

伊豆小笠原弧背弧海山における低温熱水活動 — 西貞享海山潜航調査 —

石塚 治*¹ 湯浅 真人*² 白井 朗*²

伊豆小笠原弧背弧海山列における火山活動及び熱水活動の解明を目指す研究の一環として、これまでに玄武岩溶岩と熱水沈殿物が採取されていた西貞享海山について「しんかい6500」による潜航調査を行った。その結果、山頂部付近で玄武岩質安山岩溶岩が採取され、その化学的特徴は、以前採取されていた玄武岩溶岩や他の背弧海山の火山岩と類似する。一方噴出年代については、安山岩溶岩が 10.7 ± 0.2 Ma, 玄武岩溶岩が 5.8 ± 0.3 Maで、他の背弧海山と同様、四国海盆拡大停止後から現在のリフト活動が始まるまでの時期に活動したことが明らかになった。また噴出時期には約500万年の差があるが、その間、化学的特徴はほとんど変化しなかったと考えられる。一方熱水活動に関しては、山頂部から標高差約400mにわたる非常に広い範囲の山体斜面で熱水性沈殿物及び変質岩が確認された。沈殿物は主にマンガン酸化物、celadonite、鉄の水酸化物及び石英からなり、低温の熱水活動が起きていたと考えられる。熱水活動の時期は、山頂部での安山岩溶岩の噴出を伴う火山活動とほぼ同時期と推定される。またceladonite中に多数の微生物の化石と思われるものが存在し、熱水活動の場で、微生物活動があり、Feの濃集に寄与していた可能性もあると考えられる。

キーワード：伊豆小笠原弧背弧海山列、西貞享海山、安山岩溶岩、低温熱水活動、微生物活動

Low Temperature Hydrothermal Activity on a Back-arc Seamount of the Izu-Ogasawara arc — Submersible survey of the Nishi-Jokyo Seamount —

Osamu ISHIZUKA*³ Makoto YUASA*⁴ Akira USUI*⁴

For the purpose of understanding of volcanism and hydrothermal activity in the back-arc seamount region of the Izu-Ogasawara arc, submersible survey was carried out by "Shinkai 6500" at the Nishi-Jokyo Seamount. During this dive, basaltic andesite lava was collected near the summit of this seamount. Chemical characteristics of this lava is similar to those of the basalt lava from this seamount and also volcanic rocks from other back-arc seamounts. Eruption age of the andesite lava is 10.7 ± 0.2 Ma, and that of basalt lava is 5.8 ± 0.3 Ma. These ages are within an age range obtained from the lavas from other back-arc seamounts, i.e., a period between the cessation of spreading of the Shikoku Basin and initiation of the rifting which is presently active just behind the volcanic front. Since chemical characteristics of the lavas from the Nishi-Jokyo seamount are quite similar to each other in spite of the difference of 5 m.y. in eruption age, chemical characteristics of volcanism is supposed to have not changed significantly during 5 m.y. period.

Hydrothermal precipitates and hydrothermally altered rocks were observed in the wide area of the slope ranging from the water depth of 1,730m to 1,300m (summit area of the seamount). The

* 1 地質調査所地殻化学部

* 2 地質調査所海洋地質部

* 3 Department of Geochemistry, Geological Survey of Japan

* 4 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan

precipitates are mainly composed of celadonite, Mn-oxides, Fe-hydroxides and quartz. Mineral assemblage of the precipitates implies that relatively low temperature hydrothermal activity occurred on this seamount. Age of hydrothermal activity is supposed to be close to the andesitic volcanism of this seamount (ca. 10 Ma).

Hydrothermal celadonite hosts bacteria-like fossils. This implies that microbial activity occurred at the site of low temperature hydrothermal activity, and might make a contribution to the selective concentration of Fe.

Key words: back-arc seamount chains of the Izu-Ogasawara arc, Nishi-Jokyo Seamount, andesitic volcanism, low temperature hydrothermal activity, microbial activity

1. はじめに

伊豆小笠原弧の背弧域には、四国海盆に向かって伸びる南北に雁行配列した海山列が存在する (e.g. Honza and Tamaki, 1985; 加藤, 1992)。これら海山列における火山活動及び熱水活動の時期、性格及び成因については、これまで極めて部分的な情報しか得られていなかった (e.g. Yuasa and Yokota, 1984; Yuasa, 1985; Usui and Nishimura, 1992)。これらを明らかにすることは、特に四国海盆形成終了以降の伊豆小笠原弧の形成発達史を解明する上で重要であると考えられる。さらに当地域の調査により、海洋性島弧発達過程と熱水活動の変遷、島弧横断方向での熱水活動のバリエーション等について明らかにする上で重要な知見が得られると考えられる。1995年に行われたハワイ大学の調査船によるサンプリングにより、この背弧雁行海山列から多数の火山岩、熱水変質岩等が採取された。この中で今回潜航対象とした西貞亨海山では、多数の玄武岩溶岩及び低温の熱水活動によるものと考えられる熱水沈殿物が採取された。このため、火山活動の特徴や時期及び熱水変質帯の産状や規模、周囲の岩石 (特に火山岩) との位置関係を確認することにより、熱水活動の性格や規模、及び火成活動との時間的な関係を明らかにすることが可能であると考えた。また当海山は、雁行海山列の端に位置しているため、山腹は四国海盆まで急斜面を形成している。このため当海山の基盤を構成する岩石から、海山の山体内部の火山岩までの連続的な露頭を観察できる可能性もあるとみて、「しんかい6500」による潜航調査を実施した。

2. 地質概略

今回潜航調査を行った西貞亨海山は、伊豆小笠原弧の背弧雁行海山列の一つ、延宝海山の西端部に位置する円錐形の3つの山体から構成される海山である (図1, 2)。伊豆小笠原弧においては、八丈島等の成層火山や明神海

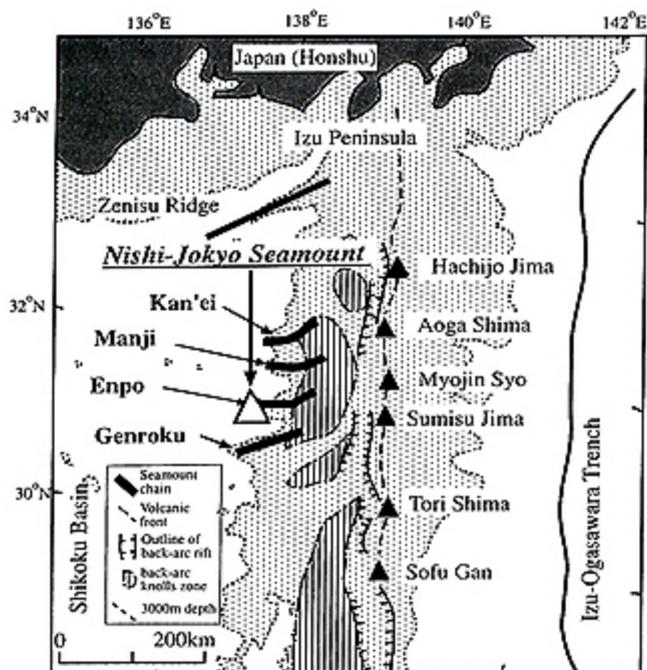


図1 西貞亨海山位置図。背弧雁行海山列中の延宝海山列に属し、火山フロントの西約100kmに位置する。

Fig. 1 Location of the Nishi-Jokyo seamount. This seamount belongs to the back-arc seamount chains of the Izu-Ogasawara arc.

丘のような海底カルデラからなる第四紀の火山フロントが南北に走っている。そのすぐ西側には、現在も活動的な背弧リフト盆地である八丈リフトやスミスリフトが火山フロントに平行に配列している。さらにその西側には、比高1,000m以下 (図2)の海丘や南北方向に伸びたりッジが存在する背弧海丘帯と呼ばれる幅約50kmの地域がある。さらにそこから四国海盆に向かって比高が2,000mを越えるような大型の海山からなる雁行配列した海山列が約100kmにわたって伸びている。このような海山列は、Mariana弧 (Martinez et al., 1995)やKermadec弧 (Wright et al., 1996)でも知られているが、その成因についてはいくつかの説があり、必ずしも明らかになっていない。

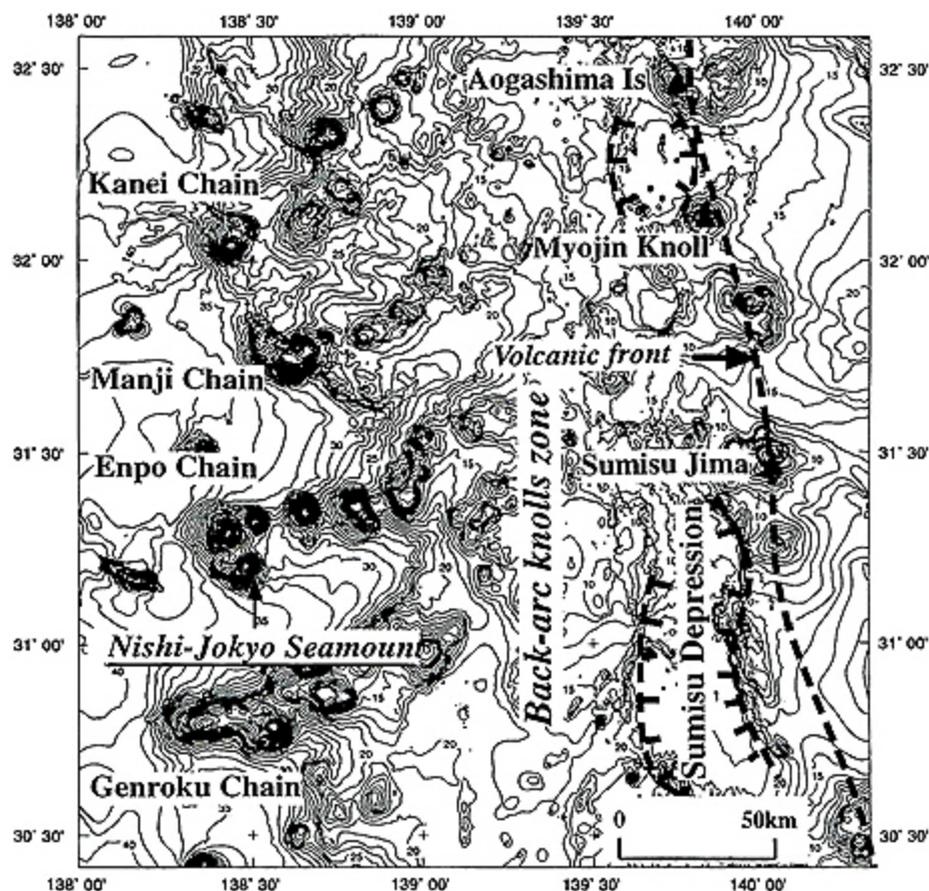


図2 背弧雁行海山列周辺の地形図 (原図はAdam Klaus(ODP)作成)。雁行海山列は、四国海盆に向かって、西南西方向に約100kmにわたって伸びている。海山の規模は、back-arc knolls zone (背弧海丘帯) 中では、比高500-1,000m程度であるが、それより西側の山では、2,000mを越えている。

Fig. 2 Bathymetric map of the surveyed area (Original map was produced by Adam Klaus(ODP)). Four chains of back-arc seamounts extend obliquely about 100km in ENE-WSW direction. Active back-arc rifts (Sumisu rift and Aogashima rift) and back-arc knolls zone (Honza and Tamaki, 1985) run parallel to the Quaternary volcanic front. Eastern ends of the seamount chains extend into the back-arc knolls zone.

これまで伊豆小笠原弧の背弧域の海山についても、その火山活動の時期や性格についてはほとんど明らかになっていなかった。1995年にハワイ大学の調査船Moana Waveにより組織的なドレッジによるサンプリングが行われ、多数の火山岩および熱水変質岩が採取された。採取された火山岩の化学組成分析及びK-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定、同位体分析から、この地域の火山活動の概略が明らかになってきた (e.g. Ishizuka et al., 1998)。海山列の西部 (背弧海丘帯より西側) では、17.3-2.9 Maの時期、すなわち四国海盆拡大停止直前から (Kobayashi and Nakada, 1979) から現在活動的な背弧リフトの活動が始まったと考えられる時期 (約2.35-2.9 Ma; Taylor, 1992) までの期間に、カルクアルカリ系列の安山岩を主に噴出する火山活動が起きていた。これに対し、2.8 Ma以降火山活動は西側の海山列では終息し、背弧海丘帯に限られた。また火山岩の種類及び化学組成も大きく変化し、cpx-ol

basaltがおもに噴出するようになった。この火山活動に大きな変化が起きた時期は、背弧域でのリフティングの開始時期とはほぼ一致しており、リフティングの開始に伴い異なった性質のソースマンタルの上昇がおきて、火山活動の場及び化学的性格の変化が起きたのではないかと考えられる。背弧海丘帯の東側からリフト盆地にかけては、1 Maより若い火山岩が分布している。

以上から西貞享海山を含む背弧雁行海山列は、リフティング開始前の、火山フロント背後でのカルクアルカリ岩を噴出する島弧火山活動の場であったと考えられる。

一方背弧海山列における熱水活動については、現世の熱水活動は知られておらず、北貞享海山 (Yuasa and Yokota, 1984) や天和海山 (Usui and Nishimura, 1992) から低温の熱水活動の産物と思われる熱水性マンガ酸化物が報告されているのみであった。R/V Moana Waveの航海では、多数の熱水性マンガ酸化物以外にも、熱水

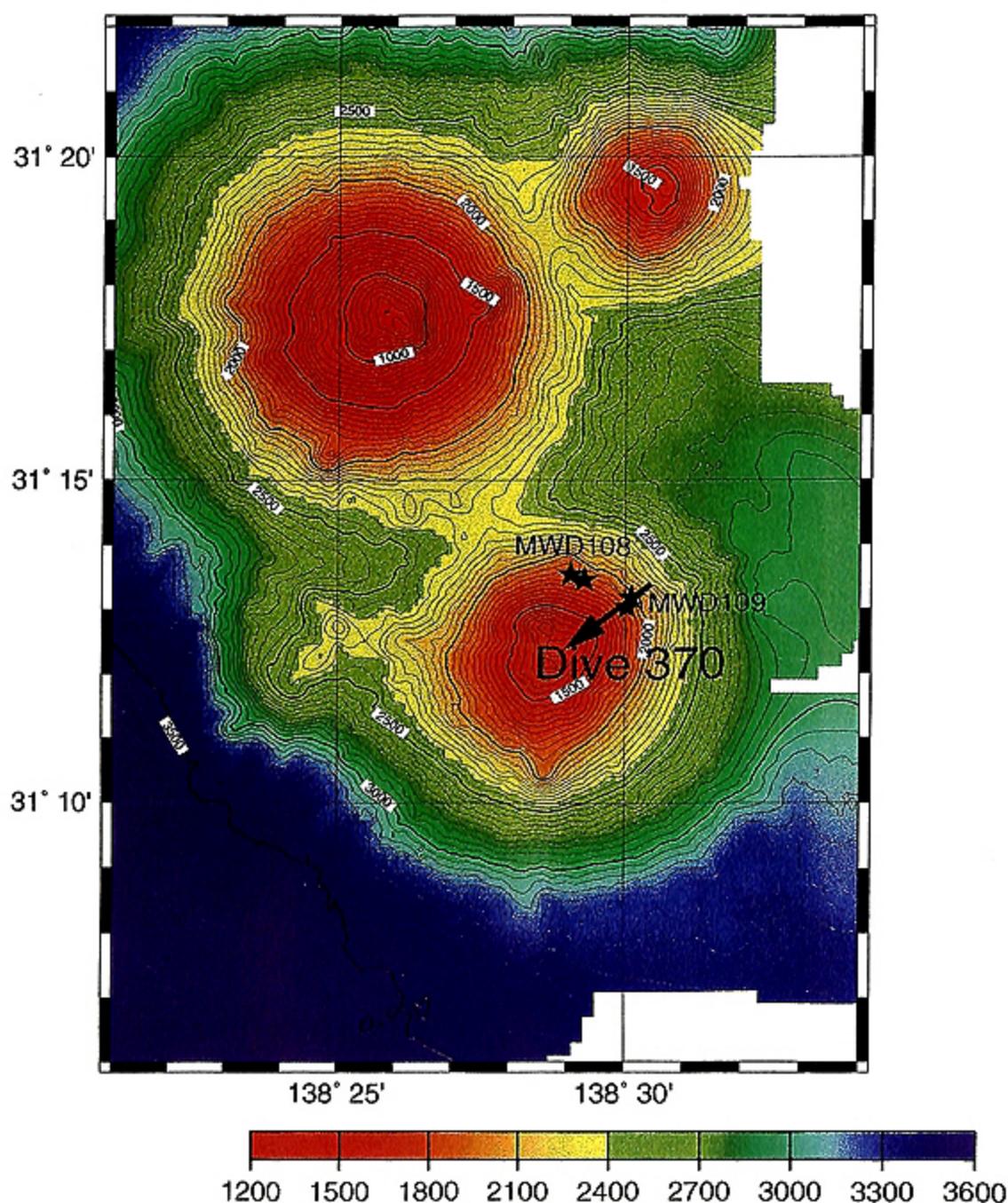


図3 西貞享海山地形図。しんかい6500の第370潜航のコース及び1995年に行われたMW9507航海によるドレッジコース（調査船の位置：星印）も示した。MWD108では、玄武岩溶岩が、MWD109では熱水沈殿物及び変質岩が採取された。

Fig. 3 Bathymetric map of the Nishi-Jokyo Seamount. Height of this seamount is around 1,700m and depth of the summit is about 1200m. Dive course of "Shinkai 6500" (#370) and dredge course of MW9507 cruise and are designated.

性の粘土鉱物や石英脈、さらには硫化鉱物を含む変質岩等様々な熱水活動の痕跡が見いだされた。これにより、この地域に低温から高温にいたるまでの海底熱水活動が存在していたことが明らかになった。

西貞享海山からは、ドレッジによりかんらん石・単斜輝石玄武岩溶岩（サイトMWD108：図3）やバクテリア化石を含む粘土鉱物及び石英脈のネットワークからなる

熱水変質岩（サイトMWD109：図3）が（Ishizuka et al., 1997）、また北側の山体から、デイサイト及び熱水性のマンガン酸化物が採取された。玄武岩溶岩については、3.6MaのK-Ar年代が得られている（Ishizuka et al., 1998）。このことから、西貞享海山では、火山活動とともに、比較低温の熱水活動がおきていたと考えられる。

表1 潜航調査の概略

Table 1 Outline of operation of Dive 370.

| 潜航番号 | 370 |
|---------|------------------------------------------------------|
| 潜航日 | 1997年5月28日 |
| 地域 | 西貞享海山北東斜面 |
| 着底 | 時刻 11:08 位置 31°13.397'N, 138°30.424'E 水深 2205m |
| 離底 | 時刻 16:24 位置 31°12.548'N, 138°29.221'E 水深 1301m |
| 観察者 | 石塚 治 |
| 船長 | 小倉 訓 |
| 船長補佐 | 川間 格 |
| 航走距離 | 約2520m |
| 水温 | 1.9°C |
| 流速(着底点) | 0.1Kt |

位置はTokyo Datum.

3. 潜航調査

潜航調査は、1997年5月にしんかい6500により第370潜航として実施された。潜航の概要を表1に、潜航コース及び1995年のMoana Waveによるドレッジコース(船の位置)を図3に示す。今回調査を行った西貞享海山の南側山体は、図3に示すように比高約1,700m、底径約12kmの円錐形である。山頂の水深は約1,200mである。潜航コースは、ドレッジにより熱水変質岩が採取された場所を通過するように、山体の北東側斜面を山頂部まで約900m登るように設定した。潜航コースのルートマップ及び断面図を図4に示す。以下に潜航中の主な観察事

項を、時間を追って述べる。

11:08-11:19 (水深2,200m付近)

露頭はみられず、白色の石灰質の未固結堆積物に覆われている。礫種は不明だが、数cm以下の小礫が混じる。底生動物の移動した後が多数堆積物上にみられる。一部リップルマークが発達している。

11:24 (水深2,175m)

小礫が帯状に堆積している。これより浅部で複数観察される。上方より流下したものが、堆積したように見える(写真1)。

11:39 (水深2,109m)

マンガン酸化物に覆われた1m以上の大きな岩塊が複数みられる。この地点より上部でみられる堆積岩の露頭より崩落してきたものと考えられる。

11:42 (水深2,107m)

堆積岩の露頭(写真2)。マンガン酸化物に覆われているが、わずかに層状構造と思われるものが認められる。マンガン酸化物の厚さは、5mm以下。マニピュレータで容易に採取され、固結度は弱い。

11:57(水深2,102m), 12:06(水深2,089m)~12:08(水深2,081m)

数m以上の堆積岩露頭の急崖。各所に亀裂が入り、数m大のブロックが崩落している(写真2)。崖(堆積岩露頭)の表面は比較的平滑で、薄くマンガン酸化物に覆われている。

12:08 (水深2,081m)-12:40 (水深1,893m)

リップルマークの発達する石灰質堆積物。露頭はみられない。

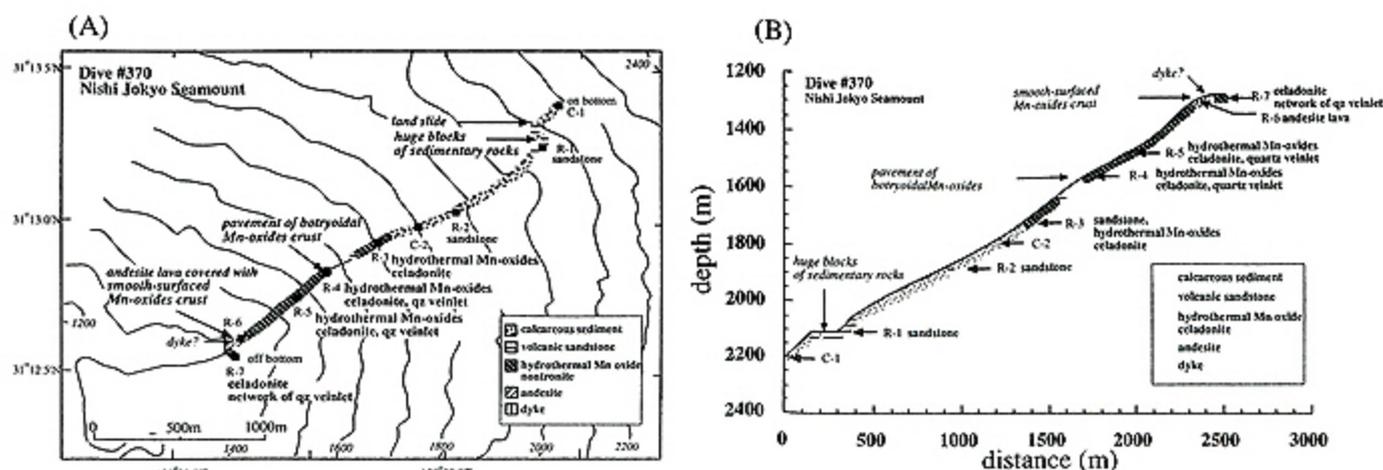


図4 第370潜航コースのルートマップ(図4A)及び断面図(図4B:縦軸が深度、横軸が潜水船の移動距離)。採取した試料の位置及び岩石種を示してある。

Fig. 4 Route map (Fig. 4A) and cross section (Fig. 4B) along the dive course of #370. Collected samples and rock types are designated.

12:50 (水深1,881 m)
 数十 cm サイズの堆積岩の角礫が多数堆積している (写真3)。

13:58 (水深1,732 m) ~ 14:24 (水深1,614 m)
 それまでマンガクラストの表面は比較的平坦であったが、この地点より形態が変化し、球面状あるいはぶどう房状の表面形態を持つマンガン酸化物が出現し始めた (写真4)。一つ一つの“球面”の大きさは数 cm から数十 cm である。試料採取を行った結果、海水起源と思われるマンガン酸化物に覆われた、金属光沢をもつ熱水性マンガン酸化物及び熱水性の粘土鉱物等であった。表面は、薄く石灰質堆積物に覆われている。

14:24 (水深1,614 m)
 急崖に到達。表層部がマンガクラストとともに数 m の板状のブロックとなって崩落している。

14:32 (水深1,578 m)
 表面に多数のぶどう房状の組織をもつマンガクラストに覆われた急崖 (写真5)。水深1,574 m 地点で同様の組織を示す試料を採取した (R4-1) ところ、海水起源と思われるマンガクラストに覆われた熱水性マンガン酸化物及び粘土鉱物であった。この急崖も熱水沈殿物に覆われていると考えられる。水深1,543 m 付近から1,515 m 付近にかけても同様の組織を示す急崖が連続している。

14:54 (水深1,515 m)
 急崖が終わり、やや斜面が緩やかになった地点で、水深1,732 m 付近 (上述) で観察された球面状~ぶどう房状の表面形態を持つマンガクラストが再び多数出現し

た (写真6, 7)。このクラストは断続的にこの地点より山体上部においても出現する。水深1,490 m 付近で同様のクラスト (R5-1, 2) を採取したところ、主に熱水性のマンガン酸化物及び粘土鉱物により構成されていた。

15:51 (水深1,307 m)
 山頂直下では、マンガクラストの表面がきわめて平滑になっている (写真8)。この付近では、現在きわめて流速が早く、その影響の可能性がある。この付近では数十 cm 以上の大きさの比較的大きな岩塊が多数みられる。さらに柱状節理様の構造を示す岩石や、岩脈ではないかとみられるリッジ状の連続した高まりが存在する。水深1,307 m 地点で岩石を採取 (R6-1) したところ、玄武岩質安山岩溶岩であった。山頂付近は地形がきわめて複雑で、複数方向の断崖がある。

16:12 (水深1,296 m)
 山頂直下の周囲を崖が取りまく窪地状の地形の底部に着底。この付近においても、球面状~ぶどう房の表面形態を示す、マンガクラストがみられ、採取したところ (R7-1, 2) 熱水性とみられる黄色の粘土鉱物と石英の細脈からなる岩石であった。

4. 採取試料

試料採取はマニピュレーターにより行い、7地点で計13個の試料を得た。岩石試料は熱水沈殿物 (マンガン酸化物, 粘土鉱物), 玄武岩質安山岩溶岩, 砂岩, 軽石である。試料の採取位置, 種類等を表2及び図4に示す。以下に主な試料について記載を行う。

表2 第370潜航により採取された岩石試料
 Table 2 Rock samples collected during the dive 370.

| Sample No. | latitude | longitude | depth (m) | size (cm) | Mn (mm) | rock type (main constituent) |
|------------|------------|-------------|-----------|--------------|---------|-------------------------------------|
| R1-1 | 31°13.397' | 138°30.424' | 2106 | 14.5×8.5×6.5 | film | pumice |
| R1-2 | 31°13.397' | 138°30.424' | 2106 | 16×14×8 | 1 | sandstone |
| R1-3 | 31°13.397' | 138°30.424' | 2106 | 8×6×4 | film | sandstone |
| R2-1 | 31°13.024' | 138°30.033' | 1881 | 23×16×14 | film | sandstone |
| R2-2 | 31°13.024' | 138°30.033' | 1881 | 21×15×12 | 1 | sandstone |
| R2-3 | 31°13.024' | 138°30.033' | 1881 | 30×21×12 | 1 | sandstone |
| R3-1 | 31°12.954' | 138°29.781' | 1724 | 36×30×19 | <45 | sandstone, Mn-oxides crust |
| R4-1 | 31°12.802' | 138°29.592' | 1572 | 28×23×19 | <45 | hydrothermal Mn, celadonite, quartz |
| R5-1 | 31°12.748' | 138°29.492' | 1489 | 23×17×17 | 2 | hydrothermal Mn, celadonite, quartz |
| R5-2 | 31°12.748' | 138°29.492' | 1489 | 27×22×13 | <85 | Mn-oxides crust |
| R6-1 | 31°12.596' | 138°29.252' | 1307 | 26×22×20 | 30 | basaltic andesite lava |
| R7-1 | 31°12.548' | 138°29.221' | 1301 | 22×17×12 | <5 | celadonite, quartz |
| R7-2 | 31°12.548' | 138°29.221' | 1301 | 28×24×22 | <10 | celadonite, quartz |

#370 R1 (水深2,106m), 2 (水深1,881m)

主に火山砕屑物からなる砂岩 (写真9)。覆っているマンガクラストの厚さは1mm以下。白色の酸性火山物質 (ガラス) 及び岩片 (溶岩片, 軽石片), 長石, 角閃石, 輝石, 石英の結晶を含む。また有孔虫化石を多量に含む。生痕が多数認められる。層理構造は全くみられない。岩片には, かなり円磨されたものがみられる。

#370 R3-1 (水深1,724m)

マンガクラストに覆われた, 主に火山砕屑物からなる淘汰の悪い黄白色の砂岩 (写真10A)。多数の生痕がみられる。マンガクラストの厚さは最大45mm。マンガン酸化物は複雑な成長組織を示し, 時間間隙をおいた複数回及び複数方向の成長が認められる。これは, 基盤となっている岩石の転動等によるものと推測される。砂岩の中には, 火山岩片, 変質した火山ガラス, 斜長石, 輝石等の結晶等に混じり, 熱水沈殿物の破片 (熱水性マンガン酸化物, 黄緑色の粘土鉱物) もみられる。この破片は, マングクラスト中にも認められる。砂岩中の岩片にも薄いマンガン酸化物の被膜がみられ, 一度海底面上に露出していたものが, 再移動して取り込まれたものと考えられる。粘土鉱物には, 多数の微生物の化石と思われるものが含まれている (写真10B-E)。

#370 R4-1 (水深1,572m)

マンガクラストに覆われた熱水沈殿物 (写真11A)。マンガクラストの厚さは, 最大45mm。沈殿物は黄緑色の粘土鉱物を主体とし, 熱水性マンガン酸化物と少量の石英を伴う。粘土鉱物は, 2-3mm程度の大きさのバッチ状の集合体をなし, それらの間にマンガン酸化物と石英脈が成長している (写真11B)。石英は, 粘土鉱物やマンガン酸化物を基盤として, 空隙の中央部に向かって成長している。粘土鉱物は明瞭な成長組織は示さない。一部の粘土鉱物中には, 微生物の化石とみられるものが認められる。鉱物の沈殿順序は, 粘土鉱物, 熱水性マンガン酸化物, 石英の順とみられるが, 粘土鉱物とマンガン酸化物の間では, 必ずしも明瞭に判断できない場合がある。

#370 R5-1 (水深1,489m)

マンガクラストに覆われた熱水沈殿物。マンガクラストの厚さは, 2mm程度。構成鉱物及び産状はR4-1の試料に類似する。R4-1に比べて石英の量が多く, 熱水性マンガン酸化物の量が少ない。

#370 R5-2 (水深1,489m)

厚さ最大85mmに達するマンガクラスト (写真12)。マンガクラストは一様ではなく, 砕屑物の混入量が少

なく, 黒色を呈する部分と, 長石, 輝石等の結晶等の火山性砕屑物を多量に含み, 褐色を呈する部分とがある。またクラスト下部に, R6-1と同様の安山岩溶岩の重円礫が含まれている。さらに少量ながら熱水性沈殿物の破片も含まれている。

#370 R6-1 (水深1,307m)

玄武岩質安山岩溶岩 (写真13A)。厚さ約30mmのマンガクラストに覆われている。外縁部は, 厚さ約10mmにわたって黄白色に変質している。ほとんど発泡していない。斑晶として斜長石 (2mm, 18%), 単斜輝石 (3mm, 5%), 斜方輝石 (0.5mm, 1%), かんらん石 (0.5mm, 1%)を含む (写真13B, C)。かんらん石は, 外縁部がイデイングサイト化しているが, それ以外の斑晶は新鮮である。石基は, 斜長石, 褐色透明のガラス (3%)及び不透明鉱物からなる。

#370 R7-1, 2 (水深1,301m)

薄い (1mm以下) マングクラストに覆われた熱水性沈殿物 (写真14A)。黄緑色の粘土鉱物と石英からなり, 熱水性マンガン酸化物はみられない。今回採取された試料の中で石英の占める割合が最も高い。石英は粘土鉱物を基盤として, 明瞭な成長組織を示す (写真14B)。粘土鉱物の一部に微生物の化石と思われるものが含まれている。

採取した試料全体をみると, R1, 2では, 熱水変質岩や沈殿物, 溶岩の岩片はみられなかった。R3-1で熱水変質岩や沈殿物の岩片が入り始め, R4-1以降試料の大部分を構成するようになった。またR5で安山岩溶岩の重円礫が入り, R6-1で溶岩が採取された。このように, 山体最上部に噴出した溶岩が存在し, 一部が山体斜面に沿って崩落して山体のより下部に達している。また熱水沈殿物及び変質岩は山頂から約400m下部まで広がっている。水深1,730m付近でそれらは減少し, それより下部では, 火山砕屑物からなる砂岩が山体を斜面を構成している。

5. 火山岩全岩化学組成

採取された火山岩の化学的特徴を知り, 他の背弧域の海山の火山活動との比較を行うため, 玄武岩質安山岩溶岩 (R6-1) について, 全岩化学分析を行った。

5.1 分析方法

新鮮な部分から約50gのスライスを切りだし, 4-5日間約70℃の温水に浸して塩分を取り除いた。その後, ジョークラッシャー, メノウ乳鉢を用いて粉末化した。各元素の定量は, 主要元素及びV, Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr,

Ba, Y, Zrについては、蛍光X線分析装置によった (Togashi and Terashima, 1997)。主要元素の分析には、試料約0.6gと四硼酸リチウムを1:10の割合で混合し、加熱融解して作成したガラスビードを用いた。微量元素分析には、試料約3gを硼酸とともにプレスしたものを使用した。測定誤差は、主要元素について2%以下、Rb以外の微量元素について5%以下、Rbについては30%以下である。さらに上記以外の微量元素の分析は、機器中性子放射化分析 (田中ほか, 1988) により行った。試料約200mgを石英管に封入し、日本原子力研究所JRR-3号炉水力ラビット照射施設(HR-2)において24分間中性子照射を行い (熱中性子束 $1.0 \times 10^{14} \text{n/cm}^2\text{s}$)、測定にはGe半導体γ線検出器を用いた。

5.2 分析結果

分析結果を表3に示す。西貞享海山でドレッジにより採取された玄武岩溶岩の組成 (Morita et al., unpubl. data) もあわせてプロットした (図5)。また比較のため、背弧海山列上の他の海山及び第四紀火山フロントの火山岩の組成範囲を示した。今回採取された玄武岩質安山岩とドレッジにより採取された玄武岩溶岩は、採取された地点は異なるものの、よく似た化学的特徴を持つ。いずれの溶岩も、火山フロントの岩石に比べてアルカリやincompatible element (e.g. Zr, Nb)に富む、背弧海山列上の他の海山と同様の化学的特徴を示す。また希土類元素についても、コンドライトについて規格化したパターン (図6) において、西貞享海山の溶岩はHREE (heavy rare earth element) に比べてLREE (light rare earth element) に富む傾向を示し、他の背弧海山列上の火山岩と同様である。

表3 西貞享海山において採取された玄武岩質安山岩の全岩化学組成

Table 3 Chemical composition of a basaltic andesite lava from the Nishi-Jokyo Seamount.

| #370 R6-1 | | | | | |
|--------------------------------|--------|----------------------|-----|----|------|
| Major elements (wt.%) | | Trace elements (ppm) | | | |
| SiO ₂ | 51.59 | Zr | 70 | Sc | 33.2 |
| TiO ₂ | 0.81 | Y | 25 | Co | 29.0 |
| Al ₂ O ₃ | 18.24 | Sr | 387 | La | 7.01 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.23 | Rb | 11 | Ce | 15.8 |
| MnO | 0.19 | Ba | 89 | Sm | 3.10 |
| MgO | 4.71 | Zn | 89 | Eu | 1.11 |
| CaO | 9.78 | Cu | 69 | Tb | 0.60 |
| Na ₂ O | 2.50 | Ni | 22 | Yb | 2.58 |
| K ₂ O | 0.74 | Cr | 55 | Lu | 0.35 |
| P ₂ O ₅ | 0.36 | V | 320 | Hf | 1.85 |
| L.O.I. | 1.02 | Nb | 2 | | |
| Total | 100.16 | | | | |

L.O.I.: loss on ignition.

6. 火山岩年代測定結果

西貞享海山における火山活動時期を明らかにするために、採取された溶岩のK-Ar法及び⁴⁰Ar/³⁹Ar法による年代測定を行った。

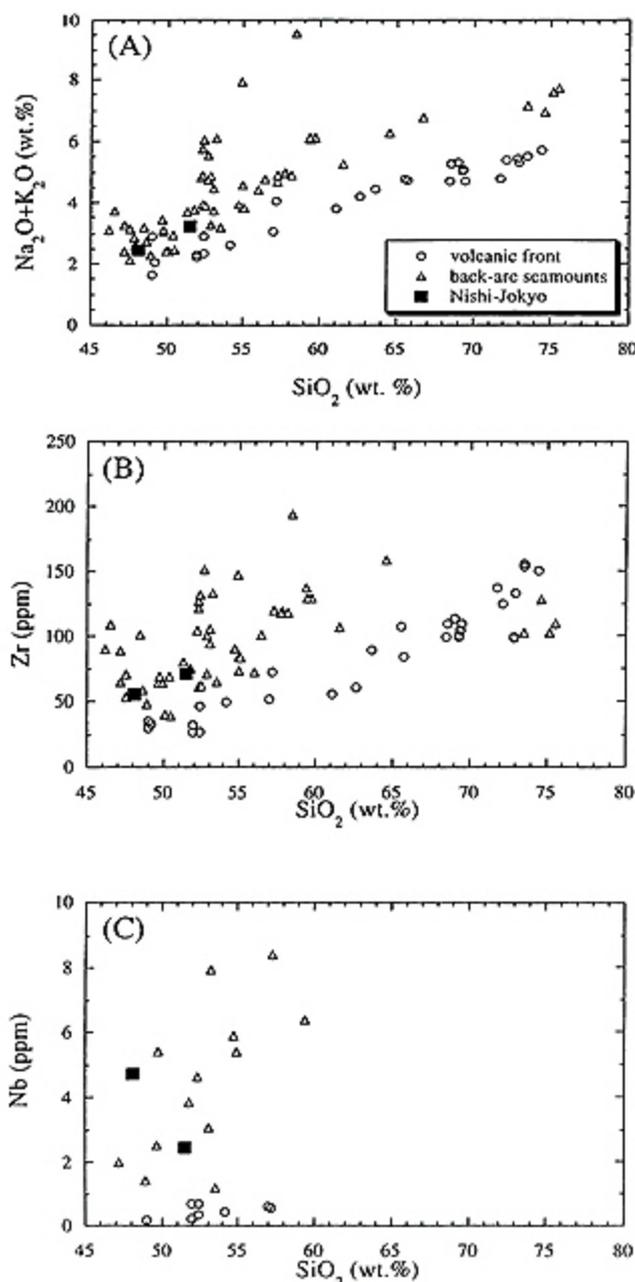


図5 全岩化学組成プロット。(A) SiO₂ vs Na₂O+K₂O, (B) SiO₂ vs Zr, (C) SiO₂ vs Nbプロット。他の背弧海山列上の海山のデータ (seamount chain) 及び volcanic front のデータは Morita et al. の未公表データによる。

Fig. 5 Plots on whole rock chemistry of volcanic rocks (A) SiO₂-Na₂O+K₂O, (B) SiO₂-Zr, (C) SiO₂-Nb. Data on other seamounts of the back-arc seamount chains and volcanic front are from Morita et al. (unpublished).

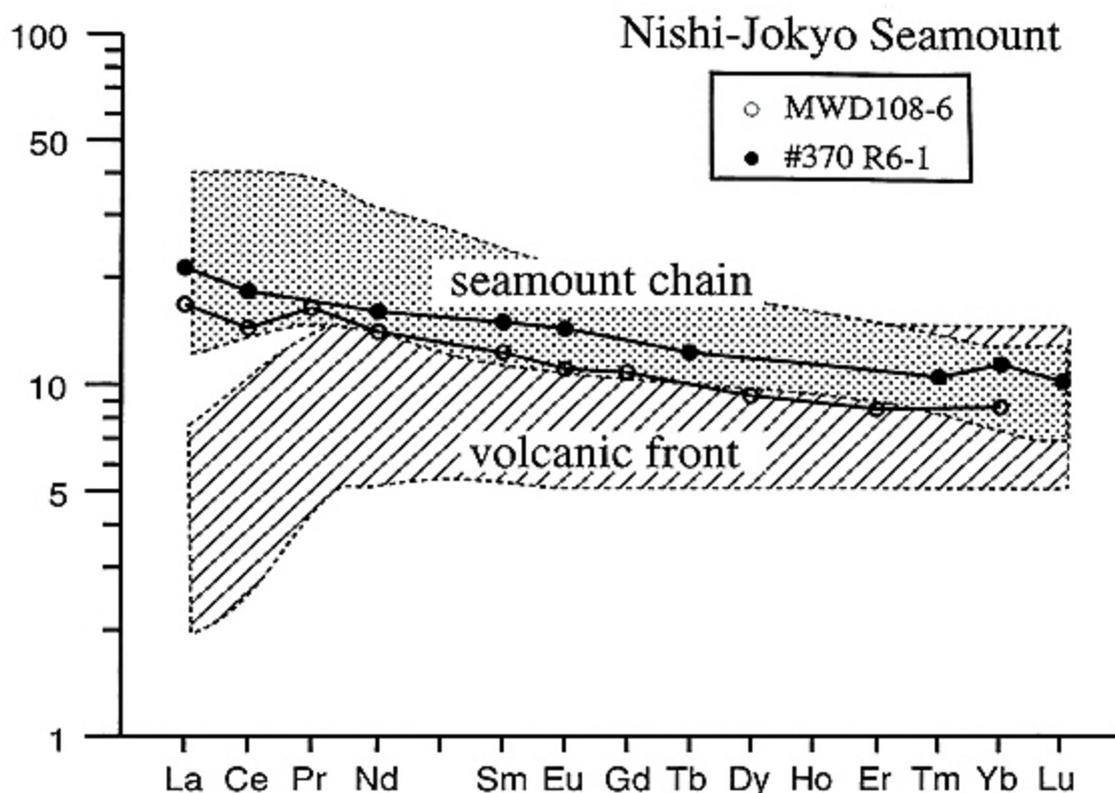


図6 西貞享海山産溶岩のREEパターン。他の背弧海山列上の海山のデータ(seamount chain)及びvolcanic frontのデータはHochstaedter et al. (submitted)による。

Fig. 6 REE pattern of lavas from the Manji Seamount. Data on other seamounts of the back-arc seamount chains and volcanic front are from Hochstaedter et al. (submitted).

6.1 測定方法

K-Ar年代測定では、測定用試料は、新鮮な部分から切り出した約50gのスライスを軟鉄乳鉢により粉碎し、32-64メッシュにそろえた。その後温水による塩分の除去及び純水による超音波洗浄を繰返し行い、アルゴン同位体比測定用試料とした。アルゴン同位体比測定は、 ^{38}Ar スパイクを用いない感度法を用い、質量分別補正を行って同位体比を決定した(Matsumoto et al., 1989)。アルゴンガスの試料からの抽出は、質量分析計(VG Isotopes 1200C)にオンラインで接続されたステンレス製の超高真空ラインを用いて行った。試料約0.6gを厚さ10mmの銅箔に包み、約130℃で48時間焼きだした後、タンタルヒータを用いた抵抗炉で1,500℃にて融解させた。抽出ガスの精製は、SAES Getters社製NP-10 Sorp-Ac pump 2個及びZr-Ti getter 1個により行った。質量分析計の感度決定および質量分別補正を行うために、標準空気のアルゴン同位体比測定を1日に1回ないし2回行った。カリウム測定用にはアルゴン測定用試料から約3g分取し、メノウ乳鉢を使用して粉末化したものを用いた。カリウムの定量は、試料約200mgを酸により分

解し、リチウムを内部標準として添加して蛍光光度法により行った(松本, 1989)。年代計算に用いた定数は $\lambda_e=0.581 \times 10^{-10}\text{yr}^{-1}$, $\lambda_\beta=4.962 \times 10^{-10}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=1.167 \times 10^{-4}$ (Steiger and Jäger, 1977)である。誤差は、Cox and Dalrymple (1967)の式にしたがって算出し、1 σ で示してある。カリウム定量の誤差は、一律に0.5%としている(松本, 1989)。

一方 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定では、測定用試料として、溶岩の最も新鮮な石基部分から、厚さ約1mmの板状の試料を切り出し、それを軽く粉碎して約1mm角の小片にした。変質により生じている可能性のある粘土鉱物や炭酸塩鉱物の除去を目的として、試料を引き続き3N HCl中で15分間超音波洗浄した。純水による超音波洗浄後、温水による脱塩を行った。

乾燥後試料をアルミ箔に包み、それを標準試料(フラックスモニタ)とともに中性子照射用アルミ容器中に積み重ねた。さらに妨害反応を起こす熱中性子を遮断するため、アルミ容器を厚さ0.8mmのカドミウム箔で包んだ。フラックスモニタとして、米国コロラド州産のFish Canyon Tuff (FC3)中のsanidine (Hurford and

Hammerschmidt, 1985; Naeser and Cebula, 1985; Lanphere et al., 1990)を使用した。FC3 sanidineの年代値として、FC3 biotiteのK-Ar法による繰り返し測定の結果得られた27.5 Maを採用した (Uto et al., unpubl. data)。測定の妨害となるアルゴン同位体の補正は、CaF₂とKFeSiO₄の組成のガラスを試料とともに中性子照射し、分析することにより行った。試料の中性子照射

には、日本原子力研究所東海研究所のJRR3号炉を用い、その水力ラビット照射施設 (HR1)で24時間照射を行った。平均の中性子フラックスは速中性子で 1.7×10^{12} n/cm²s, 熱中性子で 1.2×10^{14} n/cm²sであった。

アルゴンの同位体比分析は、地質調査所のレーザ加熱⁴⁰Ar/³⁹Ar年代測定システムにより行った (Uto et al., 1997)。試料は測定に先立ち、真空中で約72時間、

表4 西真享海山において採取された玄武岩質安山岩のK-Ar年代測定結果
Table 4 K-Ar age of a basaltic andesite lava from the Nishi-Jokyo Seamount.

| Sample No. | Rock type | K ₂ O (wt.%) | ³⁸ Ar/ ³⁶ Ar (±1σ) | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar (±1σ) | ⁴⁰ Ar _{rad} (10 ⁻⁷ mlSTP/g) | Atm. Ar (%) | Age (Ma; ±1σ) |
|------------|-------------------|----------------------------|---------------------------------------------|---------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|----------------|------------------|
| #370 6-1 | basaltic andesite | 0.888 | 0.1848±0.0037 | 2994±14 | 2.797 | 10.6 | 9.74±0.11 |

$\lambda_b=4.962 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$, $\lambda_e=0.581 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167\%$ (Steiger and Jaeger, 1977).

Reported ratios of ³⁸Ar/³⁶Ar and ⁴⁰Ar/³⁶Ar are normalized to the atmospheric ratio using the data of air standard analysis.

表5 西真享海山において採取された溶岩の⁴⁰Ar/³⁹Ar年代測定結果
Table 5 Analytical results of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of lavas from the Nishi-Jokyo Seamount.

#370 R6-1

| Laser output | ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁷ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁶ Ar/ ³⁹ Ar (x10 ⁻³) | ⁴⁰ Ar* (%) | ³⁹ Ar _K fraction (%) | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Age (Ma) |
|----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|-----------------|
| $J=0.0009221 \pm 0.0000046$ | | | | | | | |
| 0.3W | 7.55±0.03 | 1.82±0.10 | 4.49±1.34 | 85.4 | 10.1 | 6.45±0.40 | 10.7±0.7 |
| 0.48W | 6.92±0.03 | 3.32±0.06 | 3.17±0.58 | 92.4 | 15.5 | 6.40±0.17 | 10.6±0.3 |
| 0.67W | 7.10±0.04 | 5.87±0.10 | 4.36±0.81 | 92.1 | 13.5 | 6.56±0.24 | 10.9±0.4 |
| 1.04W | 7.41±0.04 | 8.05±0.08 | 6.45±0.59 | 87.7 | 13.8 | 6.53±0.18 | 10.8±0.3 |
| 1.52W | 7.36±0.05 | 8.59±0.13 | 7.14±0.72 | 85.7 | 12.0 | 6.34±0.22 | 10.5±0.4 |
| 2.1W | 7.08±0.03 | 4.37±0.06 | 4.60±0.75 | 88.4 | 17.2 | 6.27±0.22 | 10.4±0.4 |
| fusion | 8.91±0.03 | 6.80±0.07 | 11.2±0.6 | 72.3 | 17.9 | 6.47±0.18 | 10.7±0.3 |
| plateau age (0.3W-fusion) | | | | | | 100.0 | 10.7±0.2 |

$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K=0.0013 \pm 0.0034$, $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K=0.01817 \pm 0.00004$

$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{C_s}=0.00062 \pm 0.00018$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{C_s}=0.000417 \pm 0.000052$

MWD108-1

| Laser output | ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁷ Ar/ ³⁹ Ar | ³⁶ Ar/ ³⁹ Ar (x10 ⁻³) | ⁴⁰ Ar* (%) | ³⁹ Ar _K fraction (%) | ⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K | Age (Ma) |
|----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------------------------------|--------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------|
| $J=0.0008662 \pm 0.0000043$ | | | | | | | |
| 0.26W | 6.01±0.05 | 1.93±0.11 | 9.67±1.64 | 56.4 | 17.2 | 3.39±0.49 | 5.3±0.8 |
| 0.46W | 4.87±0.02 | 4.75±0.07 | 5.15±0.75 | 80.8 | 29.7 | 3.94±0.22 | 6.2±0.4 |
| 0.69W | 4.44±0.03 | 11.8±0.2 | 8.10±0.97 | 78.8 | 19.8 | 3.52±0.29 | 5.5±0.5 |
| 1.05W | 4.44±0.03 | 18.0±0.2 | 11.4±1.8 | 74.6 | 15.4 | 3.34±0.54 | 5.2±0.9 |
| 1.24W | 4.48±0.05 | 25.1±0.3 | 20.4±3.0 | 34.6 | 10.6 | 1.57±0.91 | 2.5±1.4 |
| fusion | 10.2±0.1 | 133±1 | 80.8±2.3 | 27.3 | 7.4 | 3.05±0.72 | 4.8±1.1 |
| plateau age (0.26W-1.05W) | | | | | | 82.0 | 5.8±0.3 |

$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K=0.0058 \pm 0.0061$, $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_K=0.01813 \pm 0.00009$

$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{C_s}=0.00062 \pm 0.00018$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{C_s}=0.000417 \pm 0.000052$

Corrected for decay and blank. All errors listed at the 1σ level.

250℃で焼きだしを行った。試料の加熱にはアルゴンレーザーを用い、レーザービームの径は試料全体が均質に加熱されるように約2mmとした。測定は段階加熱法により行った。各ステップでレーザーの出力を一定として3分間加熱し、測定を行った。ステップごとにレーザーの出力を上昇させ、最終ステップで完全に融解させた。試料から抽出されたガスは、3個のZr-Al ゲッターと1個のZr-Fe-Vゲッターにより10分間精製された。精製後、VG Isotech社製希ガス質量分析計VG3600によりアルゴン同位体比測定を行った。質量分析計の質量分別は標準空気を測定することにより決定した。抽出系、質量分析計を合わせたブランクは、 ^{36}Ar が 4.5×10^{-14} mlSTP, ^{37}Ar が 2.8×10^{-13} mlSTP, ^{38}Ar が 2.0×10^{-14} mlSTP, ^{39}Ar が 4.0×10^{-14} mlSTP, ^{40}Ar が 1.5×10^{-12} mlSTPであった。ブランク測定は2~3測定に1回の割合で行った。

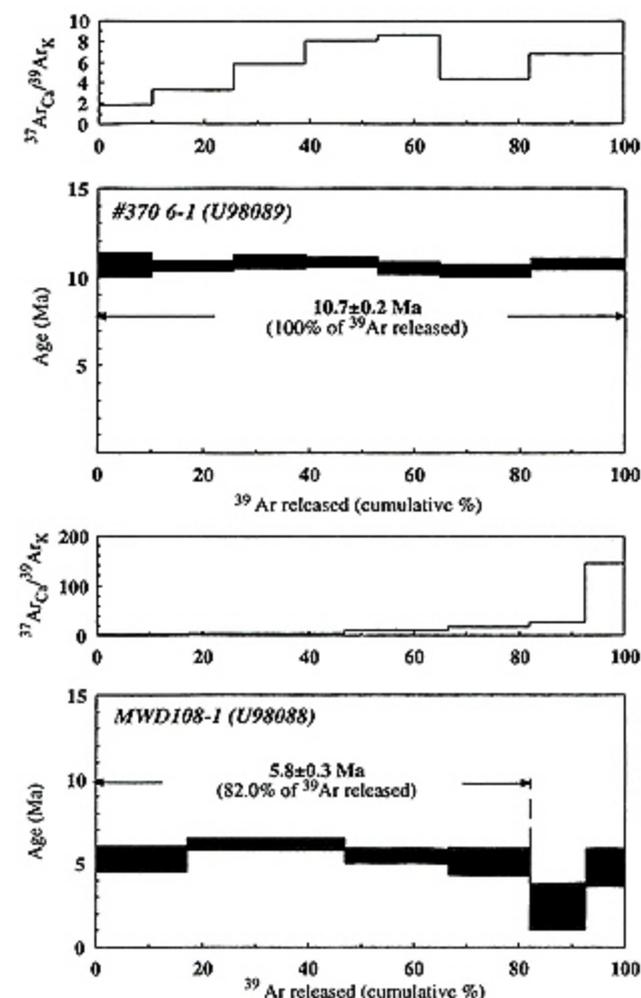


図7 西貞享海山産溶岩の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法により得られた年代スペクトル。

Fig. 7 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum of lavas from the Nishi-Jokyo Seamount.

6.2 測定結果

K-Ar 年代測定結果を表4に、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法による測定結果を表5、図7に示す。K-Ar法では、今回採取された安山岩 (R6-1)について 9.74 ± 0.11 Ma, ドレッジにより採取された玄武岩について 3.65 ± 0.16 Ma (MWD108-1: Ishizuka et al., in press)が得られた。一方 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法では、R6-1の安山岩については、7ステップの段階加熱測定を行った結果、すべてのステップの年代値が 2σ の誤差範囲で一致し、プラトー年代 10.7 ± 0.2 Maが得られた。またMWD108-1の玄武岩については、6ステップの段階加熱測定を行った結果、連続する4ステップで年代値が誤差範囲で一致し、プラトー年代 5.8 ± 0.3 Maが得られた。K-Ar法により得られた年代と $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法によるプラトー年代を比較すると、プラトー年代の方が古くなっており、特にMWD108-1については、プラトー年代の方が約2 Ma古い。この原因としては、1) 測定前の予備加熱の段階で、少量存在していた変質部からアルゴンの脱ガスが起きた、2) HClで処理した際に、変質部が効果的に除去された、といった可能性が考えられる。いずれのケースにしても、 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法によりプラトーが得られているので、プラトー年代がそれぞれの溶岩の信頼性の高い噴出年代を与えていると考えられる。

7. 熱水沈澱物

7.1 マンガン酸化物

本潜航調査で採取されたマンガン酸化物には、クラストを形成している海水起源と考えられるものと、金属光沢を持つ熱水起源のもの2種類認められる。熱水起源のマンガン酸化物は、密接に伴って産する粘土鉱物の集合体の空隙に成長したり、火山砕屑物中または砕屑物粒子間に鉱染する。一般にコロフォーム状の成長組織を示し、粘土鉱物の集合体や、砕屑物粒子を基盤として成長している。一部では針状結晶が球状の集合体を形成している。

鉱物の同定を行うため、R5-1の試料についてハンドピックによりマンガン酸化物を濃集し、粉末X線回折分析を行った(図8)。常温乾燥の試料及び110℃で3時間加熱したものについて分析を行った。その結果、いずれの試料とも同じパターンが得られ、 10 \AA manganateであるtodorokiteであると判断された。また化学組成については、EPMAにより分析を行った(表6)。その結果、Mn以外の元素の含有量はきわめて低く、Mn/Fe比も大きい。この特徴は、これまで伊豆小笠原弧や他の熱水活動地域から報告されている熱水性のtodorokiteの組成

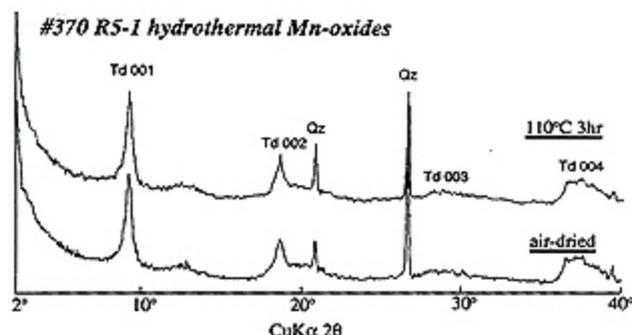


図8 熱水性マンガン酸化物の粉末X線回折パターン。Td : todolokite, Qz : quartz

Fig. 8 X-ray diffraction pattern of the hydrothermal Mn-oxides. Td : todolokite, Qz : quartz

表6 熱水性マンガン酸化物のEPMAによる分析結果
Table 6 Results of EPMA analysis of hydrothermal Mn-oxides.

| (wt.%) | #370 R3-1 | |
|--------------------------------|-----------|-------|
| SiO ₂ | 0.26 | 0.24 |
| Al ₂ O ₃ | 0.32 | 0.37 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.15 |
| FeO | 1.30 | 0.79 |
| MnO ₂ | 87.67 | 84.59 |
| MgO | 3.60 | 3.56 |
| CaO | 0.79 | 0.72 |
| Na ₂ O | 1.98 | 2.04 |
| K ₂ O | 1.45 | 1.40 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.10 | 0.21 |
| Total | 97.63 | 94.05 |

と類似する。

7.2 粘土鉱物

今回の調査で採取された熱水起源と考えられる鉱物のうちで最も量が多いのが、黄緑色の粘土鉱物である。この鉱物は、黄緑色～褐色の間で色が変わる。このような熱水沈殿物の色の変化は、他の地域でも報告されており(e.g. De Carlo et al., 1983), 粘土鉱物と鉄の水酸化物の量比や、鉄の酸化還元状態の違いを反映しているのではないかと考えられる。偏光顕微鏡での観察では、massiveで特に内部組織等みえないものと、同心円状の成長組織と思われるものが認められる場合がある。同心円状の組織を示すものでは、色の違いによ

るゾーニングが認められる。粘土鉱物を同定するために、水ひにより粘土鉱物を濃集し、粉末X線回折分析を行った。分析には0.2-2mmのフラクシオンを用いた。分析は、無処理のもの、鉄の水酸化物を除去するCBD処理(Mehra and Jackson, 1960)をしたもの、さらにエチレングリコール処理をしたものについて行った。結果を図9に示す。その結果、まずCBD処理を行うと、ピークが鮮明になったことから鉄の水酸化物が存在している可能性が高いと考えられる。この処理を行うと黄褐色の色が消えて、青緑色になったことから裏付けられる。さらに、エチレングリコール処理を行っても、いずれのピークもシフトしなかった。

化学組成については、研磨薄片を用いてEPMAにより分析した(表7)。組成のばらつきは、鉄水酸化物の混入の影響による可能性が高い。

以上、産状、X線回折パターン、化学組成からみて、粘土鉱物はceladoniteであると考えられる。celadoniteは火山岩の変質により生成することが多い(e.g. Odin, 1984)。今回の採取試料では、火山岩の組織が認められる試料は得られなかったため、火山岩の変質により生成したかどうか判断するのは難しい。しかしながら、明瞭な成長組織が認められるものや、下に述べるような微生物の化石を含むものは明らかに熱水から直接沈殿したものと考えられる。これに対して、内部に組織の認められないものは、火山岩の変質により形成されたものの可能性がある。

粘土鉱物中には、偏光顕微鏡下で微生物の化石と思われる組織が多数みられる。大きさは長さが約10~200 μm程度、幅(太さ)は数mm程度である。形態及び産状にはいくつかの種類がある。化石の形態としては、線状で内部構造が特に認められないものや、いくつかの節が連なっているものが多い。これらの化石は電子顕微鏡により、その形態が立体的に観察される(写真15)。また周囲の粘土鉱物との関係は、粘土鉱物が化石を基盤として成長している、いわゆるフィラメント状組織がみられる場合と、化石の周囲とそれ以外の部分で違いがみられない場合とがある。フィラメント状組織がみられる場合には、化石に近い部分で、赤褐色が濃くなっている。以前ドレッジにより採取された試料でも同様の組織が観察され(写真16)、化学組成をEPMAにより分析したところ、赤褐色の部分でFeの含有量が高く、Siが低いことが明らかになった。

8. 議 論

8.1 火山活動史

今回の潜航調査で採取された玄武岩質安山岩溶岩及びドレッジにより採取された玄武岩溶岩は、採取された位置は異なるものの、化学的特徴は極めて類似している。その化学的特徴は、他の伊豆小笠原弧の背弧海山列上の海山の火山岩と同様の特徴（火山フロントの岩石に比べアルカリ、液相濃集元素、LREEに富む）をもつ。このことは、西貞享海山で他の背弧海山と同様、

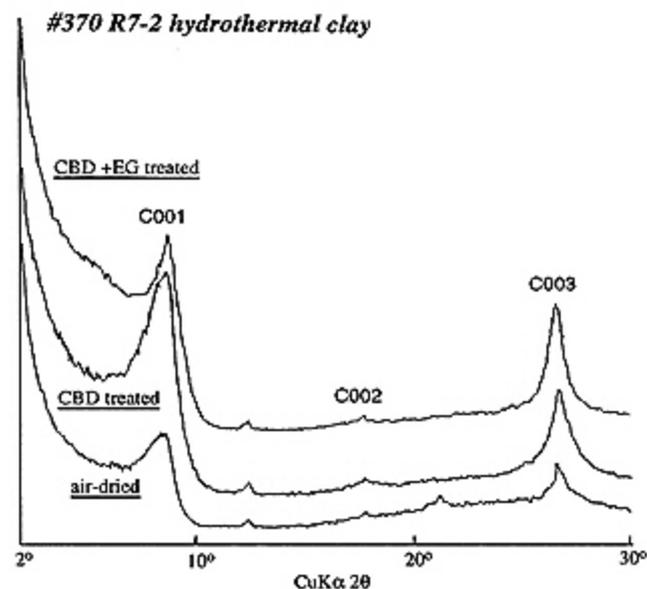


図9 熱水性粘土鉱物の粉末X線回折パターン。C: celadonite
Fig. 9 X-ray diffraction pattern of the hydrothermal clay. C: celadonite

表7 熱水性粘土鉱物のEPMAによる分析結果

Table 7 Results of EPMA analysis of hydrothermal clay.

| (wt. %) | yellowish | | brownish | |
|--------------------------------|-----------|-------|----------|-------|
| | color | | color | |
| SiO ₂ | 52.29 | 50.44 | 49.97 | 40.65 |
| Al ₂ O ₃ | 1.75 | 1.78 | 1.69 | 2.04 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.10 |
| Fe ₂ O ₃ | 31.84 | 30.85 | 30.42 | 44.27 |
| MnO | 0.06 | 0.08 | 0.10 | 0.16 |
| MgO | 4.45 | 4.48 | 4.67 | 3.28 |
| CaO | 0.46 | 0.52 | 0.64 | 0.42 |
| Na ₂ O | 0.18 | 0.18 | 0.16 | 0.33 |
| K ₂ O | 6.93 | 6.56 | 6.03 | 4.43 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| NiO | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.00 |
| Total | 97.95 | 94.91 | 93.71 | 95.68 |

カルクアルカリ系列の安山岩-玄武岩溶岩を噴出する火山活動がおきていたことを示している。

一方溶岩の噴出年代は、玄武岩質安山岩溶岩で10.7±0.2 Ma, 玄武岩溶岩で5.8±0.3 Maである。これら溶岩の噴出時期は、今まで知られている他の背弧海山の火山活動時期 (17.3-2.9 Ma)の範囲内で、西貞享海山でも、四国海盆拡大停止から現在活動的な背弧リフトの活動が始まるまでの期間に火山活動が起きていたことが明らかになった。

さらに二つの溶岩の活動時期には約500万年の開きがある。このことは、活動頻度は不明ながら、少なくとも西貞享海山の活動期間が500万年にわたっていたことを示している。また噴出時期に差があるものの、化学的特徴は極めて類似しており、先に述べたようなマグマの化学的特徴には大きな変化はなかったと考えられる。試料の数が少ないので、不確定な部分が多いが、同時期の他の海山での火山活動の化学的特徴もあわせて考えると、少なくとも500万年の間、背弧海山列での火山活動の活動地域及び化学的特徴に大きな変化はなかったと考えられる。

8.2 熱水活動

西貞享海山では、今回の潜航調査及びドレッジによる試料採取により、多数の熱水沈殿物及び変質岩が採取された。これらは主に、celadonite、熱水性のマンガン酸化物、鉄の水酸化物、石英からなる。これらの鉱物は一般に、比較的低温 (<100°C)で生成されると考えられる (e.g. Odin, 1984 for celadonite)。鉱物の量比については、山体のより下部のものでマンガン酸化物が多く、上部のものほど石英の量が増えている。また石英については、上部のものほど、結晶のサイズが大きくなっている。温度についての直接的な情報ではないが、この鉱物量比の変化は、山体上部の熱水活動の方がより高温に達していたことによる可能性がある。現在までのところ、硫化物等高温の熱水活動が存在していたことを示すものはない。沈殿物や変質岩は、安山岩溶岩と同程度の厚さのマンガンクラストに覆われており、生成時期は火山活動の時期と近いと考えられる。現在熱水活動が起きていることを示す証拠は得られていない。さらに今回の潜航調査では、水深約1,730mの地点から水深約1,300mの山頂付近まで、標高差400m以上の範囲にわたり断続的に熱水沈殿物及び変質の存在が確認された。熱水変質の範囲としては、火山フロントの海形海山のものを大きく上回る規模である。以上の事実から考えると、西貞享海山では、おそらく安山岩を噴出した火山活動に伴って (約10 Ma)、山体上部の広範囲にわ

たり熱水活動が起きたと考えられる。今までのところ低温の熱水活動の証拠しか得られていないが、活動中心部ではより高温の活動があった可能性もある。

8.3 微生物活動

今回採取された celadonite 中には、多数の微生物の化石と思われるものが含まれている。周囲の粘土鉱物との関係からみて、単に微生物が沈殿物の中に取り込まれたものと、沈殿物が微生物の組織を基盤として成長しているものがあると考えられる。このうち、後者では、微生物組織の周辺で Fe の含有量が高くなっている。これは、この部分で鉄の水酸化物が濃集しているためと考えられる。このことから、微生物が単に結晶成長の基盤を提供しているだけでなく、Fe の酸化を行い、その結果周囲で水酸化物の形で Fe が沈殿している可能性があると考えられる。

以上より、西貞享海山では、低温の熱水活動に伴って微生物の活動が盛んであったこと、また Fe の濃集に微生物が寄与していた可能性があること、等が考えられる。

9. まとめ

伊豆小笠原弧背弧海山列における火山活動及び熱水活動の解明を目指す研究の一環として、海山列中の海山である西貞享海山について「しんかい6500」による潜航調査を行った。その結果、海山の火山活動史及びそれに伴う熱水活動の性格を明らかにする上で重要な以下の知見が得られた。

① 西貞享海山における火山活動では、他の背弧域の海山のものと化学的特徴の類似した（火山フロントの火山岩に比べてアルカリ、液相濃集元素、LREE に富む）安山岩～玄武岩溶岩が噴出された。噴出年代は、安山岩溶岩が 10.7 ± 0.2 Ma、玄武岩溶岩が 5.8 ± 0.3 Ma であり、他の背弧海山と同様、四国海盆拡大停止後から現在のリフト活動が始まるまでの時期に活動した。化学的特徴は安山岩と玄武岩の間で類似しているが、噴出時期には約 500 万年の差がある。西貞享海山では、少なくとも約 500 万年の火山活動時期があったが、その化学的特徴はほとんど変化しなかったと考えられる。

② 西貞享海山では、山頂部から標高差約 400m にわたる非常に広い範囲の山体斜面で熱水性マンガン酸化物、celadonite、鉄の水酸化物及び石英の沈殿を伴う低温の熱水活動が起きていた。規模としては、フロントの海形海山の変質帯に匹敵すると考えられる。熱水活動の時期は、山頂部での安山岩溶岩の噴出を伴う火山活動と

ほぼ同時期と考えられる。

③ 熱水から沈殿したと考えられる celadonite 中に、多数の微生物の化石と思われるものが含まれている。低温の熱水活動に伴って微生物の活動が盛んであったと考えられる。また微生物化石の周囲で、Fe の含有量が高くなっている場合があり、微生物が Fe の濃集に寄与していた可能性がある。

謝 辞

本潜航調査を行うにあたっては、「よこすか」乗組員、「しんかい6500」運航チーム、海洋科学技術センター職員の方々から多大なご協力を頂き厚く感謝する。また地質調査所の藤本光一郎、石原丈実、塚本斉、富樫茂子、宇都浩三、上岡晃、松本哲一の各博士、また東京大学の今井亮博士からは貴重な御助言、御指導を頂いた。また東京大学海洋研究所の森田澄人博士には Side Scan Sonar のデータを見せて頂いた。California 大学 Santa Cruz 校の A. G. Hochstaedter 博士には、未公表の分析値の使用を許可して頂いた。記して感謝申し上げる。

引用文献

- Cox, A. and Dalrymple, G. B. (1967) : Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *J. Geophys. Res.*, 72, 2603-2614.
- De Carlo E. H., McMurtry G. M. and Yeh H.-W. (1983) : Geochemistry of hydrothermal deposits from Loihi submarine volcano, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 438-449.
- Honza E. and K. Tamaki (1985) : "The Bonin Arc." p. 459-502. In: *The Ocean Basins and Margins*, 7, The Pacific Ocean. Edited by Nairn A. E. M. and Uyeda S Plenum, New York, N.Y.
- Hurford, A. J. and Hammerschmidt, K. (1985) : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs; Calibration ages for fission-track dating standards. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 58, 23-32.
- Ishizuka, O., Usui, A., Yuasa, M. and Hochstaedter, A. G. (1997) : Records of hydrothermal activity in the across-arc seamount chains of the Izu-Ogasawara arc -preliminary description. *JAMSTEC J. Deep Sea Res., Spec. Vol.*, 215-220.
- Ishizuka O., Uto K., Yuasa M. and Hochstaedter A. G. (1998) : K-Ar age from seamount chains in the back-arc region of the Izu-Ogasawara arc. *The Island Arc*, 7, 408-421.

- 加藤 幸弘 (1992) : 西七島海嶺北部の地質構造とテクトニクス. 水路部研究報告, 28, 251-268.
- Kobayashi, K. and M. Nakada (1979) : "Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku inter-arc basin" p391-402. In: *Geodynamics of the Western Pacific*, vol. 6, advances in Earth Sciences, edited by S. Uyeda, R. Murphy, and K. Kobayashi, Japan Scientific Society Press, Tokyo.
- Lanphere, M. A., Dalrymple, G. B., Fleck, R. J. and Pringle, M. S. (1990): Intercalibration of mineral standards for K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ measurements. *EOS*, 71, 1658.
- Martinez F., Fryer P., Baker N. A. and Yamazaki T. (1995) : Evolution of back-arc rifting: Mariana Trough, 20°-24°N. *J. Geophys. Res.*, 100, 3807-3827.
- 松本哲一 (1989): K-Ar年代測定におけるカリウム定量法の改良. 地調月報, 40, 65-70.
- Matsumoto, A., K. Uto and K. Shibata (1989): K-Ar dating by peak comparison method. New technique applicable to rocks younger than 0.5 Ma. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, 40, 565-579.
- Mehra O.P. and Jackson M. L. (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner.*, 7, 317-327.
- Naeser, C. W. and Cebula, G. T. (1985): Re-collection of Fish Canyon Tuff for fission-track standardization. *Nucl. Tracks*, 10, 393.
- Odin G.S. (1985) : *Green Marine Clays*. Elsevier Science Publishing company, Amsterdam, 445pp.
- Steiger, R. H. and E. Jäger (1977): Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- 田中 剛・上岡 晃・山中宏青 (1992): 放射化分析用放射線自動計測・解析システムの開発と岩石標準試料の分析. 地調月報, 39, 537-557.
- Taylor B. (1992) : "Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana Arc." p627-651. In : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 126. Edited by Taylor B. and Fujioka K. et al., College Station, TX.
- Togashi S. and Terashima S. (1997) : The behavior of gold in unaltered island arc tholeiitic rocks from Izu-Oshima, Fuji, and Osoreyama volcanic areas, Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 543-554.
- Usui, A. and A. Nishimura (1992) : Hydrothermal manganese oxide deposits from the Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana Arc and adjacent areas. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, 43, 257-284.
- Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, K. (1997) : Laser-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating system of the Geological Survey of Japan: system outline and preliminary results. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 48, 23-46.
- Wright I. C., Parson L. M. and Gamble J. A. (1996) : Evolution and interaction of migrating cross-arc volcanism and backarc rifting: An example from the southern Havre Trough (35°20'-37°S). *J. Geophys. Res.*, 101, 22071-22086.
- Yuasa M. (1985) : "Sofugan tectonic line, a new tectonic boundary separating northern and southern parts of the Izu-Ogasawara (Bonin) arc, northwest Pacific." p483-496. In : *Formation of active ocean margins*. Edited by Nasu N., Kobayashi K., Ueda S., Kushiro I. and Kagami H., Terra Scientific, Tokyo.
- Yuasa, M. and S. Yokota (1984) : Hydrothermal manganese and ferromanganese concretions from sea floor of the Ogasawara Arc-Trench region. Northwestern Pacific. United Nations (E.S.C.A.P./C.C.O.P.) *Tech. Bull.*, 15, 51-64.

(原稿受理：1998年7月10日)

(注) 写真は次ページ以降に掲載



写真1 石灰質堆積物上に小礫が帯状に堆積している地点の海底写真。

Photo 1 Image of seafloor where gravels accumulate in a narrow linear zone on the calcareous sediment.

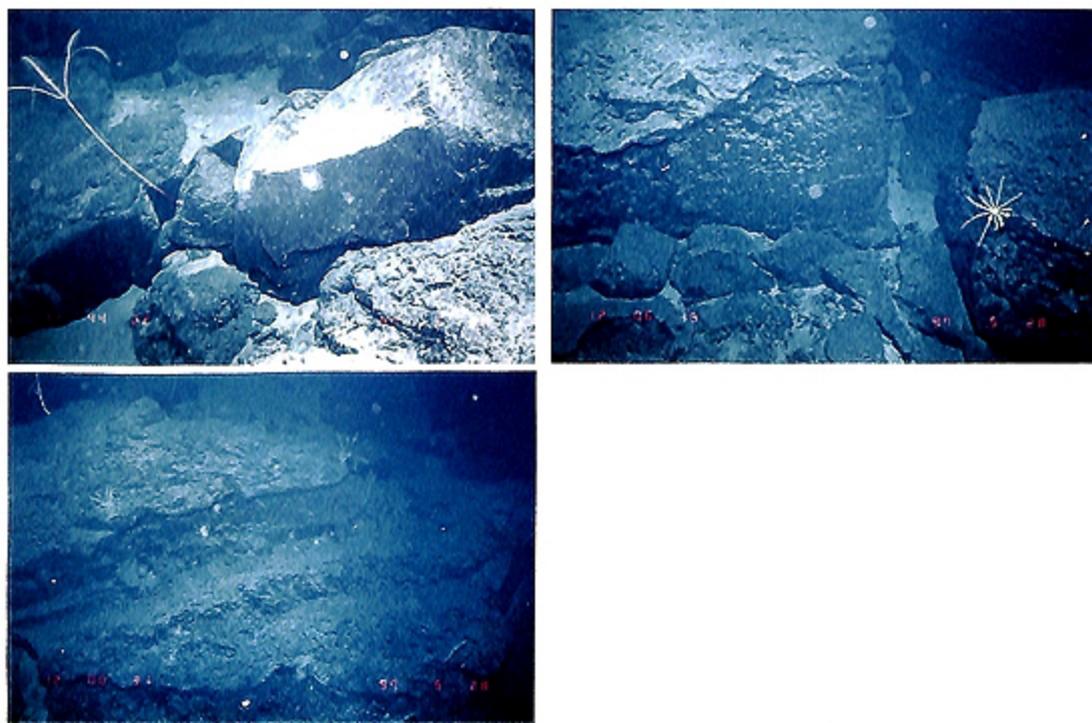


写真2 崩落している堆積岩のブロック及び露頭（水深2,110-2,090m付近）。薄くマンガン酸化物に覆われた、主に酸性火山砕屑物よりなる砂岩からなる。

Photo 2 Large blocks and outcrop of sedimentary rocks (water depth : 2,110-2,090m). These rocks are Mn-oxides coated sandstone mainly composed of volcanoclastic material.

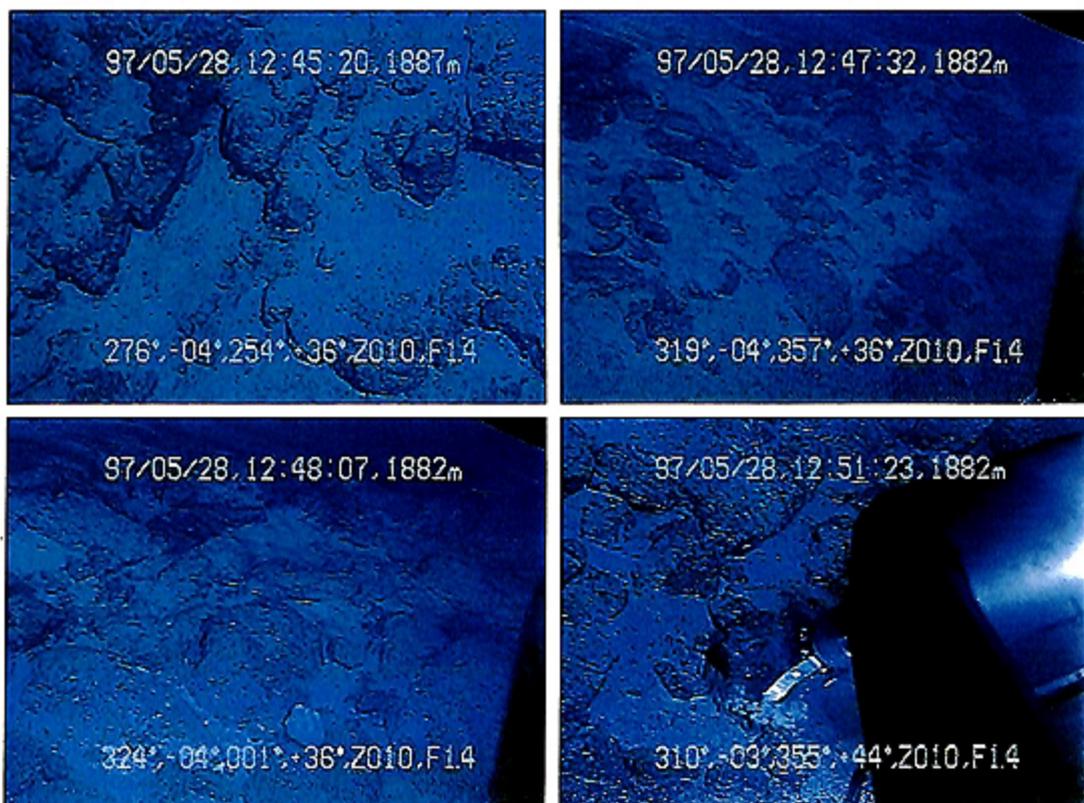


写真3 多数の崩落した堆積岩ブロックが堆積している地点の海底写真。

Photo 3 Blocks of sedimentary rocks which were collapsed from an outcrop located on the upper part of the slope.

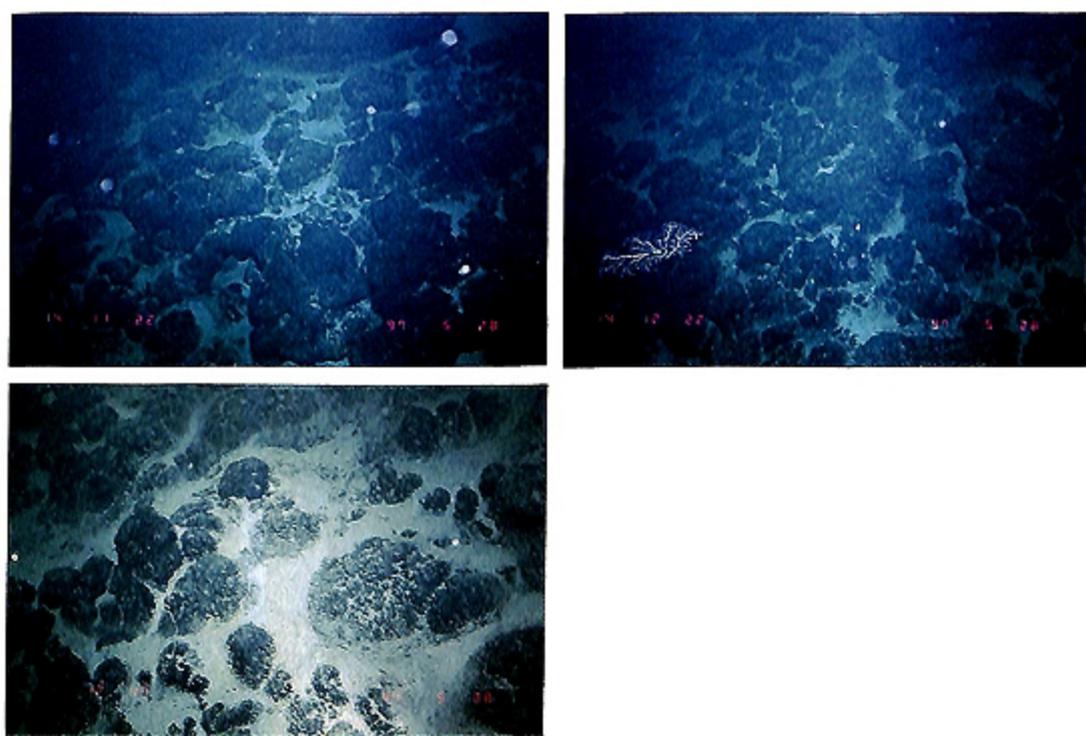


写真4 熱水性沈殿物及び変質岩が出現した付近の海底写真 (水深1,700m付近)。球面状やぶどう房状の表面形態をしたマンガン酸化物が特徴的に現れた。

Photo 4 Image of seafloor where hydrothermal precipitates and hydrothermally altered rocks appeared (water depth : 1,700m) . Spherical and botryoidal shapes of Mn-oxides crusts are characteristically observed.

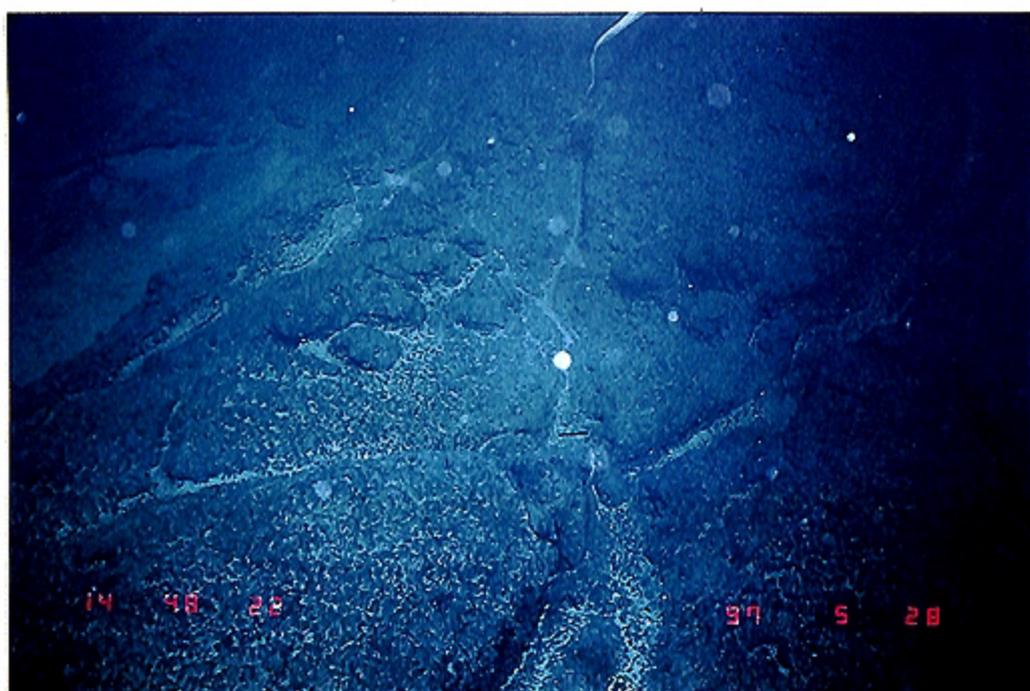


写真5 ぶどう房状のマンガクラストに覆われた急崖（水深1,580-1,550m）。マンガクラストの表面の起伏は、写真4の地点に比べるとはるかに小さい。試料採取の結果、熱水性沈殿物からなることが明らかになった。

Photo 5 Steep slope covered with botryoidal Mn-oxides crust (water depth : 1,580-1,550m). Surface of Mn-oxides crust is much smoother than those at the location of Photo 4. This slope is also composed of precipitates and altered rocks of hydrothermal origin.

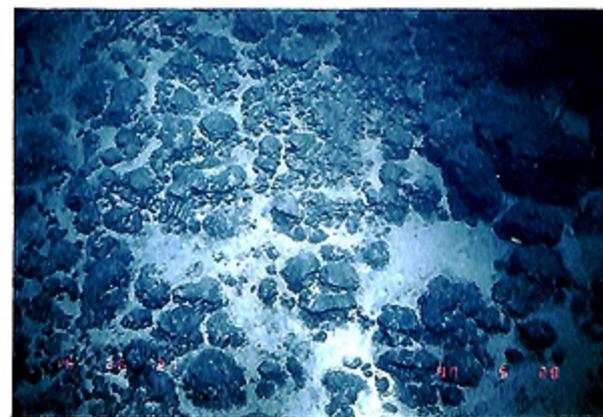
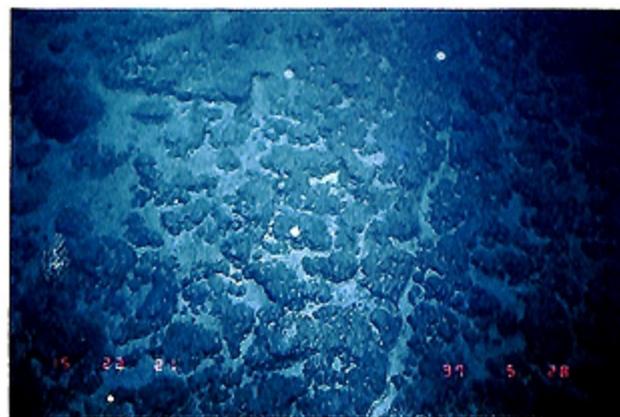
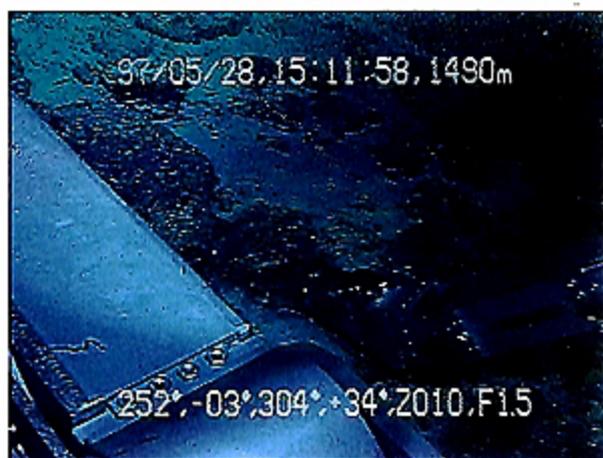
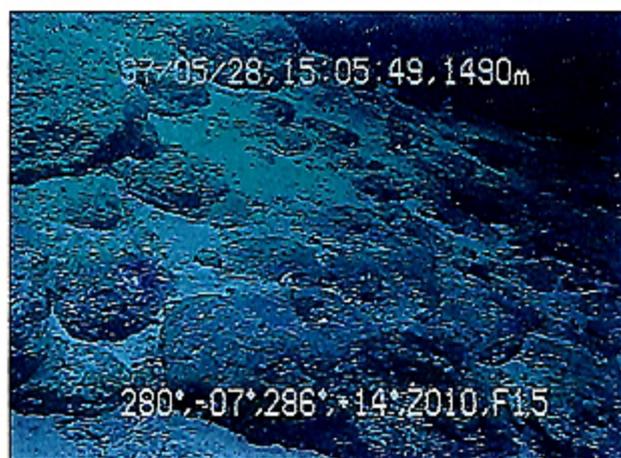


写真6,7 急崖が終わり、緩斜面になった部分での熱水沈殿物の産状。写真4の地点の産状に似ている。球面状及びびどう房状のマンガクラストに覆われている。

Photo 6,7 Mode of occurrence of hydrothermal precipitates on a gentle slope. The precipitates are covered with Mn-oxides crusts showing spherical and botryoidal surface textures.

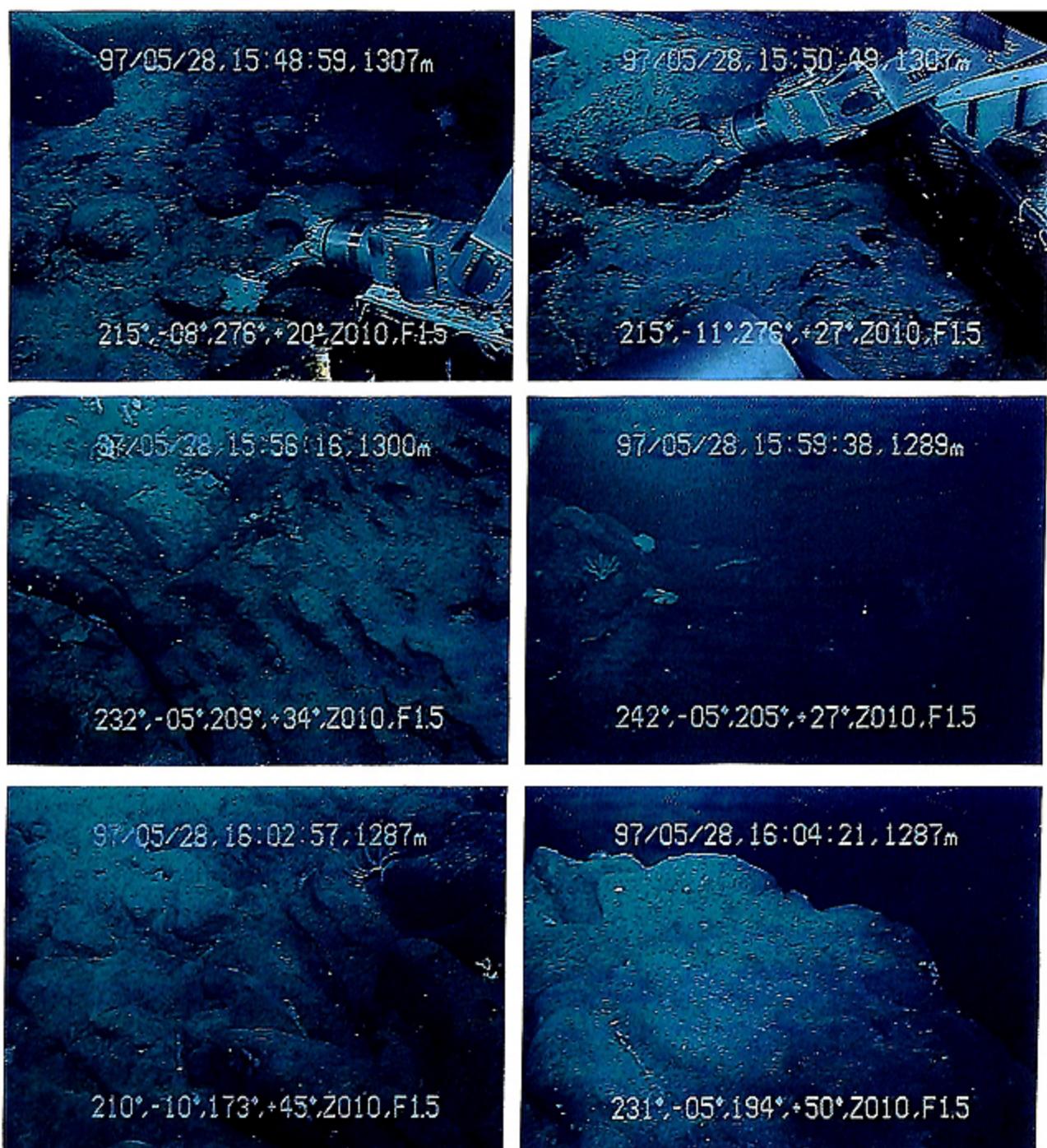


写真8 山頂付近の玄武岩質安山岩溶岩の露頭。マンガクラストの表面は凹凸がほとんどなく、非常に滑らかである。山頂付近は地形が複雑で、急崖が複数方向にみられる。

Photo 8 Outcrop of basaltic andesite lava near the summit. Surface of Mn-oxides crust is very smooth and botryoidal texture is not observed. The summit area shows complicated topographic feature, and cliffs are frequently observed.

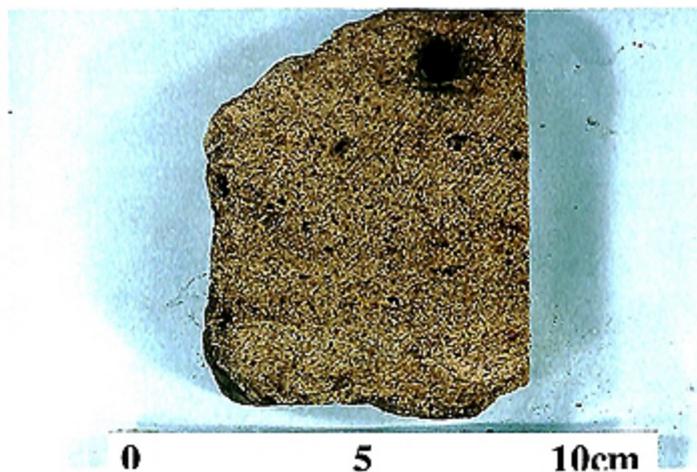


写真9 おもに酸性火山砕屑物からなる砂岩 (#370 R1-3)。
Photo 9 Sandstone mainly composed of acidic volcanoclastics.

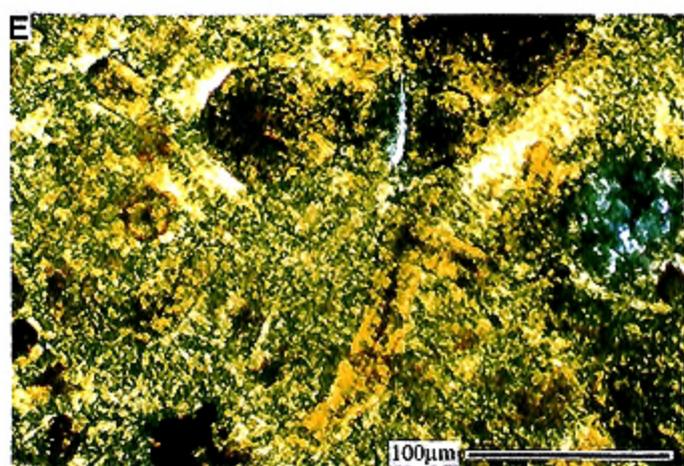
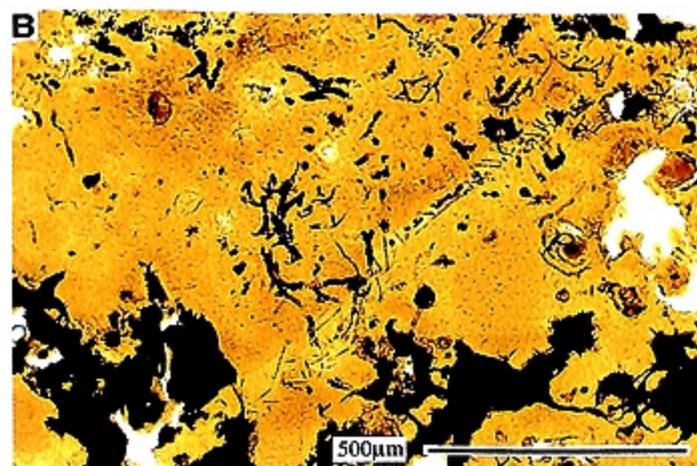
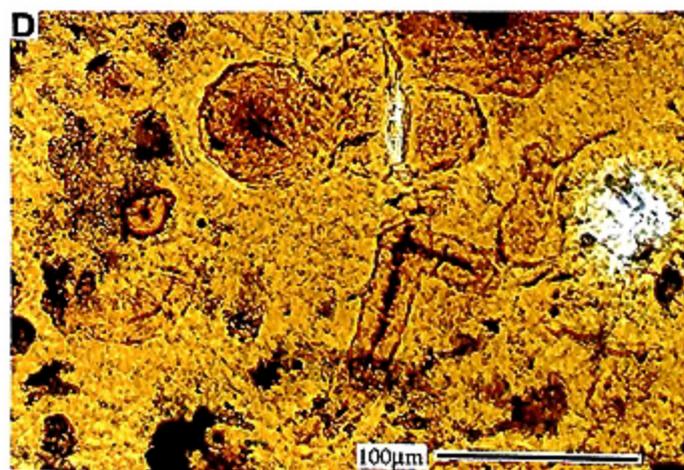
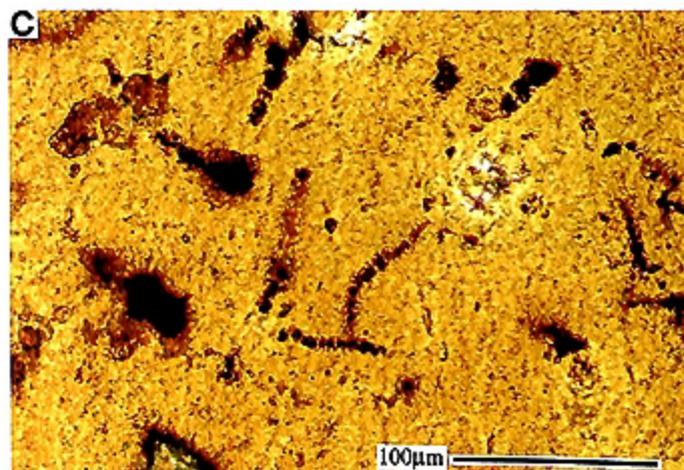


写真10 マンガンクラストに覆われた、熱水沈殿物を含む砂岩 (写真10A: #370 R3-1)。B.-E. 熱水沈殿物 (celadoniteと鉄の水酸化物) 中にみられる微生物のものと思われる化石 (偏光顕微鏡写真)。(Eのみ直交ポーラ。他は下方ポーラのみ。)

Photo 10 A. Mn-oxides coated sandstone containing hydrothermal precipitates (celadonite and Fe hydroxides). B.-E. Photo-micrograph of bacteria-like fossils observed in hydro-thermal precipitates (B.- D. open nicol. E. closed nicol.).

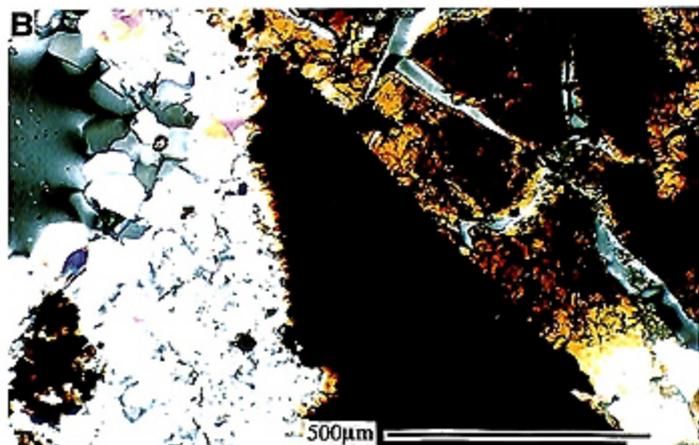


写真11 A. マンガンクラストに覆われた熱水沈殿物 (#370 R4-1)。濃緑色の部分が、主に粘土鉱物からなる部分。灰色の金属光沢を持つのが熱水性マンガン酸化物で、白色の部分が石英脈。B. 熱水沈殿物の偏光顕微鏡写真 (直交ポーラ)。黄褐色の粘土鉱物と鉄の水酸化物の混合した部分の周囲に熱水性マンガン酸化物が成長し、さらに石英がオーバーグロースしている。

Photo 11 A. Hydrothermal precipitates covered with hydrogenetic Mn-oxides crust. Clay-rich portion shows dark green color. Hydrothermal Mn-oxides bears gray color with metallic tint. White colored portion is a quartz veinlet network. B. Photomicrograph of hydrothermal precipitates (closed nicol). Mn-oxides precipitate on clay minerals, and quartz crystals overgrow on the Mn-oxides.

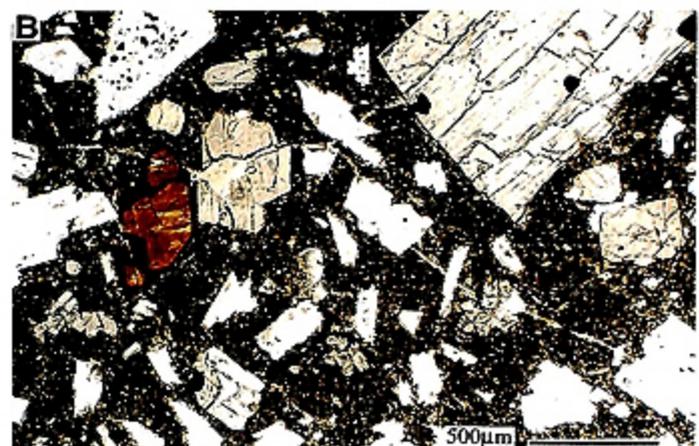
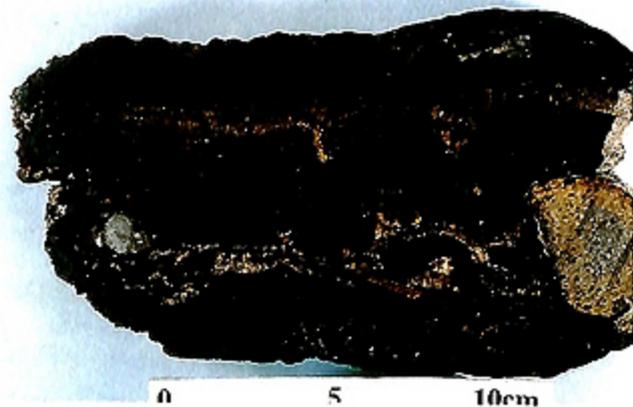


写真12 厚さ85mmに達するマンガンクラスト (#370 R5-1)。火山砕屑物が多い部分は、褐色になり、マンガン酸化物の層が明瞭に見える。安山岩溶岩の礫や、熱水沈殿物の破片が含まれている。

Photo 12 Hydrogenetic Mn-oxides crust (#370 R5-2). Volcaniclastic-rich layer shows brownish color and black-colored Mn-oxides layers are clearly observed. Blocks of andesite lava and hydrothermal precipitates are contained in the crust.

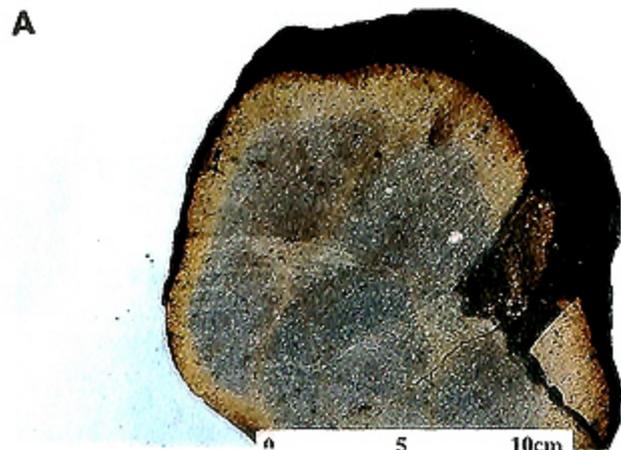


写真13 A. 山頂付近で採取された玄武岩質安山岩溶岩 (#370 R6-1)。B., C. 溶岩の偏光顕微鏡写真。斜長石、単斜輝石、及び少量の斜方輝石、かんらん石を斑晶として含む。(B. 下方ポーラのみ。C. 直交ポーラ。)

Photo 13 A. Basaltic andesite lava collected near the summit (#370 R6-1). B., C. Photomicrograph of the lava. This lava contains plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene and olivine as phenocrysts. (B. open nicol, C. closed nicol)

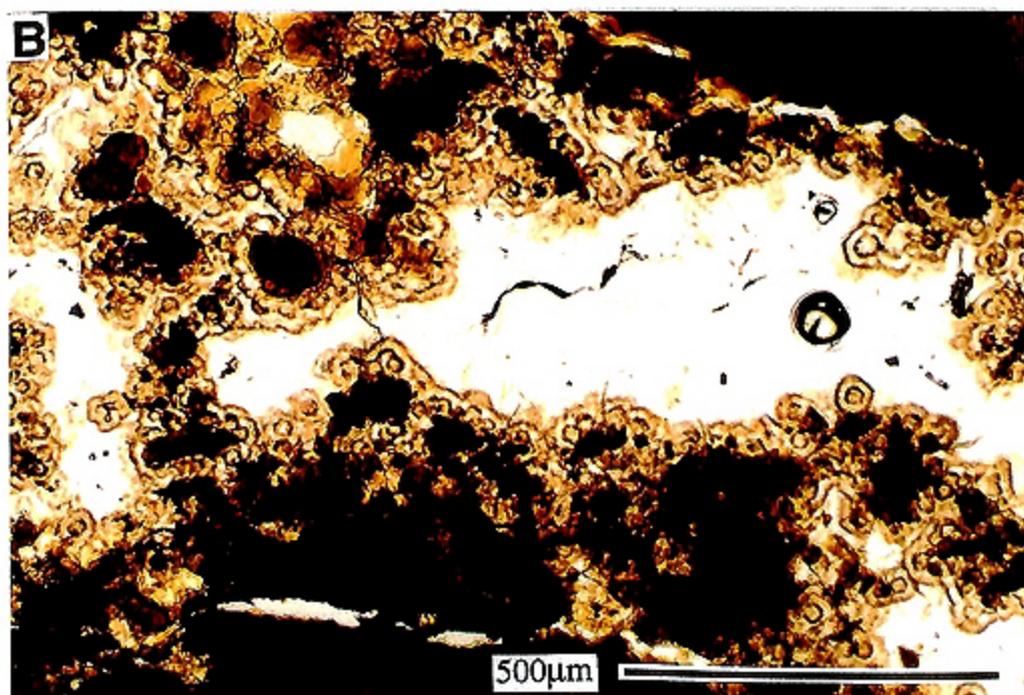
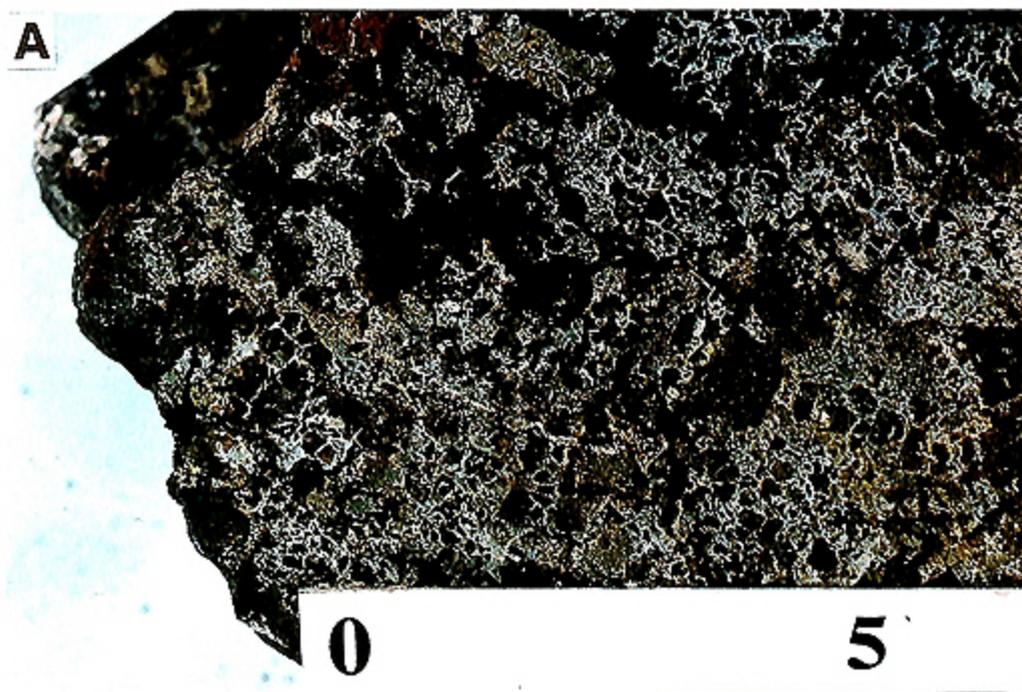


写真14 A.山頂付近で採取された熱水沈殿物 (#370 R7-2)。熱水性のマンガン酸化物は含まず、粘土鉱物と石英からなる。採取された試料の中で最も石英の量が多い。B. 沈殿物の偏光顕微鏡写真。粘土鉱物に石英がオーバーグロースしている。

Photo 14 A. Hydrothermal precipitates collected near the summit (#370 R7-2). This sample is mainly composed of clay minerals and quartz.

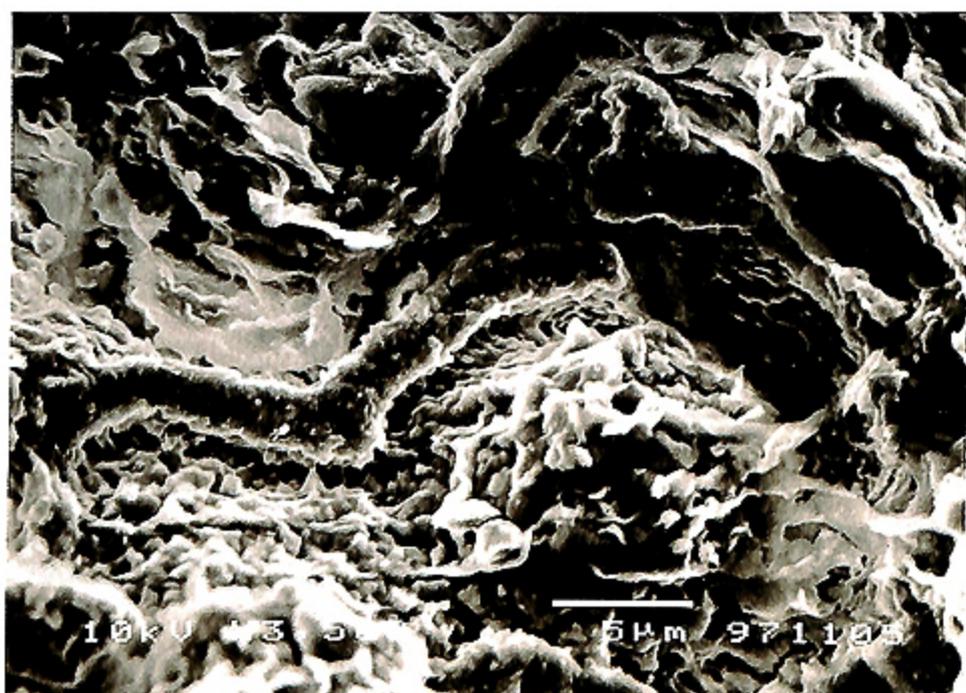


写真15 粘土鉱物中の微生物のものとされる化石の走査電子顕微鏡写真 (#370 R3-1)。
 Photo 15 SEM image of bacteria-like fossils observed in hydrothermal clay minerals (#370 R3-1).

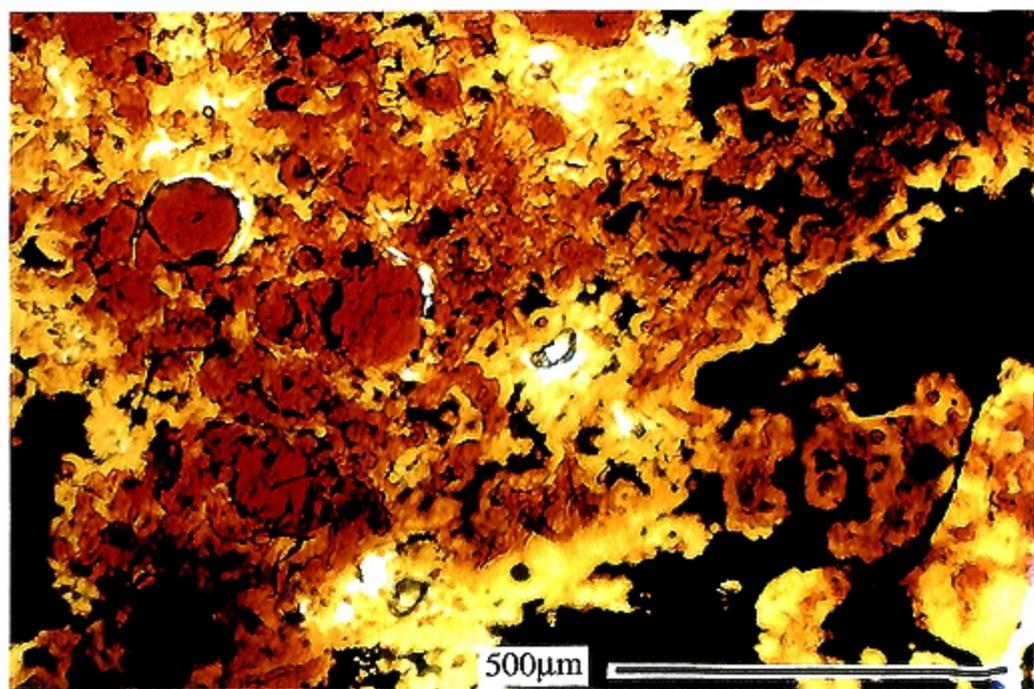


写真16 西真享海山でドレッジにより採取されたフィラメント状の組織が見られる粘土鉱物の偏光顕微鏡写真 (MWD108-5)。微生物の痕跡と思われる非常に細い黒色の線状の部分に基づいて、鉱物が成長しているように見える。赤褐色の色の濃い部分でFeの含有量が高い。
 Photo 16 Filamentous texture observed in hydrothermal clay minerals (MWD108-5). Reddish brown-colored minerals overgrow on thin substrates which are supposed to have been tissues of bacteria.