

桜島における地磁気観測の可能性

藤井郁子（技術課）

2007年3月1日受付, 2007年3月5日受理

要 旨

地磁気観測による桜島の火山活動検出の可能性を知るため、シミュレーションを行った。

本研究では、(1) 最近の地下の長期的な蓄熱状況、(2) 2006年6月の昭和火口からの小規模噴火、(3) ダイク貫入のそれぞれについて、熱消磁あるいは比抵抗変化が地表面でどのような磁場変化を生じるかを計算した。

(1)、(2)によって熱消磁が起こった場合に生じる全磁力変化は、南岳火口から2 km 以遠の観測可能地域で0.01nTのオーダーとなり、全磁力計での検出限界ぎりぎりの値であることがわかった。降灰の影響を避けるためには坑道のような地下での観測が必要だが、その場合でも坑道内部の観測ノイズの問題があり、仮に観測できたとしても観測場所が限られることから熱消磁源を特定するのは不可能になる。

(3)では、比抵抗の低い板状ダイクが貫入して地表面に到達した場合に、周期0.1~10秒の地磁気変換関数に生じる変化を計算した。その結果、観測可能域の地磁気変換関数の変化は最大で0.01のオーダーであり、フラックスゲート磁力計で観測できる量であることがわかった。フラックスゲート磁力計を埋設して時間変化だけを利用するならば、降灰の影響も無視できる。また、桜島では、対岸の鹿児島市街地を走る直流電車の影響で昼間の10~1000秒の地磁気変動観測は難しいことが予想されるが、それより短周期側であれば時間変化を追える可能性もある。

以上のことから、桜島の場合、全磁力計を用いた観測で期待できるのは大規模噴火による急激な変化のみである可能性が高いが、フラックスゲート磁力計であれば、大規模噴火に伴う急激な磁場変動に加えて、短周期の地磁気変換関数を用いた比抵抗変化モニターの可能性もあることが示唆された。

1. はじめに

桜島は非常に活発な活動が続いている火山の一つである。最近の観測では、南岳火口直下の海面下3 kmにA型地震の震源域があり、そこでは年間に約 $9.85 \times 10^6 \text{m}^3$ のマグマ供給積算量増加があることがGPSから推定されている(京都大学防災研究所, 2006)。2006年6月には、南岳南東斜面の昭和火口から小噴火が発生した。

桜島の火山体内部の熱・圧力状態を地磁気観測から検出する試みは、鹿屋出張所によって行われた(例えば、大地, 1961; 河村他, 1980; 加藤, 1988; 福島他, 1991; 池田, 脇野, 1993)。しかし、地磁気偏角・伏角・水平分力観測(1962~1988年)と全磁力繰り返し観測(1972~1999年)からは、有意な火山性変動が検出できないと結論された。これは、磁化を持った降灰の影響が大きいこと、南岳火口から半径2 km以内が立ち入り禁止となっていて活動域近傍に観測点を設けられないこと、が主な理由と

なっている。

また、山崎(1997)は、ピエゾ磁気効果についてモデル計算を行い、大正噴火級の大きな体積を持つマグマなら数nTの磁場変化が生じるが、最近のマグマ活動のレベルでは0.01nTのオーダーの磁場変化しか生じないことを示した。

以上のように、桜島では地磁気観測があまり有効でないと考えられているが、2006年に降灰の影響を受けない有村坑道が整備されたのを契機に、地磁気観測による桜島活動監視の可能性を模索することになった。

本研究では、(1) 有村坑道における全磁力観測による山体内部の熱状態を反映した熱消磁効果の検出、(2) 有村坑道を含む桜島地域での地磁気3成分変化観測による山体内部の熱・物質異常を反映した電磁誘導効果の検出、の2通りのシナリオについて地磁気変動のモデル計算を行った。

2. 全磁力変化のモデル計算

2.1 長期的なマグマ蓄積のモデル

桜島の地下に供給が続いているマグマの蓄積をイメージして、地下深部のマグマによる熱消磁をモデル計算した。

桜島のA型地震をマグマの蓄積に伴うものと仮定する。単純なケースを考え、A型地震の震源域で、増加したマグマの体積の分だけ岩石と入れ替わったとすると、マグマはキュリー点よりも高温で磁化=0であるから、マグマの体積分だけの磁化が完全に失われたことになる。この消磁により、地表には地磁気の変化があらわれると期待できる。

GPSから推定した年間のマグマの体積増加量 $9.85 \times 10^6 \text{ m}^3$ は、半径133mの球の体積に相当する。元々の岩石の磁化を安山岩の代表的な値 3 A/m と仮定すると、地下3kmにダイポールモーメント $1.3 \times 10^7 \text{ Am}^2$ の消磁源が存在するのと同等になる。

南岳を原点 $(x, y, z) = (0, 0, 0)$ とし、南岳直下 $(0, 0, -3000 \text{ m})$ にダイポールモーメント $1.3 \times 10^7 \text{ Am}^2$ の消磁源があるとき、地表 ($z = 0$) に現れる全磁力変動を計算した (図1)。全般的に変動は小さく、有村坑道 $(1000, -2500, 0)$ では -0.08 nT であった。

2.2 昭和火口からの小規模噴火のモデル

2006年6月の昭和火口からの小規模噴火をイメージして、小体積の熱消磁源がマグマだまりから昭和火口に向かって上がってきたとき、地表で観測され

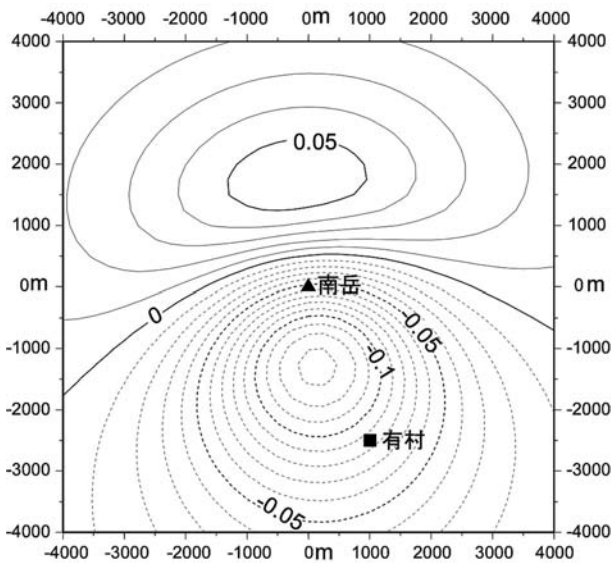


図1 $(x, y, z) = (0 \text{ m}, 0 \text{ m}, -3000 \text{ m})$ にダイポールモーメント $1.3 \times 10^7 \text{ Am}^2$ の消磁源 (磁化 3 A/m , 半径 133 m の球に相当) がある場合、 $z = 0$ で観測される全磁力変化。コンター間隔は 0.01 nT 、正の値は実線、負の値は点線で示されている。

る全磁力変化を計算した。

磁化 3 A/m , 半径 50 m の球形の岩石がマグマによって取って代わられ消磁したとし、球形のマグマが南岳直下 $(0, 0, -3000 \text{ m})$ から昭和火口 $(1000, 0, 800)$ まで直線的に移動した場合に、有村坑道 $(1000, -2500, 0)$ で観測される全磁力変化は、せいぜい振幅 0.01 nT 程度であると予想された (図2)。消磁源が昭和火口にあるときの海拔 0 m での全磁力変化分布を図3に示す。

3. 地磁気3成分変化のモデル計算

3.1 地磁気変換関数

マグマは高温で溶融状態にあるため周囲の岩石よりも電気を通しやすく、地下のマグマだまり近傍では電気伝導度分布に著しい不均質を生ずる。そのため、地下を流れる誘導地電流が空間的にゆがみ、誘導磁場を生ずる。地表面で、誘導電場の原因となる超高層起源の磁場変動 (= 入力) と誘導磁場 (= 出力) を観測すれば、それらの関係から、地下を掘ることなく地下の電気的な性質 (= 応答関数) を推定することができる (出力 = 応答関数 * 入力)。

地磁気ベクトル3成分の変化 $\Delta H_x, \Delta H_y, \Delta H_z$ には経験的に

$$\Delta H_z(\omega) = A(\omega) \Delta H_x(\omega) + B(\omega) \Delta H_y(\omega)$$

の関係が成立することが知られている。 ω は角周波数である。超高層起源の磁場変動が水平2成分 ($\Delta H_x, \Delta H_y$) であったとき、地下の電気的な不均質を反映した地磁気応答関数 (A と B) に対応した鉛直成分 ΔH_z が誘導されることを表現している。

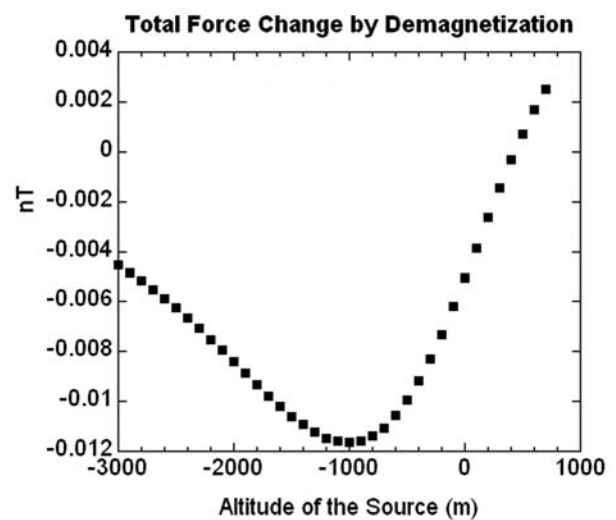


図2 ダイポールモーメント $1.6 \times 10^6 \text{ Am}^2$ の消磁源 (磁化 3 A/m , 半径 50 m の球に相当) が上昇してきたときに、有村坑道 $(x, y, z) = (1000, -2500, 0)$ で観測される全磁力変化。

地磁気変換関数 A と B は、不均質の境界に近いほど、あるいは、不均質の度合いが大きいほど、絶対値が大きくなる。A と B より求められるパーキンソン表示のインダクションベクトル ($-\text{Re}(A)$, $-\text{Re}(B)$) は、電気伝導度の高い方を指し示す性質があり、不均質や地質学的な走向を検出するのに便利な表現方法である。

一般に、周波数と電気伝導度が高いほど探査深度は浅くなるので、いろいろな周波数の変動を多くの場所で調べることで浅部から深部までの電気伝導度分布を明らかにすることができる。

3.2 地磁気変換関数のモデリング

上述のような地磁気変換関数の性質を使って、桜島の地下にあるマグマをモニターすることを考える。先日の昭和火口からの噴火を念頭に置き、ダイクの貫入について考察する。

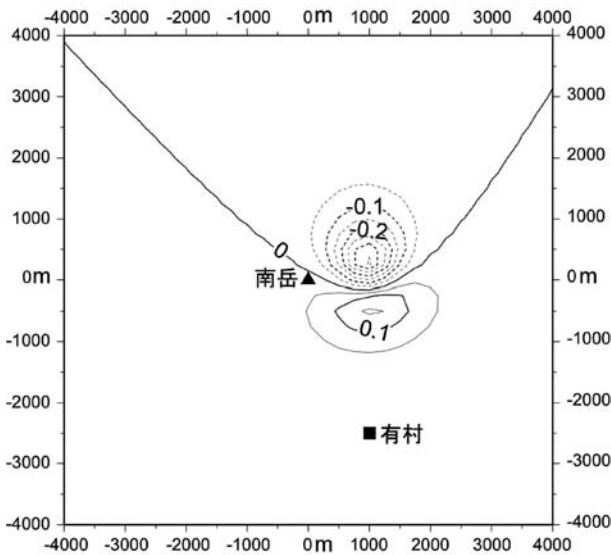


図3 図2の消磁源が昭和火口 $(x, y, z) = (1000, 0, 800)$ にあるときに、 $z = 0$ で観測される全磁力変化。コンター間隔は0.05 nT, 正の値は実線, 負の値は点線で示されている。

桜島での地磁気応答関数におけるダイクの影響を計算するため、南岳を中心とする水平面内 $46.614 \text{ km} \times 46.614 \text{ km}$ ・鉛直方向 19.406 km の範囲について、2種類の電気伝導度モデルを作成した(図4)。均質な海と陸があるモデル(図4左)と、南岳山頂を中心として東西に2 km, 南北に200 m, 鉛直方向に2 kmの板状ダイクが加わったモデル(図4右)である。

電気伝導度モデルの作成では、まず、計算領域を水平面内では 82×82 個のメッシュにわけ、鉛直方向には47層に分けた。水平方向メッシュは、中央の $12 \text{ km} \times 12 \text{ km}$ の範囲では $200 \text{ m} \times 200 \text{ m}$ の等方メッシュを用い、その外側は中央から離れるにつれ1.2~1.5倍ずつ間隔を粗くした。鉛直方向は、深さ0~3.5 kmが厚さ100 mの等幅層、3.5 km以深は深くなるにつれ倍率1.2~1.5倍で厚くなる層で構成されている。最下面では、最下層の構造が半無限に続いていると仮定している。

次に、桜島周辺の地形をモデル化する。陸の標高は無視し、各メッシュの位置での海深は50 m間隔の水深データを平均して求めた。これにより、図4左のモデルでは、 $82 \times 82 \times 47$ 個のグリッドが、海・陸・海と陸が混在という3種類に分類される。海と陸のグリッドには、電気伝導度としてそれぞれ 4 S/m , 0.01 S/m を与え、海と陸が混在するグリッドには、コンダクタンスを保存するように平均の電気伝導度を与える。

ダイクがあるモデル(図4右)については、ダイクの位置のグリッドに電気伝導度として 1 S/m を与えた。

標準モデルの十分上空に X あるいは Y 方向の磁場ソースがあるとき、地表面で観測される電場2成分、磁場3成分を有限差分法のプログラム(Mackie, et al, 1994)によって計算し、地磁気変換関数を求めた。

周期0.1秒のとき、地表面 ($z = 0$) で得られた地磁気応答関数から求めたインダクションベクトルを

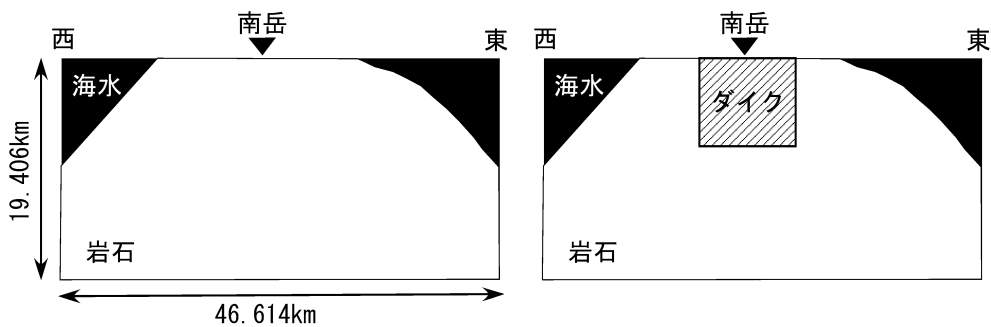


図4 桜島周辺の電気伝導度モデル。海と陸だけのモデル(左)と板状ダイクの貫入が加わったモデル(右)の東西方向の断面図

図5に示す。ベクトルは海岸線付近で電気を通しやすい海水の方を向き、海の中では海底地形の浅い方から深い方に向いている。一方、海から遠い内陸部や様な海底地形の部分ではベクトルが0となり、不均質による誘導が起っていないこと、つまり、等質であることを示している。

図6に、ダイクモデルの周期0.1秒でのパーキンソンベクトルを示す。図5に比べると、内陸の山頂のダイク周辺の分布が違っており、電気を通しやすいダイク方向へ向くパーキンソンベクトルが出現しているのがわかる。

ダイクモデルと均質モデルの応答関数の差を計算

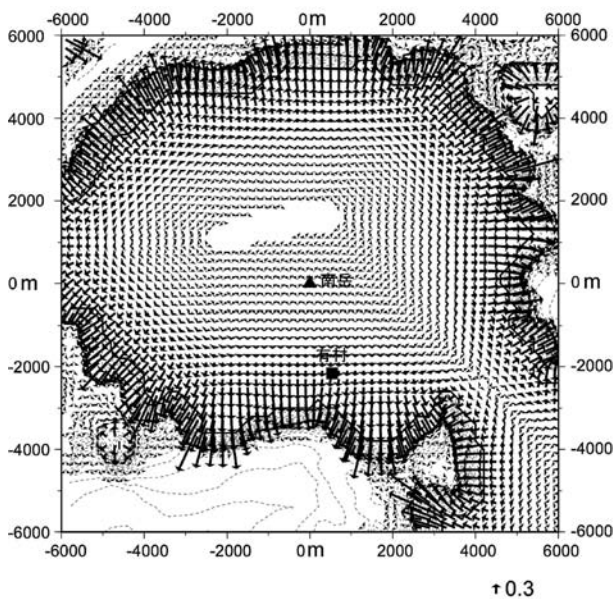


図5 海と陸だけの場合の周期0.1秒でのパーキンソンベクトルの計算値。矢印のスケールを図右下に示す。点線コンターは、10m間隔の海底地形。

してダイクによる応答関数の変化の分布を見ると、ダイク走向に直行する南北の応答関数 $\text{Re}(A)$ の振幅が一番大きく、ダイクを挟んで符号が逆転する特徴的なパターンが火口から半径2 kmを越えて現れる(図7左)。ダイク走向に平行な東西の応答関数 $\text{Re}(B)$ の変化は非常に小さい(図7右)。ダイク走向が南北であれば、傾向は逆になる。

ダイクによる応答関数の変化は、周期によっても異なる。周期1秒では周期0.1秒に比べて全体の振幅は下がるが、差が見られる範囲が若干広がり、周期10秒では振幅・範囲ともに縮小する。(図は示さず。)

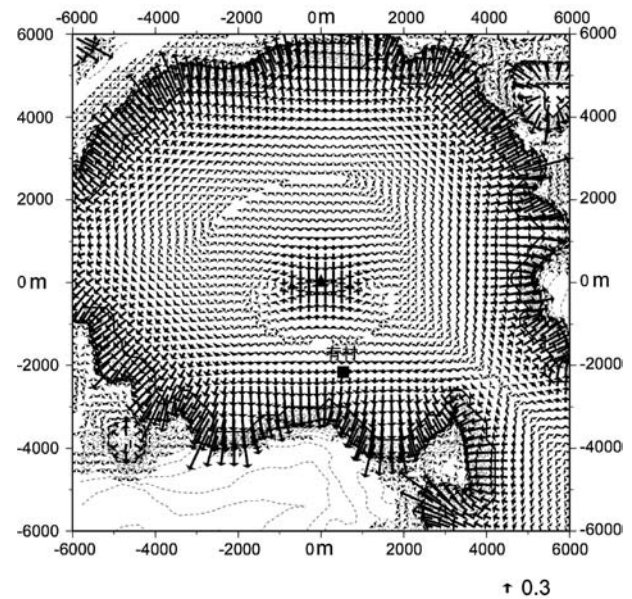


図6 ダイクがある場合の周期0.1秒でのパーキンソンベクトルの計算値。

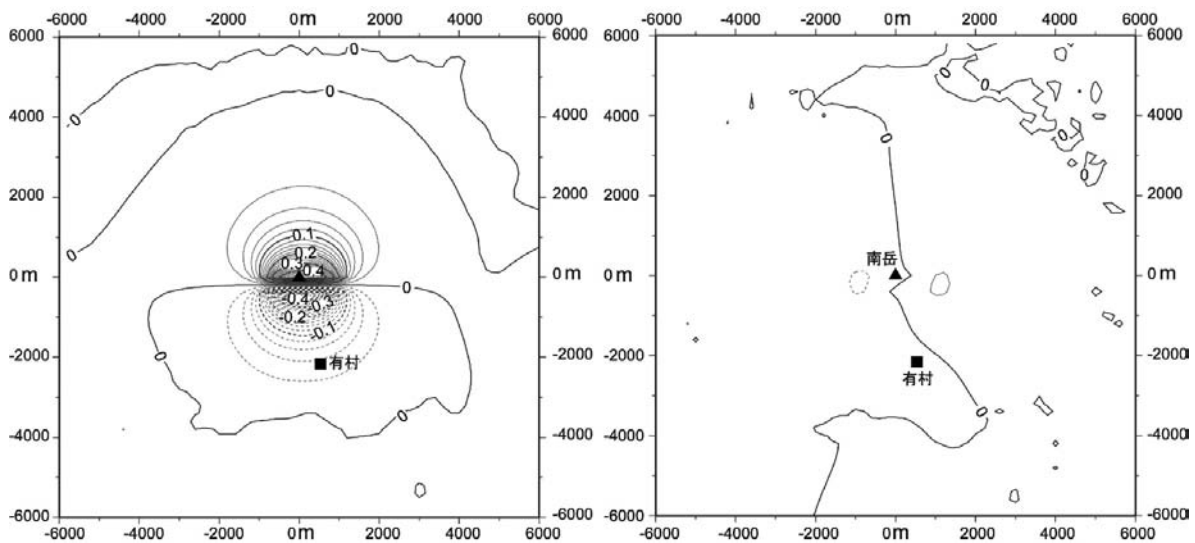


図7 ダイクモデルと均質モデルとの応答関数の差。周期0.1秒でのA(左)とB(右)の実部を示す。コンター間隔は0.02。

図8に、有村坑道で予想されるダイクによる応答関数の変化を示す。最も変化の大きいAで0.01のオーダーであることがわかる。ダイクモデルと均質モデルの差で得られた値は、この規模のダイクによる影響の最大値であるから、貫入が始まってから噴火に至るまでの途中経過は図8に示すものよりも小さいと予想される。

4. 考察

最近の桜島の活動規模であれば、熱消磁で生じる全磁力変化は南岳火口から2 km以遠の観測可能地域で0.01nTのオーダーとなった。これは、全磁力計での検出限界ぎりぎりである。降灰の影響を受ける場所では不可能なので、有村坑道のように地下である必要があるが、その場合でも坑道内部の観測ノイズレベルの問題があり、観測可能かどうかはわからない。また、仮に有村坑道のノイズレベルが低くて観測ができたとしても、有村坑道以外に観測点を設けられそうな場所はなく、1観測点しか期待できないことになる。1観測点から熱消磁源の位置や強さを特定するのは不可能である。

一方、地磁気応答関数の時間変化は、昭和火口からの小噴火の規模で0.01オーダーの大きさになった。ノイズ環境が良好であれば、地磁気変換関数の観測誤差は0.01よりも有意に小さいと期待できる。例えば、三宅島で臨時に1 Hz サンプリングで3日間観測した磁場ベクトル3成分のデータを参考にすると、周期30秒から1000秒で応答関数の95%信頼限界はほぼ0.01を下回っており、スタック数の減った1000秒以上でも0.025以内に収まっている。図6とは観測周期帯が異なっているが、傾向的には同様で

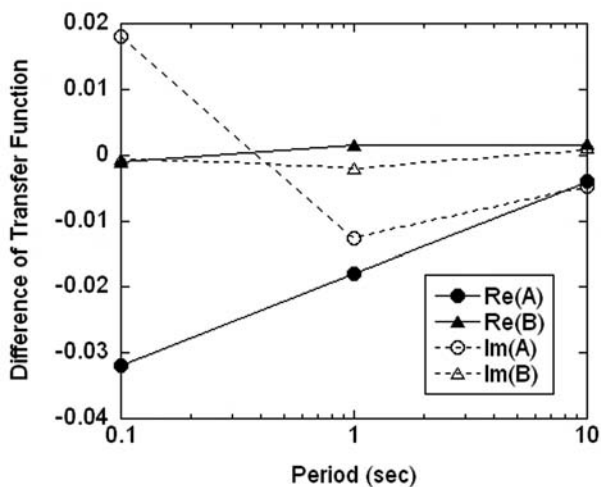


図8 有村坑道で予想されるダイクによる応答関数の変化。A(実線)の実部(●)と虚部(▲)、B(点線)の実部(○)と虚部(△)を示す。

あると予想されるので、十分スタック数を稼ぐことができれば、応答関数で0.01の差を検出することは可能である。従って、有村坑道程度に活動域(南岳火口)から離れた場所であれば、ダイクによる時間変化をダイクが地表に現れるまでに検出できる可能性がある。

フラックスゲート磁力計を用いて地磁気応答関数のモニタリング観測をすることを想定し観測点配置を考えてみる。1観測点あれば、高電気伝導度の物質があるおおよその方向を知ることができるが、走向・広がり・振幅を知るためには高電気伝導度の物質を挟むように最低3点必要であると予想できる。桜島の場合は活動域が南岳火口周辺にある可能性が高いので、南岳火口の中に含むような三角形の頂点に3観測点を並べるのが最適であろう。

上述の想定を検証するため、鹿屋出張所により、地磁気3成分時間変化の試験観測が2006年8～9月に桜島で行われた。観測環境が良く火口に近い有村坑道、南岳火口から半径2 km以内の立ち入り禁止区域のすぐ外側の湯之平と二俣の計3観測点で2, 3日の連続観測を行い、ノイズレベルの解析を進めているところである。

5. まとめ

地磁気観測による桜島の火山活動検出の可能性を知るため、(1)最近の地下の長期的な蓄熱状況、(2)2006年6月の昭和火口からの小規模噴火、(3)ダイク貫入のそれぞれについて、熱消磁あるいは比抵抗変化が地表面でどのような磁場変化を生じるかを計算した。

(1)、(2)によって熱消磁が起こった場合に生じる全磁力変化は、南岳火口から2 km以遠の観測可能地域で0.01 nTのオーダーで、全磁力計での観測限界程度であった。

(3)では、低比抵抗の板状ダイクが貫入して地表面に到達した場合に、周期0.1～10秒の地磁気変換関数に生じる変化を計算した。その結果、観測可能域の地磁気変換関数の変化は最大で0.01のオーダーであり、フラックスゲート磁力計で観測できる量であることがわかった。

以上のことから、桜島の場合、全磁力計を用いた観測で期待できるのは大規模噴火による急激な変化のみである可能性が高いが、フラックスゲート磁力計であれば、大規模噴火に伴う急激な磁場変動に加えて、短周期の地磁気変換関数を用いた比抵抗変化モニターの可能性もある。

謝辞

モデル作成にあたり、地震火山部火山課、技術課火山班、京都大学防災研究所の神田径博士に有益なアドバイスをいただきましたことを感謝します。

参考文献

大地 洸, 桜島火山活動と調査結果の二, 三の紹介, 技術報告, 第1巻, 26-37, 1961
 福島秀樹, 中禮正明, 上井哲也, 山本哲也, 池田 清, 桜島・阿蘇山の全磁力観測結果と今後の課題, 技術報告, 第30巻, 71-75, 1991
 池田 清, 脇野洋一, 火山噴火予知観測に関する検討, 技術報告, 第32巻, 41-45, 1993
 加藤諄司, 変換関数法による全磁力地点差 (桜島・阿蘇)

の補正について, 地磁気観測所要報, 22, 63-72, 1988

京都大学防災研究所, 桜島, 第104回火山噴火予知連絡会追加資料, 1-2, 2006

河村まこと, 永野哲郎, 加藤諄司, 馬場広成, 仲谷 清, 行武 毅, 吉野登志男, 歌田久司, 田中良和, 増田秀晴, 桜島およびその周辺地域での全磁力測量, 第三回桜島火山の集中総合観測報告, 41-54, 1980

Mackie, R.L., J.T. Smith, and T.R. Madden, Three-dimensional electromagnetic modelings using finite difference equations: the magnetotelluric example, *Radio Science*, 29, 923-935, 1994

山崎 明, 桜島火山の噴火に伴うピエゾ磁気効果の試算, 技術報告, 第37巻, 152-164, 1997

Feasibility study on monitoring the volcanic activity at Sakurajima by geomagnetic field observations

Ikuko Fujii

(Received 1 March 2007; accepted 5 March 2007)

Abstract

We report on simulated results of volcanomagnetic effects at the Sakurajima volcano, Japan.

We modeled the demagnetization or induction effect on the geomagnetic field in three cases here; (1) a recent long-term magma supply, (2) an eruption at the Syowa crater in June 2006, and (3) an intrusion of a small scale dike.

The demagnetization effects in the cases (1) and (2) at areas more than 2 km away from the Minamidake crater are estimated to be on the order of 0.01 nT, which is the lower limit of observation by a proton-precession magnetometer. If this level of amplitude is required, an underground observation should be considered to avoid the influence of volcanic ash, and this would result in a very limited number of observation sites.

On the other hand, a variation of the geomagnetic transfer function generated in the case (3) could be on the order of 0.01 at periods from 0.1 to 10 seconds, which is an observable level by a fluxgate magnetometer. Disturbances due to volcanic ash would be negligible for the case of the fluxgate magnetometer because the sensor is usually buried. Noises of DC trains are expected to be smaller at the requested period band than at periods from 10 to 1000 seconds.

It is indicated that a geomagnetic observation by a proton-precession magnetometer could detect only an abrupt change generated by a huge eruption, while that by a fluxgate magnetometer could monitor an apparent resistivity change in the shallow area as well as an abrupt change.