

沖大東海嶺とはなにか†

沖野郷子* 加藤幸弘*

WHAT IS THE OKI-DAITO RIDGE ? †

Kyoko Okino* and Yukihiro Kato*

Abstract

The Oki-Daito Ridge, which is located at the northern end of the West Philippine Basin, has unique topographic character. The ridge extends over 500km in a straight line from the Ryukyu Trench in northwest to the Kyusyu-Palau Ridge in southeast. The most interesting feature is the narrow trough along the ridge axis, which divides the ridge into two parts, the northern plateaus and the southern sharp ridge. Why does it have such unique form? And what on earth is the Oki-Daito Ridge?

The Oki-Daito Ridge is one of the oldest elements constructing the Philippine Sea Plate, so the origin and the history of this region must be the key to the evolution of the Philippine Sea before Oligocene.

In this paper, we make a careful study of topography, geology, gravity, and geomagnetism in the Oki-Daito Ridge region. The data used here were obtained in the Continental Shelf Survey Program. Our data indicate that the Oki-Daito Ridge, including the Minami-Daito Basin, is a remnant arc and was formed near the equator in Late Cretaceous to Paleocene. The narrow trough developing along the ridge axis is considered as a left-lateral fault, which might be caused by the oblique subduction. The results of the geomagnetic analyses show that the Oki-Daito arc was undergone anticlockwise rotation after its formation and that this region had moved northward. And, the observed data support the idea that the West Philippine Basin had opened as the back arc basin behind the Oki-Daito arc system.

1. はじめに

沖大東海嶺は西フィリピン海盆の北端に位置し、北西-南東方向におよそ600kmにわたって直線的にのびる比高2500mの高まりである。また、沖大東海嶺は、その北にある大東海嶺、奄美海台とともにフィリピン海プレート構成する最も古い地質单元であり、その形成過程はフィリピン海プレートの地史を考えるうえでの鍵となるものである。

これまで沖大東海嶺に関してはいくつかの研究がなされてきたが、その成因および形成過程については未知の部分が多い。Murauchi et al. (1968) は、屈折法地震探査の結果から沖大東海嶺下には6.0km/s層を含む厚さ約12kmの地殻が存在し、海嶺の地殻構造が陸的な性質を持つことを報告している。これは、重力異常から求めた構造(瀬川, 1976)とも調和し、沖大東海嶺が古島弧である可能性を示している。また水路部で

† Received 15th November 1991

* 大陸棚調査室Continental Shelf Surveys Office

1983, 84年に行った海嶺北西部の調査からも、基盤の磁化率が海洋性地殻に比べて低いことなど、古島弧説を支持する結果が出ている(春日他, 1986)。一方、海嶺と平行に走る海嶺中軸部の細い溝状の地形や、海嶺自体の走向が西フィリピン海盆の地磁気縞異常と同じ方向を示すこと、採取された岩石が大東海嶺で得られる島弧の岩石と異なることなどから、沖大東海嶺をかつての拡大軸と見る説もある(Tokuyama et al., 1986)。いずれにせよ、データの不足から、沖大東海嶺とは何であるのか、いつどのような過程を経て形成され現在の姿に至ったのかは明らかにされていない。

大陸棚調査により、1983から85年の大東海嶺、南大東海盆、沖大東海嶺西部にくわえて1990年に沖大東海嶺周辺海域の測量が行われ、ようやくこの海域の地形、地質、地磁気、重力に関する均質で密なデータが得られた。本稿では、これらのデータの解析結果について報告し、それらを総合して沖大東海嶺の成因について考察する。さらに、沖大東海嶺と南大東海盆、西フィリピン海盆の関係についても検討し、九州パラオ海嶺形成以前のフィリピン海プレートの構造発達史を論ずる。

2. 調査概要

調査海域はフィリピン海プレートの北西部にあたる (Figure1)。フィリピン海は、西太平洋に多く存在する縁海の中で最大のもので、何回かのオープニングのステージを経てきたといわれており、中央部を南北に走る九州パラオ海嶺によって、大きく東西二つに分けられる。東側は、四国海盆、パレスベラ海盆、マリアナトラフの新第三紀以降に開いた背弧海盆でフィリピン海プレートの新しい部分である。それに対し、沖大東海嶺、大東海嶺、奄美海台からなる大東海嶺群と、その南の西フィリピン海盆とで構成される西側は、九州パラオ海嶺活動以前の古い構造を多く残している。沖大東海嶺は西フィリピン海盆の北側に接し、西は南西諸島海溝、東は九州パラオ海嶺付近まで達する。海嶺北西部では沖大東島が水面に姿を現している。沖大東海嶺の北側は、沖大東、大東、九州パラオの三つの海嶺に囲まれて、海山の点在する南大東海盆が広がる。また、南大東海盆の東側で九州パラオ海嶺は屈曲し、複雑な様相を呈している。

調査は、1983, 84年に24°Nから27°N, 130.0°Eから137.5°Eの海域、1991年に21°Nから24°N, 132.5°Eから137.5°Eの海域を、測量船拓洋によって行った。測線間隔は5, 6, ないし10マイルである (Figure2)。調査内容は、ナローマルチビーム測深機による地形探査、船上重力計による重力測定、曳航型プロトン磁力計による全磁力測定、エアガンを用いたシングルチャンネル音波探査である。一部でマルチチャンネル (24 ch) 音波探査を実施した (Figure2, 太線) ほか、数箇所での採泥を行った。測量機器および作業内容については、永野他 (1985)、内田他 (1985)、小山他 (1986)、平尾他 (1992)、霜鳥他 (1992) に詳しい。

3. 地形

調査海域の地形図をFigure3に示す。ナローマルチビーム測深機シービームの測深幅は水深の約80%であるが、海域北東部では主測線の間隔が10マイルと広く、海域南部では機械の劣化に伴いエラーデータが多くトンネル効果も激しかったため、調査海域全体としてのシービームカバー率は約20%である。カバーできなかった部分については、3次元曲面近似を用いて補間した。データの質が従来ほど良くなかったにもかかわらず、沖大東海嶺が大東海嶺 (岩淵他, 1986) とは明らかに違った独特の構造を持っていることがよくわかる。

沖大東海嶺はN50°Wの方向に約600kmに渡って直線状にのび、地形的特徴によって三つの部分に分けることができる。海嶺中央に海嶺自身と同方向にのびる細い溝、溝の北東側の海山列、南西側の幅の狭い海嶺で

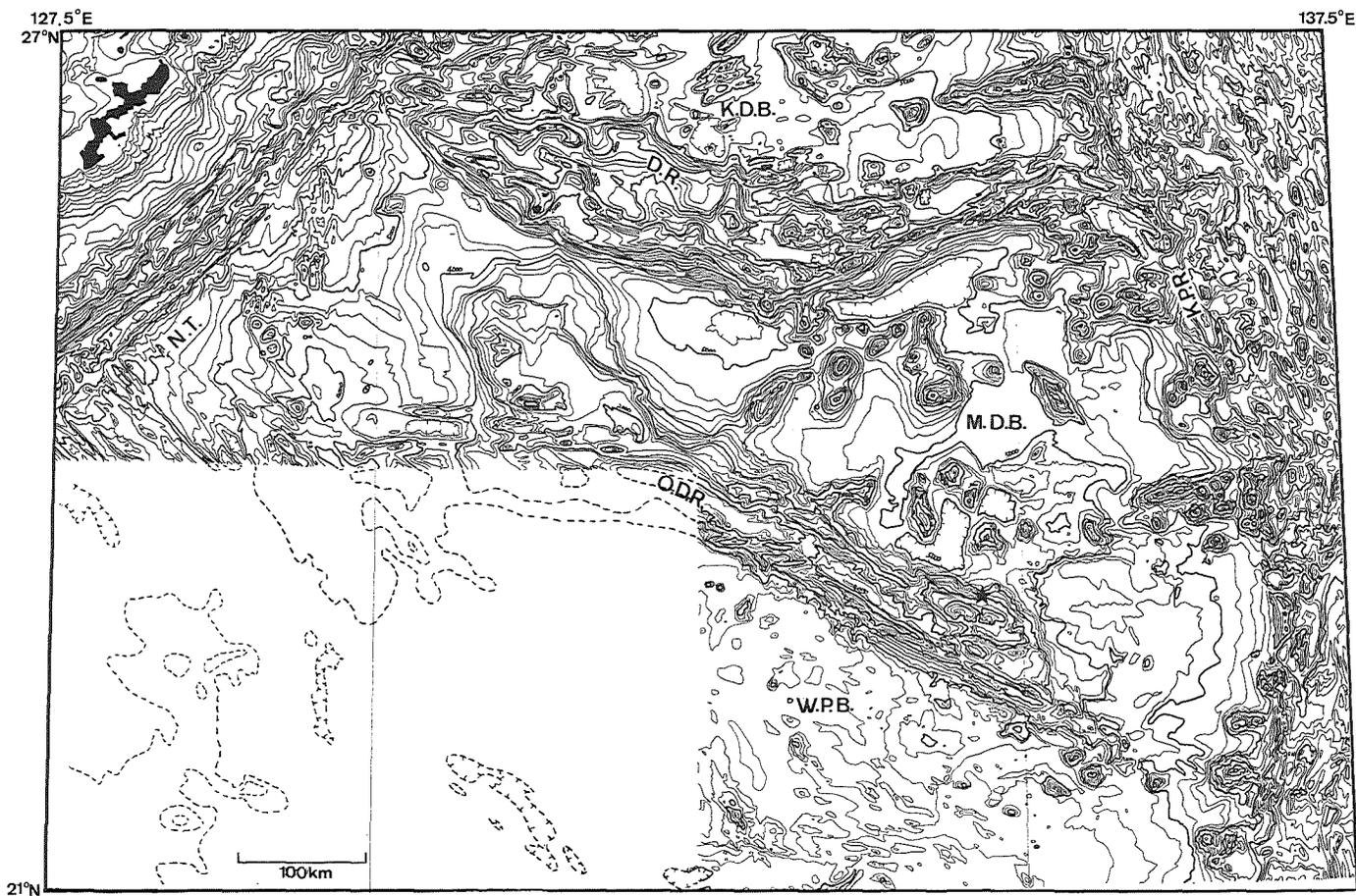


Figure 1. Topography of Daito Ridges region. Contour interval is 200m. Dotted lines are adopted from GEBCO.

N. T.: Nanseisyo Trough K. D. B.: Kita-Daito Basin M. D. B.: Minami-Daito Basin W. P. B.: West Philippine Basin D. R.: Daito Ridge O. D. R.: Oki-Daito Ridge K. P. R.: Kyusyu-Palau Ridge

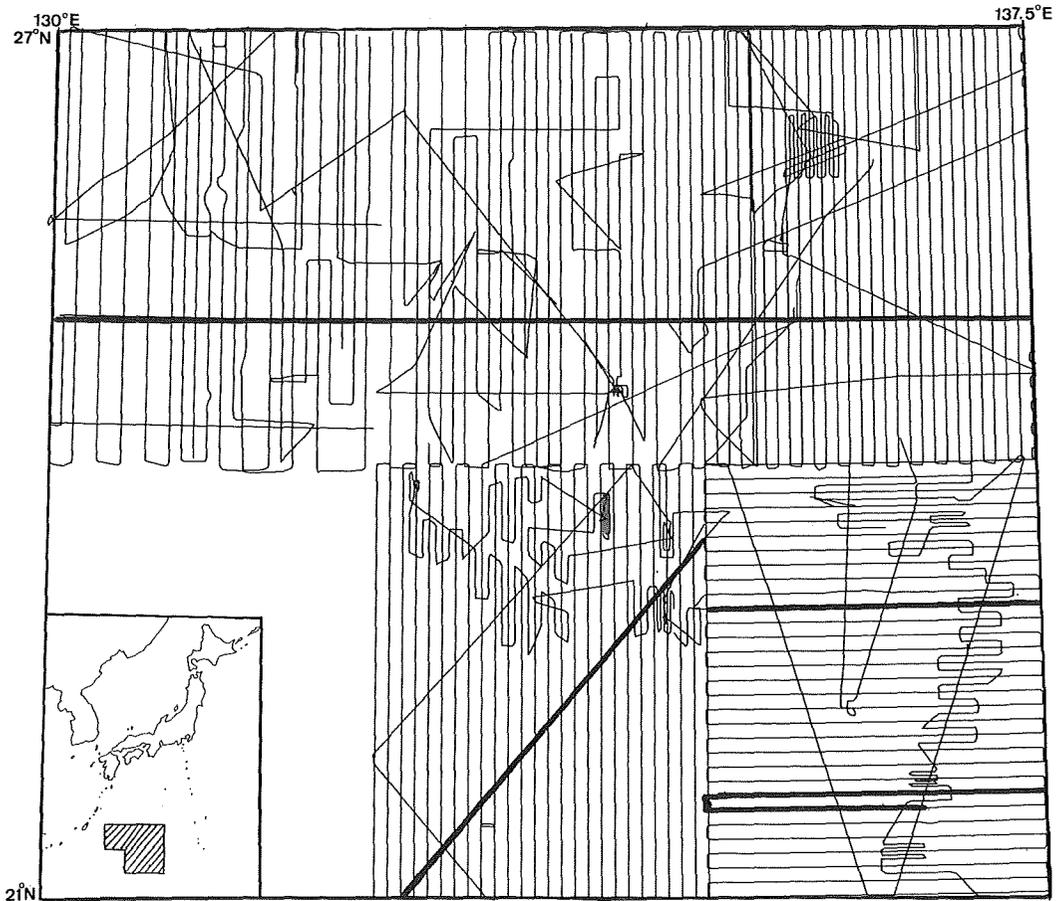


Figure 2. Ship Tracks and location of surveyed area. Bold lines are the tracks with multi-channel seismic survey.

ある。以下、これらをそれぞれ中軸部の溝、北東側海山列、南西側海嶺と呼ぶことにする。

北東側海山列は平坦な頂部をもつ海台状の海山の集合である。最も西の海台には東西に並ぶ海丘列が重なっていて、その中で最も浅い部分が沖大東島となっており、北西端では大東海嶺の南縁と接している。海台の頂部はいずれも水深およそ2200mの平坦面となっており、沖大東海嶺は形成後のある時期までは水面上に現われていたが、その後2000m以上沈降したことを示している。この北東側海山列からは南大東海盆に向けて海嶺と直交する方向に還暦海山や海山Aがのびている。これらの海山も頂部に2200m前後の平坦面をもつ。

北東側海山列の北側斜面はそのまま南大東海盆につながっていくが、南側は急崖となっており中軸部の溝を形成している。この中軸部の溝は幅10—15kmで132.0°Eから135.0°Eまで北西—南東方向に細長くのび、平均水深およそ4200mと周囲から2000mも落ち込んでいる。また、132.0°Eから西ではその向きを徐々に東西に変えていくようである。これは沖大東海嶺独特の構造で最大の特長である。このような細長いトラフ状の地形は、フラクチャーゾーンに現われる地形と良く似ている。

南西側海嶺はきわめて幅の狭い刃物のような高まりである。北側は切りたった崖で中軸部の溝を形成し、南側の西フィリピン海盆につながる斜面には小さな寄生火山が数多く存在する。132.5°Eから133.0°E付近

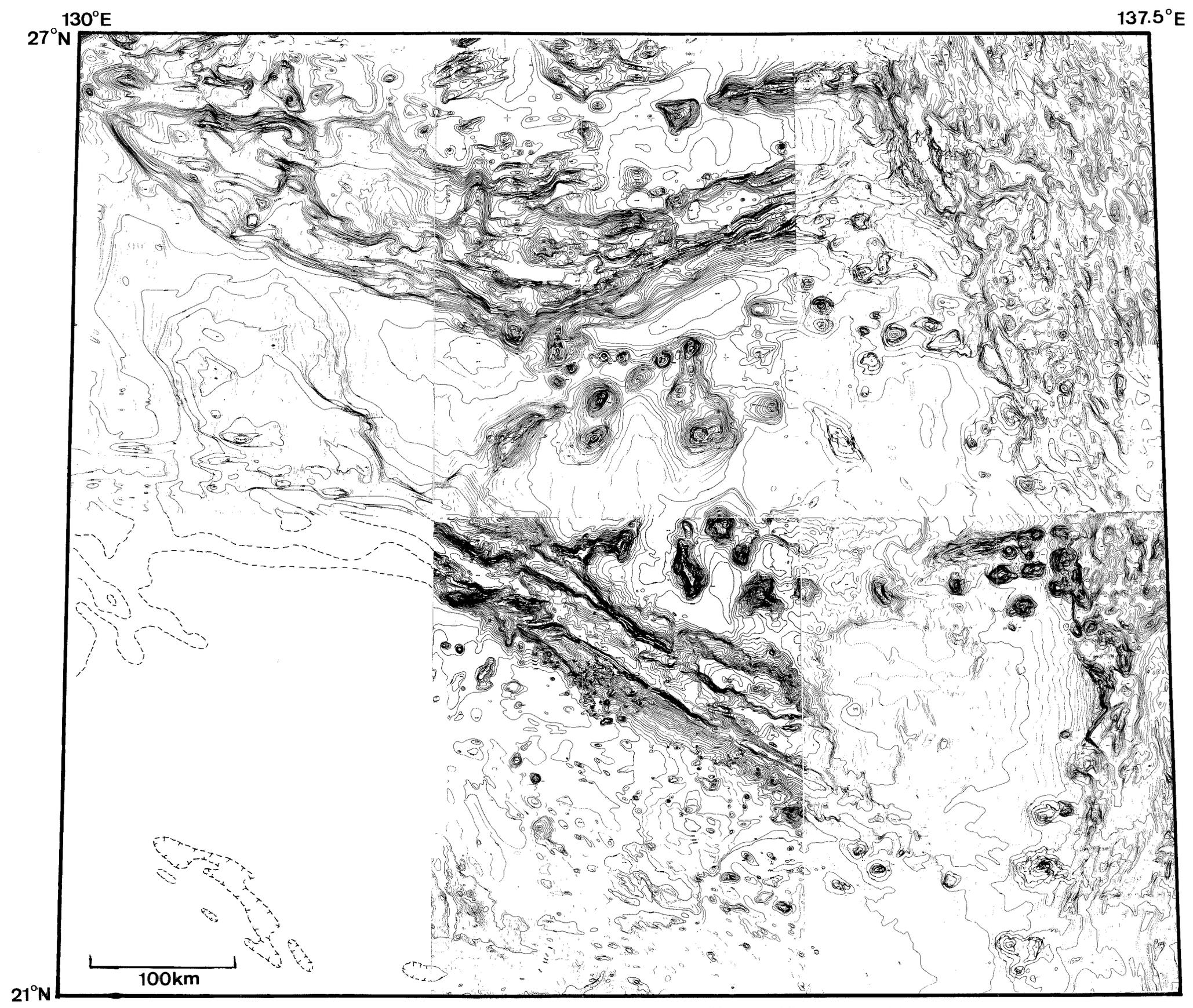


Figure 3. Bathymetric chart of surveyed area. Contour interval is 100m. Dotted lines are adopted from GEBCO.

では、海嶺の走向に斜交するいくつかの東西方向のマイナーリッジが見られ、南西側海嶺自身も西端部では次第に走向を東西に変えてゆく。

さらに、中軸部の溝をはきんで北東側海山列は南西側海嶺に対して左におよそ40kmずれており、溝の形成時に沖大東海嶺に直交する張力だけでなく、左横ずれを起こすような成分を持つ応力場が存在していたことを示している。

沖大東海嶺の南東端は、大東海嶺と異なり、九州パラオ海嶺とは明らかに不連続である。沖大東海嶺と九州パラオ海嶺の境界部、22°N, 136.0°E付近には断層がいくつか見られ、また21.4°N, 135.1°Eにある海山はNW-SE方向に構造的な規制を受けている。これらは西フィリピン海盆拡大開始時のリフティング構造の名残と考えられる。

南大東海盆は、沖大東海嶺、大東海嶺、九州パラオ海嶺に囲まれた面積および60,000km²の三角形の海盆である。水深は4700から5200mで、北に向かって徐々に深くなる傾向がある。海盆底には長寿海山群を始めとする多くの海山が存在している。長寿海山群（各海山の名称はFigure11参照）は、N60°Wの方向に列を作っていて、そのなかで最大の米寿海山は水深1500m平坦面をもつ。長寿海山群より南の海盆部には、海盆北部の円錐形海山とは形状の異なる海山が分布している。これらの海山も米寿海山や沖大東海嶺の北東側海山列と同様に、頂部が平坦である。不老海山は、長寿海山群のほかの海山と比べると、北西一南東方向に山体がのびており、海盆南部の海山に似た印象を受ける。海盆東端には海山はなく、水深5400mの凹地の中に比高500m以下の南北方向の海嶺状の高まりが存在している。

4. 地質構造

沖大東海嶺、南大東海盆および西フィリピン海盆を横切るマルチチャンネルの音波探査記録をFigure5に示す。記録はマイグレイション処理まで行っているものであり、縦の目盛は、海面からの往復秒(以下同様)となっている。

沖大東海嶺を構成する地層は、音響層序では、上位からOr Ia, Or Ib, OrIIそして音響的基盤層のOr Xの4層に区分できる。

Or Xは、シングルチャンネルの記録では散乱状の記録を呈する沖大東海嶺の音響的な基盤層（音響的な岩相の記載はシングルチャンネルの記録をもとにして行なっている。）である。マルチチャンネルの記録では、南西側海嶺の南側斜面において、斜面の傾斜より急な傾きを持つ地層が認められる。この地層は斜面に堆積する遠洋性の堆積物に覆われている。

Or Xの上位には、北東側海山列上の平坦面および中軸部の海盆ではOr II層が累重している。Or II層は音響的に強く反射する散乱状の記録を示す。層厚は、下限が音波探査記録の上でわからないため確定できないが、一部0.2秒を越えているところがある。Or II層の上位には、北東側海山列の水深約2200m平坦面においてOr Ia層が、その他中軸部の溝の部分をはじめとする沖大東海嶺上の海盆ではOr Ib層が累重している。Or Ia層は、音響的に透明な地層で一部に音響的な層理を伴っている。層厚は最大で0.15秒に達する。Or Ibは比較的連続性の良い弱い反射面から構成される地層であり、層厚は最大で0.2から0.3秒に達する。マルチチャンネル記録では、南西側海嶺を構成する音響基盤に層理が認められる。この音響層理は、侵食を受け、上位の遠洋性堆積層とはtoplapの関係にある。また中軸部のOr II層は北側が下がる向きに傾動しているが、上位のOr Ib層はOr II層以下の傾動したブロックによってできた海盆を水平に堆積している。一方、北東側海山列の平坦面を構成する地層はOr II層を含めてほとんど変形しておらず、ほぼ水平のままとなっている。このよ

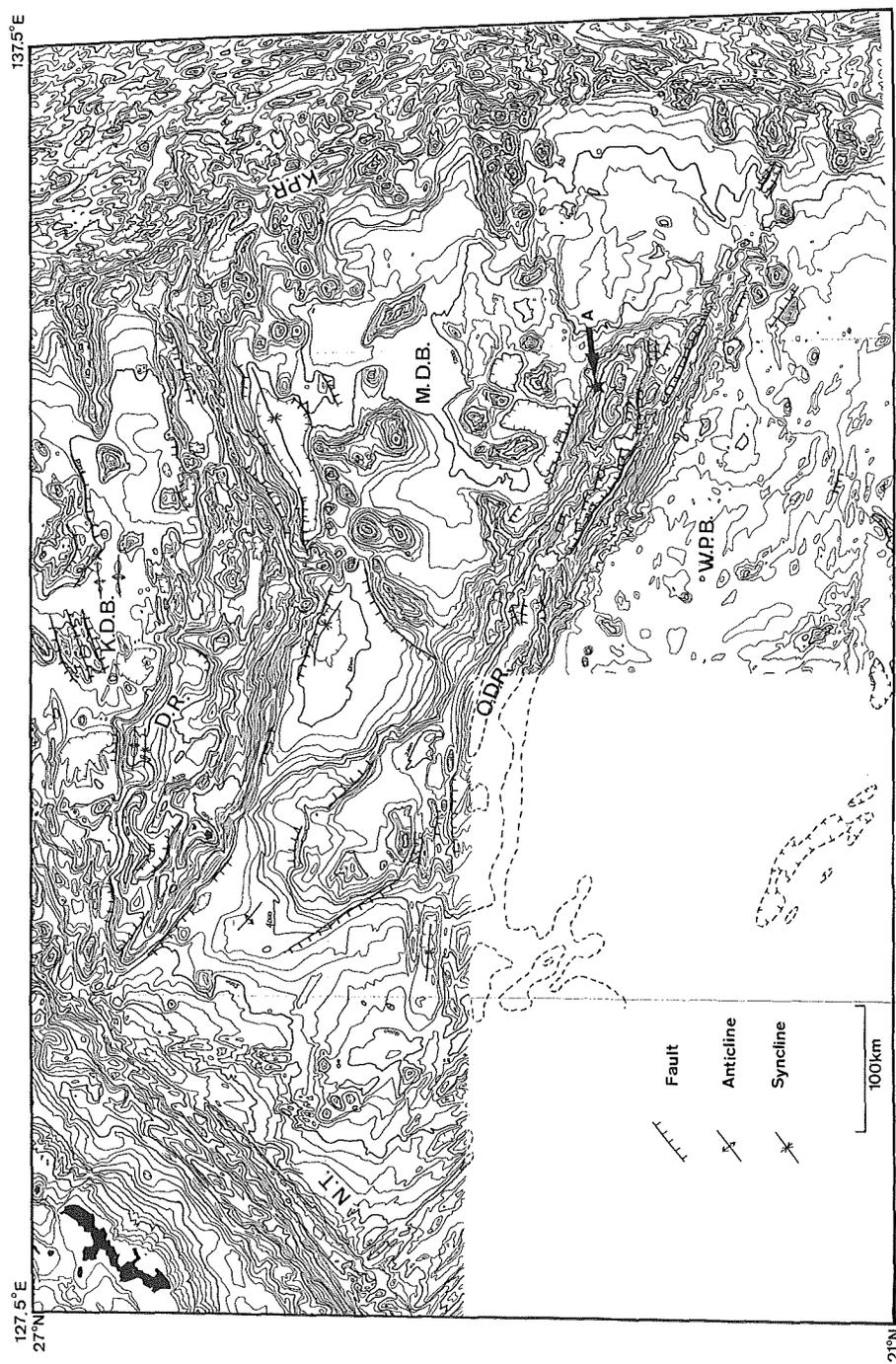


Figure 4. Tectonic map

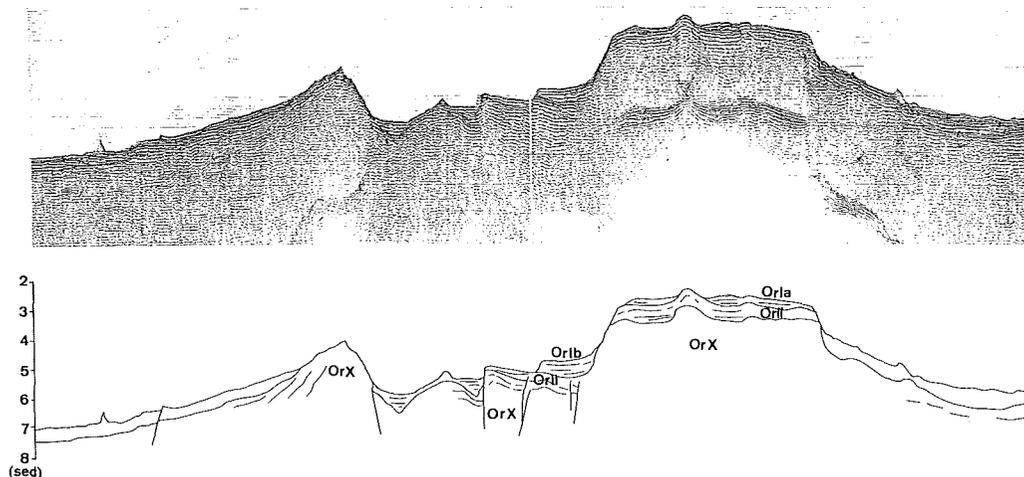


Figure 5. Multi-channel(24ch) seismic reflection profile across the Oki-Daito Ridge.

うに、沖大東海嶺において、基盤構造の変位が認められるのは、中軸部以南となっている。沖大東海嶺全体をみると、中軸部の溝では、マルチチャンネル記録で認められた正断層群がステップ状の高まりを形成していることが読み取れる。この高まりは、中軸部の溝の方向とは平行ではなく、東西方向の走向を持っている。東西方向の走向を持つ断層は、沖大東海嶺北西部に近づくと、中軸部の溝だけではなく南西側海嶺あるいは沖大東島の北東海山列西端の海台にまで広く分布する。これらの断層と断層の示す応力場での火山活動により、南西側海嶺では海嶺の延びの方向とは斜交する谷と尾根が、北西部の海台では東西方向の小海嶺と地溝が形成されている。

沖大東海嶺の北東側海山列の最も東の海山から (Figure4のA), 沖大東海嶺の基盤の一部を構成するアルカリ玄武岩を採集した。このアルカリ玄武岩からは、65Ma (K-Ar法) の放射年代を得ている。

5. 重力異常解析

海上重力計によって得られた重力値にエトベス補正, ドリフト補正を施した後, JDSN1975, 重力式1967を用いて算出したフリーエア異常をFigure6に示す。+100mGalに達する強い正の異常が海嶺, 海山に対応してみられる。西フィリピン海盆や北大東海盆では, フリーエア異常はゼロに近くアイソスタシーがよく成り立っているようである。一方, 南大東海盆では, フリーエア異常が-20~-50mGalの負の異常が卓越している。海盆の北, 大東海嶺に接する部分では水深も深く特に強い負異常が帯状に延びている。また, その南の海山が多く分布する部分でも, 海盆底には-20mGalを越す負の異常が広がっている。海盆底の平均水深は5000m程度で, 西フィリピン海盆に比べて約500m浅いにもかかわらずこのような負異常が存在するという事は, 南大東海盆が西フィリピン海盆や北大東海盆とは明らかに異なる密度構造を持つことを示している。しかし, 音波探査記録から読み取った南大東海盆の堆積層は, このような強い負の異常の原因となるほど厚くない。従って, この強い負の異常はより深部の構造に由来すると考えざるをえない。

南大東海盆の顕著な負異常のほかは, フリーエア異常はほぼ地形を表していると言ってよい。そこで地形の影響を取り除き地下の構造をより明らかにするためブーゲー異常を計算し, 地形補正を施した。計算のために, 地形と重力のデータは3km×3kmのグリッドデータに変換した。地形補正は周囲11×11のグリッドの

130°E
27°N

137.5°E

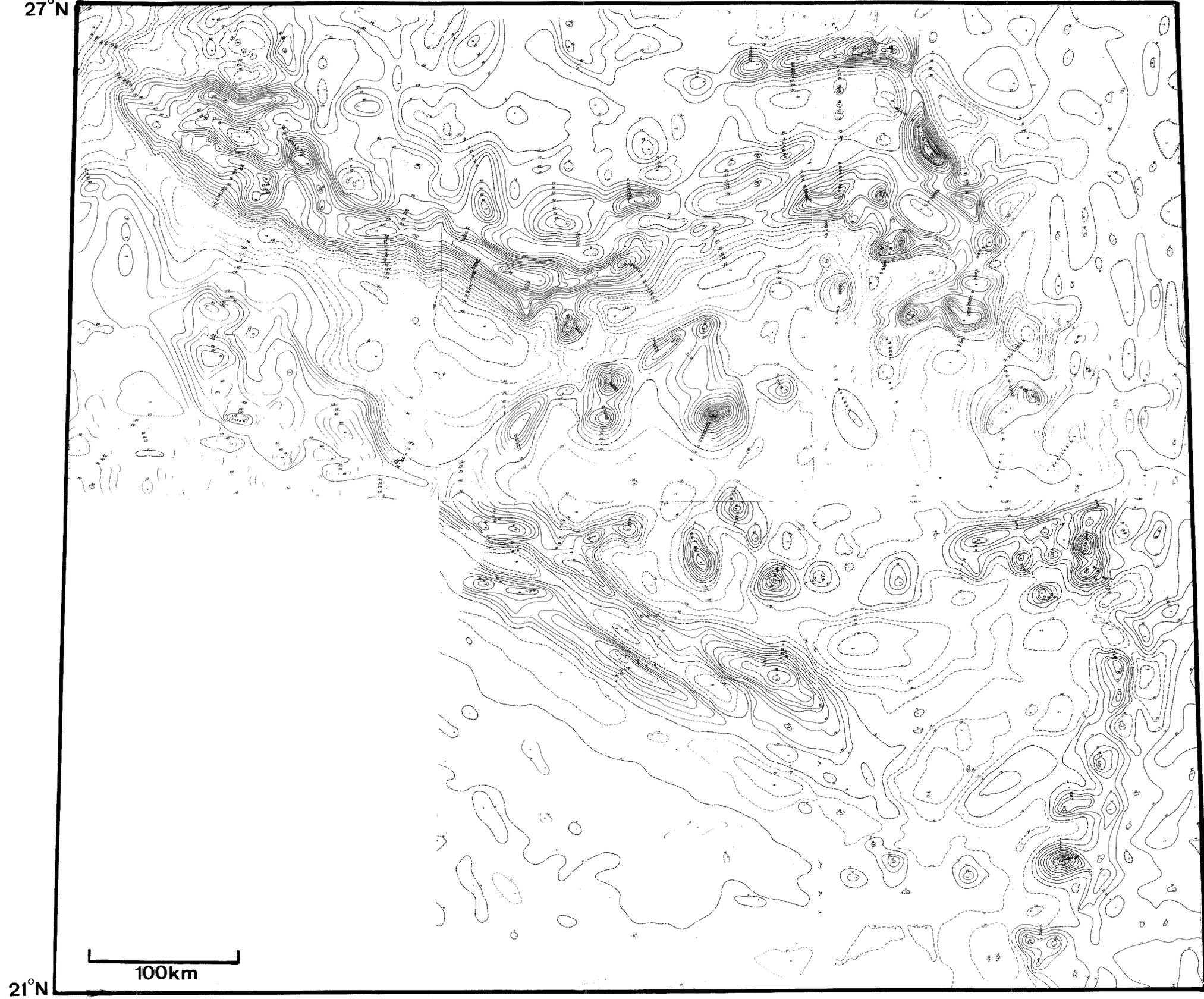


Figure 6. Free-air gravity anomalies. Contour interval is 10mGal. Solid lines are positive and dotted lines are negative.

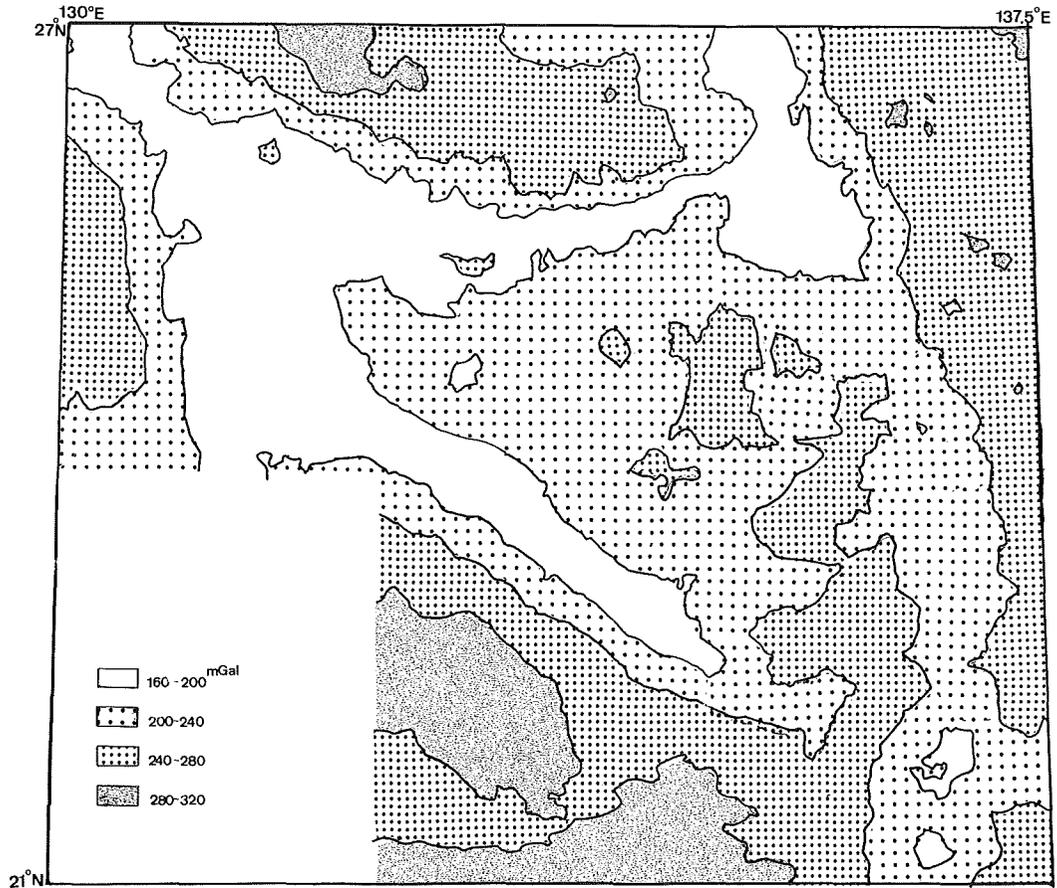


Figure 7. Bouguer gravity anomalies after terrain correction. Assumed density is $2.23\text{g}/\text{cm}^3$. Contour interval is 40mGal .

範囲で行い、地形を角柱の集合と考え、個々の角柱による重力の影響を足しあわせて計算した。地殻の平均密度はg-H相関図からおよその値を求めた後、いくつかの断面に沿って実際にブーゲー異常を計算し、最も地形との相関が小さくなる値を探した。Figure7は、このようにして決めたブーゲー密度 $2.23\text{g}/\text{cm}^3$ の場合のブーゲー異常図である。地殻の平均的な密度としては小さいが、上にのった軽い堆積層と平均化された結果この値で地形との相関が最小となったのであろう。沖大東海嶺から南大東海盆、大東海盆にかけてはブーゲー異常が小さく、深部に軽い根を持つことがよくわかる。沖大東海嶺でブーゲー異常値が最小となるのは北東側海山列の北斜面で、そこから北の南大東海盆へ緩やかに連続的に異常値が変化してゆく。北にいくにつれわずかずつ大きくなるブーゲー異常値は、長寿海山列の北側を境にして再び減少に転じて沖大東海嶺下へ続いていく。これは沖大東海嶺から西フィリピン海盆への急激な変化と対照的である。このことから沖大東海嶺と長寿海山列以南の南大東海盆はひとつながりの地殻構造を持っていると考えられる。

Figure8は水深とフリーエア異常の相関をプロットしたものである。西フィリピン海盆(d)や北大東海盆(c)では、水深の変化に対してフリーエア異常がさほど変化せずゼロ付近で安定しているのに対し、南大東海盆(b)はむしろ沖大東海嶺(a)と似た相関パターンを示していることがわかる。また沖大東海嶺や南大東海盆に見られるデータの分布パターンは大東海嶺や奄美海台などフィリピン海の他の古島弧と一致する。このことから、沖大東海嶺と南大東海盆の間にはおよそ 2000m の高度差があるが、同一の密度構造を持ち、かつてはと

もにひとつの島弧を構成していたと言
えるだろう。

大東海嶺下の構造も沖大東海嶺—南
大東海盆下の構造と同様で、厚い地殻
を持ち、共に島弧的である。両者の間
には、ブーゲー異常の顕著な不連続は
確認できないが、フリーエア異常では
先に述べたように大東海嶺の南に強い
帯状の負異常が存在しており、大東海
嶺、南大東海盆、沖大東海嶺がすべて
重力的に連続であるとは考えていな
い。この異常域は大東海嶺が形成され
たときの海溝の名残なのかもしれな
い。

6. 地磁気異常解析

地磁気異常値は、プロトン磁力計で
測定された全磁力値に日変化補正を施
した後、IGRF1980.0 (24°N以北)もし
しくはIGRF1985.0 (24°N以南)を用いて
算出した (Figure9)。測定精度は数nT
程度であるが、調査海域南部について

は日変化補正の基準となる定点観測点が八丈島と遠いために若干の誤差が生じている可能性があり、ここでは異常値が10nTを越えた場合に有意であるとする。

調査海域に多く見られる地磁気のダイポール異常は、沖大東海嶺によるもの、南大東海盆に分布する海山によるもの、そして目立った地形の高まりを伴わないものがある。

沖大東海嶺を構成する南西側海嶺に沿って、-300nTに達する強い負の異常が分布する。地形のピークと負の異常値のピークは大変良く一致している。この南西側海嶺を横切る東西方向の小さな尾根や南斜面の寄生火山群は顕著な磁気異常を伴わない。北東側海山列については、各海台に対応してダイポール異常が存在する。-500nTに及ぶ強い異常は沖大東海嶺を構成する岩体の磁化率の強さを示すものである。多角柱近似による磁化率の推定値は 11.0×10^{-3} CGSe. m. u.であった。もっとも西の沖大東島を含む大きな海台では全体として正の異常が卓越しており、海台から海盆部へ向けての斜面に様々な規模の比較的強いダイポール異常が存在し複雑な様相を呈している。北東側海山列から南大東海盆にのびる形の還暦海山や海山A、またこれらの付け根にあたる海台では、ダイポール異常の負の部分が地形のピークに対応し正の異常の中心がその南東もしくは東側にあらわれるというパターンを示している (Figure10a)。現在と同じ緯度で同じ方向に磁化したとするならば、ダイポール異常は北に負、南に正の形で現われ、山体は正の異常側に寄っているはずで、沖大東海嶺の磁化が現在の磁化方向とは異なり、形成時には低緯度域にあったことを示している。

南大東海盆に点在する海山はその磁化の特徴によって三つのグループに分けられる (Figure10, 11)。沖大

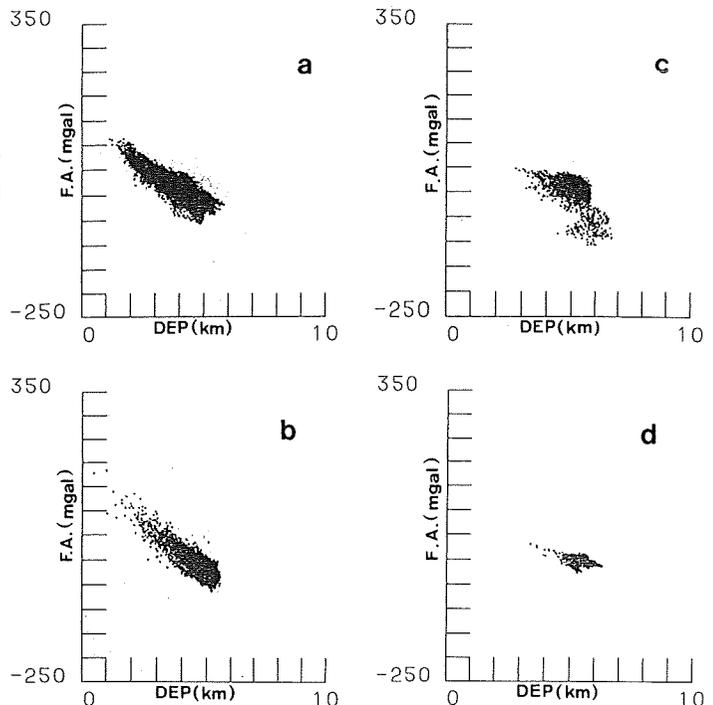
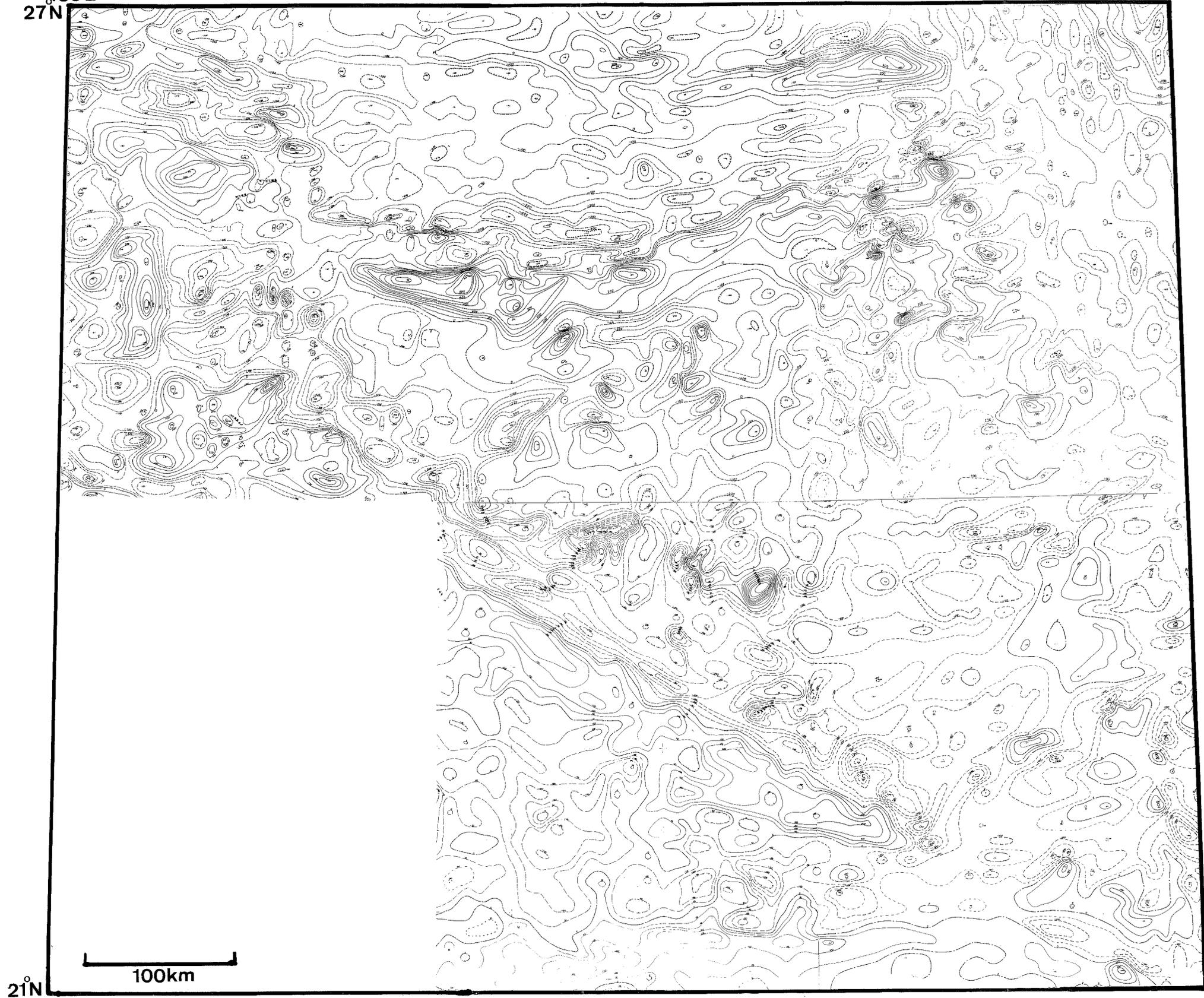


Figure 8. Relation between depth and free-air gravity anomaly. (a)Oki-Daito Ridge (b)Minami-Daito Basin (c)Kita-Daito Basin (d)West Philippine Basin

130°E
27°N

137.5°E



21°N

100km

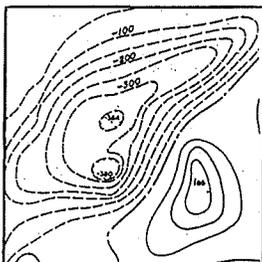
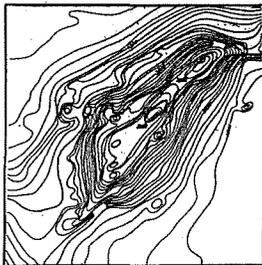
Figure 9. Geomagnetic total intensity anomalies. Contour interval is 20nT. Solid lines are positive and dotted lines are negative.

東海嶺に近い米寿海山, 不老海山, 海山B, C, Dは, ダイポール異常が前述の還暦海山などと同様に反時計回りに回転し, 地形のピークが負の異常側によっている (グループ I, Figure10(a)). 西恒星海山, 海山E, F, Gでは, やはりダイポール異常の回転が見られるが, 北西から西側に正, 南東から東側に負の逆のセンスを示している (グループ II, Figure10(b)). これらの二つのグループはいずれも海盆の中央から南部にかけて分布している。海盆の北部, 大東海嶺寄りには, 翁, 喜寿, 古稀, 流星海山など北側に負, 南側に正のダイポール異常を持ち, 現在と同じ方向の磁化を示す海山が並んでいる (グループ III, Figure10(c)).

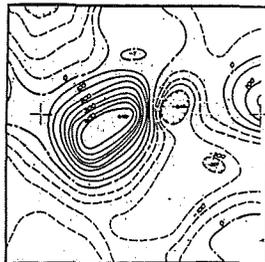
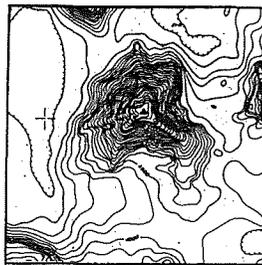
植田他 (1990) は南大東海盆の海山のいくつかについて, 地形を多角柱の薄層の積み重ねで近似し, その磁気異常を計算して海山本体の磁化ベクトルを求めた。その結果, 還暦, 不老, 西恒星の各海山の西偏磁化は海山形成後の40—50°の反時計回り運動を示唆し, 還暦, 不老海山の磁化ベクトルの伏角の上向き成分は北へ30°近く移動したことを示すと考えた。ただし, 西恒星海山は逆帯磁している。従って, これらの海山と同様の磁気異常パターンを示すグループ I, IIの海山は, 赤道付近で形成された後に, 反時計回りの回転, 北上し, 現在の位置に至ったと言えよう。グループ IIIの海山には回転や北上の証拠はなく, ほぼ現在の位置で形成されたか, もしくは残留磁化が弱く, 誘導磁化が観測されたダイポール異常を作り出しているかのいずれかであろう。

グループ I, IIの海山のもう一つの特徴は, 山頂部が水深2200m付近で平坦になっていることである。この平坦な頂部は沖大東海嶺の北東海台列の特徴と一致する。グループ I, IIの海山は, 還暦海山や海山Aのように明らかに沖大東海嶺と地形的につながっているものだけでなく, その他のものも沖大東海嶺と

a) group I



b) group II



c) group III

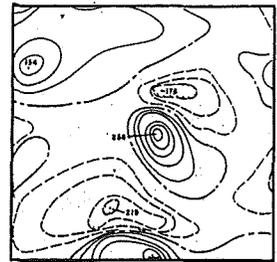
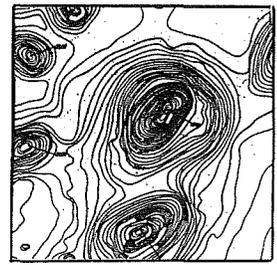


Figure10. Three types of geomagnetic dipole anomalies accompanied with seamounts in Minami-Daito Basin. Topography (top) and geomagnetic anomaly pattern (down). (a) group I. Rotation type (b) group II. Rotation and reverse type (c) group III. Normal type

同様の運命を辿ってきたものと推測できる。グループIIIは沖大東グループと異なり円錐形の山体をもち、水深が2000mより浅いものでも頂部平坦面を持たない。従って、このグループは沖大東海嶺やグループI、IIの海山よりも後で形成されたものである。年代のデータがないので確実なことはいえないが古稀、喜寿、翁海山も流星海山同様に九州パラオ海嶺の活動時にできた可能性が考えられる。

Figure11は三つのグループの分布と各海山の磁化ベクトルの偏角を示したものである。回転を示すグループI、IIが海盆のほぼ全域に見られる。グループIIIは海盆北部に分布し、翁海山のように大東海嶺に接するものや流星海山のように九州パラオ海嶺の一部となっているものを含む。偏角を示す矢印のうち実線で示したものは植田(1990)がモデル計算から得たものであるが、点線の矢印は地磁気異常図からダイポールの正と負のピークを結んで偏角の代用としたもので厳密な磁化ベクトルではない。これを見ると海盆中部に分布する回転型の海山が -60° 前後の偏角を示すのに対し、より南の海山B、D、E、F、Gは約 -75° もしくは $+90^{\circ}$ の方向を示し、海盆内にも多少の地域性があるようである。 $+90^{\circ}$ を示すグループIIの海山は逆帯磁の海山がグループIの海山と同様に反時計まわりに回転したと考えるほうが妥当であろう。しかしながら、これらの偏角の地域差に対応するような地形区分は現在の海底からはわからない。

南大東海盆南東部の九州パラオ海嶺の西斜面に近いところでは、はっきりとした地形の高まりを伴わないダイポール異常が見られる。その最大のものは、重力の正の異常と一致し地下深部に磁性体が存在することを示している。その他の小規模のダイポールの中には、この海域に分布する南北に延びる小さな地形の高まりに対応するものがあり、貫入岩体の存在を示唆している。また沖大東海嶺の東端と九州パラオ海嶺の間に

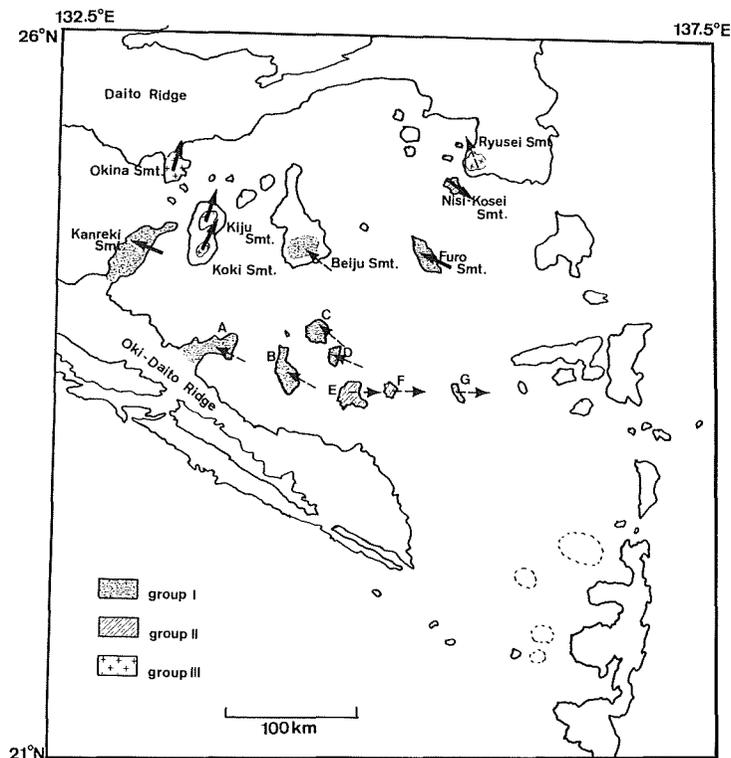


Figure11. Distribution of dipole anomalies. Dotted circles show the locations of dipole anomalies without topographic highs. Arrows show the declination of magnetization.

ある地形の高まりを伴わないダイポール異常の位置は、地質構造から推定される断層の位置と一致し (Figure 4), リフティングの時期に断層に沿ってマグマが上昇したことを裏付けるものと考えられる。

西フィリピン海盆のうち、寄生火山群の存在地域では、地磁気異常に乱れが生じている。その南側では北緯21度付近に、ほぼ東西の+100nTの帯状の正の異常域が見られる。Watts et al. (1977) は、西フィリピン海盆の地磁気縞異常の解析結果から西フィリピン海盆がCentral Basin Faultを拡大軸として開くモデルを提唱し、その中で地磁気縞異常を62Maから46Maまで同定している。私達の調査海域はWattsらの同定した縞異常域よりさらに北にあたりDSDP294/295 (48.8Ma) の地点の南に位置する。縞異常の走向はWattsらによるものが沖大東海嶺に平行なNW-SEなのに対してほぼ東西である。今回の調査海域とWattsらが同定した縞異常域の間にはほぼ300kmの未調査域があるが、この東西の縞が西フィリピン海盆拡大最初期にできた可能性は十分に考えられる。また、走向の違いが有意であれば、拡大中に応力場の変化があったこと、拡大軸のジャンプがあったことが推測される。

7. 考察

前節までで沖大東海嶺とその周辺域の地形、地質、重力異常、地磁気異常について述べてきた。これらのデータから導きだされるのは、沖大東海嶺と南大東海盆がかつてひとつの島弧であったこと、沖大東海嶺は左横ずれを伴ったリフティングによって壊されたこと、島弧形成は低緯度域で起こり、その後北上と反時計まわりの回転を経て現在の配置になったことである。以下この3点について議論し、最後に沖大東海嶺形成のモデルを提案する。

まず、沖大東海嶺と長寿海山群以南の南大東海盆がひとつながりであることが重力異常解析からわかった。南大東海盆には負のフリーエア異常が全域にわたって存在し、ブーゲー異常を計算して地形の効果を除くと沖大東海嶺下の異常域は北東海山列の北斜面を中心に南大東海盆まで広がっている。このことから海嶺下の地殻構造が海盆まで連続していることが明らかになった。また、沖大東海嶺と南大東海盆南部の海山に伴う地磁気異常のパターンは共通で、地形的に見ても両者ともに頂部に水深2200mの平坦面を持っており、平坦面形成後、共に沈降、北上などの一連の過程を経てきたと推察できる。この地磁気、地形的特徴は、九州パラオ海嶺や大東海嶺を形成する海山には見られない。さらに重力異常から、本来ひとつのものと解釈される沖大東海嶺—南大東海盆の密度構造は島弧的で厚い地殻を持つことがわかり、古島弧であったことが推測される。沖大東海嶺においては、屈折法探査 (Murauchi et al., 1968) が北東海山列の134°E付近で行われているが、この結果も6.0km/s層を含む約12kmの厚さの島弧的地殻を持つことが報告されている。得られた岩石は、島弧ソレイトの特異なものと考えられ、TiO₂に富み、島弧の背弧に近い側のものであろうと推測される。Aoki and Ishikawa (1985) もGDPの結果から、沖大東海嶺の火山岩は、TiO₂の含有率が高いほかは伊豆マリアナ弧の典型的な島弧ソレイトと同じであるとしている。

Tokuyama et al. (1986) は、沖大東海嶺がかつての海洋底拡大の中心であったとし、その理由として次の三点を挙げている。まず中央海嶺の中軸谷と類似した溝が存在すること、海嶺と中軸部の溝地形の走向が西フィリピン海盆に見られる地磁気縞異常と平行していること、そしてドレッジの結果が奄美海台や大東海嶺と異なり、複輝石安山岩が得られなかったことである。しかし、沖大東海嶺の中軸部の溝は幅がやや狭く横ずれ成分を多く含むものであって、中軸谷に見られるような顕著な正断層のみで説明できるものではない。また、岩石についてはGDP21航海で複輝石山岩が得られたことが報告されている (Aoki and Inohikawa, 1985)。この点から、沖大東海嶺が海洋底拡大の中心であったことは考えられない。

沖大東海嶺のような直線状の高まりと溝の組み合わせは、トランスフォーム断層型プレート境界における断裂帯で見られる地形である (Gallo et al, 1986)。断裂帯での起伏の比高は2000m近くなることもあり、沖大東海嶺の独特な形状と中軸部を境とした左横ずれ成分を説明するには好都合である。しかしながら、断裂帯から期待されるような沖大東海嶺に直交する方向のリニアメントが地形、地磁気ともに見られない。逆に、西フィリピン海盆の地磁気異常の向きは沖大東海嶺の走向とほぼ同じである。また重力異常から推定される地下構造からも、沖大東海嶺下にプレート境界があったとは考えにくい。

また、沖大東海嶺の北東側海山列は、小笠原海台とほぼ同じスケールである。しかし、プレート内部で形成された大洋島に対して、沖大東海嶺に見られる中軸部の溝を形成するような応力場を考えることは難しい。またブーゲー異常の解析から得られた平均的な密度や地下の密度構造を小笠原海台と比較すると、沖大東海嶺は小笠原海台よりはるかに深く大きな根を持っていて大洋島とは考えにくく、やはり古島弧であろう。

沖大東海嶺と南大東海盆がひとつの古島弧であるとすると、つぎに問題となるのは、かつてその島弧一海溝系がどのような形であったのかということである。沖大東海嶺と対になる海溝はどこにあったのだろうか。海嶺の南側、西フィリピン海盆との接続部には、地形、地質、地磁気、重力から見てなんら不連続を示すものはない。南からの沈み込みの跡とされる沖大東断層 (水野他, 1976) は今回の調査の音波探査記録からは判然とせず、断層が指摘されている場所の北側は海洋性地殻の特徴をそなえていることが重力異常解析からわかった。また、その南側にも古海溝を示すような重力異常は見つからない。従って南からの沈み込みは考えにくく、西フィリピン海盆は沖大東島弧の背弧側と考えたほうが良い。沖大東海嶺はKarig (1975), Klein and Kobayashi (1980) が指摘しているように北側からの沈み込みによるものであろう。Karig (1975) は、沖大東海嶺と九州パラオ海嶺を形成した海溝もしくはトランスフォーム断層がT-junctionを形成し、その背弧海盆として西フィリピン海盆が開いたとする仮説を立てた。今回見つかった沖大東海嶺の南東端に見られるリフティングの名残は、西フィリピン海盆が背弧拡大によって開いた最も初期の地形を残していると考えられる。また、沖大東海嶺で採取された岩石の年代は65Ma、西フィリピン海盆北部、22.5°N付近でDSDP (Leg31 site294/5)の結果は49Maを示している。これらは沖大東海嶺形成後に西フィリピン海盆がその背弧として開いたことを支持する。この場合も北側に海溝の名残を現在見つけることはできないが、これは大東海嶺下に沈み込んでしまったと思われる。

つぎに沖大東海嶺でもっとも目を引く特長である中軸部の溝の形成について考える。幅10~15kmの中軸部の溝は全長およそ300kmにわたって海嶺の中央を走っている。このような直線的な地形は、フラクチャーゾーンに代表されるような横ずれ運動によって形成されるケースが多い (Gallo et al, 1986)。沖大東海嶺の場合、地下構造や周囲の地形、地磁気のリニアメントの状況から拡大軸に直交するトランスフォーム断層やフラクチャーゾーンではありえないが、なんらかの横ずれ運動が過去に起こったと考えられる。中軸部の溝と南西側海嶺は西端で走向をほぼ東西に変えており、南西側海嶺と北東側海山列には、同じく東西の断層が見られる (Figure4)。南西側海嶺上には東西にのびる尾根と谷が存在する。このような東西方向の要素によって沖大東海嶺の南西部は壊されているのである。また、西端での凹地の存在と、東端で南西側海嶺が北東側海山列にくらべて約40km東に突き出していることから横ずれが左ずれであったことが推測できる。したがって、沖大東海嶺が島弧として形成された後に、左ずれを伴うリフティングが起こり、中軸部の溝が形成され、南西部が壊されたと思われる。このような左ずれの原因としては、沖大東島弧を形成した沈み込みが海溝に対して斜交していたために海溝に平行な力が存在していたことが考えられるだろう。もう一点、興味深いのは沖大東海嶺周辺の海山の磁化方向が著しく現在の方向と異なることである。沖大東海嶺と南大東海盆南部に

存在する海山の磁化はいずれも西偏し、伏角は上向き成分を持っている。これらは海山が赤道付近で形成されたのちに、約30°北上し、反時計まわりに40~50°回転したことを示している。これらの海山はいずれも頂部が平坦で、北上、回転に加えて2000m以上沈降していることがわかる。九州パラオ海嶺や大東海嶺に近接する南大東海盆北部の円錐形の海山には磁化の西偏が見られない。よって、九州パラオ海嶺の活動が始まったころにはすでに沖大東古島弧とその周囲は現在と同じ配置になっていたと考えられる。

古地磁気から見たフィリピン海の構造回転に関する研究は数多くなされている。その多くが岩石資料に対して古地磁気測定を施したもので、ほかに海山や海洋性地殻に対して古地磁気学的解析を行なったものがある。しかしながら、小山(1991)の指摘にあるように、これらの古地磁気偏角の研究において各データ、モデルの間にいずれにも大きな不調和が存在する。フィリピン海西部に関して言えば、もっとも詳細と思われるSeno and Maruyama(1984)のモデルでは西フィリピン海の回転は約30°の時計まわりである。一方、Shih(1980)は西フィリピン海盆の地磁気異常のSkewenessの解析結果から、海盆の15~20°の北上と35~40Ma以降に時計回りに50~70°の回転があったことを推定している。これに対して、私達の解析結果は沖大東海嶺と南大東海盆の45Ma以前の反時計まわりの回転を示している。また、大東海嶺や大東海嶺群付近の九州パラオ海嶺を構成する海山の地磁気データはいずれも沖大東海嶺に見られるような回転を伴っておらず、この海域の45Ma以降の大きな構造回転を示すものはない。私達のデータとShih(1980)のデータを同時に満足させるにはプレート全体ではなくローカルな回転運動を考える必要がある。たとえば、プレートがブロック化し、沖大東海嶺付近と西フィリピン海盆がそれぞれ異なる動きをした可能性もある。この場合、沖大東海嶺の南側で見られた東西方向の縞状の地磁気異常が西フィリピン海中央部の縞異常の走向と異なることと調和的である。ただし、地形学的証拠はいまのところない。

以上を総合して沖大東海嶺周辺の地史をまとめたものがFigure12である。沖大東海嶺は、Late CretaceousからPaleoceneにかけて赤道に近い海域で島弧として形成された。この時海嶺の走向はほぼ南北で、東側のプレートが西側のプレートに対して南東から北西に向けて斜めに沈み込む形をとっていたのだろう(Figure12(a))。島弧形成後、oblique subductionの影響が二つの形で現われた。一つは、島弧の中軸から背弧側にかけてのリフティング、そしてそのリフティングゾーンでの大規模な左横ずれ運動である。左横ずれ運動の結果が現在海嶺中軸部に残る溝となった。リフティングの構造は海嶺の西端と南東部に残っている。この間、沖大東島弧を乗せたプレートは北上していて、その北端に存在した海溝に沈みこんでいた。この海溝は大東海嶺を形成した沈み込み帯にあたる(Figure12(b))。沖大東島弧は形成当時は水面上に頂部が現われていたが、海溝から離れて島弧活動が終焉すると2000m以上沈降した。その後北上を続けた沖大東島弧は大東海嶺の南の海溝で沈み込めずに衝突を起こした。リフティングは末期に入り、やがてbreak upして背弧海盆の拡大が始まった。これが西フィリピン海盆である。島弧の北端は大東海嶺のところで固定され、背弧側でオープニングが始まったため沖大東島弧は反時計回りの回転を起こすことになった。これが48Ma頃で、九州パラオ海嶺の北部を形成する島弧活動がすでに始まっていた(Figure12(c))。45Maには九州パラオ海嶺の屈曲部より南側の火成活動も始まり、大東海嶺、沖大東海嶺、九州パラオ海嶺の相対的な位置関係は現在と同じようになった。西フィリピン海盆はまだ拡大の途中であったと考えられる(Figure12(d))。

8. 結論

水路部の大陸棚調査によって沖大東海嶺周辺の地形、地質、重力、地磁気について多くのデータが得られ、その結果を総合して以下のことが明らかになった。

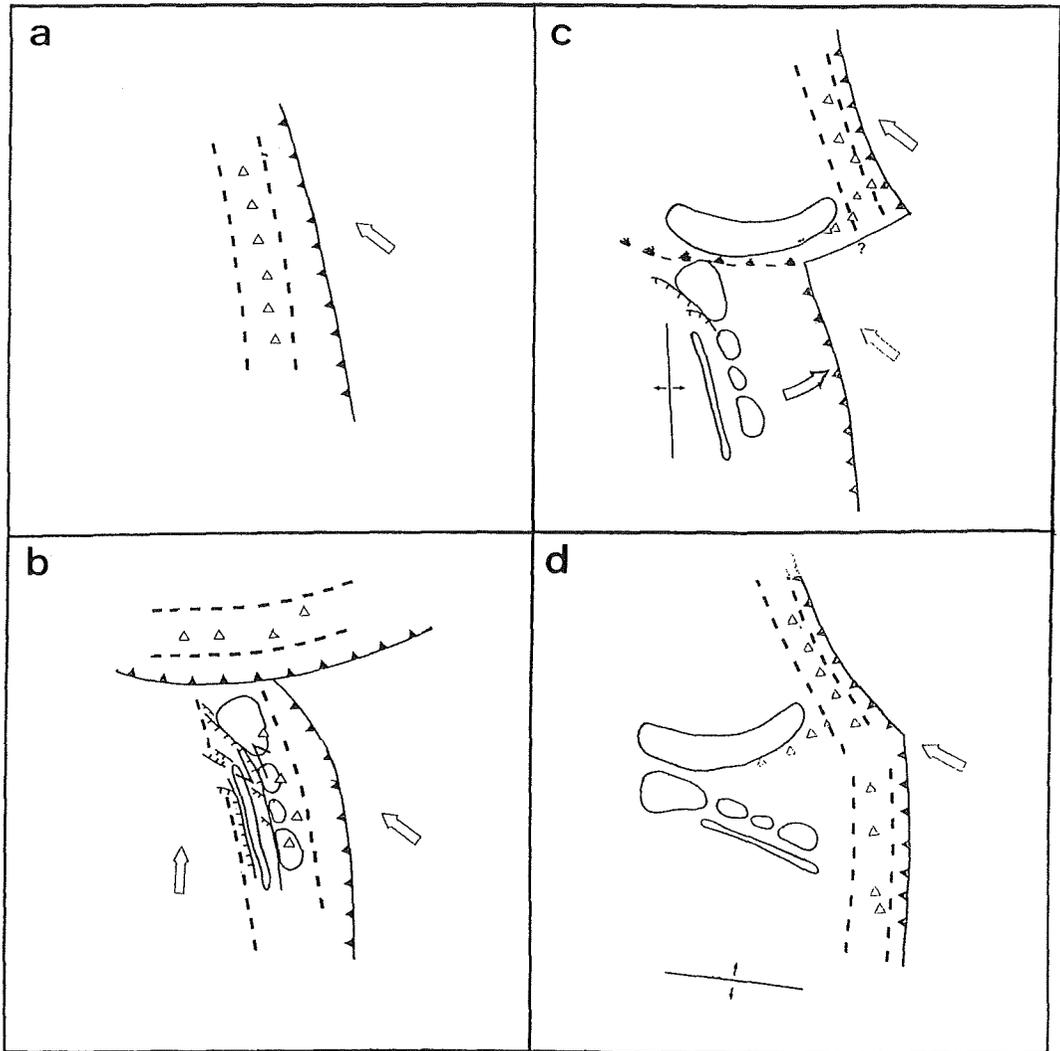


Figure 12. Paleogeographic reconstructions around Oki-Daito Ridge.

(a) 75-65 Ma. Formation of Oki-Daito arc.

(b) Rifting stage in back arc region. Oblique subduction caused left-lateral fault along the arc.

(c) 48 Ma. Back arc opening. Oki-Daito arc rotated anticlockwise. Kyusyu-Palau Ridge was active in its northern part.

(d) 45 Ma. Kyusyu-Palau Ridge was active. Opening of West Philippine Basin was going on.

沖大東海嶺は南大東海盆南部を含めて、かつては島弧であった。この沖大東島弧は65Ma以前に赤道付近で形成され、その後北上した。海嶺中央の比高2000mもの細長い溝は、島弧形成直後にoblique subductionによる応力場のもとで横ずれ運動が起きた結果であろう。島弧は形成時にはほぼ南北に伸びていたが、その後反時計まわりの回転を経て現在の姿になったことが海山の磁化から読み取れる。九州パラオ海嶺が活動を始めた48Ma頃には、大東海嶺群はほぼ現在の姿になっており、同時期に西フィリピン海盆が背弧海盆として拡大を始めていた。

7節で述べたのは九州パラオ海嶺活動以前のフィリピン海の古いステージについて現在私達が考えうるシナリオで、まだ推測の域をでない部分が多く、さらなる調査が必要である。

今後とくに望まれるのは、

- 1) 沖大東海嶺, 南大東海盆の年代データの蓄積
- 2) より多くの岩石の化学分析
- 3) 西フィリピン海盆の総合的調査, 殊に地磁気のリニエーションの同定

の3点である。これらのデータが、いままで知られていないフィリピン海の遠い過去について知る大きな手掛かりとなるだろう。

謝辞

大陸棚調査の実施とデータ処理に関しては測量船拓洋の船長以下乗組員の方々と大陸棚調査室員の方々に大変お世話になりました。春日茂氏には重力異常解析に関して多くの助言をいただきました。ここに心からお礼申し上げます。どうもありがとうございました。

参考文献

Aoki, H. and Ishikawa, M.: On the Igneous Rocks Dredged in the Daito Ridge Group and the Kyusyu-Palao Ridge in the GDP Cruises, *Geology of the Northern Philippine Sea*, Edited by T. Shiki, Tokai University Press, p. 42-49, (1985)

Gallo, D. G., Fox, P. J., and Macdonald, K. C.: A Sea Beam Investigation of the Clipperton Transform Fault: The Morphotectonic Expression of a Fast Slipping Transform Boundary, *J. Geophys. Res.*, 91, p. 3455-3467, (1986)

岩淵 洋, 永野眞男, 桂 忠彦: 地質構造から見た大東海嶺周辺域の構造発達史, 水路部研究報告, 21, p.49-64, (1986)

平尾昌義, 沖野郷子, 山内明彦, 木村信介, 登崎隆志, 林田政和, 篠美幸, 池田清: 沖大東海嶺の大陸棚調査速報, 水路部技報, 9, (1992) (投稿中)

Karig, D. E.: Basin genesis in the Philippine Sea, *Init. Rep. DSDP*, 31, p. 857-879, (1975)

春日 茂, 小山 薫, 金子康江: 大東海嶺周辺域の地磁気・重力異常, 水路部研究報告, 21, p.65-76, (1986)

Klein, G. de V., and Kobayashi, K.: Geological summary of the north Philippine Sea, based on Deep Sea Drilling Project Leg 58 result, *Init. Rep. DSDP*, 58, p. 951-962, (1980)

小山 薫, 桂 忠彦, 池田 清, 内田摩利夫, 春日 茂, 永野眞男, 林田政和: 南高鵬海山付近の大陸棚調査速報, 水路部技報, 4, p.39-46, (1986)

- 小山真人：古地磁気からみたフィリピン海の構造発達史，地学雑誌，100(4)，p628+641，(1991)
- 水野篤行，奥田義久，玉木賢策，木下泰正，野原昌人，湯浅真人，中島信久，村上文敏，寺島進世意，石橋嘉一：大東海嶺群域の海底地質と地史についての一試論，海洋科学，7，p.484-491，543-548，(1975)
- Murauchi, et al : Crustal structure of the Philippine Sea, J. Geophys. Res., 73, p.3142-3171. (1968)
- 永野眞男，桂 忠彦，池田 清，林田政和，春日 茂，小山 薫，宗田賢二，打田明雄：大東海嶺西部の大陸棚調査速報，水路部技報，3，p.26-33. (1965)
- 瀬川爾朗：フィリピン海とその周辺島弧の重力・地殻・マントル，海洋科学，8，p.207-212. (1976)
- Seno, T. and Maruyama, S. : Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea., Tectonophys., 102, p53-84. (1984)
- Shih, T. - C. : Marine magnetic anomalies from the Western Philippine Sea: Implications for the evolution of marginal basins., The Tectonic and Geologic Evolution of Southern Asian Seas and Islands. (Hayes, D. ed.), Geophys. Monogr., A. G. U., 649-75. (1980)
- 霜鳥史郎，加藤幸弘，沖野郷子，山内明彦，木村信介，林田政和，池田 清，長岡信治：沖ノ島島北方の大陸棚調査速報，水路部技報，9. (1992) (投稿中)
- Tokuyama, H., Kagami, H., and Nasu, N. : Marine geology and subcrustal structure of Shikoku Basin and the Daito Ridges region in the northern Philippine Sea, Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo, 22. (1986)
- 内田摩利夫，荻野卓司，池田 清，永野眞男，林田政和，小山，薫，春日 茂，宗田賢二，富安義昭，宗田孝次，福島秀生，白井宣好，川井仁一：大東海嶺東部の大陸棚調査速報，水路部技報，3，p.34-41. (1985)
- 植田義夫，熊川浩一，春日 茂：大東海嶺周辺の海山の磁気異常とテクトニクス，水路部研究報告，26，p.241-259. (1990)
- Watts, A. B., Weissel, J. K. and Larson, R. L.: Sea-floor spreading in marginal basins of the western Pacific, Tectonophysics, 37, p.167-181. (1977)