

# 渡島大島山体崩壊堆積物の地質と地形

加藤 幸弘\*1

渡島大島は、北海道渡島半島西方の日本海東縁部に位置する活火山である。最新の噴火は1741年～1790年にかけて発生した。特に1741年の8月には、巨大な噴火が生じ、西山が、北方の海底斜面に向かって山体崩壊を引き起こす原因となった。海上保安庁水路部は1993年に、渡島大島周辺海域の海底地質調査を行った。その調査の結果、この山体崩壊堆積物の分布範囲とその表層における形態が明らかになった。

今回の「しんかい2000」の潜航調査は、山体崩壊堆積物の下部分布域で、堆積物の堆積構造を明らかにすることを目的に実施された。潜航調査の結果、堆積物は基質がほとんど存在しない玄武岩塊状溶岩の巨礫で構成される水中土石流堆積物であること、及びそれらの礫は、渡島大島からもたらされたことが明らかになった。

キーワード：渡島大島，日本海東縁部，山体崩壊，火山，水中土石流堆積物

## Topography and geology of the sector collapse deposit of the Oshima-Oshima island

Yukihiro KATO\*2

The Oshima-Oshima island is an active volcano situated in the eastern margin of the Japan Sea. The last eruption took place from 1741 to 1790. On August 1741, an intense eruption occurred and triggered a sector collapse of the volcanic body of the Nishi-yama toward the northern submarine slope. The Hydrographic Department has conducted geological surveys around the Oshima-Oshima island in 1993. The surveys reveal the detail topography of the sector collapse deposit and the limit of distribution.

The lower part of the deposit was investigated using submersible "Shinkai 2000" in order to observe sedimentary structure of the deposit. The observation shows that the deposit is debrite which consists of irregular boulders of basaltic massive lava with little matrix and the boulder were driven from the Oshima-Oshima island.

**Key words** : the Oshima-Oshima island, the eastern margin of Japan Sea, sector collapse, volcano, debrite

\* 1 海上保安庁水路部海洋研究室

\* 2 Ocean Research Laboratory, Hydrographic Department, Maritime Safety Agency

## 1. はじめに

渡島大島は北海道渡島半島西方の日本海に位置する活火山である。渡島大島の最新の活動時期は、1741年～1790年の約50年間であることが知られている (Katsui and Yamamoto, 1981)。これら一連の活動の中で、特に1741年8月に起こった大噴火は、渡島半島に降灰をもたらすとともに、渡島大島西山火山を北側に向かって崩壊させ、現在認められるような北側に開いた馬蹄型の外輪山とした。そして山体崩壊堆積物の多くは、海中に突入し、渡島大島の北側斜面上に堆積した。一方、大噴火と同時に日本海沿岸部に多くの被害を引き起こした津波が発生した。この津波が、渡島大島の山体崩壊によって引き起こされた可能性が指摘されている (勝井ほか, 1977)。

陸上における山体崩壊は、1985年のセントヘレンズ山や磐梯山で、堆積物が、岩屑なだれとして移動・堆積したことが、明らかにされている (宇井・荒牧, 1983; 山元・須藤, 1996)。一方、渡島大島と同様に山体崩壊を伴う活動を起こした火山のなかには、海洋島や、海岸に位置する火山も存在する。これらの火山で発生した山体崩壊堆積物は、陸で発生し、堆積した場合とは異なり、海水が存在することから、岩屑なだれとは異なるメカニズムで運搬、堆積したと予想される。しかしながら海水中における山体崩壊堆積物の運搬・堆積機構は、調査上の制約から十分明らかにされているとはいえない。特に1741年の渡島大島の噴火に伴う山体崩壊堆積物は、海底に堆積しており、その分布範囲、形態、堆積物の量についてすら、ほとんど解明されていなかった。

海上保安庁水路部は、1993年に、奥尻島周辺の日本海東縁部において、シービーム2000を用いた海底地形調査を行った。この調査によって、渡島大島北方に1741年の山体崩壊堆積物で構成される起伏に富んだ斜面が発見され、はじめて分布範囲及び形態が判明した。今回の「しんかい2000」の調査は、この山体崩壊堆積物で構成される斜面下部において、表層形態、内部構造の観察及び堆積物試料を採取し、山体崩壊堆積物の堆積機構を解明することを目的として実施された。また、現在日本海東縁部では、広域測深型サイドスキャンソナーのイザナギによる海底音響画像調査が1993年以降実施されており、今回の「しんかい2000」による観察データを、グラウンド・トゥルスデータとして利用することによって、イザナギの海底音響画像の解析が進み、山体崩壊物が水中でどのように堆積するのかについての、重要な情報が得られることが期待される。

## 2. 渡島大島の地形・地質

### 2.1 地形

渡島大島は、北海道渡島半島の西方沖50 km、奥尻島南南西方約60 kmに位置する標高714 mの東西約4 km、南北約3.5 kmの三角形の形をした火山島である (図1)。渡島大島は、東半分を構成する東山と西半分を構成する西山の2つの火山からなる。東山は山頂部に西側に開く外輪山が存在するが、その西半分は、西山によって覆われてしまい地形としては認められない。一方西山は、北側へ開く馬蹄形状の外輪山が存在する。この外輪山のほぼ中央には、中央火口丘が形成されている (勝井・佐藤, 1970)。海面上の渡島大島は、渡島大島火山の山頂部にすぎず、全体としては、最高地点が標高714 mで、水深約1,600 mの海底まで連続する直径約12 km、比高2,300 mを越える円錐状をした大きな火山である (図2)。渡島大島火山は、奥尻島から渡島小島へと連続する奥尻海嶺と松前海台東端との間に存在する南北方向のトラフのほぼ中央に位置し、トラフを南北に分割する鞍部を形成する。この場所では、渡島大島起源の堆積物は、円錐状の山体を形成するとともに、南北にのびるエプロンスロープを形作っている (図2)。渡島大島の南方のエプロンスロープは、水深1,900 mまでの上部斜面は円錐状の山体を構成する起伏の少ない斜面である。水深1,900 mから2,600 mまでの下部斜面は、斜面の東西幅が狭くなるとともに、斜面の傾斜が緩くなる。そして、海底谷と自然堤防が発達する斜面へと変化する。下部斜面の南方には、水深2,600 mから2,680 mの平坦面が広がっている。一方、北方の斜面では、渡島大島の陸上の馬蹄型カルデラ壁から連続する崖が水深1,000 m付近まで認められ、さらにその下部には、直径数 kmの海丘あるいは不連続な海脚状の高まりから構成される起伏に富んだ斜面が扇状に広がっている。この起伏に富んだ斜面は、幅20 kmのトラフの9割程度まで広がっている。堆積物は、トラフの東側境界斜面には届いておらず、一方、反対側の西側境界斜面には届いているが、それを越えて西側には存在しない。水深2,000 mよりも深くなると、斜面の傾斜は緩くなり水深2,240 mをこえるとほぼ平坦面となる。

### 2.2 地質

渡島大島の地質は、勝井・佐藤 (1970) により、詳細が明らかにされている。以下に勝井・佐藤 (1970) に基づき渡島大島の地質の概要について述べる。渡島大島は、地形でも明らかのように、東山外輪山、西山外輪山及び中央火口丘の3つの火山体に区分される。これ

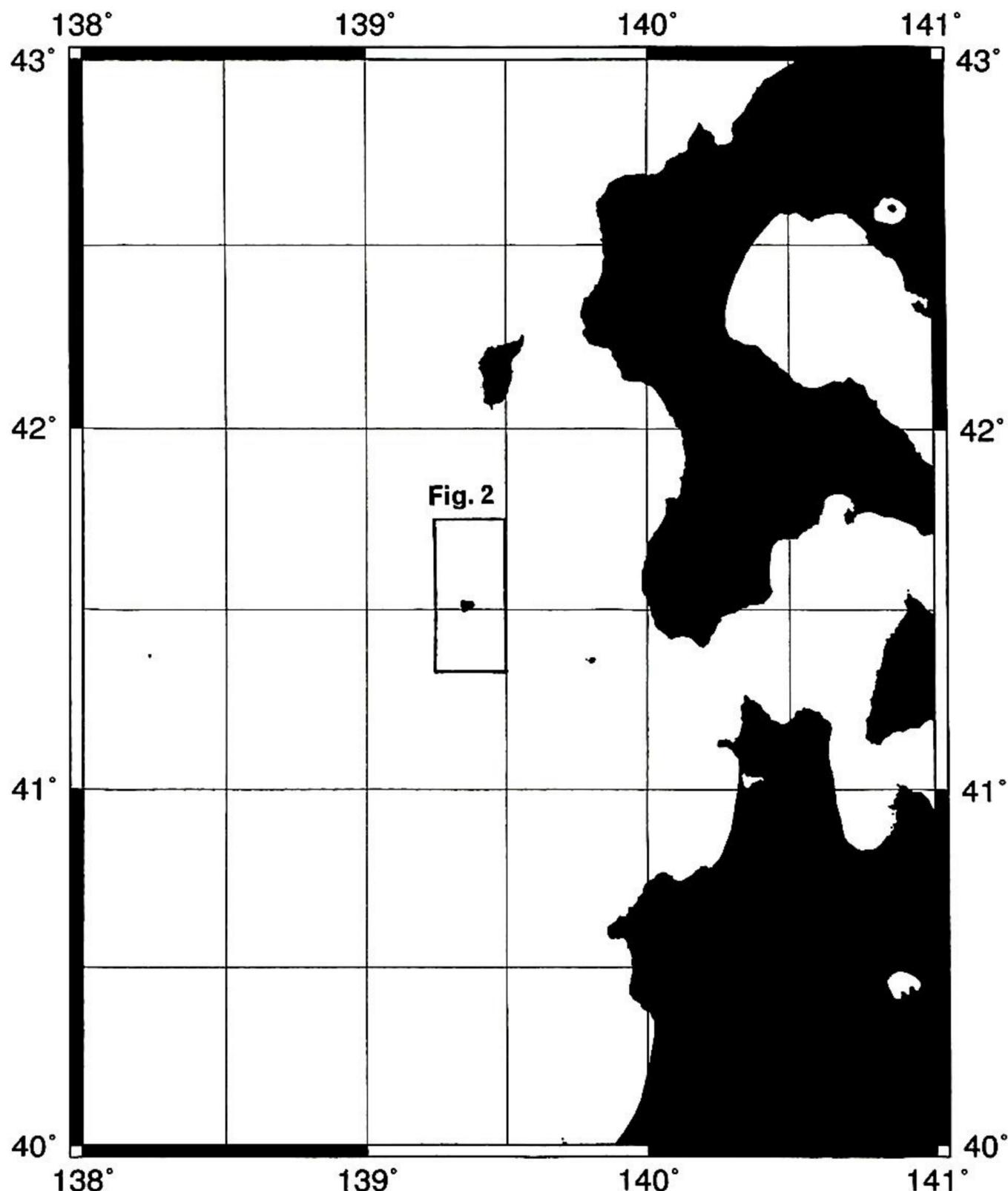


図 1 調査区域図  
Fig. 1 Survey area map. Box area shows the area of Fig. 2.

らは、地形でも明らかなように、東山外輪山が最も古く、次に西山外輪山そして最後に中央火口丘が形成された。東山外輪山は、安山岩及び玄武岩の溶岩・放出物から構成され、中央に1 km以上のカルデラが存在する成層火山である。東山外輪山を構成する溶岩・放出物は下位から東山下部溶岩及び放出物、東山中部溶岩及び放出物、東山上部溶岩及び放出物の3つに区分される。このうち東山中部溶岩及び放出物は、安山岩に富んでいるが、他の2つは大部分が玄武岩で構成されている。一方西山外輪山は、安山岩及び玄武岩の溶岩・放出物から構成される成層火山である。西山外輪山を構成する溶岩・放出物は下位から西山下部溶岩及び放出物、西山中部

溶岩及び放出物、西山上部溶岩及び放出物の3つに区分される。このうち西山下部及び上部の溶岩は、大部分が玄武岩からなり、また、個々の溶岩の厚さについても、下部溶岩は、1から数mと薄い。一方、西山中部溶岩は、角閃石、かんらん石の斑晶を含む安山岩からなる。溶岩は一般に厚い。中央火口丘は、西山外輪山のカルデラの内に形成された玄武岩溶岩及び放出物で形成された最も新しい成層火山である。

### 3. 潜航調査の結果

#### 3.1 潜航調査地点周辺の海底地形

今回観察したのは、渡島大島北方に分布する山体崩壊

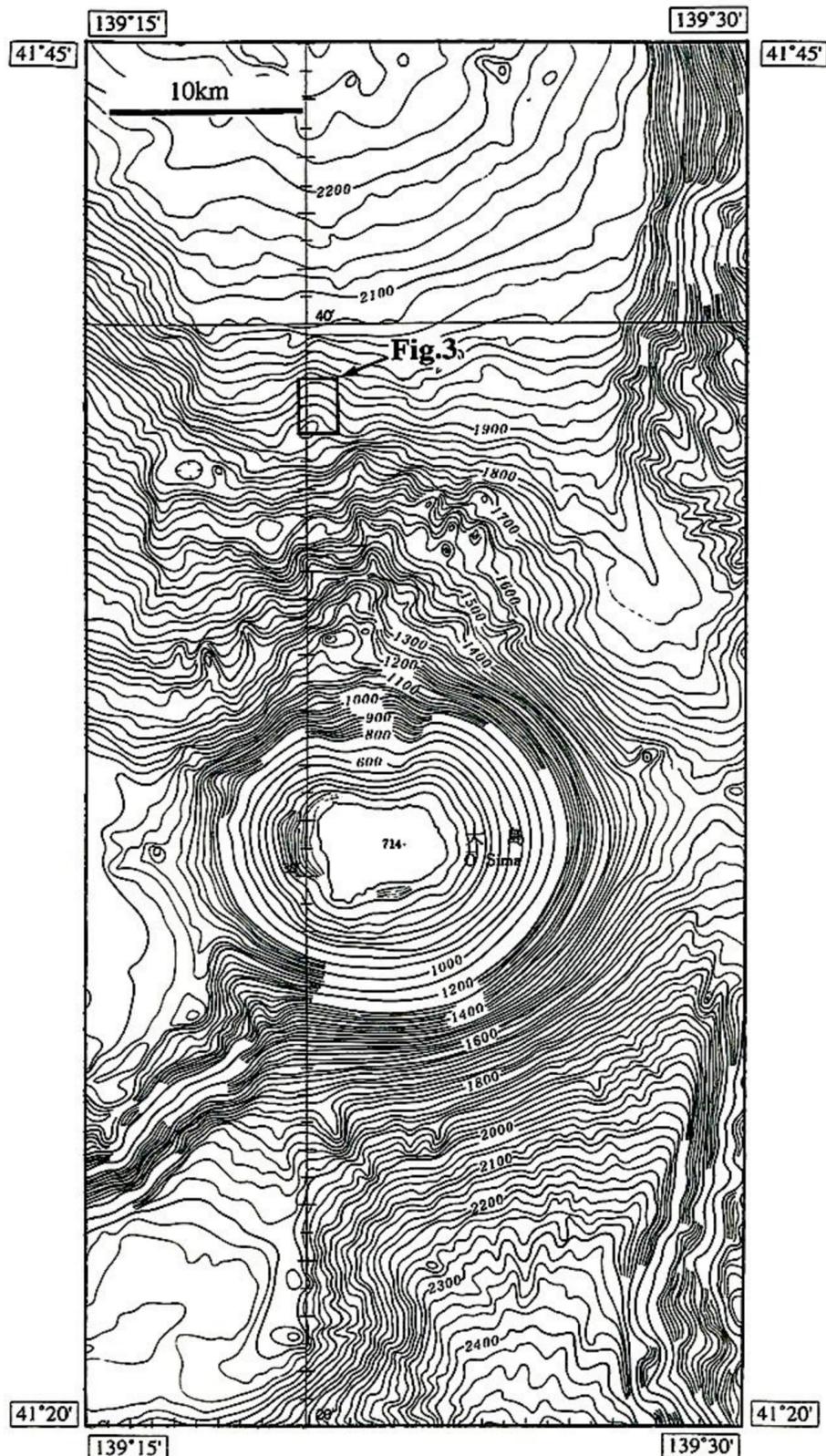


図 2 渡島大島周辺海域の海底地形図  
等深線間隔は 20 m

Fig. 2 Topography around the Oshima-Oshima island. Contour interval is 20 m.

堆積物で覆われた斜面である。この斜面は、水深 1,840 m から北方向に伸びる海脚を構成する。海脚と 1,840 m までの斜面との間には、鞍部が存在し、鞍部の先には独立した 1,840 m 等深線で囲まれる地形的な高まりが存在する (図 2, 図 3)。潜航調査で海脚斜面中部の水深 1,932 m からほぼ頂部の 1,844 m までの斜面 (平均傾斜 3.4°) で行った。

### 3.2 潜水船による観測

着底点 (水深 1,932 m, 以下の水深は「しんかい 2000」によって計測された水深値を示す。) から水深 1,886 m までの海底面は、底質が泥である。この海底

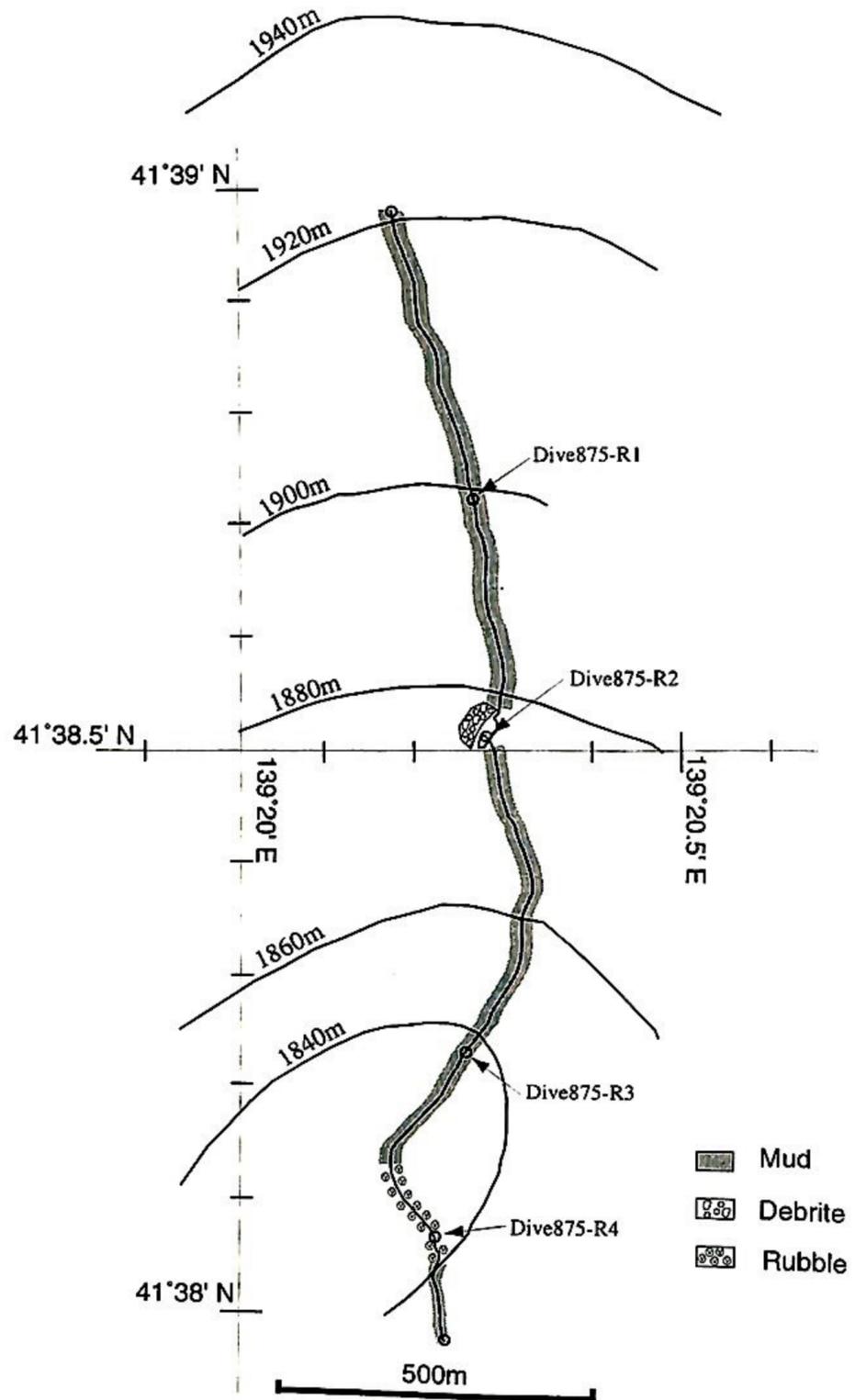


図 3 第 875 潜航のルートマップ

Fig. 3 Route map of the dive #875 by "Shinkai 2000".

は、全くの平坦ではなく高さ 10 cm 以下の比高を持つハンモッキー状の海底や、斜面の走向方向の平行な海嶺状の高まり等の微細な起伏を伴っている。水深 1,901 m の海底には、斜面上に大きさ 1×1 m (厚さ 20 cm 以上) の塊状溶岩の角礫の転石が認められた。

水深 1,896 から 1,885 m にかけての斜面には、堆積岩の露頭が存在する (図 4)。露頭は、この斜面の下部 2 m 及び上部 2.5 m の崖をなして分布する。下部の露頭は、N30°W の走向を示す最大比高 2 m の崖である。崖には、角礫から構成される堆積物が露出していた。この堆積物は、含まれる角礫の粒度から、2 層に区分され、その境界には、見かけの上、海脚斜面の方向である北に 30°傾斜する白色の幅 2~5 mm の層、2~5 層で構成される破碎帯が存在する (写真 1)。破碎帯の下

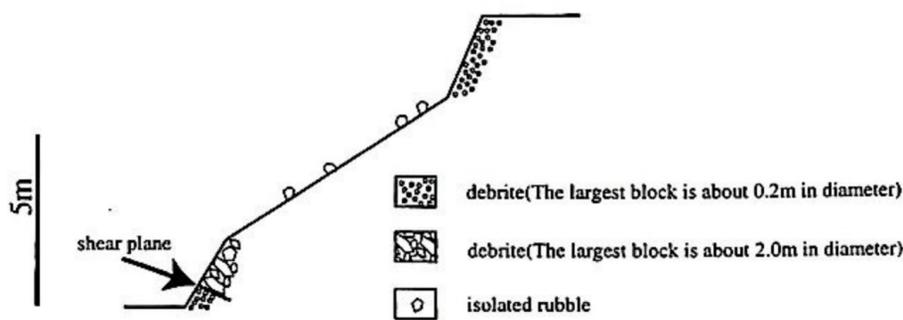


図4 露頭（水深1,895～1,885 m）の模式断面  
Fig. 4 Schematic cross section of outcrop from 1,895 m to 1,885 m in depth.

位の地層は、数cm～10cmの不淘汰な礫から構成され、潜水船の観察からでは、基質は確認できなかった。破碎帯上位の地層は、礫径が数十cmから1.5mに達する極めて不淘汰な角礫から構成される（写真2）。これらの角礫は、角の鋭い八面体かそれ以上の多面体の形をとっている。また、岩相は、潜水船から観察ではほぼ均一で、いずれも塊状の溶岩である。下部の露頭から上部の露頭までの斜面は、大部分は泥で覆われているが、一部に最大1mに達する角礫が分布する。この角礫は、下部の露頭で認められた塊状溶岩と同様の形態、岩相を示す。また、角礫が分布する頻度も、下部露頭の直上が最も多く、上部になるにつれて少なくなっている。上部の露頭は、南北方向の最大比高2.5mの崖である。また、崖に対して直交する幅1mの割れ目が認められた（写真3）。崖には、角礫から構成される堆積物が露出する。堆積物は、2～20cmの淘汰の悪い角礫であり、基質はほとんど確認できなかった。なお、上部、下部露頭の崖は、いずれも弧状の崖地形であり、山体崩壊堆積物堆積後の新しい海底地滑りによって形成された滑落崖である。

水深1,885m～水深1,853mまでの海底面は、底質が泥である。この海底は、ごく希に分布する数cm、地形的に高くなっているマウンドを除けば、ほぼ平坦な斜面である。水深1,853mから水深1,828mまでの斜面には、泥の海底面上に最大3×2mの塊状溶岩の転石が散在する。転石周辺の海底面にも、転石が泥で覆われて形成されたと推測される高さ数十cmのマウンドが多く認められた。水深1,828m以浅の海底面には、数cm～20cmの角礫が多数分布する。そして最も浅い頂部は、南北方向の走向を持つ比高2mのマウンドであった。このマウンドの表層にも周辺の海底と同様数cm～20cmの角礫が多数分布する（写真4）。

#### 4. 採取した岩石試料

潜航調査中に5つの岩石を採集した。このうちDive 875-R1～4の4試料は、採集地点が特定できるが、Dive 875-R5に関しては、「しんかい2000」のサンプルバスケットで“ドレッジ”された岩石であり、採集箇所は特定できない。以下に採取した岩石試料の記載し、全岩化学分析の結果について報告する。

##### 4.1 岩石記載

Dive 875-R1：かんらん石単斜輝石玄武岩（写真5）

この試料は、水深1,901mの斜面上の転石で、塊状溶岩の角礫である。

斑晶として斜長石・単斜輝石・かんらん石が認められる。斜長石は、結晶の中心部に微細不規則形状のガラス物質を含む蜂の巣状構造を呈するものが多い。また一部で単斜輝石・かんらん石と集斑晶をなす。石基は長柱状斜長石が散在する間隙を単斜輝石とガラス物質と不透明鉱物が埋めるインターサータル組織を示す。

Dive 875-R2：かんらん石単斜輝石玄武岩（写真6）

この試料は、水深1,886mの上部の露頭から採取した塊状溶岩の角礫である。

斑晶として斜長石・単斜輝石・かんらん石が認められる。ほとんどすべての斜長石は、結晶の中心部に微細不規則形状のガラス物質を含む蜂の巣状構造を呈する。石基は比較的細流な長柱状斜長石が散在する間隙を二次的に生成されたと考えられる粘土鉱物と不透明鉱物が埋めており、原岩はインターグラニューラーまたはインターサータル組織を呈していたと考えられる。また、粗粒な斜長石・単斜輝石・かんらん石・不透明鉱物からなるはんれい岩の含有物が認められる。

Dive 875-R3：単斜輝石かんらん石玄武岩

水深1,852mの斜面上の転石群から採取された。この試料は多孔質なアア溶岩状の岩石である。

斑晶として斜長石・かんらん石・単斜輝石が認められる。斜長石は、結晶の中心部に微細不規則形状のガラス物質を含む蜂の巣状構造を呈するものが多い。石基は長柱状斜長石が散在する間隙をかんらん石・単斜輝石・ガラス物質・不透明鉱物が埋めるインターサータル組織を示す。

Dive 875-R4：単斜輝石かんらん石玄武岩

この試料は、水深1,823mの角礫から構成されるマウンド頂部から採取した塊状溶岩の角礫である。

斑晶として斜長石・かんらん石・不透明鉱物が認めら

表 1 岩石分析値。主要元素は%で、微量元素は ppm で示す  
Table 1 Major and trace element compositions of samples from slope north of Oshima-Oshima island. Major elements in wt.%; trace elements in ppm.

	Dive875-R1	Dive875-R2	Dive875-R3	Dive875-R4	Dive875-R5
SiO <sub>2</sub>	53.14	52.08	51.83	51.84	53.33
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.84	0.74	0.77	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.6	17.74	18.15	18.58	18.02
FeO	—	3.41	3.22	2.3	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.1	5.48	4.76	6.59	8.02
MnO	0.16	0.14	0.15	0.14	0.16
MgO	5.81	4.78	6.22	4.68	5.31
CaO	8.96	9.86	9.61	9.44	8.57
Na <sub>2</sub> O	2.66	2.44	2.41	2.46	2.76
K <sub>2</sub> O	1.6	2.19	1.62	2.03	1.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.35	0.36	0.43	0.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.009	—	—	—	0.008
Total	100.05	99.6	99.58	99.6	99.22
Ig.loss	—	0.29	0.51	0.34	—
H <sub>2</sub> O-	—	0.34	0.34	0.2	—
Mo	3	<2	<2	2	2
Cu	36	45	44	24	43
Pb	9	9	5	7	<5
Zn	76	67	73	72	84
Ag	<5	0.5	0.5	<5	<5
Ni	71	29	75	37	56
Co	17	17	19	16	18
As	9	8	11	6	7
U	<10	20	<10	16	<10
Au	<4	<4	<4	<4	<4
Th	6	6	6	6	6
Sr	737	548	690	574	618
Cd	<4	<4	<4	<4	<4
Sb	10	<5	8	<5	<5
Bi	<5	6	6	5	6
V	180	321	210	240	182
La	20	19	19	21	23
Cr	123	48	133	60	117
Ba	485	547	463	615	600
W	6	4	5	4	4
Zr	63	56	60	51	67
Sn	2	<2	<2	2	<2
Y	23	21	22	21	22
Nb	2	<2	<2	<2	<2
Be	1	<1	<1	<1	1
Sc	22	33	27	25	21

れる。斜長石は蜂の巣状構造や汚濁帯を呈するものが認められる。石基は比較的粗粒な長柱状斜長石が散在する間隙を単斜輝石・かんらん石・不透明鉱物が埋めておりインターグラニューラー組織を示す。

#### Dive 875-R5: 斜方輝石-かんらん石-単斜輝石玄武岩

この試料は、サンプルバスケットで潜航中にドレッジした岩石であり、採取地点は不明である。この試料は多孔質なアア溶岩状の岩石である。

斑晶として斜長石・単斜輝石・かんらん石・斜方輝石が認められる。斜長石は蜂の巣状構造や汚濁帯を呈するものが認められる。石基は比較的粗粒な長柱状斜長石・かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物・角閃石類が散在する間隙をガラス物質が埋めておりインターサータル組織を示す。

#### 4.2 岩石化学組成

今回の試料のうち、Dive 875-R2, R3, R4 を蛍光 X

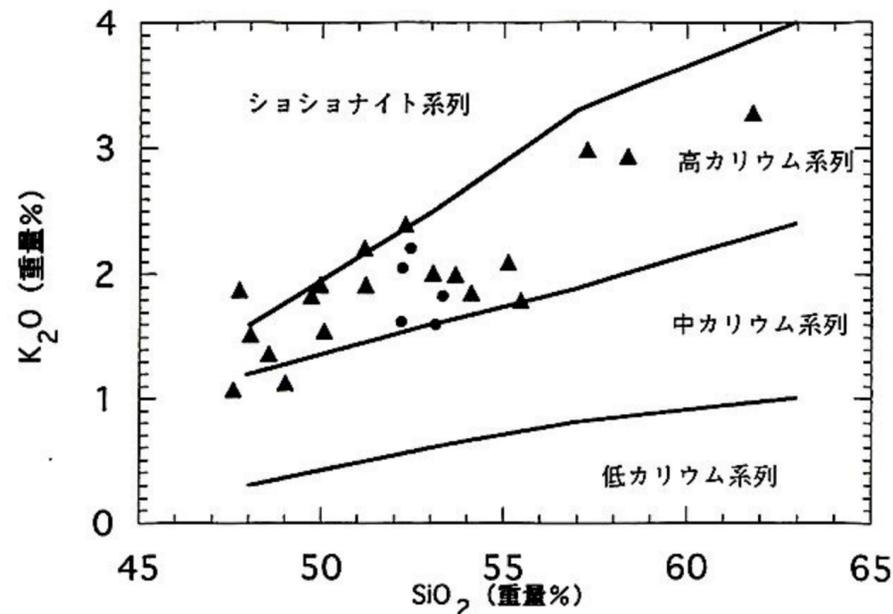


図 5 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> 図。黒三角は、勝井・佐藤 (1970) 及び Yamamoto (1984) による陸上の火山岩を示す。黒丸は、今回の分析データ。

Fig. 5 SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O concentrations for Oshima-Oshima volcanic rocks from land (solid triangles; Katsui and Satoh, 1970; Yamamoto, 1984) and submarine slope (solid circles). The boundary between fields is taken from Tasumi (1995).

装置で、また、サンプル量が少ない Dive 875-R1 と R5 を、ICP-ES 分析装置で主要化学組成を分析した。また、5 試料とも、ICP-ES 分析装置で微量成分の分析を行った (表 1)。

分析した 5 試料の SiO<sub>2</sub> は、51.83~53.33% の範囲にある。ほかの成分についても類似している。鏡下の観察では、Dive 875-R2 が他の 4 試料と組織が異なり区別できるが、全岩組成から、5 試料は類似している。また、巽 (1995) の SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O (図 5) では、高カリウム系列の領域にプロットされ、これは、Yamamoto et al. (1984) が渡島大島の陸上から報告した岩石の組成領域の中に含有される。

## 5. 考 察

### 5.1 山体崩壊堆積物の表層形態、内部構造

今回の「しんかい 2000」で観察を行ったのは、渡島大島山体崩壊堆積物で構成される斜面の下部である。斜面はハンモッキー状の微細な起伏を伴っている。斜面上に露出する山体崩壊堆積物は、不淘汰な角礫岩から構成され、そして粒度の違いによって 3 層に区分できる。3 層とも、基質については確認できず、礫の割合が極めて高い礫岩層である。ただし、これはあくまで潜水船からの観察に基づいており、基質の量については今回の観察では定量的な議論は出来ない。3 層のうち、中間の角礫岩は礫径が最も大きくかつ岩相がほとんど同一であり、供給源が同一の可能性が高い。しかし、陸上における岩

屑なだれ中のメガブロックのように、破碎によって形成された構造は認められない。この層と下位のやや礫径の小さい角礫層との間には、斜面の傾斜方向に傾く破碎帯が認められる。このような破碎帯は、水中土石流堆積物中に認められる破碎帯と類似している (Prior et al., 1984; 平, 1985)。構成物とその表層形態をも考慮に入れると、今回調査した堆積物は、水中土石流堆積物であると考えられる。

この水中土石流が、いつ発生したかについては、2つの可能性がある。第1の可能性としては、渡島大島の1741年の山体崩壊時に、海水に突入した崩壊した山体が、破碎され水中土石流として流れ下った場合であり、もう1つの可能性は、斜面上に斜面上に堆積した山体崩壊堆積物が、何らかの原因で崩壊し再び水中土石流として観察した斜面まで流れ下った場合である。いずれの場合にしろ、今回観察した堆積物が均質な岩相の礫から構成されることから、供給源としては、同様な岩質の岩体が想定される。特に山体崩壊堆積物が2次的に崩壊して、発生した水中土石流の場合、山体崩壊堆積物中に、均質な岩質の岩体の存在が必要であり、これは、海底地形図上の孤立した高まりや海脚状の高まりが、陸上の岩屑なだれ堆積物同様、メガブロックから構成されていることが必要となる。

なお、山体崩壊堆積物の起源については、礫種が、玄武岩の塊状溶岩、アア溶岩であることから、安山岩で構成される西山外輪山の中部溶岩及び東山外輪山の中部以外の渡島大島を構成する溶岩であろう。

## 6. まとめと今後の展望

今回観察の結果、頂部が水深1,823 mの海脚上の高まりは、少なくとも表層の4分1以上は玄武岩の塊状溶岩、アア溶岩からなる水中土石流堆積物で構成されることが明らかになった。しかしながら、今回観察した斜面は、あくまでも山体崩壊堆積物の下部であり、また、山体崩壊堆積物の主要部である顕著な孤立した高まりや海脚状の高まりが存在する斜面からはずれている。したがって、これら特徴的な地形を呈する堆積物がどのような堆積機構で堆積したのか、また、その構成物については明らかではない。今後、特徴的な地形を呈する堆積物の内部構造、特に陸上の山体崩壊堆積物で認められるメガブロックの有無についての調査が望まれる。

## 謝 辞

今回の潜航調査にあたって海洋科学技術センター各

位、「なつしま」の乗組員及び「しんかい2000」運航チームの方々には、大変お世話になりました。また、海上保安庁水路部大陸棚調査室小原泰彦氏には、採取した火山岩について有益な助言をいただいた。また、海底地形図は海上保安庁第5管区航路標識事務所の泉紀明氏に作成していただいた。また、図1の作成にはGMT (Wessel and Smith, 1991) を使用した。これらの方々に対し心から感謝の意を表します。

## 引用文献

- 勝井義雄・佐藤博之 (1969): 渡島大島地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 16.
- 勝井義雄・横山 泉・江原幸雄・山下 済・新井田清信・山元正継 (1977): 北海道における火山に関する研究報告書第6編「渡島大島」一火山地質・噴火・活動の現況および防災対策一。北海道防災会議。
- Katsuui, Y. and Yamamoto, M. (1981): The 1741-1742 activity of Oshima-Oshima volcano, North Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, 19(4), 527-536.
- Prior, D. B., D. B. Bornhold and M. W. Johns (1984): Depositional characteristics of a submarine debris flow, Journal of Geology, 92, 707-727.
- 平 朝彦 (1985): 堆積物重力流のレオロジーと流動過程。月刊地球, 7, 391-397.
- 巽 好幸 (1995): 沈み込み帯のマグマ学 全マントルダイナミクスに向けて。東京大学出版会, 167pp.
- 宇井忠英・荒牧重雄 (1983): 1980年セントヘレンズ火山のドライアバランシェ堆積物。火山 第2集, 28(3), 289-299.
- Yamamoto, M. (1984): Origin of calc-alkaline andesite from Oshima-Oshima volcano, North Japan. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, 21 (1), 77-131.
- 山元孝広・須藤 茂 (1996): テフラ層序からみた磐梯火山の噴火活動史。地質調査所月報, 47(6), 335-359.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1991): Free software helps map and display data, EOS trans. AGU, 72(41), 441, 445-446.

(原稿受付: 1997年7月3日)

(注) 写真は次ページ以降に掲載



写真 1 粗粒な水中土石流堆積物の下部に認める破砕帯。矢印は破砕帯を示す

Photo 1 Shear planes observed at base of large clasts layer of debrite. Arrows show shear plane.

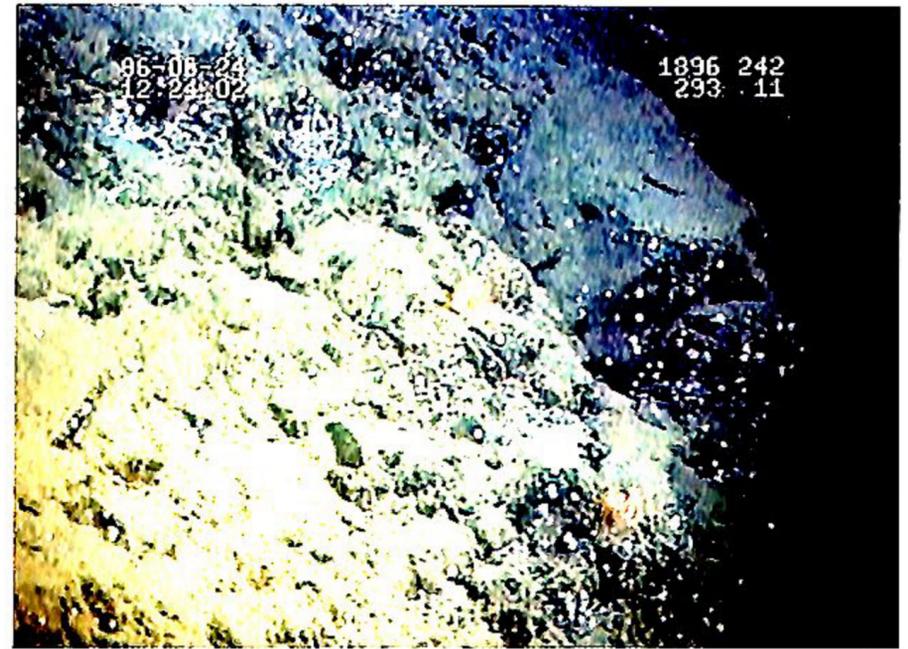


写真 2 水深 1,896 m の崖で観察された粗粒な水中土石流堆積物

Photo 2 The large clasts of debrite observed at scrap of the depth of 1,986m.



写真 3 水深 1,886 m の崖で観察された水中土石流堆積物  
Photo 3 Debrite observed at scrap of the depth of 1,886 m.

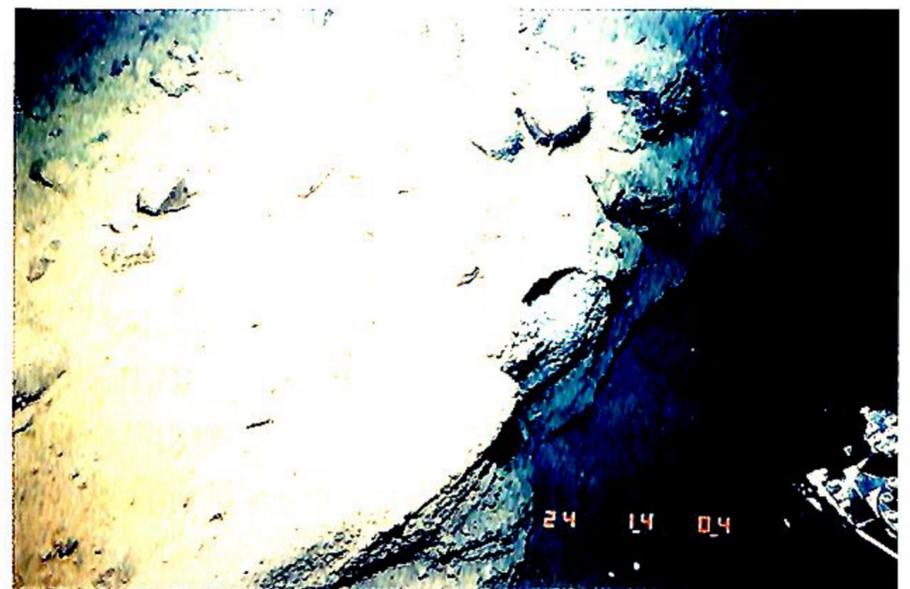


写真 4 海脚頂部の角礫  
Photo 4 Rubble on the top of spur.

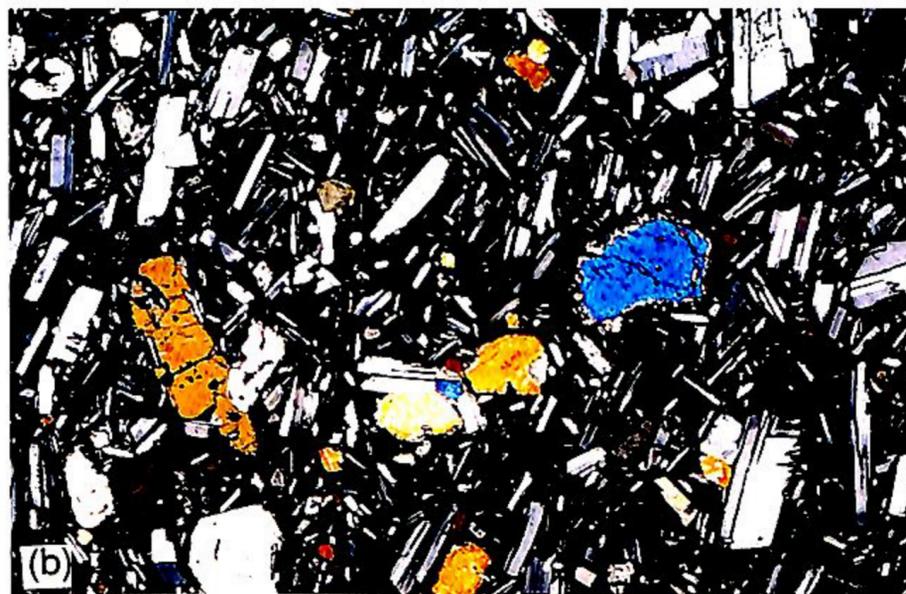
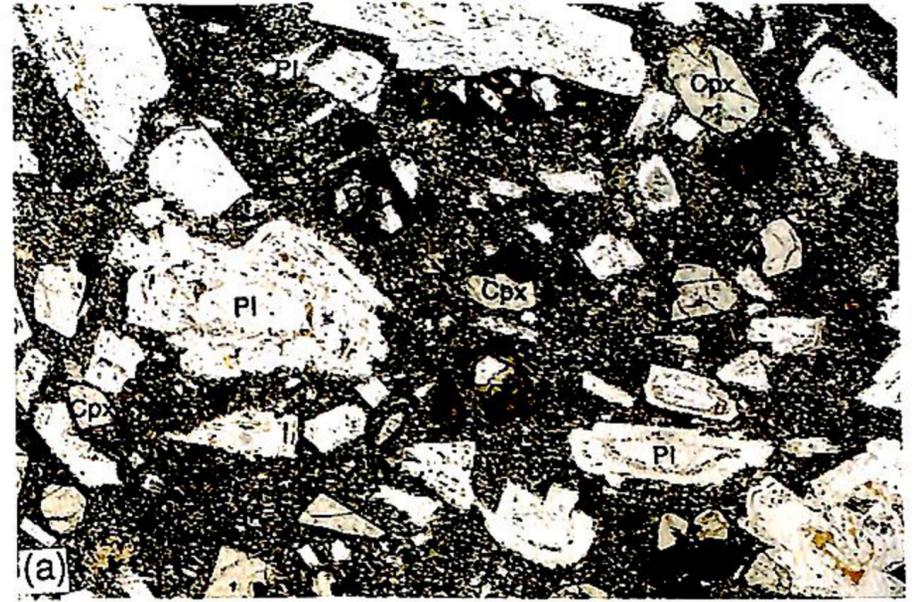


写真 5 火山岩 (Dive 875-R1) の薄片顕微鏡写真。(a) はオープンニコル (b) はクロスニコル, Pl は斜長石, Ol はかんらん石, Cpx は単斜輝石を示す

Photo 5 Photomicrograph of a basalt (Dive 875-R1) with phenocrysts of Pl (plagioclase), Ol (olivine) and Cpx (clinopyroxene) under open nicol (a) and cross nicol (b).

写真 6 火山岩 (Dive 875-R2) の薄片顕微鏡写真。(a) はオープンニコル (b) はクロスニコル, Pl は斜長石, Ol はかんらん石, Cpx は単斜輝石を示す

Photo 6 Photomicrograph of a basalt (Dive 875-R1) with phenocrysts of Pl (plagioclase), Ol (olivine) and Cpx (clinopyroxene) under open nicol (a) and cross nicol (b).