

桜島における地磁気観測

小木曾仁・生駒良友・瀧沢倫明・上杉忠孝（地磁気観測所 鹿屋出張所）・
野坂大輔（気象庁 地震火山部）・
豊留修一・大和田毅・藤井郁子（地磁気観測所 技術課）

2008年1月29日受付, 2008年3月6日改訂, 2008年3月7日受理

要 旨

2006年6月に昭和火口から噴火が発生した桜島において、火山監視業務への地磁気観測の利用可能性を検討するため、我々は2006年8月から9月にかけて全磁力観測、及び地磁気3成分観測を行った。地磁気観測所では、桜島島内における地磁気観測は1999年以降行っていないが、2006年に新たな観測坑道（有村坑道）が整備され、我々にも利用可能となったことから、全磁力観測は坑道内にて、地磁気3成分観測は坑道内及び島内（野外）2点の計3点にてデータを取得した。

全磁力観測ではプロトン磁力計2機種とオーバーハウザー磁力計1機種を用いた。どの磁力計でも全磁力値は鹿屋における観測値より10000nTほど小さい値を示し、坑道内で使用されている鉄筋などの影響が非常に強いことがわかった。また、プロトン磁力計では信号が弱く、原理的に正しい観測値が得られない可能性が高い。オーバーハウザー磁力計では、一見安定した観測値が得られるものの、信号が弱く、減衰も早いため、その観測値が信頼できる値ではない。したがって、現在の火山活動レベルで期待される0.1nT程度の全磁力変動の検出は難しいことがわかった。

一方、地磁気3成分観測では、3点とも日中は人工ノイズの影響が非常に大きい、夜間は良好なデータを得ることができた。夜間6時間分のデータを用いて地磁気変換関数を計算したところ、良好な観測データを得ている30秒から512秒の周期帯で安定した結果が得られた。地磁気変換関数は3点とも似た傾向を示し、3点の配置間隔では区別できない程度の広域的な電気伝導度不均質を反映していると考えられる。また、地磁気変換関数の標準誤差は最大で0.03程度であり、現在の桜島の活動監視に必要と考えられる0.01の精度より悪かったが、有村坑道では周期200秒から512秒にかけて標準誤差が0.01以下と十分な精度の結果が得られ、火山活動監視に利用できる可能性がある。

1. はじめに

桜島は全国有数の活発な火山である。現在の活動の中心は南岳山頂火口で、1955年以来今日に至るまで噴火活動を続けている（気象庁、2005）。2006年6月には、南岳東斜面の昭和火口にて噴火した（鹿児島地方气象台、2006）。この噴火に伴い、気象庁火山課では地震観測点や地殻変動観測点を増設し、火山活動監視体制を強化している。

現在、地磁気観測による火山活動監視の一例として、各地の火山監視・情報センターは常時監視火山を対象に全磁力繰り返し観測を行っているが、桜島では地磁気観測は行われていない。鹿屋出張所ではかつて桜島にて地磁気観測（成分観測：1962年～

1987年、全磁力観測：1972年～1999年）を行っていた（例えば河村他、1980；窪田他、1995）が、磁性を持った火山灰の堆積や降水に伴う移動などの影響により、火山活動に起因する地磁気変動を検出することができず、1999年に観測を終了した。

今回の昭和火口からの噴火に伴う桜島の活動監視体制強化の一環として、気象庁火山課から地磁気観測所に対して地磁気観測による火山活動監視の可能性について調査依頼があった。これは、2006年に整備された観測坑道（有村坑道）が使えることになり、以前の野外観測と比較して火山灰の影響が小さく、また、より活動域に近いところで観測ができると期待されたためである。

山崎 (1997) は桜島について、茂木モデルのもとでピエゾ磁気効果による全磁力変動量を計算した。また、藤井 (2007) は熱消磁効果による全磁力変動量の計算を行った。どちらの結果でも、現在の南岳山頂火口を中心とした桜島の活動規模では、桜島島内で0.01nT~0.1nT程度の全磁力変動が予想される。この変動量は全磁力計による観測では検出限界程度であり、観測点における電磁気的環境は非常に重要である。

一方、藤井 (2007) は地磁気3成分観測による山体内部の熱や物質異常を反映した電気伝導度変化の検出の可能性についても計算を行った。その結果、現在の桜島の活動規模でも、有村坑道を含めた桜島島内において磁力計の検出限界以上の地磁気変換関数の変化が期待できることがわかった。したがって、桜島では地磁気3成分観測も火山活動監視に有効な手段になりうる。

今回の観測では、有村坑道の電磁気的環境を調べるため、複数の全磁力計を用いて坑道内で試験観測を行った。また、地磁気3成分観測は有村坑道と他に島内に2点(二俣、湯之平)を選定し、フラックスゲート磁力計を用いてそれぞれ数日間の試験観測を行った。観測点の配置を図1に示す。得られたデータと鹿屋における地磁気観測記録とを比較して桜島島内の観測環境を評価するとともに、Geomagnetic Depth Sounding法(GDS法)を用いて地磁気変換関数を推定し、藤井(2007)で予想され

る変化量が検出可能かどうか検証した。

2. 全磁力観測

2.1 全磁力観測の概要

全磁力計は小型・軽量であり、操作が簡単でかつ測定値の安定性が高いことから、野外観測では広く使用されている。一方、磁場の大きさのみしか測れず、磁場傾度が大きい場所では原理的に正確な測定値が得られにくいという欠点がある。有村坑道は地磁気観測に特化していないため、鉄筋などの大量の磁性物が使用されていると考えられる。したがって、磁場傾度は大きいと予想され、全磁力計で正確な観測値が得られるかどうか確認する必要がある。また、坑道内には電源線や各種観測機器の信号線が敷設しており、これらの電源線や信号線もノイズ源となりうる。

今回の観測では、G856型プロトン磁力計(以下、G856)、PM215型プロトン磁力計(以下、PM215)、POS-1型オーバーハウザー磁力計(以下、POS-1)の3種類の全磁力計を用いた。G856とPM215は小型軽量であるが、大きな磁場傾度の下では正確な観測が難しい。PM215はマルチカウンター方式を採用しており、G856よりは安定した観測が行える。POS-1はオーバーハウザー効果を利用した全磁力計で、大きな磁場傾度の下でもプロトン磁力計よりは安定度が高い。また、プロトン磁力計より高サンプリングでの観測が可能である。

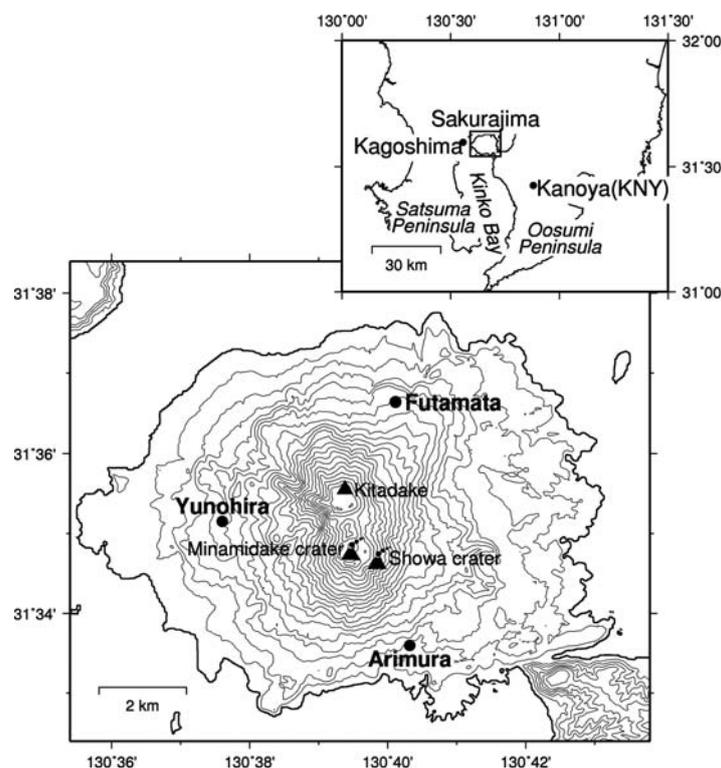


図1 観測点配置。有村(有村坑道)では全磁力観測と成分観測を行い、二俣と湯之平では成分観測のみを行った。等高線間隔は50m。

我々は2006年8月28日にG856, 9月7日にPM215とPOS-1を用いて観測を行った。坑道内の見取り図と観測地点を図2に示す。G856とPM215は手動で計測を行い、POS-1は1秒サンプリングで60秒以上のデータを取得した。測定時間中には鹿屋の地磁気記録には顕著な短周期変動はなかった。

2.2 全磁力観測結果

表1にG856の観測結果を示す。信号強度を示すSIGNALの値は0.3から1.1と、鹿屋構内における通常の信号強度(7.0前後)よりかなり小さい。今回は各観測箇所でも1回のみでの計測であるが、たとえ複数回の計測を行っても、信号が弱いため、観測値のばらつきは大きいと思われる。

表2にPM215による観測結果を示す。PM215は各観測箇所でも3回の計測を行った。PM215を柿岡で検定したときの信号強度(SIGNAL)はおおよそ40%、

標準偏差は0.01nT程度であったが、今回の観測ではいずれの計測値についてもSIGNALは数%、標準偏差は西側2.0mの地点で約0.8nT、その他の地点ではいずれも10nT以上の値となっており、PM215も信号が弱く、観測値のばらつきが大きいことがわかる。

表3にPOS-1の観測値に付随するフラグの割合(各観測位置での観測値の総数に対する割合)を示す。フラグは2桁の整数で表され、10の位が2である場合は信号がなく、測定値がない(エラー)であることを示す。8の場合は、測定が行われ、測定値が存在していることを意味する。また、1の位は測定値に対する警告を示し、4は信号強度が弱いことを、2は信号の減衰が早く、全磁力値の計算に必要な十分なデータが得られていないことを、1は短時間で数1000nT以上の全磁力値が変動するなどで、全磁力値が測定レンジ内ではなかった場合をそれぞれ

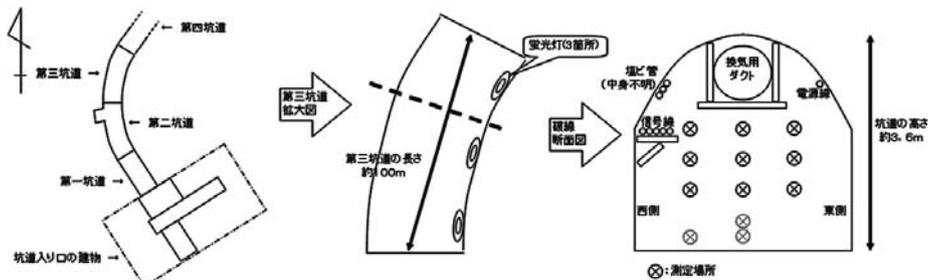


図2 坑道内の見取り図と全磁力観測点。全磁力観測は第三坑道の破線の部分で行った。右図の9点で観測を行いG856はさらに灰色の3点で観測を行った。

表1 G856の観測結果。SIGはSIGNAL(信号強度)値。

測定位置(水平)	西側		中央		東側	
	全磁力値[nT]	SIG	全磁力値[nT]	SIG	全磁力値[nT]	SIG
測定位置(高さ)						
2.0m	26736	1.1	35424	0.8	35209	0.5
1.5m	26074	0.4	36133	0.7	36236	0.7
1.0m	32425	0.4	36463	1.2	36248	0.9
0.5m			20291	0.4		
0.3m	25889	0.3	24122	0.3		

表2 PM215の観測結果。SはSIGNAL(信号強度)値、Sdは標準偏差。

測定位置(水平)	西側			中央			東側		
	全磁力値[nT]	S	Sd	全磁力値[nT]	S	Sd	全磁力値[nT]	S	Sd
測定位置(高さ)									
2.0m	32407.57	6%	0.832	35099.83	1%	37.144	36583.78	1%	24.225
	32411.57	6%	0.799	35151.44	1%	28.669	36768.95	1%	27.583
	32417.79	6%	0.701	35312.37	1%	21.882	36770.86	1%	36.301
1.5m	32978.96	2%	31.825	35933.21	1%	22.149	35974.51	1%	33.902
	33012.86	2%	26.918	36002.53	1%	42.124	36270.22	1%	31.407
	33087.93	2%	25.170	35838.01	1%	19.678	36261.40	1%	44.145
1.0m	35246.08	1%	24.455	36450.05	1%	35.784	35881.58	1%	32.706
	35261.55	1%	27.294	36099.37	1%	28.210	36207.45	1%	16.519
	35369.88	2%	38.887	36391.58	1%	28.779	35979.74	1%	28.557

意味する。また、0は正常な測定であったことを示す。これらの数字の和を取ることで、複数の警告を示す。例えば1の位が6である場合は、 $4 + 2 = 6$ であるから、信号強度が弱く(4)、かつ減衰が早い(2)ことを意味する。

表3を見ると、西側高さ2mの観測点ではフラグが“20”の割合が高く、観測値が得られていない割合が約44%である。また、西側1.5mや西側1.0mの観測点でもエラーの割合がそれぞれ3.6%、0.9%であり、他の観測点では“20”のフラグは東側2.0mの観測点に見られるのみである。西側の観測点はエラーの割合が高く、図2からわかるように信号線に近いほどエラーの割合が高いこともわかる。したがって、オーバーハウザー磁力計は信号線の影響を受けていると考えられる。また、中央1.0m及び中央1.5mの観測点ではフラグ“82”の割合が80%弱と最も高いが、その他の中央や東側、西側の観測点ではフラグが“82”の割合と“86”の割合がほぼ半々である。これは、壁や天井に近い観測点ほど“86”のフラグが多い、すなわち、信号強度が弱く、減衰が早いことを表しており、その原因のひとつとして、坑道の壁や天井を保持するために、壁や天井には床下より多くの磁性体(鉄筋)が使用されているということが考えられる。正常な測定を示すフラグ“80”は、中央1.0mの観測点の6個のみであった。

図3はPOS-1で得られた観測値である。図3の上図を見ると、G856×P M215の観測結果の傾向とは異なり、西側では観測値のばらつきが大きく、中央及び東側の観測点では比較的ばらつきが小さい。ばらつきが小さいとはいえ、表3からわかるようにほとんどの観測値について信号の減衰が早いという警告がついており、観測値そのものに対する信頼性は低い。最も安定していると思われる中央1.0mの観測点でも、図3下図のように途中で約100nTの不自然な変動がみられるが、これも全磁力値測定に必要な十分な信号が得られていないためであると思われる。

2.3 全磁力観測のまとめ

プロトン磁力計による観測では坑道の影響が大きく、信号が弱く、観測値のばらつきが大きいため、その場所の正しい全磁力値が得られない。また、坑道内の磁場傾度が大きいため、原理的に観測値のばらつきを抑えることも難しい。したがって、0.1nT程度の全磁力変動を観測することは無理である。

オーバーハウザー磁力計は、一見プロトン磁力計より安定した観測値が得られるように見えるが、坑道内の鉄材などの磁性体や信号線の影響を大きく受け、全磁力値測定に必要な十分な信号が得られていなかった。ゆえに、その観測値に対する信頼性は低く、0.1nTオーダーの全磁力変動の議論は難しい。

以上のことにより、有村坑道内での全磁力観測による火山活動監視は難しいと考えられる。

3. フラックスゲート磁力計による地磁気3成分観測

3.1 地磁気3成分観測の概要

フラックスゲート磁力計は、地磁気ベクトルの時間変化を連続的に測定する測器である。全磁力計と比較すると長期的な安定性に劣るが、短周期の地磁気変動であればベクトルの変動を測れるので、全磁力計より情報量が多く、測点数が少なくても有効性が高い。また、短周期変動のみの記録を目的とするならば、徐々に堆積する火山灰の影響も小さいと考えられることができる。

フラックスゲート磁力計による観測では、噴火などの急激な現象に伴う短周期の磁場変動(例えば、Ueda *et al.*, 2006)や、マグマや熱水などによる電気伝導度不均質の時間変化の検出が期待される。

3次元的な電気伝導度不均質が存在するとき、地磁気ベクトルの水平成分の変化 ΔH_x ・ ΔH_y と鉛直成分の変化 ΔH_z との間に次の関係が成立する(Rikitake and Yokoyama, 1955)：

$$\Delta H_z(\omega) = A(\omega) \Delta H_x(\omega) + B(\omega) \Delta H_y(\omega) \quad (1)$$

ただし、 ω は角周波数である。 $A(\omega)$ と $B(\omega)$ は

表3 POS-1の観測値に付随するフラグの、おのおのの観測位置における観測値の総数に対する割合(%)と、観測値の総数。

フラグ	20	80	82	83	84	86	87	観測値の 総数(個)
測定位置								
東1.0m	0.0	0.0	45.0	0.5	0.0	54.5	0.0	200
東1.5m	0.0	0.0	43.4	0.6	0.0	56.0	0.0	159
東2.0m	0.5	0.0	44.1	0.5	0.0	53.2	1.6	186
中央1.0m	0.0	1.1	74.8	0.4	0.7	22.3	0.7	560
中央1.5m	0.0	0.0	78.7	0.3	0.0	20.7	0.3	300
中央2.0m	0.0	0.0	47.8	1.1	0.0	50.5	0.5	184
西1.0m	0.9	0.0	38.3	0.9	0.0	59.1	0.9	115
西1.5m	3.6	0.0	37.9	3.6	0.0	47.9	7.1	140
西2.0m	44.2	0.0	5.0	9.9	0.0	14.0	26.9	242

ΔH_x と ΔH_y が ΔH_z を誘導するときの応答関数であり、地磁気変換関数と呼ばれる。地磁気変換関数は電気伝導度不均質の存在位置や不均質の程度によって変化するので、地磁気変換関数の時間変化を追跡することで電気伝導度不均質の変化をとらえることができる。

藤井 (2007) は、現在の桜島の活動規模を念頭において、南岳山頂直下に板状ダイクが貫入したときの地磁気変換関数の変化を計算した。その結果、周期0.1秒から1秒にかけて0.01オーダーでの地磁気変換関数の変化が期待できることがわかった。周期10秒では、変化の振幅は0.01を下回る。

今回の観測では、有村坑道を基点として南岳山頂火口、及び昭和火口を三角形で取り囲むように二俣

と湯之平の2点を選定し、それぞれの点にて2~3日間の観測を行った。坑道が地磁気3成分観測に与える影響を調査するとともに、桜島対岸の鹿児島市街地を走る直流電車のノイズをはじめとした桜島島内の電磁気観測環境を調べ、藤井 (2007) で必要とされた0.01オーダーの地磁気変換関数の推定が可能かどうか検証した。磁力計の設置点と観測期間を表4に示す。

フラックスゲート磁力計は島津製作所のMB-162を用い、アナログ電圧出力を0.1秒サンプリングにてデータロガー (Hioki 8420) で収録した。このシステムでは、データロガーのADコンバーターの性能から0.025nTが最小分解能となり、鹿屋における地磁気観測の分解能 (毎秒値で0.01nT, 0.1秒値で

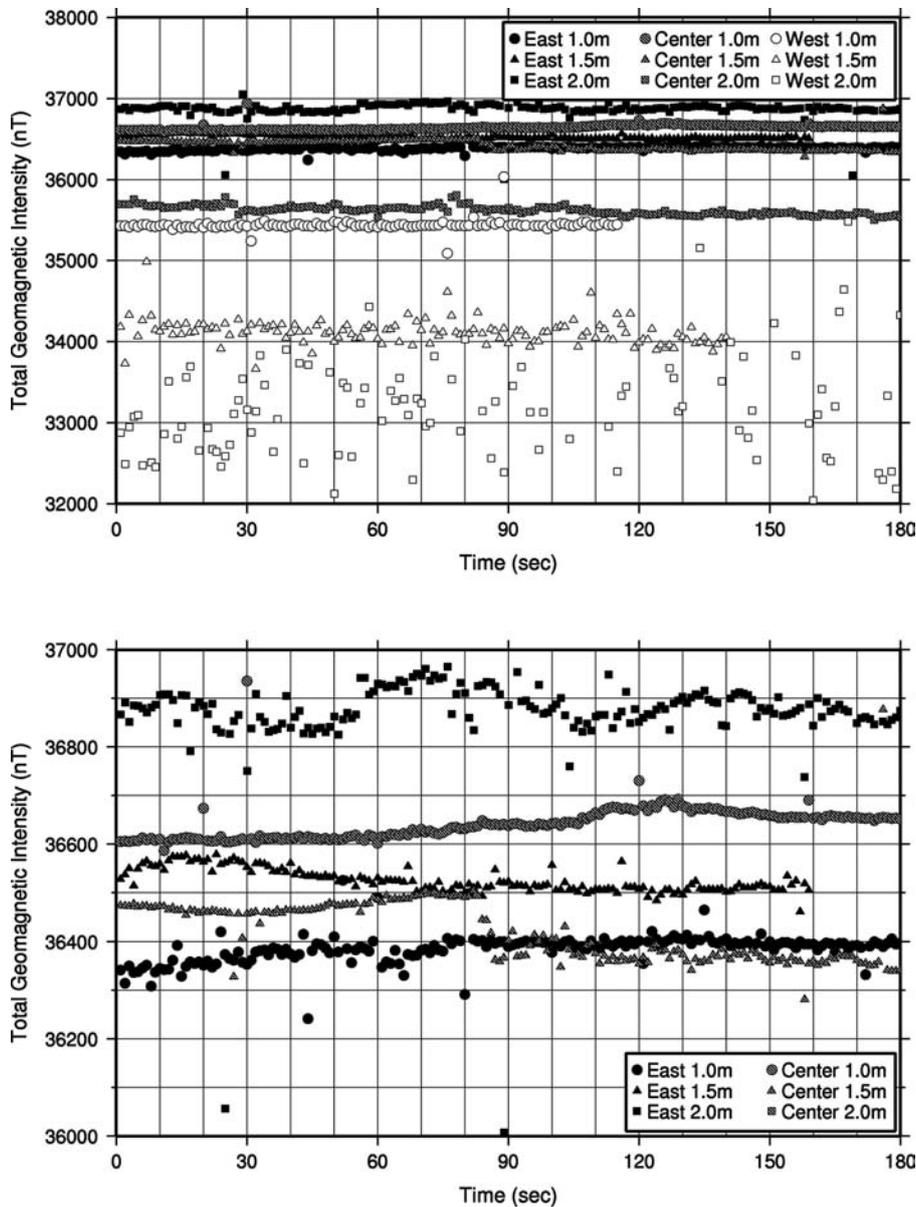


図3 POS-1による全磁力観測値。横軸は観測開始時からの経過時間(秒)、縦軸は全磁力値(nT)。上図はすべての観測点での観測結果、下図は36000~37000nTの部分を拡大したもの。

表4 フラックスゲート磁力計設置点と観測期間.

観測点名	緯度	経度	標高	観測期間
有村(有村坑道)	31° 33' 36.4"	130° 40' 20.0"	80m	9/4-9/7
二俣	31° 36' 39.3"	130° 40' 7.6"	312m	8/28-8/30
湯之平	31° 35' 9.1"	130° 37' 36.2"	245m	9/1-9/4

0.001nT) より有意に劣る. 3点とも同一の機材を用いた.

桜島各点の記録は, 鹿屋の観測記録(毎秒値)と比較するため, 鹿屋とフラックスゲート磁力計の毎秒値生成タイミングを参考に, 該当する秒の-0.7秒から+0.6秒までの10個の平均を取って毎秒値とした. この過程で異常値処理は行っていない. また, 桜島各点における磁力計設置の際, 磁力計の軸のひとつが設置時点における磁北の方向とほぼ一致するように設置した. したがって, 鹿屋の記録と比較する際には互いに共通の座標系に変換する必要がある. 野外観測点である湯之平と二俣での観測記録は, 地形図による偏角値(西偏6度10分)を用いて水平2成分の観測値を地理的な北向きと東向きに回転させた. 有村は坑道内の磁性体の影響があるため, 地形図の偏角値が必ずしも適切ではない. ゆえに, 有村と鹿屋の観測値の単純差について, 日変化に対応する周期帯でX成分とY成分に相関のある変動がなるだけ小さくなるような偏角を試行錯誤的に求めた. その結果, 偏角を西偏25度として水平2成分を回転させた.

時刻に関しては断りのない限り協定世界時(UTC)とする.

3.2 3成分観測結果

3.2.1 鹿屋の観測記録との単純差による比較

図4, 5, 6に毎秒値の各成分について, 鹿屋と桜島各点の観測記録, 単純差と鹿屋におけるK-indexを示す. 単純差を計算する際, 測定開始時の差がゼロになるように桜島の観測記録に一定値を加えた. K-indexは地磁気変化の活動度を表す指数で, 0時から始まる各3時間ごとに静穏日からの最大較差を0から9で表現したものであり, 数字が大きいほど地磁気変動が大きいことを意味する. 桜島の各点とも, 日中の時間帯(0時頃から9時頃, 日本時間で9時から18時)には複数のスパイク状のノイズが存在するが, 夜間にはそのようなスパイク状ノイズは見られない. 有村坑道では傾斜計などの設置作業が行われていたため, 特にスパイク状ノイズが多い.

桜島各点と鹿屋との単純差(有村:図4, 湯之

平:図5, 二俣:図6)を見ると, 桜島の各点のどの成分についても単純差の変動はK-indexが小さい時間帯でも数nT程度あるが, これらは磁力計(センサー及び本体)の温度やセンサーの傾斜変動といった, 桜島各点における設置環境に由来するものと考えられる.

湯之平では, 21時頃から翌日12時頃(日本時にて6時~21時)にかけて, 特にY成分(図5(d))に振幅1nT程度の顕著な短周期変動が見られる. X成分(図5(b))とZ成分(図5(f))にも同様の短周期変動が見られるが, 振幅は約0.8nT以下とY成分に比べて小さい. 二俣のY成分(図6(d)), Z成分(図6(f))にもこの短周期変動は見られるが, その振幅は約1nT以下であり, X成分についてははっきりしない. また, 有村のY成分(図4(d))にも振幅約1nTの同様の変動がみられるが, X成分(図4(b)), Z成分(図4(f))でははっきりしない. これらの変動が現れる時刻がはっきりしており, 鹿児島市街地に最も近い湯之平で非常に明瞭であることから, この短周期変動は市街地の直流電車によるものと考えられる.

3.2.2 周波数特性

桜島の観測記録の周波数特性を調べるため, パワースペクトルを計算し, 同時刻の鹿屋のパワースペクトルと比較した. まず, 桜島の元記録である0.1秒値について, ノイズが少ない深夜(15時~16時)の時間帯のX成分のパワースペクトルを求め, 鹿屋における同時刻のパワースペクトルと比較した. 結果を図7に示す. 鹿屋の0.1秒値はハイパスフィルターを通した値であり, 150秒以上の周期帯については振幅が小さくなっている.

図7を見ると, 有村・湯之平・二俣とも, 周期20~30秒より短周期側ではほぼ一定のパワースペクトルを示すが, 鹿屋の記録では周期が短くなるにつれてパワーも下がっている. これはデータロガーの分解能の限界によるものであり, 今回の桜島の観測では周期20~30秒より短周期の変動は観測できなかった.

有村では, 周期0.72秒付近と2.7秒付近に有意な大きさを持ったパワーのピークが見られるが, これ

らの変動が火山活動由来かどうかは現時点では判断できない。

今回の観測では、周期20秒から30秒より短周期側の変動が観測できなかったので、以後の解析では毎秒値を用いることにする。

3. 2. 1 節では、特に湯之平について市街地の電車の影響を受けていることを述べた。また、桜島は市街地に近く、住宅も多数存在することから、一般的に日中の人工ノイズは大きいと予想される。

図 8 から図10に、桜島各点について日中と夜間で

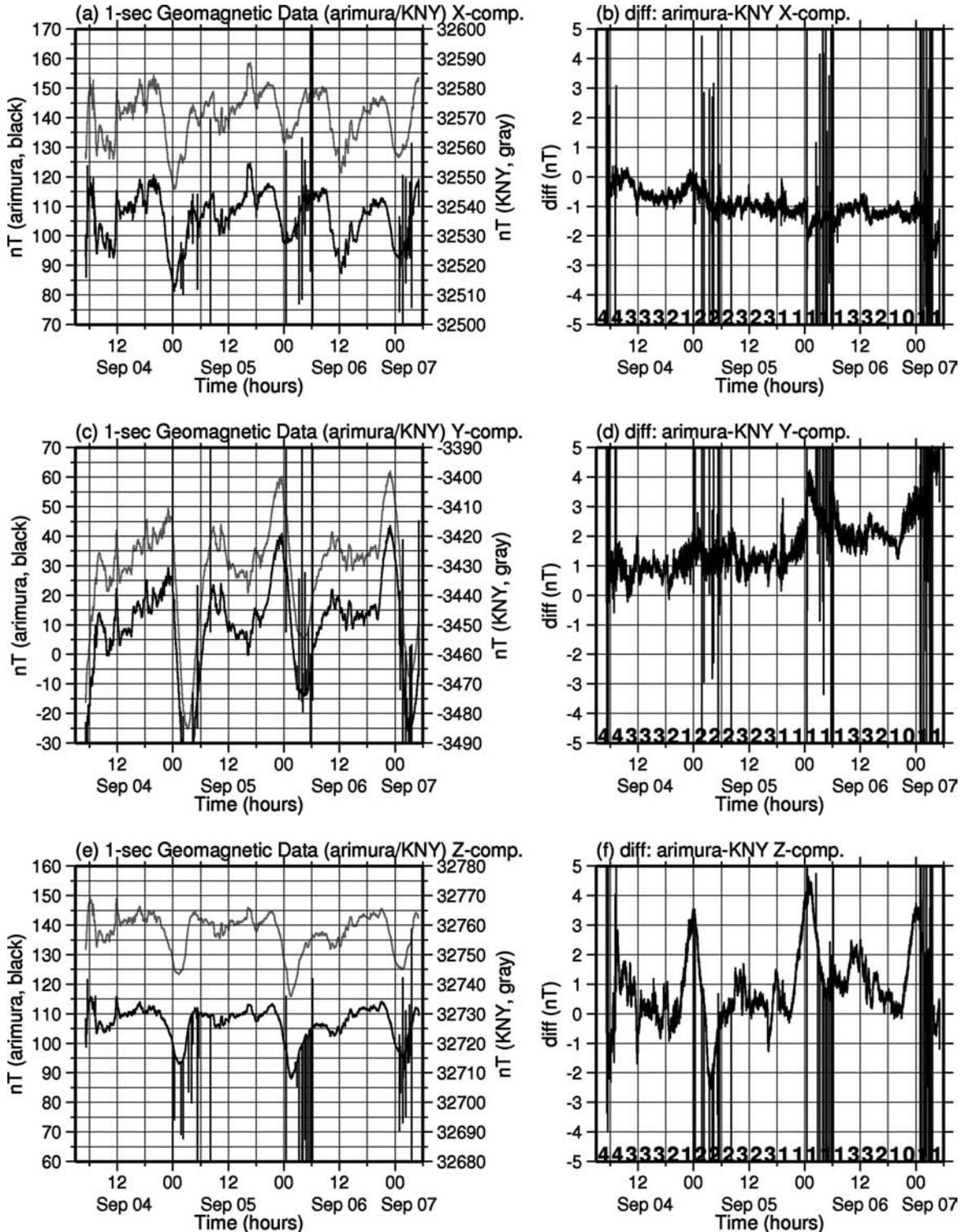


図 4 有村（黒）と鹿屋（灰）の毎秒値記録の比較と単純差。(a) は X 成分の比較、(b) は X 成分の単純差、(c) は Y 成分の比較、(d) は Y 成分の単純差、(e) は Z 成分の比較、(f) は Z 成分の単純差。また、(b)、(d)、(f) の下部の数字は対応する時刻の鹿屋の K-index である。

分けて計算したパワースペクトルと、対応する時刻の鹿屋のパワースペクトルとを観測点ごとに示す。パワースペクトルを見ると、桜島の各点とも、日中はいずれもおおよそ周期200秒以下について大きなノイズを受けていることがわかるが、パワースペクトルの形状は桜島の3点では大きく異なっている。

有村(図8)はほぼパワーが一定のノイズに対して、湯之平(図9)は周期40秒~50秒付近に緩やかなピークを持つノイズ、二俣(図10)は周期20秒以下に複数のピークを持つノイズとなっている。また、観測点ごとに見ると、成分間でのスペクトルの形状の違いはほとんどない。

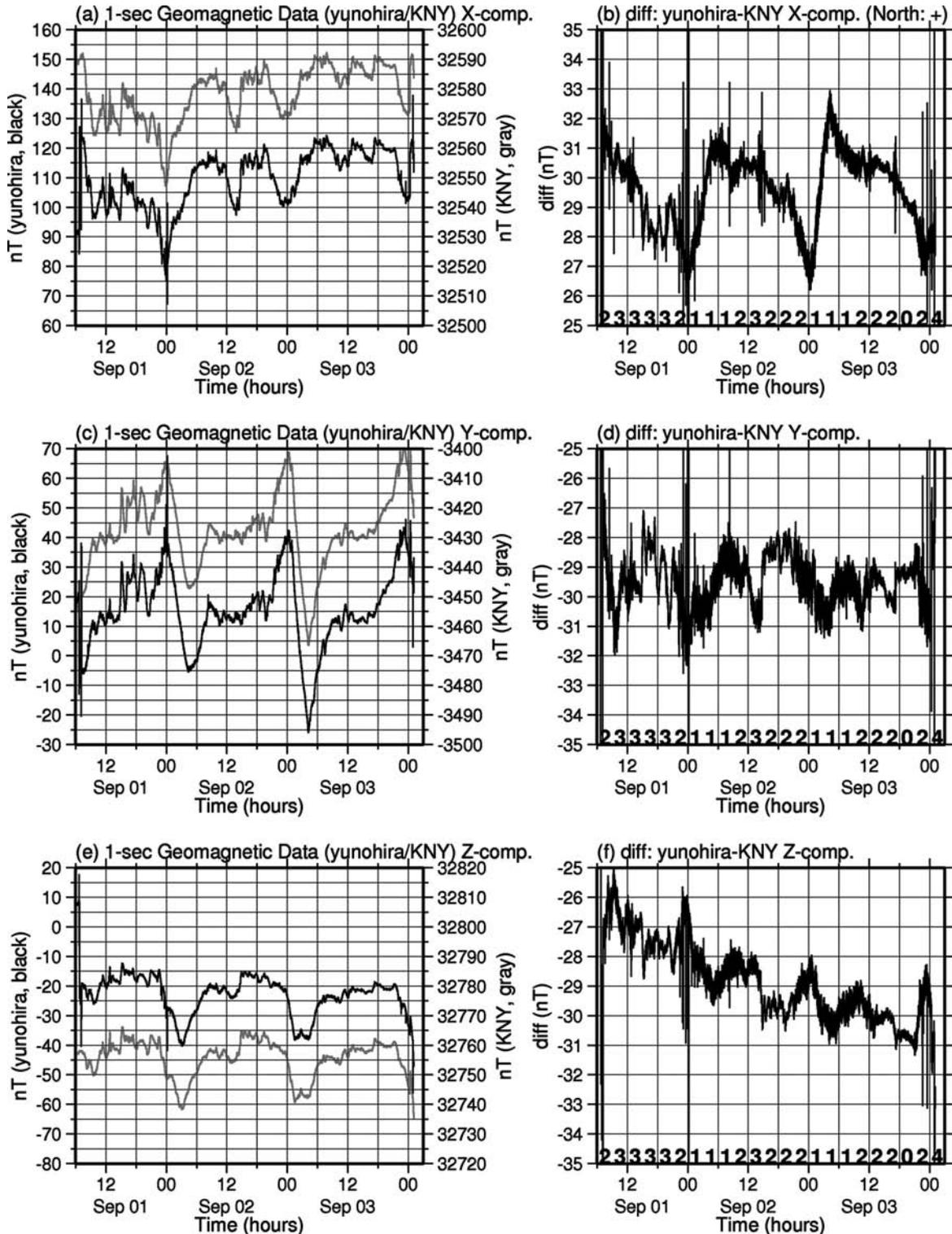


図5 図4と同じ、ただし湯之平と鹿屋の比較。

有村では、X成分(図8(a))・Y成分(図8(c))に比べてZ成分(図8(e))のノイズが特に大きく、他の2成分に比べて10倍ほど大きい。また、周期5000秒より長周期側でもそのスペクトルは鹿屋と大きく異なっており、これは湯之平や二俣では見られない特徴である。湯之平では、3.2.1節で述べた

ように、Y成分(図9(c))に特に顕著な電車ノイズが見られるが、パワースペクトルでもY成分は他の成分よりノイズが1桁大きい。二俣では、単純差からは湯之平同様に電車ノイズと思われる影響を受けているが、パワースペクトルではどの成分についても湯之平と共通する特徴は見えない。スペクトルに

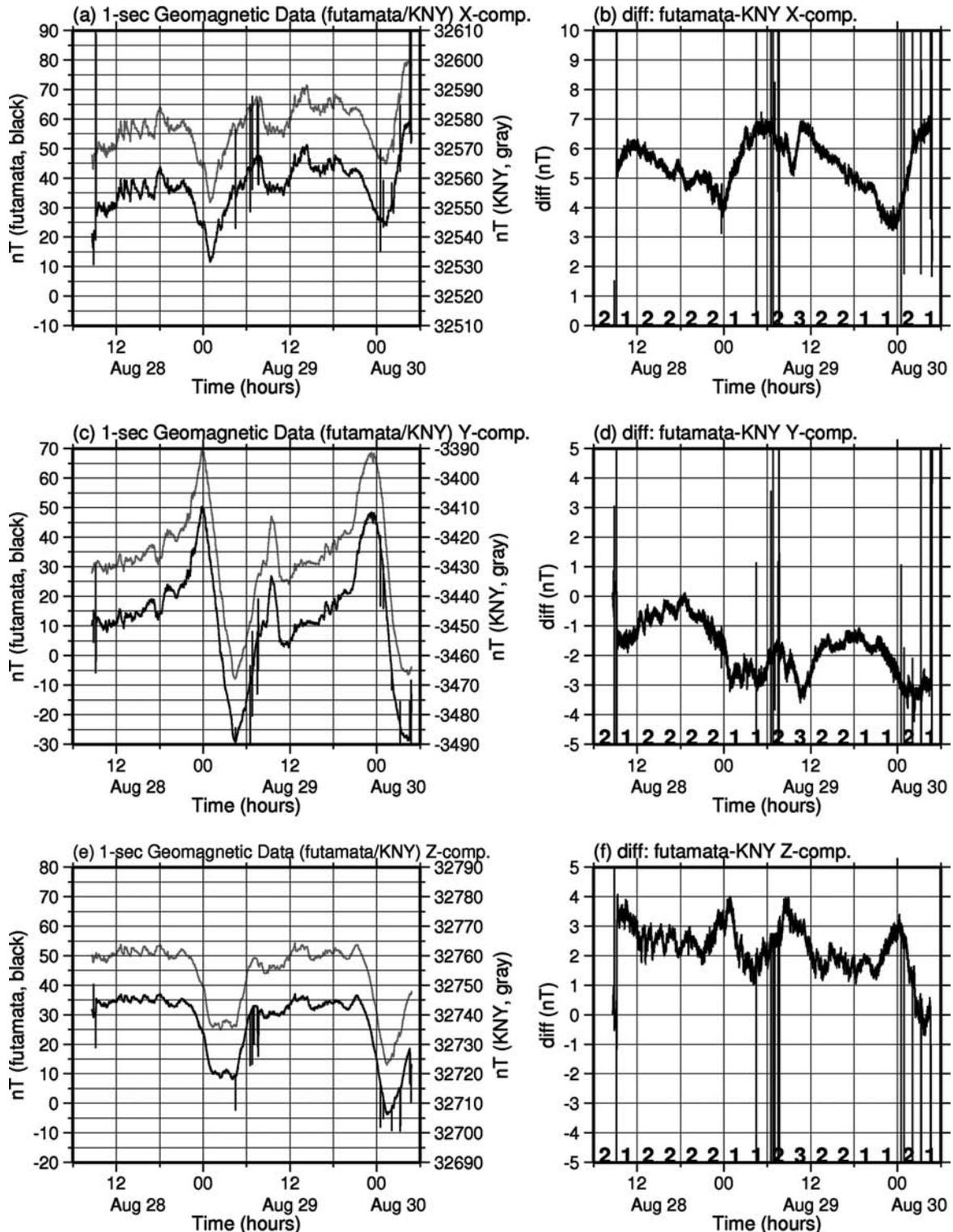


図6 図4と同じ、ただし、二俣と鹿屋の比較。

複数のピークが見られる原因も不明である。一方、夜間のパワースペクトル（図8, 9, 10の(b)(d)(f)）を見ると、測器の都合で観測できなかった周期20~30秒より短周期の部分を除けば、桜島の各点

ともスペクトルの大きさはほぼ鹿屋と一致している。

図11は、桜島各点の水平成分（X成分またはY成分）と、鹿屋の3成分との間で計算した多重コヒーレンスである。パワースペクトルの計算と同一の時間帯について計算し、30秒より長周期の領域のみ図に示した。日中の時間帯（X成分は図11(a), Y成分は図11(c)参照）は、コヒーレンスの値は大きく変動しているが、周期30秒から200秒にかけて、有村ではX成分, Y成分ともおおよそ0.4から0.6, 二俣では0.4から0.7, 湯之平では0.2から0.5程度の値である。また、200秒から1000秒の周期帯では3点ともおおよそ0.5から0.9程度の値となっている。パワースペクトルの計算結果では、桜島の各点はいずれもおおよそ200秒より短周期の領域で大きなノイズを受けていることが示唆されたが、コヒーレンスの計算結果でも、おおよそ周期200秒を境にして短周期領域では相対的にコヒーレンスが低く、長周期領域ではコヒーレンスが高いという結果であった。夜間のコヒーレンス（X成分：図11(b), Y成分：図11(d)）を見ると、日中とは大きく異なり、3観測点すべてについて、どの周期帯でもほぼ0.8以上のコヒーレンスがある。湯之平のY成分は、約120秒より短周期領域についてコヒーレンスが低くなっている。湯之平と同様の野外観測点である二俣では良好なコヒーレンスが得られていることから、湯之平Y成分の低いコヒーレンスの原因は測器の設置状態によるものではなく、湯之平の観測環境によるものと考えられる。

鹿屋と桜島各点とのパワースペクトルの振幅の比較、及びコヒーレンスの計算結果から、日中は桜島島内には特に200秒より短周期領域について大きなノイズが存在するが、夜間は日中と同様のノイズは見られず、次節で述べる Geomagnetic Depth Sounding による解析に十分用いることができるデータを得ることができた。

3.3 Geomagnetic Depth Sounding 法による解析

14時（日本時では23時）から6時間分のデータを用いて、有村・湯之平・二俣の3点すべてについて式(1)の地磁気変換関数を計算した。計算には rrrmt (Chave and Thomson, 1989) を用い、鹿屋をリモートリファレンス点として地球外部起源の地磁気変動の解析精度を上げ、ロバスト統計を用いて明らかな異常値を自動的に排除した。

入力となる桜島のデータは毎秒値を用いた。また、地磁気変換関数の計算は周期512秒以下について行った。周期30秒から512秒の場合、電気伝導度

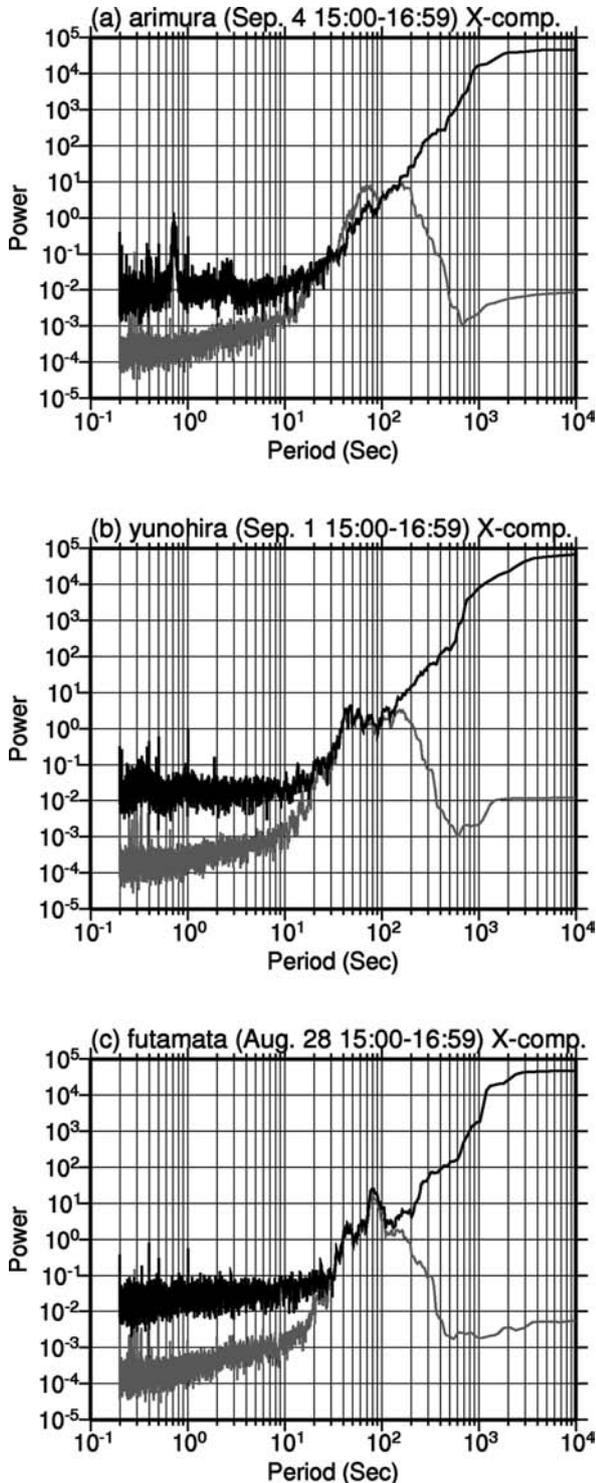


図7 0.1秒値を用いて計算したパワースペクトル。(a)は有村(黒)と鹿屋(灰)、(b)は湯之平(黒)と鹿屋(灰)、(c)は二俣(黒)と鹿屋(灰)。計算に用いた時間は2時間。

が0.01S/mの岩石を仮定すると、探査深度の目安となる表皮深さは約30kmから約100kmとなる。したがって、今回の解析では火口直下のダイクなどの浅部構造よりずっと深い部分の地磁気変換関数を計算

していることになる。桜島周辺の地形を考えると、高電気伝導度の海水(2~4 S/m)と低電気伝導度の陸地(0.001~1 S/m)の分布が地磁気変換関数を支配すると思われる。

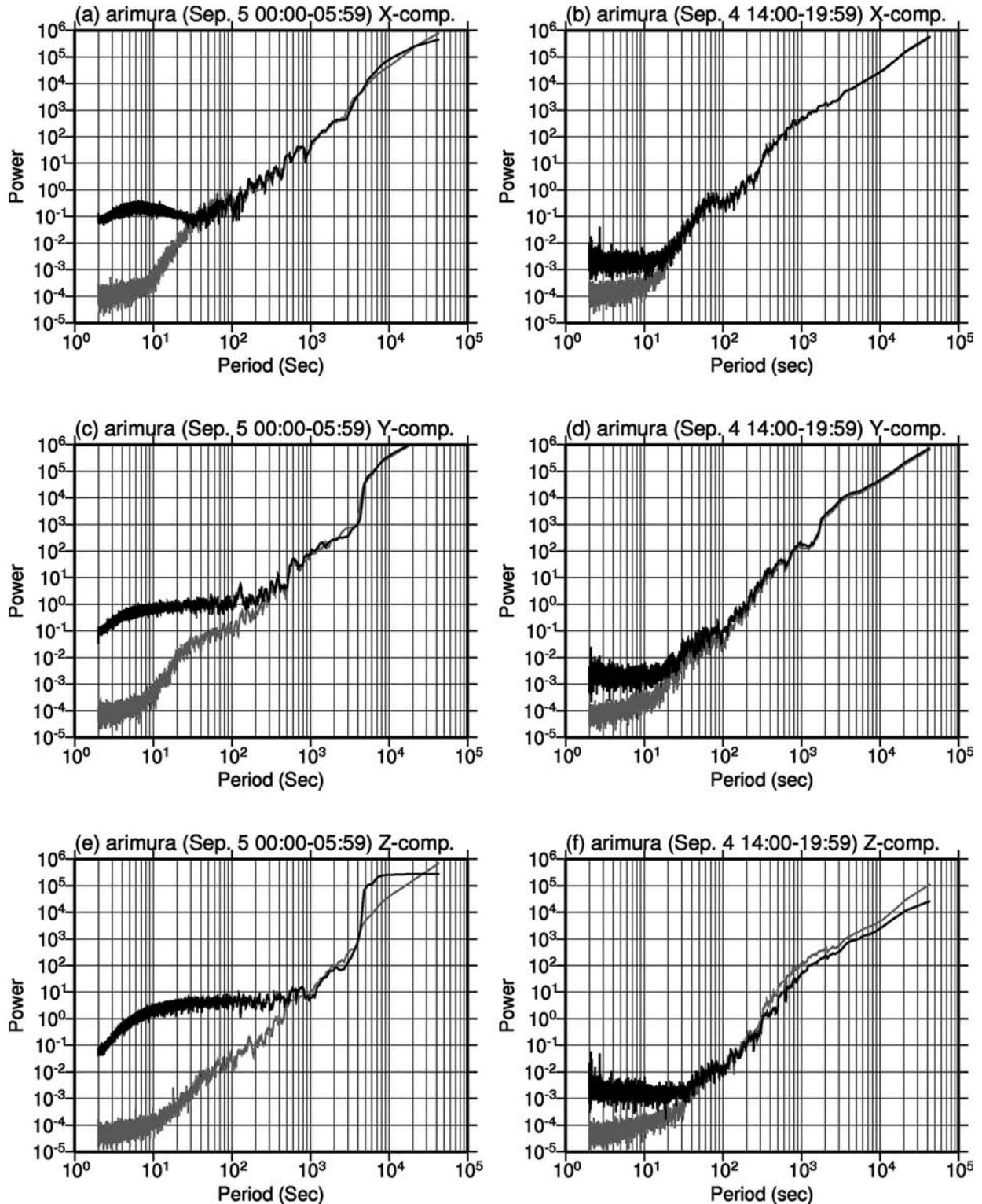


図8 有村における毎秒値を用いて計算した各成分のパワースペクトル。有村は黒、対応する時間の鹿屋のスペクトルは灰で示した。(a)はX成分(日中)、(b)はX成分(夜間)、(c)はY成分(日中)、(d)はY成分(夜間)、(e)はZ成分(日中)、(f)はZ成分(夜間)。

図12に有村，湯之平，二俣の地磁気変換関数 A と B の実部と虚部を示す．また，参考として，二俣のデータをリモートリファレンスとして計算した鹿屋の地磁気変換関数も示した．これら4点の A と B の値は付録に示す．桜島島内の3点とも南北成分（図12(a)）では長周期になるにつれて実部が大きく，

虚部が小さくなり，東西成分（図12(b)）では実部，虚部とも南北成分の特徴と異なり，周期によって大きく変化しないという共通の特徴が見られる．また，推定値の標準誤差は最大で ± 0.03 程度である．有村の地磁気変換関数は，特に南北成分の周期200秒から512秒にかけて標準誤差が ± 0.01 を下回って

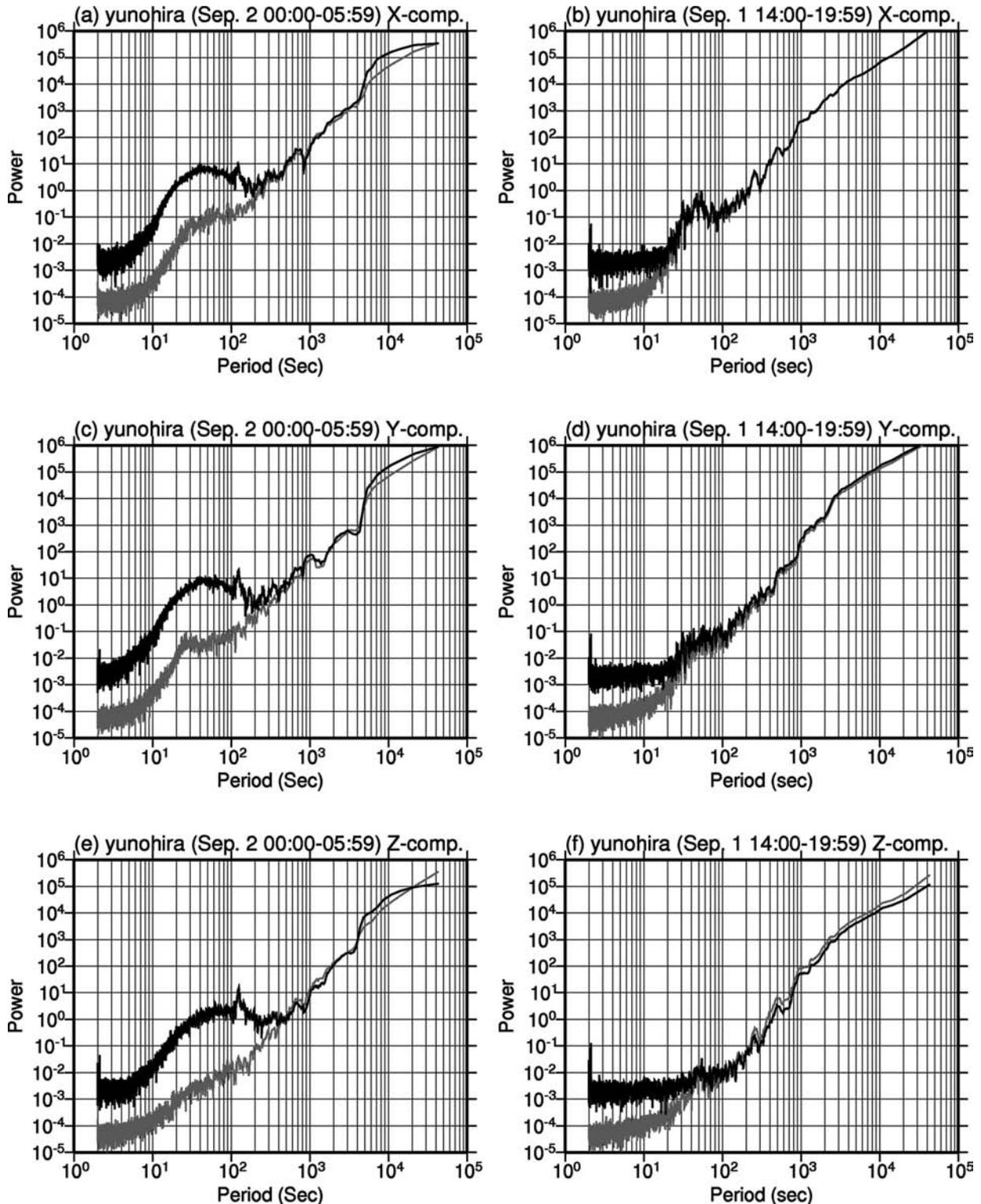


図9 図8に同じ，ただし湯之平のパワースペクトル．

おり、良好な結果である。

A と B の実部から決まるベクトル ($-\text{Re}(A)$, $-\text{Re}(B)$) はパーキンソンによるインダクションベクトル (Parkinson, 1959) と呼ばれ、電気伝導度の高い方向を指す性質がある。図13に、5つの周期帯について桜島各点及び鹿屋におけるインダクションベク

トルを示す。桜島におけるインダクションベクトルはどの周期帯でもほぼ同じ方向を指しており、この3点の配置では分離できない程度の広域的な電気伝導度不均質を反映していることがわかる。また、長周期になるにつれて北北西から西回りに回転しており、鹿屋のインダクションベクトルも長周期になる

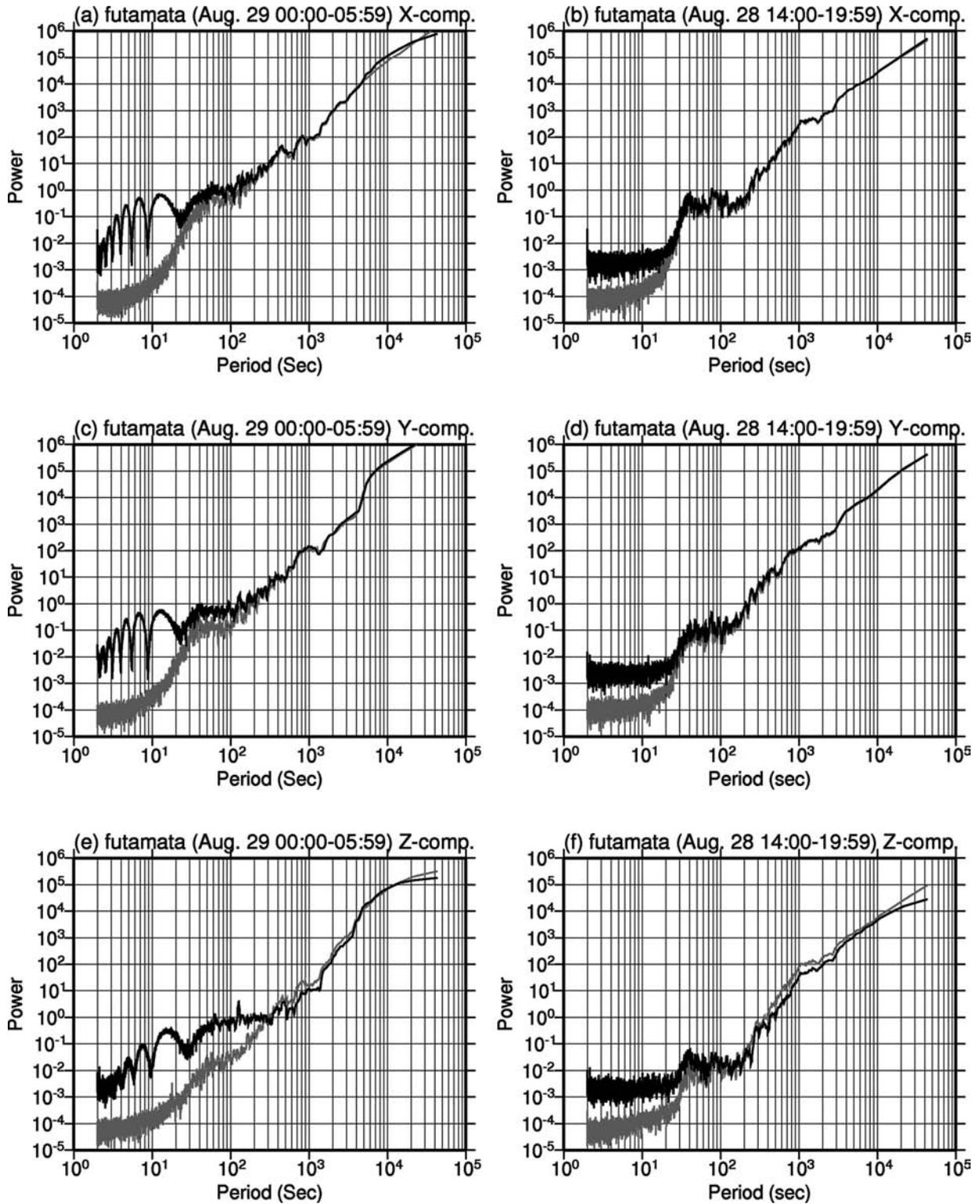


図10 図8と同じ、ただし二俣のパワースペクトル。

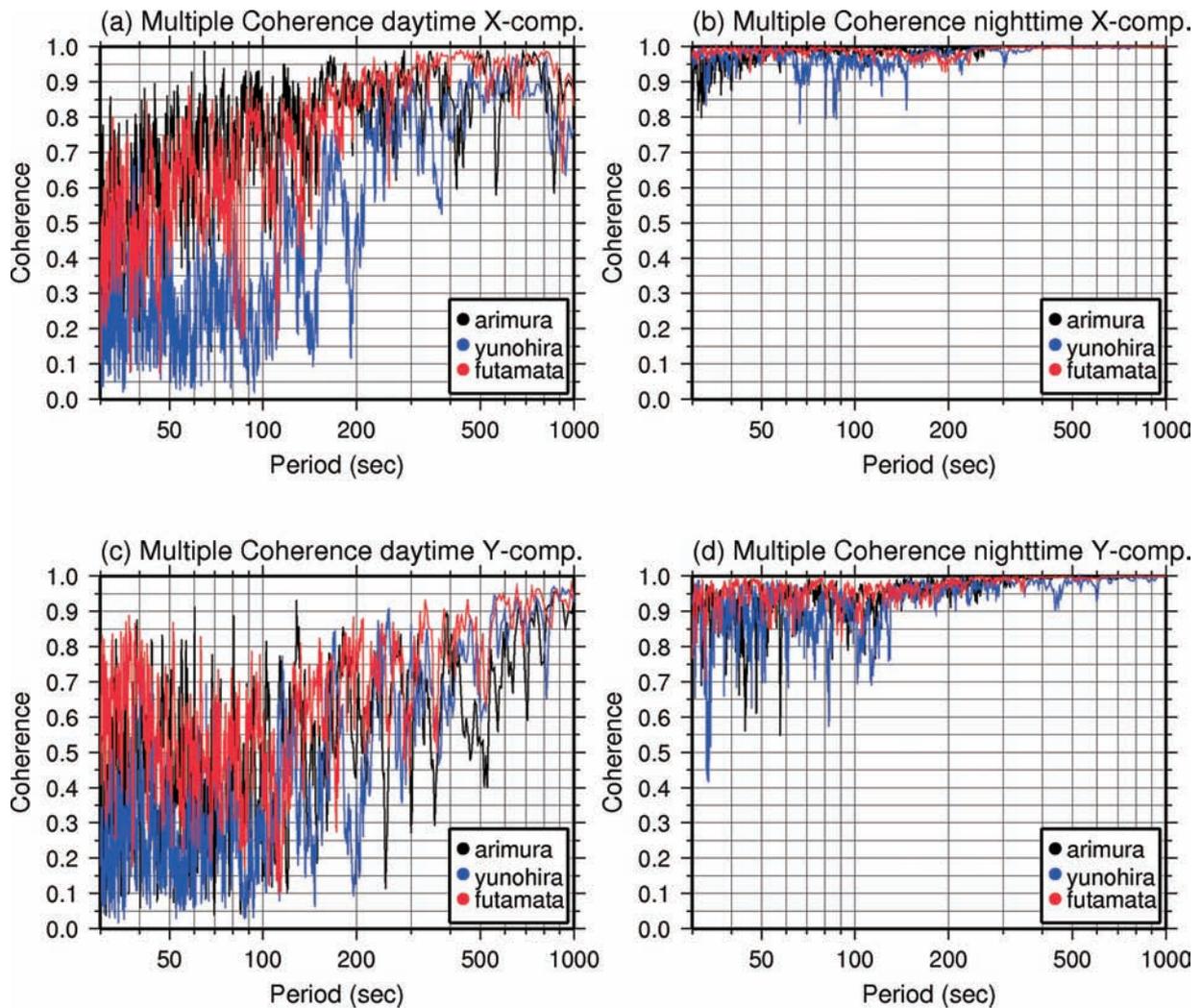


図11 桜島の水平成分 (X成分またはY成分) と鹿屋の3成分記録との間で計算した多重コヒーレンス。黒が有村, 青が湯之平, 赤が二俣をそれぞれ表す。

(a) は桜島のX成分 (日中), (b) は桜島のX成分 (夜間), (c) は桜島のY成分 (日中), (d) は桜島のY成分 (夜間) についてそれぞれ計算したもの。

につれ西回りに回転していることから、桜島及び鹿屋のインダクションベクトルは定性的には錦江湾の海水と大隅半島の地形を反映しているものと考えられる。

3.4 地磁気3成分観測のまとめ

桜島島内の3地点で、フラックスゲート磁力計を用いて地磁気3成分観測を行った。使用した測器の制約から、周期20秒~30秒より短周期側の変動を観測することはできなかったが、長周期側は観測データを得ることができた。また、パワースペクトルを計算すると、日中は人工ノイズの影響が大きい、夜間は坑道内も含めて人工ノイズの影響は小さいことがわかった。夜間の観測値を用いて地磁気変換関数を計算したところ、周期30秒から512秒の間の地磁気変換関数は錦江湾と大隅半島の地形に支配され

ていると考えられる結果が得られた。地磁気変換関数の標準誤差は最大で0.03程度であり、周期帯が異なるものの、桜島の火山活動監視に必要なとされる0.01程度の精度 (藤井, 2007) より悪い。しかし、有村坑道では周期200秒から512秒について0.01程度の標準誤差で地磁気変換関数が求まっており、十分な分解能を持った測器を用いれば、短周期部分についても火山監視に必要な精度で地磁気変換関数が計算できる可能性はある。

4. まとめ

桜島における全磁力観測は、これまでの経緯及び今回の有村坑道内での試験観測の結果からは、安定した観測値を得ることは難しく、桜島の火山活動監視に有効とは考えられない。しかし、地磁気3成分観測は、日中は人工ノイズの影響が大きいものの、

夜間は坑道内も含めて解析に耐えるデータが得られる。今回の観測では測器の制約から、火山浅部の活動を反映した短周期の磁場変動が得られなかったが、適切な測器を用いることで地磁気変換関数を計

算する上で十分な観測データを得ることができるであろう。得られたデータから地磁気変換関数を計算したところ、その標準誤差は0.03程度であり、周期帯が異なるものの藤井（2007）で必要とされた精度

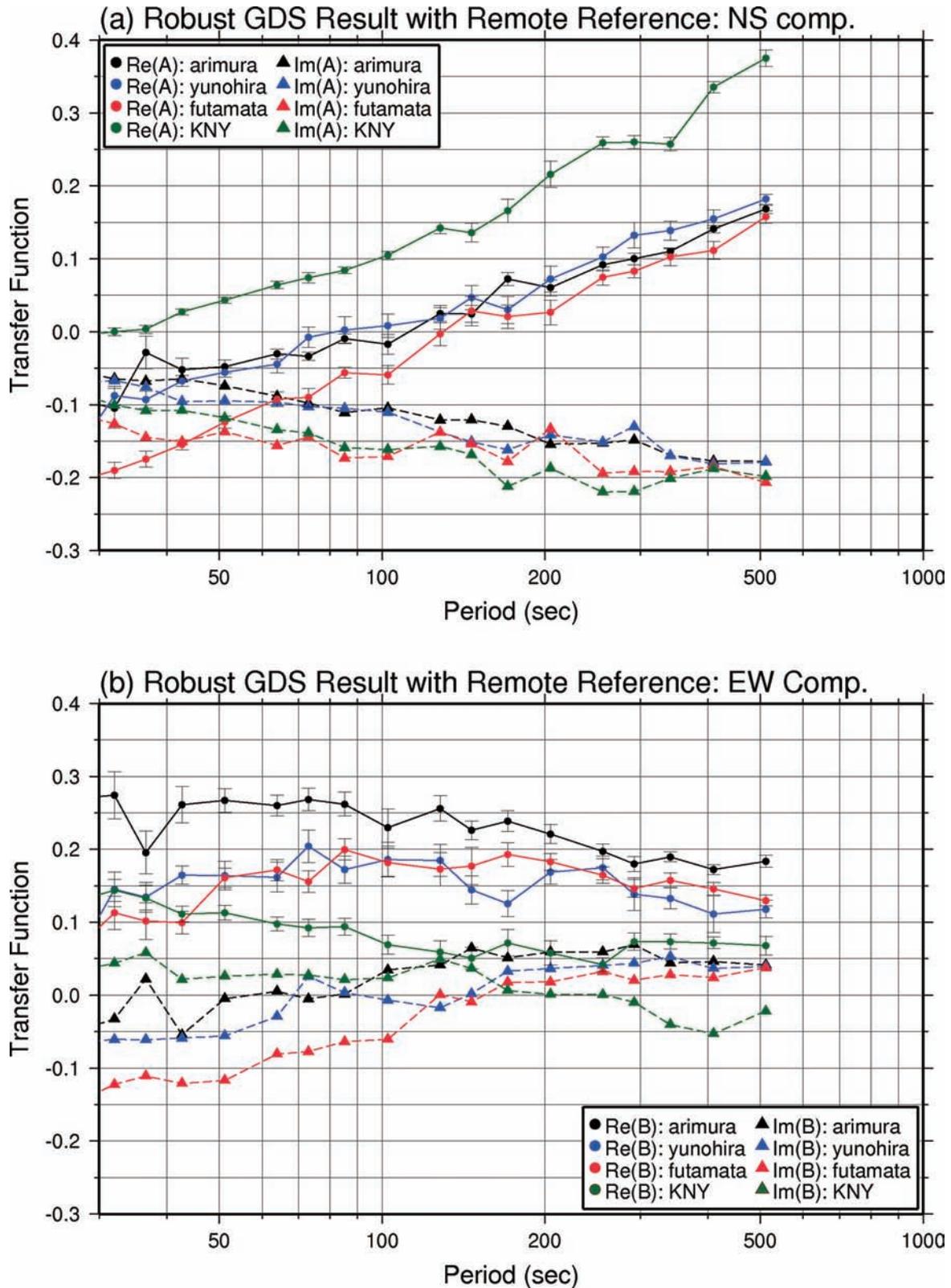


図12 地磁気変換関数の計算結果。黒は有村、青は湯之平、赤は二俣、緑は鹿屋についての地磁気変換関数である。エラーバーは実部のみつけているが、虚部についても同じ大きさである。(a)は南北成分、(b)は東西成分。

より悪かった。しかし、有村坑道では長周期側では良好な地磁気変換関数が得られており、適切な観測測器を用いれば坑道での3成分観測が火山活動監視に利用できる可能性はある。

謝 辞

九州地方整備局大隅河川国道事務所の上野氏、京都大学火山活動研究センターの井口准教授には有村坑道での観測について便宜を図っていただきまし

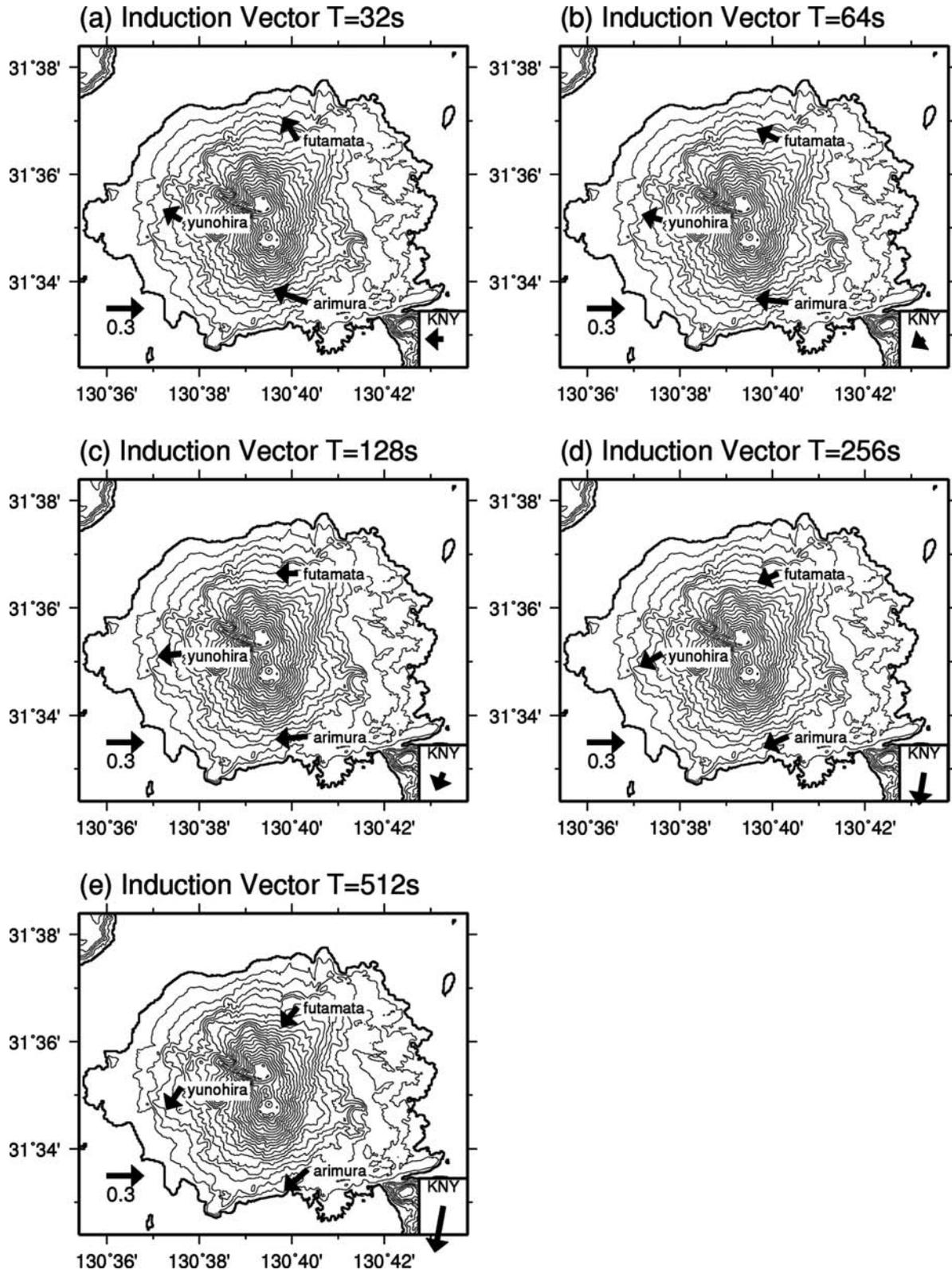


図13 地磁気変換関数から決まったインダクションベクトル。また、図右下のベクトルは鹿屋のインダクションベクトルである。(a)は周期32秒、(b)は周期64秒、(c)は周期128秒、(d)は周期256秒、(e)は周期512秒。

た。鹿屋出張所の池田所長には、観測全般についてご指導いただきました。また、池田所長及び長町技官（鹿屋出張所）には原稿の改訂に関して有益なコメントをいただきました。記して感謝します。

地図で用いた等高線データは、国土地理院発行の「数値地50mメッシュ（標高）」を使用しました。

参考文献

Chave, A.D., and D.J. Thomson, Some comments on magnetotelluric response function estimation, *J. Geophys. Res.*, **94**, 14215-14225, 1989.
 藤井郁子, 桜島における地磁気観測の可能性, 地磁気観測所テクニカルレポート, **4**, 1-7, 2007.
 鹿児島地方気象台, 桜島の火山活動— 2006年3月～6月一, 火山噴火予知連絡会会報, **94**, 82-92, 2006.
 河村 謙, 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, 桜島及びその周辺地域における地磁気測定, 第3回桜島火山の集中総合観測, 41-54, 1980.
 気象庁, 日本活火山総覧 (第3版), 635pp, 2005.

窪田 将, 小池捷春, 池田 清, 福島秀樹, 熊坂信之, 脇野洋一, 手島 聡, 清水幸弘, 山本哲也, 石井美樹, 田中良和, 増田秀晴, 桜島における地球電磁気観測, 第8回桜島火山の集中総合観測, 45-54, 1995.
 Parkinson, W.D., Directions of rapid geomagnetic fluctuations, *Geophys. J.*, **2**, 1-14, 1959.
 Rikitake, T. and I. Yokoyama, The Anomalous Behavior of Geomagnetic Variations of Short Period in Japan and Its Relation to the Subterranean Structure. The 6th report. (The results of further observations and some considerations concerning the influences of the sea on geomagnetic variations.), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **33**, 297-331, 1955.
 Ueda, H., T. Matsumoto, E. Fujita, M. Ukawa, E. Yamamoto, Y. Sasai, M. Irwan, F. Kimata, Geomagnetic changes associated with the dike intrusion during the 2000 Miyakejima eruptive activity, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **245**, 416-426, 2006.
 山崎 明, 桜島火山の噴火に伴うピエゾ磁気効果の試算, 地磁気観測所技術報告, **37**, 152-164, 1997.

付録

桜島島内各点, 及び鹿屋における地磁気変換関数

有村, 湯之平, 二俣及び鹿屋における地磁気変換関数（南北成分, 東西成分とおのおのの標準誤差）を表A1から表A4に示す。

表A1 有村における地磁気変換関数（南北成分, 東西成分）と, おのおのの標準誤差

周期(秒)	南北成分(A)			東西成分(B)		
	実部	虚部	標準誤差	実部	虚部	標準誤差
512.0	0.168	-0.178	0.006	0.184	0.041	0.008
409.6	0.141	-0.178	0.005	0.172	0.046	0.007
341.3	0.110	-0.170	0.004	0.190	0.044	0.007
292.6	0.100	-0.148	0.008	0.180	0.069	0.010
256.0	0.092	-0.153	0.008	0.197	0.059	0.010
204.8	0.060	-0.154	0.011	0.221	0.059	0.013
170.7	0.072	-0.130	0.009	0.239	0.051	0.014
146.3	0.024	-0.121	0.011	0.226	0.065	0.013
128.0	0.025	-0.121	0.011	0.256	0.041	0.018
102.4	-0.017	-0.105	0.014	0.230	0.035	0.025
85.3	-0.009	-0.111	0.006	0.262	0.002	0.016
73.1	-0.034	-0.098	0.006	0.268	-0.005	0.015
64.0	-0.031	-0.089	0.007	0.260	0.005	0.014
51.2	-0.048	-0.074	0.009	0.267	-0.005	0.016
42.7	-0.052	-0.065	0.016	0.261	-0.054	0.025
36.6	-0.028	-0.068	0.023	0.196	0.022	0.029
32.0	-0.105	-0.065	0.027	0.274	-0.032	0.032

表 A2 表 A1に同じ。ただし、湯之平における地磁気変換関数。

周期(秒)	南北成分(A)			東西成分(B)		
	実部	虚部	標準誤差	実部	虚部	標準誤差
512.0	0.182	-0.179	0.007	0.118	0.039	0.012
409.6	0.155	-0.181	0.012	0.111	0.037	0.025
341.3	0.139	-0.170	0.013	0.133	0.053	0.014
292.6	0.132	-0.130	0.017	0.139	0.044	0.023
256.0	0.102	-0.151	0.013	0.175	0.041	0.016
204.8	0.072	-0.141	0.018	0.169	0.036	0.017
170.7	0.030	-0.162	0.019	0.126	0.033	0.018
146.3	0.046	-0.151	0.017	0.144	0.002	0.019
128.0	0.018	-0.138	0.015	0.185	-0.017	0.022
102.4	0.008	-0.110	0.016	0.186	-0.007	0.024
85.3	0.002	-0.105	0.018	0.172	0.004	0.019
73.1	-0.008	-0.103	0.014	0.204	0.026	0.022
64.0	-0.044	-0.097	0.012	0.162	-0.029	0.020
51.2	-0.056	-0.095	0.007	0.164	-0.056	0.019
42.7	-0.067	-0.096	0.007	0.165	-0.059	0.013
36.6	-0.093	-0.076	0.012	0.134	-0.061	0.020
32.0	-0.088	-0.067	0.013	0.145	-0.061	0.024

表 A3 表 A1に同じ。ただし、二俣における地磁気変換関数。

周期(秒)	南北成分(A)			東西成分(B)		
	実部	虚部	標準誤差	実部	虚部	標準誤差
512.0	0.157	-0.207	0.008	0.130	0.038	0.007
409.6	0.112	-0.185	0.012	0.146	0.024	0.008
341.3	0.103	-0.192	0.012	0.158	0.028	0.010
292.6	0.083	-0.192	0.009	0.147	0.021	0.012
256.0	0.074	-0.194	0.010	0.165	0.032	0.011
204.8	0.026	-0.133	0.017	0.183	0.018	0.012
170.7	0.021	-0.178	0.016	0.193	0.018	0.016
146.3	0.028	-0.154	0.020	0.177	-0.009	0.025
128.0	-0.003	-0.138	0.016	0.173	0.001	0.023
102.4	-0.059	-0.171	0.013	0.182	-0.061	0.019
85.3	-0.056	-0.173	0.008	0.200	-0.064	0.014
73.1	-0.090	-0.145	0.013	0.156	-0.077	0.015
64.0	-0.093	-0.156	0.010	0.171	-0.080	0.014
51.2	-0.124	-0.137	0.008	0.161	-0.117	0.013
42.7	-0.155	-0.151	0.007	0.099	-0.121	0.015
36.6	-0.175	-0.145	0.011	0.102	-0.111	0.025
32.0	-0.190	-0.127	0.011	0.113	-0.122	0.023

表 A4 表 A 1 に同じ. ただし, 鹿屋における地磁気変換関数.

周期(秒)	南北成分(A)			東西成分(B)		
	実部	虚部	標準誤差	実部	虚部	標準誤差
512.0	0.375	-0.199	0.011	0.068	-0.022	0.013
409.6	0.335	-0.188	0.008	0.072	-0.053	0.008
341.3	0.257	-0.201	0.009	0.074	-0.040	0.010
292.6	0.260	-0.219	0.009	0.073	-0.010	0.012
256.0	0.259	-0.220	0.008	0.042	0.001	0.009
204.8	0.216	-0.187	0.018	0.058	0.001	0.017
170.7	0.166	-0.212	0.016	0.072	0.007	0.018
146.3	0.136	-0.169	0.013	0.051	0.037	0.015
128.0	0.142	-0.157	0.008	0.059	0.049	0.015
102.4	0.105	-0.162	0.006	0.069	0.024	0.013
85.3	0.084	-0.159	0.005	0.094	0.021	0.012
73.1	0.074	-0.139	0.007	0.092	0.028	0.012
64.0	0.064	-0.134	0.005	0.098	0.029	0.010
51.2	0.043	-0.118	0.004	0.113	0.026	0.010
42.7	0.027	-0.108	0.004	0.111	0.022	0.011
36.6	0.003	-0.108	0.006	0.133	0.058	0.017
32.0	0.000	-0.101	0.005	0.144	0.044	0.015

Geomagnetic Field Observations at Sakurajima Volcano

by

Masashi OGISO¹, Yoshitomo IKOMA¹, Tomoaki TAKIZAWA¹,
Tadayuki UESUGI¹, Daisuke NOZAKA², Shuichi TOYODOME³,
Takeshi OWADA³ and Ikuko FUJII³

¹Kanoya Magnetic Observatory

²Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency

³Kakioka Magnetic Observatory

(Received 29 January 2008; received in revised form 6 March 2008; accepted 7 March 2008)

Abstract

This report describes geomagnetic field observations at Sakurajima conducted to investigate the possibility of monitoring volcanic activity at Sakurajima by observing the volcano's geomagnetic field.

Kanoya Magnetic Observatory halted geomagnetic observations at Sakurajima in 1999, since the effect of magnetized volcanic ash and the movement of the volcano's soil made geomagnetic variations arising from volcanic activity difficult to detect in the observed data. However, a new observation tunnel, the Arimura tunnel, was built on Sakurajima Island in 2006, and was available for geomagnetic field observations during the summer of that year. In August and September 2006, we conducted geomagnetic total force observations at the Arimura tunnel to test its usability and geomagnetic field variation observations at three points including the Arimura tunnel to explore the possibility of a new monitoring method.

We used two proton precession magnetometers and one Overhauser magnetometer for the geomagnetic total force observation. The observed values were small compared with those of Kanoya. This suggests that total force magnetometers are affected by magnetic bodies such as the iron frame used for the tunnel. In addition, the signal intensities of all the magnetometers were so small that it was difficult to measure the total force precisely. We conclude that it is not possible to detect geomagnetic variations in the geomagnetic total force data from the Arimura tunnel due to volcanic activity.

In the geomagnetic field variation observation, we managed to obtain good data at night while it was quiet, but during the day there was excessive man-made noise at all of the observation points. We calculated geomagnetic transfer functions at periods of 30 to 512 seconds using a six-hour segment of the geomagnetic field variations obtained from each point at night. The transfer function shows the same characteristics for all three points, indicating the existence of a large-scale conductivity anomaly, not a small-scale anomaly caused by a volcanic dike. Standard errors for the transfer functions are at a maximum of 0.03, which is higher than the estimated value of 0.01 for monitoring volcanic activity at Sakurajima. At the Arimura tunnel, standard errors are lower than 0.01 at periods of 200 to 512 seconds. This result indicates that the monitoring of volcanic activity at Sakurajima with geomagnetic field variation observation is a possibility.