

小笠原海台東海山の地史とマンガン クラストの産状観察

西村 昭*¹ 白井 朗*¹

小笠原諸島の南東方にある小笠原海台の東海山において、海山の形成史とマンガンクラストの産状を明らかにすることを目的として、「しんかい2000」による2回の潜航調査を行った。白亜紀に形成された平頂海山である東海山の中央には断層崖がある。そこでの観察では白亜紀の巻貝ネリネアを含む石灰岩よりも上位に凝灰岩層の分布が認められ、平頂部の形成された後の火山活動の存在が明らかとなった。今後、石灰岩上位の凝灰岩層の年代を明らかにすることが重要な課題である。2回の潜航調査での観察では、マンガンクラストは局地的に分布するにすぎない。転石として採取されたマンガンクラストには、厚さ5cmの異なる2世代の成長構造を示すものがあった。

キーワード：小笠原海台、ギョー、石灰岩、白亜紀、マンガンクラスト

Geohistory of Higashi Seamount and Manganese Crusts on the Ogasawara Plateau, Western Pacific

Akira NISHIMURA*² Akira USUI*²

Two diving surveys using "Shinkai 2000" were carried out on the Higashi Seamount, Ogasawara Plateau, to establish the geohistory of the seamount and to observe manganese crusts. During the observation along the fault scarp of the central part of the Higashi Seamount, we found layers of volcanoclastics at the top of this seamount, and interpreted that volcanic activity was present after the formation of the flat top of the seamount. To determine the age of the volcanoclastics is most important for the geohistory of this seamount. Manganese crusts along the survey tracks are poorly developed. We sampled several fragments of manganese crusts up to 5cm thick with two different growth structures.

Key words: Ogasawara Plateau, Guyot, Limestone, Cretaceous, Manganese crust

* 1 地質調査所海洋地質部

* 2 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan

1. はじめに

小笠原海台は小笠原諸島の父島の東南にある太平洋プレート上の大きな高まりで、その上にいくつかの海山を有している。その1つである東海山は平頂海山であるが、その頂部水深が800mと北西太平洋の他の平頂海山に比べ浅い。1993年6月に海山の形成史の解明とマンガングラストの産状観察を目的として、小笠原海台東海山の潜航調査を海山の北東斜面と海山中央部において実施した。海山の中央には北西—南東方向の断層により、頂部平坦面が変位していることが地形調査・音波探査により明らかとなっている。その断層崖について、海山の構成物を観察と採取することを目的とした。また、われわれは潜航調査によるマンガングラストとクラストの産状の直接観察に基づく試料採取を計画し、1991年と1992年に天保海山で実施した(臼井ほか, 1992; 臼井・西村, 1993)。天保海山は伊豆・小笠原の古い島弧に属していたと考えられるが、そこに分布するマンガングラストや

マンガングラストは比較的新しい新第三紀以降に形成されたものである。小笠原海台は太平洋プレート上の古い海山であり、そこでのマンガングラストは古い時期から形成されていると考えられ、これまでの調査結果ではコバルトの品位も高いことが明らかとなっている。ここでのマンガングラストの産状観察と採取を目的とした。

2. 小笠原海台と東海山の地質概要

小笠原海域は、北西太平洋海盆とフィリピン海盆の間にあり、伊豆・小笠原弧と呼ばれる典型的な島弧である。東から、太平洋の海盆(北西太平洋海盆)・海溝(小笠原海溝)・海溝斜面・活動的な火山弧(七島硫黄島海嶺)・背弧凹地・非活動的な古い島弧(西七島海嶺)・緑海(四国海盆)という配列が見られる(湯浅, 1990)。小笠原海台は太平洋の海盆域に分布する大きな高まりで、父島の南東約200kmに位置しており、小笠原海溝に接している。南北160km東西140kmの広がりを持つ

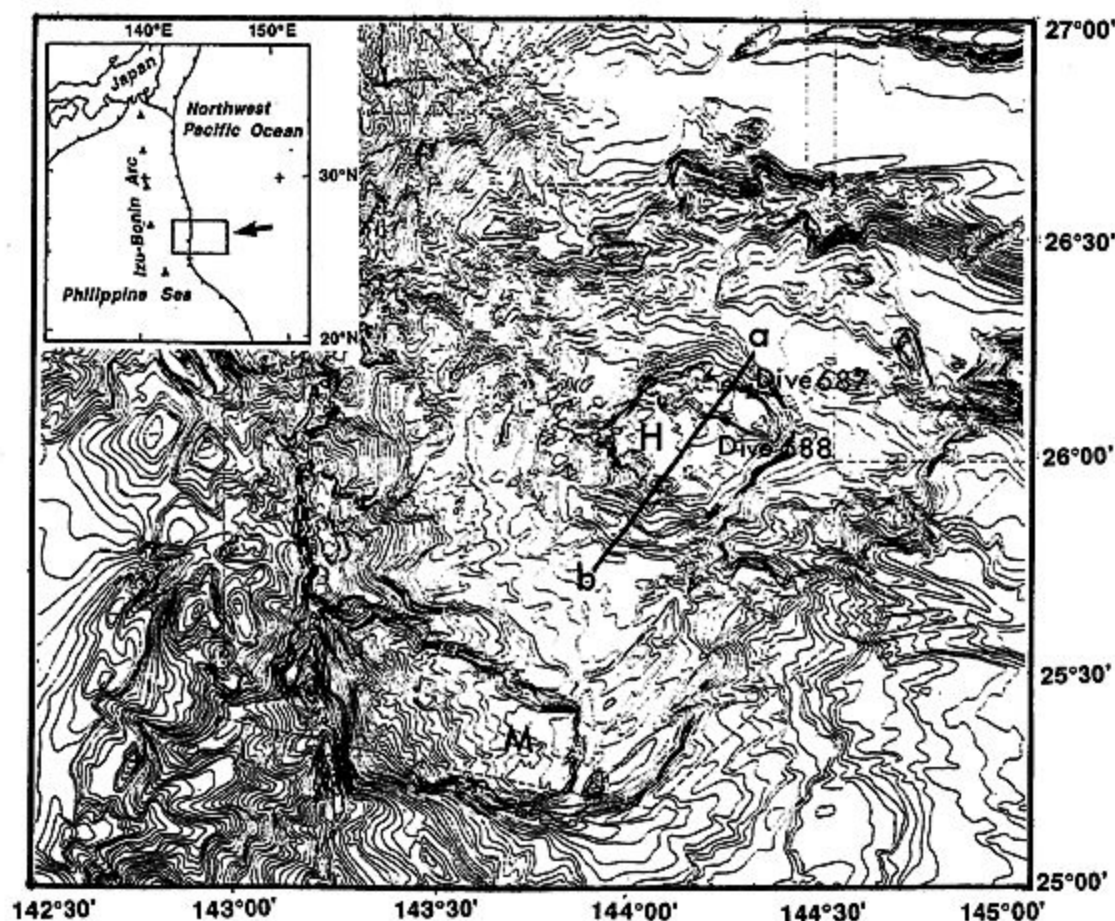


図1 調査海域のシーブームによる海底地形図(長岡ほか, 1989)。等深線は100m間隔。H:東海山, M:南海山, a-b:図3の音波探査測線

Fig. 1 Topography of the Ogasawara Plateau (Nagaoka et al., 1989). Contours are 100m interval. H: Higashi Seamount, M: Minami Seamount, and a-b: seismic survey line in Fig. 3.

大きな高まりの台地状の地形で、もともと大きな地形的な高まりとして形成されたという考え (Okamura et al., 1992) と太平洋プレートの運動により、小笠原海溝で沈み込めない海山などが集積して形成されたという考えがある (Smoot, 1983)。その小笠原海台の中の高まりの1つである東海山 (Broken-Top Seamount と呼ばれる) は、角の丸い四角形の形態を有し、水深800—1,400mの比較的平坦な広い頂上部を持つ。海山の直径は山のふもとで約40km、山頂部で30kmである (図1) (Okamura et al., 1992)。

東海山はその形態と地質構造から、もとは環礁を形成していた沈水珊瑚礁であったと考えられている。音波探査においては、環礁地形を埋める堆積物とそれを取り囲む海山の山体の音波探査層序が認められる (図2)。環礁地形を埋積する成層した堆積層は反射面から3層が識別されている。上位から細かく成層する反射面の発達したユニット、反射の弱いユニット、及び比較的明瞭 (めいりょう) な反射面を上部に持つユニットである。その厚さは往復走時で、0.3—0.4秒、0.35—0.45秒、及び約0.4秒で層厚にすれば1,000m程度になる (図3)。山頂を縁どる乱反射帯が山体に相当する (Okamura et al., 1992)。

小笠原海台の海溝から100kmの範囲には、NW—SE方向とN—S方向の断層が発達している。東海山本体及びその南西側に発達する断層はNW—SEの走向を持っていて (図2)、海山の中央を横切る断層は300mを超える大きな落差をもっていて、南西側が低い地形となっている。 (Okamura et al., 1992; 図3)。これらの断層は、小笠原海台が太平洋プレートの北西進により、海溝に近接してきたために形成された、いわゆる縁辺隆起部 (marginal swell) に伴う正断層であると考えられ、形成時期は新しく、今後活動する可能性もある。

最近、伊豆・小笠原弧の南部海域においても、活動的な島弧の熱水活動を主たる調査対象にして潜水調査が実施されてきている (海洋科学技術センター, 1993)。小笠原海台においては、南海山の斜面で潜水調査が実施され、そこでは石灰岩の露頭が観察されている (徳山ほか, 1992)。

3. 調査概要

3.1 第687潜航の概要 (小笠原東海山北東部)

本潜航地点は、地質調査所が実施した白嶺丸調査航海 (GH86—3, 1986年8月) の音波探査、ドレッジによる底質採取の結果に基づいて決定した。ドレッジ試料からは

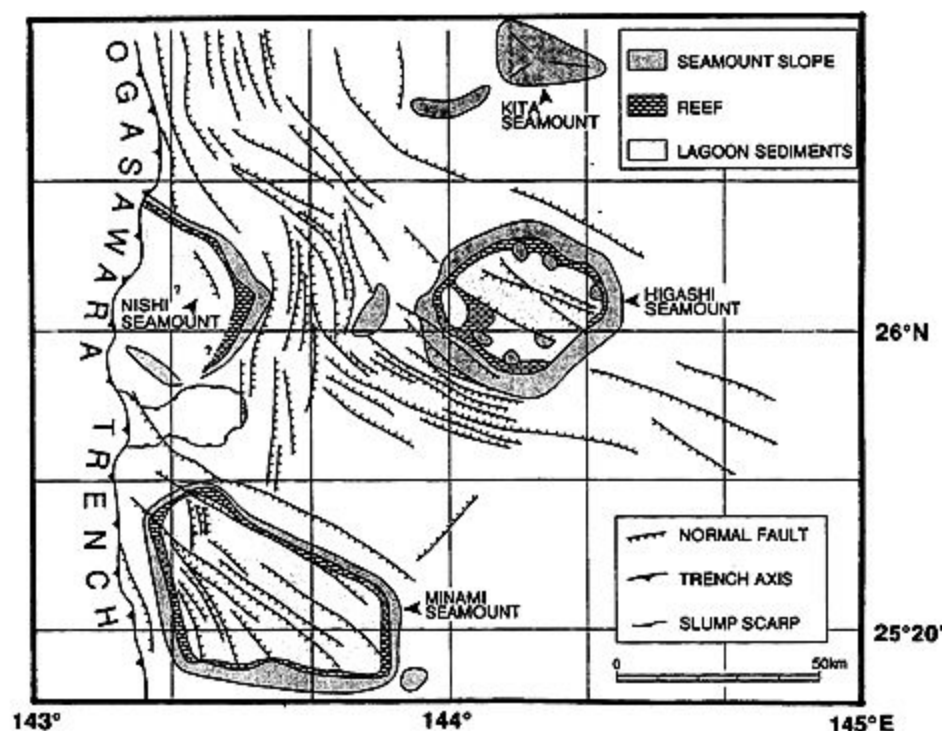


図2 小笠原海台の地質と地質構造 (Okamura et al., 1992)

Fig.2 The geologic map and geologic structures of the Higashi Seamount of the Ogasawara Plateau (Okamura, 1992).

厚さ 3 cm 以上のコバルトリッチクラスト (最大 1.1% Co, 1.0 ppm Pt) が得られている (臼井ほか, 1987)。本研究では小スケールでのマンガングラストの産状・分布の地域変化と微地形・地質との関連を明らかにすることを目的として潜航調査を行った (表 1)。

潜航地点は東海山の水深 1,000~1,100 m の北東側平坦地形の北東縁である。この肩部にある比高 200 m 程度で頂部は 690 m より浅い尖塔 (pinnacle) 状の地形的高まりである。白嶺丸調査及び「なつしま」の事前調査 (潜航日) によると、その高まりは平頂部平坦面から約 300 m の比高がある。その北側は東海山の急斜面 (測深記録からは 45° 以上) となり、水深約 3,000 m の海盆部へ続い

ている (図 4)。

潜航調査はほぼ西向きに斜面を登る方向に実施した。図 5 のルートマップに示したように、着底地点 (st. 1, 水深 845 m) は東側の小さな高まりの緩やかな斜面であり、底質は火山砂・細礫と石灰質砂である。着底点から鞍部 (st. 5) にいたる斜面は、一部に巨礫、大礫が分布するほかは、おおむね、細礫-砂質堆積物に覆われている。明らかな団塊、クラスト、露岩は認められない。礫の岩質は風化した火山岩、凝灰岩が卓越し、一部磷酸塩岩である。礫は一見黒色に見えるがマンガングラストの被覆はほとんど発達しない。2 地点において礫としてクラストの破片を採取した (st. 3, st. 4)。

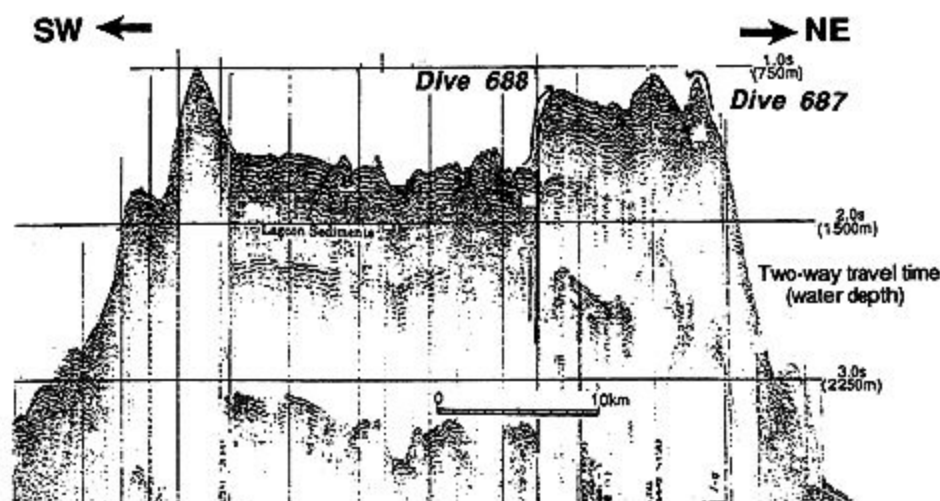


図 3 東海山を横切る線は音波探査断面 (Okamura et al., 1992)。垂直/水平比=13。「しんかい2000」調査地点を示す。

Fig. 3 Seismic profile of the Higashi Seamount of the Ogasawara Plateau (Okamura et al., 1992). Vertical exaggeration=13. The survey tracks of "Shinkai 2000" are shown.

表 1 潜水調査概要

Table 1 Outline of submersible survey.

潜航番号	687	688
潜航日	1993年6月27日	1993年6月28日
海域	東海山北東斜面	東海山中央断層崖
着底時刻	10:34	10:41
位置 (WGS84)	26°09.9'N, 144°15.9'E	26°06.8'N, 144°10.1'E
水深	854m	1,117m
離底時刻	15:19	14:51
位置 (WGS84)	26°10.1'N, 144°14.6'E	26°08.0'N, 144°10.1'E
水深	835m	784m
観察者	臼井 朗	西村 昭
船長	鈴木晋一	桜井利明
船長補佐	吉梅 剛	廣瀬重之
航走距離	3,800m	2,600m
最低水温 (°C)	4.1	3.4
最大流速	0.2ノット	0.4ノット

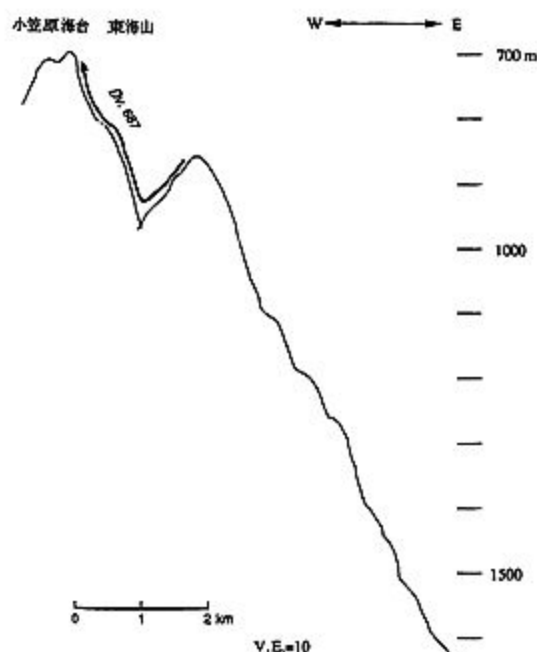


図4 「なつしま」事前調査測線による東海山北東端の東西地形断面と潜航測線の投影図。東側は水深3,000mの深海底に続く。

Fig. 4 E-W topographic profile and survey track (projected) in the NE margin of the Higashi Seamount, Ogasawara Plateau. Eastern slope elevates from 3,000m deep basin floor.

西側の高まりの海底も類似した様相であるが、比較的凹凸の激しい地形を示す。大礫サイズの角礫が卓越し、数か所に急崖が観察された。急崖には露頭が認められるがクラストに覆われているため、岩質は不明である。典型的な団塊は認められず、まれに角礫が数mm厚程度のマンガン酸化物質層に覆われているにすぎない。採取された厚いクラストは、現地性ではなく、崖縁角礫の一部をなすと考えたほうがよい。他の礫は風化の進んだ火山岩、凝灰岩、磷酸塩岩である。

南側斜面には、WNW-ESE方向の階段状地形が認められ、急崖（勾配30°以上）はクラストに覆われている。急崖の方向は従来の音波探査から推定された、東海山全体に共通のNW-SEまたはWNW-ESE方向の断層系（Okamura et al., 1992）と一致する。海山全体の応力場が海山の変形、構造運動を規制し、局地的な崩壊地形などの原因となっていることを示している。

3. 2 第688潜航の概要（小笠原東海山中央部の断層崖）

調査測線は東海山の中央部に見られる北西-南東方向の断層地形をその下部から頂部までを観察するように設定した。潜航調査前日の「なつしま」による地形調査結果を参考にして、その調査測線と平行に南から北に向けて調査した（表1）。ここでの断層崖の高度差は、約300mであり、「なつしま」による地形図は、サイドエコー

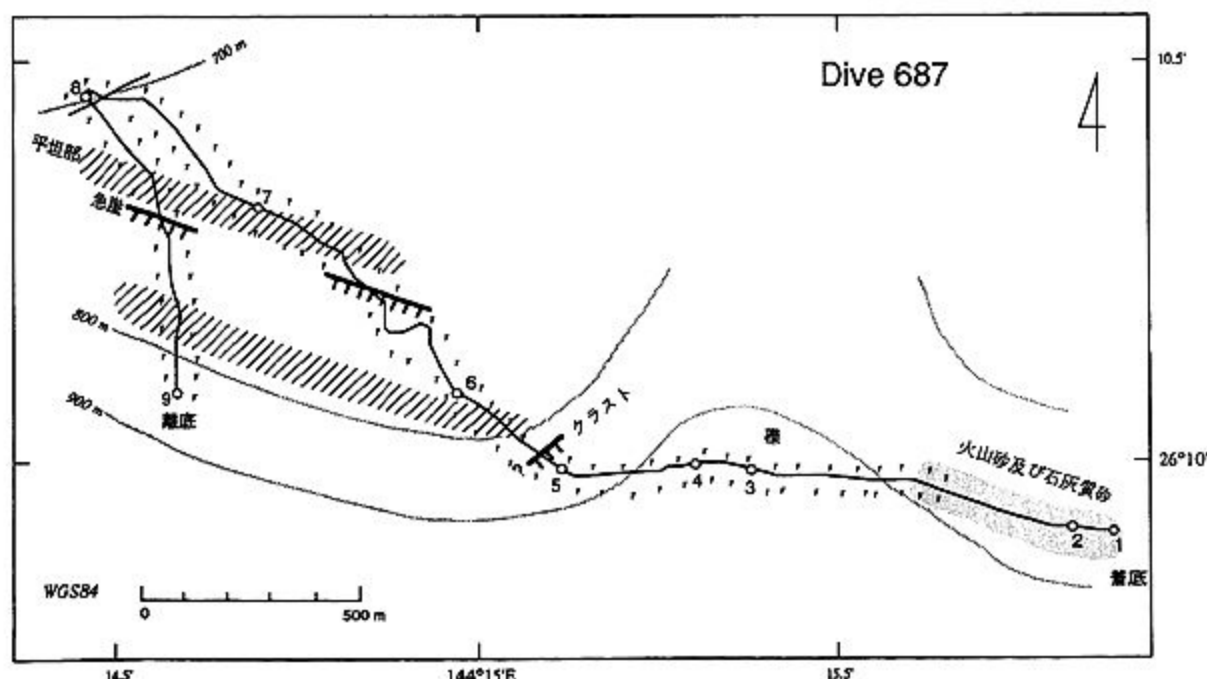


図5 第687潜航のルートマップ

Fig. 5 Route map along a track of Dive 687.

のために斜面域では、南側において実際より浅く表現されている。この断層は地質調査所で実施した音波探査の記録に認められる断層にあたる(図3)。

着底点と離底点の水深や地形から、この調査では平頂海山の深い平坦地形から断層崖、そして浅い平坦地形までを調査したと考えられる(図6)。着底点は露岩域であるが、石灰質泥の分布も見られる。露岩は上面が平面的であり、凝灰岩層の可能性が高い。一部ではドーム状の盛り上がりがあり、マンガンクラストで覆われた火山岩である可能性が高い。崖の麓に近づくとき石灰質砂が比較的連続に分布しており、ところによりリップルマークが発達している。そのクレストは南北系であり断層崖に沿った流れに関与して形成された可能性がある。麓には崖錐性の礫質堆積物が分布している。ここには石灰岩の礫が認められる。石灰岩の礫もマンガン酸化物の被覆などで暗色に見えるが、部分的に被覆がなく白っぽく見える礫として認められる。崖の中下部は石灰岩からなっているように考えられるが明瞭な露頭は観察できない。白色の石灰岩の破片が集合したいわゆる断層破砕帯のような崖も観察された。崖から由来する大きな石灰岩礫には、巻貝のネリネアが多数見られるものがある(写真1

C)。大きいものでは数mのブロックもあった。斜面の上部から石灰岩が見られなくなり、それに代わって凝灰岩層がみられる。ステップ状の地形があり、その最上部まで凝灰岩層が認められる。地層は水平的であり明らかな露頭である(写真1 E, F)。調査域の最終地点付近まで広く分布が確認される。マンガン酸化物の被覆(クラスト)は顕著でなく淡色の地層面に平行の模様は断面から認められるところがある。上部の平坦面上には堆積物の分布するところはあまり観察できなかった。

4. 採取試料

4.1 岩石

採取した岩石試料はクラストの核を含め火山岩・凝灰岩・石灰岩・燐灰石岩である(表2)。火山岩は玄武岩で穴を白色の燐灰石が充填(じゅうてん)しているものもある。石灰岩はほとんどマンガン酸化物の被覆がなく白色である。多量の巻貝がモールドとして認められる。これらの巻貝は、同海山の斜面から Konishi (1985) が報告している白亜紀の *Nerinea* で、大きさは大きいものでは螺塔の高さが12cm、殻底の幅が4cmもある。凝灰岩は、茶褐色から淡黄緑色まで種々の色を示す。風化か変質が進んでおり、乾燥後水分を含むと水中に分散するものもある。分散した中には輝石と燐灰石が認められる。風化した火山岩でなく凝灰岩かどうかについては、火山ガラスなどが認められないので正確に判断できないが、断面に粒度の違いによる層状構造が認められることと「しんかい2000」での産状観察から、凝灰岩であると判断した。

クラスト(または団塊)の基盤岩(または核)のうち、明らかに火山岩と認められるものを除いた16試料のXRDを実施した。硬くやや透明感のある白色～淡褐色(淡灰色)の岩石(写真1 A, B)はすべて純粋な燐灰石からなる。平行な層理面をもつ凝灰岩(写真1 D)は一般にスメクタイトからなるが、燐灰石を含むものもある(写真1 C)。第688潜航において中央断層崖で採取された化石に富む石灰岩は方解石からなり、全く燐灰石化を受けていない。

4.2 マンガン酸化物

今回の2潜航調査で得られたマンガン酸化物はすべて転石である。岩石の多くは崖錐角礫であり、外観は黒色だが、酸化物被覆は一般に1mmに満たない。少数の30-50mmのクラストが得られたが、現地性ではなく崖錐角礫の一部と思われる。表2に採取試料の一覧と簡略記載を示した。

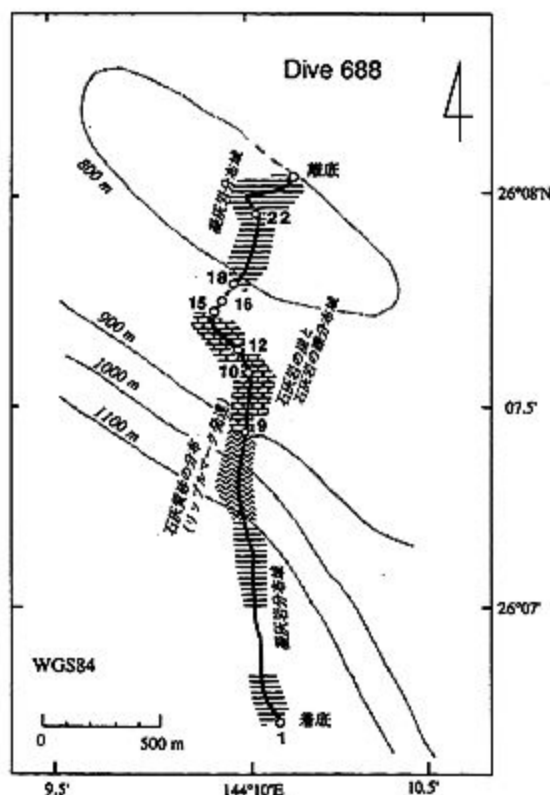


図6 第688潜航のルートマップ

Fig. 6 The route map along a track of Dive 687.

表 2 採取試料の簡略記載と分析の一覧

Table 2 Brief description of collected samples and list of analyses

Dive #	St. #	Sample #	Size (cm)	Shape	Rock/Nucleus	Thick. Mn (mm)	Numbers of analysis			
							Chemistry & XRI		REE	XRD
							oxide	oxide	nucleus	rock
Dv. 687	st. 1	#1	13×6×4	angular	volcanic rock	<1	—	—	—	—
	st. 3	#1	23×20×13	subrounded	phosphatic rock	2, 53/n	10	10	2	—
		#2	32×15×2	subrounded	tuff	<1	—	—	—	—
		#3	7×6×5	subrounded	tuff	<1	—	—	—	1
		#4	5×5×4	subrounded	tuff	<1	—	—	—	—
	st. 4	#1	12×12×12	subrounded	volcanic rock	14	3	3	2	—
		#2	21×14×13	subrounded	tuff	<1	—	—	—	—
	st. 5	#1	19×12×10	angular	volcanic rock	<1	—	—	—	—
	st. 6	#1	15×12×11	angular	volcanic rock	<1	—	—	—	—
		#2	24×20×8	subangular	phosphatic rock	2	—	—	—	2
		#3	14×13×10	rounded	altered volcanic rock	<1	—	—	—	—
	st. 7	#1	25×15×15	subangular	phosphatic rock	40	4	4	1	—
		#2	7×6×5	subangular	volcanic rock	<1	—	—	—	—
	st. 8	#1	10×8×6	subangular	volcanic rock	<1	—	—	—	—
	st. 9	#1	15×12×10	subrounded	phosphatized limestone	<1	—	—	—	—
		#2	17×15×13	subrounded	phosphatized limestone	<1	—	—	—	—
Dv. 688	st. 1	#1	13×13×3	subrounded	tuff	2	1	1	1	—
		#2	10×8×7	subangular	volcanic conglomerate	5, 30/n	4	4	2	—
	st. 9	#1	9×6×6	subangular	volcanic rock	<1	—	—	—	1
		#2	12×11×8	subangular	volcanic rock	<1	—	—	—	—
		#3	15×8×8	subrounded	limestone	<1	—	—	—	—
		#4	16×15×12	subrounded	limestone	<1	—	—	—	—
		#5	12×10×9	subrounded	limestone	<1	—	—	—	—
		#6	19×8×5	subangular	limestone	<1	—	—	—	1
	st. 10	#1	30×25×20	subrounded	limestone	<1	—	—	—	—
		#2	20×20×15	subrounded	limestone	<1	—	—	—	—
	st. 12	#1	15×15×14	subangular	limestone	<1	—	—	—	1
	st. 15	#1	15×12×8	subangular	tuff	13	2	2	—	—
	st. 16	#1	20×16×6	subangular	tuff, phosphatized	<1	—	—	—	2
		#2	30×8×5	subangular	altered volcanic rock	<1	—	—	—	—
	st. 18	#1	20×20×20	subangular	limestone	0	—	—	—	—
	st. 22	#1	21×16×15	subangular	tuff	<1	—	—	—	—

n : fragment of crust as nucleus

酸化層の厚い（最大55mm）クラストでは、肉眼的特徴、及び以下の化学・鉱物分析から、明らかに二世代の成長ステージが識別される。肉眼的には外部が層状構造を持つ土状黒褐色であり、内部は石炭様の光沢を持つ青みを帯びた黒色の緻密な組織が特徴である。前者は疎への薄い被覆層と類似する。XRDによると、すべての分析試料から主要マンガン鉱物として vernadite（海水起源：hydrogenetic）が認められ、痕跡程度の busenite（続成起源：diagenetic）が1試料から検出された。ほかの構成鉱物は石英、及び若干の斜長石と燐灰石である。全試料とも、典型的な海水起源鉄マンガン酸化物である。

化学分析・鉱物分析試料として、2—10mm間隔で成

長層を分割した6個体23試料について、ICP発光分光分析（29元素）及びXRDを実施した（表3）。酸化層の深さ方向での変化を見ると、同一の試料内での大きなMn/Fe比の変化が注目される。表層部では一般的な海水起源団塊・クラストの値（1～2）を示すが、内部のある深さから急激に増加し、最大9.2に達する（Dv. 687—st. 3, st. 4, st. 7; Dv. 688—st. 2）。主成分のマンガン鉱物（vernadite）であることに変わりはないが、石英・斜長石などの碎屑物をほとんど含有しない。内部ではAlも減少し前者の1/3から1/5となる。一方で最内部で必ず燐灰石の含有量が増加するが、急激に変化する深さは必ずしもMn/Feの場合とは一致しない。その他、

表3 マンガン酸化物の化学分析、鉱物分析結果

Table 3 Chemical and mineral composition of manganese deposits. v=vernadite, (t)=trace of busenite, q=quartz, p=plagioclase, a=apatite.

No.	Sample No.	Portion	Mineral	Mn %	Fe %	Ca %	Na %	Al %	Mg %	Ti %	P %	K %	Co ppm	Ni ppm	Pb ppm	Cu ppm	Zn ppm	Sr ppm	Ba ppm	V ppm	Mo ppm	Zr ppm	As ppm	Y ppm	W ppm	Bi ppm	Sb ppm	Cr ppm	Sc ppm	Cd ppm	Be ppm	Ag ppm	Mn/Fe
D-1	Dv.687 st.3#1-A	0-2 mm/top	v, q, (t)	20.28	11.30	1.55	1.31	1.14	1.12	0.53	0.50	0.34	4890	3450	1610	445	530	1080	807	534	429	275	167	163	77	37	24	22	5.6	7	<0.5	0.7	1.79
D-2	Dv.687 st.3#1-B	2-6 mm/top	v	19.20	12.30	1.53	1.13	0.79	0.80	0.52	0.48	0.28	4040	2200	1650	374	348	1170	880	548	449	323	195	155	108	48	28	19	4.4	3	1.2	1.1	1.56
D-3	Dv.687 st.3#1-C	6-15 mm/top	v, q	21.21	11.60	1.61	1.24	0.47	0.75	0.49	0.44	0.32	3850	2430	1690	356	319	1210	896	565	469	310	192	139	110	48	29	19	2.9	3	0.5	1.0	1.83
D-4	Dv.687 st.3#1-D	15-20 mm/top	v, q	19.28	11.00	1.48	1.23	0.62	0.72	0.53	0.40	0.39	3090	2310	1500	354	294	1130	885	485	333	309	181	122	94	48	26	19	3.2	3	0.7	0.8	1.75
D-5	Dv.687 st.3#1-E	20-25 mm/top	v, q	19.74	10.40	1.54	1.23	0.56	0.73	0.59	0.38	0.37	3010	2640	1510	392	312	1140	918	480	345	302	169	116	86	49	25	19	2.8	3	<0.5	1.2	1.90
D-6	Dv.687 st.3#1-F	25-30 mm/top	v, q	19.36	10.50	1.45	1.22	0.71	0.74	0.61	0.38	0.42	2850	2570	1540	408	325	1090	960	464	308	307	157	113	80	49	27	20	3.3	3	0.7	0.9	1.84
D-7	Dv.687 st.3#1-G	30-38 mm/top	v	21.67	9.35	1.61	1.40	0.46	0.79	0.55	0.37	0.39	3220	3510	1580	517	368	1100	963	472	392	284	136	99	100	55	24	20	2.4	4	<0.5	0.8	2.32
D-8	Dv.687 st.3#1-H	38-46 mm/top	v	21.59	8.69	1.59	1.28	0.47	0.75	0.60	0.32	0.40	3760	3210	1540	616	375	1070	992	459	394	281	113	87	101	81	25	21	2.3	3	<0.5	0.9	2.48
D-9	Dv.687 st.3#1-I	46-55 mm/top	v, q	22.60	7.40	1.71	1.35	0.50	0.79	0.59	0.35	0.44	4500	3800	1350	714	416	993	1030	418	398	252	87	77	111	70	23	21	2.2	4	<0.5	0.6	3.05
D-10	Dv.687 st.3#1-X	0-2 mm/bottom	v, q	19.13	12.10	1.54	1.32	0.73	0.82	0.47	0.52	0.31	4460	2120	1680	264	364	1140	781	547	441	296	206	141	84	37	25	20	4.4	3	1.0	0.8	1.58
D-11	Dv.687 st.4#1-A	0-1 mm/outer	v, q, p	20.28	9.19	2.33	1.31	0.94	1.05	0.42	0.81	0.32	4500	3480	1410	408	611	948	631	453	359	112	138	124	70	28	16	21	4.1	5	<0.5	1.1	2.21
D-12	Dv.687 st.4#1-B	2-9 mm/outer	v	25.91	4.96	2.05	1.39	0.49	0.99	0.46	0.52	0.48	4950	6070	1330	1020	621	849	1180	779	471	161	43	31	124	69	16	22	0.5	8	<0.5	0.9	5.22
D-13	Dv.687 st.4#1-C	9-13 mm/outer	v, a	26.38	2.88	4.31	1.35	0.26	1.07	0.31	1.46	0.59	3780	7490	1390	1120	840	801	1490	351	485	73	9	184	127	62	16	20	3.5	9	<0.5	1.0	9.16
D-14	Dv.687 st.7#1-A	0-10 mm/outer	v, q	23.83	9.54	1.68	1.16	0.50	0.95	0.39	0.38	0.33	5610	3540	1820	402	441	1140	861	525	397	206	165	111	123	47	21	22	2.5	5	<0.5	1.0	2.50
D-15	Dv.687 st.7#1-B	10-20 mm/outer	v	24.06	6.91	1.63	1.30	0.28	0.90	0.36	0.28	0.38	3860	4710	1690	328	471	1000	949	444	324	162	109	61	123	59	15	20	1.1	5	<0.5	0.9	3.48
D-16	Dv.687 st.7#1-C	20-30 mm/outer	v	26.92	1.69	1.69	1.30	0.26	0.96	0.47	0.26	0.40	5550	5730	1730	337	567	1010	1070	447	347	164	77	47	138	92	19	23	0.8	6	<0.5	1.0	4.35
D-17	Dv.687 st.7#1-D	30-40 mm/outer	v	27.53	4.32	2.23	1.28	0.21	1.17	0.42	0.53	0.54	6690	7450	1620	489	852	907	1400	440	416	156	32	94	151	87	21	23	1.3	9	<0.5	1.0	6.37
D-18	Dv.688 st.1#1	0-2 mm/top	v, q, p	13.96	10.60	1.07	1.16	2.36	1.56	0.69	0.37	0.68	3190	2820	979	246	524	618	617	393	219	244	114	94	47	21	17	60	9.1	4	0.7	1.2	1.32
D-19	Dv.688 st.2#1-A	0-3 mm/outer	v, q, p	17.74	11.30	1.48	1.25	1.17	0.87	0.58	0.46	0.34	3900	2670	1470	362	446	986	817	489	348	232	172	138	59	31	19	23	5.4	4	1.1	0.9	1.57
D-20	Dv.688 st.2#1-B	inside	v, a	14.88	4.43	12.30	1.15	1.07	1.02	0.38	4.54	0.57	1400	6450	930	679	711	1120	1390	279	312	156	23	274	59	15	27	7.3	6	<0.5	0.8	3.30	
D-21	Dv.688 st.2#1-C	inside	v, a	18.20	3.66	9.76	1.26	0.24	0.69	0.31	3.49	0.35	2840	5070	945	557	466	1030	954	338	555	99	41	160	103	45	13	17	3.6	6	<0.5	1.0	4.97
D-22	Dv.688 st.13#1-A	0-7 mm/outer	v, q	19.67	11.90	1.63	1.13	0.70	0.80	0.53	0.46	0.30	3180	2520	1700	324	380	1210	1020	594	462	136	205	123	100	40	26	23	4.0	4	1.0	0.8	1.65
D-23	Dv.688 st.13#1-B	7-13 mm/outer	v	22.13	11.20	1.56	1.15	0.81	0.81	0.60	0.43	0.37	2670	2550	1510	298	345	1170	1030	535	399	225	187	116	92	46	25	20	3.8	3	1.0	1.1	1.98

顕著ではないが Ni, Cu, Ba の増加, As の減少が認められる。それ以外の元素に顕著な違いはない。REE パターンでは両者ともに海水起源に特有の、酸化環境の指標である Ce 正異常を示す (図 7)。弱還元環境下で生成する統成起源 busenite とは対照的である。

5. 考察および今後の課題

東海山の中央を北西～南東方向に横切る断層崖の中下部は白亜紀の石灰岩からなっている。石灰岩には巻貝 *Nerinea* を多く含むものがあり、東海山の珊瑚礁が中期白亜紀 (アルビアン～セノマニアン階; 113–91 百万年前) に形成された (Konishi, 1985; 根本ほか, 1986) ことを支持している。また、その上位の平坦面には凝灰岩層が分布している。これらはその層厚もかなり厚く、かなり近傍で石灰岩が形成された後に火山活動があったことを示す。さらに、今回の第 687 潜航調査で調査した尖塔状の火山岩からなる地形が東海山にはいくつか平坦地形上にあり (図 2)、一般的な平頂海山に比べると頂部の地形は起伏に富んだ複雑なものとなっている。この尖塔状の地形もいわゆる珊瑚礁による平坦面の形成後の火山地形であれば、凝灰岩の形成もこの噴出に伴って形成された可能性も高い。これら凝灰岩や火山岩の年代については、根本ほか (1986) の玄武岩質凝灰岩から産出した浮遊性有孔虫の中期始新世の年代が報告されている。しかし、その記載では岩石中の割れ目を充填する燐灰石化した石灰岩からの有孔虫であり、火山活動は中期始新世より古い可能性もある。東海山は全体の形態は模式的な平頂海山が断層で変形された形態を示すが、その形成史や火山活動史は複雑で珊瑚礁形成後の火山活動についてはより検討が必要である。

本潜航によって東海山北東部の頂部の尖塔状の高まりは火山岩体であることが確認された。この火山岩類は先にも述べたように、少なくとも始新世よりは古いにもか

かわらず、予想に反して、礫には酸化物質の被覆がほとんど認められない。マンガン酸化物の産状は、本潜航に共通して産状が一般的であり、礫を被覆するマンガン酸化物層の発達には極くわずかである。その理由として、次のような可能性が考えられる。

- 1) 火山岩の年代が従来の推定よりかなり新しい。
- 2) 火山岩の年代は古い長期間浅海の環境にあって、酸素に富む海水のある水深まで沈降した時期が新しい。
- 3) 現在の地形が最近の変動によって形成された。

しかし、結論を得るには、さらに詳しい地質、地球物理的データの基づいた広域的・局地的な構造発達史、環境変遷を明らかにする必要がある。

典型的な化学・鉱物組成を持つクラスト・団塊の新しい世代の酸化物質のほかに、特異な化学・鉱物組成を有する、Mn に富む vernadite が認められた。これは大洋の海山に特有のものらしく、中央太平洋海山群 (Halbach, 1986)、小笠原海台東海山近傍の海山 (臼井ほか, 1987) でも記載されている。その生成環境に関する具体的な研究はまだないが、何らかの海洋環境の変化と対応している可能性が十分ある。例えば古い世代で Fe と Mn の分離がいかなる環境下で生じたかは、古海洋学的に興味ある問題である。クラストの微細成長層に信頼性の高い年代目盛を入れることを含め、今後は、深層水循環の変遷と酸素極小層の発達との関連など、その時間的・空間的分布と海洋環境変遷との対応関係をより具体的に明らかにすることが 1 つの課題となった。

マンガンクラスト、マンガン団塊の調査の技術的な課題として、堅固な岩石試料の採取装置の開発が挙げられる。過去の潜航調査でも経験したことだが、例えば数 cm でも堅い基盤の掘削や剥ぎ取り採取が可能となれば、現地性の基盤岩、クラストなどが入手でき、大きな研究上の発展が期待できる。また他の研究分野からの要望も高いと思われる。

7. 結 論

潜航調査を小笠原海台の東海山の 2 点において実施した。その結果、東海山中央部の断層崖において白亜紀の石灰岩の上位に凝灰岩層が存在することが明らかとなった。このことは、東海山で珊瑚礁が形成された後に火山活動があったことを示している。この凝灰岩の年代を決定することは、海山形成史を明らかにするうえできわめて重要な課題である。

本潜航調査のマンガンクラストについて明らかになった

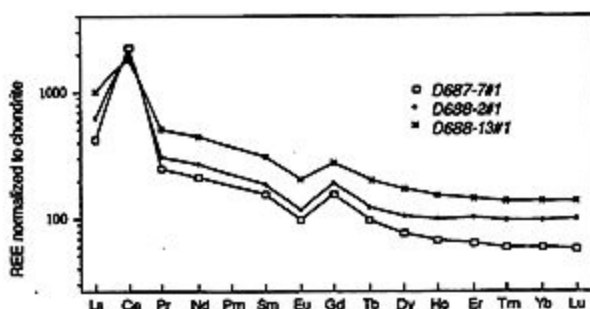


図 7 マンガンクラストの希土類元素パターン
Fig. 7 REE pattern of manganese crusts.

ことは、以下の3点である。

- 1) 本調査で分析されたクラストはすべて海水起源マンガン酸化物である。
- 2) 本地域の火山岩の年代は古い(おそらく始新世以前)にもかかわらず、ほとんどマンガン酸化物が発達しない。
- 3) クラスト内部に二世代の(またはさらに細かいスケールの)成長層が認められ、その鉱物・化学組成が時代と共に明らかに変化しており、その変化は当海山近傍のみならず広域的にも共通する可能性が高い。

今後、2)、3)の事実と広域的・局地的な構造発達史、海洋環境変遷史との関連を詳しく解明する必要がある。

謝 辞

「しんかい2000」運航チーム並びに「なつしま」の船長はじめ乗組員の皆様には調査において大変お世話になった。皆様に感謝の意を表します。

参考文献

- Halbach, P. (1986): "Cobalt-rich and platinum-bearing manganese crusts: Nature, occurrence, and formation." p 137-160. In: Pacific Mineral Resources Physical, Economic, and Legal Issues. E-W Resources System Inst., Honolulu.
- 海洋科学技術センター (1993): 平成5年度までの日本周辺海域における「しんかい2000」・「しんかい6500」の潜航調査地点。第10回しんかいシンポジウム予稿集、目次の前のページ。
- Konishi, K. (1985): Cretaceous reefal fossils dredged from two seamounts of the Ogasawara Plateau. Preliminary Report of the Hakuho-Marui Cruise KH84-1, 169-180.
- 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 (1989): 小笠原海台のテクニクス。水路部研究報告, 25, 73-91.
- 根元謙次・柴 正博・小川浩史・伊藤博之・伊津信之

介・佐藤 武・柴崎達雄 (1986): 小笠原海台の地形と地質—OPEX'84航海の成果。シンポジウム「陥没と隆起」, 131-151.

Okamura, Y., F. Murakami, K. Kishimoto and E. Saito (1992): Seismic profiling survey of the Ogasawara Plateau and the Michelson Ridge, western Pacific: evolution of Cretaceous guyots and deformation of a subducting oceanic plateau. Bull. Geol. Surv. Japan, 43, 237-256.

Smoot, N. C. (1983): Multi-beam surveys of the Michelson Ridge Guyots: subduction or obduction. Tectonophysics, 99, 363-380.

徳山英一・山崎俊嗣・沖野郷子 (1992): 小笠原海台における中期白亜期の造礁性石灰岩—「しんかい6500」第145潜航の成果—。第9回しんかいシンポジウム予稿集, 27-29.

Usui, A. and A. Nishimura (1992): Hydrothermal manganese oxide deposits from the Izu-Ogasawara (Bonin)—Mariana Arc and adjacent area. Bull. Geol. Surv. Japan, 43, 257-284.

臼井 朗・西村 昭・三田直樹 (1992): 伊豆・小笠原弧、西七島海嶺天保海山のマンガン団塊・クラストの潜航調査。しんかいシンポジウム報告書, 8, 257-270.

臼井 朗・西村 昭 (1993): 伊豆・小笠原弧、西七島海嶺天保海山のマンガン団塊・クラストと石灰岩の産状。しんかいシンポジウム報告書, 9, 117-131.

臼井 朗・寺島 滋・湯浅真人 (1987): 小笠原海台周辺の含コバルト・マンガンクラスト。海洋科学, 19, 215-220.

湯浅真人 (1990): "伊豆・小笠原諸島海域。I. 地質。" p 575-590. In: 続・日本全国沿岸海洋誌。東海大学出版会。

(原稿受理: 1994年6月30日)

(注) 写真は次ページ以降に掲載

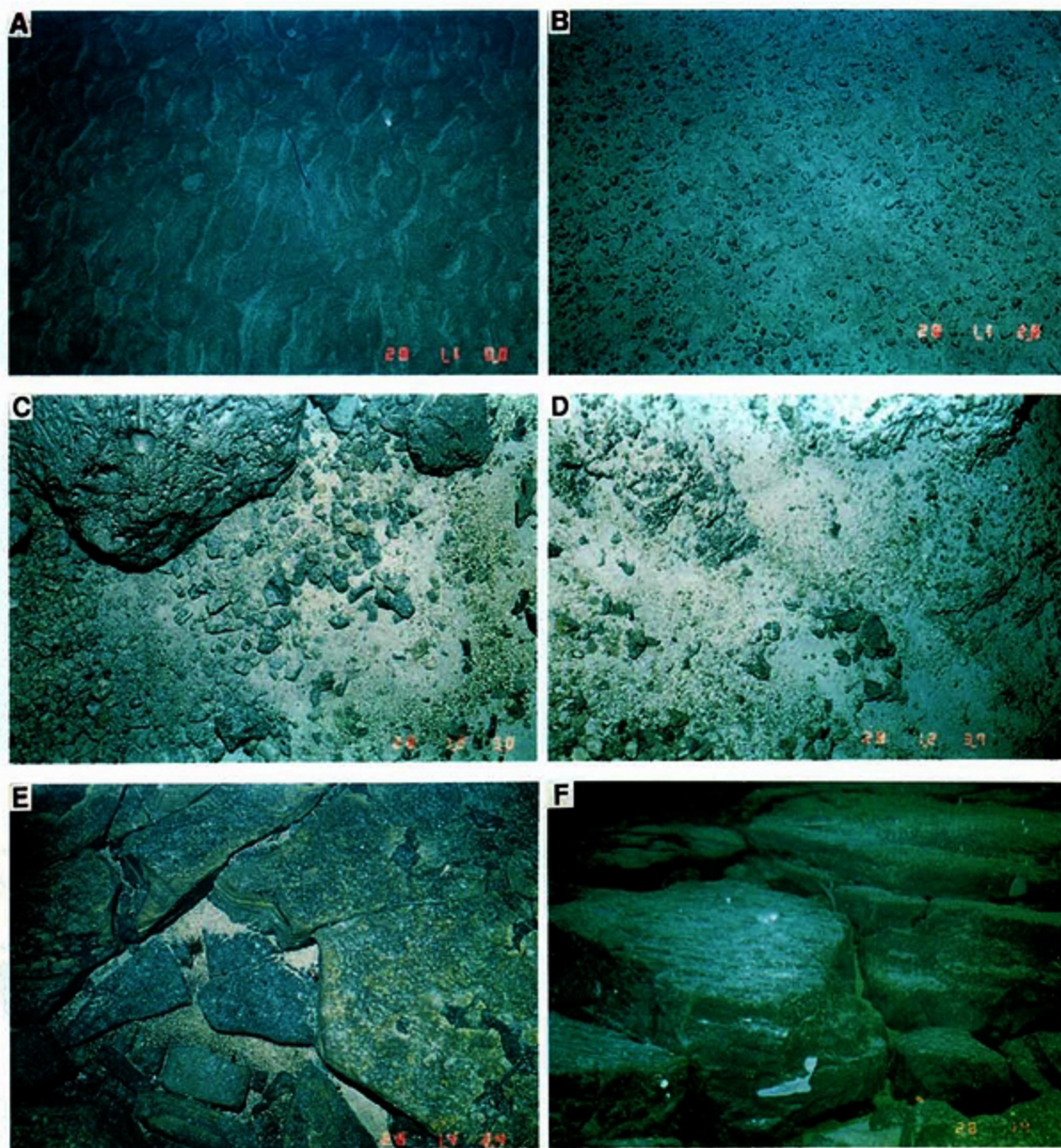


写真 1 潜水調査海底写真。A) リップルマークの発達する石灰質砂, B) 石灰質砂に礫が散在, C) ネリネア石灰岩の巨礫, D) 断層崖に見られる石灰岩の露頭, E) 東海山上部平坦面の火山砕屑岩層, F) 東海山上部平坦面の火山砕屑岩層

Photo 1 Bottom photo. A) Ripple marks on calcareous ooze. B) Scattered volcanic gravels on calcareous ooze. C) Large block of *Nerinea* limestone. D) Outcrop of sheared (?) limestone. E) Volcanoclastic layers at a top of the upper flat. F) Volcanoclastic layers at top of the upper flat.



写真 2 代表的な採取試料。A) 数mmの酸化物層に被覆されたクラスト。白色の基質は燐灰石、褐色部は風化した火山岩（燐灰石と粘土を含む）、B) 火山岩礫を被覆した団塊（白色の充填物質は燐灰石）、C), D) 凝灰岩の角礫（酸化物被覆層は極めて薄い）、E) ネリネアを含む石灰岩礫、F) 写真Eの拡大写真

Photo 2 Typical samples collected during Dive 687 and 688. A) Manganese crust coated with several-mm thick Mn oxide layer. B) Volcanic breccia coated with Mn oxide layer (white filling is apatite). C) and D) Weathered tuff with Mn oxide stains. E) *Nerinea* limestone. F) Close-up of photo E.