

桜島火山の磁氣的性質*

湯村哲男**

551. 21, 550. 389 (4/9)

Magnetic Properties of Volcano Sakurajima

T. Yumura

(*Seismological Section, J. M. A.*)

The average magnetic properties of Volcano Sakurajima determined by the magnetic survey, which was carried out by the present author in 1944, are mentioned in this report. Furthermore, whether or not the geomagnetic continuous observations are usable to predict the volcanic activities is estimated.

Principal results are as follows:—

- (i) The observed magnetic anomaly is equivalent to that produced by the rotational ellipsoid, whose horizontal radius is about 4 km, vertical radius about 2-3 km and its average magnetic susceptibility is about $5-7 \times 10^{-3}$.
- (ii) The direction of magnetization is estimated as northward and upward.
- (iii) If the origin of volcanic eruptions is near 2 km under the sea level, the prediction of them at Sakurajima may be possible, even if the simple magnetic observations are adopted; but if the depth of origin is 2.5 km, the magnetic effects due to the eruptions may become more difficult to find. However, if the detailed observations of magnetic elements were made and the other geophysical observations were co-operated, it is considered that the predictions might not be always impossible.

§ 1. 緒言

火山周辺の地磁気分布から火山全体の磁氣的性質を論じたものはすでに多くの研究者^{(1),(2),(3)},⁽⁴⁾によってなされ、その観測結果から結論された平均的な帯磁率が、化学分析による SiO_2 の含有量にはほぼ逆比例することもすでに述べられているところである。また、火山活動に伴う地磁気変化が岩しょう(漿)の熱的作用によって火山を構成する岩石の磁氣的性質を変化せしむることに起因するであろうこともすでにほぼ結論されている。ゆえに、火山の磁氣的性質を知ることはその

* Received June 1, 1956.

** 気象庁地震課。

(1) T. Nagata: Bull. Earthq. Res. Inst., **16** (1938), 288.

(2) T. Minakami: Bull. Earthq. Res. Inst., **18** (1940), 178.

(3) 津屋弘達, 水上武: 震研彙報, **18** (1940), 338.

(4) H. Tsúya, R. Takahashi, T. Hagiwara, T. Minakami, T. Nagata, S. Omote, K. Hirano: Bull. Earthq. Res. Inst., **19** (1941), 260.

火山の活動を監視するのに磁気的方法を採用しうるかいなかを決定する重要な予備的調査である。たとえば、三原山を構成する岩石はその帯磁率が大きいために熱作用によって地表上の磁力変化が顕著に現れるが、浅間山の場合には三原山に比較して帯磁率が小さいために磁気的方法による火山活動監視は採用されていない。しかしながら、火山を構成する岩石の帯磁率はほとんど $10^{-8} \sim 10^{-2}$ 程度のものであるから、適当な方法で適当な位置において正確な連続観測を行えば、いずれの火山においても磁気的に火山活動を監視することが不可能であるということとはできないであろう。従来、この目的のための地磁気変化連続観測は比較的簡易に行われていたために、帯磁率がある程度以上に大きくなければ、活動による変化が顕著に現れないので、採用することができなかったのではないかと考えられる。しかし、一方、火山活動の源である岩しょうの活動状況、活動位置などによっても異なるので一概にはいいがたく、火山性地震活動の精密な観測による活動根源の捕そく、あるいは地熱測定による噴火前兆現象の検出なども同時に必要であることは言をまたない。

このような問題の解決は将来に残されたものであって、最初に述べたように、構成岩石の磁気的性質を決定することが本論文の先決問題である。

筆者は昭和 19 年 (1944) に桜島の磁気測量を実施したのであるが、その後、諸種の事情により発表する機会を得ず今日に及んだ。実施した当時は、桜島は静穏な状況であったが、その後昭和 21 年 (1946) の活動以来、昭和 25 年 (1950)、昭和 30 年 (1955) と活動的となり、桜島火山の活動監視が問題となったので、この機会に測量結果を公表するとともに、桜島の磁気的性質を調査し、活動の前兆現象としての地磁気変化がもしありとすればどの程度であるか、また観測地点はどのような点を選定すべきかなどの問題を明らかにしておくことも必要であろうと考え、以下に述べる次第である。

桜島の磁気測量は今までに数回実施されている。すなわち、昭和 14 年 (1939) の桜島小噴火に際して永田、水上両氏⁽⁵⁾により、その活動と地磁気変化、およびその局部異常現象との関連について興味ある問題を提示された。その後、昭和 21 年 (1946) の活動後、原田、畠山、大林氏⁽⁶⁾らが磁気測量と連続記録観測を実施している。筆者の測量はこの両観測のあいだにあり、火山活動と磁気活動との関連を調査すれば興味あるものと思われる。しかし、今回は他の資料を入手することができなかったため、筆者の測量結果だけをとりまとめ、その結果から推定される桜島全体としての平均的な磁気的性質を推論してみた。

§ 2. 磁気測量結果

観測は偏角を携帯用 Declinometer, 伏角を伏角儀を用いて観測し、Force component として

(5) (3) に同じ。

(6) 原田美道, 畠山勉, 大林辰蔵: 震研彙報, 24 (1946), 207.

は、鉛直分力を鉛直分力用 Local Variometer を用いて観測した。観測値は Tab. 1 に示しておいた。同表第 2 列における“基準線からの角”は桜島のほぼ中心に位置する御岳を原点とし北向きの

Tab. 1. Results of magnetic survey at Sakurajima in 1944

| No. of station | Angle from base line | Observed values | | | Horizontal component | tg δ | $\Delta Z/Z$ | $\Delta H/H$ |
|----------------|----------------------|-----------------|-------------|--------------------|----------------------|-------------|--------------|--------------|
| | | Declination | Inclination | Vertical component | | | | |
| S | 273 | -7 15.6 | 44 14.0 | 81251* | 32222 | -0.0072 | -0.0238 | -0.0223 |
| 1 | 293 | -6 37.2 | 38.0 | 32068* | 32481 | + 40 | + 14 | - 144 |
| 2 | 326 | -7 19.1 | 33.4 | 32082* | 32582 | - 83 | + 19 | - 114 |
| 3 | 355 | -8 30.6 | 42.0 | 32277* | 32617 | - 290 | + 79 | - 103 |
| 4 | 25 | -6 51.5 | 02.2 | 31612* | 32693 | - 2 | - 128 | - 80 |
| 5 | 263 | -6 17.5 | 45 23.9 | 33461* | 32999 | + 97 | + 449 | + 13 |
| 6 | 252 | -5 39.6 | 44 01.9 | 31806* | 32900 | + 207 | - 67 | - 17 |
| 7 | 229 | -4 14.4 | 58.4 | 32969* | 33000 | + 456 | + 296 | + 13 |
| 8 | 205 | -5 58.8 | 45 37.9 | 32966* | 32247 | + 152 | + 295 | - 215 |
| 9 | 176 | -5 35.3 | 43 57.0 | 31577* | 32756 | + 220 | - 139 | - 61 |
| 10 | 148 | -6 44.3 | 10.7 | 31497* | 33566 | + 19 | - 164 | + 185 |
| 11 | 128 | -9 27.0 | 41 45.7 | 31229* | 34975 | - 454 | - 248 | + 613 |
| 12 | 111 | - | - | 31777* | - | - | - 77 | - |
| 13 | 93 | -8 18.6 | 43 47.8 | 31735* | 33097 | - 255 | - 90 | + 43 |
| 14 | 79 | - | - | 32265# | - | - | + 76 | - |
| 15 | 52 | -7 03.4 | 45 02.2 | 33298# | 33255 | - 36 | + 398 | + 91 |
| 16 | 286 | - | - | 32930# | - | - | - 284 | - |
| 17 | 325 | - | - | 33526# | - | - | + 470 | - |
| 18 | - | - | - | 36895" | - | - | + 1522 | - |
| 19 | - | - | - | 34996" | - | - | + 929 | - |
| 20 | - | - | - | 33205" | - | - | + 369 | - |
| 21 | - | - | - | 32900" | - | - | + 274 | - |
| 22 | - | - | - | 33383" | - | - | + 425 | - |
| 23 | - | - | - | 32821" | - | - | + 250 | - |
| 24 | - | - | - | 33527" | - | - | + 470 | - |
| 25 | - | - | - | 31881" | - | - | - 44 | - |
| 26 | - | - | - | 34490" | - | - | + 771 | - |
| 27 | 241 | - | - | 32001# | - | - | - 7 | - |
| 28 | 192 | - | - | 31974# | - | - | - 15 | - |
| 29 | 138 | - | - | 31717# | - | - | - 95 | - |
| 30 | 25 | - | - | 33101# | - | - | + 337 | - |
| 31 | 44 | - | - | 32309# | - | - | + 90 | - |

* : observations obtained at seashore observation points.

: observations obtained at mountain-side points,

" : observations obtained at summit points

(cf. Fig. 1)

線を基準線とし、それから時計回りに測った角度を表わす。同表第 6 列の水平分力は、鉛直分力 Z と伏角 θ とから $\text{tg } \theta = Z/H$ を用いて計算した値である。なお、 δ , ΔZ , ΔH はそれぞれ偏角、鉛直分力、水平分力の異常値を示し、正規の値としては、 δ , ΔH に関しては全観測値の平均値を用い、 ΔZ については、同表第 5 列の * 印の平均値を用いた。* 印は沿岸の測点を示し、# 印は中腹、" 印は山頂における測点を示すものである。

偏角の観測精度は、天文学的方位決定観測に太陽を用いたために、主としてこの方位決定観測の誤差に依存するものであり、全観測値の標準誤差は ± 11.8 であった。しかし、測点中 No. 9 の方位観測誤差が特に大きかったので、これを除くと ± 8.7 となり、この程度の誤差は桜島の偏角異常値に比してきわめて小さい。一方、伏角の観測は伏角儀そのものがきわめて誤差の大きいものである

ので、今回の観測においても概略の傾向を知ることができるだけで、細かい点はあまり重要視することができないものと思われる

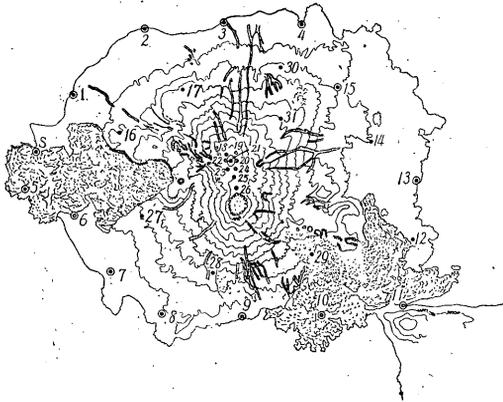


Fig. 1. Distribution of the observation points.

⊙ : Points observed D, I, Z .
 ○ : Points observed Z only.

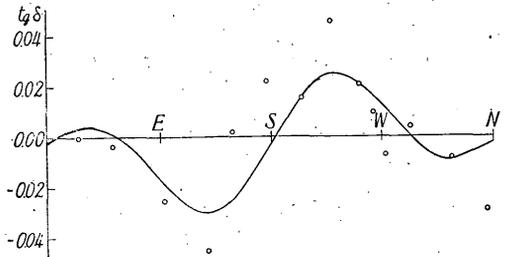


Fig. 2. The distribution of anomaly in declination around the Volcano Sakurajima

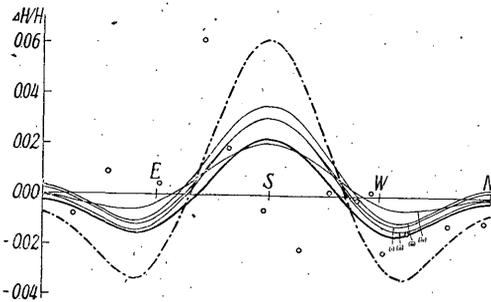


Fig. 3. The observed and theoretical distribution of anomaly in horizontal component around the Volcano Sakurajima.

Thick line (full) : observed results (represented by eq. (9)')
 " (dot-and-dash) : "
 (" eq. (9))
 Fine lines : theoretical results

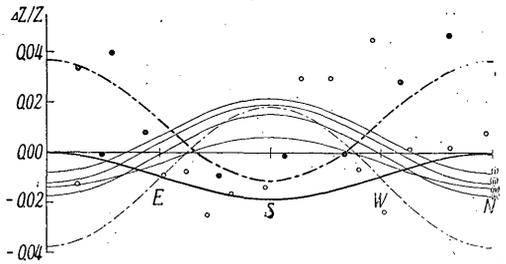


Fig. 4. The observed and theoretical distribution of anomaly in vertical component around the Volcano Sakurajima.

○ and thick line (full) : observed result at seashore observation points
 ⊙ and " (dot-and-dash) : "
 " at mountain-side observation points
 Fine line (full) : theoretical results at seashore observation points.
 " (dot-and-dash) : "
 at mountain-side observation points (case (i)).

る。

鉛直分力については誤差を計算するのに充分なほど、基準点における観測を行うことができなかつたので、詳細は不確実であるが、一応、実施した資料により計算してみると $\pm 9\gamma$ 程度となり、従来のものとほぼ同程度の誤差である。

測点数は全部で32点であるが、これらのうち、海岸周辺の測点14点だけについて三成分を観測し、山頂、中腹においては鉛直分力だけを観測した (Fig. 1 参照)。

桜島は溶岩の露頭が多いために非常に局地的な異常があるので、この程度の測点分布では等磁力線を描くことも危険なので、以下の考察はもっぱら観測点の方位角 φ による分布を用いた。これを Fig. 2, 3, 4 に示す。

§ 3. 桜島の磁気異常

いま、桜島が一樣な帯磁率で、かつ、地球磁場の誘導だけによって磁化していると仮定する。さらに、桜島を適当な回転楕円体であるとして、実測値の分布に等価な磁場分布を示す楕円体の形状およびその帯磁率を求めてみよう。

座標軸 X, Y, Z をそれぞれ北、東、下向きを正にとり、その中心を楕円体の中心にとる。回転楕円体の短軸を a 、長軸を b とし、帯磁率を K とすれば、このような楕円体による (x, y, z) 点の磁場は Königsberger⁽⁷⁾ により次のように与えられる。

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\Delta H}{H} &= \frac{K}{1-KL} \cdot 3V_0 \operatorname{tg} \theta \frac{xz}{\sqrt{X}(b^2+\nu)(a^2+\nu)^{1/2}} \\ &+ \frac{K}{1-KM} \cdot 3V_0 \left\{ \frac{\sqrt{a^2+\nu} \cdot x^2}{\sqrt{X}(b^2+\nu)^2} - \frac{1}{2e^3} \left(\operatorname{tg}^{-1} l - \frac{l}{1+l^2} \right) \right\} \end{aligned} \right. \quad (1)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\Delta Z}{Z} &= \frac{K}{1-KL} \cdot 3V_0 \left\{ \frac{z^2}{\sqrt{X}(a^2+\nu)^{3/2}} - \frac{l - \operatorname{tg}^{-1} l}{e^3} \right\} \\ &+ \frac{K}{1-KM} \frac{3V_0}{\operatorname{tg} \theta} \frac{xz}{\sqrt{X}(b^2+\nu)(a^2+\nu)^{1/2}} \end{aligned} \right. \quad (2)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \operatorname{tg} \delta &= \frac{K}{1-KL} \cdot 3V_0 \cdot \operatorname{tg} \theta \frac{yz}{\sqrt{X}(b^2+\nu)(a^2+\nu)^{1/2}} + \frac{K}{1-KM} \cdot 4V_0 \frac{xy(a^2+\nu)^{1/2}}{\sqrt{X}(b^2+\nu)^2} \end{aligned} \right. \quad (3)$$

$$L = -4\pi \frac{1+u^2}{u^3} (u - \operatorname{tg}^{-1} u), \quad M = -2\pi \frac{1+u^2}{u^3} \operatorname{tg}^{-1} \left(u - \frac{u}{1+u^2} \right)$$

$$u = \frac{e}{a}, \quad e^2 = b^2 - a^2, \quad l = \frac{e}{(a^2+\nu)^{1/2}}$$

$$X = (x^2 + y^2 + z^2)^2 + (b^2 - a^2) [(b^2 - a^2) + 2\{z^2 - (x^2 + y^2)\}]$$

$$\nu = \frac{x^2 + y^2 + z^2 - a^2 - b^2}{2} + \frac{1}{2} \sqrt{X}, \quad V_0 = \frac{4\pi}{3} ab^2.$$

(7) J. Königsberger : Gerl. Beitr. Zur Geophyik 31 (1928), 288.

いま、磁化の水平方向を基準線として、これから時計回りの方位角 φ による磁力分布は、上式を書き直すことによって次のように表わされる

$$\left. \begin{aligned} \frac{\Delta H}{H} &= A_1 \cdot \cos \varphi + B_1 \cos^2 \varphi + C_1 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\Delta Z}{Z} &= A_2 \cdot \cos \varphi + C_2 \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

$$\text{tg } \delta = A_3 \cdot \sin \varphi + B_3 \sin 2\varphi. \quad (6)$$

ただし、

$$A_1 = A_3 = \frac{K}{1-KL} \cdot 3V_0 \cdot \text{tg } \theta \cdot \frac{r z}{\sqrt{X}(b^2+v)(a^2+v)^{1/2}}$$

$$A_2 = \frac{K}{1-KM} \cdot \frac{3V_0}{\text{tg } \theta} \cdot \frac{r z}{\sqrt{X}(b^2+v)(a^2+v)^{1/2}}$$

$$B_1 = \frac{K}{1-KM} \cdot 3V_0 \cdot \frac{r^2 \sqrt{a^2+v}}{\sqrt{X}(b^2+v)^2}, \quad B_3 = \frac{2}{3} B_1$$

$$C_1 = -\frac{K}{1-KM} \cdot \frac{3V_0}{2e^3} \left(\text{tg}^{-1} l - \frac{l}{1+l^2} \right)$$

$$C_2 = \frac{K}{1-KL} \cdot 3V_0 \left\{ \frac{z^2}{\sqrt{X}(a^2+v)^{3/2}} - \frac{l - \text{tg}^{-1} l}{e^3} \right\}$$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2}.$$

(6) 式から $\sin \varphi$ と $\sin 2\varphi$ の係数の比 f は

$$f = \frac{3}{2} \cdot \frac{1-KM}{1-KL} \cdot \text{tg } \theta \cdot \frac{z(b^2+v)}{r(b^2+v)}. \quad (7)$$

また、(4) 式から $\cos \varphi$ と $\cos^2 \varphi$ の係数の比 f' は

$$f' = \frac{1-KM}{1-KL} \cdot \text{tg } \theta \cdot \frac{z(b^2+v)}{r(a^2+v)},$$

$$\therefore f = \frac{3}{2} f'. \quad (8)$$

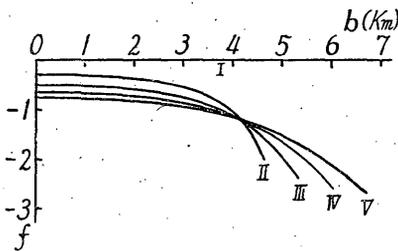


Fig. 5. The ratio f for various values of a and b .

- I : $r=4\text{km}, a=1\text{km}, z=0\text{km}$
- II : $r=4\text{km}, a=2\text{km}, z=1\text{km}$
- III : $r=4\text{km}, a=3\text{km}, z=2\text{km}$
- IV : $r=4\text{km}, a=4\text{km}, z=3\text{km}$
- V : $r=4\text{km}, a=5\text{km}, z=4\text{km}$

(7) 式において、 K は普通 $10^{-2} \sim 10^{-3}$ 程度であるから、

$$\frac{1-KM}{1-KL} \approx 1.$$

しかし、桜島の場合は $\theta = 45^\circ$ であるから、 $\text{tg } \theta = 1$ とし $r=4\text{km}$ なる円周上の f の値を短軸 a が水平面上 1 km 出ているものとして、 a, b の種々の値に対する f を図示すれば Fig. 5 のとおりである。

一方、測量結果から桜島周辺の測点が、桜島のほぼ中心にある御岳を中心とする円周上に配列しているも

のとみなして、最小自乗法によって係数の値を求めると、

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\Delta H}{H} = -0.03446 \cos \varphi + 0.05347 \cos^2 \varphi - 0.02655 \quad (9) \\ \frac{\Delta Z}{Z} = -0.00101 \cos \varphi - 0.00011 \quad (10) \\ \operatorname{tg} \delta = -0.01493 \sin \varphi + 0.01620 \sin 2\varphi - 0.00257 \quad (11) \end{array} \right.$$

となる。ただし、水平分力においては測点 No. 11 の観測値は他の値に比して著しく大きく、これは南東の溶岩による異常が顕著に現れたものと考えられるので、この点を除いてふたたび係数を決定してみると、

$$\frac{\Delta H}{H} = -0.01229 \cos \varphi + 0.02298 \cos^2 \varphi - 0.01338 \quad (9)'$$

となる。(9) 式の係数は No. 11 の観測値に極端に左右されていることが、実測値と(9)式による計算値とが全体的に著しくずれていることから推定せられる。ゆえに、No. 11 を除いたもの、すなわち(9)'を採用することとする。

(9)', (11) 両式から f の値を求めると、

(9)' から $f \doteq -0.8$

(11) から $f \doteq -0.9$

であるから、Fig. 5 からこの f の値に相当する a, b の組合せを求めると、

(i) $a=2 \text{ km}, b=3.8 \text{ km}$

(ii) $a=3 \text{ km}, b=3.5 \text{ km}$

(iii) $a=4 \text{ km}, b=3.2 \text{ km}$

(iv) $a=5 \text{ km}, b=2.8 \text{ km}$

.....

などとならなければならない。それぞれの場合の K は

(i) の場合 $K=0.0048$

(ii) // $K=0.0065$

(iii) // $K=0.0085$

(iv) // $K=0.0131$

となる。

次に、鉛直分力の異常は Fig. 4 に見られるように、理論値と実測値とがかなり異なり、かつ、中腹における測定値の分布から推察すると、理論値と実測値とがまったく逆の傾向をとっている。このような分布を説明するためには磁化の方向を現在の地球磁場の方向とまったく逆向きにとるか、

あるいは鉛直分力 Z を負にとらなければならない ((2) 式参照). 前者の磁化方向は他の成分を説明することができないが, 後者の場合, すなわち, 磁化の水平成分は現在の地球磁場と同方向で鉛直方向の磁化だけが逆になっている場合は全成分を妥当的に説明することができる.

(10) 式は Fig. 4 でもわかるように S-W のあいだにある 3 観測値の影響を大きく受けている. これら 3 点はいずれも大正溶岩による異常を顕著に表わしたものであると思われるので, これらを除きして係数をふたたび決定してみると,

$$\frac{\Delta Z}{Z} = 0.0091 \cos \varphi - 0.0094 \quad (10)'$$

となる. この傾向, すなわち, $\cos \varphi$ の係数が正である傾向は中腹における実測値の φ による分布が

$$\frac{\Delta Z}{Z} = 0.0239 \cos \varphi + 0.0127 \quad (12)$$

で表わされ, 係数がやはり正であることから妥当であろう.

(10)' および (12), 特に溶岩の影響の比較的少ないとみられる中腹の磁力分布 (12) 式が, (i) による理論値とよく一致している.

以上を総合して桜島火山の磁気異常は, 山形を

(i) 長軸 (水平方向) がやく 4 km

(ii) 短軸 (鉛直方向) が 2 ~ 3 km, 水平面上
1 km 突出

(iii) 帯磁の水平方向は北向き, 鉛直方向は上
向き

(iv) 平均帯磁率が $5 \sim 7 \times 10^{-3}$

なる回転楕円体による磁場分布とほぼ等価であるということが出来る. この形状は, 桜島の山形から推定しても, ほぼ妥当なものである.

次に, 今までに磁気測量によって決定された諸火山の K とその火山を構成する岩石の SiO_2 平均含有量との関係を図示すれば Fig. 6 のようであり, 上述の桜島の K は SiO_2 含有量からも妥当な値である. しかし昭和 15 年 (1940) に津屋, 水上両氏による Dip. の観測から得られた K の

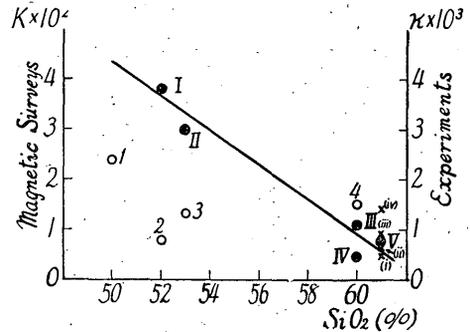


Fig. 6. Relation between the magnetic susceptibility and the average percentage of SiO_2 contained in the rocks.

●: obtained from the magnetic surveys
○: obtained from the experiments

×: present results for case (i) to (iv)

I: Mihara (after T. Nagata)

II: Miyake (after Takahasi, Hirano)

III: Asama (after T. Nagata)

IV: " (after T. Minakami)

V: Sakurajima (after Tsuya, Minakami)

1: Fuji, 2: Mihara, 3: Miyake,

4: Asama (after T. Nagata)

値 0.0075 とほとんど一致しているが、その後、昭和 21 年 (1946) 原田氏その他によって求められた値とは大きな相異を示している。

Fig. 6 に永田氏によって実験的に求められた K の値も図示しておいたが、それによると、試料の相異などもあるであろうが、 SiO_2 の含有量には無関係で、かつ、その大きさが、測量によって求められた値よりはるかに小さい。このことは永田氏によって指摘されたように自然残留磁気がかなりあるものと推定される。

§ 4. 噴火前に予想される地磁気変化

一般に、噴火前には種々の前兆異常現象が現れるようである。たとえば、火山性地震のひん発、地熱の上昇などが数日前から見られるとのことであるが、もしこのような現象、特に地熱の上昇がありとすれば、その熱源においては、かなりの温度上昇がなければならず、この温度上昇が構成岩石の熱伝導により地上で観測可能になるには地上で観測されたときより更に以前において熱源の温度上昇がなければならない。かかる熱源の温度上昇はその周辺岩石の帯磁を失わしめるか、または、減少させることが当然予想される。したがって、地上における地磁気観測値に影響を及ぼすであろうことが考えられる。以上のような推定の下に、地磁気の値が噴火前にどの程度変化するかを推定してみよう。

§ 3 で推定した山形および帯磁率を用い、その底部が熱源による熱のために帯磁を失うものと仮定する。帯磁を失う部分は楕円体の鉛直軸上に中心を持ち、この楕円体の底面に内接する球であるとする。

半径 R なる球による磁気異常は (x, y, z) 点において

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\Delta H}{H} &= -\frac{3KV}{1+\frac{4\pi}{3}K} \cdot \frac{1}{\rho^5} \left[\frac{\rho^2}{3} - (x^2 + xz \operatorname{tg} \theta) \right] \\ \frac{\Delta Z}{Z} &= \frac{3KV}{1+\frac{4\pi}{3}K} \cdot \frac{1}{\rho^5} \left[z(x + z \operatorname{tg} \theta) \frac{1}{\operatorname{tg} \theta} - \frac{\rho^2}{3} \right] \\ \operatorname{tg} \delta &= \frac{3KV}{1+\frac{4\pi}{3}K} \cdot \frac{y}{\rho^5} (z \operatorname{tg} \theta + x), \end{aligned} \right. \quad (\rho^2 = x^2 + y^2 + z^2)$$

で表わされる。しかし今の問題は上式による値が、帯磁を失うために減少することを意味するものである。上式で z が時間 t の函数として変化する際に、磁気異常がどのように変化するか、変化量の大きさはどの程度か、観測精度以上に変化するかを調べてみればよい。

いま、例として § 3 で述べた (i) の場合を考えると、楕円体の底部は海面下 3 km である。この底部に内接する球形部分が帯磁を失い、球の半径 R が時間とともに増大する、すなわち、 z が時

間とともに減少するものとすれば、 $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ が 4km の海面上の観測点における磁気異常の変化量は偏角，水平分力，鉛直分力についてそれぞれ Fig. 7. (a), (b), (c) に示すようになる。同

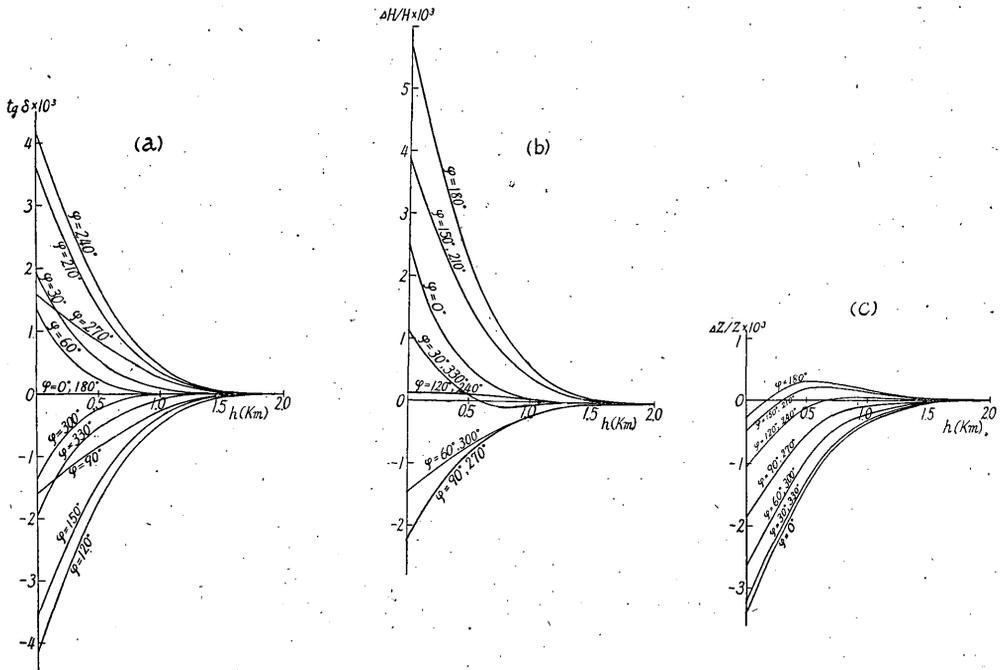


Fig. 7. The estimated magnetic changes at various stations on the circle $r=4\text{km}$ around the Volcano Sakurajima, due to the demagnetization of sphere attached to the bottom of rotational ellipsoid, case (i).
(a) : Declination, (b) : Horizontal component, (c) : Vertical component

図から磁気異常変化量の最大値を発見するには、偏角に関しては $\varphi=120^\circ$ および 240° 付近の観測値の差をとり、水平分力では $\varphi=180^\circ$ と $\varphi=90^\circ$ 、または 270° との差、鉛直分力は 0° と 180° の差をとれば最も有効に発見可能である。

しかして、これら 2 点の差は、いま地下 2 km に中心をもつ球形部分が帯磁を失ったとすれば (すなわち、図において $h=1.0$ における値)

$$\Delta(tg\delta) \doteq 0.001, \quad \Delta\left(\frac{\Delta H}{H}\right) \doteq 0.0008, \quad \Delta\left(\frac{\Delta Z}{Z}\right) \doteq 0.0005$$

$$\text{すなわち,} \quad \delta \doteq 4', \quad \Delta H \doteq 24\gamma, \quad \Delta Z \doteq 15\gamma$$

となる。

また、球の中心が 2.5km 海面下であるとすれば (すなわち、 $h=1.5$),

$$\Delta(tg\delta) \doteq 0.0001, \quad \Delta\left(\frac{\Delta H}{H}\right) \doteq 0.0001, \quad \Delta\left(\frac{\Delta Z}{Z}\right) \doteq 0.00005$$

すなわち、 $\delta=0.4$ 、 $\Delta H=3\gamma$ 、 $\Delta Z=1.5\gamma$
となる。

前者は十分に検出する量であるが、後者は簡易な地磁気観測の誤差以下であり、本格的な地磁気観測を実施しないかぎり、噴火の前兆現象の検出には困難であろう。

噴火の源である岩しょうだまりの位置が不明である現在、どの程度の地磁気変化があるかは決定できないが、他の諸前兆現象との共同観測によってある程度の推定は可能であろう。

§ 5. 結 尾

桜島火山の磁気測量から推定した桜島火山構成岩石の磁氣的性質から、火山活動監視に磁氣的方法を採用するかいなかを検討した。結果は活動源の深さによって、監視が可能かいなかかわからないが、地下 2km 付近に活動源があるとすれば、最も簡易な地磁気連続観測によっても監視が可能である。しかし、2.5km 付近に源を持つ場合は、精密な地磁気観測を実施しないかぎり、監視は困難である。

いずれにしても、火山活動を監視するには、活動に伴う他の諸現象との協同観測を実施しなければならない。

終りに桜島の磁気測量の機会を与えられた前柿岡所長今道周一博士に深甚の謝意を表するとともに、終始観測に協力された鹿児島地方気象台の諏訪哲郎氏、柿岡地磁気観測所の杉田又平氏に厚く感謝する次第である。

なお、本報告が第二次大戦などのために発表が遅延したことをおわびするとともに、このたび、発表の機会を与えられた地震課長井上宇胤博士に対し深甚の感謝の意を呈するものである。