

## 重力・地磁気異常から推定される福徳岡ノ場付近の地殻構造<sup>†</sup>

小野寺健英, 加藤 剛, 瀬尾徳常\*

### Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-okanoba Submarine Volcano Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies<sup>†</sup>

Ken-ei ONODERA, Tsuyoshi KATO, Noritsune SEO\*

#### Abstract

We report the gravity and magnetic surveys results conducted in 1999 in the vicinities of Fukutoku-Okanoba submarine volcano located on the volcanic front of the Izu-Ogasawara arc. The gravity data shows that a Bouguer gravity anomaly low exists some 3 km north of Fukutoku-Okanoba. The gravity basement estimated from two-layer structural analysis represents a caldera-like shape. The crustal magnetization shows that a low magnetization area also coincides with the Bouguer gravity anomaly low. A seismic crustal model also shows that there are low wavespeed materials and/or a seismic wave attenuating zone beneath the area. This observation suggests that Fukutoku-Okanoba is a part of an active submarine caldera, accommodating magma beneath it.

#### 1. はじめに

海洋情報部では、火山活動の予測の基礎となるデータの整備等を目的とする「海域火山基礎情報図」作成のため、南方諸島の海底火山について、船舶等により地質学的及び地球物理学的調査を行っている。この一環として、1999年6月-7月に、測量船「昭洋」により福徳岡ノ場周辺の海底地形、地質、地震波探査、地磁気、重力等の総合的な調査が実施された(海上保安庁水路部, 2001)。

すでに地震波探査の結果については西澤等(2002)により、また、地磁気、重力の概要については小野寺等(2002)により報告されている。ここではさらに重力基盤構造の詳細な解析及び磁気構造についての再検討を行い、地震探査から推定される地震波速さ構造との関係から、福徳岡ノ場及びその周辺海域の地下構造について考察する。

福徳岡ノ場は北緯24度18分、東経141度29分、東京湾口から南へ約1300km、いわゆる火山列島と称される北硫黄島、硫黄島、南硫黄島のうち、南硫黄島の北5kmに位置する海底火山である(Fig.1)。火山活動の主なものとして、1904~05年、1914年に噴火があり、それぞれ高さ145m、周囲4.5km、高さ300m、周囲11.8kmの新島を形成した。ただし、いずれも1~2年程度で海中に没している。また、最近では、1986年1月に海底噴火により新島が形成されたが、同年3月に消滅している(小坂1991, 土出等1999)。この噴火以降福徳岡ノ場では、大きな火山活動は報告されていないが変色水は現在も頻繁に確認されている。

福徳岡ノ場周辺の海底地形及び海底地形の3次元表示をFig.2, Fig.3に示す。福徳岡ノ場は頂部が900m×1200mの楕円形をした台地状の地形

<sup>†</sup> Received December 26, 2002; Accepted March 18, 2003.

\* 海洋調査課航法測地室 Geodesy and Geophysics Office, Hydrographic Surveys Division

で、最浅水深は22mである。Fig.4は調査海域全域の音響基盤の深度分布、Fig.5はFig.4に示すLine a-a'~Line c-c'の音波探査記録及び解析結果

の例でF<sub>Ⅱ</sub>層とF<sub>Ⅲ</sub>層を音響基盤としている。ここでF<sub>Ⅱ</sub>層とF<sub>Ⅲ</sub>層の違いは、F<sub>Ⅲ</sub>層が山体元来の火山岩であるのに対し、F<sub>Ⅱ</sub>層は元の山体頂部を構

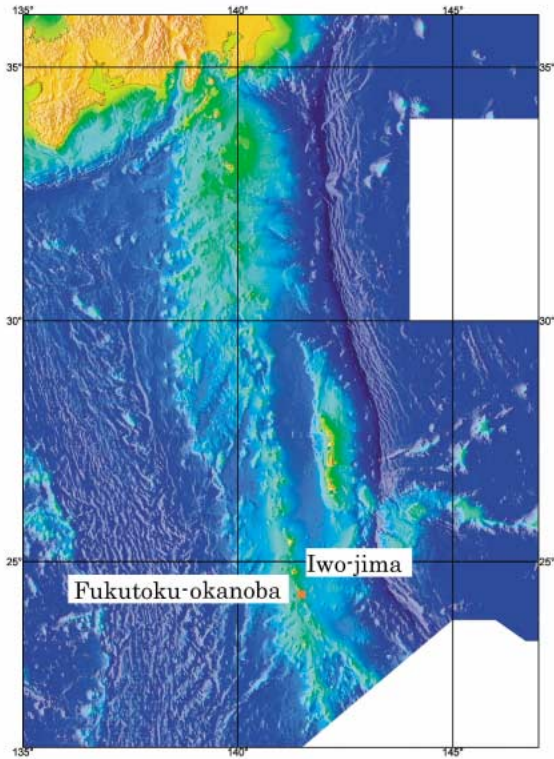


Fig. 1 Location of Fukutoku-okanoba submarine volcano.

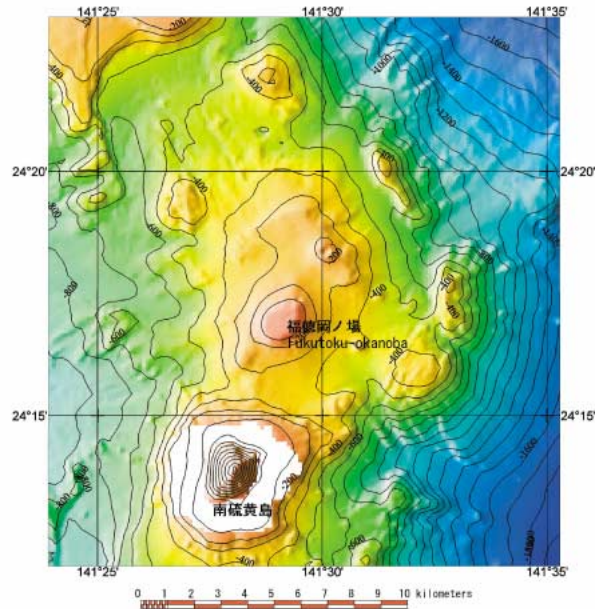


Fig. 2 Bathymetric map. Contour interval is 100m.

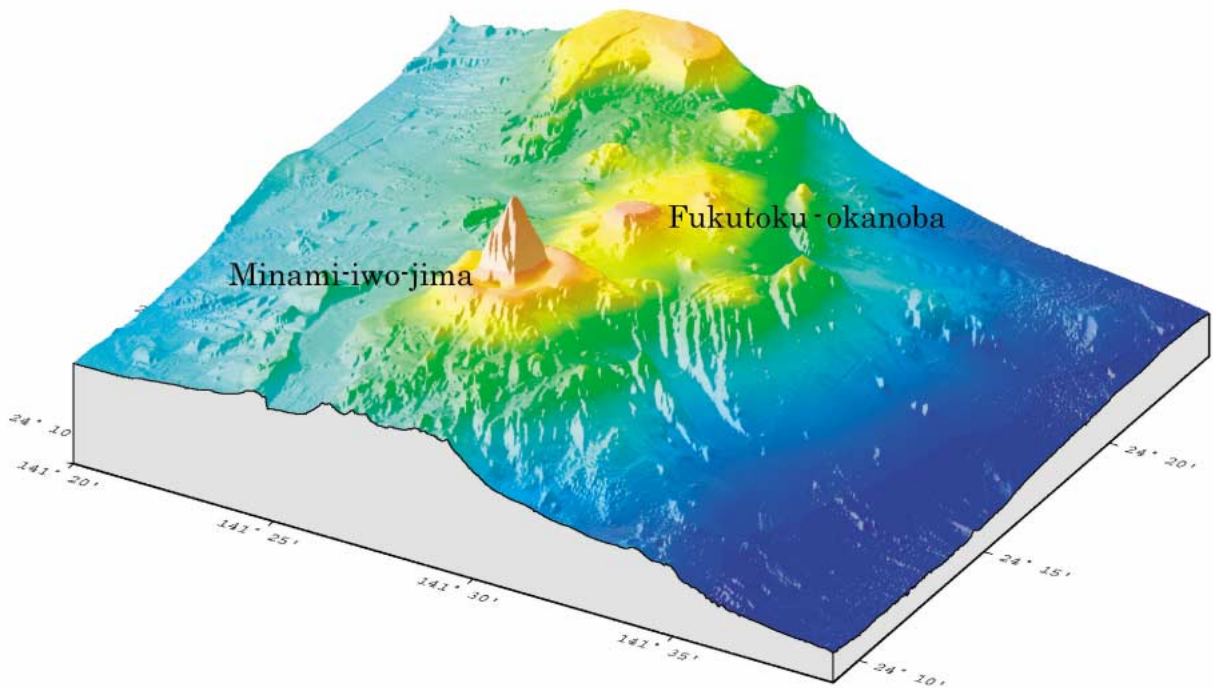


Fig. 3 3-D view of the seafloor topography (after Nishizawa et al., 2002).

*Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-oka Submarine Volcano  
Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies*

成していた火山岩類が陥没したものと解釈されている。音響基盤は福徳岡ノ場付近で凹地形を示す。(海上保安庁水路部, 2001)

なお、海底地形調査にはマルチビーム音響測深機 SeaBeam2112 及び特殊搭載艇 (マンボウ II) の音響測深機が、また、地質構造調査には深海用音波探査装置 (エアガン Bolt1500 LL) が使用された。測線間隔は緯度方向 30", 経度方向 1' である。また、海底の岩石はドレッジにより、15 点で採取された。

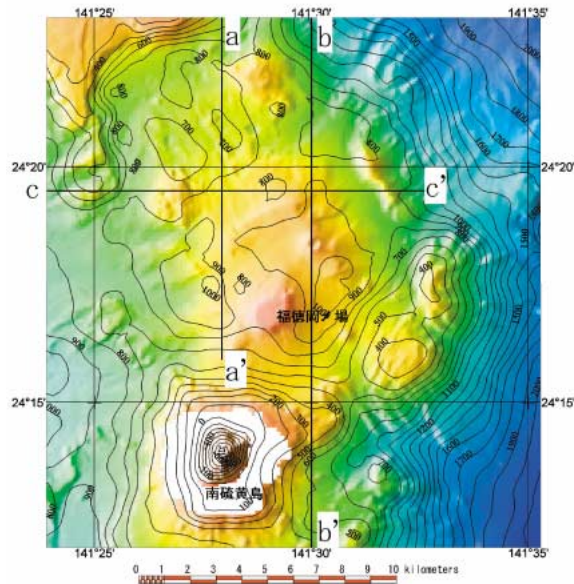


Fig. 4 Acoustic basement and locations of three single-channel airgun reflection profiles (after Hydrographic and Oceanographic Department of Japan, 2001). Contour interval is 100m.

## 2. 調査・データ処理

### 2. 1 海上重力

海上重力は KSS31 (BODENSEEWERK) により 5 秒毎に測定した。絶対値への変換は海洋情報部基準点と昭洋係留岸壁測点の重力値を携帯型重力計 CG-3M (SCINTREX) で測定、接続した。また、出港日及び入港日にこの測定を行ない、差を重力計のドリフトとして補正した。エトベス補正は、エラー処理された測位 (GPS) データから再計算を行い、変針点等精度の落ちるデータは削除してある。

なお、福徳岡ノ場直上付近は測量できなかったため、空白としているが、周辺の重力分布及び地磁気異常分布等から大きな異常は無いと思われる。フリーエア重力異常の算出には測地基準系 1980 に基づく正規重力式を用いた。

### 2. 2 海上磁気

海上磁気測量は、曳航式プロトン磁力計 (PMM-200) により、地磁気全磁力を 20 秒毎に測定した。検出器は船体磁気の影響を極力小さくするため本船から 280 m 離して曳航し、さらに 8 方位走行によって得られた船体磁気の補正を施した。福徳岡ノ場直上及び南硫黄島は第三管区海上保安本部羽田航空基地所属「L A 701」号機による航空磁気測量の結果をハイカットフィルターに

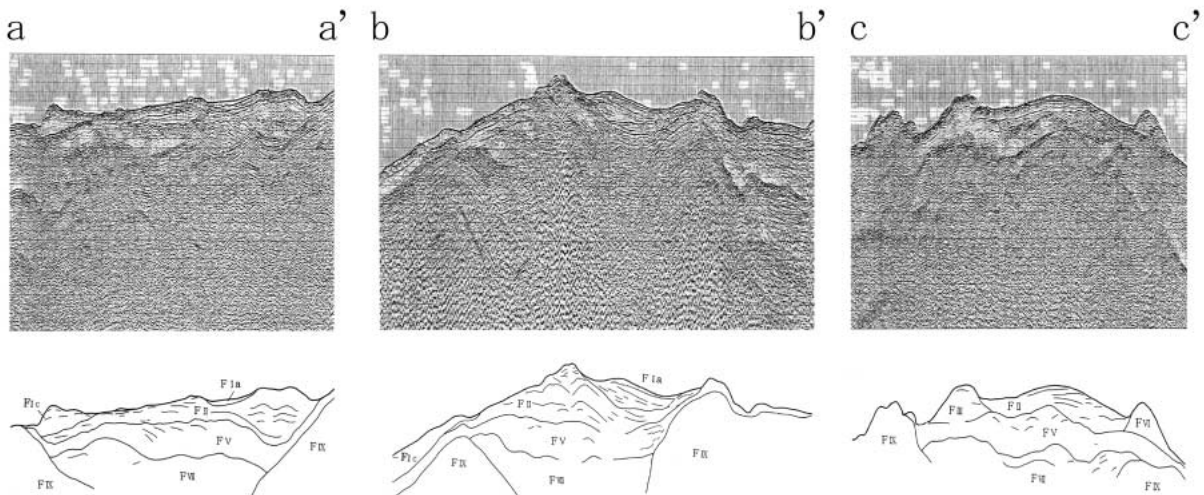


Fig. 5 Records of single-channel airgun reflection profiles along survey lines shown in Fig.4.



より、高周波成分を取り除いて、海面上に下方接続した。日変化補正は八丈水路観測所のデータを、また、地磁気異常値の算出には標準磁場としてIGRF1995を使用した。

### 3. 重力基盤構造解析

フリーエア重力異常及びブーゲー重力異常を Fig.6, Fig.7に示す。フリーエア重力異常は福徳

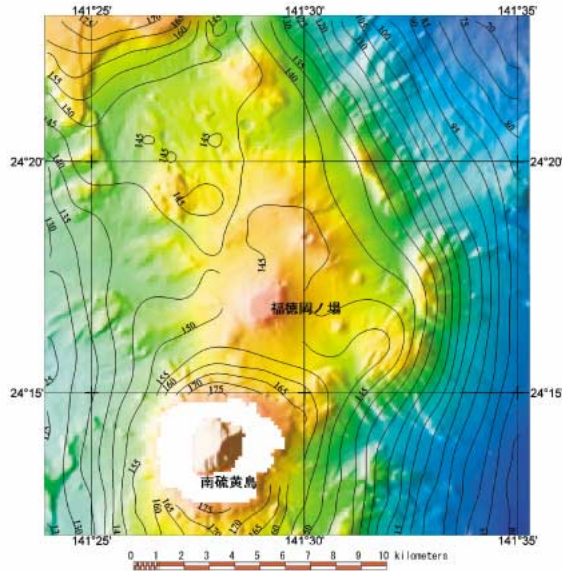


Fig. 6 Free air gravity anomaly map. Contour interval is 5 mgal.

岡ノ場で平坦な分布を示し、福徳岡ノ場の地形的な高まりに対応する顕著な異常はみられない。ブーゲー重力異常は福徳岡ノ場の北方約3kmの地点に局所的な低重力異常の中心が存在し、重力はすり鉢状に周辺に向かって大きくなっている。ブーゲー重力異常の計算には、仮定ブーゲー密度として、調査海域のG-H相関（重力-水深相関）か

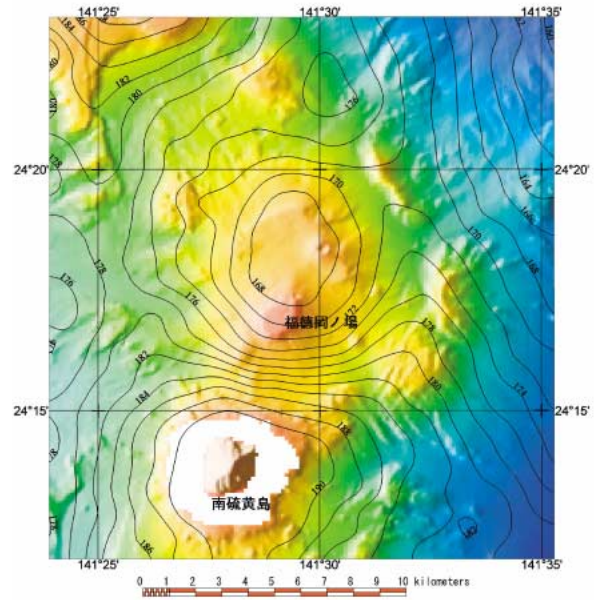


Fig. 7 Bouguer gravity anomaly map. The subsurface density is assumed to be 2.39 g/cm<sup>3</sup>. Contour interval is 2 mgal.

Table 1 Magnetic and other physical properties of dredged rock samples in the vicinity of Fukutoku-Okanoba.

Site No.	Lat.		Lng.		Depth m	Sample No.	Susceptibility 10 <sup>-3</sup> SI	NRM(A/ m)	Density g/cm <sup>3</sup>	Type of rock
	deg.	min.	deg.	min.						
1	24	23.1	141	26.5	125				scoria breccia	
2	24	22.3	141	24.6	265	FTO-2-1	0.5	0.05	2.21	Hyaloclastite
3	24	21.9	141	28.5	285					—
4	24	19.9	141	31.4	345					pumice
5	24	19.4	141	34.9	1150					carbonate crust
6	24	20.4	141	25.2	485					pumice
7	24	19.5	141	27.2	400					scoria sand
8	24	19.0	141	29.6	215					pumice,
9	24	18.3	141	30.2	192					pumice, fragment of coral
10	24	17.5	141	33.1	555					pumice
11	24	15.7	141	32.1	340	FTO-11-1	3.2	0.26	2.27	Hyaloclastite
a	24	15.7	141	32.1	350					rock fragments
b	24	16.0	141	28.3	260	FTO-b-1	2.1	5.50	2.11	basalt?
						FTO-b-2	3.1	2.50	2.46	basalt
c	24	16.8	141	25.5	550					scoria sand
d	24	13.7	141	24.6	795	FTO-d-1	10.5	5.00	2.55	basalt(ankaramite?)
						FTO-d-2	9.7	4.40	2.51	„
e	24	13.1	141	31.4	687	FTO-e-1	8.8	2.40	2.71	basaltic andesite
						FTO-e-2	14.1	2.30	2.15	„

**Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-oka Submarine Volcano  
Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies**

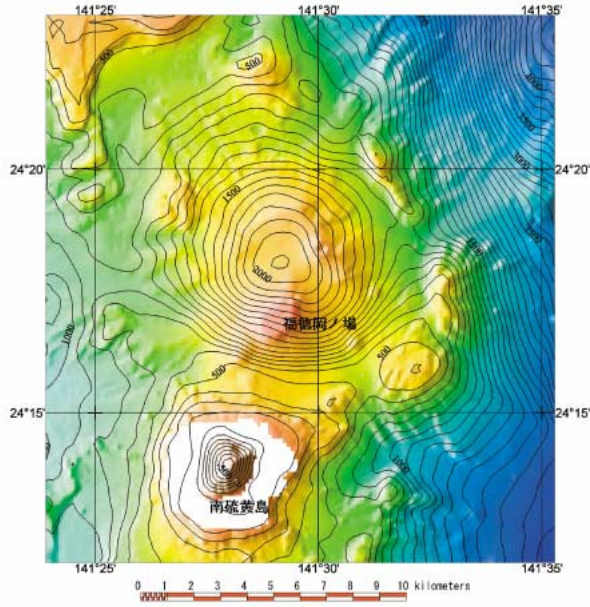


Fig. 8 Gravity basement estimated by the inverse method using two dimensional fast Fourier transform method with  $\Delta \rho$  of  $0.3\text{g/cm}^3$ . Contour interval is 100m.

らもとめた $2.39\text{g/cm}^3$ を用いたが、Table 1（海上保安庁水路部，2001）に示した採取岩石の密度の単純平均は $2.37\text{g/cm}^3$ であり，採取の場所，個数にもよるが，G-H相関による密度と近い値となっている．なお，地形補正は格子化した地形を角柱で近似して各測点における重力の効果を計算する萩原（1978）の方法を用い，補正範囲は観測点から半径30kmまでを考慮した．

次に，福德岡ノ場の重力基盤の形状を求めるため，ブーゲー重力異常から2次元高速フーリエ変換によるインバース法（久保田，2000）により，二層構造解析を行なった．Fig.8は二層の密度差を， $0.3\text{g/cm}^3$ として求めた重力基盤深度分布であるが，基盤最深深度は海面下2.1kmとなる．なお，平均深度はブーゲー重力異常の平均値の位置に対応する音響基盤深度の800mとしたが，Fig.9に示すようにブーゲー異常のパワースペクトルから得られた平均深度も800m程度となり，妥当な値であると思われる．

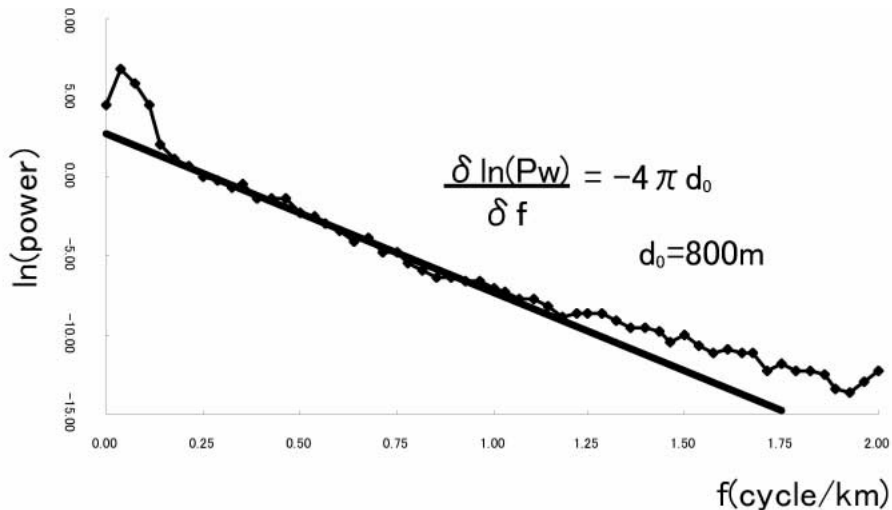


Fig. 9 Radially averaged power spectrum of Bouguer gravity anomaly.

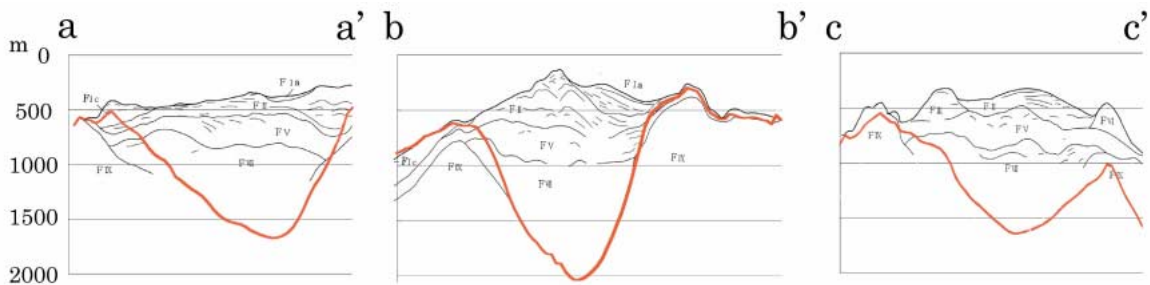


Fig. 10 Profiles of single-channel airgun reflection and gravity basement (red line) along survey lines shown in Fig. 4.



重力基盤は福徳岡ノ場の北方約2kmに中心を持つほぼ円錐状の形態、すなわちカルデラの形状を示す。Fig.10は前出の音波探査記録Line a-a', Line b-b'及びLine c-c'の解析結果に重力基盤の断面を重ねあわせたものである。いずれも断面中央部付近では、音響基盤最下層のF<sub>IV</sub>層の形状は不明であるが、重力基盤の急傾斜部に着目すると、F<sub>IV</sub>層とはLine a-a', Line c-c'でそれぞれ測線の北側及び海溝側で少し差があるものの、Line b-b'等全体的に比較的良好一致を示していることが分かる。このことは音響基盤に分類されているF<sub>III</sub>層が、重力基盤の上位にあることを示しており、また、福徳岡ノ場周辺の低重力異常はF<sub>III</sub>層を含むそれ以浅のカルデラ内に堆積した火山砕屑物、陥没した火山岩等に起因していると考えられる。

なお、解析に用いたパラメータのうち、二層の密度差を0.4g/cm<sup>3</sup>, 0.5g/cm<sup>3</sup>とした場合の基盤上面の最深深度はそれぞれ海面下1.7km, 1.4kmとなるが、何れの場合もF<sub>III</sub>層の上面深度より深くなる。

#### 4. 磁気構造の検討

地磁気全磁力異常分布をFig.11に示す。福徳岡ノ場周辺は比較的平坦に分布する負の異常域であるが、これを囲むようにして南側には南硫黄島、北西には北福徳堆、そして東側には地形的な高まり(外輪山)にそれぞれ対応する正の異常域が存在する。特に玄武岩等で構成されている南硫黄島(湯浅及び玉木, 1982)に起因するダイポール型異常が顕著であり、振幅は3000nTに及ぶ。これに対して福徳岡ノ場は重力異常分布と同様、その地形的な高まりに対応した磁気異常が見られないことから、比較的磁化の小さい岩石等で構成されていることがうかがえる。

さて、今、平均磁化強度を与えて二層構造モデルにより磁気基盤深度分布を求めてみると、平均磁化強度が3A/mの場合、磁気基盤の深さが4.7km, 5A/mで3.2km, 8A/mで2.1kmとなる。今回の調査結果によれば、福徳岡ノ場の北側海域ではパミス(Site No.8, 9 in Table 1), スコリア

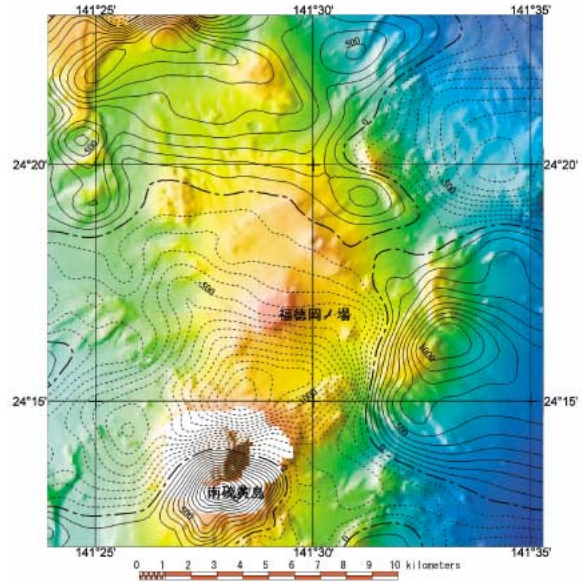


Fig. 11 Geomagnetic total intensity anomaly map. Contour interval is 100 nT.

(Site No.7)が、また、南側及び南硫黄島周辺では玄武岩(磁化強度4.4~5.5A/m)(Site No.11b, d), 玄武岩質安山岩(2.3~2.5A/m)(Site No.11b, e)が採取されている(Table 1)。平均磁化強度を3A/m以下とすると、磁気基盤は4.7kmよりさらに深くなり、音波探査の調査結果や重力基盤解析結果と矛盾し、また現実的でない。そこで磁気基盤の形状をあらかじめ仮定して、インバース法(久保田, 2000)によって基盤の磁化の分布を求めてみる。Fig.12はFig.4に示した音響基盤を磁気基盤と仮定し、また、磁化と外部磁場の方向を現在と等しくとり(偏角2.4°W, 伏角30.8°), さらに帯磁の層厚を2kmとした場合の磁化強度分布である(層厚は、2km以上であればほとんど結果に影響しない)。

その結果、前述した周辺域の地形高まり部に対応する磁気異常が認められる部分では、概ね3A/m以上の磁化強度を示すのに対し、福徳岡ノ場から北西にかけては、卵型に広がる低磁化強度域が見られ、その中心部付近では1A/m前後にまで低下する。また、Fig.8に示す重力基盤を磁気基盤として求めた磁化強度分布(Fig.13)も、仮定した基盤の深度、形状が異なるため、分布の形が少し異なっているもののほぼ同様の分布傾向を示す。

*Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-oka Submarine Volcano  
Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies*

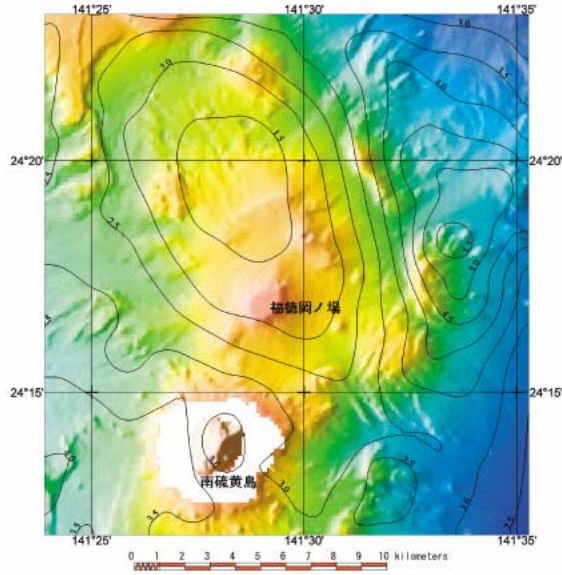


Fig. 12 Magnetization calculated by the inverse method assuming the acoustic basement as a magnetic basement. Contour interval is 0.5 A/m.

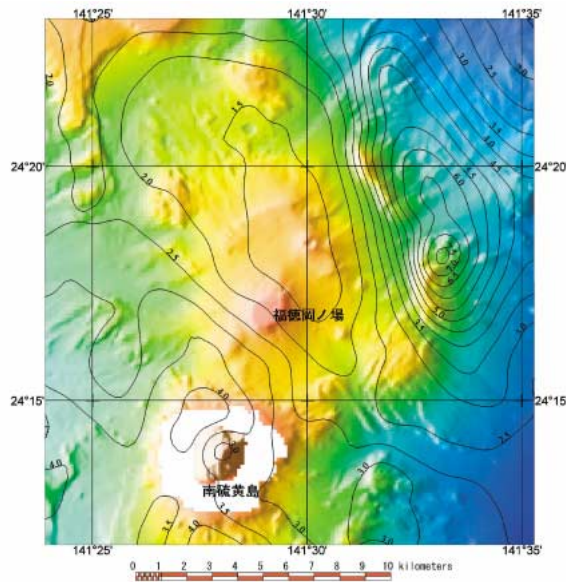


Fig. 13 Magnetization calculated by the inverse method assuming the gravity basement as a magnetic basement. Contour interval is 0.5 A/m.

周辺域の地形高まり部の磁化強度は、採取された火山岩のそれによく対応しており、したがってこれらの値が本海域の基盤岩を構成する火成岩の平均的な磁化強度とすると、福徳岡ノ場周辺直下で認められる基盤岩の低磁化強度域は、熱消磁による影響を示唆しているものと考えられる。

### 5. 議 論

重力、地磁気の解析結果はつぎのとおりである。

- ①福徳岡ノ場付近は低重力異常域であり、また、重力基盤深度分布は福徳岡ノ場付近が、深さ2km程度のすり鉢状の形態、すなわちカルデラの形状を示す。
- ②福徳岡ノ場の北から北西域に基盤の低磁化強度域が存在し、この区域では地下で熱消磁が起きている可能性がある。

一方、西澤等（2002）は、屈折法地震探査結果から推定した福徳岡ノ場北側付近のP波速さ構造モデルは、最上部層のP波速さが1.6-2.0km/s程度で、その下に2-4km/sの層が存在し（Fig.14）、これらはそれぞれ火山砕屑物、アルカリ岩の中性-酸性岩であるトラカイト（海上保安庁水路部、2001）に対応すると推定している。また、さらにその下部の、海面下1.5-2km以深には地震波の低速・高減衰域が存在し、そのP波速さ（2.4-3.2km/s）から、この低速・高減衰域には地殻を構成する岩石の溶融体が存在する可能性を指摘している。

Fig.15に福徳岡ノ場付近の低磁化強度域と地震波の低速・高減衰域（測線の橙色で表示した範囲）を重ねたものを示す。今回得た基盤の低磁化強度域は、ほぼこの低速・高減衰域に一致しており、岩石の溶融体（マグマ）等の存在を支持する結果

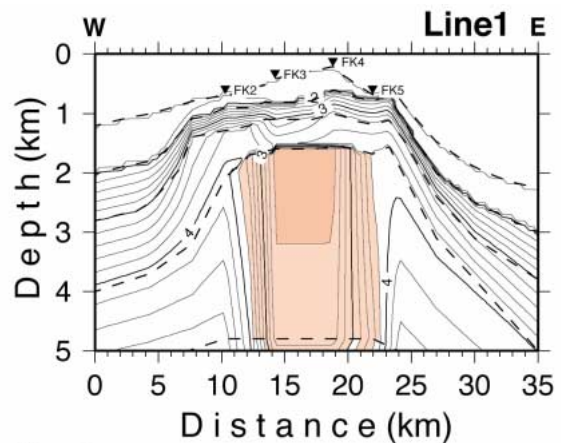


Fig. 14 P-wavespeed model for Line 1 (after Nishizawa et al, 2002). See location of Line1 for Fig 15.



と言える。

Fig.16に以上の結果から推定される福德岡ノ場の模式化した地殻構造モデルを示す。基盤上面はすり鉢状でカルデラの形状を示し、内部は低速 (Low V), 低密度 (Low  $\rho$ ), 低磁化 (Low M) の火山砕屑物等で埋められている。カルデラ直下には、低速 (Low V) /高減衰域 (Low Q), 高密度 (High  $\rho$ ) の岩石の溶融体 (マグマ) が存在

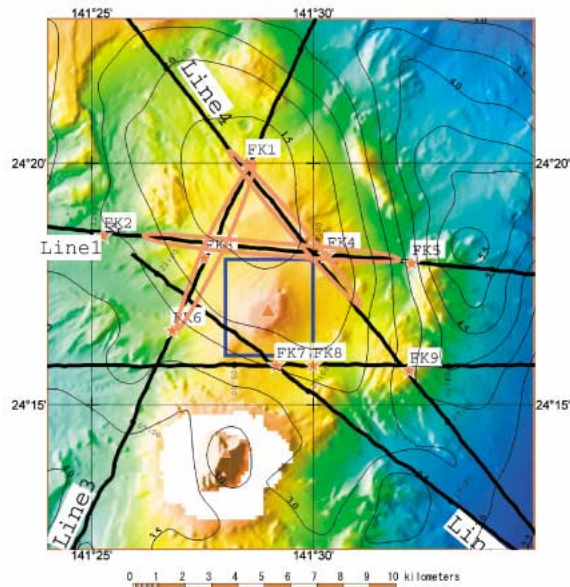


Fig. 15 Seismic low wavespeed and/or seismic wave attenuating zone (red rectangle) superimposed on the magnetization map assuming the acoustic basement as a magnetic basement. The location of seismic refraction method also shown.

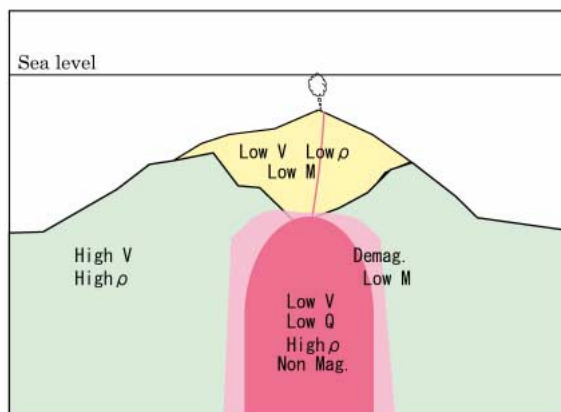


Fig. 16 Schematic model of a crustal structure. V:Velocity,  $\rho$ :Density, M:Magnetization, Q:Quality factor, Demag.: Thermal demagnetization, Non Mag.: Non magnetic.

し、この熱により基盤の一部が熱消磁している。ただし、この例では、地震波の低速・高減衰域の上面の深さを2kmとしており、この場合地震波の低速・高減衰域の物質の密度は基盤と同程度の大きさとなる。マグマの密度は化学組成、圧力、温度により変化するが(藤井1978, Murase and McBirney, 1973), 玄武岩質マグマであれば2.7g/cm<sup>3</sup>程度の値を取り得る。しかし、安山岩質であれば密度はやや小さくなるため、重力基盤解析における仮定密度差等の検討が必要となる。

今回は重力基盤解析を二層構造問題として扱ったが、本来、表層の構造、例えば、ボーリング等による基盤(カルデラ底)の深さ、層序構造等により詳細な情報がわかっているならば、それから期待される異常分を差し引いた残差重力異常から深部(基盤下)の密度構造を議論できる(Carle, 1988)。しかし、このためには前述の情報が必要であり、今後の課題の一つである。

福德岡ノ場は現在も活動中の火山であるが、今回の重力、地磁気等の解析結果は福德岡ノ場における火山活動の活発化等に関し、今後とも十二分な注意、監視が必要であることを裏付ける。

なお、福德岡ノ場については、その地形の形成過程も含め、特に硫黄島、南硫黄島との関連について明らかにすべきとの指摘がある。このためには北福德堆、日吉海山列等をも視野に入れ、地形学、地質学、火山学等のより総合的な考察、議論が必要となるが、このことについては今後他の機会に報告が予定されており、今回の報告がその一助となることを期待したい。

### 要 約

火山活動の予測の基礎となるデータの整備等を目的とする「海域火山基礎情報図」作成等のため、1999年6月-7月、測量船「昭洋」により実施された福德岡ノ場周辺の、主として重力、地磁気に関する調査及び解析結果について報告する。

ブーゲー重力異常は福德岡ノ場周辺が低重力異常域であり、二層構造解析により得られた重力基盤深度分布は、福德岡ノ場の北約2kmを中心と



*Crustal Structure in the Vicinities of Fukutoku-oka Submarine Volcano  
Estimated from Gravity and Magnetic Anomalies*

する半径約5kmの範囲がほぼすり鉢状の形態、すなわちカルデラの形状を示す。また、地磁気異常から求めた磁化強度分布によれば、基盤の低磁化強度域が福德岡ノ場からその北西域にかけて存在し、この区域では地下における熱消磁の影響が考えられる。一方、福德岡ノ場については既に地震波の低速・高減衰域が地下に存在することが報告されており、これらの結果は、福德岡ノ場の地下にマグマ等岩石の溶融体が存在する可能性を示唆する。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、調査に従事された測量船「昭洋」乗組員、第三管区海上保安本部羽田航空基地搭乗員の方々にお礼申し上げます。川崎地質(株)久保田隆二氏にはインバージョンによる解析手法、地下構造に関する議論等内容全般に関し、また、海洋研究室西澤あずさ氏には地震波速度構造及び資料の提供等につきましてそれぞれ大変有益な助言、支援を頂きました。査読者の方には解析及び表現方法、課題等も含めまして、重要な指摘を頂きました。深く感謝申し上げます。さらに、小坂丈予東工大名誉教授には貴重なお話を伺いました。また、資料・情報を提供して頂いた海洋調査課大谷康夫、小野智三、伊藤弘志の各氏にこの場を借りて感謝申し上げます。

参 考 文 献

Carle, S. F. : Three-dimensional gravity modeling of the geologic structure of Long Valley Caldera, *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 13237-13250 (1988).

海上保安庁水路部 : 平成12年度南方諸島海域火山基礎情報図「福德岡ノ場」及び資料整理報告書, (2001).

Murase, T., and A. R., McBirney : Properties of common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3563-3592, (1973).

西澤あずさ・小野智三・坂本平治・松本良浩・大

谷康夫 : 海底火山「福德岡ノ場」における海底地震観測, 水路部研究報告, **38**, 101-123, (2002).

小野寺健英・西澤あずさ・加藤剛・瀬尾徳常・久保田隆二 : 福德岡ノ場, 南日吉海山の地磁気・重力異常及び地震波速度構造, 月刊地球/号外 **39**, 165-171, (2002).

小坂丈予 : 日本近海における海底火山の噴火, 東海大学出版会, 202-215, (1991).

土出昌一・大谷康夫・芝田厚・加藤茂・岩淵義郎 : 本邦海域火山通覧 (改訂第2版), 水路部研究報告, **35**, 15-71, (1999).

湯浅真人・玉木賢策 : 南硫黄島の玄武岩, 地調月報, **33**, 531-540 (1982).

久保田隆二 : 2次元高速フーリエ変換による重力・磁力分布の解析 (その3), 第11回海洋調査技術学会講演予稿集, (2000).

萩原幸男 : 地球重力論, 118-129, 共立出版, (1978).

藤井敏嗣 : マグマの粘性・密度と上昇速度 117-130, 火山第2集, **23**, 2, (1978).