

# 草津白根山における全磁力変化の解析： 1990年の顕著な全磁力変化と熱消磁モデル

山崎 明・中禮正明

角村 悟・中島新三郎

## 概 要

1990年9月に行われた草津白根山における全磁力くり返し観測の結果、全磁力の顕著な変化が検出された。前年9月からの変化量は山頂部南側の観測点で最大 $-11.1\text{nT}$ に達した。各観測点における全磁力変化は、山頂部の湯釜の北側で全磁力の増加、南側で減少という分布を示した。これは山体下における消磁の発生でよく説明できる変化である。この時期、草津白根山では火山性地震が多発しており、しばしば火山性微動も観測されている。また、地球化学的観測からも高い活動レベルを示す観測データが得られている。これらのことから、湯釜周辺の地下で規模の大きな熱消磁が発生し、今回の全磁力変化を引き起こしたものと推定される。また、全磁力変化量から最小二乗法によって求まる熱消磁球の位置と火山性地震の震源域はよく一致した。この成果は、草津白根山をはじめ活火山の多くを占める安山岩質の火山においても、地磁気観測が火山活動を知る上で一つの有用な手段となることを示唆している。

## 1. はじめに

最近、伊豆大島、三宅島において火山活動に伴う明瞭な全磁力変化が報告されている。(例えば、Yukutake et al., 1990; 中川・他, 1984)。伊豆大島や三宅島は強磁性鉱物の含有率の高い玄武岩で構成され、火山活動による地磁気変化を検出する目的には有利な火山である。これに対し、安山岩質の火山では一般に変化量は小さいであろうと考えられている。しかし、日本の活火山の多くは安山岩質であり、火山噴火予知研究の立場からすれば、これらの火山を対象とした地磁気の観測、研究は重要である。

地磁気観測所では現在、桜島・阿蘇山(鹿屋)、草津白根山・雲仙岳・三宅島(柿岡)、雌阿寒岳(女満別)において火山活動の監視を目的とした全磁力観測を行っている。

このうち草津白根山では全磁力のくり返し観測を1976年よりほぼ毎年定期的実施してきた。草津白根山は安山岩より構成される成層火山で、有史以降もたびたび噴火をくり返している活火山である。最近では1976年に水釜で、1982~1984年に湯釜付近で小規模な水蒸気爆発を起こしている。これまでの観測において、1982~1984年の噴火に際し、火山活動に関連したとみられる全磁力変化が観測されている(Ohchi, 1987)。この変化は、山頂部の南側の観測点で全磁力の減少、北側で増加のパターンを示し、噴火活動期に山体下で熱消磁が進行したものと解釈されている。

本論文では1989~1990年の一年間に発生した顕著な消磁のパターンをもつ全磁力変化と、推定される熱消磁モデルおよび各観測点の経年変化特性について述べる。

## 2. 観測

観測点および観測方法については Ohchi (1987) が詳述しているので、ここでは簡単に説明する。

草津白根山 (KST), ハヶ岳地磁気観測所 (YAT), および観測点配置を Fig.1に示す。各測点のほとんどは湯釜を中心とした山頂部に配置され、合計17点である。くり返し観測はほぼ毎年一回9月か10月に行っている。観測時期を固定しているのは、全磁力の年周変化の影響を小さくするためである。くり返し観測には携帯用プロトン磁力計(Geometrics社

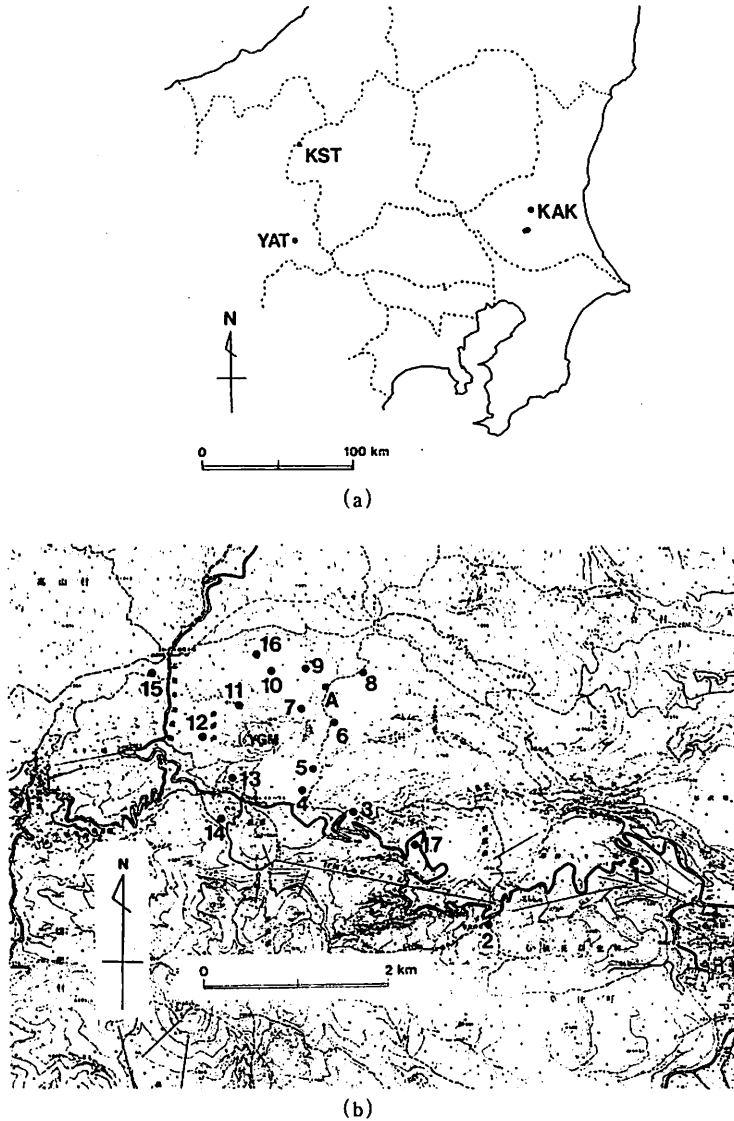


Fig. 1 (a) The locations of Kusatsu-Shirane Volcano (KST), Yatsugatake Magnetic Observatory belongs to the Earthquake Research Institute of University of Tokyo (YAT) and Kakioka Magnetic Observatory (KAK).

(b) Distribution of repeat observation points(No.1~17).

A: the observation point of volcanic earthquakes by JMA  
YGM: Yugama crater lake

製, G-816) を用い, センサー高1.4mで測定している. 測点のごく近傍の環境変化, 例えば周囲の岩石の移動などに伴う局所的磁場変化のチェックのため, 1988年からはセンサー高2.0mでの測定も平行して行っている. また, 日変化等の外部磁場変化を補正するため, 連続観測点を設け, 観測期間中全磁力の毎分計測を行っている. 設置位置は1985年から湯釜南東部の測点NO.5付近としている.

各測点で測定した全磁力は外部磁場変化の補正後, 最終的に草津白根山の南方約60kmに位置する八ヶ岳を基準とした値に置き換える. すなわち

$$FKST-YAT = (FOBS - FREF) MSR + (FREF - FYAT) AV$$

で計算する.

ここで,  $(FOBS - FREF) MSR$  は各測点の測定値と連続観測点の値との差で, 10分間の測定から求めている.  $(FREF - FYAT) AV$  は連続観測点と八ヶ岳の全磁力の差で, 外部磁場変化の小さな夜間値から求めている.

Fig.2に1976年から1990年までの各観測点での観測値, 及び火山性地震の月別発生回数(A点, 気象庁)を示す.

### 3. 草津白根山における全磁力経年変化の特性

草津白根山において1976年から行われてきた全磁力くり返し観測の結果を改めて吟味し, 火山活動との関連性を検討してみる.

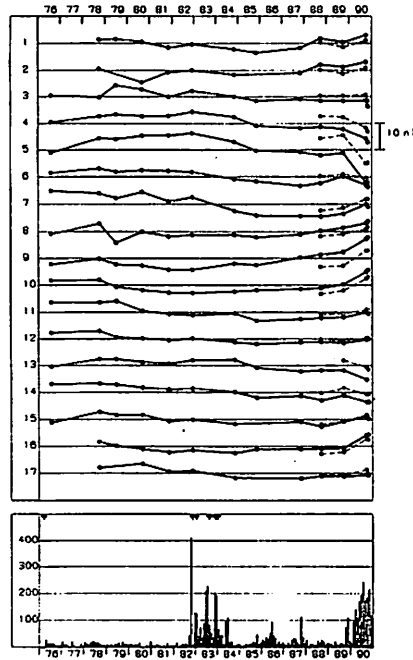


Fig. 2 Solid line: variations of the geomagnetic total force relative to that at YAT (sensor height=1.4m). Broken line: variations at sensor height =2.0m. Lower shows month-to-month variation of the number of volcanic earthquakes observed by JMA at point A. Arrows show the occurrence of the eruptions.

火山活動に起因する全磁力の経年変化は、火山体内部における長期的な活動状態の変動を反映していると考えられ、地下での活動状況を把握する上で非常に重要である。例えば、火山体内部の温度が上昇していれば全磁力の変化は消磁のパターンで推移し、下降していれば帯磁のパターンで推移すると考えられる。あるいは活動域の中心が移動すれば、全磁力変化のパターンは側方に移動する傾向がみられるであろう。

しかし、全磁力の経年変化には火山活動起源の変化以外にさまざまな変動要因があり、経年変化の解釈は注意深く行わなければならない。全磁力の経年変化の原因として次のようなものが考えられる。

- 1) 火山体内部の活動に起因する変化
- 2) 草津白根山周辺の永年変化
- 3) 基準点（八ヶ岳）の永年変化
- 4) 人工的、自然的原因による観測点付近の環境変化
- 5) 外部磁場変化の補正誤差
- 6) 観測誤差

これらの各要因を分離し、1)の要因による変化を抽出することは一般には困難である。しかし、2)、3)は全観測点に一定変動分として現われる性質があり、4)、5)、6)は注意深い観測と測点保守によりかなり避けうるものである。そして1)の現れ方として、各測点の位置関係と経年変化に系統的関連性が認められ、かつそれが火山活動から期待される変化特性を示すなら、その経年変化は火山活動に関係するとみなすことが可能となる。

そこで観測点を山頂部北側（NORTH: NO.9,10,16）、南側（SOUTH: NO.4,5,13,14）、および山頂部から比較的遠方に位置する測点（EXTERNAL: NO.1,2,15,17）に分類し、それぞれの経年変化を図示してみた（Fig.3 (a)）。経年変化は1978年を基点としてプロットしてある。EXTERNALの測点は、仮に湯釜周辺の地下でかなり規模の大きな消磁または帯磁が発生しても、全磁力への影響は小さいであろうと見積られる測点である。図から、分類した各測点群の経年変化はほぼ同じ変化をしていることがわかる。特に、NORTHとSOUTHに分類した測点の経年変化が高い逆相関の関係にある。

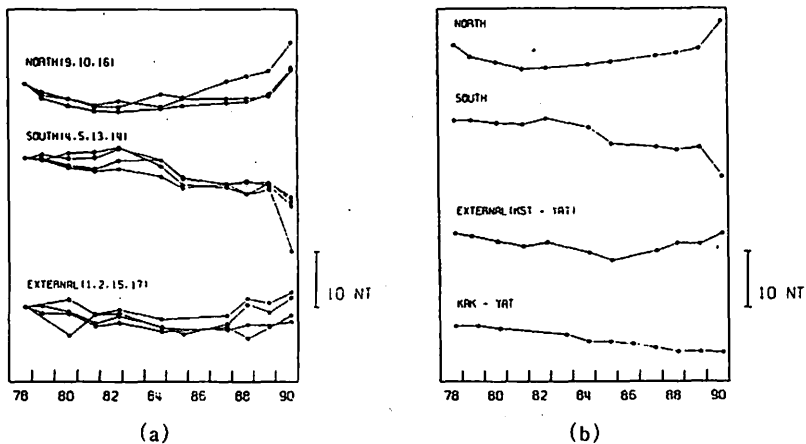


Fig. 3 (a) Long-term variation at the grouped observation points (NORTH, SOUTH and EXTERNAL). The numbers in the figure are station numbers in Fig. 1(b).

(b) Long-term variation of average at NORTH, SOUTH and EXTERNAL observation points and secular variation at KAK relative to YAT.

分類した各測点の経年変化の単純平均と、八ヶ岳を基準とした柿岡の経年変化 (KAK-YAT) を Fig.3 (b) に示す。ここで、KAK-YATは毎年9月の地磁気静穏日の夜間値から求めた。

EXTERNALの4測点は、山頂部の火山活動の影響を受けにくいこと、及び、この4測点はそれぞれ数km離れて位置しているにもかかわらず変化傾向が似ていることから、この変化は草津白根山周辺域の永年変化であると考えてよいと思われる。また、八ヶ岳を基準とした柿岡の永年変化の傾向から、この変化が基準点の八ヶ岳の永年変化に由来するものでないことが推論される。

草津白根山周辺域の永年変化は、観測開始年以来下降の傾向にあったが、1985年を境に上昇の傾向に転じている。Ohchi (1987) は、1985年までの下降の変化を中部日本における永年変化傾向に由来するとしている。しかし、1985年以後の上昇の傾向は中部日本の永年変化に起因せず、草津白根山周辺の地殻起源による変化であろうと想像される。

このような永年変化の傾向変化をもたらす機構として、草津白根山周辺の広域応力場の変動、あるいは火山体地下深部での温度上昇による熱消磁域の拡大や冷却による磁化の獲得などが考えられる。Yukutake et al. (1990) は1968~1987年間の伊豆大島野増における全磁力永年変化を解析した。それによれば、1968年以前から1980年頃までの野増の永年変化は、柿岡、鹿野山、八丈島と比較して明らかに異常に減少する ( $-1.3\text{nT/year}$ ) 傾向がみられ、1980年以降は正常な変化傾向にもどったという。この異常な永年変化は野増に限らず他の地点でも観測されたことから、大島全体の永年変化と考えられた。この異常な永年変化は、伊豆半島から大島にかけてのテクトニックな活動に起因したと解釈されている。草津白根山周辺域の永年変化も、このような草津白根山全体を含むスケールでのテクトニックな活動を反映している可能性があり、興味深いものであるが、これについては改めて別の機会に詳しく論じることにしたい。

火山活動に伴う地磁気変化を明瞭にするためには、その火山地帯全体の永年変化分を差し引く必要がある。Fig.4にFig.3のNORTH, SOUTHからEXTERNALを差し引いた経年変化を示す。これを見るとNORTHとSOUTHの逆相関関係がさらに明瞭になる。このNORTHとSOUTHの経年変化が火山体内部の熱的状态を反映しているとすれば、1982年以前は冷却、それ以降は温度上昇の傾向で推移していることになる。ちょうど1982~1984年に湯釜で水蒸気爆発が発生しており、これを転機に温度上昇の傾向に移ったものと考えられる。

なお、1989年9月から1990年9月までの永年変化 (EXTERNAL) は $+1.8\text{nT}$ と見積られた。

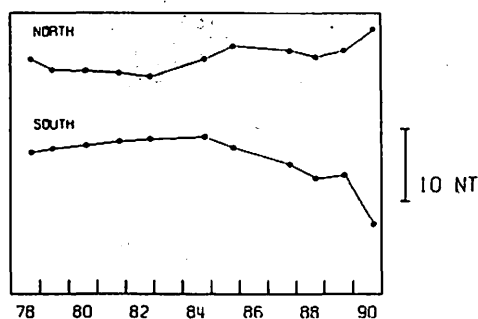


Fig. 4 Long-term variation at NORTH, SOUTH corrected by secular variation at EXTERNAL.

#### 4. 1989~1990年の1年間の顕著な全磁力変化

1990年9月に行われた全磁力くり返し観測の結果、前年の観測値からの顕著な変化が検出された (Fig.5, Table 1). 全磁力変化の様相は、湯釜の北側で増加、南側で減少というパターンが非常に明瞭である。南側の減少量は測点 NO.5では $-11.1\text{nT}$ に達している。1990年10月には再観測を行い、この全磁力変化が観測や補正誤差などによるものでないことを確かめた (Table 1).

一方、地震活動は1990年2月から活発化しはじめ、その後活動はさらに高まり火山性微動もしばしば観測されるようになった (気象庁, 1990). この活動は1982~1984年の噴火時期の活動を上回るものである。また、東京工業大学草津白根火山観測所 (1990) によれば、草津白根山北側噴気地帯の噴気ガスに含まれる硫化水素濃度が低下している。この硫化水素濃度の低下は、1976年、1982~1984年の水蒸気爆発の時期にも認められており、火山活動と密接に関係していると考えられている。その他、湯釜湖面に変色域が出現したり、ハイドロフォンの観測によれば湯釜湖底からの噴出活動が頻発したりしている。

これら地震活動、地球化学的観測および全磁力変化から、1990年の草津白根山は噴火には至っていないもののその内部において高い活動レベルにあったと言える。

#### 5. 熱消磁モデル

火山活動に伴う磁場変化発生メカニズムとして火山体内部における熱消磁、火山体内応力変化に伴うピエゾ磁気、火山地形変形に伴う変化などが考えられている。1989年9月から1990年9月の期間に草津白根山で観測された全磁力変化は、熱消磁モデルでよく説明できる変化パターンを示した。そこで以下に熱消磁モデルによる消磁域の位置と規模を吟味する。

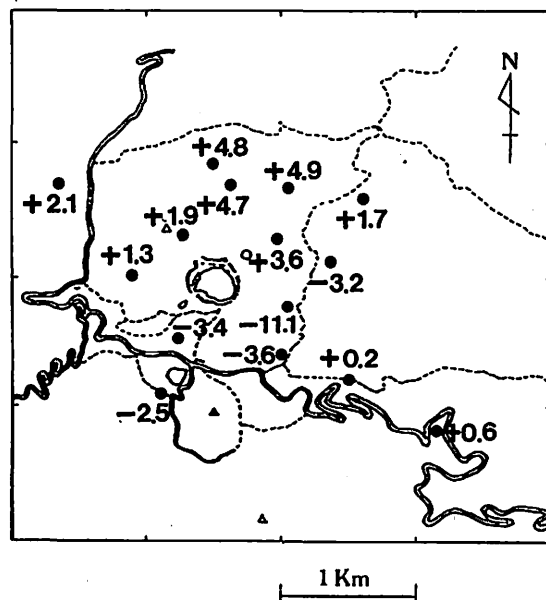


Fig. 5 Changes in the geomagnetic total force from Sep. 1989 to Sep. 1990 (unit in nT).

Table 1 Results of the observation at Sep. 1989(1), Sep. 1990(2) and Oct. 1990(3) (relative to YAT, unit in nT).

NO.	(1) 1989.9	(2) 1990.9	(3) 1990.10	(2)-(1)	(3)-(2)
1	405.0	407.7	—	2.7	—
2	49.5	51.4	—	1.9	—
3	958.4	958.8	958.4	0.2	-2.2
4	438.0	434.4	433.1	-3.6	-1.3
5	761.9	750.8	751.0	-11.1	0.2
6	434.9	431.7	431.1	-3.2	-0.6
7	370.1	373.7	372.8	3.6	-0.9
8	267.1	268.8	269.4	1.7	0.6
9	812.5	817.4	818.0	4.9	0.6
10	727.9	732.6	733.3	4.7	0.7
11	484.6	466.5	466.0	-1.9	-0.5
12	499.2	500.5	500.7	1.3	0.2
13	-139.0	-142.4	—	-3.4	—
14	278.7	276.2	276.3	-2.5	0.1
15	373.3	375.4	374.4	2.1	1.0
16	572.6	577.4	577.6	4.8	0.2
17	677.6	678.2	678.1	0.6	-0.1

Fig.6に、測点NO.3~NO.17の全磁力変化量から最小二乗法で求めた熱消磁のダイポールモデル (model A) を示す。計算過程で永年変化を+1.8nTとし観測値を補正してある。また、熱消磁した火山岩の磁化方向は現在の地球磁場方向に一致するとした。求まるダイポールの位置は湯釜の北東約350m、水釜のはほぼ直下約900m (海拔1140m)、大きさは $5.3 \times 10^7 \text{ A} \cdot \text{m}^2$ である。これは草津白根山の平均的磁化強度を $1.0 \text{ A/m}$  ( $1.0 \times 10^{-3} \text{ emu/cc}$ ) とすれば、ダイポールを中心とする半径約230mの球形域が完全に熱消磁するモデルと等価である。第一近似としてみれば、観測値と計算値は良く一致するといえる。しかし、7箇所の測点で双方の差が $\pm 2\text{nT}$ を超えている。

一般に地下深所で熱消磁が起こる場合、地表での全磁力変化は熱消磁の形状にあまり関係せず、ダイポールのようになるはずである。このことから逆に、model Aにみられる観測値と計算値の不一致は、熱消磁の領域が地下深所に限定しておらず、部分的には地下浅所まで達したことに起因していると考えられることもできる。

試みに、測点NO.13,14の値を用いずにダイポールを求めると (model B, Fig.7), 観測値と計算値は非常によく一致するようになる。このダイポールモデルは湯釜の東北東約600m、深さ約550m (海拔1430m)、大きさ $1.8 \times 10^7 \text{ A} \cdot \text{m}^2$ である。等価球形モデルの半径は約160mとなる。model Aに較べて熱消磁球の体積は約3分の1になる。ただしこのモデルでは、測点NO.13,14の変化を説明できていないため、これらの測点付近の地下に何等かの形状の熱消磁を加える必要がある。

次に、熱消磁モデルと火山性地震の震源分布 (地震研究所, 1990) の対応関係をみると (Fig.8), model Aでは震源域と熱消磁域はよく一致する。model Bでは水平位置、深さともにややずれている。火山性地震の震源域と熱消磁域の一致は、地震の発生→クラック

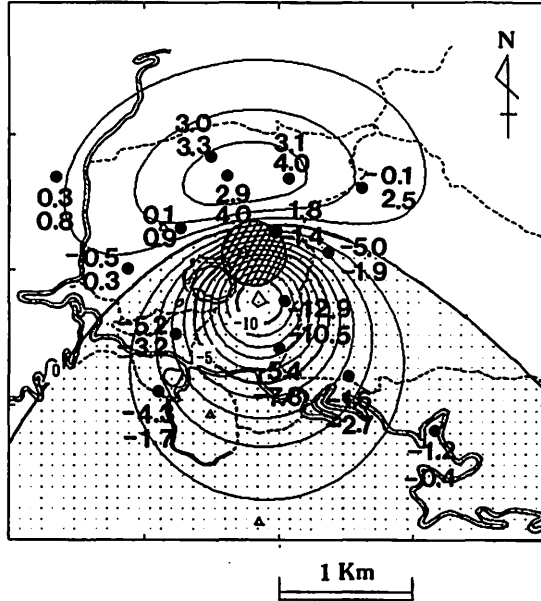


Fig. 6 Dipole model of thermal demagnetization (model A). Upper values at each observation points are the observed values corrected by secular variation and lower values are the calculated values. The depth of the dipole is about 900m. Contour interval is 1 nT, and negative area is shaded. Contour values are at the height of 2000m from the sea level.

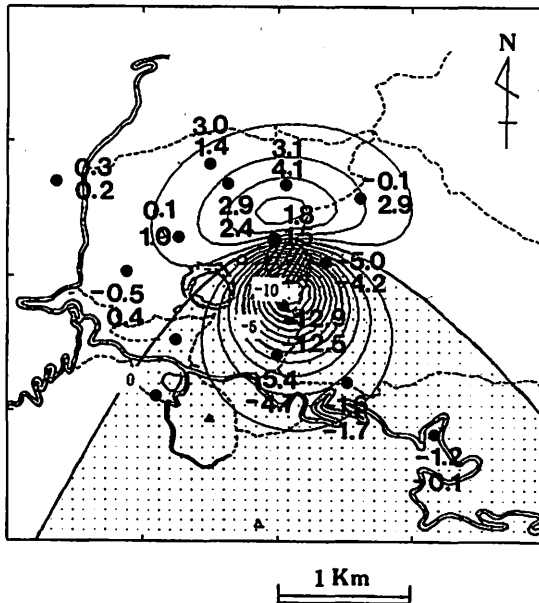


Fig. 7 Dipole model of thermal demagnetization determined by excluding the values at No.13 and 14 observation points (model B). The depth of dipole is about 550m. Others are the same settings as those in Fig.6.



の発生→熱源の進入, または拡散→熱消磁というプロセスを考えると定性的には説明可能である。しかし, 未固結の火山砕屑物が厚く堆積している山頂部の比較的浅所では地震は起きにくいと考えられ, こうした堆積層中に熱源の進入があれば, 震源域と熱消磁域は一致しないであろう。すなわち, model Bの熱消磁域と震源域が対応していなくてもモデルが妥当でないとは結論できない。

火山活動に伴う熱消磁のメカニズムとして, マグマの貫入による周囲の岩石の直接的加熱, または, 熱水の貫入や循環による加熱があげられる。これまでの電磁気探査報告(群馬県企業局, 1975; 三品・他, 1985)によれば, 草津白根山は全体的に低比抵抗になって

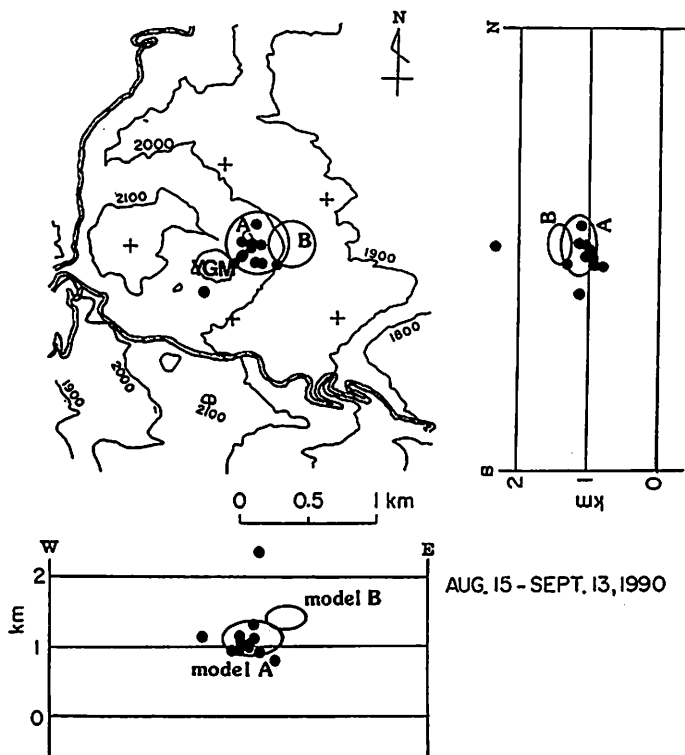


Fig. 8 Distribution of focuses of volcanic earthquakes occurred from Aug.15, 1990 to Sep.13, 1990 by Earthquake Research Institute (1990) and estimated thermal demagnetized area. A and B correspond to model A and model B in Fig. 6 and 7, respectively. + marks show position of seismograph sensors by ERI.

おり, 顕著な地熱地帯の特徴を有する。特に山頂部では $10\Omega \cdot m$ 以下の極端な低比抵抗帯になっている。この低比抵抗帯は地下の熱水貯留層, もしくは熱水変質帯の存在を意味すると解釈でき, 草津白根山の熱消磁を考察する場合, 熱水の効果は大きいとみるべきであろう。

熱水貯留層が加熱され熱消磁が進行するようなケースでは, 熱消磁域の形状は円盤, または薄い円錐形になることが多いと思われる。一般に, 円盤状の磁性物質が地表からある深さで存在する場合, 地表に現れる磁気異常はダイポールのようになる。このことは, 全磁力変化はダイポールモデルで一応説明できたものの, 実際の熱消磁はさまざまな形状をとりうることを意味する。山崎・中禮(1991)はmodel Bのダイポールとほぼ同等の全磁

力変化をもたらす円盤, 円錐モデルのパラメータを求めた. 求めたパラメータの中で特徴あるいくつかを Fig.9 に図示する. 計算結果, 円盤モデルの場合, 円盤までの深さが300m 以浅, 500m 以深では model B のダイポールに対応する円盤モデルは存在しないことがわかった. このことは, 仮に円盤状の熱水貯留層の昇温により今回の熱消磁が発生したとしても, その熱水貯留層までの深さは300~500m の範囲内であることを意味する. Fig.9 にみるように熱消磁はさまざまな形状をとりうるが, 全磁力の解析からその形状を特定することは非常に困難であり, モデル特定のためには他の何等かの地球物理的観測データが必要になる.

次にピエゾ磁気効果で今回発生した全磁力変化が説明可能であるかどうか考察してみる. 火山活動に伴うピエゾ磁気効果のモデルとして, マグマ溜りの膨張, ダイク貫入モデルなどが提案されている. マグマ溜りの膨張, すなわち茂木モデルによるピエゾ磁気に伴う地磁気変化は, 最近, 膨張球が熱消磁球であるとして再検討された (Suzuki and Oshiman, 1990 ; Sasai, 1991). Fig.10 に model A の熱消磁球をマグマ溜りとみなし, マグマ溜りの内圧が 1 k bar 上昇した場合のピエゾ磁気による全磁力変化を示す. 計算は Sasai (1991) による解析解 (TYPE II) を用いて行った. 計算に用いたパラメータを Table 2 に示す. その結果によれば, 全磁力変化のパターンは熱消磁とは逆の北側で減少, 南側で

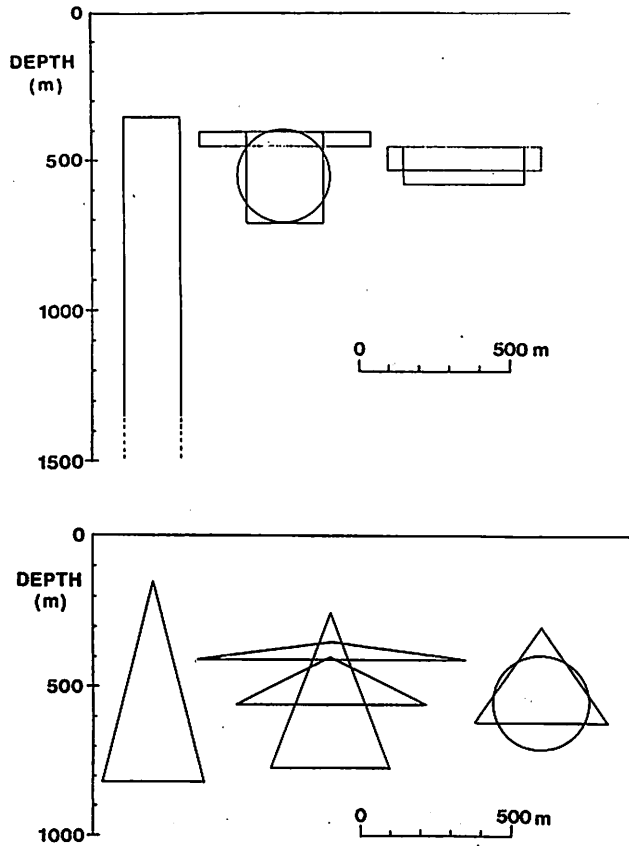


Fig. 9 Examples of columnar and conic demagnetization models which cause nearly the same magnetic anomaly as model B (Yamazaki and Churei, 1991). The spherical model B is also shown for the comparison.

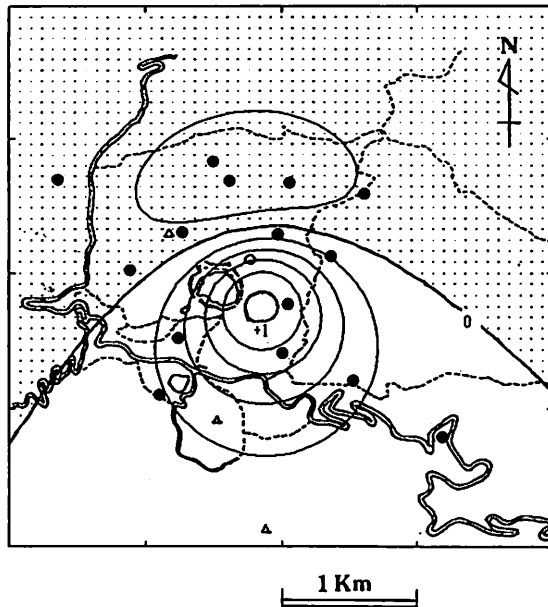


Fig. 10 Piezomagnetic field produced by the presence of a expanded sphere. The size of the sphere is the same as model A. Contour interval is 0.2nT. Others are the same settings as those in Fig.6.

Table 2 Model parameters used in calculation of the piezomagnetic field in Fig. 10.

Depth of the center of the source sphere	D	900 m
Radius of the spherical pressure source	a	230 m
Internal hydrostatic pressure	$\Delta P$	1K bar
Curie point isotherm depth	H	8 km
Stress sensitivity	$\beta$	$2.0 \times 10^{-4} \text{ bar}^{-1}$
Lame's constant	$\lambda$	$3.0 \times 10^5 \text{ bar}$
	$\mu$	$3.0 \times 10^5 \text{ bar}$
Intensity of magnetization	J	1 A/m
Geomagnetic inclination	$I_0$	$49^\circ$
Geomagnetic declination	$D_0$	$7^\circ \text{ W}$

増加のセンスであり、変化量は最大で1.0nT程度である。仮にマグマ溜りが model A よりもさらに大規模で、かつ内圧の大幅な減少があった場合、今回発生した全磁力変化と同じような変化パターンが得られる。しかし、一般的に地下での火山活動の活発化はマグマの供給を意味すると考えられ、マグマ溜りの大幅な減圧は発生しにくいと考えられる。

ピエゾ磁気に伴う全磁力変化は応力モデルによってさまざまな変化パターンをとりうるので確定的なことは言えないが、今回の全磁力変化がピエゾ磁気効果によってひき起こされたとは考えにくいように思われる。

## 6. 岩石磁気の測定

草津白根山で発生した熱消磁から地下の昇温の程度を推定する手がかりとして、簡単な岩石磁気の測定をおこなった。用いたサンプルは湯釜北東部、測点 NO.6 付近から採取した輝石安山岩 6 個である。サンプル岩は転石であるが、色合い等から風化を受けていない比較的新鮮なものであると判断できる。

残留磁化はスピナー磁力計を用いて測定した。まず、交流磁場が 50 Oe (4000 A/m) 刻みで 500 Oe までの交流消磁を行った。交流磁場強度に対する自然残留磁化強度の変化は、各サンプルとも最初の 50 Oe で急激に弱まり、その後はゆるやかに弱まる傾向をみせた。また磁化方向は 50 Oe で大きく変化し、その後ほぼ一定の値となった。50 Oe の交流消磁を行った時点での各サンプルの残留磁化強度は  $1.0 \sim 2.0 \times 10^{-3}$  emu/cc ( $1.0 \sim 2.0$  A/m) の範囲に入ることがわかった。この測定から熱消磁モデルで用いた磁化強度  $1.0 \times 10^{-3}$  emu/cc がほぼ妥当な値であることがわかった。

また、各サンプルについて空気中で熱消磁特性を測定した。測定は常温～600℃まで 100℃刻みで行った。測定前にあらかじめ 50 Oe の交流磁場をかけてある。各サンプルはほぼ同じ熱消磁特性を示し、300～400℃の間に最大の勾配が認められた (Fig.11)。

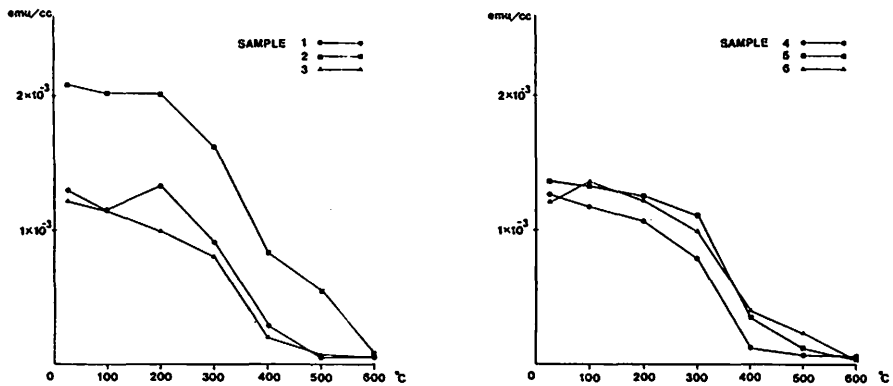


Fig. 11 Thermal demagnetization of the andesite samples.

## 7. まとめ

1990年の草津白根山は火山性地震が多発し、地下での活発な活動を窺わせた。また、東京工業大学による地球化学的観測からも高い活動レベルを示す観測データが得られている。この時期、我々の観測においても、典型的な消磁のパターンを示す顕著な全磁力変化が観測された。この全磁力変化は、1989～1990年に草津白根山の山体下で大規模な熱消磁が発生したとするとよく説明できる。

全磁力変化の解析から熱消磁モデルとして model A, model B を提案した。火山性地震の震源域との比較によれば、model A ではよく一致し、model B ではややずれる。双方のモデルにはそれぞれ特長があり、現段階ではどちらのモデルがより適当であるかの結論は出なかった。

また、草津白根安山岩の熱消磁特性の測定結果から、地中温度が400℃まで達すれば熱消磁はかなり効果的に進むであろうことがわかった。ただし、採取したサンプル岩がどの程度山体下の岩石を代表しているかは我々にはわからない。磁化強度に関しては、草津白根山の安山岩はほとんど強い熱水変質を受けており（群馬県企業局、1975）、山体下の残留磁化強度は測定値より弱い可能性がある。

### 謝 辞

国立極地研究所の船木實氏には岩石磁気測定に際し大変お世話になった。東京大学八ヶ岳地磁気観測所には八ヶ岳のデータを快く提供していただいた。同所小山茂氏にはデータの提供にあたり大変お世話になった。これらの方々に深く感謝いたします。

### 〈参考文献〉

- 中禮正明・山崎 明・角村 悟, 草津白根山で観測された顕著な全磁力変化について, CA 研究会論文集, 69-75, 1991.
- 群馬県企業局, 地熱基礎調査報告書 (NO.1), 29-73, 1975.
- 気象庁, 第55回火山噴火予知連絡会資料, 1990.
- 三品正明・植木貞人・清水 洋, ELF帯MT法による草津白根山における比抵抗測定, 第2回草津白根火山集中総合観測報告書, 63-68, 1985.
- 中川一郎・笹井洋一・歌田久司・石川良宣・小山 茂・大地 洸・徳本哲男, 1983年10月三宅島噴火に関連した地磁気変化, 火山 第2集, 第29巻 (三宅島噴火特集号), 101-112, 1984.
- Ohchi, K., Observation of the geomagnetic total force at Kusatsu-Shirane Volcano, Mem. Kakioka Mag. Obs., vol.22, 1-9, 1987.
- Sasai, Y., Piezomagnetic field associated with the Mogi model revisited: Analytic solution for finite spherical source, J. Geomag. Geoelectr., vol.43, 21-64, 1991.
- Suzuki, Y. and N. Oshiman, A paradox in volcanomagnetism: Disagreement between analytical and numerical estimates of geomagnetic changes due to an underground pressure nucleus, J. Geomag. Geoelectr., vol.42, 1291-1308, 1990.
- 東京大学地震研究所, 第55回火山噴火予知連絡会資料, 1990.
- 東京工業大学草津白根火山観測所, 第55回火山噴火予知連絡会資料, 1990.
- 山崎 明・中禮正明, 球形モデルとほぼ同等な全磁力異常を与える円柱, 円錐モデルについて (草津白根山の熱消磁域の解釈), 地磁気観測所技術報告, vol.30, No.3,4, 61-70, 1991.
- Yukutake, T., H. Utada, T. Yoshino, E. Kimoto, K. Otani and T. Shimomura, Regional secular change in the geomagnetic field in the Oshima Island area during a tectonically active period, J. Geomag. Geoelectr., vol.42, 257-275, 1990.
- Yukutake, T., H. Utada, T. Yoshino, H. Watanabe, Y. Hamano, Y. Sasai, E. Kimoto, K. Otani and T. Shimomura, Changes in the geomagnetic total intensity observed before the eruption of Oshima Volcano in 1986, J. Geomag. Geoelectr., vol.42, 277-290, 1990.

## Analysis of the Variation of Geomagnetic Total Force at Kusatsu-Shirane Volcano: The Remarkable Changes in the Geomagnetic Total Force in 1990 and the Estimated Thermal Demagnetization Model

Akira Yamazaki, Masaaki Churei,  
Satoru Tsunomura and Sinzaburou Nakajima

### Abstract

From 1976, repeat measurement of geomagnetic total force at Kusatsu-Shirane Volcano using proton-precession magnetometer has been carried out nearly every year by Kakioka Magnetic Observatory. At the measurement in September, 1990, remarkable changes in the geomagnetic total force were observed. The maximum change value during one year amounted to  $-11.1\text{nT}$  at No.5 observation point located in the southeast from Yugama. Increases of total force were observed at northern area of Yugama, and decreases at southern area. Such changes can be explained by the demagnetization of the material under the volcano. On the other hand, volcanic earthquakes and volcanic tremors have occurred frequently since February, 1990. Further, geochemical data have indicated high level activities of the volcano. It is inferred that the geomagnetic total force changes are caused by the thermal demagnetization of the rocks under near Yugama. By the use of least squares method, we have proposed two thermal demagnetization models and found that the estimated demagnetized area almost coincided with the focuses of volcanic earthquakes. These results imply that geomagnetic observation is a useful method for understanding volcanic activities at Kusatsu-Shirane Volcano and many other andesitic volcanoes.