

「しんかい2000」による奥尻海嶺北部での 潜航調査

—日本海海洋地殻の断面—

宮下純夫*¹ 田中武男*² 門馬大和*² 徳山英一*³
徐 垣*³ 倉本真一*³ 石井次郎*⁴

「しんかい2000」による4回の潜航が奥尻海嶺北部の海洋海山西側斜面で行われ、水深2000—1270mにかけて地質調査が行われた。その結果、西側斜面には急崖が連なっており、枕状溶岩や自破碎枕状溶岩が大規模に露出していることが明かとなった。

北緯43°57'に沿った3回の潜航調査により、以下のような地質断面が推定された。最上部には鮮新世とみられる堆積岩が覆っているが、これらは斜面に沿ってクリープし滑り落ちているものと考えられる。その下には玄武岩質枕状溶岩や自破碎枕状溶岩と堆積岩とが繰り返して出現し、玄武岩類と堆積岩とが“互層”しているとみられる。しかし、断層により細かく繰り返している可能性も残されている。“互層帯”の下部は玄武岩が卓越し、100mを越える玄武岩層が出現する。それぞれ300mほどの厚さを持つこうした“互層帯”が東傾斜の衝上断層によって繰り返していると推定される。スラストの上盤直上は垂直に近い急崖となっている。

4回の潜航を通して15箇所から29個のサンプルが採取された。玄武岩類は枕状溶岩、自破碎枕状溶岩から主になり、塊状玄武岩も1個含まれている。これらは著しく海洋底風化作用を被っているが、主化学組成や単斜輝石の組成などにおいて島弧玄武岩とは明瞭に区別され、海嶺玄武岩に類似している。しかし、これらは著しく発泡しており、揮発性成分や液相濃集元素などに富んでいたと考えられ、典型的な背弧海盆玄武岩としての性格を有している。なお、現地性に近いとみられる新鮮なかんらん石安山岩が斜面最上部から採取されており、海洋海山頂部付近には第四紀火山が存在している可能性がある。潜航した地点付近でのドレッジにより採取された堆積岩から11.5—12.9 Maを示す珪藻化石が産出しているが、それは“互層帯”の最上部付近から由来したと考えられる。奥尻海嶺北部は日本海海洋地殻が大規模に西方へ衝上し、その上部地殻断面が露出しているものと結論される。

*¹ 新潟大学 理学部 地質鉱物学教室

*² 海洋科学技術センター

*³ 東京大学 海洋研究所

*⁴ 北海道東海大学 工学部 海洋資源学科

*⁵ Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Sci. Niigata Univ.

*⁶ Japan Marine Science and Technology Center.

*⁷ Ocean Research Institute, University of Tokyo.

*⁸ Faculty of Engineering, Hokkaido Tokai University.

Observations Using the Submersibles "SHINKAI 2000" at the
Northern Part of the Okushiri Ridge
— A Section of the Oceanic Crust of the Japan Sea —

Sumio MIYASHITA*⁵, Takeo TANAKA*⁶, Hiroyasu MOMMA*⁶,
Hidekazu TOKUYAMA*⁷, Wonn SOH*⁷, Shin-ichi KURAMOTO*⁷
and Jiro ISHII*⁸

Nearly vertical cliffs composed of basaltic pillow lavas and pillow breccias were found during four dives by "SHINKAI 2000" between 1270m and 2000m in water depth at the western slope of the Okushiri Ridge, north-eastern margin of the Japan Basin.

A geologic section along 43°57'N latitude is presumed as follows: Pliocene sediments, which are possibly sliding blocks, appear at the uppermost part. Two "alternation zones" of basalts (pillow lavas and brecciated pillow lavas) and sediments, about 300m thick each, are overlain beneath the Pliocene sediments. Alternate occurrences of basalts and sediments may be produced by thrusts. Basaltic rocks become predominant downward the "alternation zone" and basaltic layers more than 100m thick occur at the base. Such two alternation zones are repeated by thrusts.

During the four dives, 29 rock samples were collected from 15 locations. Basaltic samples are mainly composed of pillow lavas and brecciated pillow lavas. Although these basaltic rocks are suffered intensive ocean floor weathering, their major bulk compositions and pyroxene compositions are distinct from those of island arc basalt and resemble those of MORB. But, these rocks are highly vesiculated, suggesting that the magmas from which they were crystallized are rich in volatiles. Thus, the Okushiri Ridge basalts are very similar to typical back-arc basin basalt. Diatom fossils yielding 11.5-12.9Ma are found from siltstones which were dredged from similar depths to the dived places. These siltstones may derive from the upper portion of the "alternation zones". We conclude that the northern segment of the Okushiri Ridge is upthrusting oceanic crust of the Japan Sea.

1. はじめに

日本海の形成時期や形成プロセスを明らかにすることは、日本列島周辺のテクトニクスを考える上で重要であるばかりでなく、背弧海盆形成のメカニズムを解明していく上でも、極めて重要である。背弧海盆にはいくつかの異なったタイプがある。海洋地殻内に形成されるものについては、ラウ海盆やマリアナ海盆などで、大量のドレッジや深海掘削によって、海底基盤を構成する玄武岩類が採取され、詳細に研究されている。一方、大陸プレートの縁辺部が割れて形成された日本海のような例では、厚い堆積物による被覆のためにDSDPの深海掘削においても基盤まで到達しておらず、その海洋地殻の実体はヴェールに包まれていた。

一方、日本海東縁部がユーラシアプレートと北米プレートとの境界であり、日本海が沈み込み始めているとの考えが提案されて以来（中村, 1983; 小林, 1983）、日本海東縁部は大きな注目を集めている（瀬野, 1984; 玉木, 1984）。日本海北東縁部の奥尻海嶺は、日本海の東西収縮テクトニクスによって形成された構造性海嶺で（玉木, 1984）そうした問題を解明する上で重要な地域である。北緯44°に沿った音波探査記録によると（Tamaki et al., 1978）、海洋海山の頂部付近から東側斜面にかけては、厚い堆積物が覆っているのに対し、その西側の急崖には落差が1,000 m以上にわたって音響基盤が露出していることが予想されていた（玉木ほか, 1979）。その西側の日本海盆における音響基盤との落差は3,000 mを越えており、そのあいだには東傾斜の逆断層が推定されていた（玉木, 1984）。

1986年11月、奥尻海嶺北端部の海洋海山から大量のMORB様玄武岩が採取され（岩下ほか, 1987）、海洋海山西側斜面には海洋地殻の断面が露出していると予想された（宮下ほか, 1978）。翌年5月には東京大学海洋研の淡青丸によって、数km北側の地点から再び類似した岩石が採取された（Tamaki et al., 1988）。さらに1988年夏、2地点において1トン近い大量のサンプルが東海大学望星丸によってドレッジされた（石井ほか, 1989）。

こうした状況の中で、海洋科学技術センターの「しんかい2000」による潜水調査が、北緯40°付近の奥尻海嶺北部で4潜航行われ、数100 mの落

差に渡って枕状溶岩からなる急崖が存在しており、それは少なくとも数km以上に渡って南北に連続していることが確かめられた。したがって、本地域は日本海の海洋地殻の実体を解明する上で、また、日本海東縁部の収束テクトニクスを解明する上で、決定的に重要な役割をになっていることが確実となった。

今回の報告では、「しんかい2000」の第352-354潜航における調査結果を中心に報告する。第355潜航に関してはTokuyama et al.（本報告集）によって報告される。また、玄武岩類についての詳細な岩石学的検討は他の機会になされる（宮下ほか、投稿準備中）。

2. 潜航地点の地質学的・地形的特徴とこれまでのドレッジ結果

奥尻海嶺は日本海盆の東縁を画しており、ほぼ南北方向に300 km近くにわたって直線的に連続する地形的高まりである。その西方は日本海盆の深海部へ急傾斜の斜面をへて接しているが、その東方にも、日本海盆とほぼ同じ深さを持つ後志舟状海盆をはじめ神威舟状海盆、武蔵海盆、後志海丘群などが分布している複雑な地域である。奥尻海嶺自体も単純に南北に連続しているのではなく、北から奥尻海嶺北部（海洋海山）、同中部、同南部（奥尻島）の3つのセグメントからなっており、これらが雁行状に配列している（図1）。これらはそれぞれ異なった地質学的もしくは地質構造的特徴を示している。

海洋海山は頂部が水深約1,000 m、奥尻海嶺中部は水深約2,000 mで、N15°W方向に延びており、その西側はそれぞれ2,500 mと1,000 mほどの落差をもって、日本海盆の深海底となっている。海洋海山の西側斜面は傾斜が極めて急だが、東側は緩やかな傾斜で深度を増してゆくのにたいし、奥尻海嶺中部は西側の深海盆からやや緩やかにせり上がり、東側は急な傾斜で後志舟状海盆となっている。これは、海嶺北部ではその西側に東傾斜の逆断層が、中部ではその東側に西傾斜の逆断層が存在しているためである（玉木, 1984）。奥尻島は白亜紀酸性火成岩類を主とする大陸性地殻からなっているが（秦, 1960）、奥尻海嶺中部は海洋地殻から、北部は日本海形成時の rifted margin

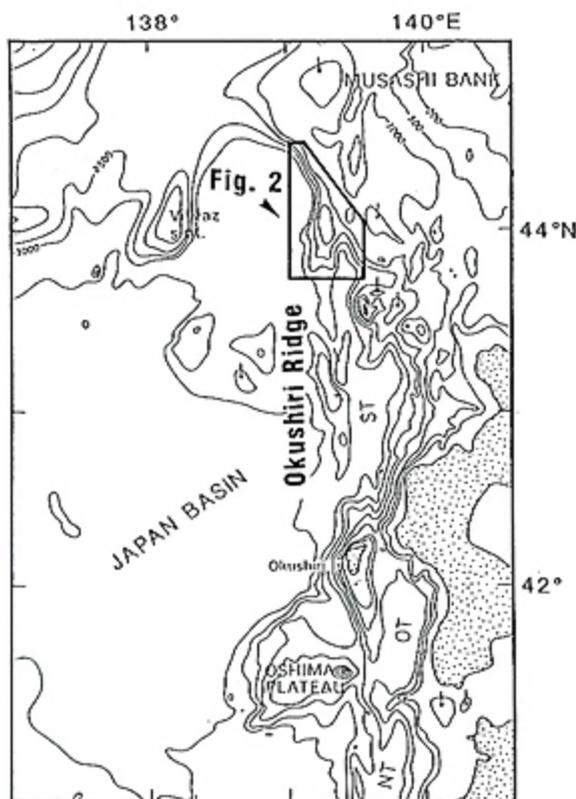


図1 日本海北東部の海底地形
奥尻海嶺は日本海盆西縁部に南北方向に分布しており、3つのセグメントからなっている。図2の範囲を示してある。ST：後志舟状海盆、OT：奥尻海盆、NT：西津軽海盆。

Fig. 1 Submarine topography of the northeastern part of the Japan Sea. The Okushiri Ridge trending N-S is located at the eastern margin of the Japan Basin and consists of three segments. The extent of Fig. 2 is shown. ST: Shiribeshi trough, OT: Okushiri basin, NT: Nishi-Tugaru basin.

で、半陸性半海洋性の地殻からなっている。(Tamaki, 1985)。

1986年11月、海洋海山西側斜面から大量の玄武岩質枕状溶岩が東海大学望星丸によってドレッジされた(岩下ほか, 1987; 宮下ほか, 1987)。翌年5月には東京大学海洋研の淡青丸によって、数km北側の地点から再び類似した岩石が採取された(Tamaki et al., 1988)。さらに1988年7月

には東海大学望星丸によって3地点でのドレッジがなされ、その内2ヶ所から1トン近い大量の枕状溶岩やハイアロクラスタイトが採取された(石井ほか, 1989)。図2にこれらの位置を示す。

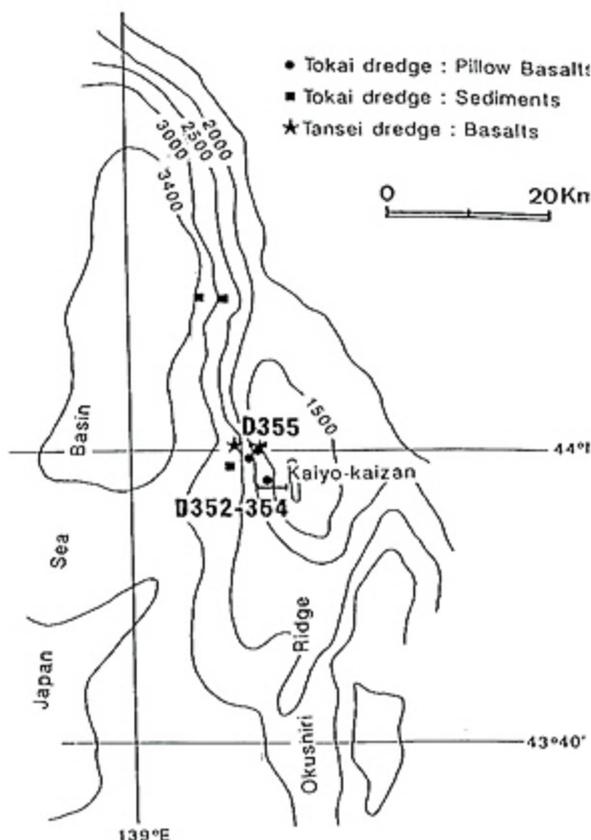


図2 奥尻海嶺北部の海洋海山西側斜面におけるしんかい2000による潜航地点とドレッジ地点の位置。

Fig. 2 The western slope of the Kaiyo-Kaizan, northern part of the Okushiri Ridge, showing location of dives by "SHINKAI 2000" and dredged sites.

これらのドレッジによって採取された堆積岩材料からは、中期中新世後期(11.5-12.9 Ma)、鮮新世(3.7-5.1 Ma)を示す珪藻化石が報告されている(嵯峨山, 1988; 嵯峨山ほか, 1989)。

3. 第352-354潜航における観察結果

これら3回の潜航は43°57'N、139°12-13'付近の、水深2,000m-1,270mにかけてなされた。図2に今回の潜航した場所を示す。なお、

355潜航はおよそ5 km北方の北緯44°00'付近で行われた(Tokuyama et al., in press)。図3には潜航の軌跡を示してある。第352潜航は田

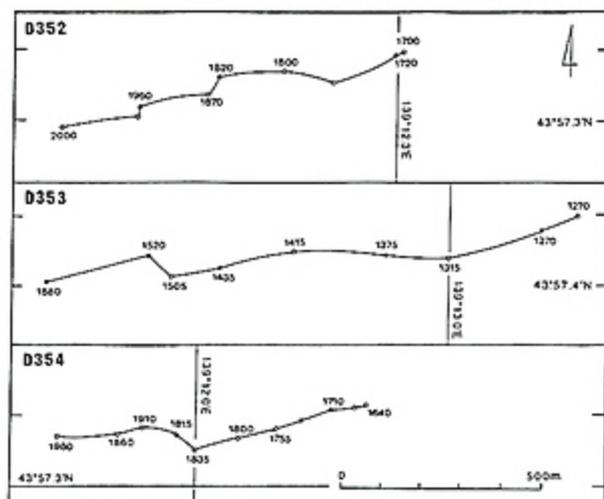


図3 しんかい2000の第352, 353, 354潜航の航跡図。数字は水深, 黒点はサンプルの採取位置を示す。

Fig. 3 Tracks of "Shinkai 2000" during dives 352, 353 and 354. Numerals are water depth. Solid points show the location of samples.

中により水深2,000 mから1,700 mにかけて, 第353潜航は門馬より1,680から1,270 m, 第354潜航は宮下により1,980 mから1,640 mにかけてそれぞれに行われた。これらの図から読み取れるように, 潜航地域は大局的には西側へ急傾斜しており, 各潜航とも, 西から東側へと潜航観察された。第352潜航で100 m近い大規模な急崖が発見されたが, これを詳しく観察するため, 第354潜航もほぼ同一コースがとられた。以下に今回の潜航の観察結果を要約する。

水深2,000 m付近には軟泥に覆われた平坦な緩斜面が分布している。この緩斜面は東へ向かい次第に傾斜を増してゆき, 玄武岩の礫も出現し始める。1,950-1,905 m付近では, 斜面の傾斜はかなり急となり, 数mにも及ぶ巨礫がしばしば観察されるようになる(写真8)。礫はいずれも枕状溶岩ないし自破碎枕状溶岩からなっている。1,920-1,800 m付近に急崖が出現する。この急崖は極めて急峻で, 直立している場合もしばしば観察された。また, 視野の届く限りにおいては水平的に連続しており, 南北方向にかなり連続するものと

思われる。露頭の表面にはかぶりはほとんどなく, 岩石の産状がよく観察された。大部分は自破碎状枕状溶岩からなるが, 明瞭な枕状構造も一部に観察された(写真9)。正確な大きさは分からないが, これらの枕状溶岩の枕径は, 比較的小さいように見えた。自破碎枕状溶岩は, とくに, その急崖の下部と上部でよく観察された(写真10, 11)。

この急崖は1,810 m付近で終るが, その頂部は尾根状の地形を呈し, 東側へと緩やかに傾斜している。傾斜が緩くなると同時に斜面は軟泥によって覆われるようになる。水深1,835 m付近で東傾斜から西傾斜と変化する。つまりコル部が存在しており, それ以後は西傾斜の斜面が最後まで続く。この傾面は軟泥によって覆われているが, 玄武岩質礫とともにシルト質岩とみられる白っぽい小岩片もしばしば観察されるようになる。そして1,790 m付近には, 斜面とほぼ平行な層理を持つシルト質岩の露岩(?)が斜面に張り付くようにして出現した。その東側では斜面の傾斜は次第に急となり, シルト質岩の転石が少なくなって, 玄武岩の転石が急激に多くなり, その大きな崩壊ブロックもしばしば出現し始める。水深1,765-1,740 m付近には再びほとんど垂直な壁となる。この壁も枕状玄武岩によって構成されているが, ここではみごとな枕状構造が観察された。枕の直径は最初の壁よりもかなり大きく, 垂れ下がり構造なども観察された。

この壁の上もかなり傾斜のきつい斜面が続いている。壁の直上の斜面にはシルト質岩の礫がやや卓越するが, 上部に向かい, 玄武岩の転石が多くなる。しかし, シルト質岩の大きなブロックも目だち, 両者が混在している。水深1,680 m以浅では白っぽい転石はほとんどみられず, 黒色の玄武岩岩片が圧倒的に優勢となる。しばしば転石のぎっしり詰まったガレ場も観察された。これらは崖錐性のもので, 急斜面の崖壊によって形成されたと考えられるが, これらにはほとんどかぶりがなく, 崩壊はごく最近生じたものとみられる。そして, 1,640-1,600 mでは斜面の傾斜は非常にきつく, 巨礫の崩壊ブロックがしばしば出現するとともに, 数m規模の露岩が3ヶ所で確認された。これらの巨礫や露頭も枕状構造の明瞭な玄武岩からなっている。一部は角礫状の自破碎状枕状溶岩

とみられる。

この上部も傾斜のかなり急な斜面が続くが、1,600 mまでの急な斜面よりは少し傾斜が緩くなり斜面上は軟泥に覆われるようになる。しかし、崖錐性の転石がしばしば出現し、転石のぎっしり詰まったガレ場もしばしばみられた。転石には白っぽいシルト質堆積岩が急激に増えるが、玄武岩質岩片との量比は場所により変化に富んでいる。1,590 m - 1,575 m, 1,556 m - 1,545 m, 1,520 m - 1,517 m付近ではシルト質堆積岩が非常に卓越しており、とくに1,520 m付近では露岩がその場で崩れているようにみられた。一方、1,540 - 1,524 m, 1,517 - 1,508 mにおいては玄武岩質転石が卓越しており、とくに1,538 m付近では、露岩と思われる明瞭な枕状構造の発達した玄武岩が観察された。1,504 m以浅では転石は大部分白っぽい堆積岩からなるようになるが、玄武岩も1,481 m付近まで観察された。この転石は枕状溶岩ないし自破碎枕状溶岩であった。シルト質とみられる堆積岩の転石は板状の形をしたものが多く、層理方向に割れたものとみられる。

傾斜の急な斜面は1,440 m付近で終り、それより以浅では軟泥に厚く覆われた緩斜面となる。比較的小さな転石が所々に散在しているが、これまで非常に白かった堆積岩の転石の表面は黒っぽい外観を有するようになる。これはコーティングによると思われる。このため、これまで色から容易になされた堆積岩と玄武岩類との区別が難しくなるが、転石の形や新鮮な割れ口などから判断すると、ほとんどの転石は板状の形を特徴的に示すシルト質の堆積岩からなっている。こうした単調な緩斜面が1,293 m付近まで続く。

それより以浅でも、これまでと同様の単調な緩斜面が続くが、まえにみられた枕状玄武岩とは異なる火山岩岩片がまれに観察されるようになる。この岩石はより優黒色で、岩石の割れ方も、丸っぽい形を一部で示す枕状溶岩や自破碎枕状溶岩と異なり、全体がより角ばっている。シルト質堆積岩の岩の礫も観察された。緩斜面の途中、1,270 mで潜航調査は終了した。

4. 地形と地質の対応関係

以上3回の潜航調査は、図3に示されているようにほぼ東西方向でなされたので、潜航調査ル-

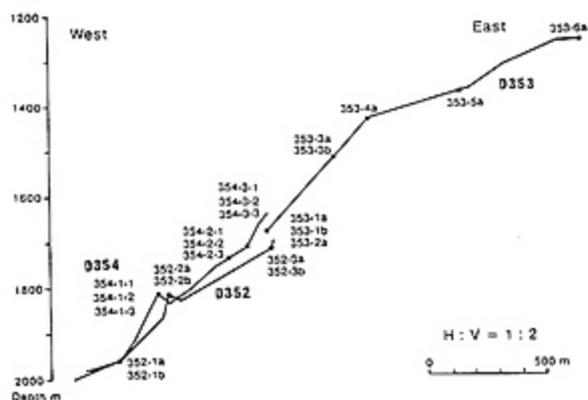


図4 潜航地点における地形の東西断面とサンプルの採取位置。黒丸はサンプルの採取位置を表す。

Fig. 4 Topographic section of diving area in which the locations of samples are shown by solid dots.

トに沿った地形を東西断面にして図4に示してある。垂直・水平比は2:1にしてある。この地形断面から、水深1,950 m - 1,815 mの間は斜面の平均傾斜が45°を越えるような極めて急傾斜となっていること、1,830 m - 1,720 mの間は傾斜はやや緩くなるが、それでも平均で20°を越えていることが分かる。1,720 m - 1,430 mの間も全般に傾斜はきつく、30°の平均傾斜を有している。1,430 m付近に斜面の傾斜の変換点が存在し、それより以浅では10°前後の緩やかな傾斜の斜面となる。ただし、1,375 m - 1,320 mの間では20°ほどのやや急な傾斜を示している。

以上の地形的特徴と地質とは、詳しく述べてきたように、良く対応している。もっとも明瞭な地形の変換点は水深1,430 m付近で、それより上部の緩斜面はシルト質堆積岩から主になっているのに対し、それよりも下部の急斜面には枕状玄武岩とシルト質堆積岩とが頻りに繰り返して出現するようになる。しかし、下部の急斜面にも、1,800 mと2,000 mの2ヶ所でかなり平坦な面が出現し、1,800 m付近ではコル状の地形を示している。そのコルのすぐ上部はやや緩やかな地形となっており、シルト質岩からなっている。1,430 m - 1,740 mの間はかなり急な斜面は、玄武岩とシルト質堆積岩との繰り返しからなっており、1,800 m - 1,950 m 付近の極めて急な斜面は玄武岩のみからなっている。2,000 m付近のかなり平坦な緩斜面については、堆積岩がその付近に存

表1 採取試料一覧

Table. 1 List of samples.

Sample No.	Depth (m)	Lithology	Size (cm)	Weight (kg)	Roundness	Remarks (Phenocryst assemblage)
352-1a	1958	Pillow breccia	17×16×10	2.2	Subangular	(O1-P1)
352-1b	1958	Pillow breccia	16×11×7	1.0	Angular	
352-2a*	1817	Pillow breccia	19×14×9	2.5	Angular	(O1)
352-2b*	1817	Pillow breccia	7.5×7×5	0.4	Subangular	(O1-CrSp)
352-3a	1716	Siltstone	21.5×16×11.5	2.5	Subangular	Bioturbation
352-3b	1716	Siltstone	17×9×7	1.2	Subangular	Bioturbation, Diatom fossils
353-1a	1680	Pillow basalt	15.5×11×10	2.0	Angular	(O1-P1)
353-1b	1680	Pillow basalt	19×10×7	1.7	Angular	(O1-P1)
353-2a	1680	O1 andesite	16×10×9	2.8	Subrounded	Exotic
353-3a*	1520	Siltstone	33×17×11	6.3	Angular	Thin fine-grained sandstone layer
353-3b*	1520	Siltstone	22.5×13×11.5	4.6	Angular	
353-4a	1438	Sandstone	37.5×17×11	8.7	Subrounded	Exotic, very hard
353-5a	1381	Pillow basalt	12×9×4.5	0.5	Subangular	(O1-P1)
353-6a	1270	O1-Cpx Andesite	32×18×8.5	7.2	Angular	Highly porous, Quarternary ?
354-1-1*	1815	Pillow breccia	20.5×14.5×9.5	2.9	Angular	(O1)
354-1-2a*	1815	Basalt	7.5×7×7	0.5	Angular	(Aphyric~O1)
354-1-2b*	1815	Basalt	7×5×4	0.3	Angular	(same fragment with 354-1-2a)
354-1-3*	1815	Pillow breccia	12.5×11.5×5	1.0	Angular	(O1-CrSp)
354-2-1	1738	Pillow breccia	13.5×12×6.5	0.9	Angular	(O1-CrSp)
354-2-2	1738	Pillow basalt	11.5×6.5×6	0.6	Subangular	(O1-P1-CrSp)
354-2-3	1738	Siltstone	6×6×4	0.4	Subangular	
354-3-1	1710	Sandy-siltstone	16×11.5×9	3.0	Subrounded	
354-3-2	1710	Pillow breccia	13×10×7.5	1.5	Angular	(O1-CrSp)
354-3-3	1710	Siltstone	10×9×7	0.7	Angular	Hard
355-1	1900	Massive basalt	9.5×7.5×6.5	0.8	Angular	(O1)
355-2*	1860	Basalt	13.5×7.5×4.5	0.5	Angular	(Aphyric~O1)
355-3	1760	Siltstone	9.5×6.5×5.5	0.4	Angular	
355-4	1758	Siltstone	17.5×9.5×9	2.0	Subangular	Alternation (silt/fine sand)
355-5	1634	Siltstone	13.5×13×7	2.1	Well rounded	

* Samples from outcrops or nearly in situ

在するかどうかは今の所不明である。

以上のことから、傾斜の極めて急な斜面は玄武岩類からなっているのに対し、傾斜の緩くなる部分では、堆積岩から構成されている場合が多いことが分かる。

5. 岩石試料の特徴

上記の3回の潜航を通じて、12ヶ所で計24個の岩石試料が採取された。表1に試料の採取深度、試料名、大きさ、形などの一覧を示してある。写真1から7に、岩石の種類毎に各試料の外観や切断面を示してある。また、図4の地形断面図に試料採取位置を示してある。

今回採取された試料のうち、露岩から得られたものは、1,815 m地点で得られた枕状溶岩やピロープレッチャー及び、1,520 m地点のシルト岩である。ほかの試料はいずれも転石であるが、後述べる2ヶのサンプルを除けばほとんど円磨されておらず、周囲の状況もあわせてみると、それぞれ、比較的近接した斜面上部から由来したほぼ現地性のものとみて間違いなさそうである。ただし、シルト質岩の一部はかなり丸みを帯びたものがあるが、こうしたサンプルは柔らかく、崩れ易いためと考えられる。

水深1,384 mよりも深い場所から得られた玄武岩質岩石のサンプルは13個であるが、すべて著しい海洋底風化作用を被っていて、スメックタイトなどの粘土鉱物が大量に生じており、かんらん石は粘土鉱物や方解石によって完全に置き換えられている。また、著しく発泡しているという特徴が共通して認められる。ヴェシクルは粘土鉱物やゼオライトなどによって充填されている。

これらの玄武岩類の岩相としては、写真3-1から4-3に示されているような、角礫化した自破碎状枕状溶岩が卓越する。これらの角礫は著しく角ばっており、また、各岩石毎に、各々の角礫は同一の岩石学的特徴を有していることなどから、枕状溶岩がその場で角礫化したものと考えられる。角礫のマトリクスは、黒色の変質したガラス質破片からなるものと(写真3-2, 4-3)、方解石によって置き換えられているもの(写真3-4, 4-1)とがある。

枕状構造が明瞭に観察されるサンプルは4個得

られた(写真1-1, 1-3, 2-1, 2-2)。これらの内2個の切断面を写真1-2と1-4とに示してある。サンプル353-1aでは、大きなヴェシクルが急冷縁から1-2 cm程の付近に発達している(写真1-2)のに対し、サンプル353-1bでは、ヴェシクルの径は中心部へ向って次第に大きくなっている(写真1-4)。

明瞭な塊状玄武岩は1個のみで(写真2-3)、これは徳山による第355潜航において、水深1,900 mで採取された。このサンプルは他の玄武岩サンプルよりも完晶質で、セグリゲーションヴェシクルが良く発達しているという特徴がある。このほか、玄武岩としてあるサンプルが2個あるが、これらは枕状溶岩の断片と思われる。

自破碎枕状溶岩も含めて、以上の岩石の斑晶組合せとしては、かんらん石-斜長石(5ヶ)、かんらん石(7ヶ)の2つが認められ、無斑晶質玄武岩も1ヶ認められた。クロムスピネルはかんらん石内に微少な粒状結晶としてよくみられるほどぐまに微斑晶としても出現する。斜長石は輝石や石基鉱物として出現する。単斜輝石は石基鉱物としてのみ出現する。以上のことから、これらの玄武岩は、かなり未分化なものばかりであると結論できる。

これらの全岩主化学組成や微量成分組成、鉱物組成などについては、別の論文において詳しく述べ(宮下, 投稿準備中)、ここではそれらの概要について述べることにする。奥尻海嶺玄武岩の全岩組成は海洋底風化作用などにより2次的に組成変化しているものの、島弧ソレイトや海洋島弧ソレイトなどとは明瞭に異なり、海嶺玄武岩(MORB)に類似している。また、単斜輝石の組成もこのことと調和的である。しかし、液相濃集元素はMORBよりも高い。また、MORBは殆ど発泡していないのにたいし、奥尻海嶺玄武岩は著しく発泡している。これは揮発性成分に富んだためと考えられる。主化学組成の上ではMORBに類似するが、揮発性成分に富んで著しく発泡するのは、背弧海盆玄武岩に特徴的に知られている(Garcia et al., 1979; Dick, 1980)。背弧海盆玄武岩はK, Ba, Rbなどの液相濃集元素にも富んでおり、奥尻海嶺玄武岩は背弧海盆玄武岩としての性格を有している。

今回の潜航調査に於て最浅部の水深 1,270 m から得られたサンプル (353-6a) は、極めて新鮮で、上記の玄武岩類とは成因を異にする第四紀火山岩と思われる。この岩石は著しく多孔質なかんらん石安山岩で、かんらん石 (Fo 82.6-69.1) は周囲がイディングサイト化しているが、内部は変質していない。短冊状の斜長石 (An 69.6-57.1) が方向性をもって配列しており、石基はハイアロピリテックで、単斜輝石、斜長石、暗黒鉱物、ガラスからなっている。このサンプルはあまり円磨されておらず (写真 7-3)、海洋海山の頂部付近から由来したものと思われる。つまり、海洋海山では第四紀火山活動が生じた可能性があり、もしそうであれば、渡島大島よりも遥かに内陸側に位置していることからみて、重要な意義があると思われる。しかし、試料はこの一個のみであり、今後の詳細な調査が早急に望まれる。

よく円磨された異地性と思われる試料が 2ヶ所で得られた。サンプル番号 353-2a および 353-5a の安山岩および砂岩の 2個である (写真 7-1, 7-2)。安山岩は少量のかんらん石斑晶を含むが、短冊状の斜長石と間を埋める単斜輝石から主になり、発泡に極めて乏しく、上に述べたかんらん石安山岩とも異なっている。また、玄武岩は著しい海洋底風化作用を被っているのに対し、この 2個は新鮮であることでも、対照的である。こうした異地性の転石がどの様にしてもたらされたかについては、たとえば、氷による運搬が考えられるが、24ヶのうち 2ヶというのは、そうした偶発的な要因としては確率が高過ぎると思われる。今後の調査・研究を待ちたい。

堆積岩試料の詳細については“徐”によって別の機会に報告されるが、今回得られた試料の内 1個から *T. oestrupii* 帯を示す珪藻化石が産出しており、その年代は 3.7-5.1 Ma である (嵯峨山、談話)。

6. 地質断面図の予想

調査地域は極めて急峻な地形を有しており、斜面の崩壊がしばしば生じていると考えられる。そうした崩壊によって形成された崖には、堆積物の被覆がほとんどないものもしばしばみられることから、崩壊はごく最近も発生していると思われ

る。また、堆積岩についてはクリープしている可能性もある。地質断面図を考える上で、以上の点を考慮する必要がある。

また、枕状玄武岩類とシルト質堆積岩との直接的な関係は、このルートでは観察されておらず (徳山によって約 5 km 北方の地点での潜航調査では一ヶ所で観察されている)、四つの可能性が考えられる。もともと互層状に繰り返しているという可能性、衝上断層による繰り返し、正断層による階段状の滑落、そして堆積岩が重力によってクリープしている可能性の四つである。これらの内の一つによって全てを説明するのは困難で、これらのいくつかが複合しているものと考えられる。

水深 1,720~1,430 m の間の約 300 m の落差を持つ急斜面には、枕状溶岩とシルト質岩とが繰り返して現れるが、斜面の傾斜は岩相の違いによって細かく影響されるものの、大きな転換点は認められない。また、正断層を示唆するような階段状の地形や、剪断された岩石も観察されなかった。したがって、堆積岩と玄武岩類とがもともと互層状になっている可能性が強いと思われるが、多数の衝上断層により繰り返している可能性も残されている。ここでは、両者が互層状であるとして断面図を描くことにする。

一方、上方へ向かって緩斜面から極めて急な斜面へと転換する。1,950 m と 1,720 m の付近での地形の急変は衝上断層の存在を示唆している。1,950 m 以深に厚い堆積岩層の存在を示唆する事実は今の所得られておらず、一方、1,720 m のすぐ下の 1,740 m 付近には枕状溶岩の露岩が確認されており、そこでも厚い堆積岩層は存在していないことからみて、斜面の傾斜の急変化は、岩相の違いによるのではなく衝上断層によるものと思われる。

衝上断層の上盤側では、正断層が二次的な役割を果たして崩壊をもたらしたのであろう。また、斜面方向と調和的な構造を示すシルト岩の露頭が観察されたが、これは本来の構造ではなく、急斜面でクリープしたことによると考えられる。

ところで、今回潜航した地点とほぼ同じ深度付近の 2回のドレッジにより、玄武岩類とともにシルト質堆積岩が得られており (保柳ほか, 1987; 石井ほか, 1989)、C. yabei 帯 (11.55-12.

9 Ma) と *T. oestrupii* 帯 (3.7–5.1 Ma) を示す珪藻化石群集が報告されている (嵯峨山, 1988; 嵯峨山ほか, 1989)。今回の潜航調査の試料では *T. oestrupii* 帯を示す珪藻化石が得られている。大量の堆積岩試料が得られているにもかかわらず、いまのところ、中間の年代を示す化石は得られていない。ただし、珪藻化石を含む試料の出現頻度は極めて低く (数%程度, 嵯峨山談話), より古い年代や中間の年代を示すものも存在しているかも知れない。

いっぽう、北緯44° に沿ったマルチチャンネルサイスマックプロファイルに基づいた検討によると (倉本, 1988), 日本海盆の堆積層は上からA層とB層の二つが区別されている。上記の鮮新世を示すものはA層に、中期中新世後期のものはB層にそれぞれ相当するものと考えられる。ここで注目されるのは、奥尻海嶺の頂部付近から西側斜面にかけては、B層は欠如しており、A層が直接音響基盤を覆っていると解釈されていることである (倉本, 1988)。これは、西側急斜面へとA層が滑り落ちていることによると解釈される (Tokuyama et al., in press)。

以上に基いて、模式的な地質断面図は第5図の様に描くことが出来る。最上部には少なくとも200 m以上の厚さの堆積岩が覆っているが、これらは鮮新世と考えられ、斜面に沿ってクリープし、

滑り落ちているのであろう。その下位には約300 mに渡って枕状溶岩や自破碎枕状溶岩と堆積岩との“互層帯”(?)が出現する。中期中新世後期の化石は、この互層帯の最上部付近から由来したと考えられる。この互層帯の下部の方がより玄武岩溶岩層が卓越する傾向がある。その底部にはおそらく東傾斜の低角の衝上断層が存在しており、下盤側には再び堆積岩と玄武岩溶岩との互層帯が250 m程の厚さで出現するが、この下部には100 mを越す厚い枕状溶岩およびハイアロクラスタイト層が存在している。その底部は再び低角度の衝上断層によって境されていると考えられる。

2,000 m以深については直接観察されていないが、これまでのドレッジ結果からみて (Tamaki et al., 1988; 石井ほか, 1989), 玄武岩からなる急崖が存在していると思われる。一方、最上部には第四紀火山が存在している可能性がある。

7. 考 察

今回報告した第352～354潜航の地点のおよそ5 km北側の44° 00' Nで、徳山は水深2,000～1,600 mにかけて第355潜航によって調査したが、ここでも上記と大局的には一致した地形的・地質的特徴が観察されており (Tokuyama et al., in press), 南北方向に上記のような地形的な特徴が、奥尻海嶺北端部の西側に連続していること

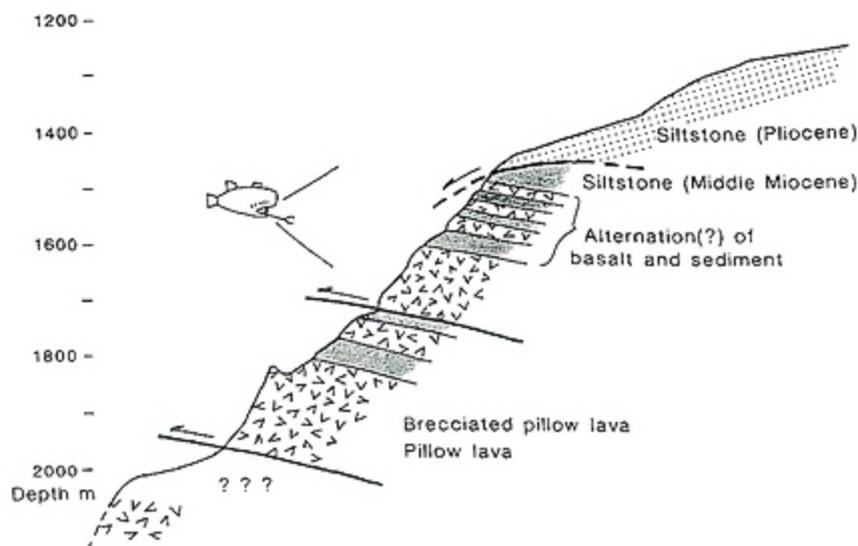


図5 潜航地域の北緯43°57'に沿った模式的な地質断面図。

Fig. 5 Schematic geologic section along 43°57' latitude.

は確実である。

これまで、本地域からは大量の枕状溶岩やハイアロクラスタイト、シルト岩などがドレッジされており、火成岩は海嶺玄武岩に類似するものからなっていることが明らかにされていたが(宮下ほか, 1987; 宮下・土谷, 1988), 今回の調査により, そうした岩石が極めて大規模に露出していることが明白となった。

倉本(1988)は, 奥尻海嶺中部と北部を東西に横断する測線において, マルチチャンネル音波探査記録を検討している。それによると, 今回の調査地域の北緯44°Nを通る測線においては, 西側の日本海盆の音響基盤が東に傾斜しながら奥尻海嶺の音響基盤の下へ潜り込んでいるとともに, 同海嶺の急崖の音響基盤内には, 東へ傾斜した反射面が存在している。これらの事実に基づいて, 倉本(1988)は, 奥尻海嶺北部と日本海盆との間には極めて低角度の巨大なスラストが存在し, 同海嶺自体にも4本のスラストがあり, 奥尻海嶺北部がオブダクションしていると考えた。奥尻海嶺が東西圧縮による構造性隆起帯であることは, 海嶺南部でのシービーム地形図や深海カメラ, 「しんかい2000」の潜航調査などによっても確認されている(田中, 1988)。

以上のことから, 今回報告した地質断面は, 日本海海洋地殻の上部の断面そのものを示していることは間違いない。

本論文では, 厚い堆積岩層の下に玄武岩と堆積岩とが互層状をなしていると考えたが, こうした例は, 堆積速度が異常に大きければ, 大洋中央海嶺でも出現することが知られており(Curray et al., 1980), 日本海のように, 大陸地殻の縁辺部が裂けて形成されるような場合には, 大いに有り得ることと思われる。1989年夏にはODPによる日本海での深海掘削が数カ所で予定されており, これらが成功裡に遂行されるならば, 本論文で予想した日本海海洋地殻上部の実体の正否が検証されるであろう。

奥尻海嶺玄武岩の形成年代, つまり日本海の形成年代を直接的に示すデータはまだ得られていないが, 堆積岩の化石年代からみて, 13 Ma よりも以前であることは確かであろう。

8. まとめ

日本海北東縁の奥尻海嶺北部の海洋海山西側急斜面には急崖が連なっており, それは枕状溶岩やハイアロクラスタイトなどからなることが明らかとなった。水深2,000 mから1,270 mにかけて, 上位から下位へ向かって以下のような地質断面が得られた。

最上位には少なくとも200 m以上の厚さの堆積岩が覆っており, その下位には約300 mに渡って枕状溶岩やハイアロクラスタイトと堆積岩との互層帯(?)が出現する。その下部の方に玄武岩層がより卓越する。その底部には東傾斜のスラストが推定され, 下盤側に堆積岩と玄武岩溶岩との互層帯が再び250 m程の厚さで出現する。この下部には100 mを越す厚い枕状溶岩およびハイアロクラスタイト層が存在しており, 垂直に近い急崖を形成している。その底部もスラストによって境されていると考えられる。

以上のことから, 奥尻海嶺北部は, 日本海海洋地殻が大規模に西方へ衝上し, その上部地殻断面が露出したものと結論される。なお, 海洋海山頂部付近には第四紀火山が存在するかもしれない。

謝 辞

本研究を遂行するに当たり, 「しんかい2000」潜水船乗員の田代, 広瀬, 井田, 桜井, 赤沢氏を始め潜航チームの皆様, 支援母船「なつしま」の乗組員の皆様には大変お世話になりました。北海道地下資源調査所嵯峨山積氏には未公表データを快く教えて頂きました。新潟大学山田行雄氏には難しい薄片を多数製作して頂きました。以上の方々に深く感謝します。

参考文献

- Curray J. R., Moore D. G., Kelts K. and Einsele G., 1982, Tectonic and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California. In Curray J. R., Moore D. G., et al., Init. Repts. DSDP, 64, 1089-1116. Washington (U.S. Govt. Printing office).
- Dick H. J. B., 1982, The petrology of two back-arc basins of the northern Philip-

- pine sea . Am . J . Sci . , 282 , 644 - 700 .
- Einsele G . , 1982 , Mechanism of sill intrusion into soft sediment and expulsion of pore water . In Curray J . R . , Moore D . G . , et al . , Init . Repts . DSDP , 64 1169 - 1176 . Washington (U . S . Govt . Printing Office) .
- Garcia M . O . , Liu N . W . K . and Muenow D . W . , 1979 , Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana island arc and trough . Geochim . Cosmochim . Acta . 43 , 305 - 312 .
- 秦 光男 , 1960 , 奥尻島 (5 万分の 1 地質図同説明書) 。地質調査所
- 保柳康一 , 嵯峨山積 , 石井次郎 , 宮下純夫 , 山崎哲良 , 土谷信高 , 渡辺 寧 , 伊津信之助 , 岩下光男 , 1987 , 日本海北東縁海洋海山から採取された中期中新世堆積岩片と先第三系の円礫 . 東海大学札幌教養部彙報 , 7 , 11 - 19 .
- 石井次郎 , 高見雅三 , 宮下純夫 , 坂本 泉 , 申起徹 , 飯倉茂弘 , 飯塚 進 , 1989 , 東海大学 " 望星丸 II 世 " による第 3 次奥尻海嶺調査概報 . 北海道東海大学紀要 , 1 , 39 - 68 .
- 岩下光男 , 石井次郎 , 宮下純夫 , 山崎哲良 , 伊津信之助 , 城戸和男 , 嵯峨山積 , 土谷信高 , 渡辺 寧 , 1987 , 北海道積丹半島沖積丹海山・海丘群調査概報 . 東海大学札幌教養部彙報 , 6 , 1 - 10 .
- 小林和夫 , 1983 , 日本海の拡大と日本列島の移動 . 釧山地質特別号 , 11 , 23 - 36 .
- 小林洋二 , 1983 , プレート " 沈み込み " の始まり , 月刊地球 , 9 , 510 - 514 .
- 倉本真一 , 1988 , 奥尻海嶺の形成時期 . 月刊海洋科学 , 20 , 669 - 675 .
- 宮下純夫 , 土谷信高 , 渡辺 寧 , 石井次郎 , 山崎哲良 , 嵯峨山積 , 伊津信之助 , 岩下光男 , 1987 , 日本海東縁の海洋海山から採取された玄武岩質枕状溶岩 . 東海大学札幌教養部彙報 , 6 , 11 - 21 .
- 宮下純夫 , 土谷信高 , 1988 , 日本海海洋地殻の断片 - 奥尻海嶺北部から採取された玄武岩 . 月刊海洋科学 , 20 , 734 - 74
- 中村一明 , 1983 , 日本海東縁新生海溝の可能性 . 地震研彙報 , 58 , 711 - 722 .
- 嵯峨山積 , 1988 , 日本海盆北東縁 , 海洋海山の珪藻群集 . 地質雑 , 94 , 295 - 300 .
- 嵯峨山積 , 保柳康一 , 石井次郎 , 1989 , 北海道積丹半島沖海洋海山 , 1988 年調査で採取された堆積岩中の珪藻群集 . 北海道東海大学紀要 , 1 , 17 - 21 .
- 瀬野徹三 , 1984 , 概論 : 日本海東縁 - 地震とテクトニクス . 月刊地球 , 6 , 4 - 8 .
- 水路部 , 1980 , 海底地形図 (1 / 100 万) 第 6311 号 . 海上保安庁 .
- 玉木賢策 , 1984 , 日本海東縁部の活構造とテクトニクス , 月刊地球 , 6 , 38 - 48 .
- Tamaki K . , Nishimura K . and Honza E . , 1978 , Continuous seismic reflection profiling survey . In Honza E . (ed .) , Geological investigation of the Okhotsk and Japan Seas off Hokkaido , Cruise Rep . , 11 , 42 - 45 .
- 玉木賢策 , 湯浅真人 , 西村清和 , 本座栄一 , 1979 北海道周辺日本海およびオホーツク海域広域海底地質図 (海洋地質図シリーズ , No.14) . 地質調査所 .
- Tamaki K . , Tokuyama H . , Miyashita S , Tsukui M . , Furukawa M . , Sayanagi K . , Kuramoto S . , Nakanishi M . , Ueki I . , Yamashita S . and Itoda C . , 1988 Preliminary report of Taisei Maru Cruise KT 87 - 6 (Investigation on the sea - floor spreading tectonics in the Northeastern part of Japan basin - ODP) . Prelim . Rep . Hakuho Maru Cruise KI 86 - 2 , Ocean Res . Inst . Univ . Tokyo 112 - 130 .
- 田中武男 , 1988 , 「 しんかい 2000 」 による日本海潜航の成果と今後の計画 . 月刊海洋科学 , 20 , 654 - 663 .

(原稿受理 1989 年 4 月 27 日)

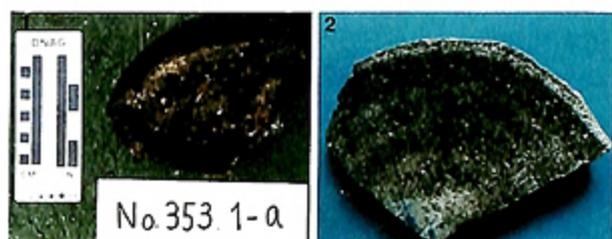


写真1 マニピュレーターにより採取された枕状玄武岩。

- 1-1 : サンプル353-1a (水深1,680 m)。
- 1-2 : 同サンプルの切断面。同心円的な構造がよく観察される。
- 1-3 : サンプル353-1b (水深1,680 m)。
- 1-4 : 同サンプルの切断面。左側の急冷縁から右側の中心部へ向かって粗粒になるとともに、ヴェシクルの径も大きくなる傾向が認められる。

photo. 1 Pillow basalts obtained by manipulator.

- 1-1 : Sample(353-1a)from 1680m depth.
- 1-2 : Cutting slice of the above sample in which concentric structure is observed.
- 1-3 : Sample(353-1b)from 1680m depth.
- 1-4 : Cutting plane of the sample 353-1b. Grain-size and vesicles become coarser from the left-side(chilled margin)to right-side(central part of pillow lobe).

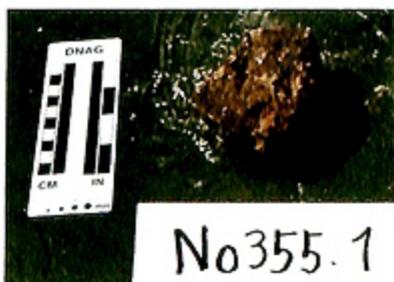
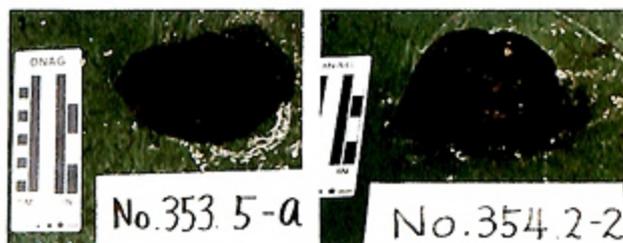


写真2 採取された枕状玄武岩および塊状玄武岩。

- 1-1 : 枕状玄武岩(353-5a:水深1381m)。
 - 1-2 : 枕状玄武岩(354-2-2:水深1738m)。
 - 1-3 : 塊状粗粒玄武岩 (355-1 : 水深1900m)。
 - 1-4 : 玄武岩 (355-2 : 水深1860m)。
- photo. 2 Pillow basalts and massive basalts.
- 2-1 : Pillow basalt (353-5a)from 1381m depth.
 - 2-2 : Pillow basalt (354-2-2)from 1738m depth.
 - 2-3 : Massive dolerite(355-1)from 1900m depth.
 - 2-4 : Basalt (355-2)from 1860m depth.

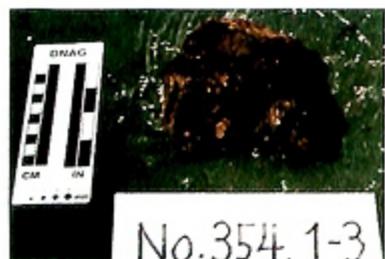
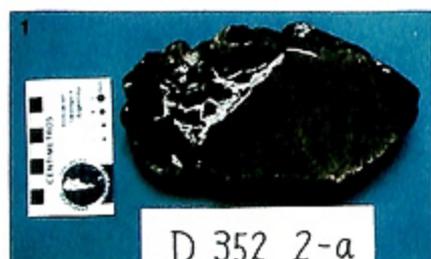
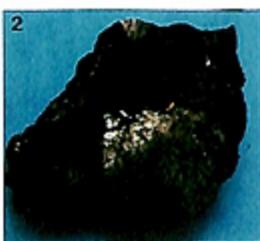
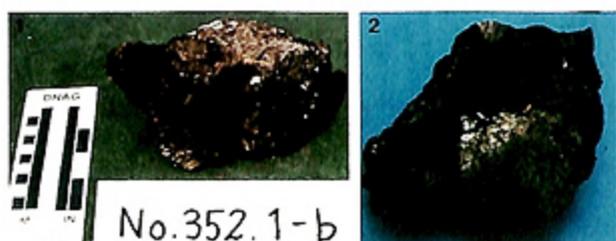


写真3 採取された自破碎枕状溶岩

3-1 : サンプル352-1b (水深 1958 m)。

3-2 : 同サンプルの切断面。黒色部は変色したガラスの破片からなっている。

3-3 : サンプル354-1-1 (水深1815m)。

3-4 : 同サンプルの切断面。白色部は方解石。

photo. 3 Auto-brecciated pillow lava.

3-1 : Sample 352-1b from 1958m depth.

3-2 : Cutting plane of the left one. Blackish part is composed of altered glassy fragments.

3-3 : Sample 354-1-1 from 1815m depth.

3-4 : Section of the above one. Matrix is cemented by calcite showing white color.

写真4 採取された自破碎枕状溶岩

4-1 : サンプル352-2a の切断面 (水深 1817m)。

4-2 : サンプル354-1-3 (水深1815m)。

4-3 : サンプル354-3-2 の切断面 (水深1710m)。

photo. 4 Brecciated pillow lavas.

4-1 : A section of sample 352-2 a(depth 1817m)。

4-2 : Sample 354-1-3(depth 1815 m)。

4-3 : Sample 354-3-2(depth 1710 m)。

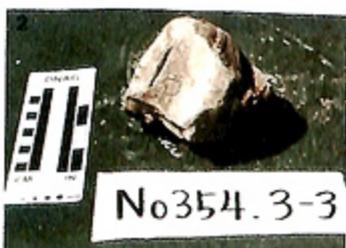
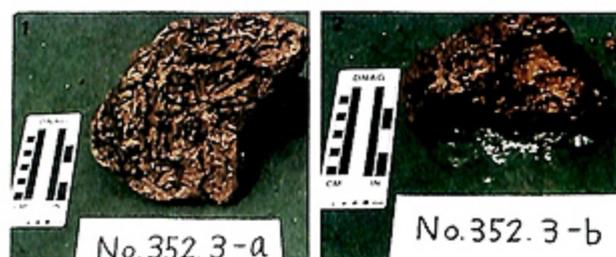


写真5 採取されたシルト質堆積岩

- 5-1 : 生物擾乱の著しいシルト岩 (352-3a: 水深1716m)。
- 5-2 : 生物擾乱を示すシルト岩 (352-3b: 水深1716m)。
- 5-3 : 細粒砂岩の薄層を含むシルト岩 (353-3a: 水深1520m)。
- 5-4 : 砂質シルト岩 (353-3b : 水深1710m)。

photo. 5 Samples of sediment.

- 5-1 : Siltstone(352-3a)showing remarkable bioturbation from 1716m depth.
- 5-2 : Siltstone(352-3b)showing bioturbation from 1716m depth.
- 5-3 : Siltstone(353-3a)with a thin fine-grained sandstone layer from 1520m depth.
- 5-4 : Sandysiltstone(354-3-1) from 1520m depth.
- 5-5 : Siltstone (353-3b)from 1520m depth.

写真6 採取された堆積岩

- 6-1 : シルト岩(354-2-3:水深1738m)。
- 6-2 : シルト岩(354-3-3:水深1710m)。
- 6-3 : シルト岩細粒砂岩の互層 (355-4 : 水深 1758m)。

photo. 6 Samples of sediment.

- 6-1 : Siltstone(354-2-3) from 1738m depth.
- 6-2 : Siltstone(354-3-3) from 1710m depth.
- 6-3 : Alternation of siltstone and fine-grained sandstone from 1758m depth.

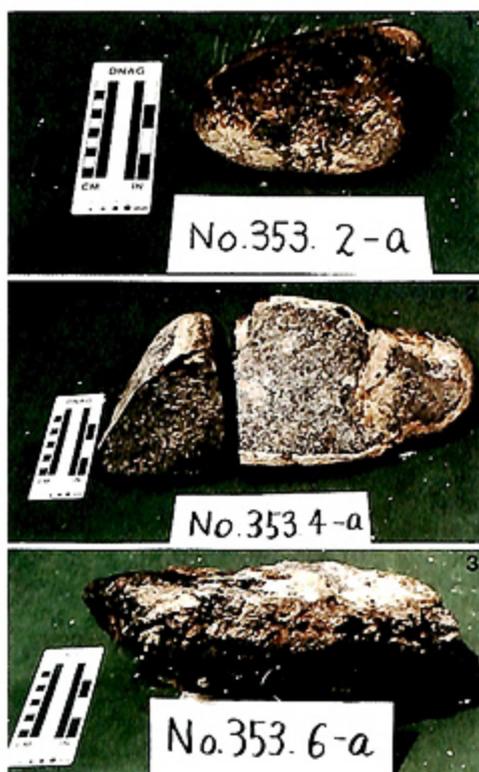


写真7 異地性岩と第四紀火山岩(?)

7-1: 異地性岩と思われるかんらん石斜長石安山岩(水深1680m)。

7-2: 異地性岩と思われる極めて堅硬な中粒砂岩(水深1438m)。

7-3: 海洋海山山頂部から由来した可能性のある極めて新鮮なかんらん石安山岩(水深1270m)。

photo.7 Exotic boulders and Quaternary volcanics(?).

7-1: A boulder of olivine-plagioclase andesite (353-2a) from 1680 m depth, probably exotic.

7-2: Big boulder of very hard sandstone (353-4a) from 1438 m depth, probably exotic.

7-3: Very fresh olivine andesite possibly derived from the top of the Kaiyo-Kaizan, obtained from 1270m depth.



写真8 急崖の麓付近の自破砕枕状溶岩の巨大な転石, 水深1950m。

photo.8 Big boulder of brecciated pillow lava at the foot of cliff (depth: 1950 m).



写真10 自破砕枕状溶岩からなる垂直な崖, 水深1865m。

photo.10 Brecciated pillow lavas exposed at vertical cliff (depth: 1865m).



写真9 枕状溶岩からなる急崖, 水深1890m。
photo.9 Pillow lavas exposed at cliff (depth: 1890m).



写真11 自破砕枕状溶岩の産状, 水深1815m。
photo.11 Occurrence of autobrecciated pillow lava (depth: 1815m).