

小笠原海台のテクトニクス†

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*

TECTONICS OF THE OGASAWARA PLATEAU IN THE WESTERN PACIFIC OCEAN†

Shinji Nagaoka*, Mario Uchida**, Shigeru Kasuga*
Yasue Kaneko*, Yukihiko Kato*, Koji Kawai*** and Hidenori Seta*

Abstract

The Ogasawara Plateau in an about 220×160 km semicircle shaped high, situates at the junction of the N-S trending Izu-Ogasawara - Mariana trenches and the E-W trending Michelson Ridge. The vessel "Takuyo" of the Maritime Safety Agency surveyed the plateau in December 1987 and January 1988 with her narrow multi-beam echo sounder, single-and multichannel seismic reflection profiler, magnetometer and gravity meter. The survey revealed the details of geomorphology and geology of the plateau and the adjacent area.

The geomorphological features are clearly indicating that the plateau is composed of four seamount blocks and three grabens. The seamount blocks are composed of volcanoes with thick reef limestone on the top. The features further suggest that several individual seamounts, arranged in E-W direction in line with the Michelson Ridge, drifted westward by the plate motion, came close to the trench and reduced the drift speed, backed up each other,.

A large number of NW-SE to NNW-SSE trending typical reverse faults were identified in the most part of the plateau. The faults, which cut the surface and underlying layers in the plateau, are showing recent compression. On the other hand, typical normal faults, associated with tension in the surface of the subducting Pacific Plate, are recognized in the ocean-ward slope of the trench around the plateau.

The dredged samples from the seamounts in the land-ward trench slope west of the plateau indicate that the seamounts are composed of forarc ophiolite and boninite formed by Tertiary volcanism, probably associated with subduction of the large seamounts beneath Philippine Sea Plate. These facts do not support the idea of Pacific Plate obduction, but suggest the recent slower speed subduction of the Ogasawara Plateau compared with that of the adjacent Pacific Plate. The partial speed-down of the movement of the plate surface caused congestion of seamounts near the trench, which formed the Ogasawara Plateau.

† Received 30th January 1989

* 大陸棚調査室 : Continental Shelf Surveys Office

** 第九管区海上保安本部水路部 : Hydro. Dept. 9th R. M. S. Hqs.

*** 航法測地課 : Geodesy and Geophysics Division

1. はじめに

小笠原海台は父島の南東方約200km, 北緯25度10分~26度40分, 東経143度10分~144度30分の太平洋の海底に位置する。海台は, Michelson海嶺 (Smoot, 1983a) の西端部にあたり, 南北に延びる伊豆・小笠原海溝およびマリアナ海溝と東西方向に延びる同海山列との接点になっている。(第1図)。小笠原海台付近では, 海溝底が水深3200mと急激に浅くなり, 地形的に認められなくなる。また, 島弧側では, 周辺に比べ深発地震の発生が少なく, 和達・ベニオフ帯ははっきりしないという (Vogt et al., 1976; Smoot, 1983a; 松本・友田, 1983)。

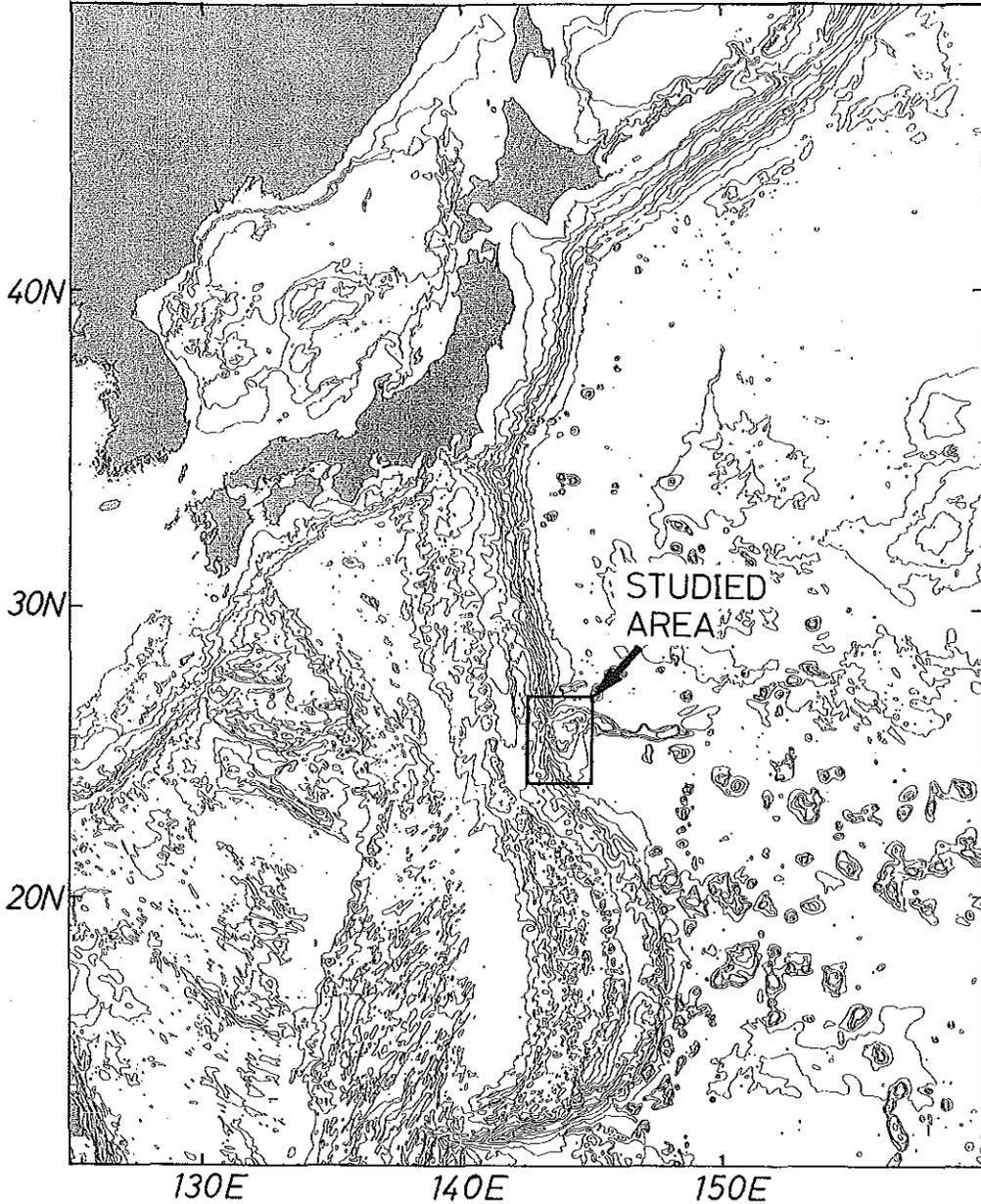


Figure 1. Bathymetric map around studied area.
Contour interval: -1000m.

これには、太平洋プレート上の小笠原海台とフィリピン海プレートの伊豆・小笠原弧との衝突が深く関係しているらしい(松本・友田, 1983; Nur and Ben-Avraham, 1983; Tomoda & Fujimoto, 1983; 本座, 1985)。Smoot(1983a, 1983b)は、太平洋プレートに載って東から移動してきた海山群の幾つかが、海溝で潜り込むことができずに集積し海台を形成したと考え、その一部は海溝陸側斜面に乗り上げているとした。また、Smootが陸側斜面に乗り上げて付加したと推定した海山から、オフィオライトが得られており、石井(1985)はこの海山を小笠原海台の衝突に関係して形成されたフォア・アーク・オフィオライトからなるものと考えている。

これに対し、徳山ほか(1986)や岡村・岸本(1987)、岡村(1987)は音波探査から小笠原海台に発達する多数の正断層を認めた上、海台は小笠原弧に衝突したり付加することなく、サブダクションしていると考えている。このように、小笠原海台のテクトニクスについては、太平洋プレートの沈み込みと関連して興味深い研究成果が上っているが、いずれも断片的な調査データをもとに考察されている。

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とその周辺についてこれまでにない詳細な地形・地質・地磁気・重力に関する調査を行ない、幾つかの新しい知見を得た。筆者らはそれらのうち精密な海底地形データおよび音波探査記録を検討し、小笠原海台のテクトニクスおよび海台の成因について考察を行ったので、ここに報告する。なお、地磁気・重力の資料を加えた総括的な結果と考察については別途論ずる予定である。

2. 調査の概要

調査区域は $24^{\circ}00'N \sim 27^{\circ}00'N$, $142^{\circ}30'E \sim 145^{\circ}00'E$ の範囲の方形区域である(第1図)。調査期間は、昭和62年12月3日～12月21日および昭和63年1月11日～1月29日で、調査船は海上保安庁所属の測量船「拓洋」(2600トン)である。測深には、ナローマルチビーム測深機(シービーム)を使用した。地質構造の音波探査は、3.5KHz表層装置およびエアガンを音源とする深海用音波探査装置(シングルチャンネルおよび18チャンネル)によった。岩石等の採取には、チェーンバッグ型ドレッチを用いた。また、深海カメラによる海底写真撮影も行なった。

第2図に航跡を示した。測線間隔は5海里である。25°N線上では18チャンネル音波探査を、その他の測線ではシングルチャンネル音波探査を実施した。

3. 小笠原海台およびその周辺の地形

調査地域の地形については、1)小笠原海台、2)大洋底、3)周縁隆起帯、4)伊豆・小笠原海溝およびマリアナ海溝、5)小笠原海嶺に分けて記載する(第3、4図)。

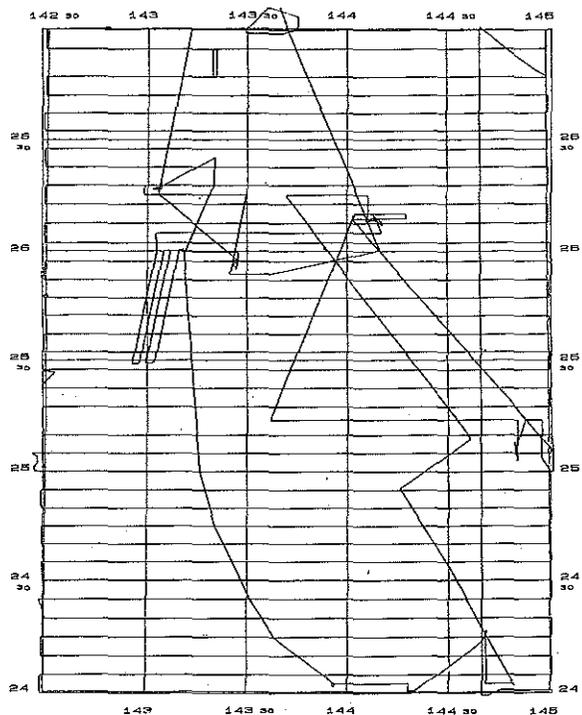


Figure 2. Track lines of the survey vessel "Takuyo".

(1) 小笠原海台

小笠原海台全体は、南東縁を弦とし北西側を弧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。

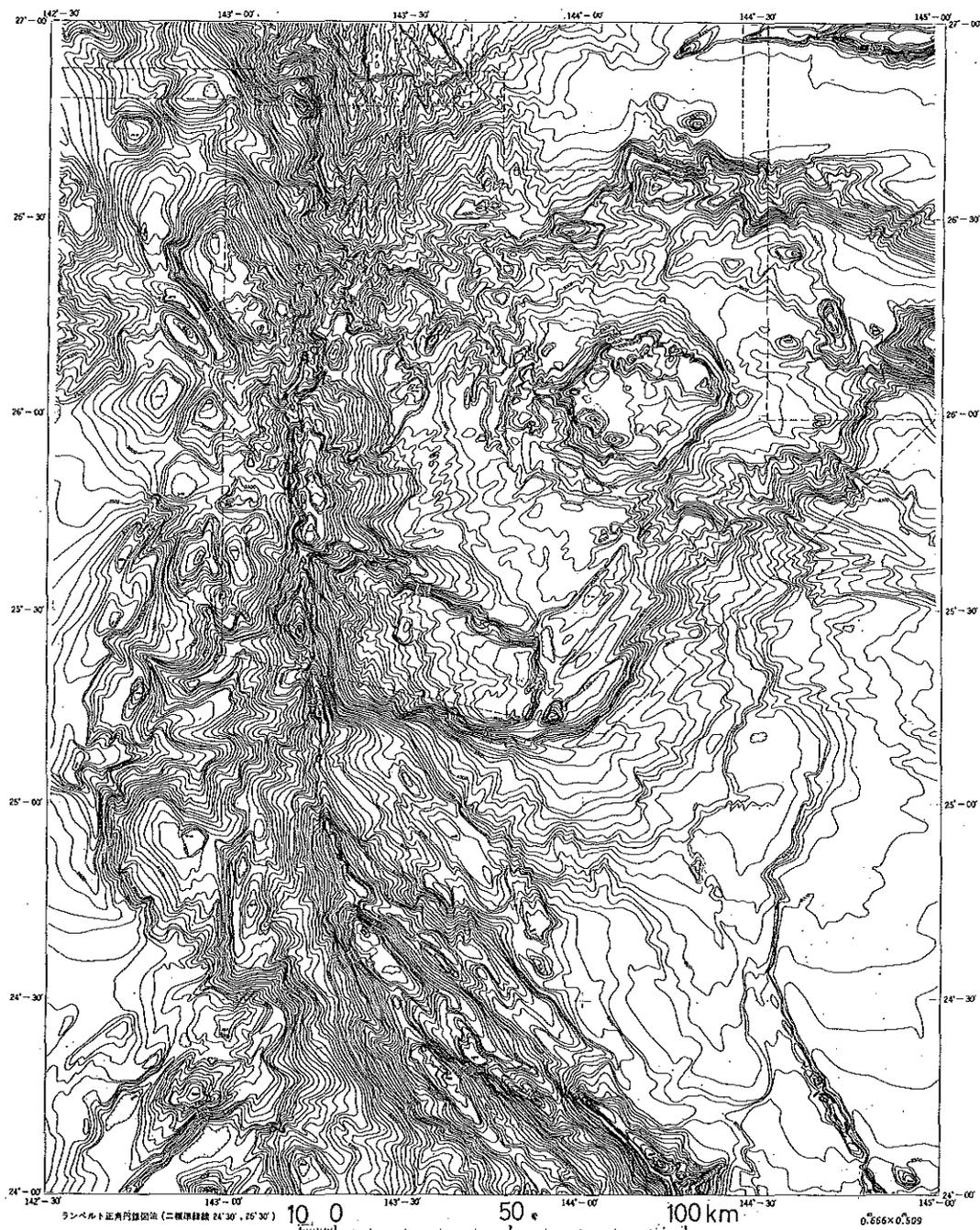


Figure 3. Bathymetric map of the Ogasawara Plateau and its environs.
Contour interval: 100m

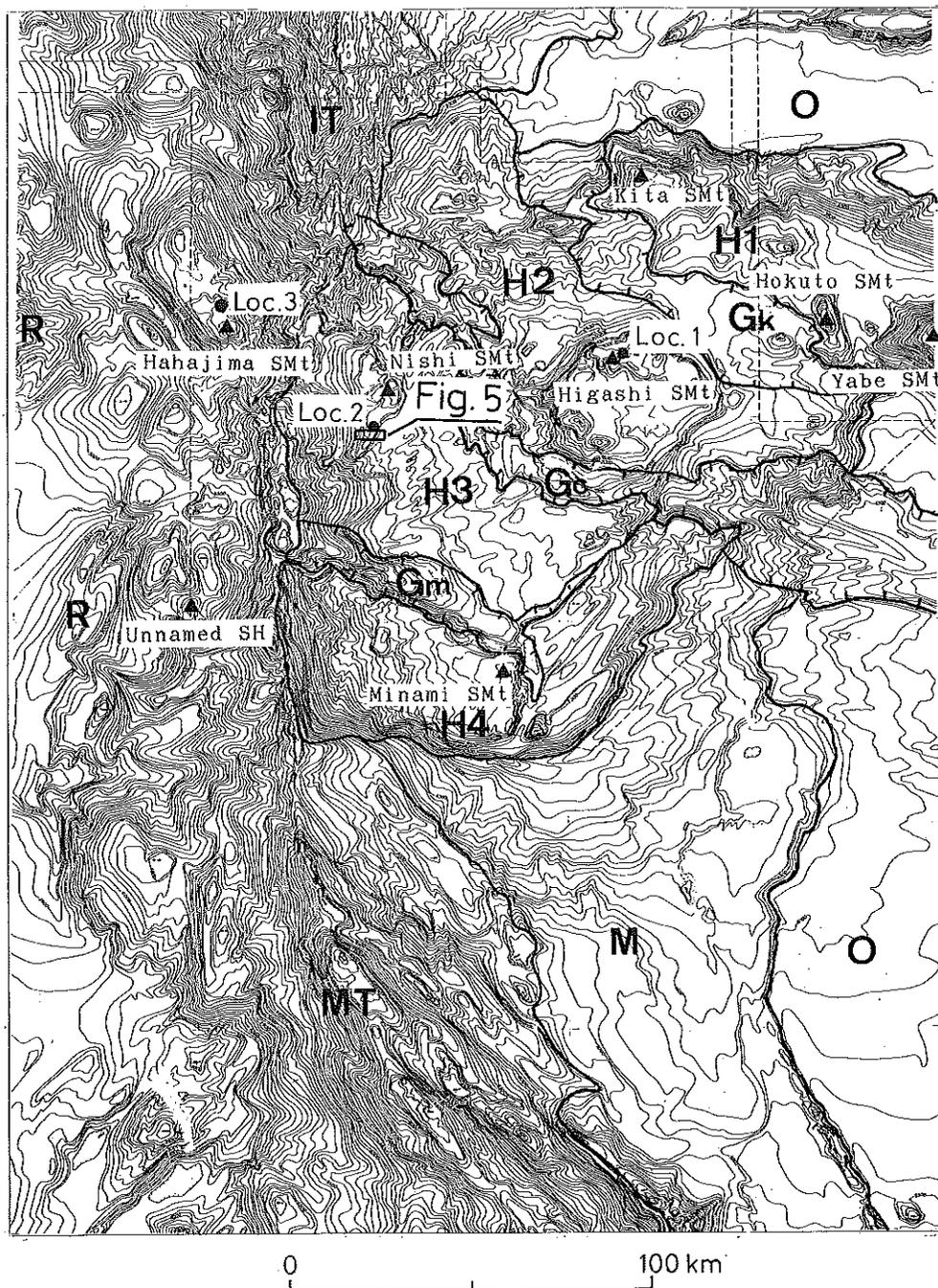


Figure 4. Landform classification of the Ogasawara Plateau and its environs.

H1~H4 · Gk~Gm : the Ogasawara plateau, (H1 : Northeastern Block, H2 : Northwestern Block, H3 : Central Block, H4 : Southwestern Block, Gk : North Graben, Gc : Central Graben, Gm : South Graben) ; O : Ocean-floor ; M : Marginal swell ; IT : Izu-Ogasawara Trench ; MT : Mariana Trench ; R : Ogasawara Ridge ; closed triangle: seamount and knoll ; closed circle: dredge and bathymetric camera point

海台の規模は南東縁の直径が約220km、それと直交する北西—南東方向のさしわたしが160kmと、単一の海台としては巨大である。東に連続する矢部海山などからなるMichelson海嶺は、海台の北東端に接続する。このため、第1, 3図に見られるように、小笠原海台とその東方へ連続する海嶺の平面形は南へねじ曲げられたスプーン先の様な形態をしている。台地面の水深は4000—2000m、大洋底からの比高は2000—1000mに達する。面は、南部で西に、北部で北西に緩く傾いている。面上を、西北西—北西走向の三つの地溝帯（第4図のGk, Gc, Gm）が横切っている。

海台上には、比高が500—2000mの大型の海山が5つ散在している。これらは、北から北海山（仮称）、北東海山（新称）、東海山、西海山、南海山（すべて仮称）と呼ばれている（第4図）。

北海山は、ピラミッド型で、その山頂の水深は2700m、海台からの比高は900mである。北東海山は、北へ弧を描く三日月型を呈している。この尾根状の海山は、東西55km、南北25kmである。海台からの比高は、800mであり、南東端に水深3700mの頂上がある。東海山は、東西50km、南北40kmの楕円形メサ状の海山である。水深1100mの平坦な山頂には北西—南東方向の浅い地溝が形成されている。この山頂の北と南の端に、さらに4つの比高300—500mの小海山が突出している。このうちの北の最も高いピークは水深520mで、小笠原海台の最浅部である。西海山は海台の西端にあって、その山頂の水深は2070mである。山体は西へ開いた四面体をなす。西側は直接海溝消滅部に落ち込む平滑な斜面、北東側と南東側は”逆くの字”をした急崖（断層崖）である。その輪郭は、プレート境界を越えてフィリピン海プレートの陸側斜面にある母島海山（新称）のそれに連続的である。また、ナローマルチビーム測深機により、山頂の南南西の水深2400mの尾根上に、直径1000—500m、深さ50—70mの円形の凹地が南北に数個配列しているのが認められた（第5図）。これは、西海山の火山活動に伴う火口かもしれない。南海山は、海台の南端に位置する海山である。その形状は、東西70km、南北30kmと東西に細長い箱型の台地状である。海台からの比高は800m以上であり、東端に水深1700mの平らな最高点がある。台地面は西、または西南西に向って緩く傾く。海台上には、このほか比高500m以下の小型の海山もいくつか認められる。

(2) 大洋底

大洋底（第4図のO）は、小笠原海台東方および北方に広がる。東方の大洋底は水深5000—5500mで、きわめて平坦な地形である。その北部には、断層による北西—南東方向の溝状の谷が数本穿たれている。海台北

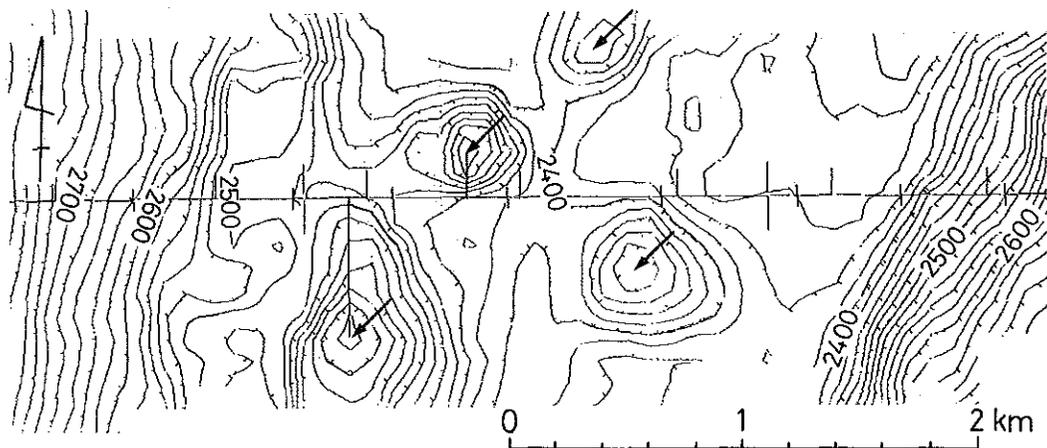


Figure 5. Bathymetric map (depth in meter) of crater-like depressions on Nishi Seamount. Positions in Figure 4.

方の大洋底は、水深5800mで、その上には東西方向に伸張した海山がいくつか分布している。

(3) 周縁隆起帯

周縁隆起帯（第4図のM）は、小笠原海台の南側、マリアナ海溝の東に沿って発達する。その形態は、大洋底からの比高が200—500mの盾状を呈する。その中軸部の隆起量および隆起帯の幅は小笠原海台に近づくほど大きくなり、ちょうど海台を南からつかみ込んだ巨大な腕のように見える。海台の南東の麓では、周縁隆起帯が海台を避けるように北東方向に屈曲すると同時に、北東—南西方向の断層による階段状の地形が見られる（第7図のB-B'断面）。

(4) 伊豆・小笠原海溝およびマリアナ海溝

伊豆・小笠原海溝（第4図のIT）は、調査地域の北端で水深8700mを越える。しかし、南へ小笠原海台に近づくにつれ、V字状にその幅を狭め、かつ海溝軸の水深も急激に小さくなる。小笠原海台に接する部分では、海溝軸が折れ曲りながら、島弧（小笠原海嶺）側へ張り出す。特に、小笠原海台の北西部の西海山と陸側斜面の母島海山（新称）に挟まれた部分は、水深3200mと極めて浅くかつ幅も狭く、伊豆・小笠原海溝とマリアナ海溝を分かつ鞍部状の高まりとなっている。

海台と海溝軸を挟んで西の陸側斜面中腹には、母島海山をはじめ南北に大小4～5つの海山が形成され、西へ張り出した小笠原海台とともに一層海溝の幅を狭めているように見える。これらの中で、母島海山は他の海山とは形態の異なる大型台地状の特徴ある海山で、その南東斜面の麓は海溝最浅部となっている。山頂部の水深は988m、陸側斜面からの比高は、2000mに達する。その輪郭は北西—南東方向に伸長する平行四辺形をしていて、海溝最浅部を越えそのまま小笠原海台の西海山の輪郭と連続的である。

母島海山の南から、海溝は深まり、ふたたび海溝として地形的特徴がはっきりしてくる。ここがいわゆるマリアナ海溝（第4図のMT）の北の始まりである。調査地域のマリアナ海溝の軸は南北から南南東—北北西に方向を転じながら、小笠原海台の南方から東へ弧状に張り出す。これに伴い海溝軸は“杉の字”型に雁行し、相対的に太平洋プレートがフィリピン海プレートに対して左横ずれ変位をしていることを示している。調査地域におけるマリアナ海溝の最深部は、南部の8920mである。この海溝の大洋側斜面には、太平洋プレートの沈み込みに伴う正断層による階段状または地塁・地塊構造が発達する（第7図、C-C'断面）。

(5) 小笠原海嶺

調査地域の本海嶺は、小笠原海嶺の南部にあたり、海溝陸側斜面の上の南北方向に配列した比高500m程度の海丘群からなる。その山頂部の水深は1500m～2500mである。

4. 地 質

ここでは、1)大洋底・周縁隆起帯、2)小笠原海台、3)海溝、4)小笠原海嶺に分けて地質を記載する（第6、7図、第1表参照）。

(1) 大洋底・周縁隆起帯

これらの地域には、音響的特徴の異なる3つの地層が分布している。これらを、上位より、西太平洋海盆第I層（“Nb I”と略述）、西太平洋海盆第II層（Nb II）、西太平洋海盆第III層（Nb III）と呼ぶことにする。

Nb Iは、表層を構成する音響的に透明な地層である。大洋底に広く分布する。層厚は、0.05～0.15秒（往復走時、以下同じ）である。

Nb IIは、音響的に不透明で、無層理の地層からなる。周縁隆起帯の稜線や小笠原海台東方の起伏の激しい大洋底では、直接海底に露出している。層厚は、0.1～0.3秒である。

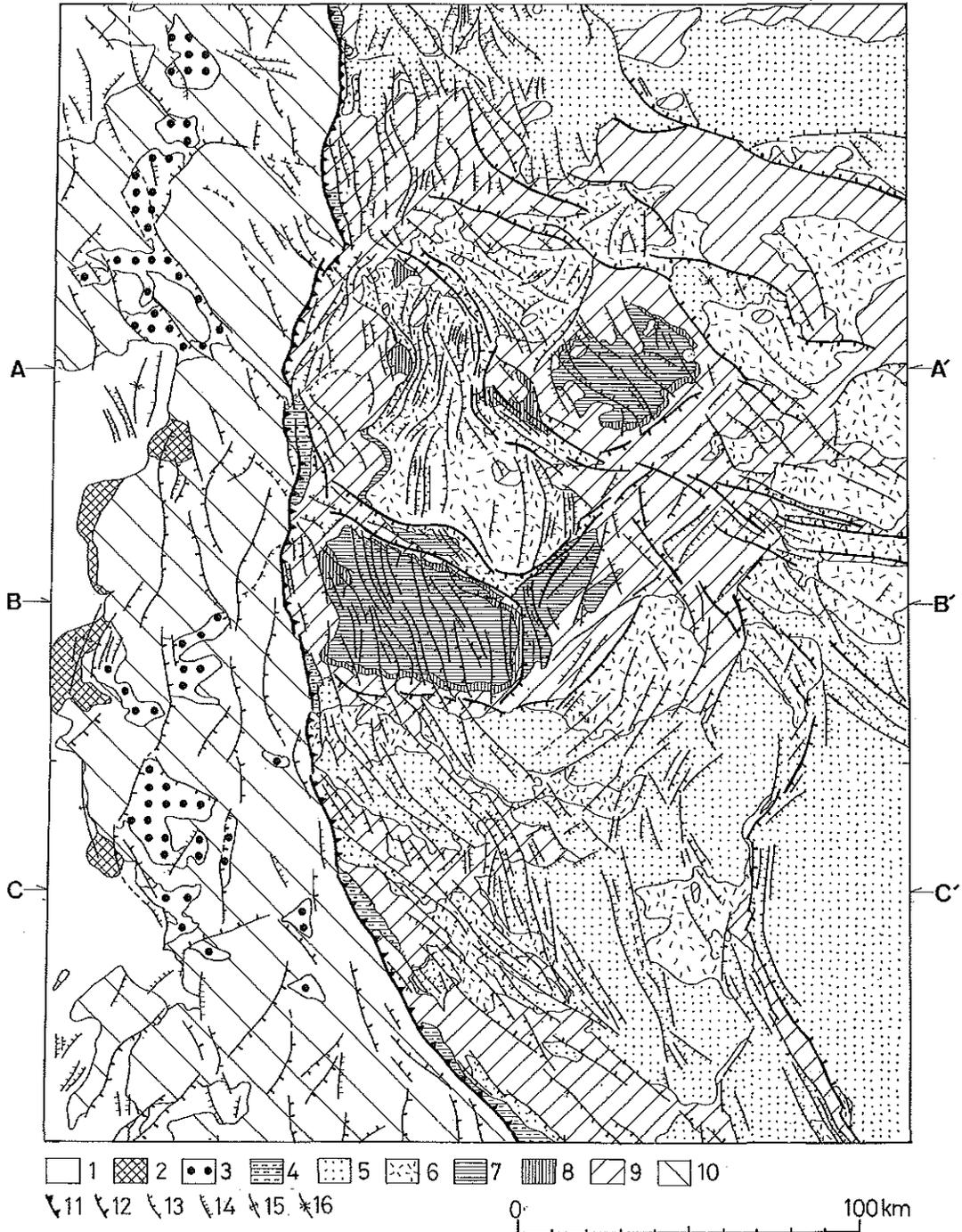


Figure 6. Geological map of the Ogasawara Plateau and its environs.

1 : Or I ; 2 : Or II ; 3 : I t-Mt II ; 4 : I t-Mt I ; 5 : Nb- I ; 6 : Nb-II ; 7 : Op- I ; 8 : Op-II ; 9 : Nb-III ; 10 : Or-III ; 11 : Trench axis ; 12 : Large fault (boundary of large blocks and grabens) ; 13 : Fault (heights >200m) ; 14 : Fault(heights <200m) ; 15 : Anticline 16 : Syncline.

Table 1. Stratigraphy in studied area.

PLATE	PHILIPPINE SEA		PACIFIC		
LANDFORM	OGASAWARA	MARIANA-IZU-	OGASAWARA	MARGINAL SWELL,	
EPOCH	RIDGE	OGASAWARA	PLATEAU	OCEAN-FLOOR	
QUATERNARY	Or I	It-Mt	It-Mt	Nb I	
TERTIARY	Or II	II	I		
CRETACEOUS	Or III	?	?	Op I	Nb II
				Op II	
JURASSIC				Nb III	

NbIIIは、海溝軸より東の地域（太平洋プレート）における音響的基盤である。

北西太平洋で行なわれた深海掘削Leg 20の結果および考察（岡田・小林，1974）に基づく、Nb Iは第三紀～第四紀遠洋性堆積物（粘土）および火山碎屑物（火山灰）、Nb IIは白亜紀のチョーク・チャート、Nb IIIはジュラ紀～白亜紀の玄武質溶岩・ハイアロクラスタイトに対比されよう。

(2) 小笠原海台

当地域には、上位より小笠原海台第I層（Op I）、小笠原海台第II層（Op II）、Op I・Op IIとほぼ同時代のNb II、これらの音響的基盤であるNb IIIが分布する（第6、7図 第1表）。本来、小笠原海台の“Nb III”は太平洋などの音響的基盤であるNb IIIよりは新しく、Op IIIとしてNb IIIとは区別されるべきであろう。しかし、実際の音波探査記録上では両者を識別できないので、本稿では合わせてNb IIIとした。

Op Iは、海台中央部および東海山・南海山の山頂部に分布する。層厚は、0.2～0.4秒である。堆積物には成層した反射面が発達している。海山頂部に水平に堆積していること、東海山のドレッヂ（第4図のLoc. 1）から石灰岩ないし石灰質砂岩が得られたことなどから、Op Iは礫性石灰岩や礁湖堆積物と推定される。東海山の頂部は、縁辺が地形的に環状に高まっているので、東海山のOp Iは環礁を形成していたものとみられる。一方、南海山のほうは礁池のはっきりしない卓礁と推定される。

Op IIは、東海山、南海山、西海山および東海山の間の低地に分布する。層厚は、最大で1.0秒である。Op IIは、Op Iと同様な音響的特徴を持つので、やはりサンゴ礁起源の石灰岩と考えられる。

小笠原海台のすぐ東にある矢部海山の頂部は、*Nerinia pauxilla* sp., *Kuglerha* sp.などの軟体動物化石、*Coskinolinoides* sp.などの底棲有孔虫化石を含む中期白亜紀の礫性（環礁）石灰岩からできていること（柴，1979）から、本海台のOp I・Op IIもほぼこれと同時代の中期白亜紀に形成されたとみられる。

Nb IIは海山を取巻く海台の台座の表層に広く分布する。南海山や西海山に近づくにつれ厚く堆積している（0.3～0.4秒）、成層した反射面も認められるようになる。おそらく海山からの碎屑物（エプロン斜面堆積物）がチョークやチャートの互層しているであろう。

音響的基盤であるNb IIIについては、今回のドレッヂの結果や湯浅（1987）によれば、その表層部は大部分玄武岩（カンラン石玄武岩または単斜輝石・カンラン石玄武岩）質溶岩・枕状溶岩・ハイアロクラスタイトからなるらしい。また、西海山南斜面（第4図のLoc. 2）において行われた深海カメラの映像により、マン

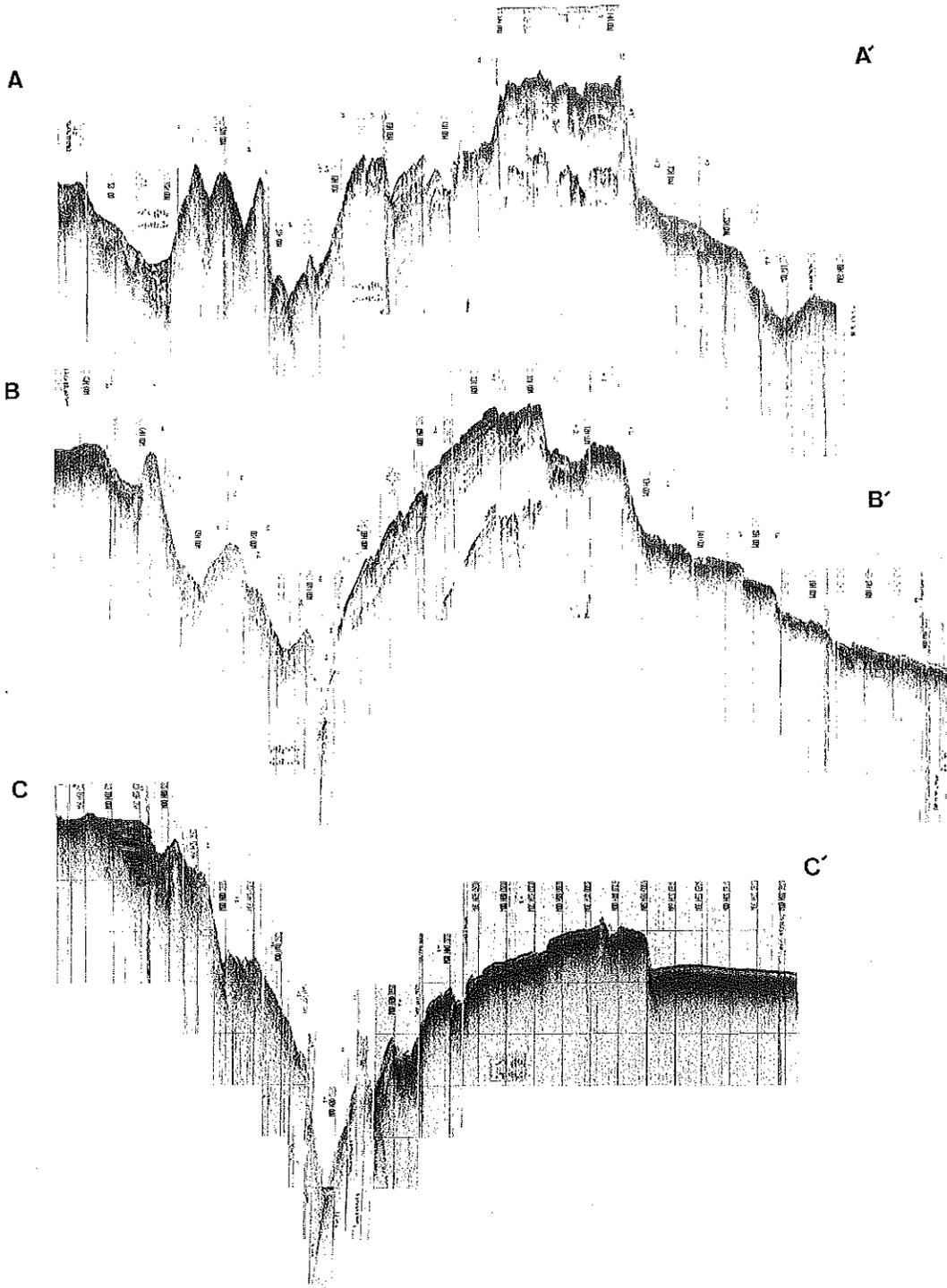
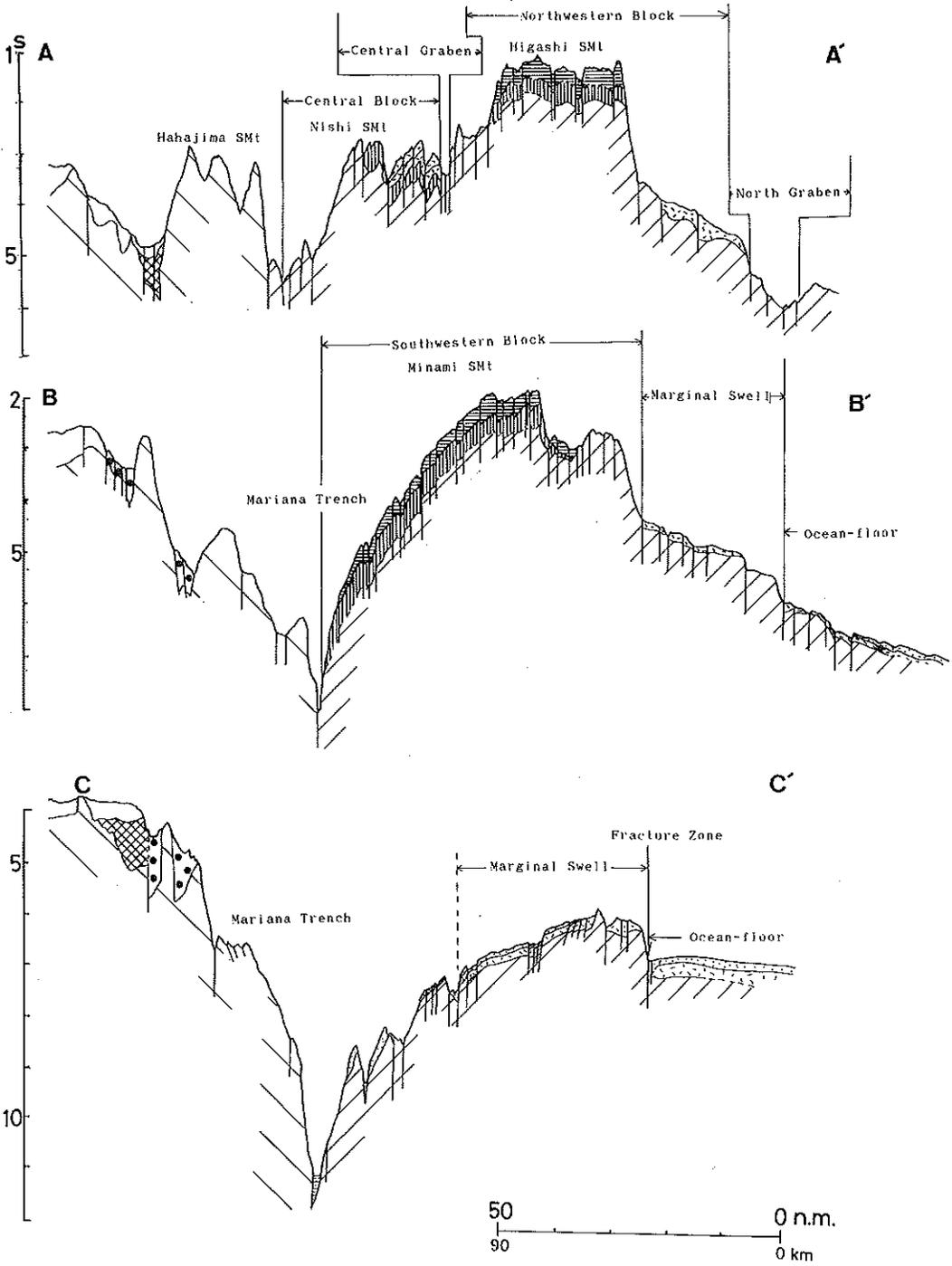


Figure 7. Seismic profiles(single channel:left)and their geological crossections(right). Positions in Fig. 6, Symbols as Fig. 6.



ガン殻に覆われた玄武岩と思われる溶岩が観察された。この溶岩の表面には、剪断によるとみられる直線的な割れ目が多数斜交しながら発達していた。

(3) 海溝

伊豆・小笠原海溝やマリアナ海溝の大洋側斜面は、Nb IIIを音響的基盤として、Nb I・Nb IIが分布している(第6, 7図, 第1表)。

海溝底の堆積物(Trench Fill, 伊豆・小笠原—マリアナ海溝第1層: It-Mt I)は、厚さ0.25秒以下のやや不透明な無層理の地層である。これは、海溝斜面からの混濁流による第三紀~第四紀の堆積物や太平洋プレート沈み込みによる付加体であろう。

海溝陸側斜面中腹にある平坦地や凹地は、層厚0.8秒以下の音響的にやや不透明、または弱く成層した乱反射面を持つ堆積物(伊豆・小笠原—マリアナ海溝第II層: It-Mt II)によって埋められている。It-Mt IIは小笠原海嶺から発生した混濁流の堆積物で、その時代は第三紀から第四紀であろうか。

また、陸側斜面の母島海山からは、蛇紋岩、はんれい岩、玄武岩などのオフィオライト構成物や鮮新世~更新世の堆積岩が得られている(石井, 1985)。今回の同海山山頂のドレッヂ(第4図のLoc. 3)ではオフィオライト的岩石の角礫のほかに幾つかの凝灰質泥岩、ボニナイト質凝灰角レキ岩(その化学成分については第2表)の礫が得られた。凝灰質泥岩の礫は円磨されていて、海山山頂がかつて海面付近にあったことを示している。凝灰角礫岩中のボニナイトの鏡下の特徴は、石基、斑晶ともにかんらん石・輝石のみで斜長石などは見られないことである。石基はガラスが多く、バリオリティックな構造を示す。全体に非常に多孔質であることなどから、この凝灰角礫岩は浅海底に噴出した急冷自破溶岩と考えられる。ふくまれる二つのボニナイト礫のK-Ar年代測定を行なったところ、それぞれ $34.72 \pm 1.17\text{Ma}$ 、 $14.74 \pm 0.56\text{Ma}$ であった。この年代値のひらきの原因についてはよくわからない。漸新世と中新世の二度にわたる火山活動があったのであろうか。小笠原諸島のボニナイトの時代(氏家, 1985)とほぼ同じとすると、 $34.72 \pm 1.17\text{Ma}$ のほうが妥当な値なのかもしれない。母島海山のオフィオライトは、大洋中央海嶺で形成された海洋性リソスフェアが小笠原弧にオブダクションしたものではなく、陸側リソスフェア内のフォアアークで生じた火成活動にともなう“フォアアーク・オフィオライト”と考えられている(石井, 1985)。今回得られたボニナイトのK-Ar年代値はこの火成活動のある時期を示しているであろう。また、母島海山南の未命名の海丘(第4図のUnnamed SH)からもオフィオライトの組成を示す岩石が採取されている(湯浅, 1987)。

Table 2. Chemical components for three samples of Boninite from Hahajima Seamount (Loc. 3 in Fig. 4)

(wt %)	1	2	3
SiO ₂	54.99	51.99	56.39
TiO ₂	0.20	0.26	0.18
Al ₂ O ₃	11.45	13.44	12.00
Fe ₂ O ₃	2.30	2.73	5.23
FeO	5.99	5.13	1.88
MnO	0.16	0.14	0.09
MgO	11.17	8.33	8.14
CaO	7.57	7.67	4.74
Na ₂ O	1.42	1.57	3.57
K ₂ O	0.43	0.97	0.27
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02
H ₂ O+	2.86	3.84	1.94
H ₂ O-	1.30	3.60	5.10
Total	99.86	99.69	99.55
FeO*/MgO	0.72	0.91	0.81

(4) 小笠原海嶺

この地域の地層は、音響的に3層

に分けられ、いずれも東の小笠原トラフの構成層と連続的である。そこで、上位より音響的に小笠原トラフ第I層 (Or I)、同第II層 (Or II)、同第III層 (Or III) と呼ぶことにする (第6, 7図, 第1表)。

Or Iは小笠原海嶺周辺の深海平坦面の最上部を構成している。層厚は0.4秒以上で、調査地域西方の火山列島へ増大するようである。その中には、成層した強い反射面が発達する。Or Iの上部は小笠原海嶺の西側斜面にオーバーラップし、下部はアバットしている。Or Iは火山列島からの火山碎屑物とタービダイト、遠洋性堆積物などの互層で、その時代は火山列島の火山活動期である新第三紀~第四紀であろう。

Or IIは層厚0.7秒以上で、上部に成層した反射面を、下部に強い乱反射帯を持つ。また、これらは小笠原海嶺にオーバーラップし、特に下部は小笠原海嶺の構成層であるOr IIIに指交しているようである。Or IIも火山碎屑物とタービダイト、半遠洋性堆積物の互層と推定される。しかし、音響的不透明部分が多く、乱反射帯も発達すること、さらに給源の小笠原弧に近いことなどを考慮すると、粗粒な火砕物の割合が高いのであろう。小笠原諸島の火成岩のK-Ar年代 (Kaneoka et al. 1970; Tunakawa, 1983; 綱川, 1985など) および堆積岩の微化石の時代 (氏家, 1985) からみて、Or IIは主に古第三紀に形成されたと考えられる。

Or IIIはこの地域の音響的基盤である。この地層は主に小笠原海嶺を構成しており、小笠原諸島に分布する第三紀初期のボニナイトや島弧ソレアイト系の火山岩 (白木ほか, 1985) などからなると推定される。海山を構成しているものの一部はOr IIと同時期であろう。

5. 断層と地質構造

小笠原海台およびその周辺には、極めて多くの断層が発達する (第6, 7図)。第6図に表現された断層は、シービーム等深線プロッター記録、シングルおよびマルチ・チャンネル音波探査記録に基づいている。これらの断層のうち、異なった測線に跨がる断層、特に測線の間でナローマルチビーム測深機がカバーしきれなかった部分の断層については、その形態・走向・落ちの規模によって連続性を推定した。

(1) 小笠原海台北側の海溝大洋側斜面と大洋底

この地域のうち海溝大洋側斜面に、断層が密集して分布する。これらは、Nb Iまでの地層を変位させ、horst and grabenを形成している。断層はNNW-SSE走向を持ち、NS方向の海溝軸とはやや斜交している。これらは伊豆・小笠原海溝における最近第四紀の太平洋プレートの沈み込みに伴う正断層群と考えられるが、かつての中央海嶺などの拡大軸に沿って形成された古い断層の再活動なのかもしれない。

(2) 小笠原海台

小笠原海台には非常に多数の断層が発達する。このうち落ちが大きくかつ連続性のよいNW-SE、またはWNW-ESE走向のいくつかの断層により、海台は細長い四つの地塊と三つの地溝に区分される。これらを、北東のものから、北東地塊 (H1)、北地溝帯 (Gk)、北西地塊 (H2)、中央地溝帯 (Gc)、中央地塊 (H3)、南地溝帯 (Gm)、南西地塊 (H4) と呼ぶことにする (第4図)。以下、この七つの地形区にしたがって記述する。

北東地塊 (H1) は、北海山・北東海山からなっている。北東地塊の東側の矢部海山との間には明瞭な断層が認められない。また、この地塊の中にも断層は少ない。

北地溝帯 (Gk) は、NW-SE走向、長さ140km、最大幅25kmで、他の地溝に比べ広い。地溝を画する断層は曲線的である。地溝帯内には、断層は少なく、南部にはNb Iを変位させるNW-SE走向の軸を持つ褶曲がある。また、地溝の北部には伊豆・小笠原海溝への沈み込みに伴い、Nb Iを変位させるNS走向の正断層が見られる。

北西地塊 (H2) は東海山を含む北西方向に細長い地塊である。地塊の北西縁ははっきりせず、そのまま伊豆・小笠原海溝に落ち込む海溝海側斜面に連続するようである。北半部には、中央地溝帯に平行するWNW-ESE走向の多数の断層とそれらと共役とみられるNNE-SSW~NE-SW走向の断層が発達している。これらは、少なくともNb II以下の地層を変位させている。東海山は西へ張り出し、中央地溝を圧縮、中央地塊に衝突している。また、東海山上には、NW-SE方向の断層があって、中央に浅い地溝を形作っている。

中央地溝 (Gc) は幅5 km以下、長さ85kmの細長い地溝である。地溝の両側の北西地塊および中央地塊にもこれに平行し地溝側の落ちを示す断層が密集している。地溝の走向は概ねNW-SEであるが、東海山の西では東海山による衝突・変形によりNS方向となる。地溝両側を画する断層は単一ではなく、複数の断層からなるらしい。とくに、南縁の断層は明瞭で東南東へ周縁隆起帯・大洋底まで"杉の字"型に雁行しながら延びていく。また、断層群は周縁隆起帯・大洋底でNb I以下の地層を変位させ、平行または雁行する断層にはさまれた地層が圧縮による変形を受けているのが認められる(第7図のA-A'断面)。さらに、この断層群により、小笠原海台東方の周縁隆起帯が30~40km北西へ左横ずれ変位している(第4・6図)。したがって、これらは左横ずれ成分を持つ逆断層で、第四紀においても活動的であると推定される。

中央地塊 (H3) は"くの字"型をしていて、その西部に西海山をのせる。西縁は海溝であるが、次の点で通常の見溝と異なる。1) 3章で述べたように西海山の西に接する部分の海溝底は極端に浅くなっている、2) 海溝大洋側斜面に正断層があまり発達せず、圧縮性の逆断層が見られることなどである。おそらく、西海山の付近でのサブダクションが容易に行われていないことを示唆するのであろう。さらに、西海山は、地塊北部に"逆くの字"のくさび状に食い込んでいるように見え、これに平行する東落ちの短い断層が多数中央地溝まで分布する。断層間の地層が圧縮による変形を受けていることからそれらは逆断層と推定される。これは、西海山およびその東側の部分が、西へ移動する東海山に挟まれ圧縮を受けていることを示している。中央地塊ではNbIIより新しい地層が欠如しているので、それらの断層群が最近においても活動的であるかは断定できない。しかし、中央地溝帯の分布と調和的であり、これを乱す新しい構造も見られないことから、第四紀においても本地塊の圧縮は続き、逆断層が活動している可能性は否定できない。

南地溝帯 (Gm) は、向い合う2本のWNW-ESE走向の断層によりなっていて、内部にもそれに平行する小断層を持つ。地溝は東へ幅を狭めつつ次第に浅くなり、北東と南へ分岐する。

南西地塊 (H4) は、南海山およびその東の低い海丘からなる。このブロックは北へ開いた"くの字"型をなし、その屈曲部には南地溝の南への分岐が入り組んでいる。地磁気の結果(末公表)から、この地溝より東の部分は、もともと東西方向に直線的であったもの(第9図の1)が、反時計回りに45°回転、"くの字"を形成したと推定される(第9図の2)。南海山の上には、マリアナ海溝の軸と平行するNWN-SSE走向の正断層が多数発達する。この断層群は、海山上ではOp I以下の白亜紀の地層を変位させていることしかわからない。しかし、これらは南へ南西地塊の南を限る断層を断ち切り海溝海側斜面までのびていき、そこでは最新のNb Iをも変化させ、地形的にも明瞭になる。したがって、これらの断層は第四紀においても活動的で、南海山がマリアナ海溝でのサブダクションしていることを示している。

(3) マリアナ海溝大洋側斜面・周縁隆起帯

マリアナ海溝での太平洋プレートの沈み込みに伴うNE-SE方向の正断層群が発達し、細長いhorst and grabenを多数形成している(第7図のC-C'断面)。これらの断層は地形的にも明らかで、Nb I以下の堆積物全てを切っていることが多い。

マリアナ海溝東部の周縁隆起帯にはNNW-SSEおよびNNE-SSW走向の断層が分布する。NNW-SSE走向

のものは小笠原海台より南に発達し、大部分が正断層と推定される。これはサブダクションする太平洋プレートの折れ曲りに伴って形成されたものと考えられる。NNE-SSW走向のものは小笠原海台の東に顕著である。平行する断層間の地層が圧縮により著しく褶曲していること（第7図のB-B'断面）から、これらは逆断層と考えられる。また、大洋底と周縁隆起帯を境する断層（第7図のC-C'断面；実際は幾つかの断層が雁行しているらしい）は長さ130km以上、比高500m以上のほぼ連続的な断層崖からなる。また、2節で述べたように小笠原海台東方では、海台の中央地溝帯の南を画する断層の延長部（NW-SE走向）が、周縁隆起帯および大洋底を約30~40km左横ずれ変位させている。この断層帯より北では周縁隆起帯は不明瞭となり、大洋底が直接海台に接するようになる。その大洋底には、NW-SE走向の断層が多数発達する。これら周縁隆起帯および大洋底の断層群の大部分は最新のNb Iまでを変位させており、第四紀においても活動的な断層であると推定される。

(4) 海溝陸側斜面・小笠原海嶺

この地域の断層については、貫入岩体や海底火山に邪魔されているためにあまりその系統性を読みとることはできない。しかし、その走向は概ねNS、落ちは海溝側である。

母島海山の輪郭を画する断層は海溝部を越えて西海山を縁取る断層に調和的・連続的である。しかし、よく見ると、西海山の輪郭は母島海山のそれより内側にある。ちょうど敷き詰めた布団（フィリピン海プレート、海溝陸側斜面）の下に直方体の板（西海山）を押し込んだように見える。この形状は海溝で強引に潜り込んだ細長い西海山の延長部がオフィオライトと共に陸側斜面を下から持ち上げて母島海山を形成させているとみるには都合が良いようである。

6. 小笠原海台のテクトニクス

以上の地形・地質に基づいて、小笠原海台のテクトニクスについて考察する。

前章で述べたように、主として、小笠原海台北部および東部（北東地塊、北地溝帯、北西地塊、中央地溝帯、中央地塊の北部、南西地塊の東部）、その東の大洋底などに分布するNW-NNW走向とNE~ENE走向の断層は最上部の最新の地層Nb Iまでを変位させ、かつ地形的にも明瞭である。両走向の断層で、共役の関係にあるとみられる。NNW-SSE~NW-SE走向の断層のほうが卓越するのは、かつての拡大軸の方向性などの古い地質構造を反映したためであろう。地形的に左横ずれ成分を持つ中央地溝帯の断層群はその典型的な例である。これに対し、北地溝は幅が広くて浅く、断層が少ない。この地溝は中央地溝帯よりも活動の歴史が新しく、あまり圧縮が進んでいないと考えられる。

いずれにせよ海台北部・東部の応力場は第四紀において東西ないし西北西方向の圧縮応力下にあると推定される。しかも、海溝に近い部分（西海山）ほど圧縮が顕著である。その影響は海台東方の周縁隆起帯・大洋底にまで及んでいる。つまり、太平洋プレートがサブダクションしようとしているにもかかわらず、海溝に接する西海山付近では海溝への沈み込みが容易に行なわれずに、圧縮応力場が生じていると推定される。そこで、当然小笠原海台のテクトニクスのフィリピン海プレートへの付加が予想される。しかし、すでに述べたように海溝陸側斜面の母島海山をはじめとするいくつかの海山はフォアアーク・オフィオライトや小笠原諸島を構成するポニナイトからなるとみられることから、直接小笠原海台が衝突・付加したのではなく、フィリピン海プレートの一部と考えられる。また、5章(4)節で述べたように、地形的には西海山も完全に衝突しているのではなく、母島海山下を抉るように潜り込んでいることが読み取られる。母島海山はただ単にオフィオライトの上昇または火成活動によって形成されたのではなく、小笠原海台の潜り込みによるフィリ

ピン海プレートの物理的変形の影響も受けているのであろう。以上をまとめると、これらは小笠原海台北部は、完全にフィリピン海プレートに衝突しているのではなく、背後（東方）から圧縮を受け、かつフィリピン海プレートに変形を及ぼしながらも、ゆっくりとサブダクションしていると考えられる（第8図）。

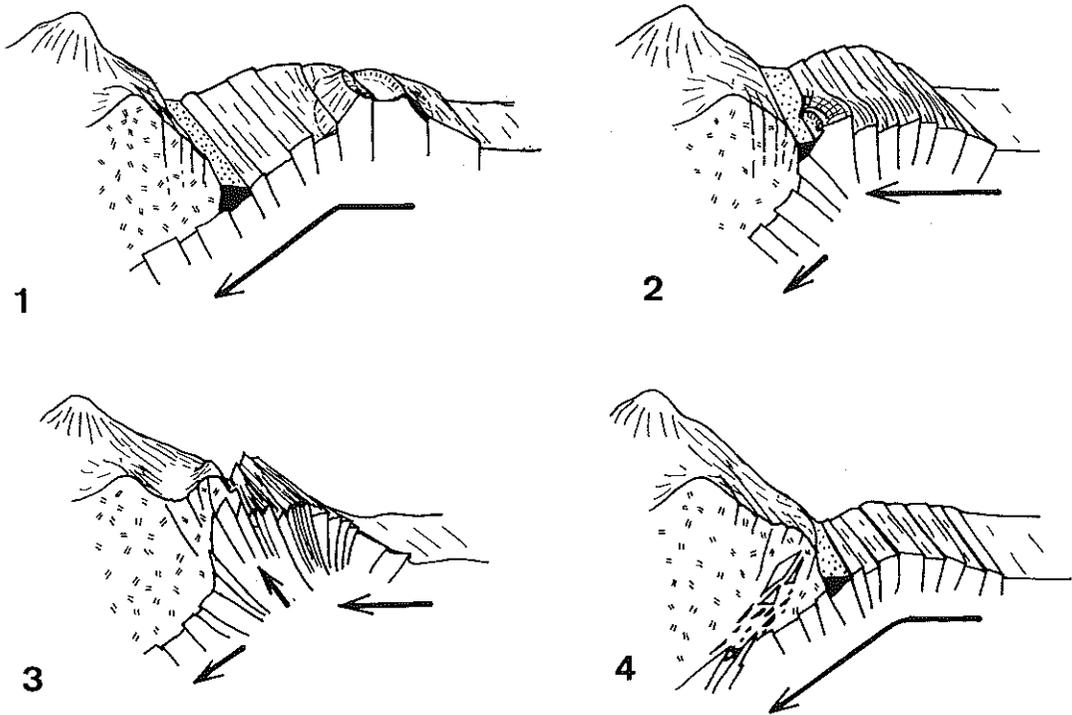


Figure 8. Cartoon showing subduction of a seamount on the Ogasawara Plateau.

1 : Before Seamount subduction, 2 : Subducting seamount ; 3 : Seamount pushing up and deforming the trench slope ; 4 : Seamount subducting away deeply.

これに対し、南西部（南中央地塊南部，南地溝帯，南西地塊西部）には海溝軸に平行な正断層が発達していて、東西性の張力がかかっていることを示している。この断層群は、周縁隆起帯に連続する。これらの断層は、海台南西部が南の周縁隆起帯と共に海溝へ容易に沈み込んでいることの表われである。しかし、南地溝帯のWNW-ESEの方向性はこれら正断層群のそれとは不調和で、ある時期この地域が北部と同様の圧縮応力下にあったことの名残りであろう。その時期は、南地溝や南西地塊を画する断層が変位させるNb II堆積後、変位を受けないNb I堆積以前、第三紀中期頃であろうか。南海山西方の海溝陸側斜面中腹のオフィオライトを産する海丘（湯浅，1987；第4図のUnnamed SH）は、かつて海台南部（南海山）が抵抗を受けながら沈み込むときに陸側斜面をフィリピン海プレートごと持ち上げたことを示す遺物で、母島海山と同様の成因なのかもしれない。

以上の様に、小笠原海台は北と南で異なった応力場の変遷史を持つらしい。これは、海台全体が同時期に形成された現在に至っているのではなく、別々に形成されたもの：海山を核とする地塊が集合し、変形したものであることを示唆する。それでは、もともとの海台ほどのような地形であったであろう。海台のすぐ東に矢部海山などの海山が直線状に連続することから、Smoot (1983a) が推定したように、小笠原海台の四つの地塊は、もともとはそれが独立した海山で東西に配列していたらしいことは容易に予想される（第9図）。地溝は各海山間の低地（大洋底など）だったのであろう。前に述べたように海台南部ほど圧縮を受け始

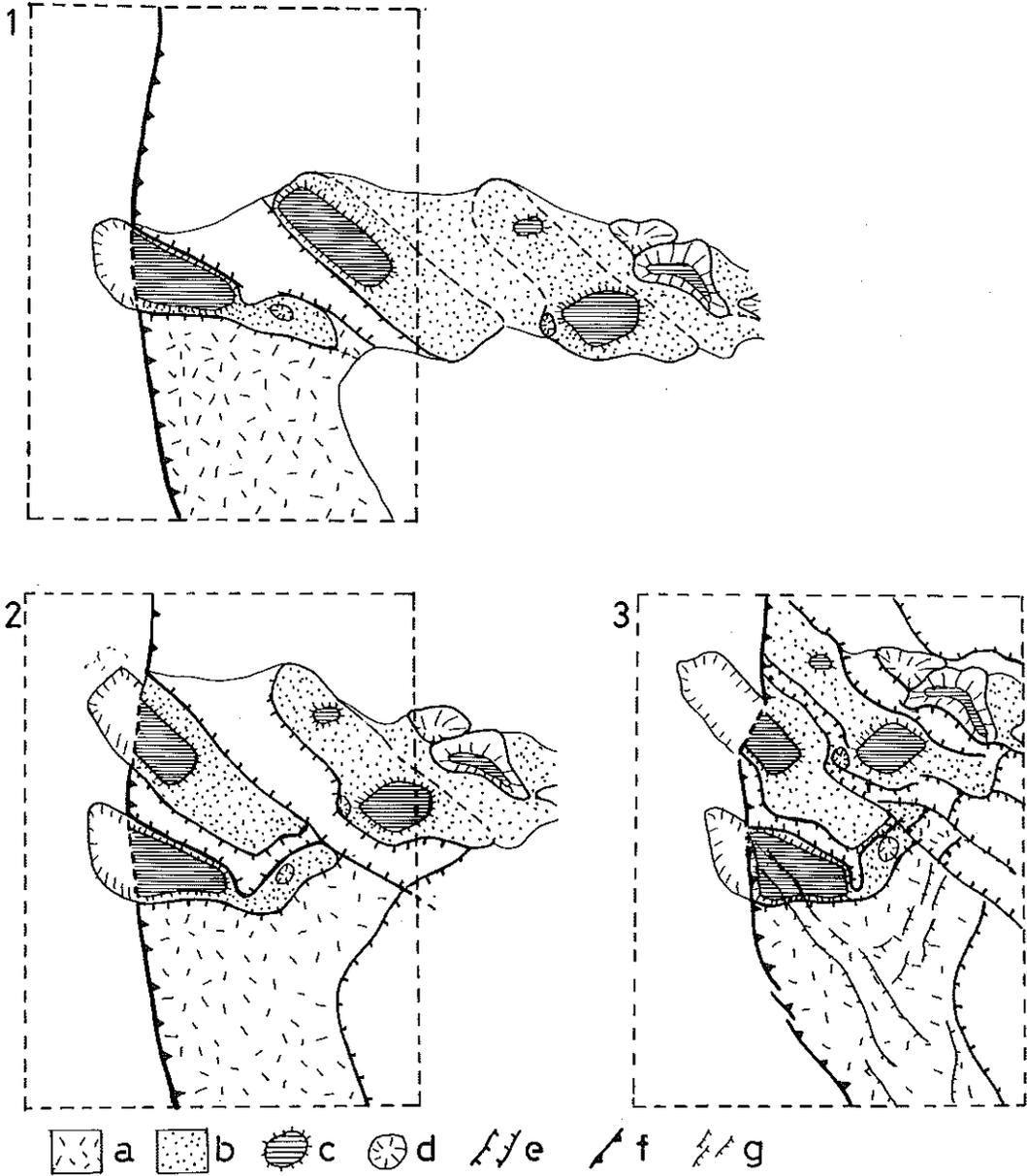


Figure 9. Palaeogeographic map for the Ogasawara Plateau. 1 : Early Neogene ; 2 : Middle Neogene to Early Quaternary ; 3 : Recent, a : Marginal swell ; b : Archipelagic apron ; c : Guyot ; d : Seamount with a rounded top or a pinnacle ; e : Graben ; f : Trench axis ; g : Fault. Upside is north, columns of break line show studied area in Figures 3, 4

めた（海溝に達した）時期が古い傾向があるので、かつて西から南西地塊→中央地塊→北西地塊→北東地塊と東西に海山列が連なっていたとみられる（第9図の1）。プレートの移動に伴い海溝に達した海山はサブダクション時に速度を落とす（第9図の2）。背後の海山はこれに玉突き状に衝突し、南北（南西—北東）方向に再配列した（第9図の3）。この再配列の方向性は東西に並ぶ海山列に対し太平洋プレートが西北西に移動したことによって説明が可能である。

7. まとめ

地形・地質から、第三紀以降の小笠原海台の地形発達史をまとめてみる（第9図）。海台を構成する各地塊は、かつて（海溝に接近する前）は互いに離れていて、東西に細長い海山列をつくっていた。まず、南西地塊が海溝に達し、沈み込みを始めた。この時、地塊の浮力にともないスラブ上面で摩擦抵抗が生じ沈み込み速度が低下した。小笠原海台付近の太平洋プレートは西北西に移動しているので、十分に離れた中央地塊は南西地塊の北で海溝と会合した。その西海山を含む地塊はフィリピン海プレート下に潜り込むとき海溝陸側斜面を下から押し上げて母島海山を形成した。母島海山は火山活動（水底噴火）を伴いながら成長し、一時、海面近くまで達していた。やがて、中央地塊の東に北西地塊が衝突した。そのためこの部分では東西性の圧縮を受けるようになった。一方、南西地塊の南海山の部分では、マリアナトラフの拡大に伴うマリアナ海溝の東への張り出しなどによりサブダクションが容易に行われるようになった。そして、現在、北東地塊が北西地塊の北を抜けて小笠原海溝に接近しつつある。

小笠原海台はこのように複数の海山が水平移動・集合したものであり、単一の大型火山体などではない。また、海台の海山が戴る台座の部分は、かつての大洋底が圧縮により曲隆したものと解される。こうした海台の圧縮変形がおよんでいる地殻の深さは海台の大洋面からの比高分と大洋底下1～2kmをあわせた程度であろう。また、海台そのものは海溝に衝突・付加しているのではなく、周囲の太平洋プレートの動きよりは遅いものの、やはりサブダクションしていると結論できる。しかし、そのサブダクションは現在進行中であり、将来、衝突・付加に転ずる可能性も残されている。今後、海山の掃き寄せに海台のサブダクションが追いつかなくなれば、地殻は厚みを増し、ついには海台のフィリピン海プレートへの付加が起こるかもしれない。

謝 辞

測量船「拓洋」の橋本 堅船長以下乗組員の方々には、現地調査において物心両面にわたり多大な援助を賜わった。ここに心から御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 本座栄一：小笠原弧火山列周辺の地質，月刊 地球，7，no-11, 668-676. (1985)
- 石井輝秋：オフィオライトの起源—島弧前縁部の上部リソスフェア由来のオフィオライト—，月刊 地球，7，no-12, 680-688. (1985)
- Kaneoka, I., N. Isshiki, and S. Zashu : K-Ar dating of the Izu-Bonin Islands, *Geochem. Jour.*, 53, p. 53-60. (1970)
- 松本 剛・友田好文：小笠原海台及びその周辺の地磁気異常，地震(2)，36，77—82. (1983)
- Nur, A. and Z. Ben-Avraham : Break-up and Accretion Tectonics. Hashimoto, M. and S. Uyeda(ed.) "Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions", TERRAPUB, p. 3-18. (1983)
- 岡村行信：小笠原海台及びその周辺の地質構造，中尾征三・湯浅真人(編)「海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究，昭和61年度研究概要報告書」，地質調査所，p.39-45. (1987)
- 岡村行信・岸本清行：小笠原海台の沈み込み直前に形成された断層とその成因，地震学会講演予稿集，昭和62年度春季大会，p.79 (1987)
- 岡田博有・小林和男：堆積物からみた海洋底の古環境。科学，44，no-4, 212-221. (1974)
- 柴 正博：小笠原諸島東方，矢部海山(新称)の地史，地質学雑誌，85, p. 209-220. (1979)
- 白木敬一・黒田 直・浦野隼臣・R. W. Nesbitt : 小笠原諸島父島・髯島—マントルに一番近い島—，月刊地球，7，p. 632-637. (1985)
- Smoot, N. C. : Multi-beam surveys of the Michelson Ridge guyots: subduction or obduction?. *Tectonophysics*, 99, p. 363-380. (1983a)
- Smoot, N. C. : Ogasawara Plateau : multi-beam sonar bathymetry and possible tectonic implications. *Jour. Geol.*, 91, p. 591-598. (1983b)
- 徳山英一・石井輝秋・中西正男・小林和男・小西建二・阿部信太郎・中野いくこ・田中明子：小笠原海台の沈み込み様式(KT86-9次航海の成果)，地震学会講演予稿集 昭和61年度秋季大会，p. 17 (1986)
- Tomoda, Y. and H. Fujimoto : Role of seamount, rise and ridge in lithospheric subduction. Hashimoto, M. and S. Uyeda(ed.) "Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions", TERRAPUB, p. 319-331 (1983)
- Tunakawa, H. : K-Ar dating on volcanic rocks in the Bonin Islands and its tectonic implication, *Tectonophysics*, 95, 221-232. (1983)
- 氏家 宏：小笠原・マリアナ弧の微化石とフィリピン海形成史。月刊 地球，7，p. 657-663. (1985)
- Vogy, P. R., A. Lowrie, D. R. Bracey, and R. H. Hey : Subduction of aseismic ridges: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, no-172, 59pp. (1976)
- 湯浅真人：GH86-1及びGH86-3航海により採取された岩石。中尾征三・湯浅真人(編)，海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究，昭和61年度研究概要報告書，地質調査所，p. 68-76. (1987)