

最近の航空磁気測量について

小山 薫, 熊川浩一: 航法測地室

植田義夫: 海上保安大学校

The Latest Airborne Magnetic Surveys

Kaoru KOYAMA, Koichi KUMAGAWA: Geodesy and Geophysics Office.

Yoshio UEDA: Japan Coast Guard Academy

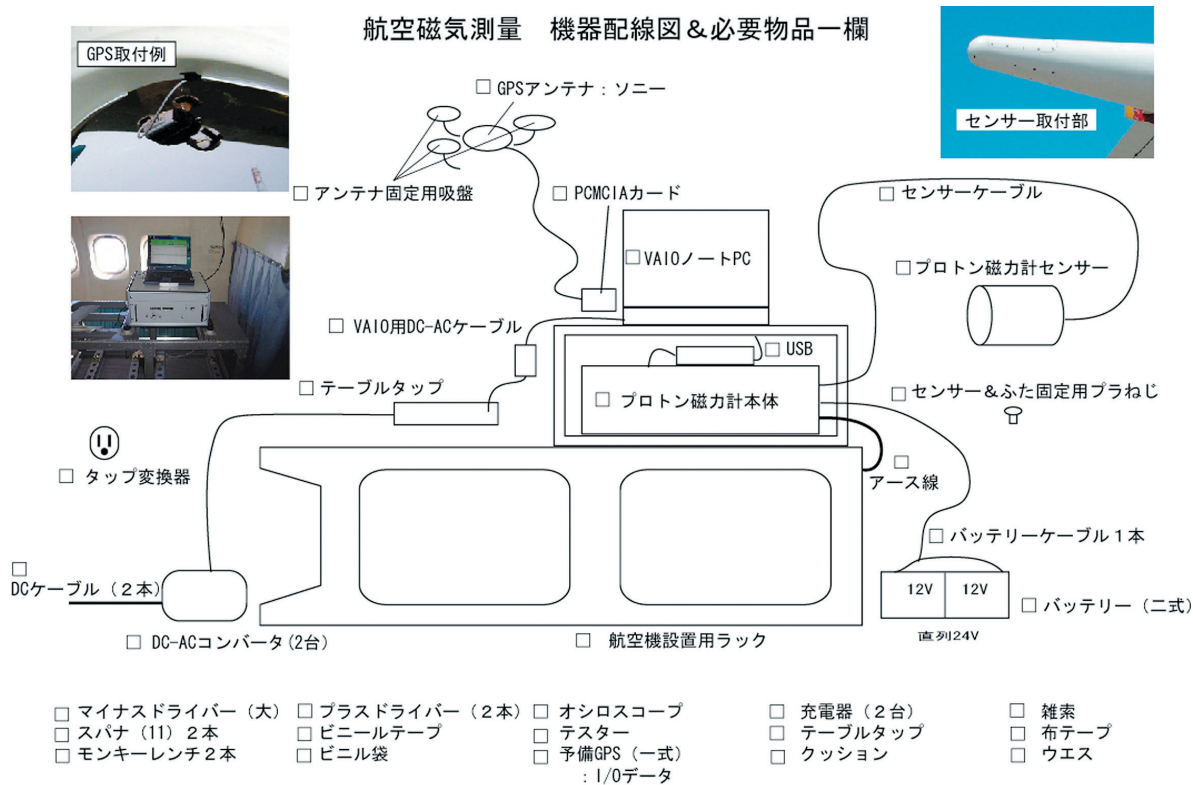
1 はじめに

海洋情報部では、海域火山の噴火予知に資するため、航空機による火山島及び海底火山の磁気測量を行っている。海域の磁気測量は船舶による海上磁気測量と航空機による航空磁気測量に分けられる。航空機を使用する利点は測量船の航行ができない陸域や海域の調査を短時間に広範囲の調査が可能である反面、測線・測点間隔や位置精度が粗くなる問題点も抱えている。火山活動で熱せられた火山岩はキューリー一点温度で消磁し、逆にそれ以下に冷却するときは熱残留磁気を獲得する。磁化強度は火山岩の組成により強弱が決定され、鉄分など強磁性鉱物が多く含まれれば強くなり少なれば弱くなる。一般に玄武岩質を多く含む火山体は強い磁気異常を示す。伊豆大島、三宅島、阿蘇山、桜島などが磁化強度の非常に強い代表的な火山で、磁気異常の振幅も大きい。地磁気の強さは距離の三乗に比例し弱くなるため、磁化の強い火山体から離れるに従い磁場は急激に減衰する。ある一定高度で調査した火山体の磁場分布は地表付近の磁気雑音を含まない地下構造を示している。海洋情報部では、火山噴火予知計画の一環として、航空磁気測量により海域火山の地下構造を推定し、火山噴火予知の資料としている。本稿では、航空磁気測量の手法と解析方法の紹介及び最近得られた成果について紹介する。

2 航空磁気測量の手法

(1) 使用機材 (第1図)

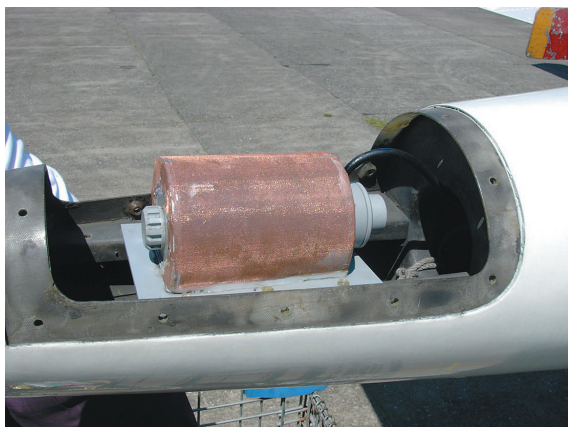
使用する航空機は羽田航空基地所属LA701 (YS-11型機) である。搭載する磁力計は航空用プロトン磁力計で、地磁気全磁力値を測定し、測位にはGPS測位機を使用している。航空機を用いて磁場を測定する場合、航空機自身から発生する磁気雑音も測定値に含まれることになる。LA701ではこの磁気雑音を小さくするため、機体尾部に長さ約2.0mの非磁性素材であるプラスチックでできた円筒形のテールステインガーを取り付け、この先端部にプロトン磁力計センサーを固定している。航空機の機体磁気はそれ自体の残留磁気と地球磁場によって機体に誘導される磁気の合成である。誘導磁気は地球磁場を切る方向によって違う。そのため測定は、磁気異常の変化が少ない海域で8方位の観測を実施し、観測結果を方位角による周期関数で近似している。第2図は、2000年11月、新島上空で8方位観測により得られた観測値と機体磁気補正曲線である。機首方位角Hによる機体磁気は、 $DF = -11.69 - 71.05 * \cos(H) + 28.39 * \sin(H) + 7.20 * \cos(2H)$ となり、振幅は±70nTにもおよぶ。測位方式は、過去にはオメガ受信機、ロラン受信機、対地ビデオ撮影法、またはその組み合わせを使用してきたが1994年からはGPSを使用している。GPSと磁力計計測部の時間はコントロール部で制御され同じタイミングで測位と計測を実施している。航空機を使用した観



LA701 (YS11)



テールスティンガー



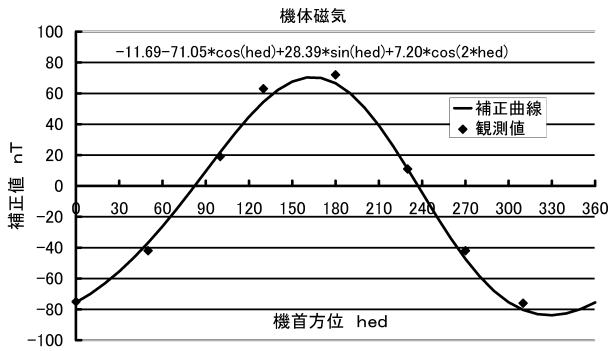
磁力計センサー



制御・収録部

第1図 LA701号機と使用機材

Fig. 1 Proton sensor in tail stinger and Magnetometer inside LA701 (YS11).



第2図 機体磁気補正
Fig. 2 Magnetic correction of LA701.

測では測量位置の精度は、測位機器の精度と飛行速度により左右される。180ノットで観測した場合の1秒間の移動距離は約100mにも達し、測量精度を確保するためには、位置精度の確保が重要な要因となる。

(2) 観測方法

海域火山の上空を一定高度で測線間隔は0.5~1マイルで測量し、データは、2秒毎に収録している。(第3図)

(3) 計画と観測

航空磁気測量は海域火山が集中している南方諸島と南西諸島の火山島及び海底火山を対象に実施している。以下に実施してきた火山島等を示す。

- 1997年 伊豆大島, 明神礁
- 1998年 薩摩硫黄島, 硫黄島
- 1999年 諏訪瀬島, 三宅島
- 2000年 薩摩硫黄島, 口永良部島
- 2001年 中之島, 硫黄島, 三宅島
- 2002年 諏訪瀬島
- 2003年 伊豆大島, 北福德堆
- 2004年 横当島
- 2005年 薩摩硫黄島
- 2006年 福德岡ノ場, 伊豆大島
- 2007年 硫黄島, 硫黄島

これら火山体の磁気構造の時間的な変化を解明するため、一つの火山島等について平均5年周期で測量している。

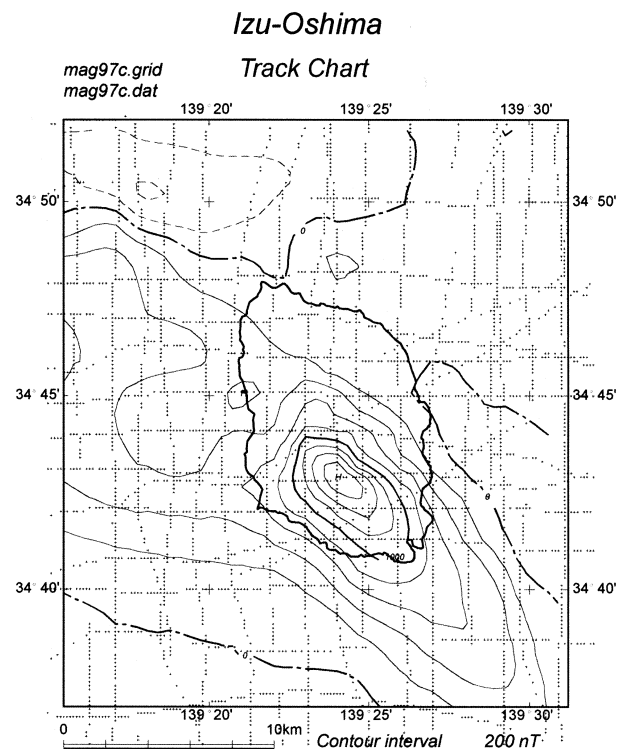
(4) データ処理

取得されたデータ“時間、緯度、経度、高度、全磁力値”から飛行コースを計算し機体磁気補正を施す。次に最寄りの地磁気観測所のデータより日変化を補正する。さらに標準磁場(IGRF)を差し引き全磁力異常値(アノマリー)を計算をする。

この時点のアノマリーには様々な誤差を含んでおり、それを除去するため視覚的にデータを編集する地磁気・重力等物理データ専用のGISソフト“オアシスモンタージュ”を使用している。第4図に地磁気全磁力異常図を作成するまでのデータ処理フローを示す。

(5) データ解析

火山体の磁気異常を解析する方法は、山体を2次元のグリッド標高値でモデル化し、ある一定の水平面内での磁化強度もしくは磁気基盤深度の分布を求める2D-FFTを用いたインバージョン法(第5図)があるが、山体内部の磁化構造を求める方法としては山体を磁化強度未知の3次元角柱の積み重ねで近



第3図 観測測線及び地磁気全磁力異常図
Fig. 3 Track chart and Aeromagnetic Anomaly map.

似し、それぞれの角柱毎の磁化強度をCG法でトモグラフィ的に3次元で求める方法がある。この方法は、山体が一様に磁化しているとする仮定に替

わって磁化の方向は共通として磁化強度を、山体内部の熱的構造による変化を考慮して未知数として求めるものである。(第6図)

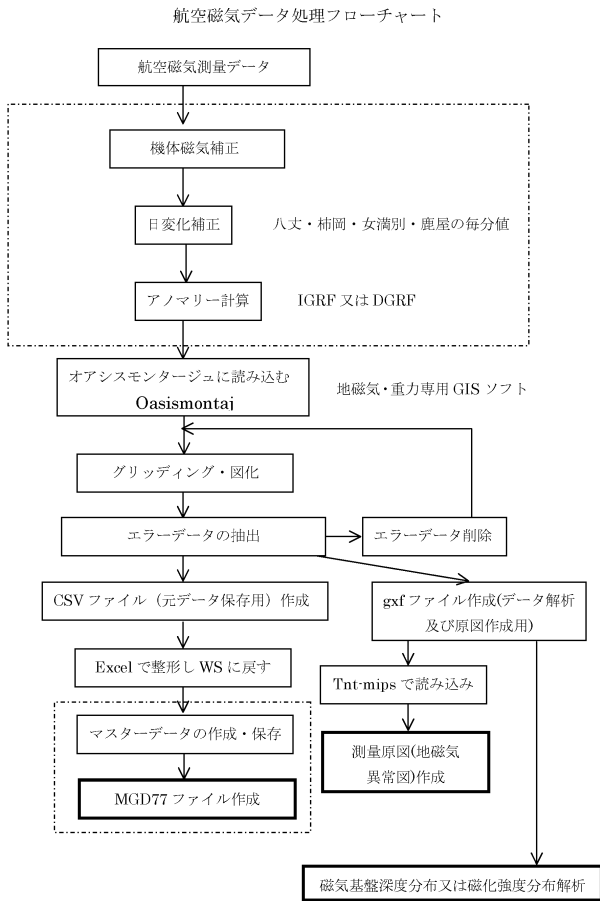
(6) 火山島の3次元磁気構造図(直接法)

第7図は2000年噴火の前後、1999年と2001年の三宅島3次元磁気構造の南北および東西の断面図である。2001年では火口直下の水面下300mで全体的に磁化強度が低くなっている。

第8図は、伊豆大島の3次元磁気構造図である。1997年と2003年とに特段の変化は見られない。伊豆大島については、2006年3月に航空磁気測量を実施したので前回の噴火直後に実施したデータと併せて解析した結果を次に述べる。

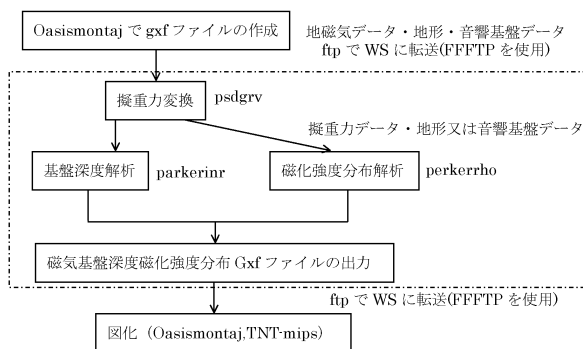
(7) 伊豆大島の磁気構造の変化(直接法)

1986年、2006年について3次元解析を試みた。各年とも飛行高度が違うのでそれぞれ高度1500mに上方接続した。地形は、500m間隔のグリッドデータを用い高さを水深300m以浅、300m~1500m、1500m

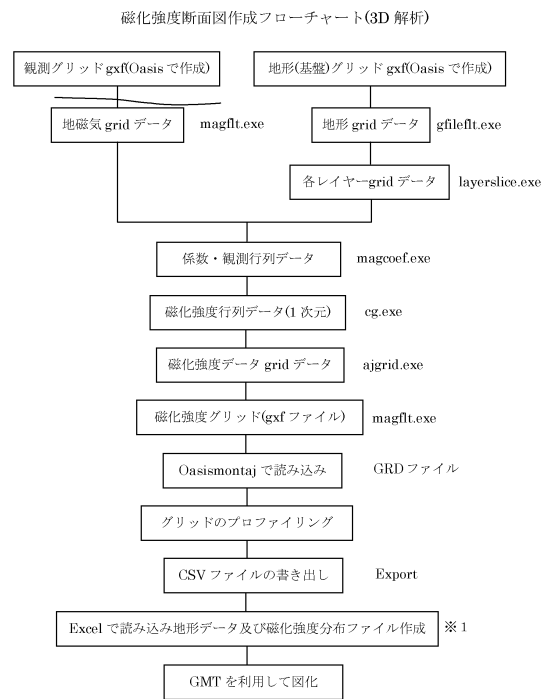


第4図 データ処理フローチャート
Fig. 4 Data processing flow chart.

基盤深度及び磁化強度分布解析処理フローチャート(2D解析)

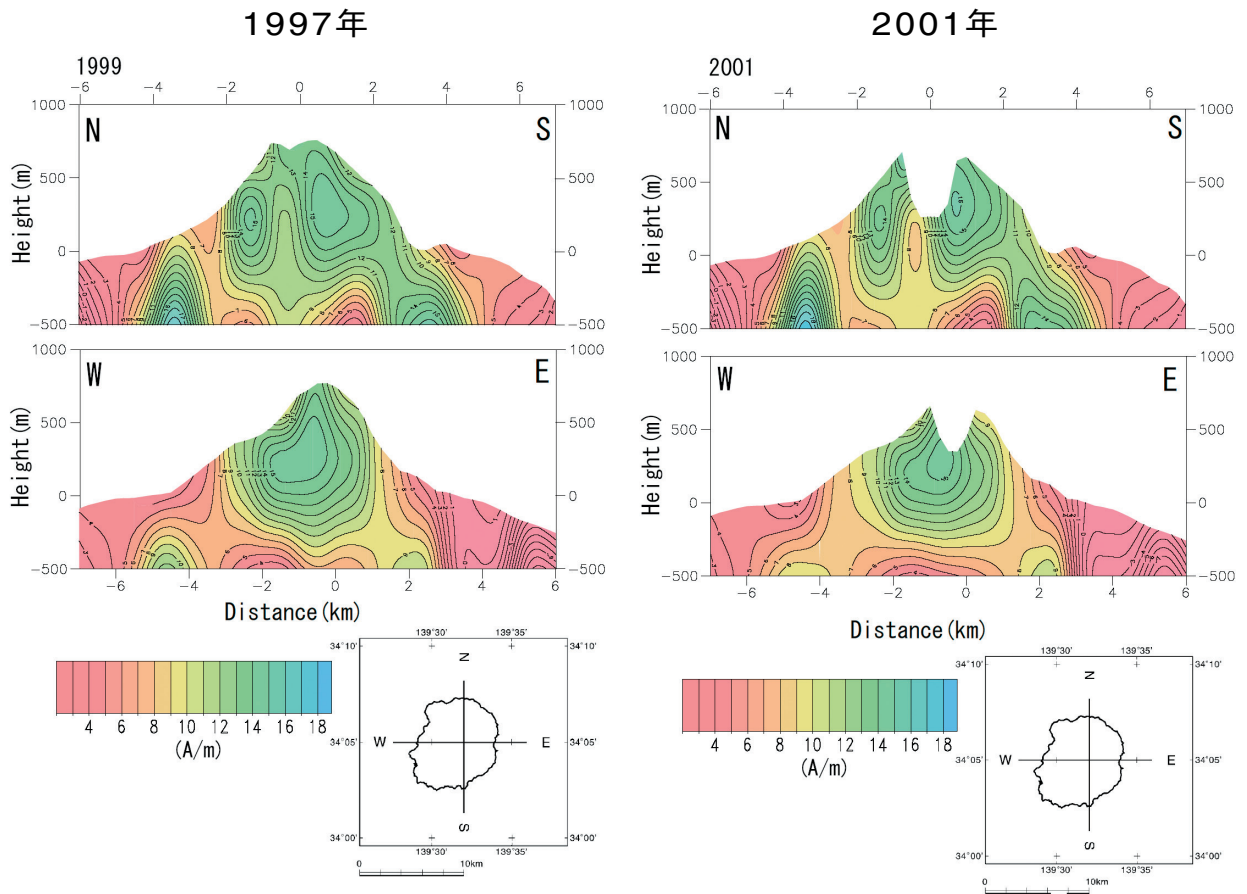


第5図 2D解析フローチャート
Fig. 5 2D-FFT Method.

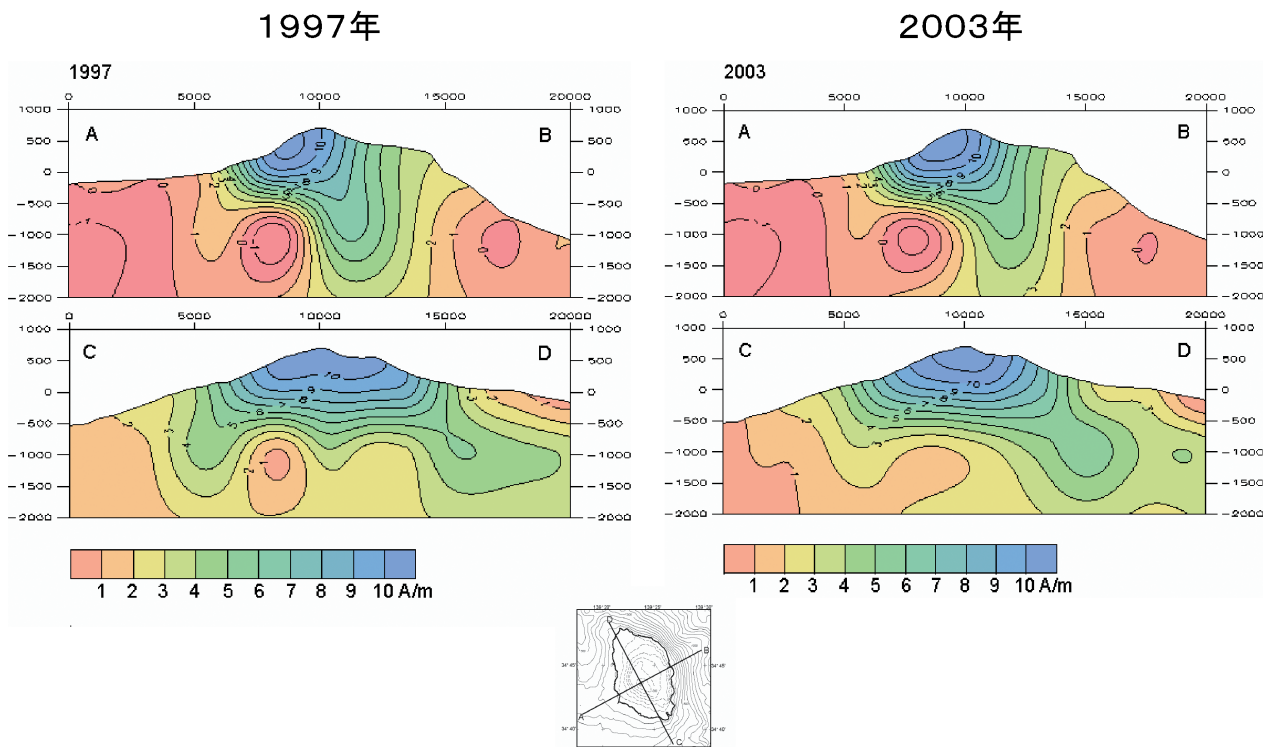


※1 地形データにマスキングする下限を追加しポリゴンデータを作成しtab区切りのtxtで保存する。また、各層データをマージしてtab区切りのtxtで保存する。

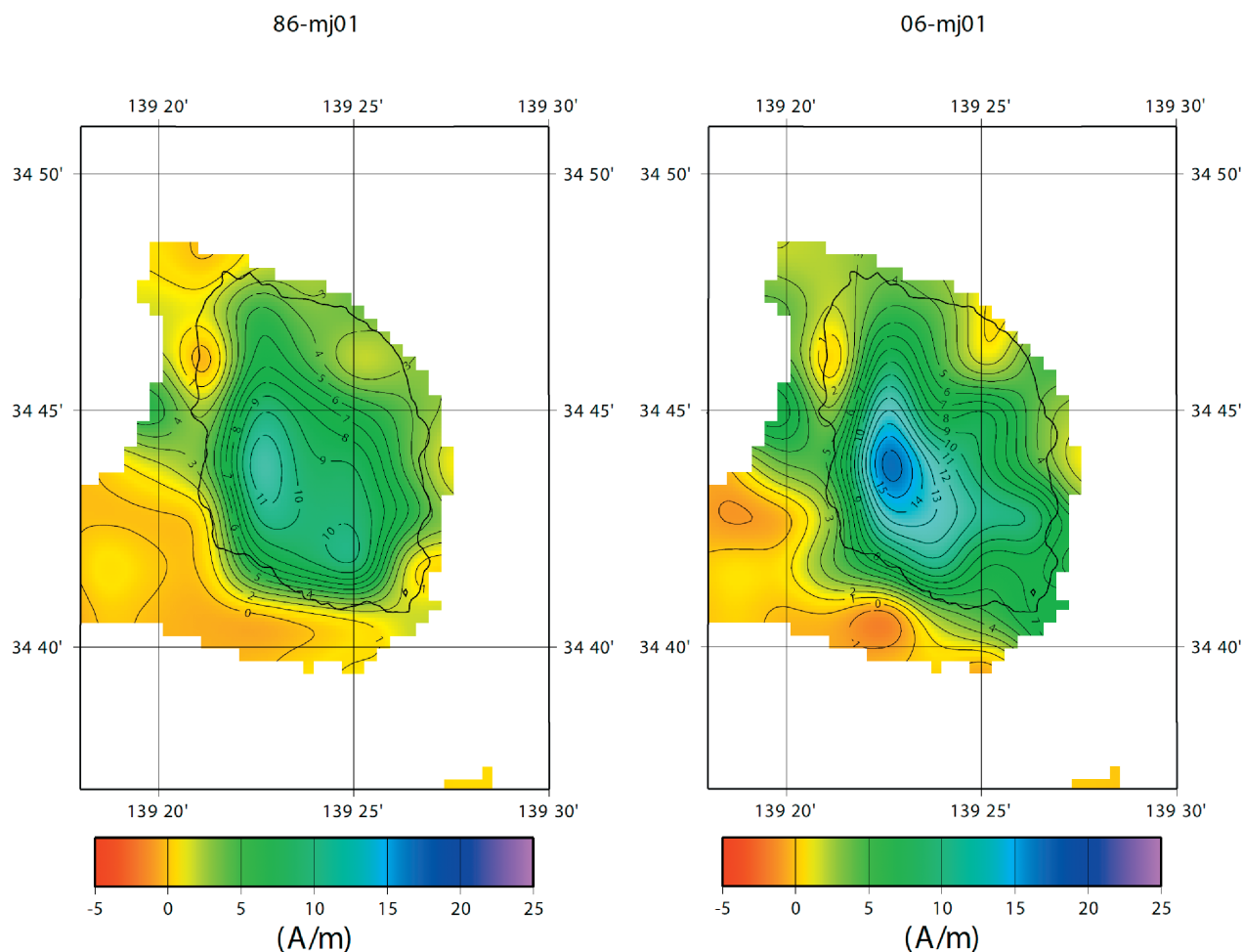
第6図 3D解析フローチャート
Fig. 6 3D-Geomagnetic Tomography Method.



第 7 図 1999年及び2001年三宅島 3次元磁気構造図
 Fig. 7 3D-Geomagnetic Structure of Miyake-jima in 1999, 2001.



第 8 図 1997年及び2003年伊豆大島 3次元磁気構造図
 Fig. 8 3D-Geomagnetic Structure of Izu-Oshima in 1997, 2003.



第9図 第1層磁化強度分布図 ($h > -300\text{m}$)
 Fig. 9 J (A/m) in 1sT layer ($h > -300\text{m}$)

～2500mの3層にスライスし、各層での磁化強度分布を3次元インバージョン法により求めた。山体を形作る第1層では、島の西側で10A/m以上の磁化強度を示しそのピークは、2006年は1986年に比べて4A/mほど強くなっている。(第9図) 第2層では、島を北西から南東に5A/m前後の強い磁化層が帯状に伸びている。また本島西側に局所的に見られる低磁化域は1986年噴火前後のマグマ活動を反映したものと思われるが2006年では、それが3A/mほど減少している。(第10図) 第3層については、第2層と同様な傾向を示すが全体的に磁化強度が低い。(第11図)

(8) 残差磁気異常の解析 (2段階法)

地磁気全磁力異常を直接、3次元構造でモデル化する方法では、局所的に負の磁化強度が生じる不都

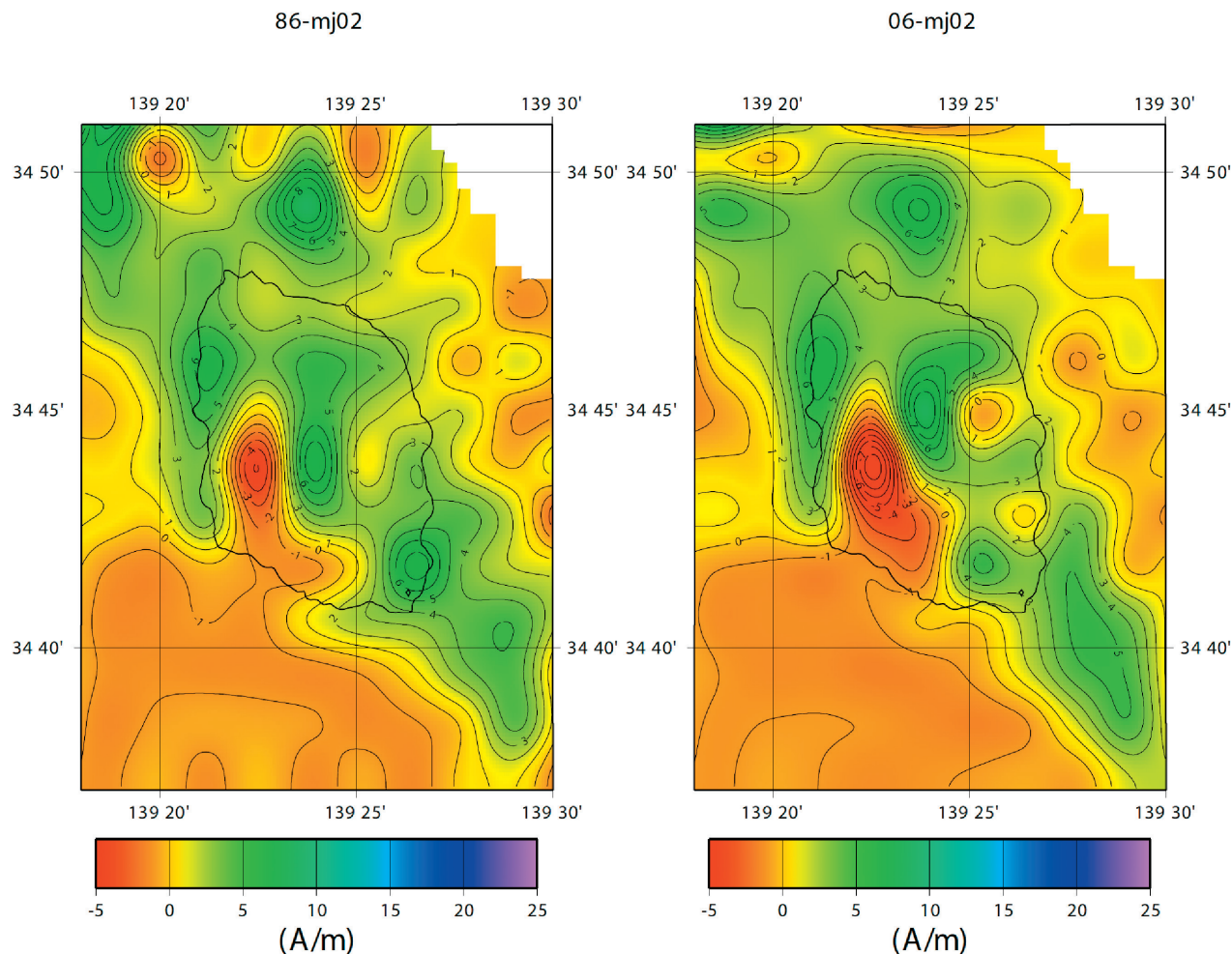
合や山体の持つ平均磁化強度とその内部の非均一磁化との関連を明らかにする点で不十分であった。また、山体全体の大きな磁気異常のため、内部の局所的な異常はマスクされて解析結果に顕著に表れてこない。このため、次の2段階解析手順を踏む。

第一段階 (均一磁化モデル)

山体を各層のブロックに分け、そのブロックでの磁化が同じと仮定した均一磁化モデルでの平均的な磁化強度を求め、

第2段階 (非均一磁化モデル)

その均一磁化モデルから計算された計算磁気異常と観測磁気異常との差をとった残差異常を使用して各3次元ブロックでの平均磁化強度からの磁化強度偏差を求める。



第10図 第2層磁化強度分布図 ($-300\text{m} < h < -1500\text{m}$)
 Fig. 10 J (A/m) in 2nd layer ($-300\text{m} < h < -1500\text{m}$)

第12図は、2006年の伊豆大島の2段階方法での3次元磁気構造図である。

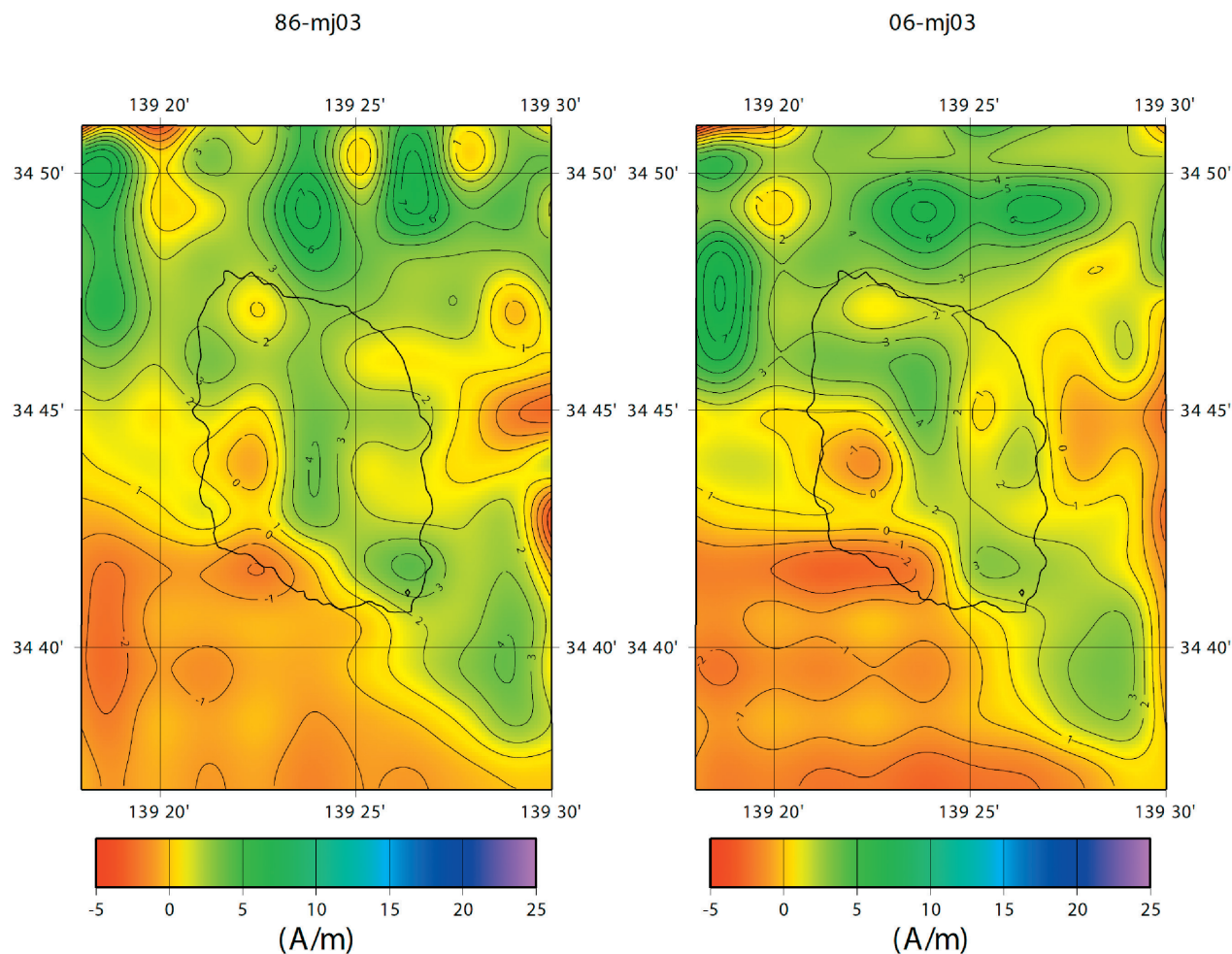
第1段階：山体を300m以上、300m～0m、0m～-300m、-300m～-1500mの4層に分け、各層の磁化が同じと仮定した均一磁化モデルでの平均的な磁化強度を求めた。

第2段階：その均一磁化モデルから計算された計算磁気異常と観測磁気異常との差をとった残差異常を使用して各3次元ブロックでの平均磁化強度からの磁化強度偏差を求めた。

その結果、伊豆大島の平均的な磁化強度は、10.5 A/mである。三原山の直下よりやや南西、白石山の

南西、カルデラ北西縁の西よりC火口付近から南に、それぞれ相対的に磁化強度の低下域が認められ、それらは第2層、第3層に深くなるにつれ南西方向にずれるものの鉛直的には連続性を持っている。このことから、これら低下域は熱的な消磁効果が推察される。

このように直接法に比べ磁気構造が細部まで表現されている。また、植田(2006)によると三宅島について先に述べた直接法は逆の結果が得られているが、これに対する検証も行われており、精度的には2段階法が優れている。磁気構造の変化を捉えるには、山体のモデルの範囲や層分割の違いにより解析結果が違うので各火山島に固有な標準磁気モデルを計算しておく必要がある。



第11図 第3層磁化強度分布図 ($-1500\text{m} > h > -2500\text{m}$)
 Fig. 11 J (A/m) in 3rd layer ($-1500\text{m} > h > -2500\text{m}$)

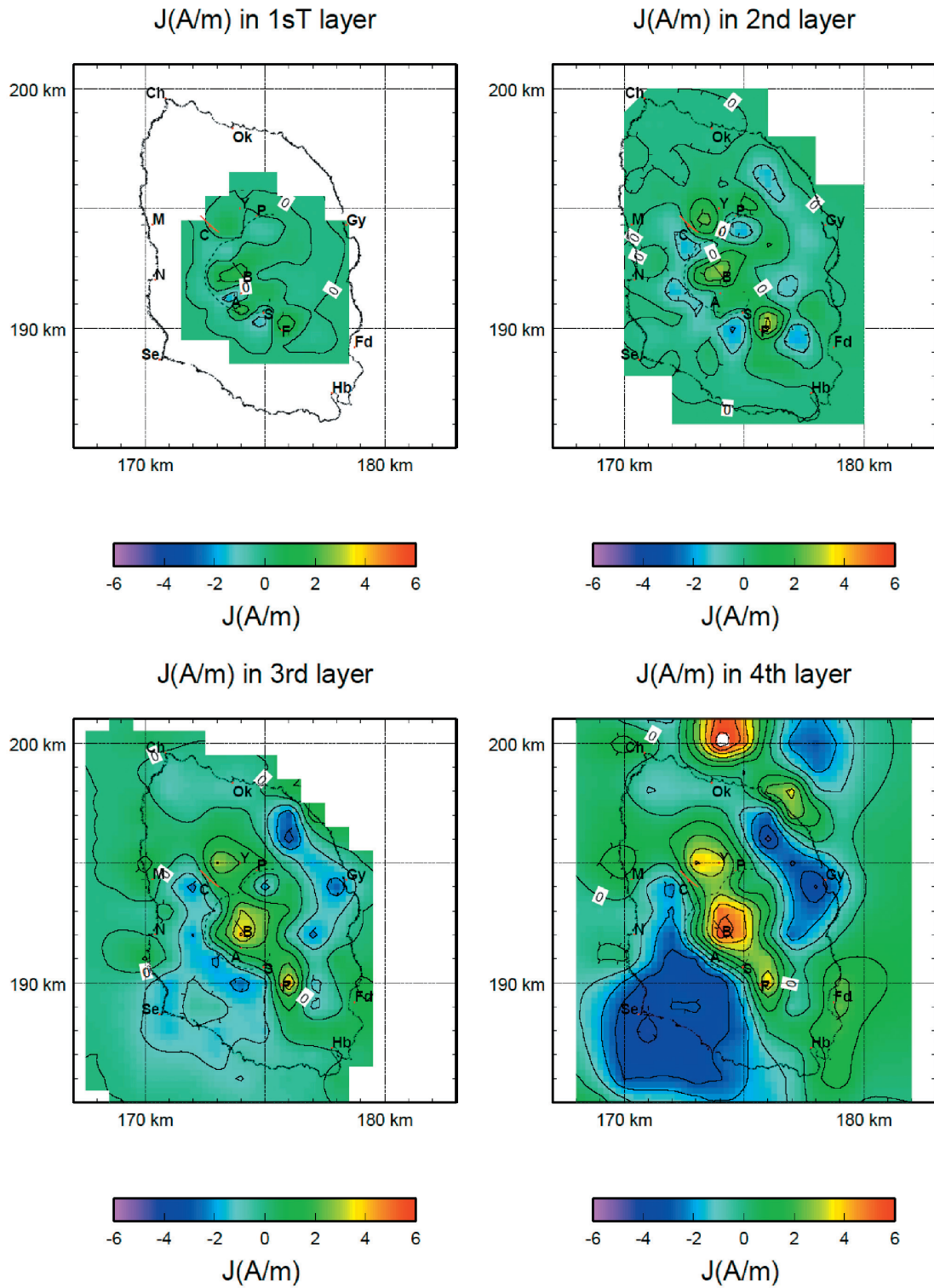
3 おわりに

火山体の均一な磁化からのずれは、火山体を構成する岩石の違いや熱消磁の影響が表現されていると考えられる。今回の研究によりこのような火山体内部の磁氣的構造を把握するには、3次元地磁気トモグラフィ法が有効であることが確認できた。航空磁気測量を繰り返し行うことで、火山体内部の磁気構造の変化をより精度良く捉えることは、火山活動の予測にとって重要な課題でありこの分野での進展がますます期待される。

参 考 文 献

植田義夫, 中川久穂, 小野寺健英, 鈴木晃, 熊川浩一, 久保田隆二: 2000年噴火以前の三宅島の3次元磁気構造-地磁気トモグラフィの試

み-, 水路部研究報告, 37, 16-19, (2001)
 植田義夫: 三宅島の3次元磁気構造と2000年噴火によるその変化, 火山, 51, 161-174, (2006)



第12図 2006年伊豆大島3次元磁気構造図(2段階方式解析)

Fig. 12 3D-Geomagnetic Structure of Izu-Oshima in 2006: tow step 3D-Geomagnetic Tomography Method.