

## 小笠原海台周辺海域の海底地形とテクトニクス†

春日 茂\*, 霜鳥史郎\*, 大陸棚調査室員\*

### Geomorphology and tectonics of the Ogasawara Plateau and its surrounding area in the Northwest Pacific Basin †

Shigeru KASUGA\*, Fumiro SHIMOTORI\* and Members of Continental Shelf Surveys Office\*

#### Abstract

The survey under the Continental Shelf Surveys Project by the Hydrographic Department of Japan revealed the details of geomorphologic feature of the Ogasawara Plateau and its surrounding area in the westernmost part of the Northwest Pacific Basin. The Ogasawara Plateau is composed of semicircle-shaped plateau in the western part, whereas, in the eastern part, chain of seamounts that creates a linear ridge of 500 kilometers, trending east to west. Seamount chain or group running roughly in the WSW-ENE direction in the north of the Ogasawara Plateau were recognized. Bathymetric and magnetic maps indicate four fracture zones accompanied by the ridge and fault scarp in the northern part of the surveyed area. Clear pattern of Mesozoic magnetic lineations as well as linear relief of the seafloor and acoustic basement associated with the minor ridge and trough trending parallel to the magnetic lineations were recognized.

These geomorphologic and geological features of the specified area bounded by the seamount chain to the north and the Ogasawara Plateau with its adjoining area to the south show following remarkable differences compared with those of the other area.

- (1) The topography of the two prominent fracture zones in the north of the seamount chain is expressed by the escarpment with vertical offsets of more than 500 meters, whereas in the above specified area, the vertical offsets decrease to less than a hundred meters.
- (2) The lineated topographic relief characterized by the minor ridge and trough disappear within the specified area, whereas magnetic lineations are clearly identified in the whole surveyed area.
- (3) Distribution of small conical knolls of probably volcanic origin is limited within the specified area.

These characteristic features indicate that later volcanic activities associated with the formation of the Ogasawara Plateau, other seamounts and possibly small conical knolls have changed thermal and structural feature of the oceanic crust. They might reset the vertical offset of the fracture zones and smoothed the rugged ocean floor and acoustic basement in the minor ridge and trough area without destroying or severely attenuating original Mesozoic magnetic lineations. These features may support the occurrence of mid-Cretaceous intra-plate volcanism that has been proposed by the study based on deep sea drillings in the Northwest Pacific Basin.

---

† Accepted 30th January 1995

\* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys office

## 1. はじめに

太平洋の北西部に位置する北西太平洋海盆は、深海掘削や地磁気縞状異常の同定から、中生代に海底拡大により形成され、現存する世界で最も古い年代にできた海底の一つであるといわれている (Nakanishi et al., 1989など)。北西太平洋海盆の西端には、小笠原海台をはじめ、数多くの海嶺、海山、海丘等が分布していることが知られているが、これらの高まりの詳細な地形や分布の特性、さらに形成過程等については、データが乏しいため不明な点が多く残されている。

海上保安庁水路部では、大陸棚調査の一環として、小笠原海台の全域とその周辺の北西太平洋海盆北西端部の大洋底において従来よりも詳細な海底地形、地質構造、地磁気、重力の調査を実施した。これにより、測線間隔6海里の均質で精度の高いデータを広範囲にわたりこの海域で初めて収集することができた。地磁気、重力の調査成果については、1994年に刊行された縮尺30万分の1の「日本近海地磁気異常図・重力異常図」(海上保安庁, 1994, 春日ほか, 1994b) に活用されている。

本稿では、北西太平洋海盆西端部にあたる小笠原海台周辺海域の海底地形、地質構造、地球物理学的な特徴をまとめ、この海域のテクトニクスについて言及する。

## 2. 調査の概要

今回報告する調査海域は、北西太平洋海盆の西端の小笠原海台、伊豆・小笠原海溝の南部及びマリアナ海溝の北端部等を包含する北緯24度00分、北緯30度00分、東経142度30分及び東経150度00分の各経緯度線で囲まれる海域内 (Fig. 1) で、緯度3度、経度2.5度の矩形をひとつの調査区域とする大陸棚調査の6区域分にあたる。調査期間は、昭和62年12月から昭和63年1月までの38日間及び平成3年4月から平成5年1月にかけての197日間の合計235日間であり、全調査はすべて海上保安庁の測量船「拓洋」(総

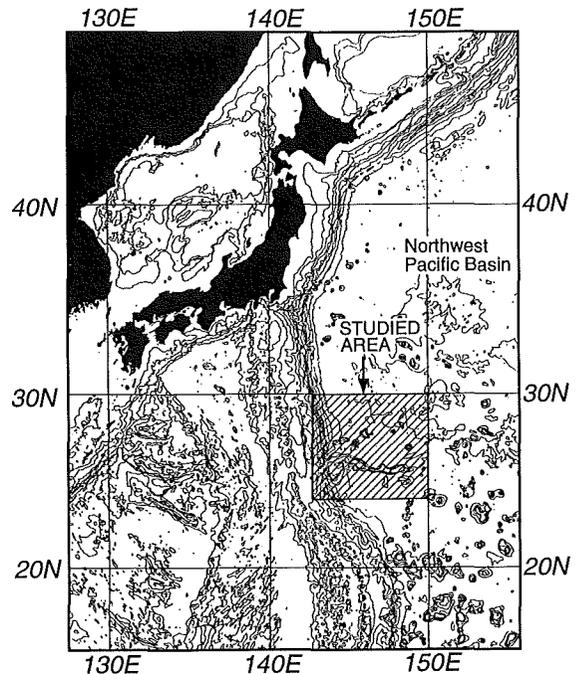


Fig. 1 Bathymetric chart of southern waters of Japan derived from GEBCO chart and location of the surveyed area. Contour interval is 1000 m.

トン数2600トン)により、海洋法条約に基づく大陸棚の限界確定及び管理、利用開発に必要な科学的資料の収集を目的として実施した。この調査に際しては、主測線は東西方向にとり、測線間隔は6海里(一部5海里)とし、必要に応じて交差測線及び補測線を設けた。測線の総測線長は約37,000海里に達する。Fig. 2に航跡図を示す。

調査に使用した機器は以下のとおりである。

船位……GPS, ロランC及びNNSS等による複合測位装置

測深……ナローマルチビーム測深機(シービーム)

地質構造……エアガン方式の深海用音波探査装置  
表層探査装置(3.5kHzサブボトムプロファイラー)

地磁気……プロトン式海上磁力計(PMM-100型)

重力……海上重力計(KSS-100型)

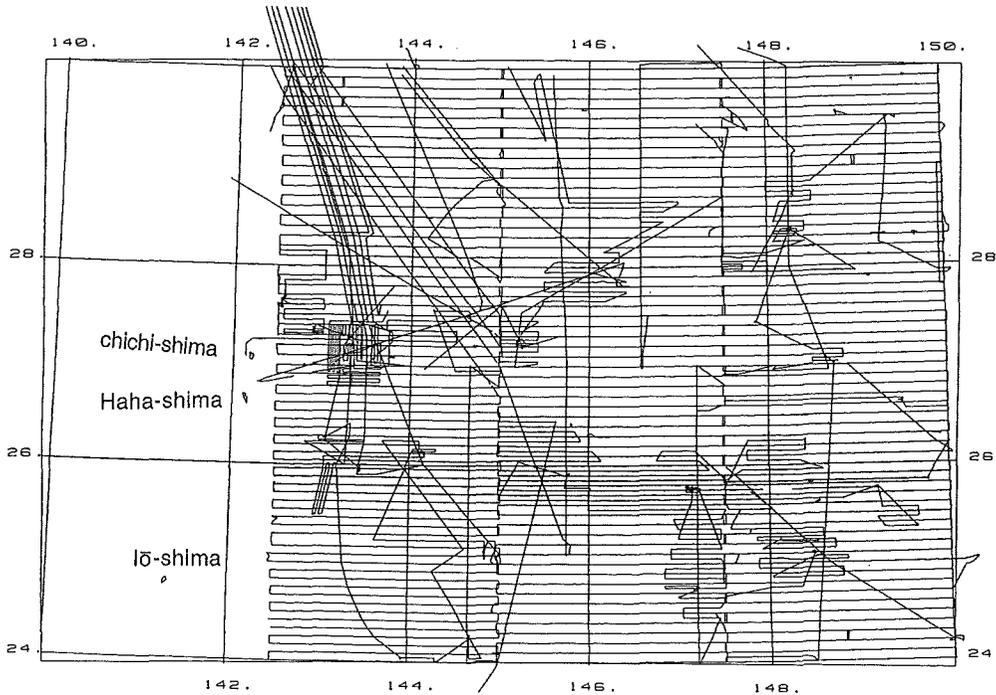


Fig. 2 Track lines of the survey conducted by the S/V TAKUYO

これらの調査に加え、一部の測線では18または24チャンネルのマルチチャンネル反射法音波探査を、また、海域内の数地点でドレッジによる岩石採取と深海カメラによる海底写真撮影を実施した。なお、これらの調査結果については各区域毎に速報として水路部技報に掲載した（鬼丸ほか，1994，ほか）。

### 3. 海底地形・地質構造

中部太平洋から北西太平洋にかけて海嶺、海台、海山群等の高まりが多く存在することが以前から知られている（例えば、岩淵，1982，Fig. 2）。本調査海域にも小笠原海台と、これまで未発見の海山も含めて多くの海山等が分布していることが明らかとなった。Fig. 3に調査海域の海底地形図を、Fig. 4に海底地形の鳥瞰図を示す。

この海域の海底地形については、1)小笠原海台、2)海山群、3)大洋底に分けて以下に記載する。なお、伊豆・小笠原海溝軸付近の海溝海側斜面の大洋底は、太平洋プレートの沈み込みに伴う変形を受けて、horst and graben で特徴付けられる正断層群

が発達しているが、これらの海底地形、地質構造については、既に瀬田ほか（1991）に詳しく報告されているので、ここでは省略する。

#### (1) 小笠原海台

小笠原海台は、西太平洋にほぼ東西に配列するマース・ウェーク海山列の西端に位置し、南北に伸びる伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝のほぼ接点に位置している。この付近の海底のマルチビーム測深を初めて実施した Smoot (1983a) は、東経145度以西が地形的な高まりが連続する海山列であることから、これを小笠原海台と区別して Michelson 海嶺と名付けているが、わが国ではこれらの高まりを含めて小笠原海台という名称が付けられている。よって小笠原海台は、東経144度30分より西部の台地状の高まりとそれ以东の細長い高まりが連続する海山列とに区分できる。小笠原海台西部には南東縁を弦とする半円形の台地で、その上に大小様々の海山群と地溝状の細長い凹地を載せている。その海底の詳細な地形は長岡ほか（1989）により報告されたが、その後の調査により小笠原海台はさらにその東方の矢

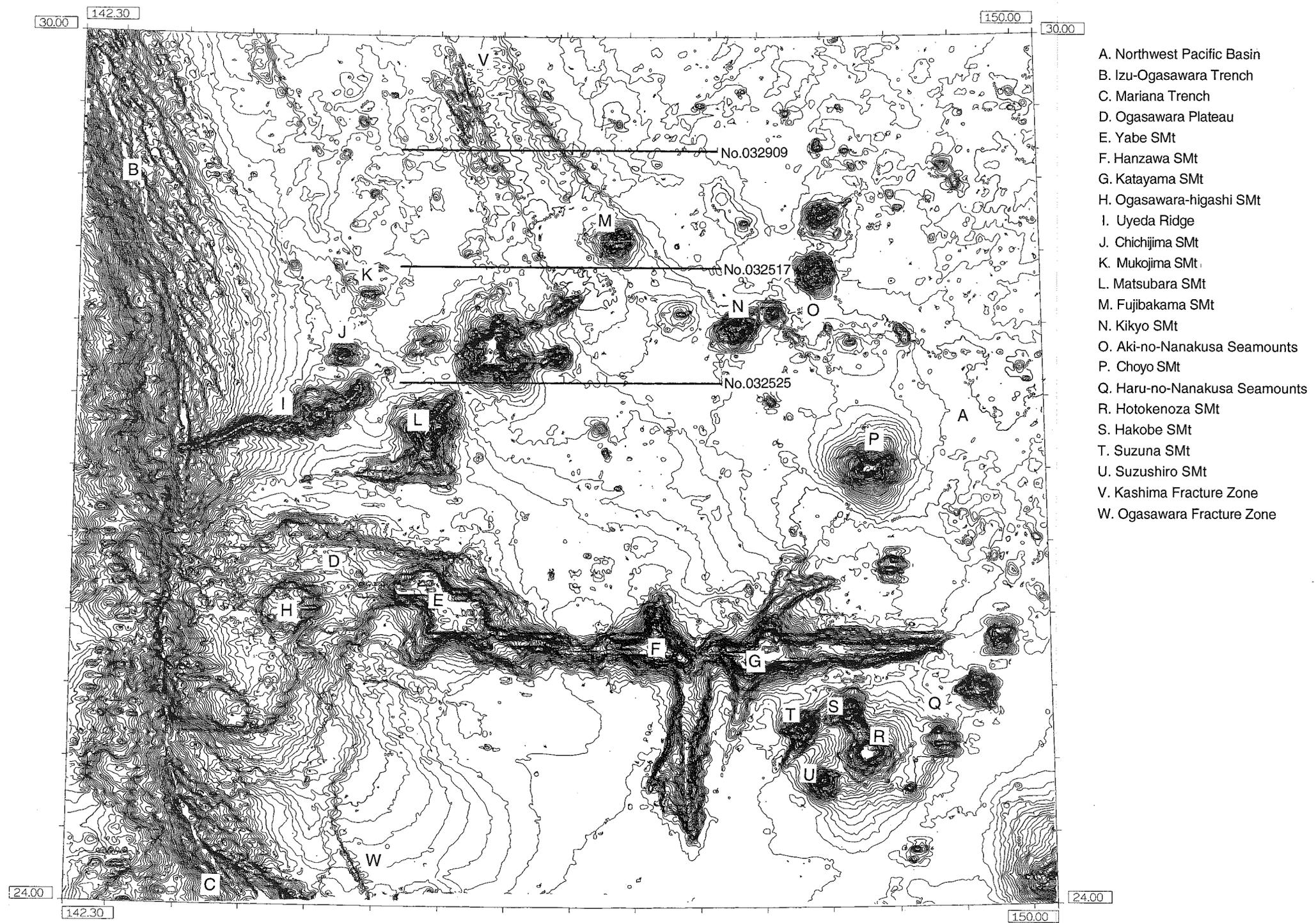


Fig. 3 Computer-aided bathymetric chart compiled by SeaBeam swath survey data. Contour interval is 100 m.  
 Three solid lines indicate the location of seismic reflection profiles shown in Fig. 6

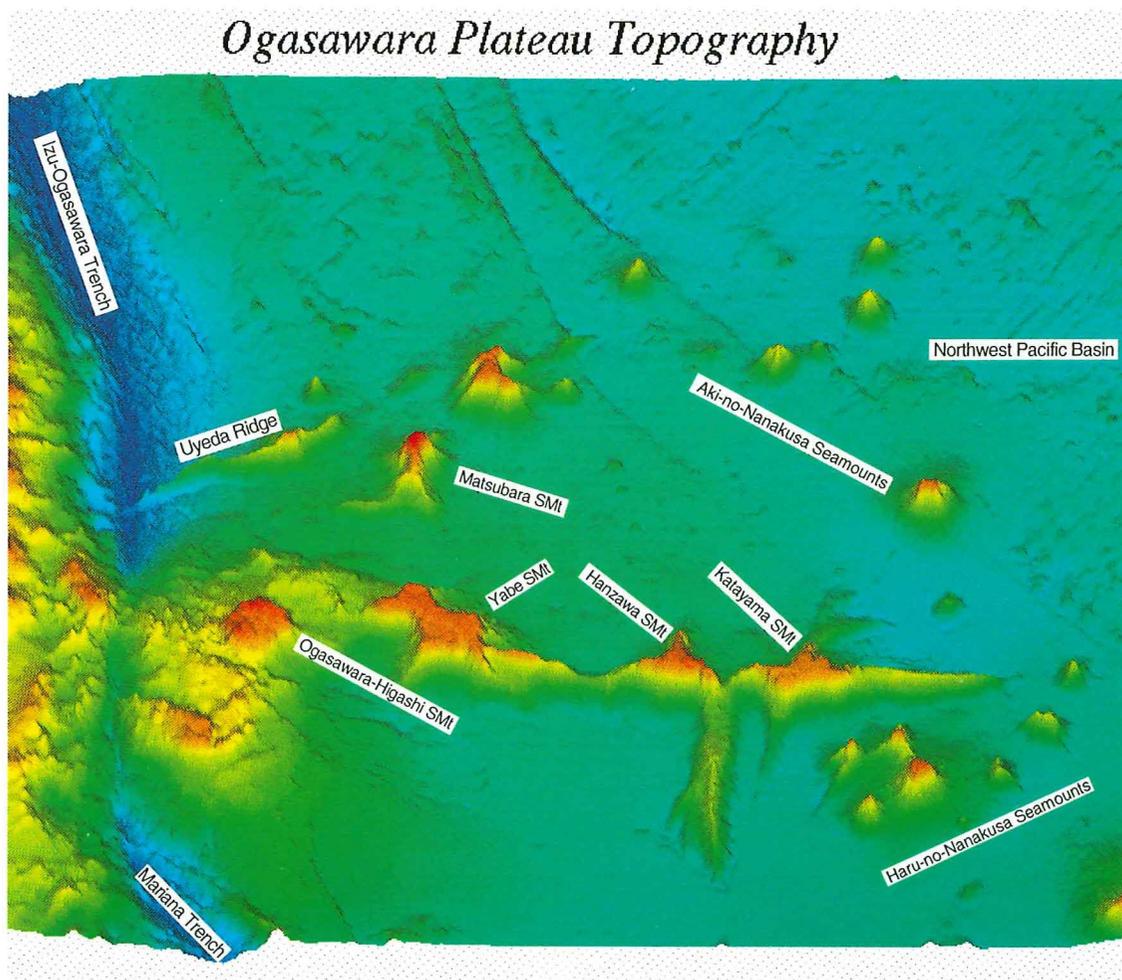


Fig. 4 Whale-eye view of the bathymetry with major topographic names.

部海山, 半沢及び片山の各海山を經由して細長く横たわり, ほぼ東西方向に東経149度10分まで延びていることが確認され, 小笠原海台全域の詳細な地形が明らかとなった。その全長は約610kmに達し, 東京から青森までの直線距離に相当する長大な海嶺である。Fig. 5に小笠原海台及び周辺の海山を包含する調査海域の海底を北方から眺めた東西方向の地形断面図を示す。小笠原海台は, 半沢海山の西側及び東側でくびれた様な地形になり, その付近は幅約20km程度まで狭くなるが, 周りの大洋底に対して比高2000m程度を維持している。さらに特徴的なことは, その半沢及び片山の両海山の間にあたる地点から直角方向に分岐して南へ伸びる長さ140km, 幅約28kmの小海嶺が存在する事である。また, 片山海山の南及び北には, 北北東-南南西方向に分岐する高まりが存在し, N20E方向のリニアメントが顕著である。この方向性は, 半沢, 片山海山の間から南に伸びる小海嶺から分岐する高まりにリニアメントとして表れている。

Fig. 5からわかるように海台上の顕著な海山の頂部はともに水深1400m程度の広い山頂平坦面を有しており, これらは白亜紀のギョーであると報告されている (Okamura et al., 1992)。さらに, 小笠原海台西部の東海山ではその山頂平坦面より比高300~500mの突出した4つの小海山, 半沢海山では同じく比高700mの小海山 (頂部水深306mで小笠原海台全域の中では最浅部) の詳細な地形が明らかになった。

小笠原海台西端部は, 伊豆・小笠原弧の陸側斜面に接して, 海溝底は水深3200mまで浅くなっており, 海溝は地形的に認められなくなっている。この海域は太平洋プレートのフィリピンプレート下への沈み込みに伴う小笠原海台と伊豆・小笠原島弧との衝突に起因すると考えられる断層が発達している。なお, 海溝近傍における小笠原海台のテクトニクスについては, 長岡ほか (1989), Okamura et al. (1992), 沖野ほか (1994) で議論されている。

(2) 海山群 (海山列)

小笠原海台の北方の大洋底には西南西-東北東方向へ連なる様に比高2000m以上の海山が点在する。これらの海山の分布は直線的ではないものの, 長さ約600km, 幅150kmの範囲に集中し, グループ全体としてみれば西南西-東北東方向に配列して海山列を形成しているように見える。これらの中で最西端に位置する細長い高まりは, Smoot (1983a) によりマルチビーム測深機で詳細に調べられ, Uyeda Ridgeと仮称されている。Uyeda Ridgeは幅が10~30kmなのに対し, 長さは約150kmに達し, 西方の伊豆・小笠原海溝南部の海溝軸に鞍部を形成している。Uyeda Ridgeの最浅部の頂部水深は1300mを得た。このUyeda Ridgeの東側にはさらにたくさんの海山が分布することが大陸棚調査で明らかとなり, 顕著な海山にはそれぞれ名称が付けられている。その詳細については, 浜崎 (1994) を参照されたい。Uyeda Ridgeの北東側には比高約3000mの父島海山及び比

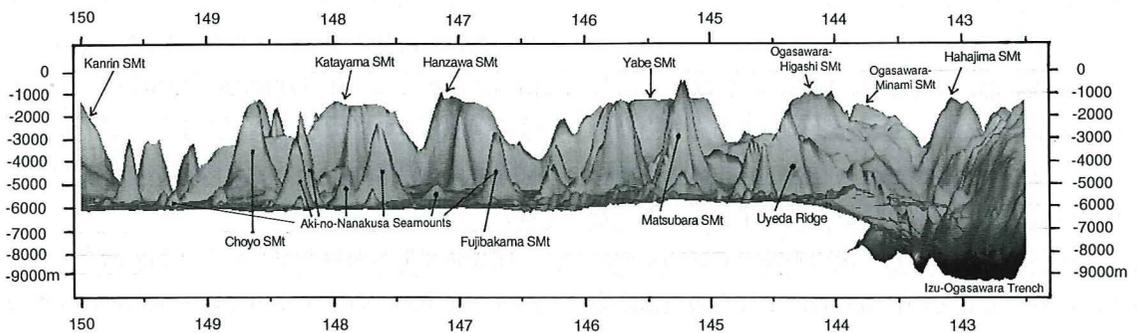


Fig. 5 E-W cross section of the topography of the Ogasawara Plateau and seamounts viewed from north. Vertical exaggeration is about 16.

高1400 mの聳島海山が分布する。また、Uyeda Ridgeの東方約80 km付近には松原海山(比高5400 m, 頂部水深89 m)が存在し、その北東方約75 km及び約200 km付近に直線的にそれぞれ名称未設定の平頂海山(比高4600 m, 頂部水深913 m)と、ふじばかま海山(比高3800 m, 頂部水深1040 m)が存在する。

これらの海山のさらに東方にも秋の七草海山群を構成する海山が点在し、特に顕著な海山である朝陽海山は比高4800 m, 頂部水深1040 mで、裾野が広い平頂海山である。

小笠原海台東端部の南方には柄杓型に分布する春の七草海山群が存在する。規模の大きなほとけのぎ、はこべ、すずな及びすずしろの各海山は、いずれの海山も頂部水深は1300 m程度で(1)で述べた小笠原海山の平頂部と同程度の水深をもつ。また前記の朝陽海山及び名称未設定の海山も平頂部の水深についても同様である。

### (3) 大洋底

調査海域は北西太平洋海盆の西端部に位置するが、前記で述べた海山・海台及び太平洋プレートの沈み込みの影響を受ける伊豆・小笠原海溝付近の海底を除いては海域全体で5000~6200 m程度の比較的なだらかな大洋底で形成されている。従来の500メートル程度の大雑把な等深線で描かれた海底地形図では概ね平坦にみえる深海底も、シービームによる等深線100メートル間隔の詳細な地形図や海底の傾斜を強調した鳥瞰図などで見ると以下に記述するような地形的特徴が明らかになった。

#### ア 断裂帯

調査海域北部にはUyeda Ridgeの北側からふじばかま海山付近に至る間に北北西-南南東方向に走る4本の急崖(Fig.13参照)が存在し、これらの崖により地磁気異常のリニエーションがずれていることと、断面が非対称をなし、崖の両側で海底の水深に断差があることなどの特徴から、これらの崖は断裂帯の構造地形的な表現であると考えられる。4本の崖の中で、東側の3本は東落ちであるが、最も西側の海溝海側斜面を走る崖は西落ちである。Nakani-

shi (1993) は、北西太平洋の地磁気異常と音波探査記録等の解析により、地形的にも顕著な5つの大規模な断裂帯を認定し、それぞれに鹿島断裂帯、ノサップ断裂帯等の名称を付している。今回の大陸棚調査で確認された4つの崖のうちで、北緯30度、東経145度25分から南南東に走る崖は鹿島断裂帯(Nakani-shi (1993))の一部に対応すると思われる。この崖の比高は、前述の海山列と交差する北緯28度付近の北側で大きく最大1000 mに達している。崖の走向は海山列の北側と南側で異なっており、そこは後述するように地磁気縞模様の方が変化している場所に一致している。

鹿島断裂帯に関しては、崖の走向だけでなく地形的特徴も海山列の北側と南側で大きく異なっていることが注目される。鹿島断裂帯及びその東隣りの崖では、海山列の北側では断裂帯に沿って、崖を構成する海嶺が分布する。鹿島断裂帯に沿う海嶺は2列になっており、そのうち西方の海嶺は、北西-南東方向を示す幾つかの雁行する小海嶺より構成されている。この雁行配列する小海嶺の走向は、海山列の南側で走向を北西-南東方向に変える断裂帯南部の北方への延長方向に一致している。断裂帯を境にして両側の海底及び音響基盤に段差があることは音波探査記録からも明瞭である(Fig. 6)。その比高は、西側の崖(鹿島断裂帯)で約500 m, 東側の崖で約400 m程度であり、堆積層の厚さはこの海域では概ね400 m程度でだいたい一様であり、音響基盤の比高も海底の比高と同規模の大きさである。2列の崖に挟まれる細長い海域の海底は、西側に傾動している。海山列の南側では、崖は地形的に不明瞭になり、断裂帯の両側の水深差はほとんどなくなるが、断裂帯の位置は地磁気リニエーションのずれにより明瞭である。

鹿島断裂帯の西側を並走する2列の断裂帯に伴う崖は、北緯29度付近より南では、地形的に不明瞭になるが、このライン上で地磁気リニエーションのずれがみられることから、海山列に向かって南南東に伸びていることがわかる。ただし、Uyeda Ridgeを

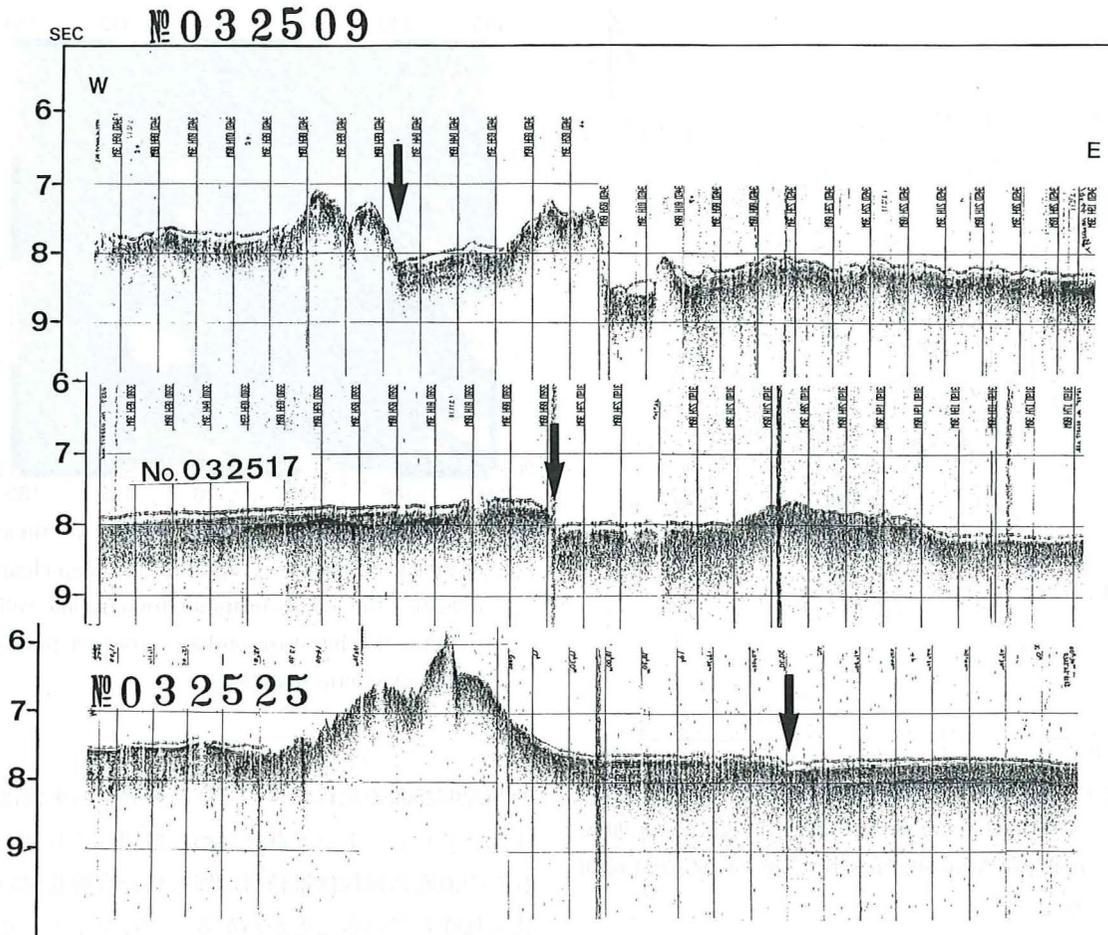


Fig. 6 E-W seismic reflection profiles across Kashima Fracture Zone (Tentative name). Arrows indicate fault scarps accompanied by the Kashima F. Z.. Location of profiles is shown in Fig. 3

含む海山列近傍の海底まで南下すると、地磁気異常によっても断裂帯の存在は不明瞭となる。

また、小笠原海台西端の南側から南南東に伸びる東落ちの急崖 (Fig. 3, W) が海底地形図から明瞭に認められる。この崖の北縁は小笠原海台の高まりに消されている。

イ 小海丘群

海山列と小笠原海台に挟まれる平坦な海底には直径3 km以下、比高500 m以下のきれいな円錐の形状をした、頂上の尖っているか、または、わずかに平頂になっている小円錐海丘が多数分布している。Fig. 7に松原海山の北方約90kmの大洋底でみられた小円錐海丘の地形の例を示す。本調査海域では直径10km

程度より大きい海丘・海山の多くが地形的に特定の方向性を有するのに対し、これらの小円錐海丘の形状は特定の方向性をもたない点が特徴である。このような小円錐海丘の存在は近年のマルチビーム測深機による精密海底地形調査で初めて明らかになってきたものであり、四国海盆やフィリピン海盆等の背弧海盆や太平洋北西縁の海溝海側斜面でも最近のシービームのマッピングにより確認されている (春日ほか, 1994a; 小林, 1993)。日本海溝の海溝海側斜面に存在する小円錐海丘からはしんかい6500により玄武岩が採取されている (藤岡ほか, 1993)。これらの小円錐海丘は、小笠原海台及び Uyeda Ridge をはじめとする海山列との間に挟まれる海域及び小笠

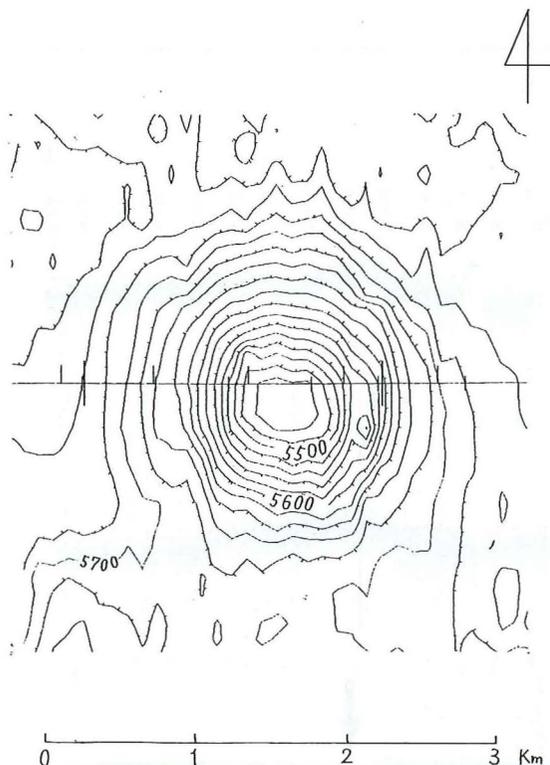


Fig. 7 Example of on-board SeaBeam swath bathymetric chart of small conical knolls about 90km, north of Matsubara SMt. Contour interval is 20 m.

原海台南側の海底に集中して分布している傾向がみられる。これらの海丘の分布に特に明瞭な方向性は認められない。底質サンプル等のデータがないため、これらの海丘の成因については不明であるが、音波探査記録から海丘は音響基盤と音響的には一体であり、また、大多数の海丘の傾斜も急であることから、火成岩で構成される火山性起源の可能性が高いと考えられる。

#### ウ マイナーリッジ・トラフ

シービームの全水深値を使って作成された鹿島断裂帯の北東側の海域の海底地形陰影図 (Fig. 8) でみると、北東-南西方向に延びる地形のトレンドが明瞭である。このトレンドは、比高200m以下の微小な海底の起伏であるマイナーリッジ・トラフ群の分布によるものである。音波探査記録 (Fig. 6) の最上部

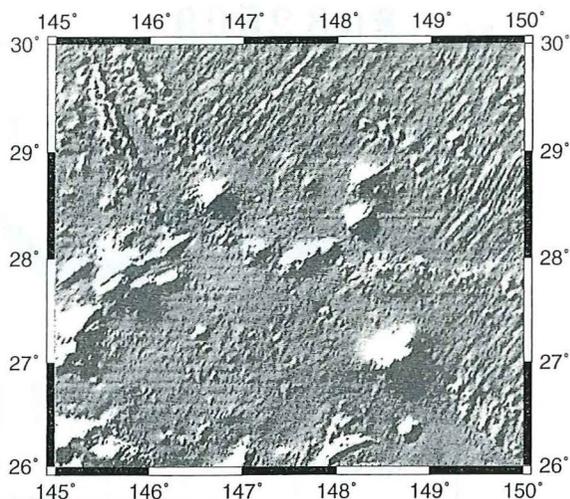


Fig. 8 Shaded topographic relief map of northeastern part of the surveyed area. This map clearly indicates the trends of minor topographic relief trending northeast to southwest that are parallel to the magnetic lineations.

の測線032509の記録において鹿島断裂帯の東側はマイナーリッジ・トラフ群を斜めに横切っており、これらの海底の起伏は堆積層に埋もれた音響基盤の起伏を反映していることがわかる。一方、マイナーリッジ・トラフの存在しない平坦な海域は、同図の測線032525の記録から読みとれるように海底面のみならず音響基盤も平坦になっている。この海域の大洋底の音波探査記録から読みとれる層層については、上位から上部透明層、上部不透明層、下部透明層、下部不透明層及び音響基盤の4層に区分できる。これは、北西太平洋海盆における既存の音波探査記録よりこれまでに報告されている標準的な音響層序 (Ewing et al., 1968) と一致している。

マイナーリッジ・トラフは海底の基盤の形成時及びそれ以降における重要な構造方向を示し、海底拡大の痕跡として重要視されてきた (岩淵, 1982)。これらの起伏は、海底拡大により形成されたことが明らかな四国海盆等の背弧海盆や海洋プレート生産・拡大の場である東太平洋海膨付近の海底の精密海底地形調査により明らかにされたマイナーリッジ・ト

ラフに富む海底の起伏と類似している。

マイナーリッジ・トラフが明瞭に認められる海域は、海山列と小笠原海台に挟まれる海域の外に限られており、上述の小笠原海丘の分布域ときれいに相反しているのが注目される。マイナーリッジ・トラフの音響基盤の起伏は、音波探査記録断面から非対称か対称かははっきりしないが、北西に向かってやや急になっているように見える。また、マイナーリッジ・トラフの走向は、後述する地磁気リネーションの方向とほぼ一致していることから、これらが海底拡大に伴って形成されたことを裏付けている。

#### 4. 地磁気異常

調査海域の地磁気全磁力異常図を Fig. 9 に示す。調査海域の地磁気異常の特徴として小笠原海台や海山等の高まりに伴うダイポール異常、大洋底の縞状異常、断裂帯に伴う帯状の負異常が顕著である。以下にこれらの地磁気異常の特徴について記載する。

##### (1) 小笠原海台、海山等に伴うダイポール状異常

小笠原海台東部では、東西に伸びる海台に対して、 $-1000 \sim +300 \text{ nT}$  の帯状に伸びた正負一対のダイポール異常が存在し、これは周囲の海底の縞状異常の振幅より数倍大きい。矢部、半沢、片山海山に伴って局所的に振幅が大きくなっている。海台上及

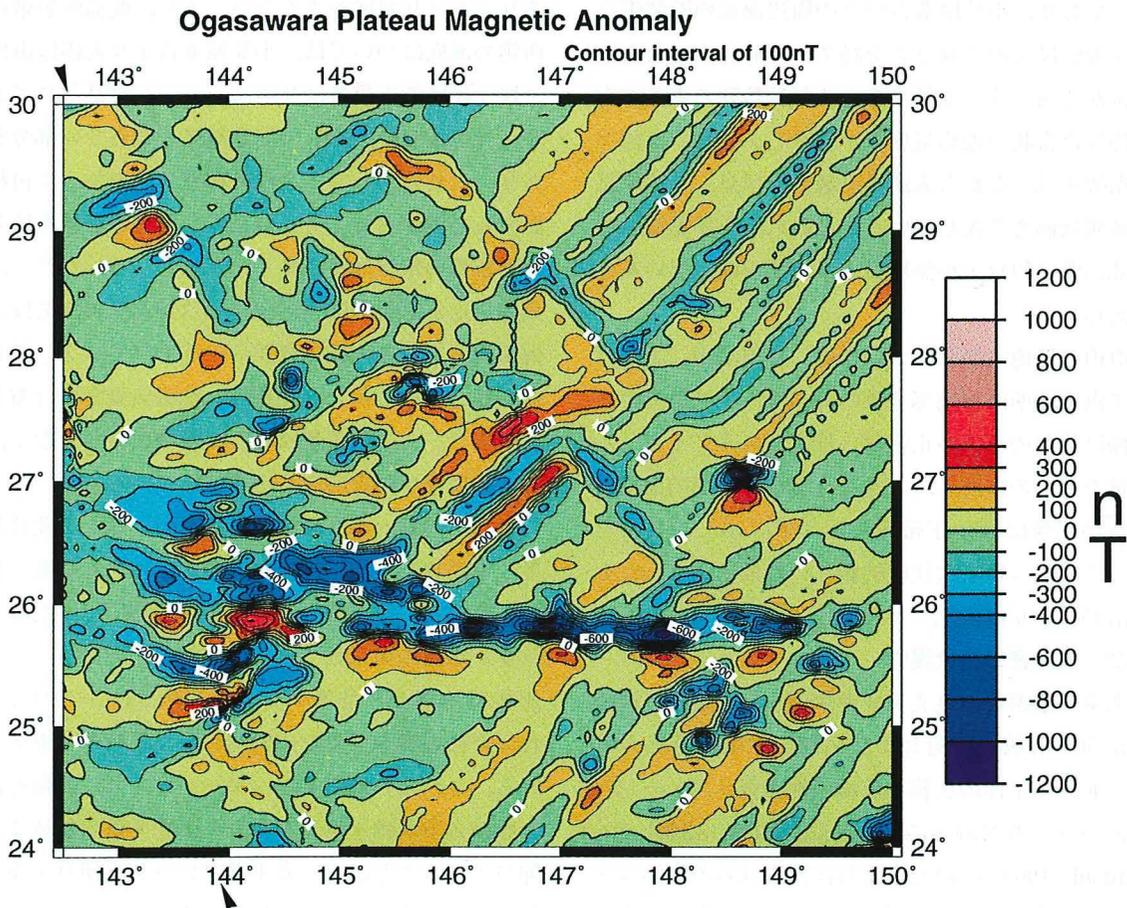


Fig. 9 Magnetic total intensity anomaly chart. Contour interval is 100nT. Arrows indicate the location of trench axis.

びその北側が負、海台の南側が正異常をもつ正帯磁を示し、負異常の振幅が正異常より3倍程度大きい。このような地磁気異常の特性から、小笠原海台は低緯度で形成され、伏角が小さく正に帯磁していると推定される。小笠原海台の形成年代は明確ではないが、小笠原海台より約4度南方の深海掘削 (Site 800) の古地磁気の解析結果から、145Maに形成されたこの掘削点付近の海底は太平洋プレートの運動に伴って120Ma以降現在まで約40度北上を続けていることが明らかとなっており (Larson et al., 1992), 小笠原海台が現在の位置よりもはるか南の赤道付近で形成されたことは十分考えられる。小笠原海台東部に沿って東西に伸びる帯状の異常は、後述する地磁気リネーションや断裂帯に沿う帯状の異常を切っており、小笠原海台がその周辺海域の断裂帯を伴う海底拡大のプロセスを経てから形成されたことは確かであろう。小笠原海台西部は数列の東西方向に伸びた帯状の地磁気異常が存在し、これらは徐々に振幅を減じながら海溝軸を越えて伊豆・小笠原弧の陸側斜面まで達していることから、小笠原海台の一部は既に伊豆・小笠原弧の下に沈み込んでいると考えられる。

海山の地磁気異常については、松原海山、ふじばかま海山、朝陽海山等多数の海山は、小笠原海台と同様に伏角の小さい正帯磁と推定されるダイポール異常を持つものに対し、ききょう海山等一部の海山は現在の磁場に近い正帯磁を示すダイポール異常もっている。後者は比較的新しい時期に起こった火成活動により再磁化した可能性がある。

## (2) 大洋底の縞状異常

北東—南西及び東北東—西南西方向の地磁気縞模様は調査海域北東側および北側で明瞭に認められる。北西太平洋の広範な海域の地磁気リネーションについての Nakanishi et al. (1989, 1992), Nakanishi (1993) の同定によれば、これらのリネーションは中生代のM系列にあたり、この海域の海底の年代は海域北西端でM14 (130Ma), 南東端でM28 (150Ma) である。地形でも明らかな断裂帯を境

に地磁気のリネーションが大きくずれている。鹿島断裂帯より西側の海底では、断裂帯と交差する海山列の北側と南側でリネーションの方向が異なり、北側で東北東—西南西方向、南側で北東—南西方向のリネーションが認められる。この方向変化は海山列を境にした断裂帯の走向の変化に対応している。Nakanishi (1993, Fig. 2) の同定結果と今回の調査で明らかになった当海域の地磁気異常の分布 (Fig. 9) とを比較すると、全体的に概ね調和的である。特に鹿島断裂帯の東側の海底は、地磁気リネーションが非常に明瞭であり、両者はよく一致している。しかし、鹿島断裂帯とその東側の断裂帯に挟まれる細長い海域の地磁気リネーションは、海山に伴う局所的な地磁気異常の影響などにより不明瞭であり、あまり対応がよくない。また、鹿島断裂帯の西側の海底については、小笠原海台より北側は海山に伴う局所的な異常にリネーションが乱されており、Nakanishi (1993) の同定結果と合わない部分があり、これらについては今回の調査結果を加えて再検討する必要があると考えられる。鹿島断裂帯をはじめ断裂帯の位置は概ね良く一致している。ただし、東側を走る断裂帯は Nakanishi (1993) の図では、海山列と交わる北緯28度30分付近でジャンプして方向を変えているが、海底地形、地磁気異常の分布からみると、この断裂帯はここで途切れることなく、連続的に徐々に方向を変えて続いている。

なお、伊豆・小笠原海溝海側斜面において北緯30度、東経143度より南南東に伸びるラインを境にして、西南西—東北東方向の数列の地磁気リネーションが断ち切られている。このラインに沿って、比高500m程度の急崖が南南東方向に走っており、これは今回の調査で新たに発見された断裂帯と考えられる。これらの地磁気リネーションは、振幅を減じながら海溝軸を越えて伊豆・小笠原弧前弧域まで伸びていることから、太平洋プレートの伊豆・小笠原弧下への沈み込みを示している。

## (3) 断裂帯に沿う異常

鹿島断裂帯では、海山列の北側において断裂帯に

沿う小海嶺に伴って振幅100nT程度の正異常が伸びており、北東—南西方向の縞状異常を遮断している。一方、海山列の南側では縞状異常と直交するように、振幅300-200nTの帯状の負異常が鹿島断裂帯及びその東側を走る断裂帯に沿って伸びている。これは、断裂帯に沿って帯状に磁化率の大きい磁性岩体が貫入しているか、あるいは断裂帯の東西で磁気基盤に段差があることを示唆している。ふじばかま海山とききょう海山の間にかけて断裂帯に沿って伸びる顕著な帯状の負異常は、海底地形や音波探査記録から推定される約300mの基盤の段差に由来するものと考えられる。

鹿島断裂帯の西側を走る断裂帯については、北緯27度20分から26度20分にかけて帯状の負異常を伴っているが、ここでは音波探査記録からは両側の海底の基盤に大きな段差は存在しないと推定されることから、断裂帯に沿って磁化率の高い磁性岩体が貫入している可能性が考えられる。これらについては、今後定量的な解析が必要である。

5. 重力異常

調査海域のフリーエア異常図を (Fig.10) に示す。鹿島断裂帯の東側の大洋底のフリーエア異常は、概ね0 mGalに近い値であるが、鹿島断裂帯と海溝

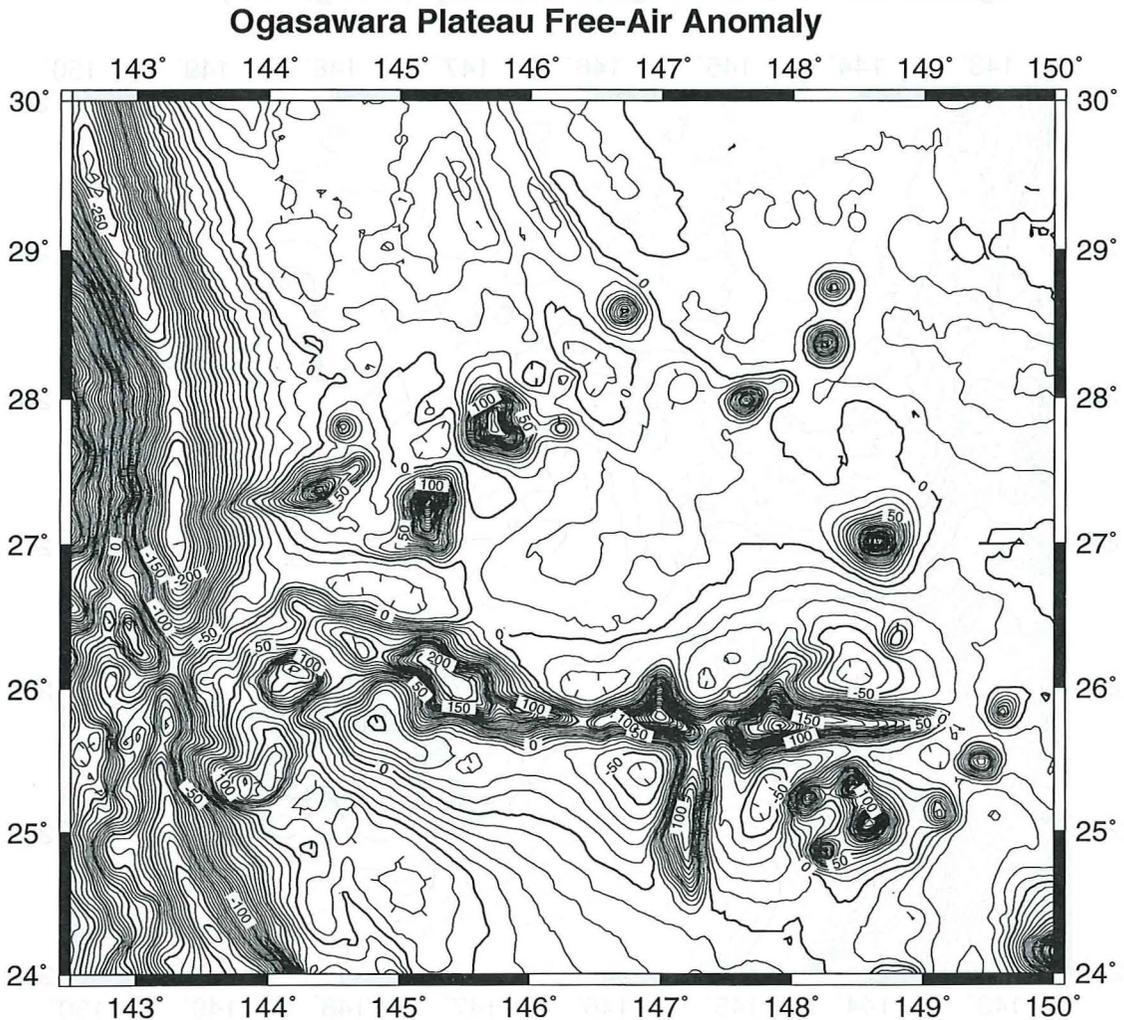


Fig.10 Free-air gravity anomaly chart. Contour interval is 10mGal.

海側斜面に挟まれる海域は、20mGal程度の正異常域になっており、これは海溝周辺隆起帯に普遍的にみられる正異常を反映しているのであろう。

小笠原海台の高まりに対応して大きな正の異常域が存在し、矢部海山では最大200mGalに達する正のフリーエア異常が分布する。一方、小笠原海台の周囲には負のフリーエア異常域が分布しており、重力異常からみたモートを形成している。特に半沢海山の南方と片山海山の南方及び北東方には-60mGalに及ぶ大きな負の異常が認められる。海山列の北側では鹿島断裂帯及びその東側の断裂帯に沿って、20 mGal程度のフリーエア異常の段差が存在するが、

海底地形と同様に海山列より南側ではほとんど消滅している。

重力異常の分布から、海底下の構造を推定するため、標準的な地殻密度 $2.67 \text{ g/cm}^3$ を仮定した地形補正を施して、ブーゲー異常分布図を作成した(Fig.11)。ブーゲー異常図では、鹿島断裂帯とその東側の断裂帯の西縁に沿って走る小海嶺に伴う30~40mGalのフリーエア正異常と両側の海底のフリーエア異常の段差は消えていることから、断裂帯の両側の海底は、基盤の段差以外に地下構造の差異はないと考えられる。また、Uyeda Ridgeをはじめとする海山列に伴う局所的なフリーエアの正異常に対応するものは、

### Ogasawara Plateau Bouguer Anomaly ( $2.67\text{g/cm}^3$ )

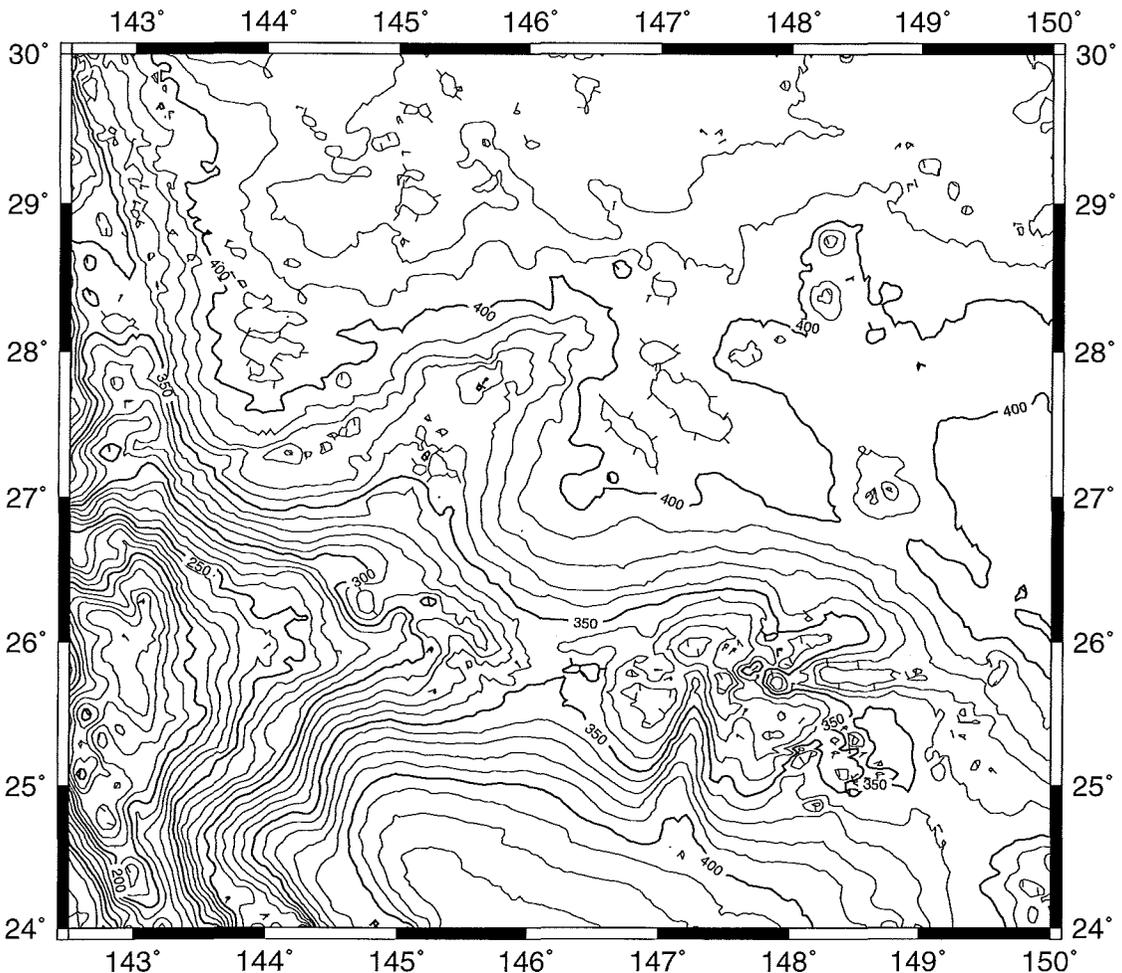


Fig.11 Bouguer gravity anomaly chart. Contour interval is 10mGal.

ブーゲー異常ではほとんど消えているが、海山列と小笠原海台およびそれらに挟まれる海域は、その周囲の大洋底に比べて相対的に低ブーゲー異常域になっている。特に小笠原海台西部は、海溝軸に向かうにつれて顕著な低異常域になっており、小笠原海台西部と東部で地下構造の違いがあることを示唆している。

6. 考察

本海域の調査により、小笠原海台周辺海域の大洋底の発達過程を探る上で重要な地形・地質・地球物理学的な特徴が明らかになった。特に前述したように、本調査海域内においては、小笠原海台や海山列（海山群）を形成する多数の海山等の高まり、断列

帯とそれに沿う崖と小海嶺、マイナーリッジ・トラフ群、円錐形をした多数の直径3 km以下の小円錐海丘の存在等が注目される場所である。海底地形図だけからでは識別しにくいマイナーリッジ・トラフ群の分布は、Fig.12の海底地形の傾斜方向の分布図から、北東-南西方向の起伏のトレンドとして明瞭に読みとることができる。この図は、水深メッシュデータから傾斜方向と強度を算出するプログラム（浅田ほか、1989）を任意のメッシュ幅に適用できるように一部修正して作成したものである。Fig.13は、等深線が1000 m間隔の海底地形図の上に、調査で明らかになった断列帯の位置、マイナーリッジ・トラフの発達している海域、円錐形をした小海丘の分布、地磁気リニエーションの分布等を重ねてまと

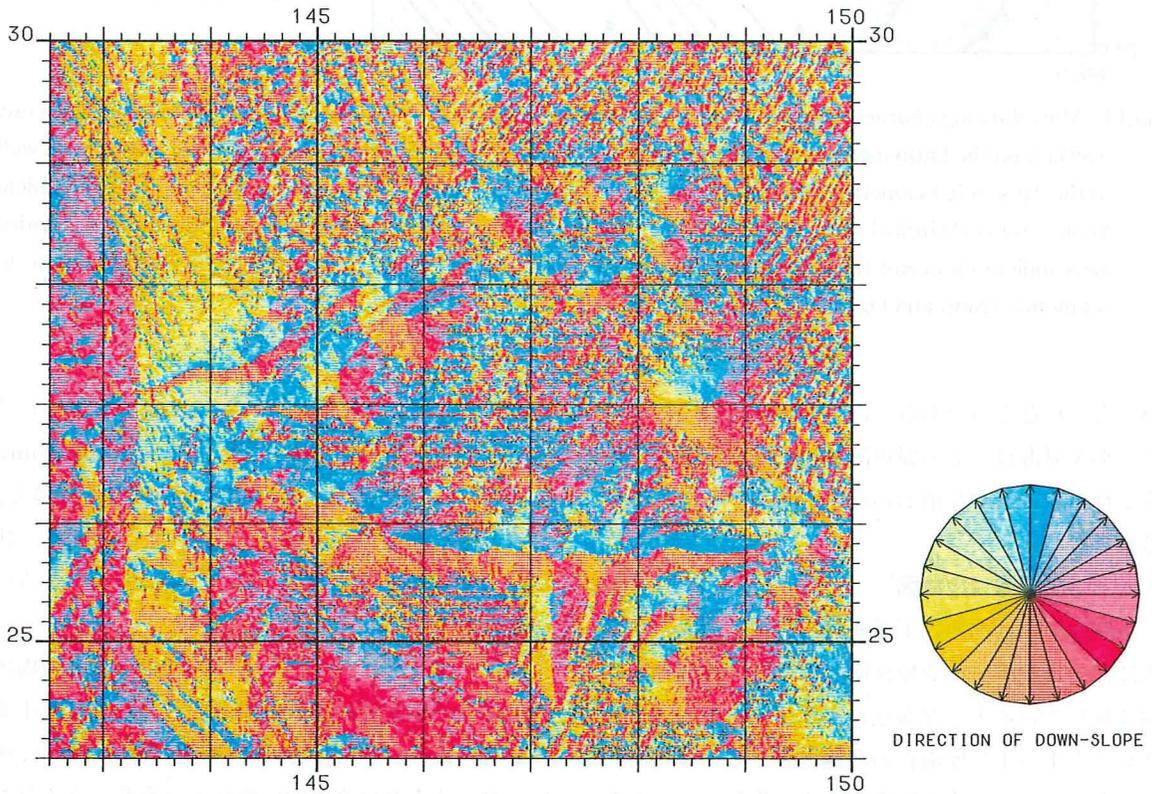


Fig.12 Map showing inclination direction of the topography. Note clear NE-SW trends of the topographic relief in the northern and northeastern part of the surveyed area. Apparent E-W trend shown in this map is artificial that is caused by some interpolation errors of the E-W trending swath bathymetric data.

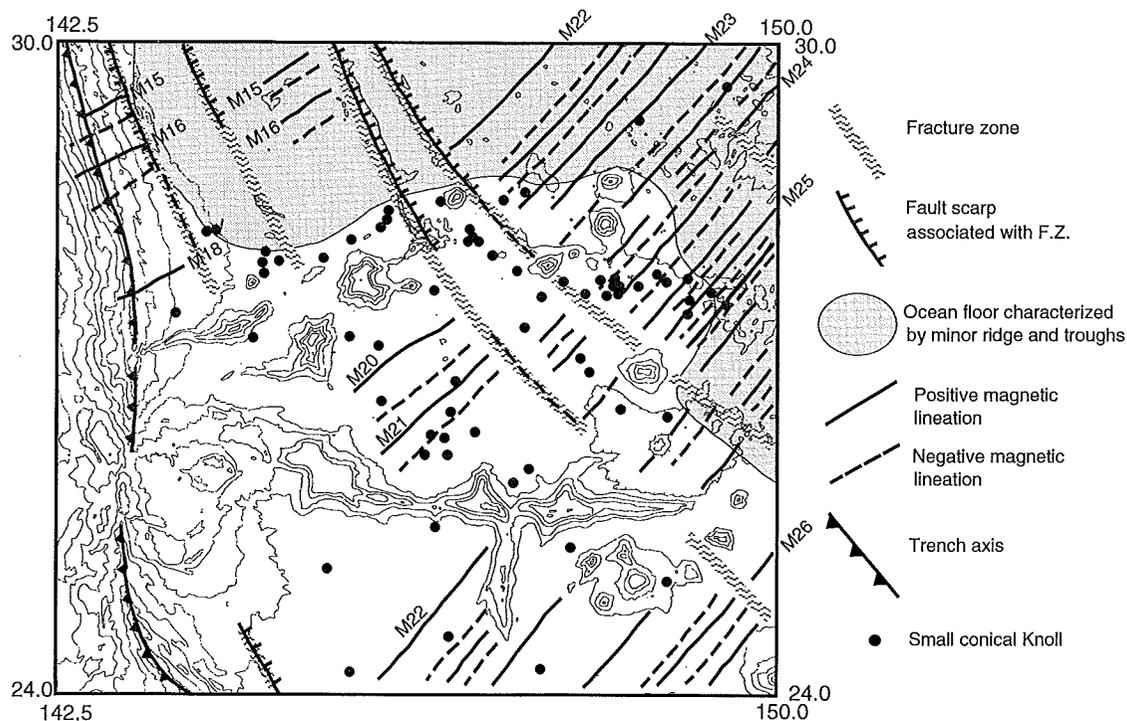


Fig.13 Map showing characteristic feature of the surveyed area such as fracture zone, magnetic lineations etc. overlaid on the bathymetric chart (contour interval : 1000m). M numbers are plotted that correspond well to the Mesozoic magnetic lineations identified by Nakanishi (1993). Note the distribution of small conical knolls (closed circles) concentrates on the area around seamount group and Ogasawara Plateau. Shaded area indicating ocean floor characterized by minor ridge and trough does not include the area close to seamount group and Ogasawara Plateau.

めて表示したものである。以上の調査結果に基づいて、小笠原海台とその周辺海域の大洋底にみられるこれらの特徴的な地形の形成過程について若干の考察を行う。

#### (1) 小笠原海台の成因

小笠原海台は北西太平洋海盆の西端に位置し、南北に伸びる伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝との境界に接している大きな海底の高まりであり、太平洋プレート上の小笠原海台の西端部とフィリピン海プレート上の伊豆・小笠原弧の衝突が生じていることから注目されている。長岡ほか (1989), Smoot (1983b)は、小笠原海台は太平洋プレートに載って東から移動してきた東西に並ぶ海山列が、大半は既に沈み込んだものの、その一部は海溝で容易に沈み

込むことができずに幾つかの海山が集合・付加して海台を形成したと推定している。一方、Okamura (1992)は、小笠原海台の西端部は正断層が発達し、海台はもともと現在のような地形をしており、伊豆・小笠原弧に付加することなく海溝で沈み込みつつあると考えている。

今回の調査により、初めて小笠原海台とその周辺の大洋底の海底地形等の全貌が明らかになり、小笠原海台は東経140度より西側の台地状の高まりと、西側の細長く東西に直線的に伸びる海嶺状の高まりとに区分でき、長さ500kmにも続く東側の海嶺の詳細な地形的特徴が明らかになった。東西に伸びる海嶺から、東経147度付近で南へ分岐して伸びる直線的な海嶺も発見された。

小笠原海台東部の地形から推測されるように、小笠原海台は元は直線的に細長く伸び、所々にピークとなる海山を持つ海嶺であったと仮定すれば、小笠原海台西部の海台状の地形は、長岡ほか (1989) が指摘するように、これらの海山、海嶺が吹き寄せられて集合した過程を示唆しているのであろう。小笠原海台の地磁気異常の分布をみると、東部の直線的な海嶺では正負一対の海嶺に沿って細長く伸びたダイポール異常を伴っているのに対し、小笠原海台西部の台地状の部分では、数列の東西方向にやや長いダイポール異常がみられる。これは、地形と同様に海台西部が海嶺が吹き寄せられたとする考えに調和的である。ダイポール異常列は振幅を徐々に減じながら、海溝軸を越えて陸側斜面まで達しており、海台西部は既に沈み込んでいると考えるべきであろう。ただし、小笠原海台北方の大洋底で同じように海溝軸を越えて伸びつつ陸側斜面で消滅していく数列の地磁気縞状異常に比べて振幅の減衰が緩やかなことから、小笠原海台は容易に沈み込まず海台の磁気基盤が陸側斜面下の浅所に存在していることが予想される。さらに、ブーゲー異常は、小笠原海台西部の台地部の方が東部の海嶺部より相対的に強い低異常域となって、低異常域は陸側斜面に食い込んでいることから、吹き寄せられた海台部およびその陸側斜面への延長部では山体が重なって地殻が厚くなっている可能性がある。

一般的に小笠原海台のように大洋底に存在する大きな地形の高まりとして、海底拡大軸、断裂帯、ホットスポットに伴う海底噴火などに起因するものが考えられる。小笠原海台の成因として、これらのどれが可能性が高いか予察的に検討してみたい。

北西太平洋の海底拡大様式に関しては、Nakanishi et al. (1989) 等の研究により、地磁気のリネーションの同定が進み、拡大時期と方向が従来よりも詳細に解明されてきた。小笠原海台東部は東西方向に伸びる直線的なリッジを形成していることが、これらの研究成果と合わせて成因を探る上で重要であると思われる。小笠原海台周辺の海底の拡大方向を

考慮すると、この東西方向のリッジは地磁気縞模様の方向と調和せず斜交していることから、小笠原海台は古い海底拡大軸の名残りとは考えにくい。一方、小笠原海台の北側を西南西-東北東方向に走る Uyeda Ridge は、地磁気縞模様の方向とほぼ一致しているので、古い拡大軸、あるいは拡大軸に平行な弱線に沿って海底噴火が起こった可能性が指摘されているが (小林, 1991)、まだ確証は保られていない。また、小笠原海台は鹿島断裂帯等の走向や地磁気縞模様と斜交している点と、小笠原海台の南北の大洋底に存在する北西-南東方向の地磁気リネーションが小笠原海台を境にしてずれているかどうかははっきりしていないことから、断裂帯に伴うリッジとも考えにくい。ただし、小笠原海台の北と南側で水深と音響基盤の深度に有意な差があり、南側は堆積層が最大1.2秒と厚く、北側に比べて水深が約400m、基盤の深度では1kmも深いことが音波探査記録からわかっている。これは、小笠原海台の北と南で海底の年代が異なる (南側が古い) 可能性を示唆しており、小笠原海台が断裂帯に関係した高まりである可能性も全く考えられないわけではない。

小笠原海台東部は海山列で構成される東西方向に直線的な海嶺であることから、ホットスポットに起因する海底噴火で形成された可能性も考えられる。Okamura et al. (1992) は、小笠原海台の南海山から片山海山までの海山が西にあるものほど山頂のラグーン堆積物が厚いことから、これらの海山は西にあるものほど沈降量が大きく、プレートの東方移動によるホットスポット起源の海山列である可能性を指摘している。ただ、太平洋プレートが東向きに過去に動いていたことを支持するデータが今のところ見つかっていないことが難点である。

小笠原海台東部の高まりの直線性、連続性が良いこと及びこれに直交して分岐する小海嶺が存在することは、地殻の構造的な特性に関連する成因を示唆している。例えば何らかの原因で地殻の弱線に沿って割れ目噴火のように海底噴火が起こり、マグマが貫入してできた高まりである可能性の方が高いと考

えられる。

小笠原海台のほかにも中部～北西太平洋には中生代に形成されたと推測される多くの大きな海台や海山群などの高まりが分布しており、これらが全てホットスポット起源とは考えにくい。一つの仮説としてこれらは白亜紀に生じた大規模な火成活動により一斉に形成されたものであり (Watts et al., 1980など), その原因としてスーパーブルーームの上昇が提案されている (Larson, 1991など)。小笠原海台東部の海嶺が地磁気異常から一様に低緯度で正帯磁していると推定されることは、ホットスポット上を通過して長時間をかけて形成されたとするよりも、これが割れ目噴火的に形成されたとする考えに調和的である。ただし、小笠原海台が白亜紀の長期に続いた正帯期に形成されたとしたら、ホットスポット起源でも一様な正帯磁は説明できる。いずれにせよ海底の拡大方向や断裂帯の方向とも異なる構造的な弱線の由来については、今のところよくわからない。

## (2) 小笠原海台周辺の海底の形成過程

Fig.13からわかるように、断裂帯に沿う崖やマイナーリッジ・トラフ群、小円錐海丘の分布は調査海域内で一様ではなく、特定の海域に偏っていることが明らかとなった。ここではその原因について検討する。

今回の調査で得られた海底地形、音波探査記録、地磁気異常等の分布から、少なくとも4本の明瞭な断裂帯が確認された。ただし、これらの断裂帯は小笠原海台の北方を概ね東北東の方向に分布する海山列の南側の海域では断裂帯の両側で海底の段差が急に小さくなり、地形的には不明瞭になる。東側の2列は地磁気リニエーションのずれから、海山列の南側の海域においてもその存在は明瞭である。

Nakanishi (1993) は、北西太平洋の地磁気リニエーションの同定結果と既存の海底地形データ及び音波探査記録に基づいて、鹿島断裂帯をはじめ5組の大規模な断裂帯を認定し、その特性について詳しく報告している。それによると、日本海溝南端から北西太平洋海盆の西端を伊豆・小笠原海溝とマリア

ナ海溝とほぼ平行に約1200km走る鹿島断裂帯は、小笠原海台北方の北緯28度付近より北側と南側で走向が異なっており、北側ではトラフと海嶺が複合する地形的特徴を有するが、小笠原海台より南側では断裂帯に沿って海山が分布する特徴を有すると報告されている。また、北側では断裂帯の東西で海底に500mの段差があり、この水深差は両側の海底の年代差の10m.y.を考慮するとプレート冷却モデルによる海底の年代と水深の関係式から予想される水深差より、有意に大きいことを指摘している。今回の調査で小笠原海台近辺の詳細な地形が初めて明確になり、この海域における断裂帯の特徴も従来より詳しくわかってきた。その結果、断裂帯の東西の水深差は小笠原海台より北側を西北西に走る海山列が断裂帯と交わる地点を境にして、その南側では海底の水深差及び基盤の深度差がほとんど解消されていることが明らかとなった (Fig. 6, Table. 1)。

断裂帯が海山列と小笠原海台に挟まれる海域及びマーカス・ウェーク海山列に続く小笠原海台南西沖の海域 (以下、海山域と呼ぶ) でこのように地形的に不明瞭になるのは何故であろうか。断裂帯を境に

Table 1 Depth distribution of the ocean floor along three seismic profiles shown in Fig.6 on the west and east side of the Kashima Fracture Zone. Depth in parenthesis are predicted value of the depth on the basis of empirical ocean depth (d)-age (t) relation in the normal ocean (Hays, 1983). Correction for sediment load is not applied. Note depth difference is large on the north of the seamount chain, whereas small on the south of the seamount chain.

	断裂帯西側	断裂帯東側	水深差
海山列北側 29°12'N	M17[137my] 5,800m (6,060m)	M21.5[146my] 6,200m (6,160m)	400m
海山列付近 28°24'N	M18[139my] 5,800m (6,080m)	M22[148my] 6,100m (6,180m)	300m
海山列南側 27°36'N	M20[143my] 5,700m (6,130m)	M24.5[152my] 5,800m (6,230m)	100m

( ) の水深は  $d = 2,900 + 270 \times \sqrt{t}$  (Hayes, 1983) による

した海底の基盤の深度差が海山域で消えた原因として、海山列形成に伴う火成活動により、プレートの冷却に伴って年代と共に沈降する海底に変化が生じた、すなわち断裂帯周辺の海底が熱的・構造的に変化し、海底の段差が消された可能性が考えられる。海山域では海底拡大の痕跡と考えられるマイナーリッジ・トラフ群が消えて平坦な海底になっていることも、この活動に関連していると考えられる。さらに、海山域に小さな円錐状海丘の分布が集中していることも、これらの活動で二次的に小海丘が形成されたことを示唆している。また、海山域は、周囲の海底に比べてプーゲー異常が小さくなっており、この海域が海底拡大後の火成活動により、大洋底の標準的な海洋性地殻と地殻構造が異なっている可能性がある。

ここで問題なのは、何故これらの火成活動により、海底拡大に伴ってできた地磁気縞状異常が消去されなかったかという疑問である。もしプルームなどの熱源による火成活動によってこれらの高まりが形成される一方で、周辺の海底の地磁気異常が消滅せずに地形的な起伏だけが消滅したとすれば、磁気基盤がキュリ一点以上の高温に熱せられることがなかった程度の熱的に穏やかな活動でなければならないはずである。これと同様な問題は、ナウル海盆において、ジュラ紀の海底拡大の痕跡である地磁気縞状異常が、深海掘削の結果から30my後に海盆内に広域に生じたされる白亜紀の火成活動により消されていないことが議論されている(Larson and Schlanger, 1981)。彼らは貫入岩等を熱源とする熱伝導に基づくモデルでは磁気基盤の温度上昇を押さえる説明が困難なため、マグマが上昇に伴う地殻の張力割れ目が海水の循環をもたらし、対流により熱を逃がす可能性を提案している。この問題については今後定量的な議論が必要である。

この海域の海山が形成された年代に関する資料は今回の調査では得られなかったが、小笠原断裂帯と海山列が交わる地点に位置するふじばかま海山が断裂帯の活動の影響を大きくは受けていないようにみ

えることから、海山列形成後は断裂帯の東西で大きな垂直方向及び水平方向のずれは生じていないと思われる。同様に小笠原海台東縁の高まりが断裂帯と交差する地点も変動を受けた跡が見られない。ただし、ふじばかま海山は断裂帯の急崖上で尾根がわずかに分離しているようにみえる。これは、断裂帯の東西の海洋プレートが冷却・沈降する過程で、両側の海底のわずかな沈降量の差により、海山の地形に小さくない違いが生じたためであろう。

また、本調査海域の大洋底にみられる起伏に富むマイナーリッジ・トラフ域の音響基盤と海山域の滑らかな音響基盤の違いは何であろうか。西太平洋では、白亜紀の中期ごろに大規模な火成活動が発生し、このため数多くの海山やギョーなどの高まりが形成され(Watts et al., 1980など)、また、深海堆積物の中に広範囲に分布する火山性起源の貫入層(シル)が生成された(Larson and Schlanger, 1981など)という説がある。調査海域内では深海掘削はまだ行われていないが、本調査海域の南東側に接続する東マリアナ海盆北部において、ODPのLeg129で深海掘削が行われた。掘削点周辺の音波探査記録から、東マリアナ海盆北部は平坦な音響基盤からなる海域と微小な起伏に富んだ音響基盤からなる海域に分けられ、深海掘削の結果を基に、起伏に富んだ音響基盤は海洋性玄武岩の基盤に対応し、平坦な音響基盤は東マリアナ海盆に広く分布する白亜紀初期の玄武岩質の貫入層(シル)であると考えられている(Abrams et al., 1992)。この解釈から類推すると、本調査海域の大洋底にみられる起伏に富んだ音響基盤は海洋性玄武岩の基盤であり、海山域にみられる滑らかな音響基盤は玄武岩層のシルであると推定される。もしこのようなシルが海底と基盤の起伏を消去させた主因であるとするならば、地磁気異常の縞模様を消さずに海底の基盤の起伏を消すことは可能かもしれない。今後、さらに、今回の調査海域の大洋底や小笠原海台上等において深海掘削を実施することにより、小笠原海山の形成との関連や太平洋に発生したと推定されている白亜紀のプルーム活動との関係を

検討する必要がある。

## 7. まとめと今後の課題

北西太平洋海盆西端部における大陸棚調査により、小笠原海台とその周辺の大洋底の海底地形、地磁気等の詳細が明らかになった。

小笠原海台の北方に Uyeda Ridge を西端とする長さ約600km、幅約150kmの範囲に海山が多数分布する海山列（群）の存在が確認された。

海底地形・地質構造と地磁気異常の分布から調査海域北部に鹿島断裂帯（仮称）を含め4本の断裂帯を確認した。鹿島断裂帯とその東側の断裂帯は地形的にも明瞭な崖を形成しており、崖の東側の海底は西側より深い。4本のうち最も西側の海溝海側斜面を走る断裂帯は今回新たに発見されたものである。

鹿島断裂帯の北東側の大洋底には中生代の海底拡大の痕跡であるマイナーリッジ・トラフ群からなる海底及び基盤の起伏が残されている。この起伏のトレンドは地磁気異常リニエーションの向きと一致している。しかし、海山列と小笠原海台に挟まれる海域及びマーカス・ウェイク海山列に向かってその南西側に続く海域（海山域）ではこの海底地形の起伏が消えている。また、断裂帯の急崖も調査海域北部では明瞭であるのに、海山域では消滅している。一方、マルチビーム測深機による精密地形調査で識別が可能となった直径3 km以内のきれいな円錐型をした小海丘が海山域に集中して分布している。

このように海山域とその外側の大洋底の地形・地質構造には顕著な違いがある。これは小笠原海台や周辺の海山列を形成した火成活動が、マイナーリッジ・トラフ群による基盤と海底の起伏を消去し、かつ断裂帯に伴う海洋プレートの冷却・沈降過程の時間差により生じた海底の水深の段差を解消するような海底の熱的・構造的変動が生じたことを示唆している。この過程をまとめると Fig.14 のようになる。火成活動の原因は不明であるが、これは白亜紀に生じたと報告されている大規模なプルーム活動（Larson, 1991 など）を支持する新しい証拠となる可能性がある。いずれにせよ上記のような過程は憶測の域を出ておらず、今後、この海域の深海掘削や海山の岩石採取、屈折法による地下構造探査等を実施して、総合的に検討する必要がある。

また、海底拡大後に発生した海山列形成をもたらした火成活動に伴い、海底拡大時にできた海底及び基盤の起伏が消えたのに対し、地磁気異常の縞模様は残されている点が極めて興味深い。この問題についても、定量的な議論により、プルームによる地殻熱流量の増加や火成活動に伴う磁気基盤への熱伝導の見積もり等がある程度可能になると期待される。

## 謝 辞

大陸棚調査の現地作業に尽力された測量船「拓洋」の船長以下乗組員の皆様に感謝いたします。大陸棚研究委員会において、貴重なご意見、ご助言をいた

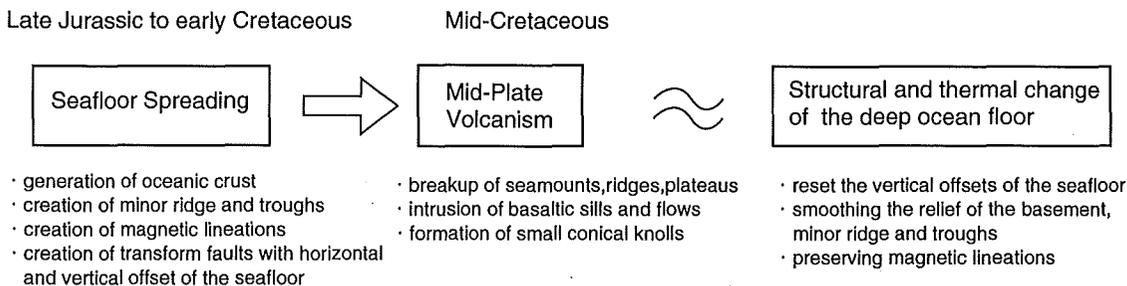


Fig.14 Evolution of the geomorphology and structure of the surveyed area bounded by the seamount chain to the north and Ogasawara Plateau to the south and adjoining southern seafloor in the westernmost part of the Northwest Pacific Basin

だいた委員長の奈須紀幸博士をはじめ、委員の石和田靖章博士、友田好文博士、小林和男博士、佐藤任弘博士に感謝いたします。

また、岩淵義郎博士には原稿を読んでいただき、種々の有益なご教示を頂きました。記して謝意を表します。なお、図の作成には、GMT system ver2.1 (Wessel and Smith, 1991)を使用した。

大陸棚調査室員：桂忠彦，大森哲雄，春日茂，加藤（平成6年度）幸弘，島瀬勇二，鬼丸尚，瀬田英憲，霜鳥史郎，星野二郎，井上渉，飯塚正城

#### 参 考 文 献

- Abrams L. J., R.L. Larson, T. H. Shipley and Y. Lancelot : The Seismic Stratigraphy and sedimentary History of the East Mariana and Pigafetta Basins of the Western Pacific, Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 129, 551-569 (1992)
- 浅田昭・加藤茂・春日茂：富山トラフの変動地形・地殻構造調査，水路部研究報告，25，93-122 (1989)
- Ewing J., M. Ewing, T. Aitken and W. J. Ludwig : North Pacific Sediment Layers Measured by seismic Profiling. In Drake, C. L., and Hart, P. J. (Eds.), The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Am. Geophys. Union Monogr., 12, 147-173 (1968)
- 藤岡換太郎・竹内章・堀内一穂・岡野肇・村山雅史・堀井善弘：日本海溝の陸側・海側斜面の地形とテクトニクス，第9回しんかいシンポジウム報告書，1-26，(1993)
- 岩淵義郎：日本列島周辺海域の海山の分布と海山列，月刊海洋科学，14号，2，70-75 (1982)
- 浜崎広海：第20回海洋地名打合わせ会による海底地形名の決定，海洋調査技術，第6巻，2，66-72，(1994)
- Hayes, D.E. : Global studies of ocean crustal depth-age relationships, EOS Trans. AGU, 64, 760 (1983)
- 海上保安庁：日本近海地磁気異常図第2 (No. 6302<sup>M</sup>)；日本近海重力異常図第2 (No. 6302<sup>G</sup>) (1994)
- 春日茂・加藤幸弘・沖野郷子・西澤あずさ：日本南方海域の島弧・海溝系の特徴とダイナミクス，月刊地球号外，9，91-97 (1994a)
- 春日茂・林田政和・大陸棚調査室員：日本近海地磁気・重力異常図の刊行と日本南方海域の地磁気異常分布，水路部研究報告，30，329-343 (1994b)
- 小林和男：太平洋北西縁に散在する海丘群，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，192 (1993)
- 小林和男：上田海嶺—その不思議な地形とテクトニクス，月刊地球号外，3，90-95 (1991)
- Larson R. L. : Latest pulse of earth : evidence for mid-Cretaceous super-plume, geology, 19, 547-550 (1991)
- Larson R. L. and Schlanger S. O. : Geological Evolution of the Nauru Basin, and Regional Implications. In Larson, R. L. and Schlanger, S. O. et al., Init. Repts DSDP, 61 : Washington (U. S. Govt. Printing Office), 841-862 (1981)
- Larson R. L., M. B. Steiner, E. Erba and Y. Lancelot : Paleolatitudes and Tectonic Reconstructions of the Oldest Portion of the Pacific Plate : A Comparative Study, Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific results, 129, 615-631 (1992)
- 長岡信治・内田摩利夫・春日茂・金子康江・加藤幸弘・河合晃司・瀬田英憲：小笠原海台のテクトニクス，水路部研究報告，25，73-91，(1989)
- Nakanishi M., K. Tamaki and K. Kobayashi : Mesozoic Magnetic Anomaly Lineations and Seafloor Spreading History of the Northwestern Pacific, J. G. R. 94, 15,

- 437-15, 462 (1989)
- Nakanishi M., K. Tamaki and K. Kobayashi :  
Magnetic Anomaly Lineations from late  
Jurassic to Early Cretaceous in the West-  
central Pacific Ocean, *Jeophys. J. Int.*  
109, 701-719 (1992)
- Nakanishi M. : Topographic Expression of Five  
Fracture Zones in the Northwestern  
Pacific Ocean *Geophysical Monograph 77*,  
121-136, (1993)
- Okamura Y., F. Murakami, K. Kishimoto and E.  
Saito : Seismic Profiling Survey of the  
Ogasawara Plateau and the Michelson  
Ridge, Western Pacific : Evolution of  
Cretaceous Guyots and Deformation of s  
Subducting Oceanic Plateau, *Bull. Geol.*  
*Survey of Japan*, 43, 237-256 (1992)
- 沖野郷子・徳山英一・加藤幸弘 : 小笠原海台周辺域  
のテクトニクス—「しんかい6500」第145, 146  
潜航の結果—, *JAMSTEC 深海研究*, 10,  
111-122 (1994)
- 鬼丸尚・春日茂・鶴沢良文・霜鳥史郎・山崎誠一・  
加藤幸弘・山内明彦・西沢あずさ・寺井賢一・  
平尾昌義 : 「小笠原海台東端部北方」の大陸  
棚調査速報, *水路部技報*12, 101-107, (1994)
- 瀬田英憲・長岡信治・加藤茂 : ナローマルチビーム  
測深機による伊豆・小笠原海溝の海底地形,  
*水路部研究報告*, 27, 173-180 (1991)
- Smoot, N. C. : Multi-beam Surveys of the Mi-  
chelson Ridge Guyots : Subduction or Ob-  
duction ?, *Tectonophysics*, 99, 363-380  
(1983a)
- Smoot, N. C. : Ogasawara Plateau : Multi-beam  
Sonar Bathymetry and Possible Tectonic  
Implications, *Jour. Geol.*, 91, 591-598 (1983  
b)
- Watts A. B., Bordine J. H. and Ribe N. M. :  
Observations of Flexure and Geological  
Evolution of the Pacific Ocean Basin,  
*Nature*, 283, 532-537 (1980)
- Wessel, P. and W.H.F. Smith : Free software  
helps map and display data, *EOS*, 441,  
445-446 (1991)