年の大噴火の際には、桜島を中心として、九州の南部の広域にわたって地盤沈下が起こった。茂木(1957, 1958)は水準測量の結果から、この地殻変動源を桜島の北方10km、深さ10km(始良カルデラの中央にあたる)の所に求め、噴火によってこの部分の *magma reservoir* (半径3~4km)の状態が変化したこと、上記の顕著な地殻変動を説明した。

ところで、地磁気、重力、あるいは地殻変動の観測値は、比較的地表に近い所にある物質が圧倒的にきいてくるので、*reservoir* がより深い所にあれば、その大きさや深さの推定が難しくなる。そこで、地下深所の *reservoir* の固有振動によって励起される地震波や、*reservoir* を直接通過する地震波を利用すれば、それを容易に探知できるのではないかという考え方は当然提起されるわけである。

阿蘇火山で観測される第2種火山性微動(周期3.5~7.0sec)の発生原因は、佐々(1935, 1936)、島(1958)、久保寺(1962)等によって、火口底下の *magma reser-*

*voir* の固有振動によって励起される波動であると説明されている。そして、島(1958)は、この *reservoir* が液体球であるとして数値計算をした。また、久保寺(1963, 1964)は、観測値に合致する *reservoir* の大きさとして、半径2~4kmを得た。

また、適当な大きさの *magma reservoir* が存在しているならば、そこを通過する地震波の速度や波形には、なんらかの影響が現われてもよいはずである。

そのような観点から、Gorshkov(1958)は、カムチャツカ火山観測所(Kliuchi)における地震観測から、*magma reservoir* に関して、一つの明解を与えた。すなわち、日本南部で起こる地震に限って、同観測所における地震記象にS波が見えあらず、かつ、S波の欠失後に明白な二次的波(*magma reservoir* で屈折した交換波とみなされる)が観測されることから、千島火山群の地下50~70kmに *magma reservoir* があることを結論した。さらに、この *reservoir* の形態は、緯度線方向に長く、子午線方向に扁平な楕円体状をしていて、その延長と厚さはそれぞれ、25~35km、容積は約1~2万km<sup>3</sup>であると述べている。

中牟田・下鶴(1960)は、同じような目的で、桜島の地下を通る地震波を解析したことがある。しかし、ここでは、Gorshkovのような明解は得られなかったということである。

筆者も、火山体下に存在するかもしれない *magma reservoir* を、地震計測学的立場から、長い間さがし求めてきたが、今から10年ほど前に、いくつかの奇形をした地震記象がみあたり、これを *magma reservoir* と結び付けて発表したことがある(田中1962)。その後の観測で、同じ原因によると思われる奇形記象がいくつか得られたので、それらの地震記象を対象にして、*magma reservoir* との関係を考察してみることにした。

## 2. *magma reservoir* による地震波の交換

### 2.1 位相の変換

波動の性質として、液体の中は、S波を通さないことはよく知られている。この場合、液体の溜りの径が、波動の波長より大きいことが条件である。

いま、固体—液体—固体の順に配列した地中を通過する地震波について考えると、固体中の震源から発生した縦波は、液体の溜りを通過した時から、P波とS波に交換される可能性がある。また、震源から発した横波は、液体の溜りにさしかかって、P波に交換され、液体を通過した時から、P波とS波に交換される可能性がある。

そこで、このような交換波の縦波、横波の走時差、および、地震波径路の途中に reservoir がない場合の走時差などを利用すれば、液体の溜りの位置、大きさ、交換波の速度などが求まるはずである。

いま、一つの magma reservoir が存在しているとき、reservoir 内の交換波を  $R$  で表わせば、観測点に達する  $P$  波および  $S$  波の種類は、 $PRP$ ,  $PRS$ ,  $SRP$ ,  $SRS$  で表わされる。

地震波の path を示す Fig. 1 において、 $XY$ ,  $YZ$ ,  $ZO$ ,  $XO$  間における走時、 $P$  波および  $S$  波の平均的速度を、それぞれ Table 1 のような記号で表わすことにする。また、 $P$  波、 $S$  波は同じ path を通るものと仮定すると、 $XO$  間の各波動の走時は次の (2.1)~(2.4) 式で表わされる。

$$T_{PRP} = \frac{XY}{V_{P1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO}{V_{P2}}, \quad (2.1)$$

$$T_{PRS} = \frac{XY}{V_{P1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO}{V_{S2}}, \quad (2.2)$$

$$T_{SRP} = \frac{XY}{V_{S1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO}{V_{P2}}, \quad (2.3)$$

$$T_{SRS} = \frac{XY}{V_{S1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO}{V_{S2}}, \quad (2.4)$$

$T_{PRP}$  は最も早く到着し、 $T_{SRS}$  は最も遅く到着する波動である。そして、 $XY$ ,  $ZO$  の距離が十分大きくて、

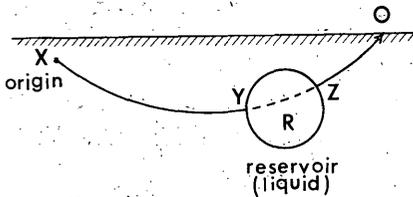


Fig. 1. A model of path of seismic ray.

Table 1. Symbols of travel times and velocities of seismic waves.

Sections  $X-Y$ ,  $Y-Z$ ,  $Z-O$  and  $X-O$  are shown in Fig. 1.

Section	Travel time		Velocity	
	P	S	P	S
$X - Y$	$T_{P1}$	$T_{S1}$	$V_{P1}$	$V_{S1}$
$Y - Z$	$T_R$	—	$V_R$	—
$Z - O$	$T_{P2}$	$T_{S2}$	$V_{P2}$	$V_{S2}$
$X - O$	$T_{PRP}, T_{PRS}, T_{SRP}, T_{SRS}$	—	—	—

$V_{P1} \equiv V_{P2}$  とみなせるときは、 $XY > ZO$  の範囲では、 $T_{SRP} > T_{PRS}$  が成り立つ。すなわち、十分に遠方で起こった地震の波動が、観測点近くにある reservoir を通過する場合には、地震波は、上記(2.1), (2.2), (2.3), (2.4) 式の順に観測される。また、 $XY < ZO$  のときは、(2.1), (2.3), (2.2), (2.4) 式の順に観測されるはずである。

(2.2)–(2.1) および (2.4)–(2.3) から

$$\begin{aligned} ZO &= \frac{V_{P2} V_{S2} (T_{PRS} - T_{PRP})}{V_{P2} - V_{S2}} \\ &= \frac{V_{P2} V_{S2} (T_{SRS} - T_{SRP})}{V_{P2} - V_{S2}} \end{aligned} \quad (2.5)$$

これによって、観測点から reservoir までの距離がわかる。なお、この式は  $XZ$  の距離に関係なく成り立つので、震源位置の誤差が含まれず、したがって、 $ZO$  の精度はよいはずである。

また、(2.3)–(2.1) および (2.4)–(2.2) から

$$\begin{aligned} XY &= \frac{V_{P1} V_{S1} (T_{SRP} - T_{PRP})}{V_{P1} - V_{S1}} \\ &= \frac{V_{P1} V_{S1} (T_{SRS} - T_{PRS})}{V_{P1} - V_{S1}} \end{aligned} \quad (2.6)$$

がわかり、したがって、reservoir の中を地震波が通過した距離  $YZ$  は

$$YZ = XO - ZO - XY \quad (2.7)$$

から求まる。

また、reservoir 中の交換波の速度  $V_R$  は

$$V_R = \frac{V(YZ)}{(YZ) + V \Delta t} \quad (2.8)$$

から求められる。ただし、 $V$  は reservoir の境界面付近における直接波の速度、 $\Delta t$  は直接波と交換波との走時差である。

なお、Fig. 1 のように、地震波線が円弧を描くのは、地震波の速度が深さとともに一様に増す場合であって、この場合の地震波速度は

$$V = V_0 + kD \quad (2.9)$$

と書くことができる。ここに、 $V_0$  は地表での地震波速度、 $k$  は速度の増し方の係数、 $D$  は地震波が通る深さである。

Leet (1950), 早川 (1966) によれば、この場合の地震波経路は円弧の一部で表わされ、その中心は地表面から上方に  $V_0/k$  の距離にあって、その円の半径は

$$\frac{V_0}{k} \left\{ 1 + \frac{kD}{2V_0} \right\}^{1/2} \quad (2.10)$$

で表わされる。ただし、 $D$  は震央距離である。

また、鷲坂 (1931) は、北伊豆地震を使って、地殻浅層内の地震波の軌道を求めたが、それによると、 $D \leq 35$  km では

$$V = V_0 + k\sqrt{D} \quad (2.11)$$

であるとし、地震波の軌道は、 $d_1 \leq \frac{D}{2}$  において

$$d_1 = \frac{2}{k^2} \left[ \frac{1}{2} \left( \frac{dD}{dT} \right)^2 (e_0 - e) + \left( V_0 - \frac{V_0 + k\sqrt{D}}{2} \right) \sqrt{\left( \frac{dD}{dT} \right)^2 - \left( V_0 + k\sqrt{D} \right)^2} - \frac{V_0^2}{2} \tan e_0 \right] \quad (2.12)$$

$d_1$ : 地震波の path が  $D_1$  の深さにあたる所の地表から観測点までの距離。

$e$ : 射出角,  $\frac{\cos e_0}{\cos e_1} = \frac{V_0}{V_1}$ ,  $k = 0.70$

で表わされるとしている。

したがって、深さごとの地震波速度がわかれば、(2.5) ~ (2.8) 式は、さらにくわしく解析されることになる。しかし、(2.10)、(2.12) 式で表わされる path の形および第4章の Fig. 17 に出てくる path の形は、いずれも近以するとされている。

さて、magma reservoir があると、そこを通る地震波には交換波を生じるので、地震波の走時差ができ、期待される時刻に  $S$  波を欠くことになる。

しかし、reservoir がない場合でも、地震記象に  $S$  波が表われにくいことがしばしばあるので、これについて若干述べておくことにする。その原因としては、震源の起震力、震源に対して観測点が悪ましくない位置にある場合、地震計の周波数特性による影響などが考えられる。

人工爆破や火山爆發の際の地震の  $S$  波は一般に微弱で、見当たらない場合がある。これは明らかに、一般地震とは起震力が異なっているためである。

また、震源の起震力分布に表われる  $P$  波の nodal line の近くでは、 $S$  波群はよく発達するが、それから遠のくと  $S$  波は小さくなる傾向を示す。この場合、小さな震動であれば、 $S$  波はわかりにくいことがある。

なお、ある特定の地域を通過する地震波が、他の地域とくらべて遅い (または早い) ことがあり、そのため、期待される  $S$  波の発現時刻より前後して  $S$  波が観測されることがある。これは、地震波の速度を異にするよう

な不均質な地下構造の影響によるものと考えられる。

また、一般に、短周期の地震計で観測するやや遠方の地震は、地震計の周波数特性の影響を受けて、 $S$  波が区別しにくいことをわれわれはよく経験している。

以上のことを考慮しながら、第3章以下では、実際に観測された地震記象について検討してみることにする。

## 2.2 振幅の変換

magma reservoir を液体とし、その中を通過する地震波の振幅の変化を求める。

- 1)  $P$  波,  $S$  波, reservoir 内の  $P$  波の速度をそれぞれ  $V_P, V_S, V_R$ .
- 2)  $P$  波,  $S$  波の入射角をそれぞれ  $i, j$ .
- 3) reservoir の外と内の密度をそれぞれ  $\rho, \rho_R$ .

とし、2.1項の表現にならって、それらの文字の右下には、地震波が reservoir に入射する前のもには1の記号を、reservoir の内側のものには  $R$  の記号を、また、reservoir を通過した後のものには2の記号を付けて区別することにする。

また、 $P$  波の振幅を  $A$ ,  $S$  波の振幅を  $B$  とし、入射波、反射波および屈折波を表わすのに、それぞれ  $e, r, f$  の記号を付けることとする。

reservoir の表面を平面とみなし、これに平面波が入射するとすれば、入射角の間には

$$\frac{\sin i_1}{V_{P1}} = \frac{\sin j_1}{V_{S1}} = \frac{\sin i_R}{V_R} = \frac{\sin i_2}{V_{P2}} = \frac{\sin j_2}{V_{S2}} \quad (2.13)$$

の関係がある。

$P$  波が reservoir の外側から入射し、反射  $P$  波、反射  $S$  波および屈折  $P$  波を生ずる場合の振幅の関係は

$$\begin{cases} A_e \cos i_1 - A_r \cos i_1 + B_r \sin j_1 - A_f \cos i_R = 0 & (2.14) \\ -A_e \sin 2i_1 + A_r \sin 2i_1 + B_r \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos 2j_1 = 0 & (2.15) \\ -A_e \cos 2j_1 - A_r \cos j_1 + B_r \frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2j_1 + A_f \frac{\rho_R}{\rho_1} \frac{V_{PR}}{V_{P1}} = 0 & (2.16) \end{cases}$$

から求められる。

また、 $S$  波 ( $SV$  波) が reservoir の外側から入射し、反射  $P$  波、反射  $S$  波および屈折  $P$  波を生ずる場合の振幅の関係は

$$\begin{cases} -B_e \cos j_1 + B_r \cos j_1 + A_r \sin i_1 - A_f \sin i_R = 0 & (2.17) \\ B_e \sin j_1 + B_r \sin j_1 - A_r \cos i_1 - A_f \cos i_R = 0 & (2.18) \end{cases}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} B_e \cos 2j_1 + B_r \cos 2j_1 + A_r \frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2i_1 = 0 \\ \end{array} \right. \quad (2.19)$$

から求められる。

また, reservoir 中は  $P$  波だけが通るので, 地震波が外に出るときには反射  $P$  波, 屈折  $P$  波および屈折  $S$  波を生じ, 振幅の関係は

$$\left\{ \begin{array}{l} A_e \cos i_R - A_r \cos i_R \\ \quad - A_f \cos i_2 - B_f \sin j_2 = 0 \end{array} \right. \quad (2.20)$$

$$A_f V_{S2} \sin 2i_2 - B_f V_{P2} \cos 2j_2 = 0 \quad (2.21)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} -A_e - A_r + A_f \frac{\rho_2}{\rho_R} \frac{V_{P2}}{V_{PR}} \cos 2j_2 \\ \quad + B_f \frac{\rho_2}{\rho_R} \frac{V_{S2}}{V_{PR}} \sin 2j_2 = 0 \end{array} \right. \quad (2.22)$$

から求められる。

ここで,  $V_P, V_S$  の値として, 伊豆大島で行なわれた

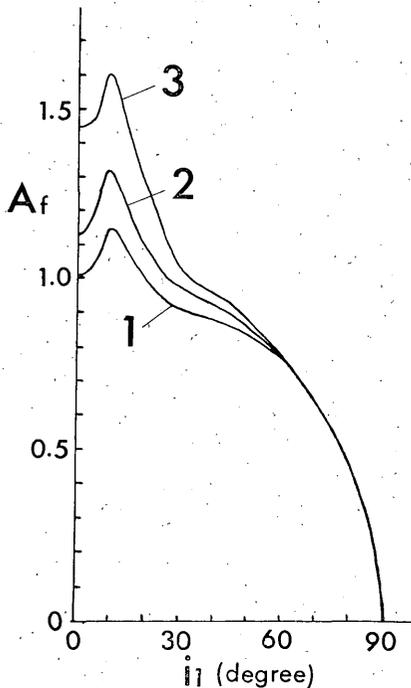


Fig. 2. Amplitude change of seismic wave, which passed from the ground to the magma reservoir, in the case of  $A_e=1$  ( $A_e$ : Amplitude of incident  $P$  wave).

$A_f$ : Amplitude of refracted  $P$  wave

$i_1$ : Incident angle of  $P$  wave

1:  $\rho_R/\rho_1=0.1$ , 2:  $\rho_R/\rho_1=0.5$ , 3:  $\rho_R/\rho_1=1.0$

$\rho_R$ : Density of magma,  $\rho_1$ : Density of ground

人工爆破を大島, 伊豆半島, 関東地方西部で観測して得られた値 (飯塚・市川・伊藤・長谷川・細野: 1969, 田中・清野・田沢・赤羽: 1969) を用いることにし

$$VP_1 = VP_2 = 5.7 \text{ km/sec,}$$

$$VS_1 = VS_2 = 5.7 \sqrt{3} = 3.3 \text{ km/sec}$$

とする。また,  $V_R$  は (2.8) 式から得られるのであるが, 同式中の  $\Delta t$  を十分な精度で観測できなかったので, ここでは, Gorshkov (1958) が地殻底部の magma reservoir の縦波の速度として得た  $1.6 \sim 1.8 \text{ km/sec}$  の上限値を用いることにする。

一方, magma 内部の密度に関しては, これまでにほとんどわかっていない。そこで, ここでは reservoir 内部と外部との密度比を用い,  $\rho_R/\rho_1 = \rho_R/\rho_2 = 0.1, 0.5, 1.0$  の3種類について計算した。

上記の地震波速度, 密度比を (2.13)~(2.22) 式に代入し, 入射波  $A_e, B_e$  を 1 とし, 屈折波  $A_f, B_f$  の大きさを示したのが Figs. 2~5 である。  $P$  波が reservoir へ入射する場合, 入射角が小さいと, 屈折  $P$  波の振幅は大きくなること, また, 特定の入射角をもった  $P$  波動は, 大きな振幅の  $P$  波となって reservoir から出てくるが,  $S$  波は小さいことなどが注目される。これらの状態は, 地球内核の表面で屈折する地震波 (たとえば, 本多・杵島・窪田: 1934) とくらべ, 相当違っていているようである。

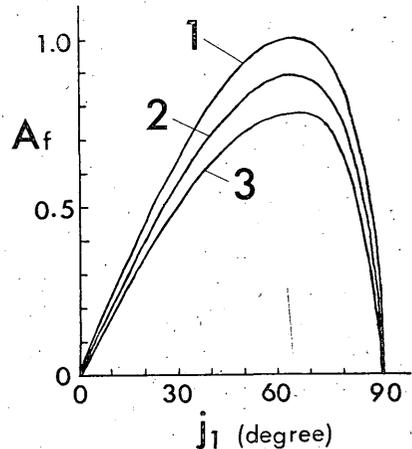


Fig. 3. Amplitude change of seismic wave, which passed from the ground to the magma reservoir, in the case of  $B_e=1$  ( $B_e$ : Amplitude of incident  $S$  wave).

$j_1$ : Incident angle of  $S$  wave

Other notations are the same ones shown in Fig. 2.

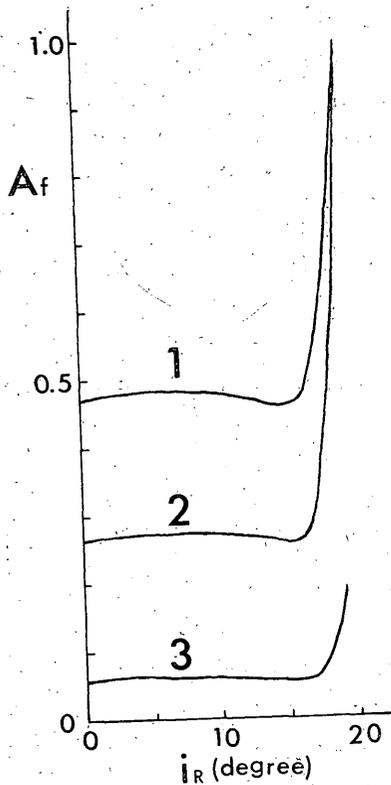


Fig. 4. Amplitude change of seismic wave, which passed from the magma reservoir to the ground, in the case of  $A_e=1$ .  
 $i_R$ : Incident angle of P wave  
 Other notations are the same ones shown in Fig. 2.

### 3. 奇形をした地震記象例とその解釈

#### 3.1 箱根の観測例

Figs. 6, 7 は、いずれも、神津島付近および三宅島付近で起こった浅い地震を、箱根町強羅で観測した記象である。図中の A, B, C, D, E は神津島付近の地震、F, G は三宅島付近の地震で、各地震の震央は Fig. 8 にプロットしてある。震源の深さはいずれも浅く、5~10kmの間にある。

これらの地震記象のうち、A~E群のもの、F, G群のものは、一見してわかるように、記象型が大変異なっている。前者はP波群がよく発達しているため、S相がわかりにくい(以下、便宜上、この型を神津島型地震と呼ぶ)。後者は、P~S間の振動が小さいため、S相の始まりが明瞭に認められる(以下、便宜上、この型を三

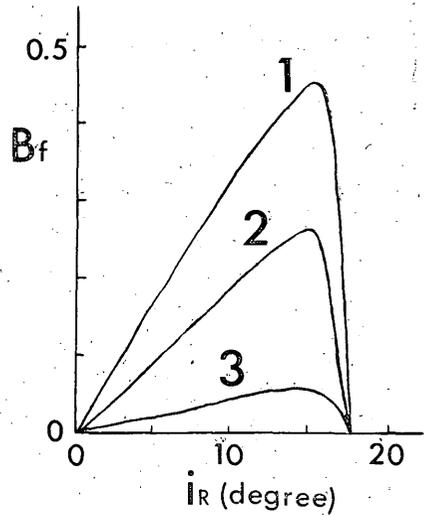


Fig. 5. Amplitude change of seismic wave, which passed from the magma reservoir to the ground, in the case of  $A_e=1$ .  
 $B_f$ : Amplitude of refracted S wave  
 Other notations are the same ones shown in Figs. 2 and 4.

宅島型地震と呼ぶ)。両地震群間の発生域の距離は 20~30km 離れているだけであるが、このように異なった記象型を与える。

なお、Figs. 6, 7 の記象は、いずれも、石本式変位地震計(周期1秒、倍率150、制振度8、摩擦値0.2mm、南北動成分、観測点:箱根町強羅、北緯  $35^{\circ}14'50''$ 、東経  $139^{\circ}27'10''$ )による記録である。

このように、震源がわずか違っているだけで、全く異なった型の地震を記録する原因として、地震の起震力の相違や、地震波の path の問題が考えられる。

まず、起震力について考慮するため、神津島型地震を代表して、Fig. 6 の A, B の地震について、P波初動の押し引き分布を示すと Figs. 9a, 9b のように、象限型の nodal line が書ける。

また、三宅島型地震のそれとして、Fig. 7 の F, G より大きな地震で、それらと同じころ、同じような場所で起こった Figs. 10a, 10b の地震で代用するならば、これも象限型の nodal line が書ける。

そこで、神津島型地震と三宅島型地震の初動分布を比較すると、前者では第1象限(関東地方)は引き波、第4象限(中部地方)は押し波であるのに、後者では、ほぼ、その反対になっている。

観測を行なった箱根の位置。(Figs. 9, 10 のH印)と

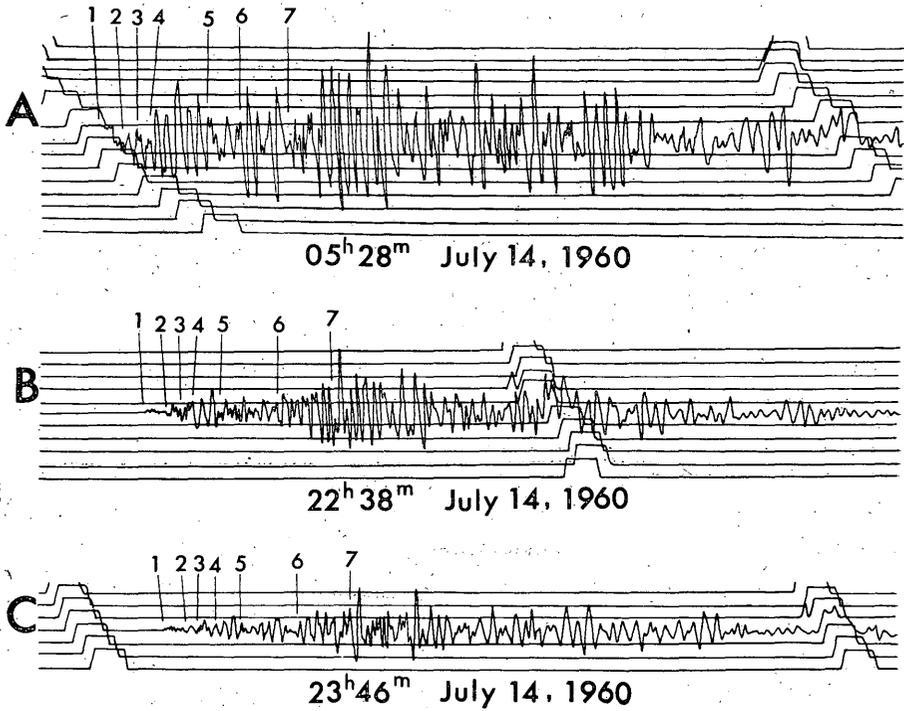


Fig. 6. Records of seismograms obtained at Gōra of Hakone Volcano.  
A, B, C: Kōzujima type earthquake

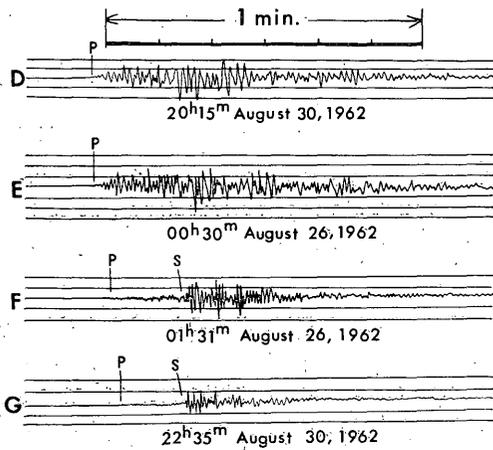


Fig. 7. Records of seismograms obtained at Gōra of Hakone Volcano.  
D, E: Kōzujima type earthquake. F, G: Miyakejima type earthquake

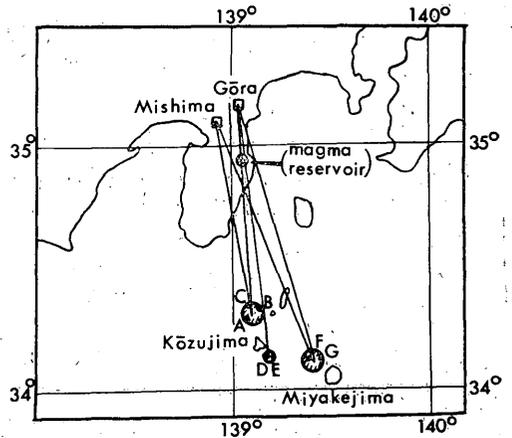


Fig. 8. Location of epicenters, observation points and a magma reservoir.  
A, B, C, D, E, F, G: Epicenters of earthquakes shown in Figs. 6 and 7

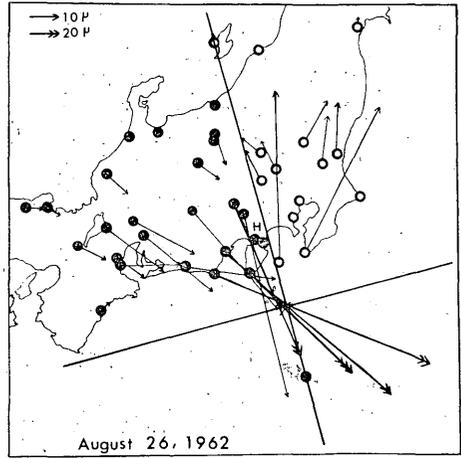
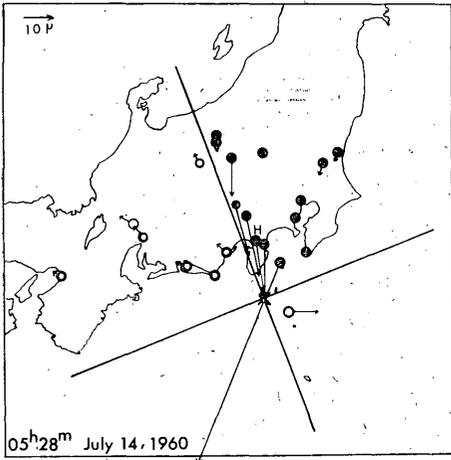


Fig. 9a. Distribution of compression (full circles) and dilatation (open circles) of P wave of Kōzujima type earthquake. H: Hakone

Fig. 10a. Distribution of compression (full circles) and dilatation (open circles) of P wave of Miyakejima type earthquake. H: Hakone

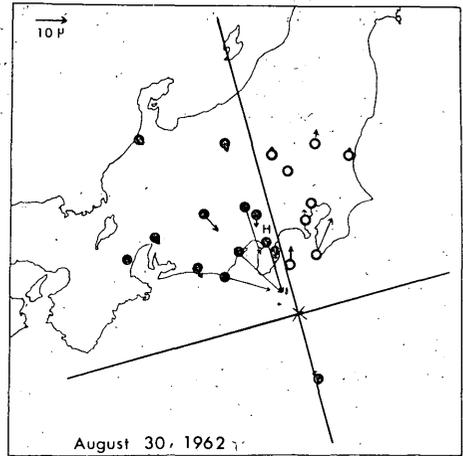
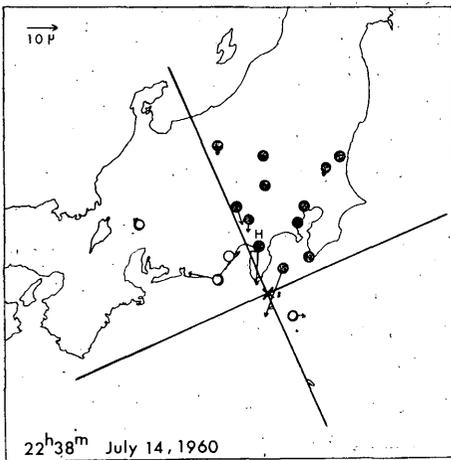


Fig. 9b. Distribution of compression and dilatation of P wave of Kōzujima type earthquake. H: Hakone

Fig. 10b. Distribution of compression and dilatation of P wave of Miyakejima type earthquake. H: Hakone

nodal line との距離は、両地震群で余り差がなく、かつ、箱根は両地震群とも、引き波の領域に位置しているので、起震力は箱根に対して同じ傾向で作用し、地震記象も同じような型に現われてよいはずだと思われるのである。しかし、実際には、Figs. 6, 7 で見られるような異なった形で記録された。このようなことから、神津島型地震が示す奇形をした地震記象型の原因は、震源における起震力に原因しているのではなく、むしろ、地震波の

path に沿った地下構造によるものと考えた方がよい。

ここで、神津島型地震の震央と観測点とを結ぶ直線上には、久野 (1954a) によって指摘され、第1章でも述べた大室山火山群の地下の magma reservoir があることを付け加えておこう。その地質断面は Fig. 11, 位置は Fig. 8 に示してある。

神津島型地震の P 波部の振動が、三宅島型地震のそれとくらべて、よく発達しており、かつ、S 波部が小さい

理由については、第2.2章で述べたことで説明付くかもしれない。

なお、三島と神津島型および三宅島型地震の震央とを結ぶ直線は、上記の reservoir を少しはずれるのであるが (Fig. 8), 三島の地震記象の形は、箱根で観測したもののような奇形はなんら認められず、かつ、特別な位相も見あたらない (Figs. 12, 13). 震央距離は、三島、箱根とも、ほぼ同じくらいである。

### 3.2 大島の観測例

第3.1章で述べた奇形をした地震記象型と類似したものが、大島測候所の56型高倍率地震計 (周期1秒, 倍率300, 制振度8) に記録されたことがある。ところが、そ

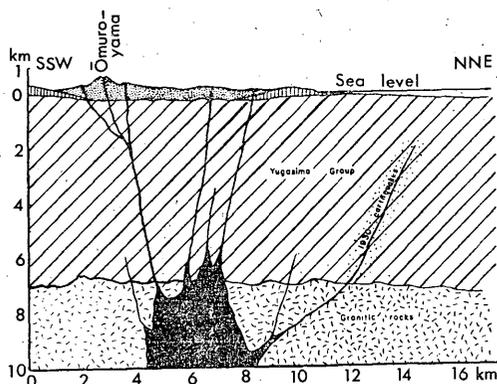


Fig. 11. Schematic profile section of Ōmuroyama Volcano Group. (after Kuno 1954a)

の奇形をした地震は、神津島の南近海の、深さ10km前後のものに限られているようである。いくつかの記象例を Fig. 14 に示す。この記象は、P波の部分の振動がよ

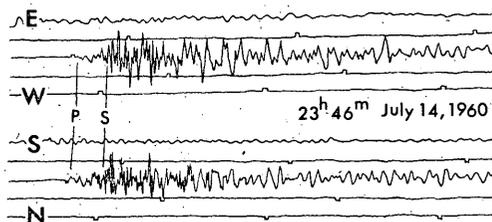


Fig. 12. Records of seismograms for the same earthquakes as Fig. 6 (Kōzujima type earthquake), obtained at Mishima Weather Station.

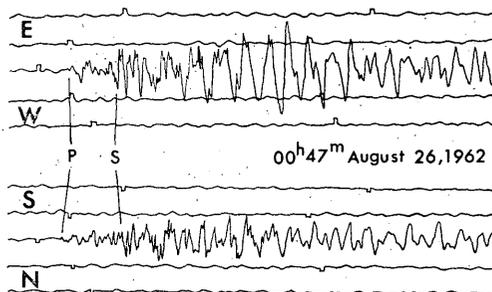


Fig. 13. Records of seismograms for the same earthquakes as Fig. 14 (Miyakejima type earthquake), obtained at Mishima Weather Station.

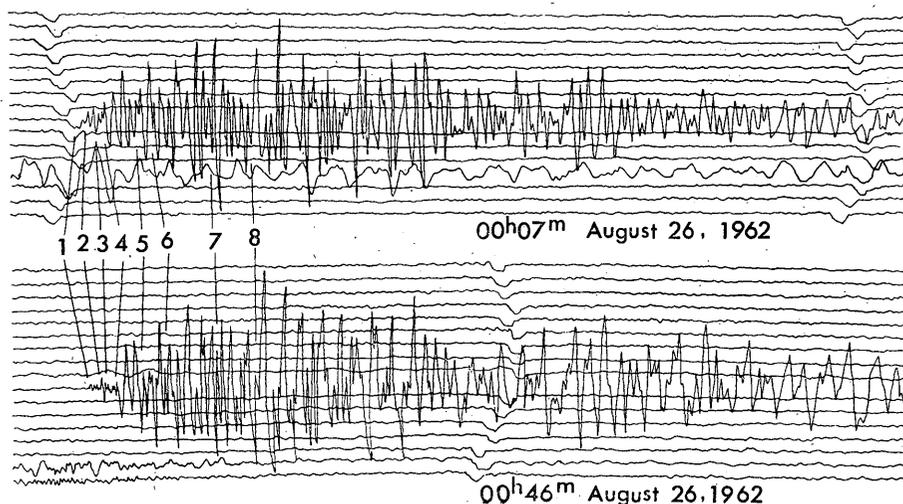


Fig. 14. Records of seismograms obtained at Oshima Weather Station. Epicenter: Off south coast of Kōzujima

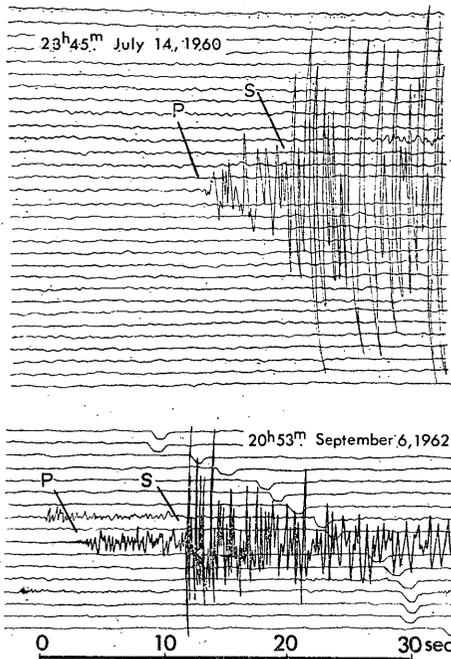


Fig. 15. Records of seismograms obtained at Oshima Weather Station.

Epicenter { 1st figure: Off northcoast of Kōzujima  
2nd figure: Near Miyakejima

く発達していて、 $S$ 相がわかりにくく、かつ、 $P$ 波群の中に、いくつかの位相が認められる。これらの地震に近接して起こった三宅島近海の地震や神津島北方近海の地震では、上述のような奇型や特異な位相は認めがたい。その例を Fig. 15 に示す。また、Figs. 14, 15 の地震の震央と、大島測候所との関係位置を Fig. 16 に示す。

この奇形をした地震記録も、magma reservoir による交換波が原因していると考え、reservoir を地震波の path にあたる新島火山の地下に置くと説明が付く(これについては第5章で述べる)。

#### 4. 神津島型地震の箱根における験測結果と magma reservoir について

ここでは、地震記録から読み取りうる位相を解析して、magma reservoir の位置や大きさを求めることにする。

箱根で観測した神津島型地震の記録 (Fig. 6) を、1分の長さが120cmになるように光学的に拡大して験測を行なった。結果は Table 2 のとおりである。

各記録に共通している位相を検出するならば、およそ

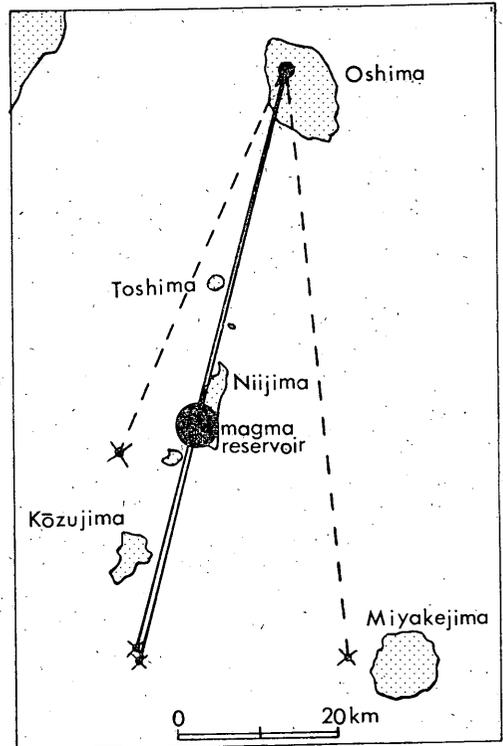


Fig. 16. Location of epicenters, a magma reservoir and Oshima Weather Station.

次の7個のものがある。それを Fig. 6 では、1~7の数字を入れて示し、また、Table 2 では  $T_1 \sim T_7$  の記号で示した。各相の波形には次のような特徴が認められる。

第1の相 ( $T_1$ ): 短周期 (0.24秒) の振動で、振幅は小さい。最初に到達した  $P$  波である。

第2の相 ( $T_2$ ): 周期がやや大きくなり (0.67秒)、振幅もやや大きくなる。

第3の相 ( $T_3$ ): 第2の相の波動の中に短周期 (0.24秒) の振動が混入している。

第4の相 ( $T_4$ ): 周期0.7秒ぐらいの振動で、振幅が大きくなる。

第5の相 ( $T_5$ ): この部分から周期0.3秒ぐらいの振動が混入する。

第6の相 ( $T_6$ ): ここから振幅が大きくなる。周期は0.8秒ぐらい。

第7の相 ( $T_7$ ): 振幅が大きく、周期も大きい (0.9秒またはそれ以上)。この振動は長く続く。

ごく近い所で起こる地震の  $P \sim S$  間に現われる位相は、全く at random であることを、浅田・鈴木 (1952)

Table 2. Seismometrical data of Kōzujima type earthquakes on July 14, 1960, obtained at Gōra of Hakone Volcano.

Seismograms of these earthquakes are shown in Fig. 6.

Earthquake number		No. 1	No. 2	No. 3
Time		05h28m	22h38m	23h45m
Epicenter		34°13' N, 139°07' E	34°25' N, 139°10' E	34°26' N, 139°08' E
Depth		8km	7km	7km
Magnitude		5.2	4.6	4.0
Epicentral distance		96km	92km	90km
Phase	$T_1$ (PRPP)	0.00	0.00	0.00
	$T_2$ (PRPS)	1.84	1.83	1.82
	$T_3$ (PRSP)	2.68	2.38	2.58
	$T_4$ (PRSS)	4.43	4.20	4.40
	$T_5$ (SRPP)	—	6.00	6.22
	$T_6$ (SRSS)	11.40	10.50	10.46
	$T_9$ ( ? )	17.03	—	—
	$T_2 - T_1$	1.84	1.83	1.82
	$T_4 - T_3$	1.75	1.82	1.82
Mean	1.8	1.8	1.8	
$T_3 - T_1$	2.68	2.38	2.58	
$T_4 - T_2$	2.59	2.37	2.58	
Mean	2.6	2.4	2.6	
$T_5 - T_1$	—	6.00	6.22	
$T_6 - T_4$	6.97	6.30	6.06	
Mean	7.0	6.2	6.1	

が福井地震の余震を例にして指摘している。しかし、上記のように、 $S-P$ 時間が10秒程度もある地震で、各記象に共通して、同じような特徴を持ったいくつかの位相が見あたることは、それらに、同じ原因があると考えなければならない。

また、一般に、震央距離が100~800kmもある地震では、 $P$ から4~8秒の間に現われる位相は、大体  $PP$  または  $pP$  として説明できる。このように速い地震では、周期が延びていることも重なって、初動から3秒近くまでに現われる位相ははっきりしない。

神津島型地震の箱根における観測では、震央距離が90~100kmもあり、 $P\sim S$ 間に、周期や振幅の違った位相が、いくつも検測されるので、それらを説明するために、一つの解釈として、第2章で述べた方法を用いて、地震波の path 沿いにある異常域を探ることとする。

一般に、 $P$ 波相は  $S$ 波相より周期が短いことを考慮

すると、Table 2 の検測結果で、 $T_1, T_3, T_5$  は  $P$ 波型、 $T_2, T_4, T_6$  は  $S$ 波型の振動である。

また、 $T_2 - T_1 \approx T_4 - T_3 \approx 1.8$ 秒であることから、これらの走時差は、観測点付近の地下構造によって誘発される局所的な波動で、地下層の境界面から生ずる屈折波が原因しているものと思われる。このような屈折波は、ときどき、各所で観測されるが(特に短周期の地震計には、よく記録されるようである)、たとえば、飯田・青木(1959)は同種の屈折波から、名古屋付近の表層の厚さを求めている。

そこで、第2章の論説に準じ、Fig. 17 の地震波の path の model を参照しながら、(2.1)~(2.4)式を書きかえると

$$T_1 = T_{PRPP} = \frac{XY}{V_{P1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO'}{V_{P2}} + \frac{O'O}{V_{P0}}, \quad (4.1)$$

$$T_2 = T_{PRPS} = \frac{XY}{V_{P1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO'}{V_{P2}} + \frac{O'O}{V_{S0}} \quad (4.2)$$

$$T_3 = T_{PRSP} = \frac{XY}{V_{P1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO'}{V_{S2}} + \frac{O'O}{V_{P0}} \quad (4.3)$$

$$T_4 = T_{PRSS} = \frac{XY}{V_{P1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO'}{V_{S2}} + \frac{O'O}{V_{S0}} \quad (4.4)$$

$$T_5 = T_{SRPP} = \frac{XY}{V_{S1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO'}{V_{P2}} + \frac{O'O}{V_{P0}} \quad (4.5)$$

$$T_6 = T_{SRPS} = \frac{XY}{V_{S1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO'}{V_{P2}} + \frac{O'O}{V_{S0}} \quad (4.6)$$

$$T_7 = T_{SRSP} = \frac{XY}{V_{S1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO'}{V_{S2}} + \frac{O'O}{V_{P0}} \quad (4.7)$$

$$T_8 = T_{SRSS} = \frac{XY}{V_{S1}} + \frac{YZ}{V_R} + \frac{ZO'}{V_{S2}} + \frac{O'O}{V_{S0}} \quad (4.8)$$

となる。ただし、 $O'$  は観測点付近の地下の上層と下層の境界点、 $V_{P0}$ 、 $V_{S0}$  は、それぞれ、上層の  $P$  波、 $S$  波の速度である。

Fig. 6 の地震記象からは、 $T_6$ 、 $T_7$  にあたる波動は検出できなかったが、各波動の振動形からみて、この場合の地震波は、 $T_1$ 、 $T_2$ 、……、 $T_8$  で示した走時の順に到着しており、magma reservoir は震源と観測点との中点よりも観測点寄りにあることがわかる。

ここで、地震波の速度として、箱根、伊豆地方の近くで行なわれた人工爆破の資料（大島の人工爆破、飯塚・市川・伊藤・長谷川・細野：1969、田中・清野・田沢・赤羽：1969）を用い

$$\left. \begin{aligned} V_{P2} &= 5.7 \text{ km/sec}, V_{S2} = 5.7 \sqrt{3} \\ &= 3.3 \text{ km/sec}, \\ V_{P0} &= 4.6 \text{ km/sec}, V_{S0} = 4.6 \sqrt{3} \\ &= 2.7 \text{ km/sec}, \\ \sin i &= 4.6/5.7 \end{aligned} \right\} (4.9)$$

とすると、上層の厚さ  $h$  は

$$h = \frac{V_{P0} V_{S0}}{V_{P0} - V_{S0}} (T_2 - T_1) \cos i = 7 \text{ (km)} \quad (4.10)$$

である。この厚さの地層が震源地域まで続いているものとして以下の計算を行なう。

Table 2 の地震の深さは、いずれも、上記  $h$  とほぼ同じだから、これらの地震の走時曲線（一例は Fig. 18）で

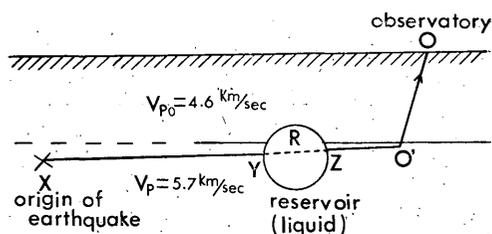


Fig. 17. A model of path of seismic ray, between the origin of earthquake and the observatory.

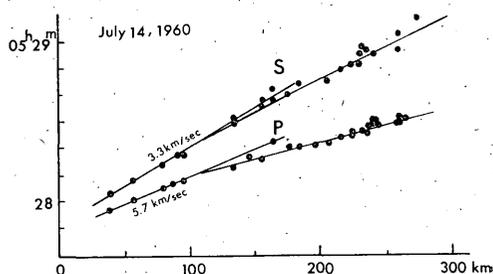


Fig. 18. Time-distance curve of Kōzujima type earthquake.

明らかなように、箱根（震央距離90~100km）で観測された地震波は、その path の大部分を第2層を通ることに費やしたものと考えられる。

そこで、(4.1)~(4.10) 式で用いる  $P$  波、 $S$  波の速度としては

$$\left. \begin{aligned} V_{P1} &= V_{P2} = 5.7 \text{ km/sec} \\ &\text{(以下 } V_P \text{ で表わす)}, \\ V_{S1} &= V_{S2} = 3.3 \text{ km/sec} \\ &\text{(以下 } V_S \text{ で表わす)} \end{aligned} \right\} (4.11)$$

として大差ないことになる。

Table 2 の観測値から

$$T_3 - T_1 = T_4 - T_2 = ZO' \left( \frac{V_P - V_S}{V_P V_S} \right) \cong 2.6 \text{ (sec)}$$

これに  $V_P$ 、 $V_S$  を代入して  $ZO' = 22 \text{ (km)}$

したがって

$$ZO = ZO' + OO' = ZO' + h \tan i = 32 \text{ (km)}$$

また、

$$T_5 - T_1 = T_8 - T_4 = XY \frac{V_P - V_S}{V_P V_S}$$

この式の  $T_1$ 、 $T_4$ 、 $T_5$ 、 $T_8$  に Table 2 の観測値を代入すると

$$\text{No. 1 の地震では } XY = 59 \text{ (km)}$$

No. 2 の地震では  $XY=52(\text{km})$

No. 3 //  $XY=51(\text{km})$

となる。

各地震の震央距離および  $ZO$  の値とから、地震波が通った部分の magma reservoir の長さ  $YZ$  は、Table 2 の

No. 1 の地震では  $YZ=5(\text{km})$

No. 2 //  $YZ=8(\text{km})$

No. 3 //  $YZ=7(\text{km})$

となる。

$YZ$  の値には震央距離の誤差が含まれるので、厳密なことはいえないが（震央位置に 10km の誤差があるとして、 $XY$ 、 $YZ$  の長さには、それぞれ約 1 割の誤差が見積もられる）、大体の目安として、この magma reservoir の大きさは、直径数 km のオーダーのものであると思われる。その深さは地表下 7km よりやや深く、位置は、箱根の南方 32km（伊東市の南にあたる）にあり、久野（1954a）が求めた大室山火山群の地下の magma reservoir の位置と一致する。

また、観測された地震波の速度および周期から、その波長は 0.5~2km と見積もられるので、直径数 km の magma reservoir は波長よりもかなり大きく、それは、地震波に交換波を生じてよい大きさである。

### 5. 神津島付近の地震の大島における観測結果と magma reservoir について

同じ地域（神津島南沖）で起こった Fig. 14 の 2 つの奇形をした地震の観測結果を Table 3 に示す。位相を表わすのに、Fig. 14 では 1, 2, …… 8 の数字を、また、Table 3 では  $T_1, T_2, \dots, T_8$  の文字を使った。

Table 3 の位相は、Table 2 のものにくらべて、かなり複雑だが、その理由は、前章と同様に、地震波の path 途上に 1 つの magma reservoir があるとし、大島付近の地下構造を 2 層と考え、各地層で屈折波を生ずるとすれば説明がつく。そして、Table 3 には、各位相に最も適当だと思われる走時名を付けた。

表層の  $P$  波、 $S$  波の速度をそれぞれ 2.2km/sec, 1.3 km/sec,

中間層の  $P$  波、 $S$  波の速度をそれぞれ 4.6km/sec, 2.7km/sec

下層の  $P$  波、 $S$  波の速度をそれぞれ、5.7km/sec, 3.3km/sec

（いずれも、田中・清野・田沢・赤羽：1969）

とする。

以下、Table 3 の 2 つの地震の各走時、震央距離の平

Table 3. Seismometrical data of two earthquakes, occurred off south coast of Kōzushima on August 26, 1962, obtained at Oshima Weather Station. Seismograms of these earthquakes are shown in Fig. 14.

Earthquake number		No. 1	No. 2
Time		00h07m	00h46m
Epicenter		34°07' N 139°09' E	34°08' N, 139°10' E
Depth		about 10km	about 10km
Epicentral distance		80km	77km
Phase	$T_1$ (PRPPP)	0.00	0.00
	$T_2$ (PRPPS)	0.61	0.67
	$T_3$ (PRPSP)	1.33	1.17
	$T_4$ (PRPSS)	2.02	1.91
	$T_5$ (SRPPP)	4.12	3.93
	$T_6$ (SRPSS)	5.96	5.84
	$T_7$ (SRSSS)	9.66	9.56
	$T_8$ ( ? )	12.81	12.47

均值について計算を行なう。

$$T_2 - T_1 = T_4 - T_3 \approx 0.7(\text{sec})$$

から、表層の厚さは 1.7km と求められ、地震波の入射角から、地震波が表層を通った水平距離は 0.6km となる。

次に、

$$T_3 - T_1 = T_4 - T_2 \approx 1.2(\text{sec})$$

から、中間層の厚さは約 5km と求められ、地震波の入射角から、地震波が中間層を通った水平距離は約 4km となる。

また、

$$T_5 - T_1 = T_6 - T_4 \approx 3.9(\text{sec})$$

により、震源から reservoir までの距離は約 30km と求められる。

$$T_7 - T_6 = 4.7(\text{sec})$$

からは、reservoir から中間層入射点までの距離が約 37 km と求められる。

この地震の震央距離は 78km であるので、この距離から、上記各走時差に対する水平距離を差し引くと、地震波が通った reservoir の長さは 6km と求められる。ただし、震央位置に 10km の誤差があるとして、この reservoir の長さには約 2 割の誤差が含まれている。

この magma reservoir の位置は Fig. 16 に示してあ

る。その深さは数 km よりやや深いと考えられ、reservoir の上には向山火山がある。

#### 6. magma reservoir 付近の地震について

第4, 5章で求めた2つの magma reservoir とその周辺で起こった地震の震央位置を地図上にプロットした (Figs. 19, 20)。ただし、reservoir の形はわからないので、便宜上円形とし、その直径を地震波が通過した長さで表わした。

大室山は有史時代に噴火の記録はないが、同火山群の近くでは、1870年および1930年に群発地震が起こった所である。1930年の地震は伊東の群発地震および北伊豆烈震と呼ばれている地震群で、かなりの被害を伴った。そ

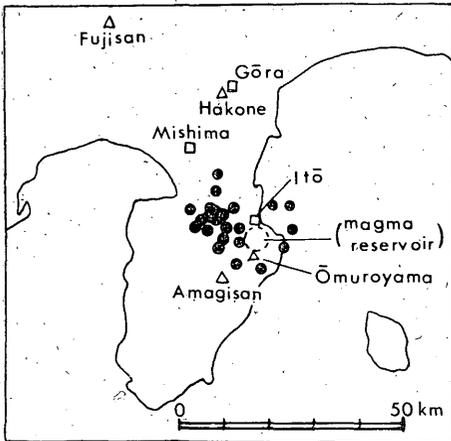


Fig. 19. Distribution of epicenters and location of magma reservoir. (North Izu District).

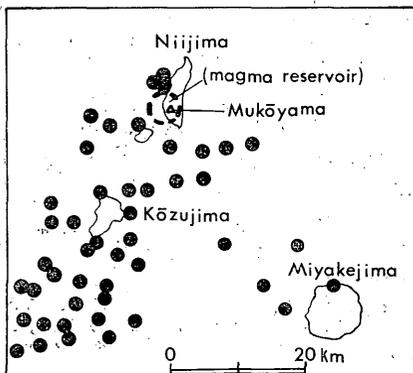


Fig. 20. Distribution of epicenters and location of magma reservoir. (Niijima-Kōzujima-Miyakejima District).

これらの震源の深さは0~30kmであった。

また、新島は886年に噴火の記録があり、その噴火は向山火山で起こったといわれている (Kuno: 1962)。同火山の近くでは、しばしば地震が群発する所で、近年では1936年12月、1956年12月、1957年11月、1962年5~7月、1962年8~1963年2月、1965年7~11月、1966年8月、1967年4, 6月、1968年2月にその記録がある。これらの群発地震では、若干の被害が発生したこともあった。震源の深さは0~10km程度の浅いものである。

magma reservoir と震央分布との平面的広がりをくらべると、両者は隣接した位置にあり、かつ、reservoir は地震発生域の端に位置している。

reservoir の大きさは、地震発生域とくらべて非常に小さい。大室山周辺の地震発生域は約1200km<sup>2</sup>であるのに対して、magma reservoir は、わずかに約30km<sup>2</sup>程度と思われる。また、新島周辺の地震発生域は約2000km<sup>2</sup>あり、reservoir の面積は約30km<sup>2</sup>程度と思われる。いずれにしても、magma reservoir は小さなものであって、震源と reservoir と観測点との関係位置が、直線上に並ぶ確率はきわめて少なく、それが、reservoir がめったに観測できない理由である。

#### 7. 結論

この研究は、地震波を使って、magma reservoir を探知する一つの試みとして行なったものである。magma reservoir を通る地震波には交換波が現われることが期待され、神津島付近で起こった地震を箱根および大島で観測した地震記録に、それと思われる波動が認められた。

その記象を解析した結果、伊豆半島の大室山火山群および伊豆諸島の新島火山の地下に、それぞれ直径数kmの magma reservoir を置くと都合よく説明できた。

magma reservoir の周辺では地震が多数発生するが、reservoir は震央域の端にある。

箱根の地震観測には、地元、明星中学校の天野宏先生 (現、小田原城内高等学校) の協力を得た。また、当時気象庁地震課長であった広野卓蔵博士 (現、気象研究所地震研究部長) のご指導を得た。編集にあたって、地震課の波辺偉夫博士のお世話になった。ここに謝意を表します。

#### 参考文献

浅田 敏・鈴木次郎(1952): 極く近い地震の P-S 間に現われる色々の位相について、地震2集, 5, 64.

- Gorshkov, G. S. (1958): On Some Theoretical Problems of Volcanology, Bull. Volcanologique, ser. II, **19**, 103~113.
- 本多弘吉・杵島磨・窪田健次(1934): 地球内核の表面に於ける地震波の反射及屈折, 験震時報, **8**, 115~118.
- 飯田汲事・青木治三(1959): 名古屋地方の地震初期微動部に現われる顕著な位相と地下構造, 地震 2 集, **12**, 75~81.
- 井上 登・藤井陽一郎・木沢綏(1968): 大島における重力変化の研究 (1), 測地学会誌, **13**, 146~150.
- 飯塚 進・市川金徳・伊藤公介・長谷川功・細野武男(1969): 爆破地震による地震波速度の変化の観測 (第 2 報) (第 1 回実験結果, 主として走時について), 地質調査所月報, **20**, 313~327.
- 早川正己(1966): 物理探査. 地下の科学シリーズ, ラテイス刊, 74~76.
- Kuno, H. (1954a): Geology and Petrology of Ōmuro-yama Volcano Group, North Izu, Jour. Faculty Sci. Univ. of Tokyo, Section II, **9**, 241~265.
- (1962): Catalogue of the Active Volcanoes of the World, Part XI, 223.
- 久野 久(1954b): 火山及び火山岩, 岩波全書, 69.
- Kubotera, A. (1963): Volcanic Micro Tremor of the Second Kind—Nature of its Wave Generation and Source Condition, Geophys. Pap. Dedicated to Professor Kenzo Sassa, 199~209.
- 久保寺章(1962): 阿蘇火山の第 2 種火山性微動について, 火山, 2 集, **7**, 111.
- (1964): 阿蘇火山の微動について (I). 第 2 種火山性微動の波動特性とその震動源の解明, 火山, 2 集, **9**, 87~98.
- Leet, L. D. (1950): Earth Waves, Cambridge, Harvard Univ. Press, 58~65.
- Mogi, K. (1958): Relation Between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces Around Them, Bull. Earthq. Res. Inst., **36**, 99~134.
- 茂木清夫(1957): 桜島の噴火と周辺の地殻変動との関係, 火山, 2 集, **1**, 9~18.
- 中牟田修・下鶴大輔(1960): マグマ溜りと地震波線, 火山, 2 集, **5**, 133~134.
- Rittmann, A. (1936): Vulkane und ihre Tätigkeit, Stuttgart, 159.
- Rikitake, T. (1951): The Distribution of Magnetic Dip in Ooshima (Oo-sima) Island and its Change that Accompanied the Eruption of Volcano Mihara, 1950, Bull. Earthq. Res. Inst., **29**, 161~181.
- 鷲坂清信(1931): 地殻浅層内の地震波速度 (第 2 報), 験震時報, **5**, 79~92.
- Sassa, K. (1935): Volcanic Micro-seismometric Study on Eruption Earthquakes, Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., **18**, 255~295.
- (1936): Micro-seismometric Study on Eruptions of the Volcano Aso (Part II of the Geophysical Studies on the Volcano Aso), Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Series A, **19**, 11~56.
- Shima, M. (1958): On the Second Volcanic Micro-tremor at the Volcano Aso, Disaster Prevention Res. Inst., Kyoto Univ., **22**, 1~6.
- Shimozuru, D. (1963): Poisson's Ratio of Rocks at High Temperatures—Seismological Application, Geophys. Pap. Dedicated to Professor Kenzo Sassa, 517~522.
- 下鶴大輔(1961): マントル上層部の温度分布と Magma Pocket の存在性について, 地震, 2 集, **14**, 227~242.
- 高木 聖(1958): 地震学 (I), (II), (III), 気象庁研修所.
- 田中康裕(1962): 火山附近の地震について, 火山, 2 集, **7**, 115.
- ・清野政明・田沢堅太郎・赤羽俊朗(1969): 伊豆大島の地震波速度と地下構造について, 火山, 2 集, **14**, 84~96.