海洋地殻深度掘削の成果と課題

海野進*

Reviews of Deep Drilling into Oceanic Crust

Susumu UMINO *

Abstract

Deep drill holes bored into *in situ* oceanic crust were reviewed. Since the beginning of the Deep Sea Drilling Project, 45 drill holes have penetrated over *ca.* 50 m into normal oceanic crust, however, most are concentrated in the north Atlantic and east Pacific Oceans. Basement ages of most holes are younger than 20 Ma, and are rather biased toward younger crust compared to the average age of the oceanic crust (61 Ma). Only five deep drill holes have penetrated over 500 m into the basement, three of which drilled into slow spread crust formed at < 4 cm/yr, with only one hole is fast spread crust formed at > 8 cm/yr and one in intermediately spread crust.

Three deep holes (332B, 395A, 418A) drilled into slow spread crust formed at Mid-Atlantic Ridge gave the first evidence of magnetic reversals through the vertical oceanic crust, and showed that the slow spread upper oceanic crust away from hot spots is dominantly composed of pillow lavas with a normal MORB-like affinity. Younger 332B and 395A holes(3.5 and 7.3 Ma) gave poor core recovery (18 21%), while the oldest Hole 418A (110 Ma) yielded a fairly high recovery of 72%.

Hole 504B is the only hole to penetrate the extrusive rocks and most of the way through the sheeted dike complex (1836.5 m sub-basement) Average core recovery dropped from 29.8 25.3% in the lava and transition zone down to 14.3% in the sheeted dike complex. Unfortunately, the 504B lava is the depleted extremity of MORBs from intermediate-fast spread ridges. One of the most important findings of Hole 504B is a discrepancy between the seismic velocity structure and the downhole lithology in that the Layer 2/3 boundary resides in the middle of the sheeted dikes, as interpreted by the difference in porosity and bulk density.

Hole 1256D is dedicated to coring typical oceanic crust and ultimately penetrates the entire crust into the upper mantle. The site is located on the 15-Ma Cocos plate generated at a superfast rate (22 cm/yr) 502-m-long cores of basement (48% recovery) are lavas showing moderately evolved MORB-like compositions similar to those from the present fast spread ridges. The hole has been cleaned and left ready for future drilling, possibly into Layer 3.

The above examples of deep drill holes show that the major obstacles to ultradeep drilling are hole collapse and poor core recovery. Riser drilling is expected to overcome these obstacles for " the 21-century Mohole ".

^{*} 静岡大学理学部

^{*} Department of Biology and Geosciences, Shizuoka University

Key words: DSDP, IPOD-ODP, IODP, oceanic crust, mohole, ocean drilling キーワード:深海掘削計画,国際深海掘削計画,統合国際深海掘削計画,海洋地殻,モホール,深海 底掘削

I.はじめに

アメリカ合衆国大統領ジョン・F・ケネディーが "1960年代末までに人類を月へ送る"という衝撃 的な演説を行った1961年5月25日の一月ほど前, メキシコのガダルーペ沖合洋上では人類史上初め て船上からの掘削によって海洋地殻基盤を構成す る玄武岩を水深 3500 m の深海底から回収するこ とに成功していた。海洋地殻を貫いてマントル物 質を直接手にしようという深海底掘削計画"モ ホール"の第一段階である。モホール計画は後に アポロ計画と並ぶ二大科学目標と謳われたが,残 念ながら資金不足のため 60 年代半ばに放棄され てしまった。しかし, モホールの試みは海洋底掘 削の可能性と科学的有効性を示すものとして,そ の後の深海底掘削計画 (DSDP/IPOD/ODP)へと 引き継がれた。海洋地殻を貫く深い掘削孔をあけ て地殻の構造を明らかにするための深度掘削は, 深海掘削計画を通じて幾度となく試みられたが, 依然として"モホール"は地球科学者にとって見 果てぬ夢のままであった。アポロの快挙から三十 余年を経過した今,"21世紀モホール"は統合国際 深海掘削計画(IODP)の科学計画において大目標 の一つとして掲げられ, ライザーを装備した巨大 掘削船"ちきゅう"の登場によって実現可能な計 画として現実味を帯びてきた。そこで,これまで の海洋底掘削計画における深度掘削を振り返り, その成果と問題点を吟味しておくことは,今後の 超深度掘削計画を遂行していく上で重要であろう。

II.海洋底深度掘削

1968年に深海掘削計画(DSDP)が始まって以 来,中央海嶺系で生じた海洋地殻基盤の溶岩層を 約50m以上掘削したサイトは45カ所あり,その ほとんどが北半球の大西洋と東太平洋に集中して いる(表1;図1;Shipboard Scientific Party,

2003)。これは深海掘削計画が大西洋に始まり、 パナマを抜けて太平洋へ掘削を進めていった歴史 的な経緯を多分に反映したものであるが, それは 当時の海洋底研究の主要な関心事とそれまでに集 積されたデータ量,またボーリング作業に適した 海況といった環境要因によるところが大きいと思 われる。掘削された海洋地殻の基盤岩の生成年代 は大部分が20 Maよりも若く,40 100 Maの間に は3つしかなく、140 Maを超える掘削孔はわずか に一つである(図2)。これは地球上の海洋地殻の 生成年代が平均 61 Ma であり,沈み込む海洋地殻 の平均年代が 77 Ma であることを考えると,掘削 が若い地殻に偏っていると言えるかもしれない。 基盤の掘削深度 200 m 以上の掘削孔は,4 cm/yr (両側拡大速度)以下の低速拡大海嶺で形成された 海洋地殻に集中している。掘削深度400mを超え る掘削孔は低速拡大で3つ,8 cm/yr 以上の高速 拡大では2つ,その中間の速度では基盤下掘削深 度2000mに達する504B孔が1つあるのみである (図3)。また,504B孔を除いてシート状岩脈群に まで達した掘削孔はなく,全て溶岩層の中で終 わっている。このように既存の海洋地殻深度掘削 は,場所,年代,拡大速度に関して偏りがあり, 平均的,あるいは代表的な海洋地殻に関する情報 という観点からは問題がある。次に基盤の掘削 深度が 500 m を超える深度掘削孔について概 略を述べる。なお,以下の掘削孔の説明はと くに引用がない限り, それぞれの航海の Initial Report に基づくものである。また, サイト 1256 のデータソースは Leg 206 Preliminary Report (Shipboard Scientific Party, 2003)と著者自身 による。

1) 332B 孔

深度掘削の最初の試みは,大西洋中央海嶺軸に 沿った北緯23度からアイスランドまでの南北方 向と海嶺軸に直交して北緯23度線付近を東西に 表 1 1968 2003 年の間に行われた深海掘削計画による掘削孔のうち,中央海嶺系で形成された海洋地殻 (Shipboard ScientificParty, 2003 による).

Table 1	Ocean dril	l holes during	1968 20	003 into oc	ceanic crust	basement	formed	l at mid	l-ocean	ridges o	leeper	than 47	m.

Leg	Hole	Latitude	Longitude	Ocean	Water depth (m)	Age (Ma)	Sediment thickness (m)	Basement penetration (m)	Recovery (%)
24	238	11 09.21'S	70 31.56'E	Indian	2845	30	506	81	50
26	257	30 59.16'S	108 20.99'E	Indian	5278	120	262	65	50
34	319A	13 01.04'S	101 31.46'W	Pacific	4296	16	98	59	25
37	332A	36 52.72'N	33 38.46'W	Atlantic	1851	3.5	104	331	10
37	332B	36 52.72'N	33 38.46'W	Atlantic	1983	3.5	149	589	21
37	333A	36 '50.45'N	33 ¥0.05'W	Atlantic	1666	3.5	219	310	8
37	335	37 °17,74'N	35 11.92'W	Atlantic	3188	15	454	108	38
45	395A	22 45.35'N	46 04.90'W	Atlantic	4485	7.3	111	577	18
45	396	22 58 88'N	43 30.95'W	Atlantic	4450	9	126	96	33
46	396B	22 59 14'N	43 30.90'W	Atlantic	4459	13	151	255	23
49	410A	45 30.53'N	29 28.56'W	Atlantic	2987	9	331	49	38
49	412A	36 33.74'N	33 09.96'W	Atlantic	2626	1.6	163	131	18
51 52 53	417A	25 06 63'N	68 102 48'W	Atlantic	5478	110	208	209	61
51 52 53	417D	25 06 69'N	68 102 81 W	Atlantic	5489	110	343	366	70
51 52 53	4184	25 02 10'N	68 103 44'W	Atlantic	5519	110	324	544	72
54	4284	09 92 77'N	105 26 14'W	Pacific	3359	23	63	53	39
63	469	32 37 00'N	120 32 90'W	Pacific	3803	2.0 17	391	63	34
63	470A	28 54 46'N	117 31 11'W	Pacific	3555	15	167	49	33
65	482B	22 217 38'N	107 59 60'W	Pacific	3015	0.5	137	93	54
65	482D	22 47.30 N	107 59.50 W	Pacific	3015	0.5	138	50	50
65	483	22 53 00'N	108 24 90'W	Pacific	3084	2	110	95	40
00	400	22 00.0011	100 44.00 W	1 denne	5004	~	110	00	-10
65	483B	22 52.99'N	108 [°] 44.84'W	Pacific	3084	2	110	157	47
65	485A	22 %44.92'N	107 54.23'W	Pacific	2997	1.2	154	178	51
68	501	01 °13.63'N	83 °44.06'W	Pacific	3467	6.6	264	73	60
82	559	35 07.45'N	40 \$5.00'W	Atlantic	3754	35	238	63	37
82	562	33 08.49'N	41 %0.76'W	Atlantic	3172	12	240	90	45
82	564	33 °44.36'N	43 %6.03'W	Atlantic	3820	35	284	81	43
91	595B	23 '49.34'S	165 31.61'W	Pacific	5615	80	70	55	28
92	597C	18 %8.43'S	129 46.22'W	Pacific	4164	30	53	91	53
106. 109	648B	22 55.320'N	44 56.825'W	Atlantic	3326	0	0	51	12
123	765D	15 '58.560'S	117 34.51'E	Indian	5714	140	948	271	31
129, 185	801C	18 38.538'N	156 21.59'E	Pacific	5674	170	462	475	47
120, 100	0010	10 00100011	100 21100 2	1 401110	0011	110	102	110	
129	802A	12 5.778'N	153 °12.63'E	Pacific	5980	120	509	51	33
136	843B	19 20.54'N	159 5.68'W	Pacific	4418	95	243	71	37
69, 70, 83,	504B	1 ¶3.611'N	83 43.818'W	Pacific	3474	6.6	270	1841	20
111, 137.									
140, 148									
148	896A	1 °13.006'N	83 43.392'W	Pacific	3459	6.6	200	269	27
185	1149D	31 98 79'N	143 24 03'E	Pacific	5818	133	307	133	17
187	1162B	44 37 9'S	129 11 3'E	Indian	5464	18	333	59	17
187	1163A	44 25.5'S	126 54.5'E	Indian	4354	17	161	48	33
187	1164R	43 45 0'S	127 24 8'F	Indian	4798	18 5	150	66	16
191	1179D	41 104 8'N	159 57 8'F	Pacific	5564	129	377	98	44
200	1224F	27 53 36'N	141 58 77'W	Pacific	4967	46	28	147	26
203	1243R	5 98 07'N	110 104 58'W	Pacific	3868	11	110	87	25
206	12560	6 24 18'N	91 56 06'W	Pacific	3635	15	251	89	£3 61
206	1256D	6 44 16'N	91 56 06'W	Pacific	3635	15	251	502	48
~00	1~00D	J 11.1011	SI 00.00 W	i actitic	0000	10	~01	000	10

 * S : slower than 4 cm/yr, F : faster than 8 cm/yr, I : intermediate rate between 4 and 8 cm/yr

基盤を 47 m 以上掘削したもの.堆積物から基盤の溶岩層へかけて掘削した孔のみを挙げてある

Spreading Rate (S/I/F)*	Comments	Lithology
S/I	Projection of Chagos-Laccadive Plateau	Basaltic lavas
S/I	Wharton Basin off Perth, Australia	Basaltic and breccia
F	Bauer Deep, 13 S EPR	Basaltic lavas
S	Mid-Atlantic Ridge 36 37 N	Basalt, basalt breccia, interlayered sediments
S	Mid-Atlantic Ridge 36 37 N	Basalt, basalt breccia
S	Mid-Atlantic Ridge 36 37 N	Basalt, basalt breccia
S	Mid-Atlantic Ridge 36 37 N	Basaltic lavas
S	Mid-Atlantic Ridge 23 N	Basaltic lavas and breccia
S	Mid-Atlantic Ridge 23 N	Basaltic lavas
S	Mid-Atlantic Ridge 23 N	Basalt and breccia
S	Mid-Atlantic Ridge 45 N	Basaltic lavas
S	Mid-Atlantic Ridge 33 N	Basalt flows and intercalating limestone
S	Western Atlantic	Basaltic lavas
S	Western Atlantic	Basaltic lavas
S	Western Atlantic	Basaltic lavas
F	9 N East Pacific Rise	Basaltic lavas
Ι	off California coast	Basaltic lavas
Ι	off California coast	Basaltic lavas
Ι	off Gulf of California	Massive basalt and interlayered sediment
I	off Gulf of California	Massive basalt and interlayered sediment
1	off Gulf of California	Massive basalt and pillow basalt with interlayered
-		sediments
1	off Gulf of California	Massive basalt and pillow basalt with interlayered
		sediments
l	off Gulf of California	Massive basalt and interlayered sediments
I C	south flank of Costa Rica Rift	Basaltic lavas
5	west flank of Mid Atlantic Ridge 35 N	Basaltic lavas
5	west flank of Mid Atlantic Ridge 33 N	Pillow basalt and massive basalt
5 F	control south Pacific	Vosicular aphyric basalt
F	west floor South FDD 19 S	Maggive bagglt flows
S	Mid-Atlantic Ridge 23 N	Pillow basalt
F	Argo Abyssal Plain	N-F MOR basaltic lavas
F	western north Pacific	Pillow basalt basalt flows breecias
ľ	Top of the basement were drilled at 801B	T mow basart, basart nows, brettias
	and lower sections drilled at 801C	
F	western north Pacific	Basaltic lavas
F	west of Hawaii	Basaltic lavas
I	south flank of Costa Rica Rift	Basalt. stockwork. diabase
Ι	south flank of Costa Rica Rift	Basaltic lavas
F	western north Pacific	Pillow basalt, basalt flows, breccias
I	Australian-Antarctic Discordance	Basaltic lavas and breccia
I	Australian-Antarctic Discordance	Basaltic lavas
Ι	Australian-Antarctic Discordance	Basaltic lavas
F	western north Pacific	Basaltic lavas
F	central Pacific	Basaltic lavas
F	western flank EPR 5 N	Basaltic lavas
F	Cocos Plate eastern flank EPR	Basaltic lavas
F	Cocos Plate eastern flank EPR	Basaltic lavas

Only the holes drilled from sediment cover into lava sequences are listed (after Shipboard Scientific Party, 2003).



図 1 1968 2003 年の間に深海掘削計画によって中央海嶺系で生じた海洋地殻基盤を掘削したサイトの位置 (Shipboard Scientific Party, 2003 による).

Fig. 1 Drilling of the oceanic lithosphere during 1968 2003 (Shipboard Scientific Party, 2003). World map of the oceans showing the distribution of drill holes into *in situ* ocean basement formed at mid-ocean ridges.

横断する方向で一連の掘削孔を穿つという計画で あった(Aumento et al., 1977; 図1)。これは海嶺 軸に沿った方向の全岩化学組成やマグマプロセス の変化と,海嶺軸に直交する方向で海洋地殻の経 年変化を調べるためであった。サイト 332 はその 最初のもので,海洋地殻第二層の構造と組成を明 らかにするために,岩石・鉱物組成,岩石の種類 と構造,温度構造,変成作用,熱水変質,岩石磁 気学的な知見を得るのが目的である。掘削地点を 選定する際の要件として挙げられたのは次の6点 である:1)80m以上の堆積物があること;2)直 線的で整然とした磁気異常縞模様;3)断裂帯の ようにテクトニックな擾乱を受けていないこと; 4)単一の逆帯磁縞にあること;5)海嶺軸に平行 で連続的な地形;6)FAMOUS地域に近いこと。 これは当時アゾレス諸島西方の中央海嶺中軸谷で 米仏の共同研究による集中潜水探査 "FAMOUS 計画"が行われており, FAMOUS 地域で得られ た詳細なデータと掘削によって得られる情報を直 接対比するためである。最終的に上記の条件を満 たす掘削地点として FAMOUS 地域西方に位置す る"Deep Drill Valley"と命名された 370 万年ほ ど前の海洋底が選ばれた。

最初に掘削された 332A 孔はドリルビットの掘 削能力と孔壁の安定性を見るために行われたパイ ロットホールで, 104 m の堆積物を掘り抜きさら に基盤の溶岩層を 331 m 掘ったところでドリル ビットが破損し,掘削を終了した。およそ100m 離れて行われた本孔の 332B 孔は, 第2 層をでき るだけ深く掘ることを目指して掘削した結果,主 として枕状溶岩からなる基盤岩を589m掘削する ことに成功した。これはリエントリーコーンを設 置して行われた深度掘削として最初の成功例であ る。コアの平均回収率は21%であった。基盤岩 の上部 300 m では, ナンノ化石軟泥やチョークな どの堆積物が占める割合が 70%もあり,何度も休 止期を挟んで間欠的に溶岩を流出する火山活動で あったと思われる。サイト 332 は正帯磁の磁気異 常編2'と3に挟まれた逆帯磁縞にあたる。掘削コ アの多くは逆帯磁であったが, 332A 孔の最上部



図 2 図1に示した掘削孔の基盤下掘削深度と海洋 地 殻 年 代 の 関 係 (Shipboard Scientific Party, 2003 による).

Fig. 2 Sub-basement depths of drill holes and ages of the basement shown in Fig. 1 (Shipboard Scientific Party, 2003).

は正帯磁しており,総じて伏角(平均-4°)は掘 削地点の緯度から予想される59°よりもかなり 小さかった。このことはVine and Matthews (1963)の単純なモデルから予想される構造とは 異なり,磁気異常縞模様の起源についての再考を 促すことになった。それぞれの帯磁ユニットは厚 さ100mほどの複数の岩相ユニットにわたって安 定した同じ伏角を有している。このことから,各 帯磁ユニットは1000年程度の休止期をおいて噴 出した一連の溶岩流や火砕物からなり,それぞれ の噴火活動は数十年以内で終息したと説明された (Hall and Ryall, 1977)。

溶岩は斜長石やカンラン石斑晶に富んだ斑晶質 のものが多く,無斑晶質溶岩の割合はその半分ほ どであった。このように斜長石 カンラン石斑晶 に富んだ溶岩が一般的に見られるのは FAMOUS 地域と類似しているだけでなく,低速拡大海嶺に 共通の特徴である(図4;海野,1994)。しかしな がら、掘削した試料は現在の大西洋中央海嶺の中 軸谷にそった溶岩の化学組成に比べて Mg 値が高 く、カンラン石の集積する方向にはずれるものや、 鉄に乏しい方向にずれるものも多く, 典型的な大 西洋中央海嶺玄武岩の組成とは若干異なる(図 5a,b)。また Zr/Y 比も低く,中~重希土類元素に 枯渇し,軽希土類元素に富むV字型のREEパター ンを示すなど特異な組成をしている(図6)。これ は近傍のアゾレスホットスポットのプルームの影 響で通常の大西洋中央海嶺玄武岩よりも部分溶融 程度が高くなり,さらにプルーム由来の軽希土成 分による汚染が原因と説明された (Schilling et al., 1977),

2) 395A 孔

332B 孔の玄武岩組成がアゾレスホットスポッ トの影響を強く受けたものであったことから,サ イト 395 はホットスポット近傍を避け,低速拡大 海嶺で生じた模式的な海洋地殻コアの回収を目指 すことになった (Melson et al., 1979)。その結 果, Kane 断裂帯の南, 北緯23度付近が掘削地点 として選ばれた(図1)。海嶺軸をまたいで西にサ イト 395, 東にサイト 396 が選定され, それぞれ において一航海を費やす深度掘削を試みる計画で あった。当初サイト 396 を優先する予定であった が,事前調査の結果,サイト395は磁気異常4の 中に位置すること,地殻の厚さは4kmで第二層 は0.8 kmと薄く,第三層へ到達できる可能性がよ り高いことから, サイト 395 から先に掘削するこ とになった。しかしながら, サイト 395 の地殻は 低速拡大海嶺で生じた典型的な海洋地殻としては やや薄すぎる。395A 孔は,主として枕状溶岩か らなる基盤を 572 m 掘削したところでドリルビッ トがスタックし,それ以上の掘削を断念した。コ アの平均回収率は18%であった。

枕状溶岩の間に火砕物や生物起源の堆積物を挟 む点は 332B 孔と同様であるが,ハルツバージャ イト,レールゾライト,ガブロといったマントル カンラン岩や深成岩のブロックが掘削された点が



図 3 図1に示した掘削孔の基盤下掘削深度と基盤を形成した中央海嶺 の拡大速度(Shipboard Scientific Party, 2003による).

Fig. 3 Sub-basement depths of the drill holes and spreading rates of the basement shown in Fig. 1 (Shipboard Scientific Party, 2003).

注目される。これらは断層崖などに露出した下部 地殻やマントル岩から崩落した崖錘堆積物が溶岩 層中に挟まれたものと解釈された。溶岩には斑晶 質のものと無斑晶質のものがほぼ1:1で出現し, 斑晶の多くは斜長石である。いずれも分化した全 岩化学組成を示し,大西洋中央海嶺玄武岩の組成 範囲に入るものが多い(図5c)。無斑晶質のもの はカンラン石の分別で説明できるような主要元素 組成変化を示し,一方,斑晶質のものには斜長石 の集積効果が認められる。斑晶質・無斑晶質のマ グマ組成を互いに結晶分化で導くことはできず, それぞれ異なるマグマバッチに由来すると考えら れる。また両者ともに La/Sm, Zr/Y 比が若干異 なる2つのグループに分かれ,それぞれ独立な ソースマントルに由来すると説明された(図7a; Rhodes et al., 1979)。岩石磁気の伏角はほとん どが緯度から予想される 40 ℃収束するが,2つ の逆帯磁を挟む。これは長い正帯磁期に挟まれる

短期間の逆帯磁期に噴出した溶岩層と説明された (Johnson, 1979)。

3) 418A 孔

418A 孔はサイト 395, 396 とともに北緯 23 度 の大西洋横断掘削ラインをなす掘削孔のひとつで, その西端に位置する(図1; Donnelly *et al.*, 1980)。負の磁気異常 M0 の東に隣接する正の異 常縞の中にある。サイト 418 に先だつ第51 次お よび第52 次航海で掘削を進めた 417D 孔が, 708.5 mbsf (海底面下 708.5 m あるいは 365.5 m sub-basement)まで掘り進んだところでドリル先 端部の落下によりそれ以上の掘削が続行不能と なった。417D 孔の基盤岩回収率は 72%ときわめ て高く,容易に深部まで掘り進むことができたた め,第二層を掘り抜くことも可能と思われた。そ こで引き続き近傍で深度掘削を試みることにし, 場所を南に 7 km ほど移したサイト 418 で再度掘 削することになった(図1)。417D/418A 孔掘削で



- 図 4 504B 孔,1256C 孔,1256D 孔と大西 洋中央海嶺玄武岩(MAR)の斑晶量 とサンプルの出現頻度(a)と単斜輝 石,斜長石,カンラン石斑晶の量比 (b):504B 孔(三角),1256C 孔(白 丸),1256D 孔(灰丸),大西洋中央 海嶺(×).
- Fig. 4 (a) Phenocryst modes of lavas and dikes from Holes 504B, 1256C and 1256D and Mid-Atlantic Ridge(MAR). (b) Ratios of phenocrystic clinopyroxeneplagioclase-olivine from Holes 1256C (open circles) and 1256D (solid circles), compared to Hole 504B sheeted dikes (triangles) and MAR lavas (crosses).

掲げられた目的は第二層下部から第三層まで掘削 し,海洋地殻深部の岩相,構造,化学組成,変質 作用についての知見を得ることであった。418A 孔は基盤岩を544mまで掘削したところでロギン グツールが孔底でつかえ,回収できなくなったた め放棄された。平均コア回収率は72%であった。

岩相は 75%が角礫岩を伴った枕状溶岩で,残り 25%がシート溶岩とその他の火砕岩からなる。最 上部と最下部には厚いシート溶岩を含む多くの塊 状溶岩が集中し,火砕岩層を直下に伴う。このこ とから,多くの場合は規模の小さな噴火によって 枕状溶岩を噴出したが,ときおり火砕岩層に示さ れる長い休止期の後に比較的規模の大きな噴火が 発生し,大量のシート溶岩を噴出したものと説明 された。また,最下部の353 mbsf と 368 mbsf で は正帯磁の岩脈が逆帯磁のシート溶岩に貫入して いる。これらの岩脈は130 m ほど上位にある溶岩 と類似した全岩化学組成を示していた。

斑晶量は510%で大西洋中央海嶺玄武岩としては比較的少なく,斑晶のほとんどは斜長石であ



る。やや分化した低 K ソレアイトで,全岩化学組 成の層序変化から7つのユニットが識別される。 多くの溶岩は単一のマグマからの斜長石 > カンラ ン石+単斜輝石の分別で説明可能である。ただし モードに単斜輝石が少ないことから,やや高圧に おいて結晶分化を起こしたと考えられる(Byerly and Sinton, 1980)。若干 Mg が乏しいものもあ るが,概ね大西洋中央海嶺やインド洋中央海嶺の 組成範囲に収まる(図 5d)。

基盤岩最上部の 190 m は正に帯磁(+23.9° +/-5.4°)しているが,コアの大部分は逆帯磁を 示し少なくとも5回の極性反転を含む。最下部の 150 m は平均 - 60.2 (-54.3°+/-18.7°)と緯度 から予想されるよりもかなり急な伏角を示すこと から,断層によるブロック運動で傾動したものと 考えられている。溶岩の間から回収された角礫は このような断層運動に伴って生じた可能性もある。 このブロック運動の原因となった断層は,低速拡 大海嶺やリフト帯に特徴的なリストリック断層に 相当するものと考えられる。平均12.0+/-8.1× 10⁻³ emu という自然残留磁化から磁気異常の原 因は主として第二層によるものと説明された。

4) 504B 孔

504B 孔はコロンビアの西方 350 km にあり,コ スタリカリフトで 5.9 Ma に生じた海洋地殻を掘 削したものである(Alt *et al.*, 1996;図8)。深海 掘削史上最も深く,かつシート状岩脈群にまで達

した唯一の掘削孔である。第69次航海に始まり, 70次,83次,111次,137次,140次,148次と 実に7回もの航海を通じて掘削された(図9)。し かし、この深度掘削孔は初めから意図して生まれ たものではなかった。堆積物によってシールされ た海洋地殻上部における熱水活動の様子や堆積物 中の間隙水組成が,表面を堆積物によって覆われ ていない海洋地殻とどのように異なるかを明らか にすることがそもそもの始まりであった。しかし 多くの深度掘削が孔壁の崩壊によって断念せざる を得なかったのに対し, 504B 孔では初期の掘削 が比較的容易に進められたために,より深部の情 報を得ることが可能な唯一の掘削孔として重要性 を高めていった。掘削深度は海底面下2111 m,基 盤岩深度 1836.5 m に達し, コア回収率は溶岩層 で 29.8%, 遷移帯で 25.3% であったが, シート状 岩脈群ではわずか14.3%と掘り進むに連れて低下 した。

先の大西洋の例に比べて溶岩層に占める枕状溶 岩の割合がおよそ6割と低く,より速い拡大速度 を有するコスタリカリフト(6.6 cm/yr)で生じた ことと調和的である。海嶺軸近傍に見られる溶岩 形態は拡大速度と相関があることが知られている (Bonatti and Harrison, 1988)。これは急峻な地 形と断層が発達する低速拡大軸では,溶岩は斜面 を流れることが多いため枕状溶岩の形態をとり易 いのに対して,高速拡大軸ではほぼ水平な平坦面

図 5 深度掘削孔と現在の海嶺軸上で採取された溶岩の MgO-FeO 重量%変化図.

Fig. 5 MgO-FeO (wt%) variation of lavas and dikes from deep drill holes and the present ridge axes. (a)Mid-Atlantic Ridge(triangles)and Indian Ridge(asteriscs). Ranges of most samples are enclosed by a solid line in b, c and d ; (b)Hole 332B. Arrows represent olivine and plagioclase control lines ; (c)Hole 395A. Arrows represent olivine fractionation and plagioclase accumulation lines, respectively ; (d)Hole 418A ; (e)East Pacific Rise (circles), Juan de Fuca Ridge (triangles) and Galapagos Rift (asteriscs). Ranges of most samples are enclosed by a solid line in f and g ; (f) Hole 504B ; (g) Hole 1256C (solid) and 1256D (open).

中央海嶺の全岩化学組成は PETDB (Petrological Database of the Ocean Floor; http://petdb.ldeo.columbia.edu/ petdb/, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University)による.また,サイト 1256 を除く深海掘削 孔の全岩化学組成データは Janus Database (http://www-odp.tamu.edu/database/)による.(a)大西洋中央海嶺 (三角)とインド洋海嶺(アスタリスク). 主な組成範囲を線で囲って b, c, d に示す; (b) 332B 孔.大西洋やイ ンド洋の全岩組成範囲からはずれ,カンラン石と斜長石のコントロールライン(矢印)に乗るものがある; (c) 395A 孔.矢印はカンラン石分別ラインと斜長石を集積する方向; (d) 418A 孔; (e) 東太平洋海膨(丸),ファンデフー カ海嶺(三角),ガラパゴス海嶺(アスタリスク).主な組成範囲を線で囲って f,g に示す(f) 504B 孔; (g) 1256C 孔(灰丸)と1256D 孔(白丸).

を流れるためにシート溶岩を生じ易いのであ る(Umino *et al.*, 2002)。シート状岩脈群は上 部では北に 50°60 傾斜しているが(Adamson, 1985),下部ほど急傾斜となり 2000 mbsf で約



図 6 コンドライトで規格化した 332B 孔の溶岩の REE パターン (Schilling *et al.*, 1977).

Fig. 6 Chondrite-normallized REE patterns of Hole 332B (Schilling *et al.*, 1977).



図 7 深度掘削孔の溶岩と岩脈の微量元素組成. (a) 395A 孔の La-Sm (La/Sm と記した線上にほぼ 落ちる点) および Zr-Y (Zr/Y と記した線上ほぼ落 ちる点) 変化図 (Rhodes *et al.*, 1979). La/Sm 比; (b) 東太平洋海膨(丸), ファンデフーカ海嶺(三 角), 504B 孔 (ダイアモンド)の Zr-Y 変化図.

Fig. 7 Trace elements of lavas and dikes from deep drill holes.

(a) La-Sm (those plotted along the line denoted as La/Sm) and Zr-Y (those plotted along the line denoted as Zr/Y) variations of Hole 395A (Rhodes *et al.*, 1979); (b) Zr-Y variations of East Pacific Rise(circles), Juan de Fuca Ridge(triangles) and Hole 504B (diamonds).



図 8 太平洋 ナスカ コスプレート三重点付近のプレート年代と掘削サ イト 504 および 1256 (Shipboard Scientific Party, 2003 による).

80 である(Umino, 1995)。岩脈の急冷縁と結晶 粒径変化から重複岩脈や複数の岩脈からなる冷却 ユニットの存在が推定され,中央海嶺下における 岩脈貫入が数日から数ヶ月間かけて間欠的に起き たことが明らかにされた(Umino, 1995)。

504B 孔の溶岩と岩脈の組成は東太平洋海膨や ガラパゴス海嶺の溶岩に比べて Mg 値(63 74) が高いものが多く,最も未分化な端成分をなす (図 5e, f)。また,低い液相濃集元素含有量とZr/Y 比や高い Ca/Al 比から枯渇したソースマントルが 考えられている(図7b)。このような全岩化学組 成の特異性にもかかわらず 504B 孔の掘削が進め られたのは,間もなく第2/3層境界を突破できる と思われたためである。504B 孔では地震波速度 構造解析より,第2/3 層境界は海底下1475mと予 想されていた。ところが,予想深度を突破しても 一向にガブロは現れなかった。後に第111次航海 で掘削したシート状岩脈群の中ほどに地震波速度 の勾配が急変するところがあることが示され、こ れが第2/3 層境界と考えられるようになった (Detrick et al., 1994;図10)。この境界は母岩の

孔隙率や亀裂,密度などに依存して決まり,岩相 境界とは必ずしも一致しない。従って,第2/3層 境界は拡大速度に応じて層序的な位置と岩相が変 化する可能性がある。504B 孔のように低速~中 速拡大海嶺ではシート状岩脈群中に境界が現れる が,高速拡大海嶺では堅牢なガブロに対して岩脈 群から上の岩相では断層や破砕帯が発達するため に地震波速度が小さく,シート状岩脈群/ガブロ の岩相境界と第2/3層境界が一致するかもしれな い(Detrick et al., 1994)。504B 孔は変質の観点 から上下に3つに分帯されている(図9):1)基 盤岩最上部から 320 m sub-basement までの上部 溶岩層。ここは酸化的な雰囲気で低温(<100), 高い水 / 岩石比(100:1) で起きた海底風化ゾー ンである;2) 320 572 m sub-basement の下部 溶岩層。還元的で低温(<150),低い水/岩石 比(10:1)で起きた低温の熱水変質ゾーン;3) 溶岩層最下部からシート状岩脈群に見られる高温 (250 380)の緑色片岩相の熱水変質と海嶺軸か ら離れたところで起きた沸石相の変質作用が重 なっているゾーン。

Fig. 8 Plate ages near the triple junction of the Pacific-Nazca-Cocos Plates and the drilling sites 504 and 1256 (Shipboard Scientific Party, 2003).



Fig. 9 Downhole variation of metamorphic minerals from Hole 504B (Alt *et al.*, 1996). Broken lines are boundaries of three alteration zones (see text for details).

504B 孔は最終的には第 148 次航海において孔 壁崩壊が起こり,ドリルビットを孔底に残したま ま放棄されることとなった。最下部の岩相はオ マーンオフィオライトのルーフゾーンに出現する 粗粒ドレライトに類似しており,海洋地殻下部の 層状ガブロまであとわずかと思われる。

III. 超深度掘削を目指して

IODP では海洋地殻の形成と進化プロセスを明 らかにするため,全海洋地殻を貫通し上部マント ルに達する超深度掘削孔 "21 世紀モホール"を科 学計画における大目標の一つとして掲げている。 これまで述べてきたように,われわれの海洋地殻 の組成と構造に関する知識は海洋地殻最上部の噴



Fig. 10 Downhole resistivity and P-wave velocity of Hole 504B (Detrick et al., 1994).



図 11 海嶺軸直下のメルトレンズの深さと拡大速 度の関係(Shipboard Scientific Party, 2003 による).

Fig. 11 Depths to the melt lens below spreading axes plotted against spreading rates (Shipboard Scientific Party, 2003).

出岩層に偏っており,地殻深部の岩石やマントル 最上部については断裂帯や特異な構造運動によっ て地表に現れた岩体などに限られた断片的な情報 である。一般に海洋地殻の構造とは地震波探査に よって得られた構造のことを意味するが,これは ODP504B 孔の例に見るようにオフィオライトモ デルから推定される岩相境界とは必ずしも一致せ ず,海洋地殻の実態は定かではない。また一種の 高速拡大軸で生じたと考えられるオフィオライト に発達する層状深成岩は,海洋底からは未だに発 見されていない。海洋地殻上部マントルの組成・ 構造の実態とその変質過程(進化)を明らかにす ることは,地球表層から内部における物質循環を 理解する上できわめて重要である。

JOIDES 下にある科学計画立案グループは,来 るべき IODP における超深度掘削のための候補地 選定条件として次のような提案をまとめた: 1)高速拡大海嶺で生じた,2)厚い堆積物で覆わ れている,3)年代が古く十分冷えている,4)水 深4000 m 以浅の海底,5)厚さ56kmの典型的 な海洋地殻である,6)緯度1530度で生じた海 洋地殻,7)年間を通じ海況がよい,8)主要な港 から近い。

とりわけ拡大速度は重要である。それは,地球 上の海洋プレートの50%が8cm/yr以上の高速拡 大軸で生じており,拡大速度が速いほど海嶺軸直 下のメルトレンズが浅くなるからである(図11)。 しかしながら,これらの条件を全て満たす掘削候



a)

図 12 1256C 孔の溶岩池の再結晶基底部.

- (a) 基底部の塑性流動を示す,褶曲し,再結晶した グラノファイアー脈(206-1256C-11R7W,31 41 cm).
- (b)再結晶したバリオール組織(206-1256C-11R-7, 130 133 cm). 横 0.7 mm.
- Fig. 12 Recrystallized base of the lava lake in Hole 1256C.
- (a) Folded and recrystallized granophyer veins (206-1256C-11R7W, 32 35 cm)
- (b) Recrystallized variolitic groundmass in the base of the lava pond, Hole 1256C. Width of the view is 0.7 mm (206-1256C-11R-7, 130 133 cm).

補地点はほとんどない。

サイト 1256 の掘削は, 今後開発が期待される 4000 m 級ライザー掘削を念頭においた上で, 複 数次の航海によって最終的にモホを貫通すること

を視野に入れて立案された。同サイトはコスタリ カ沖 1000 km のグアテマラ海盆にあり, 15 Ma に 22 cm/yr で拡大した東太平洋海膨で形成され たプレート上にある (Shipboard Scientific Party, 2003)。パイロットホールの1256C孔は基 盤岩を 61.3%の回収率で 88.5 m 掘削し,途中厚 さ 40 m の溶岩池を掘り抜いた。本孔の D 孔では 基盤直上までコアを回収せずに掘削し, 溶岩池の 最上部よりも少し深い位置からコアの回収が始め られた。そのため溶岩池の上位の岩石や上下盤と のコンタクトは回収できなかったが,基盤岩を 502 m 掘削し,海底面下 752 m に達し,平均回収 率 48%を得た。溶岩池は C 孔よりもかなり厚く 75 m 以上あった。高速拡大海嶺に期待されると おり溶岩のほとんどはシート溶岩からなり,ごく 少量の枕状溶岩とハイアロクラスタイトを狭在す る。D孔の上半部では厚いシート溶岩に溶岩ロー ブが膨張する際に形成されたと考えられる縦に伸 びる亀裂や,亀裂に沿って破砕しハイアロクラス タイト化した溶岩の存在が確認された。このよう な溶岩の産状から,海嶺軸部から離れたほぼ水平 の山麓部で定置したロベートシート溶岩であると 思われる。また,音響探査の結果では,サイト 1256 周囲の基盤に落差 100 m 内外の断層の存在 が確認されており, 溶岩池はこのような断層崖に 画された地溝を埋積した溶岩流であった可能性が ある。一方, D 孔下半部では薄い膨張していない シート溶岩が多く、コアでは回収されなかったが、 孔内音波計測の結果少量の枕状溶岩の存在が確認 された。これらの溶岩は海嶺軸頂部から山麓部へ かけての斜面を流れたものと解釈できる。従って, 掘削孔はまだ海嶺中軸部の浅い谷を埋めたであろ う溶岩層には到達していないと考えられる。

C 孔で掘削した溶岩池で特筆すべき点は,基底 からおよそ 1.6 m にわたって溶岩池基底部の細粒 溶岩が再結晶していたことである(図12)。とく にバリオール組織を示す石基単斜輝石と磁鉄鉱は 上位の粗粒ドレライト組織を有する溶岩池へ向 かって粗粒化し,等粒状組織が顕著になる。この ことから,上位の溶岩池が熱源となって基底部の 再結晶を引き起こしたことは明らかである。しか



図 13 掘削孔の基盤年代と平均コア回収率 (Shipboard Scientific Party, 2003 による).



も,基底部の細粒溶岩は著しく流動変形し,複数 回にわたって粗粒のグラノファイヤー脈が貫入し ていた。グラノファイヤー脈は早期に貫入したも のほど変形し,母岩石基と同様再結晶が進んでい た。即ち,基底部は継続的に流動変形しつつ,間 欠的にグラノファイアー脈が貫入し,同時に再結 晶が進行したことになる。これは溶岩池の熱がそ れ自体の急冷縁に対して与えた一種の"接触自変 成作用"とでも呼ぶべき現象であり,著者の知る 限り八ワイの溶岩湖では報告がない。残念ながら D 孔では溶岩池基底の接触部が回収されず,再結 晶は確認できなかった。

コアは掘削に伴う二次的な磁化が著しいが,多 くの場合初生的な残留磁化を推定することができ た。消磁後のD孔のコアはいずれも低緯度で生じ た地殻に期待される浅い伏角を示した。C孔では 上部の溶岩池は浅い伏角を示したが,その下位の 溶岩層は消磁後も安定な急傾斜の伏角を有してい た。このことから,溶岩池が堆積した場所は海嶺 軸から少なくとも5km程度離れていたと考えら れる。このことは,溶岩池が埋積したような落差 の断層崖が,現在の東太平洋海膨では海嶺軸から 5 10km離れたところで観察されることと調和的 である (Macdonald et al., 1996)。

溶岩は C 孔, D 孔ともに斑晶に乏しく, 上部に 少量の EMORB を伴うものの,大部分は東太平洋 海膨に出現する平均的な NMORB 組成である(図 5g)。これらの岩相,構造,溶岩組成はいずれも高 速拡大海嶺で生じた海洋地殻に期待される典型で あり,低緯度という点を除けば当初の条件に適っ た掘削であったと言えよう。孔壁も安定で良好な 状態で残されており,再掘削によってマグマ溜り ルーフゾーンまで到達することは可能と思われる。

IV. 深度掘削の障害とライザー掘削への期待

海洋底深度掘削の歴史は,海洋地殻の構造や形 成過程について新たな知見や理解をもたらしはし たが,必ずしも当初意図したとおりの掘削とはな らず,挫折と妥協の繰り返しであったとも言えよ う。ODP 1256D 孔は過去の反省の上に来るべき "21世紀モホール"を目指して掘削され,これまで のところおよそ目論見通りの成果が得られたと考 えてよいであろう。将来,さらに掘削を進めるこ とが望まれるが,あるいはより理想的または技術 的な問題を考慮した上で,新たに超深度掘削が行 われることになるかもしれない。いずれにせよ超 深度掘削を行う上で最大の障害は,崩壊した孔壁 から生じた岩屑にドリルビットがスタックするこ とである。自生鉱物によるセメンテーションが進 んでいない若い地殻では,強度的に弱く破砕し易 い可能性がある。断層破砕帯や脆弱な岩相などに 当たって崩壊するケースも考えられる。とくに海 洋地殻上部は孔隙や破砕物を伴う枕状溶岩からな り,崩壊が起こりやすいと思われる。オマーンオ フィオライトなどではマグマ溜りルーフゾーンに 自変質作用によって脆弱化したトーナライトやペ グマタイト状ガブロなどが出現する。これらの岩 相も超深度掘削の際には孔壁の崩壊個所となる可 能性が高い。504B孔が最終的にスタックしたの はこのようなルーフゾーンの岩相に到達したため かもしれない。さらに超深度掘削ではボーリング によって高温の岩盤を急冷したり,応力開放に 伴って破壊が起きる可能性がある。

コアの回収率は年代の古い海洋地殻の掘削でも ほとんど変わらず,より古い地殻の掘削が超深度 掘削の成功率を高めるとは期待できない(図13)。 西ドイツで行われた超深度掘削(KTB)では,チ クソトロピーを有する Na-Mgケイ酸塩や高分子 化合物を含んだ循環流体を開発し,密度を調整す ることによって孔壁の崩壊を防止し,掘削に伴う 岩屑を効率的に取り除き,9.1 kmという超深度掘 削を実現することに成功した(Emmermann and Lauterjung, 1997)。海洋底深度掘削でも掘削孔 が深くなるほど脆弱な岩相や破砕帯に出会う可能 性は高くなる。従って,このような流体を 循環させながら掘り進むライザー掘削は,超深 度掘削にとって必須の切り札となるであろう。 4000 m 級ライザーの早期開発が強く望まれる。

謝辞

本論は金沢大 21 世紀 COE シンポジウム「海洋岩石学 の最前線と日本の IODP 戦略」において行った講演をも とにまとめたものである。金沢大学荒井章司教授ならび に新潟大学宮下純夫教授には発表の機会を与えていただ いた。匿名査読者からは有益なコメントをいただいた。 ここに感謝の意を表します。

対 文 献

- Adamson, A.C. (1985) Basement lithostratigraphy, deep Sea Drilling Project Hole 504B. *Init. Repts.* DSDP, 83, 121 127.
- Alt, J.C., Kinoshita, H., Stokking, L.B. and Michael, P.J. eds. (1996) Proc. ODP, Sci. Results 148. College Station, TX (Ocean Drilling Program)
- Aumento, F., Melson, W.G. et al. (1977) Init. Repts. DSDP, 37. Washington, D.C. (U.S. Govt. Printing Office).
- Bonatti, E. and Harrison, C.G.A. (1988) Eruption style of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: Effect of magma temperature and viscosity. J. Geophys. Res., **93**, 2967–2980.
- Byerly, G.R. and Sinton, J.M. (1980). Compositional trends in natural basalt glasses from Deep Sea Drilling Project Holes 417D and 418A. *Init. Repts. DSDP*, **51**, **52**, **53 Part 2**, 957 971.
- Detrick, R., Collins, J., Stephen, R. and Swift, S. (1994). *In situ* evidence for the nature of the seismic layer 2/3 boundary in oceanic crust. *Nature*, **370**, 288 290.
- Donnelly, T., Francheteau, J., Bryan, W., Robinson, P., Flower, M., Salisbury, M. *et al.* (1980). *Init. Repts. DSDP*, **51**, **52**, **53**. Washington, D.C. (U.S. Government Printing Office).
- Emmermann, R. and Lauterjung, J. (1997) The German continental Deep Drilling Program KTB: Overview and major results. *J. Geophys. Res.*, **102**, 18179 18201.
- Hall, J.M. and Ryall, P.J.C. (1977) Paleomagnetism of basement rocks, Leg 37. *Init Repts. DSDP*, 37, 425–448.
- Johnson, H.P. (1979) Paleomagnetism of igneous rock samples-DSDP Leg 45. *Init. Repts. DSDP*, 45, 387 395.
- MacDonald, K.C., Fox, P.J., Alexander, R.T., Pockalny, R. and Gente, P. (1996) Volcanic growth faults and the origin of Pacific abyssal hills. *Nature*, **380**, 125 129.
- Melson, W.G., Rabinowitz, P.D. et al. (1979). Init. Repts. DSDP, 45. Washington, D.C. (U.S. Government Printing Office).
- Rhodes, J.M., Blanchard, M.A., Dungan, K.V., Rodger, K.V. and Brannon, J.C. (1979) Chemistry of Leg 45 basalts. *Init. Repts. DSDP*, **45**, 447 459.
- Shipboard Scientific Party (2003) Leg 206 Preliminary Report. *ODP Prelim. Rpt.*, **106** [Online] Available from World Wide Web: http://www-odp. tamu.edu/publications/prelim/206_prel/206PREL. PDF.
- Schilling, J.-G., Kingsley, R. and Bergeron, M. (1977). Rare earth abundances in DSDP sites 332, 334, and 335, and inferences on the Azores

mantle blob activity with time. *Init. Repts. DSDP*, **37**, 591 597.

- 海野 進(1994)中央海嶺のマグマ供給システム.地 学雑誌,103,498521.
- Umino, S. (1995): Downhole variations in grain size at Hole 504B: Implications for rifting episodes at mid-ocean ridges. *Proc. ODP, Sci. Results*, **137/140**, 19 33.
- Umino, S., Obata, S., Lipman, P., Smith, J.R., Shibata, T., Naka, J. and Trusdell, F. (2002).

Emplacement and Inflation Structures of Submarine and Subaerial Pahoehoe Lavas from Hawaii. *In* Takahashi, E. *et al.* eds. : *Hawaiian Volcanoes : Deep Underwater Perspectives.* AGU Monograph, **128**, 85 101.

Vine, F.J. and Matthews, D.H. (1963). Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, **78**, 947–949.

(2003年5月16日受付,2003年8月14日受理)