

# 大町海山の蛇紋岩 - 伊豆・小笠原弧の基盤リソスフェアの性質 -

新井田清信\*<sup>1</sup> 湯浅 真人\*<sup>2</sup> 西村 昭\*<sup>3</sup> 富士原敏也\*<sup>4</sup> 渡辺 暉夫\*<sup>1</sup>

伊豆・小笠原弧中央部の大町海山基底部から上部マントルかんらん岩に由来する蛇紋岩とその関連岩石が採取された(「しんかい16500」潜航調査:ダイブ#341・#571・#575)。これらは、伊豆・小笠原弧のリソスフェア深部を代表する岩石である。蛇紋岩中に含まれる初生的かんらん石や斜方輝石・単斜輝石コアの化学組成は、やや潤渇したレルゾライト質上部マントルの性質を示す。これは、著しく潤渇した太平洋Hess Deepや伊豆・小笠原・マリアナ前弧海域のかんらん岩とは明らかに異なっており、また、肥沃なかんらん岩で特徴づけられる大陸性かんらん岩や大陸分離初頭のリソスフェア深部を代表する南極B海山・Zabargad島のかんらん岩とも違いがある。やや潤渇しているものの潤渇度の低い「大陸縁辺部」の深部リソスフェアに由来している可能性がある。

キーワード: 伊豆・小笠原弧, 大町海山, 蛇紋岩, 上部マントルかんらん岩, キュムレイト

## Serpentinities from Ohmachi Seamount: Origin of basement lithosphere of the Izu-Ogasawara Arc

Kiyooki NIIDA\*<sup>5</sup> Makoto YUASA\*<sup>6</sup> Akira NISHIMURA\*<sup>7</sup>  
Toshiya FUJIWARA\*<sup>8</sup> Teruo WATANABE\*<sup>5</sup>

Serpentinities derived from the upper mantle peridotites have been obtained from the basal slope of Ohmachi seamount, Izu-Ogasawara Arc (Dives #341, #571, and #575 of SHINKAI16500), which represent rocks of the deep-seated basement lithosphere of the arc. Primary constituent minerals in the serpentinites have a compositional range different from those in highly depleted upper mantle peridotites such as Hess Deep and fore-arc ophiolites of Izu-Ogasawara-Mariana. The serpentinites might have been originated from a slightly depleted upper mantle beneath a continental margin.

**Keywords** : Izu-Ogasawara Arc, Ohmachi Seamount, serpentine, upper mantle peridotite, cumulate

\*1 北海道大学大学院理学研究科

\*2 産業技術総合研究所 地質調査総合センター地質調査情報部

\*3 産業技術総合研究所 海洋資源環境研究部門

\*4 海洋科学技術センター

\*5 Graduate School of Science, Hokkaido University

\*6 Geoinformation Division, Geological Survey of Japan, AIST

\*7 Institute for Marine Resources and Environment, AIST

\*8 Japan Marine Science and Technology Center

## 1. はじめに

伊豆・小笠原弧は、教科書的に典型的な「海洋性島弧」の1つと見なされてきた(例えば, Wilson, 1989)。海洋性島弧の地球科学は、島弧成長史、なかでも島弧の発生と進化の解明にとって重要である。また、島弧成長のプロセスは大陸地殻の形成プロセスでもあり、主に北部伊豆・小笠原弧の成長史や成長プロセスを事例に大陸地殻形成について議論されている(Suyehiro et al., 1996; Taira et al., 1998)。しかし、これまで、海洋性島弧発生を知るためのキーストーン「海洋性島弧リソスフェアの深部の岩石」の岩石学的情報が極めて少なかった。海洋性島弧の火山体そのものを構成する岩石のサンプル入手については比較的容易であるが、火山体の基盤をつくる岩石については、そのサンプル入手が困難なためである。

最近、「しんかい16500」による潜水調査(ダイブ#341)で、大町海山南部の西側斜面基底から上部マントル起源の蛇紋岩を採取された(湯浅ほか, 1999a)。湯浅ほか(1999a)は、大町海山から得られている地質年代資料(湯浅ほか, 1999b)を参照しつつ、大町海山蛇紋岩の由来について「パレスベラ海盆の初期リフティングの際に断片化され、現在の西之島トラフ底の一部を構成していた上部マントルかんらん岩」と考えた。また、西之島トラフの下から蛇紋岩ダイアピルが定置するきっかけとなった構造運動としては、約2Ma頃起こったスミス・鳥島リフトのリフティングと一連の弧内リフティングを想定した。

大町海山蛇紋岩サンプルは、2000年9月に実施された「よこすか/しんかい16500」YK0008\_Leg1航海の潜航調査(ダイブ#571・#575)でも多数採取され、急増した(富士原ほか, 2001)。大町海山蛇紋岩としては、上部マントル起源のかんらん岩のほかに、マグマ溜まりでできたとされる超苦鉄質キユムレイトも多数採取されている。この報告では、これまでに得られている大町海山蛇紋岩について、産状・岩石記載の特徴および初生的な構成鉱物の化学組成データを示し、蛇紋岩の性質とその起源について述べる。

## 2. 大町海山の地質と蛇紋岩サンプル採取地点

伊豆・小笠原弧は、孀婦岩構造線によって2分され、その南部と北部とは海底地形や震源分布、フロント火山構成岩石の化学組成の特徴が異なっている(Yuasa, 1985)。西之島トラフがこの構造線に沿って北北東-南南西に拡がり、大町海山はこの北端に位置している(図1)。大町海山の近くには7つの海山(七曜海山列)が伊豆・小笠原弧の火山フロントに沿ってほぼ直線的に並び、大町海山は、その列から前弧側にわずかに外れて位置する海山である(図1)。

大町海山は、北側の本体部分と南側の半島状部分からできている。大町海山の本体部分は、主にカルクアルカリ質安山岩から構成される。そのドレッジ試料のK-Ar年代(湯浅ほか, 1988)によれば、古第三紀前期漸新世と古く、パレスベラ海盆拡大以前の古九州-パラオ海嶺(古伊豆・小笠原弧)の上に形成された古い火山体である(湯浅ほか, 1999b)。この年代は、大町海山本体の石灰質砂岩中の化石年代

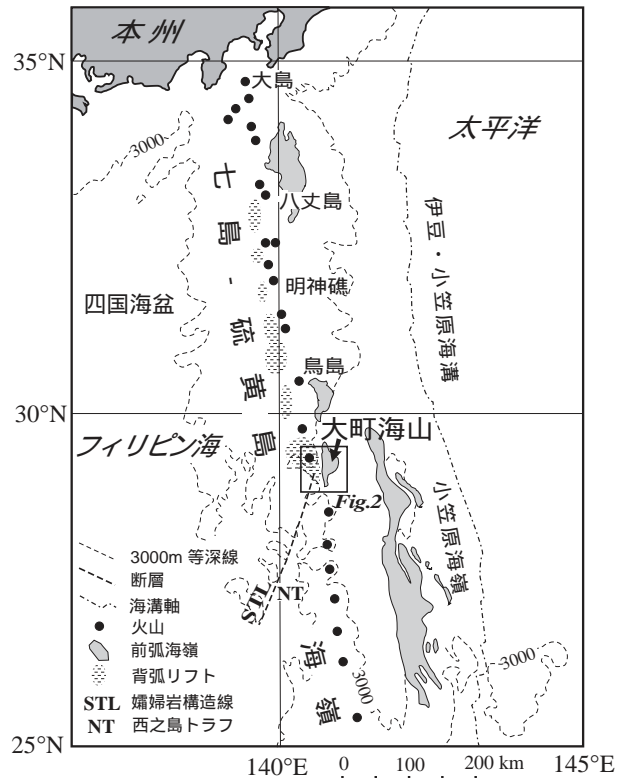


図1 伊豆・小笠原弧、大町海山の位置図。枠線は、拡大図(図2)の範囲を示す。

Fig. 1 Simplified map of the Izu-Ogasawara Arc, showing location of the Ohmachi Seamount (SMT). Box shows the area of Fig. 2.

(Nishimura, 1992)および石灰質岩のSr同位体年代(西村ほか, 1997)からも指示されている。また、ドレッジ試料の中に変成岩が認められ、パレスベラ海盆のリフティングに先立って存在した海洋性島弧の基盤岩の一部であったとみなされた(Yuasa et al., 1992)。

大町海山の南側半島状部分の基底部に蛇紋岩が露出し、これをタービダイト堆積物および下部中新世後期の有孔虫化石を含むシルト岩が覆っている(「しんかい16500」潜航調査#341; 湯浅ほか, 1999b)。蛇紋岩を被覆する堆積岩は、中新世後期に西之島トラフの海底に堆積したと考えられるので、蛇紋岩は、堆積後の構造運動(弧内リフティング)によって上昇・定置したと考えられる(湯浅ほか, 1999a)。

「よこすか/しんかい16500」YK0008\_Leg1航海の潜航調査(ダイブ#571)は、大町海山の南側半島部分の西側斜面(図2および3)で実施された。ダイブ#571の測線は、ちょうど1996年の潜航調査(ダイブ#341)に並行する(図2)。蛇紋岩の露岩は、西側斜面基底部の水深約3,480m~3,100mにかけて分布する(図3)。斜面の平均斜度は約22度である。#571潜航では、西之島トラフ底に着底し、図3の潜航調査トラックの地点1-10で試料採取を行った。このうち、地点1-7で蛇紋岩が採取され、地点8では角閃岩、地点9-10で凝灰岩・凝灰質シルト岩が採取された。角閃岩の露頭の周囲には蛇紋岩が露出し、これを凝灰質の堆積岩が緩傾斜で被覆している。

大町海山の潜航調査  
(2000.9.1-21 YK0008クルーズ：ダイブ#570, #571, #575)

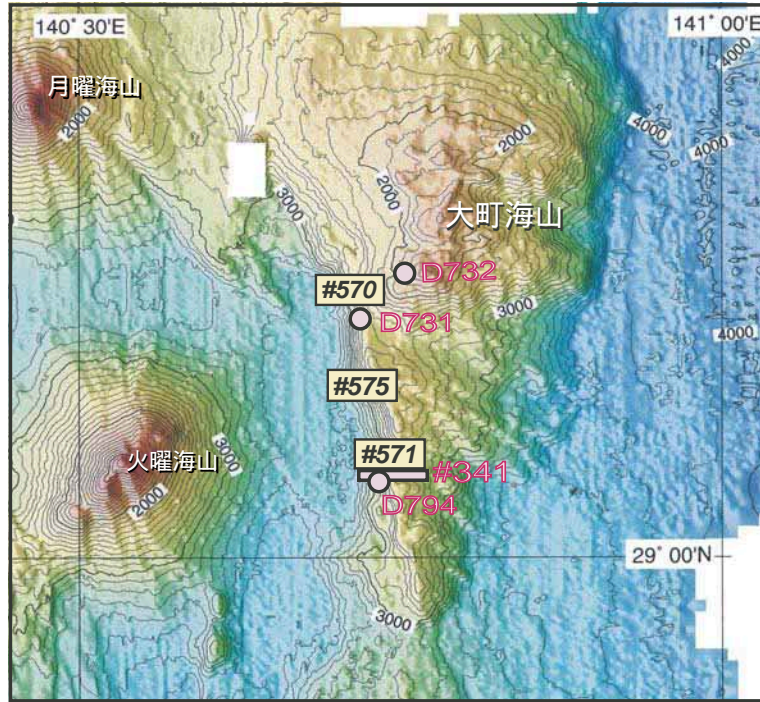


図2 大町海山の海底地形図(坂本ほか, 2001)。2000年しんかい16500潜航調査(#570, #571, #575)位置を示す。ピンクは、以前に実施された潜航調査(#341)およびドレッジサイト(D731, D732, D794)。

Fig. 2 Bathymetric map of the Ohmachi Seamount and the surrounding area (Sakamoto et al., 2001), showing locations of the dive tracks of #570, #571, and #575. Pink marks show the previous dive track #341 and the dredge sites D731, D732, and D794.

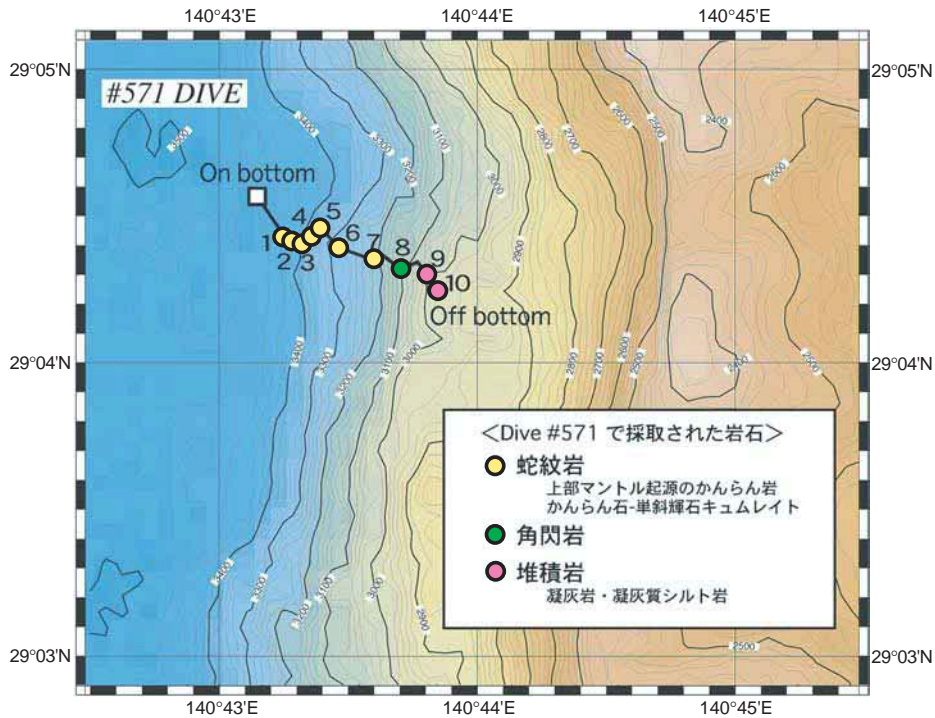


図3 しんかい16500潜航調査#571ダイブトラック。試料採取地点1~8および採取された岩石タイプを示す。

Fig. 3 Track of the Shinkai 6500 #571 DIVE, showing the Sampling Site No. 1 to 8 and the rock types sampled.



### 3. 蛇紋岩の産状

大町海山蛇紋岩の分布域は、しんかい16500潜航調査( #571 )のダイブトラック( 図3 )のように、西側斜面基底部の水深約3,480m ~ 3,100mである。蛇紋岩の露出は、しんかい16500着底地点のトラフ底に直接する海山西側斜面の基底部分からはじまり、水深約3,480m ~ 3,300m( 試料採取地点1 ~ 5 )にかけて広大な露岩地帯をつくる。この部分の蛇紋岩は、全体的に塊状で、激しい剪断や極端な粘土化変質を受けていない( 写真1 )。水深約3,300m ~ 3,200m( 試料採取地点6 ~ 7 )の蛇紋岩は、著しく粘土化しており、塊状蛇紋岩ブロックを埋めるように灰白色の基質部分が広範囲に観察された。灰白色の基質部分のサンプルは採取されていないが、蛇紋石のほかに滑石やトレモライトが多量に含まれていると思われる。

潜航調査( #571 )のダイブトラック( 図3 )にある試料採取地点8で、角閃岩が採取された。この角閃岩は、角閃石の片理が明瞭な片状角閃岩で、露頭でも、片理にそって割れ目はいり、容易に片状構造が観察される( 写真2 )。角閃岩の露頭の周囲には、粘土化の著しい蛇紋岩の露出が確認されているので、この角閃岩は蛇紋岩体中に含まれる岩石であると判断される。しかし、#571潜航調査では角閃岩の境

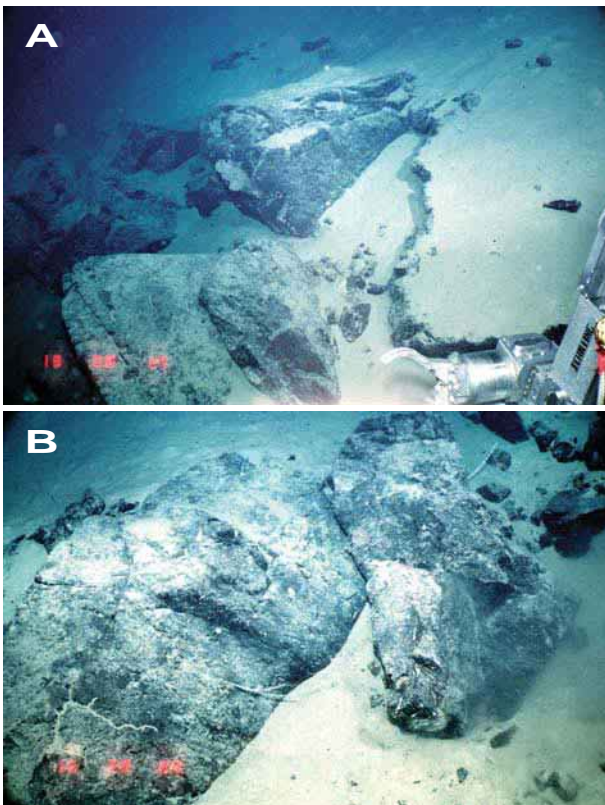


写真1 大町海山蛇紋岩の露頭写真。しんかい16500潜航調査( ダイブ#571 )

A : 試料採取地点1( 試料番号 : 6K#571R001 ) 2000.9.4\_13:00:17

B : 試料採取地点2( 試料番号 : 6K#571R002 ) 2000.9.4\_13:20:23

Photo 1 Outcrop of serpentinite on the western slope of Ohmachi SMT.

A : Site No. 1 (Sample No. 6K#571R001). 2000.9.4\_13:00:17

B : Site No. 2 (Sample No. 6K#571R002). 2000.9.4\_13:20:23

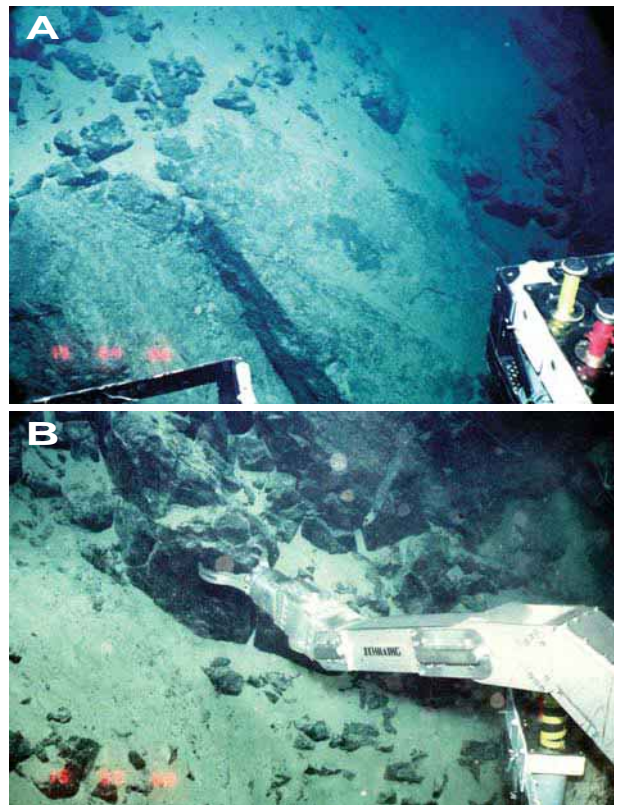


写真2 大町海山蛇紋岩の角閃岩の露頭写真。しんかい16500潜航調査( ダイブ#571 )

試料採取地点8( 試料番号 : 6K#571R008 )

A : 2000.9.4\_15:04:00 , B : 2000.9.4\_15:09:00

Photo 2 Outcrop of amphibolite on the western slope of Ohmachi SMT. Sampling

site No. 8. Sample No. 6K#571R008.

A : 2000.9.4\_15:04:00 , B : 2000.9.4\_15:09:00

界部分の観察ができなかったために、角閃岩の産状からは蛇紋岩との成因関係を特定できない。かんらん岩中に貫入してできた角閃岩岩脈か、あるいは蛇紋岩中の異起源・異地性の包有ブロックか、2つの可能性が考えられる。

蛇紋岩は、水深約3,100m付近で泥質の堆積岩に覆われる。試料採取地点9では淡灰色の凝灰質泥岩、試料採取地点10では変質した軽石片を多数含む軽石凝灰岩も採取されている( 図3 )。蛇紋岩を被覆する直接の関係は#571ダイブでは観察されていないが、蛇紋岩のみかけの上位に堆積岩が露出する同様の露出関係は、#571に並行する#341の調査でも認められている( 湯浅ほか, 1999a )。また、今回、#571と同様に半島状部分の西側斜面で実施された潜航調査( #575 )でも、水深約3,400mの基底部付近で蛇紋岩が採取され、水深約3,200m付近で火山碎屑性の礫質 ~ 泥質堆積物が採取されている。

### 4. 岩石記載

今回採取された蛇紋岩サンプルは、全体的に著しく変質した蛇紋岩である。最も新鮮なサンプルでも50%程度の変



質鉱物 主に蛇紋石 を含む。2つの原岩タイプが識別される。1つは、原岩が上部マントル起源のかんらん岩であると考えられるタイプで、初生的な残存鉱物としてかんらん石・斜方輝石・単斜輝石・スピネルを含む。もう1つのタイプは、主にかんらん石・単斜輝石からなるウェールライト～かんらん石単斜輝岩～単斜輝岩で、明瞭なキュムレイト組織を示す。

#### 4.1. 蛇紋岩 (原岩タイプ: 上部マントル起源のかんらん岩)

原岩のかんらん岩の特徴・性質を知るために、ここでは初生的な残存鉱物を含む蛇紋岩の鏡下観察結果を記載する。採取された蛇紋岩試料の蛇紋岩化(2次的な加水変質作用)の程度は、およそ50-100%であり、新鮮なものでも、50%以上の蛇紋石・磁鉄鉱、さらに低温変質でできた粘土鉱物・鉄酸化物など2次的な変質鉱物を含む。蛇紋石は、初生的な鉱物の粒間やクラックを埋めており、変質の弱い試料でも、マット状に初生鉱物を置換する。このために、初生的な鉱物

モードを鏡下で測定し、原岩タイプを正確に特定することは困難である。大町海山の蛇紋岩の中に、初生的なかんらん石・斜方輝石・単斜輝石・スピネルを残存するタイプが認められる。ここでは初生的な鉱物の組み合わせから(正確な鉱物モード組成は決められないが)レルゾライト質蛇紋岩と呼ぶことにする(写真3)。後述するが、構成鉱物の化学組成からも「やや潤湿したレルゾライト質かんらん岩」とみなされる。

レルゾライト質蛇紋岩に含まれる初生的かんらん石は、極めて粗粒で、多くは長径0.5-6mm。最大で1.2cmのかんらん石も認められる。斜方輝石・単斜輝石も粗粒で、多くは0.2-3mmの他形粒状結晶である。これらは、マット状の蛇紋石で置換されているために不明瞭ではあるが、粗粒等粒状のプロトグラニューラ組織 (protogranular texture: Mercier and Nicolas, 1975) を示す。かんらん石は、特徴的に強い直線的な劈開性を示し、cleavable olivine になっていることが多い(6K#571\_R1-3, R2-1, R3-1)。このために、鏡下では、一般

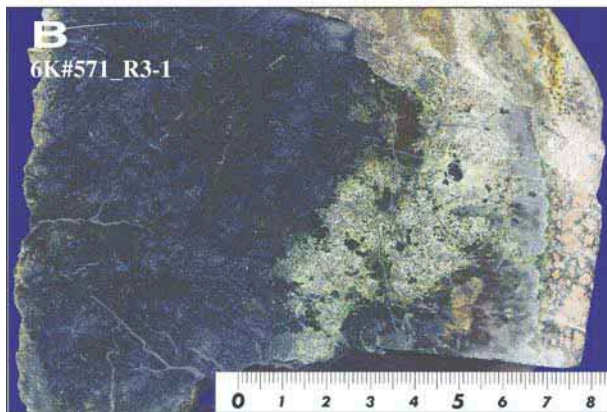
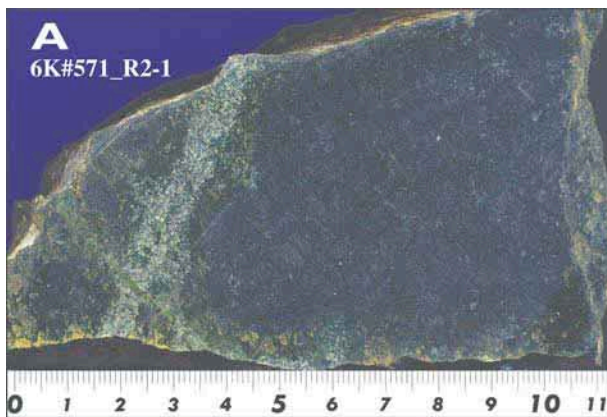


写真3 大町海山蛇紋岩(原岩タイプ:レルゾライト)のサンプル研磨断面写真。

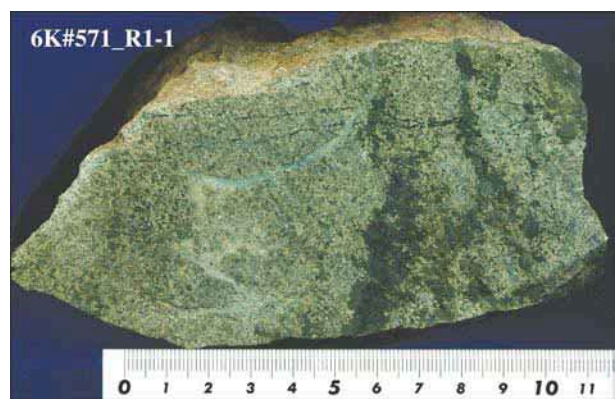
A: レルゾライト質蛇紋岩と脈状かんらん石単斜輝岩(試料番号: 6K#571\_R2-1)

B: レルゾライト質蛇紋岩および脈状角閃石単斜輝岩(試料番号: 6K#571\_R3-1)

Photo 3 Polished sample slab of serpentinite from Ohmachi SMT.

A: Serpentinized lherzolite crosscut by olivine clinopyroxene (Sample No. 6K#571\_R2-1).

B: Serpentinized lherzolite crosscut by amphibole clinopyroxene (Sample No. 6K#571\_R3-1).



偏光顕微鏡観察用の岩石薄片 (サイズ: 28 x 48 mm)



写真4 大町海山蛇紋岩(原岩タイプ:かんらん石・単斜輝石キュムレイト) 蛇紋石化したかんらん石単斜輝岩の研磨断面(上)とその薄片写真(下)。試料番号: 6K#571\_R1-1。薄片写真の透明部分はキュムラス単斜輝石。その粒間を変質したかんらん石(褐色部分)が埋める。ヘテラドキュムレイト組織を示す。

Photo 4 Polished sample slab of serpentinized olivine clinopyroxene cumulate (Upper), and the thin section (Bottom), showing a heteradcumulate texture with cumulus clinopyroxene (transparent grains) and intercumulus olivine (altered brown portions). Sample No. 6K#571\_R1-1.



的な蛇紋岩で観察されるメッシュ状組織を示さない。スピネルは、長径0.2-2.5mmの他形粒状ないし柵木状の残存結晶である。酸化変質を強く受けていて、鏡下では暗黒色～不透明である。

#### 4.2. 蛇紋岩 (原岩タイプ:かんらん石 - 単斜輝石キウムレイト)

今回採取された蛇紋岩サンプルの多くは、主要な初生鉱物としてかんらん石・単斜輝石からなるかんらん石 - 単斜輝石キウムレイト質の蛇紋岩である(写真4)。原岩の岩石タイプとしては、ウェールライト～かんらん石単斜輝岩～単斜輝岩に区分され、これらは明瞭なキウムレイト組織を示す。写真4のかんらん石単斜輝岩(6K#571\_R1-1)の場合、長径0.3-5mm、他形～半自形粒状のキウムラス単斜輝石の粒間を、変質したインターキウムラスかんらん石が埋めるヘテラドキウムレイト組織(heteradcumulate)を示す。ウェールライトは、初生鉱物としては主にかんらん石と少量の単斜輝石からなるが、一般に変質が著しく、原岩が上部マントル起源のレルゾライト質蛇紋岩との識別は難しい。

かんらん石単斜輝岩は、レルゾライト質蛇紋岩中の小規模な岩脈ないしベインとしてしばしば認められる(写真3)。脈状の産状を示す場合、シャープに母岩のレルゾライトを切って貫入した岩脈状のもの(写真3A)と不規則にウネウネと注入した脈状のもの(写真3B)とがある。後者の場合、角閃石を伴うことが多く、脈状の角閃石単斜輝岩になっている。鏡下で観察される角閃石は、ほぼ無色透明で、後述するようにパーガサイト質～一部エデナイト質角閃石である(6K#571\_R4-4)。

#### 4.3. 角閃岩

角閃岩は、明瞭な片状組織をもつ(写真5)。主に、肉眼では暗緑色～灰緑色、鏡下では淡褐色～帯緑淡褐色のエデナイト質角閃石からなる。写真5の角閃岩(6K#571\_R8-4)の場合、主に自形～半自形の長柱状結晶からなり、鏡下では、極めて弱い多色性を示す。角閃石のサイズは、長径0.5-6mm。中心に均質なエデナイト質コアを持ち、リムは無色透明でトレモライト質になる。

前述したように、角閃岩は蛇紋岩中に露出するが、周囲の蛇紋岩との接触関係は観察されていない。産状からは、蛇紋岩中に包有されたブロックか、あるいは蛇紋岩を貫く苦鉄質岩脈であると思われる。同様の角閃石は、上部マントル起源のレルゾライト質蛇紋岩中の脈状単斜輝岩にも多数含まれており、この角閃石と角閃岩の角閃石とは鏡下では区別できない。

#### 5. 構成鉱物の化学組成

しんかい16500潜航調査(#341および#571)によって大町海山から採取された蛇紋岩試料に含まれている初生的な残存鉱物および角閃岩中の角閃石の化学組成を検討した。EPMA分析には、北海道大学大学院理学研究科の波長分散型マイクロプローブ(日本電子JCMS-733型)を用いた。測定条件は、加速電圧15kv、試料電流0.02mA、ビーム径1 $\mu$ m。

#### 大町海山：蛇紋岩中の角閃岩 <偏光顕微鏡画像>

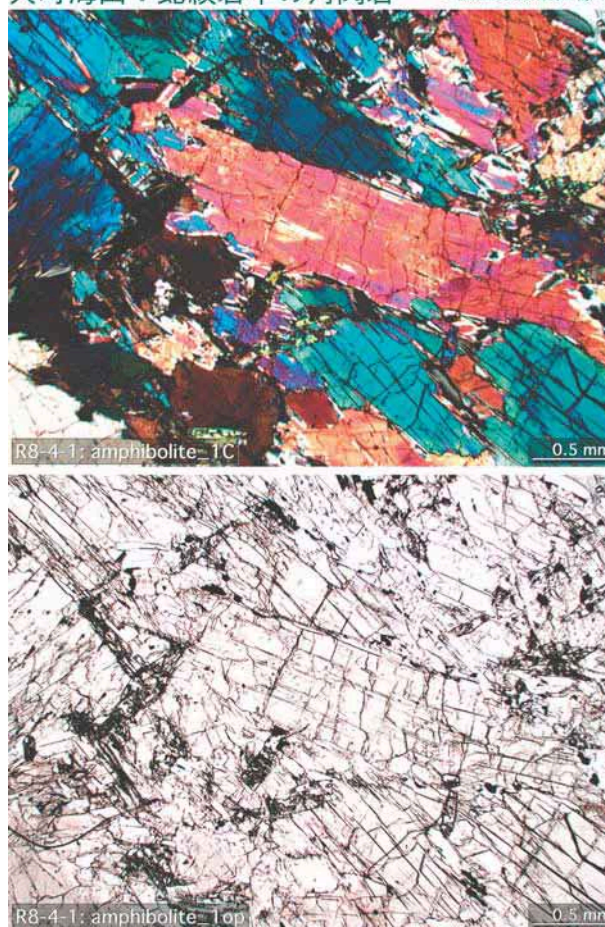


写真5 大町海山蛇紋岩中の角閃岩の偏光顕微鏡画像(上:クロスニコル,下:オープンニコル)。試料番号:6K#571\_R8-4。

Photo 5 Photographs of amphibolite under the polarizing microscope (Upper : crossed nicols, Bottom : open nicol). Sample No. 6K#571\_R8-4.

補正計算にはZAFを使用した。以下の化学組成は、ことわりの無い限り、鉱物コアについて記述する。なお、レルゾライト質蛇紋岩中のスピネルは、著しく酸化変質を受けているために、これまで実施したEPMA分析ではその初生的な化学組成は得られていない。

#### 5.1. かんらん石

レルゾライト質蛇紋岩(上部マントル起源)に含まれる初生的かんらん石の $Mg\# (=100Mg/(Mg+Fe))$ は、一般的な上部マントルレルゾライトのかんらん石と同様に、.89～.91である。今回分析された3試料(6K#571\_R1-3, R2-1および#341\_1-1)についてみると、 $Mg\# = 89.1 \sim 90.8$ に組成集中域を示す(図4)。ウェールライト質蛇紋岩(キウムレイト)のかんらん石(#341\_2-2)は、鉄に富み( $Mg\# = 86.6 \sim 89.1$ )、組成レンジも広い。脈状に角閃石単斜輝岩を含むレルゾライト質蛇紋岩(写真3B:6K#571\_R3-1)のかんらん石は著しく不均質で、 $Mg\# = 87.9 \sim 90.3$ である。この試料の場合、上述した $Mg\# = 90$ 前後の組成集中域を外れて鉄に富むかんらん石が

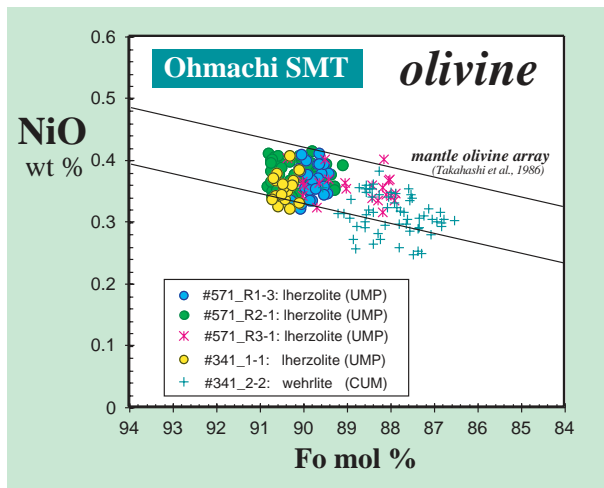


図4 大町海山蛇紋岩に含まれる初生的かんらん石コアのNiO wt% - Fo mol% 組成変化図。右下がりの2本線の間は、上部マントルかんらん石の組成領域 (Takahashi et al., 1986)。  
Fig. 4 NiO wt% - Fo mol% correlations for primary olivine cores in the Ohmachi Seamount serpentinite. Solid lines show the compositional range for olivines from the upper mantle (Takahashi et al., 1986).

多数認められ、角閃石単斜輝岩脈をつかったマグマ注入によって組成改変されたと思われる。

図4のNiO wt% - Fo mol% 組成図に示されるように、レルゾライト質蛇紋岩に含まれる初生的かんらん石は、上部マントルかんらん石の組成領域 (Takahashi et al., 1986) にプロットされる。このことは、この蛇紋岩の原岩のレルゾライトが上部マントル由来であることを意味する。また、ウェーライト質蛇紋岩(キュムレイト)のかんらん石(#341\_2-2)や組成改変を受けたレルゾライト質蛇紋岩のかんらん石(6K#571\_R3-1)のほぼ半数は、上部マントルかんらん石のNiO wt% - Fo mol% 組成領域にそって鉄に富む。これも、同様に、上部マントル中でのマグマが関与が示唆される。

### 5.2. 斜方輝石

レルゾライト質蛇紋岩に含まれる初生的斜方輝石は、Mg# = 89.9 ~ 90.7 (#341\_1-1)で、かんらん石と同様に一般的な上部マントルレルゾライトの斜方輝石に類似する。Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>やAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>含有量に乏しく、Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.22 ~ 0.48wt%、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2.66 ~ 3.79wt%である。このCr-Al組成レンジは、比較的Crに富む海洋性かんらん岩の斜方輝石(例えば、太平洋Hess Deep: Arai and Matsukage, 1996; 大西洋中央海嶺MARK: Niida, 1997)と異なり、大陸性かんらん岩の組成領域 (Bonatti et al., 1992) にプロットされる。

### 5.3. 単斜輝石

レルゾライト質蛇紋岩(6K#571\_R2-1および#341\_1-1)に含まれる初生的単斜輝石は、Mg# = 92.7 ~ 94.5である。TiO<sub>2</sub>含有量はやや低く、TiO<sub>2</sub> = 0.10 ~ 0.24wt%である。また、Na<sub>2</sub>O含

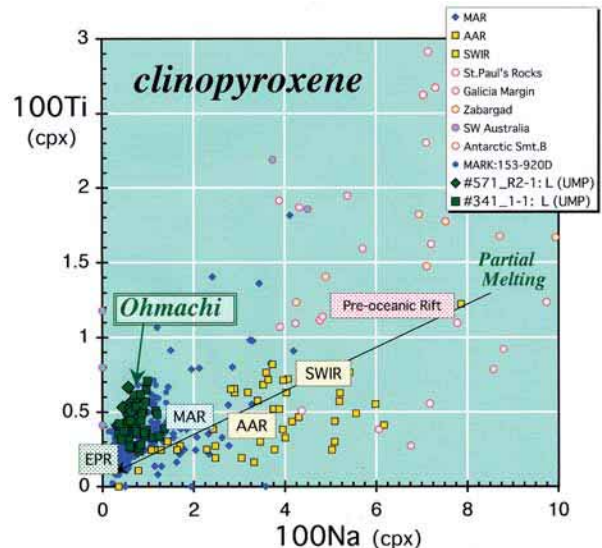


図5 大町海山蛇紋岩に含まれる初生的単斜輝石コアの100Ti-100Na組成変化図。図の左下に向かってかんらん岩の部分融解の程度(潤濁度)が高くなる。比較のために、他地域の海洋性かんらん岩中の単斜輝石をプロット(引用データ: Niida (1997) Figure 4)。  
Fig. 5 100Ti-100Na correlations for primary clinopyroxene cores in the Ohmachi Seamount serpentinite. Solid line shows a partial melting trend for suboceanic peridotites. Data plotted for suboceanic peridotites are in Figure 4 caption of Niida (1997).

Figure 4)。  
Fig. 5 100Ti-100Na correlations for primary clinopyroxene cores in the Ohmachi Seamount serpentinite. Solid line shows a partial melting trend for suboceanic peridotites. Data plotted for suboceanic peridotites are in Figure 4 caption of Niida (1997).

有量も、Na<sub>2</sub>O = 0.06 ~ 0.19wt%と低い。この蛇紋岩の原岩レルゾライトの潤濁度を見積もるために、海洋性かんらん岩の単斜輝石の化学組成と比較してみた(図5)。単斜輝石の100Ti-100Na組成変化図(図5)では、左下に向かってかんらん岩の部分融解の程度(潤濁度)が高くなる(例えば、Girardeu and Francheteu, 1993)。大町蛇紋岩に含まれる単斜輝石は、左下のTi-Naの乏しいコーナーにプロットされ、Ti-Naの高い(潤濁度の低い)大陸分離初頭の先海洋性リフトを代表する紅海Zabargad島(Bonnati et al., 1986; Piccard et al., 1988)や南極B海山(Niida and Yuasa, 1995)のかんらん岩に比べて明らかに低く、一方、ほとんどTi-Naを含まない太平洋Hess Deep(Arai and Matsukage, 1996; Dick and Natland, 1996)よりは明らかに高く、さらに中程度の潤濁度を示す大西洋中央海嶺MARK地域(Niida, 1997)よりやや高い。

### 5.4. 角閃石

大町海山の蛇紋岩体中から採取された角閃岩(6K#571\_R8-4)およびレルゾライト質蛇紋岩に含まれる脈状角閃石単斜輝岩(#341\_1-1, #341\_2-2, #571\_R4-4)の角閃石コアのEPMA分析を行った。角閃石のMg#は、分析した4試料全体をみると変化に富み、Mg# = 85.1 ~ 91.3である。角閃岩の角閃石は最も鉄に富み、Mg# = 85.1 ~ 86.1である。また、特徴的にNa<sub>2</sub>Oに富んでいる。4試料全体をみると、Na<sub>2</sub>O = 1.52 ~ 3.87wt%である。なかでも、#571\_R8-4や#571\_R4-4, #341\_2-2の試料中には、アルカリ量(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)



が4wt%を越える高温高压タイプの角閃石(Niida and Green, 1999)が認められる。

角閃石コアの組成を $Al^{IV}$ - $Na(A)$ および $Na(M4)$ - $Na(A)$ 図にプロットした(図6)。これらは、全体的に $Al^{IV}$ - $Na$ に富み、パーガサイト質~エデナイト質である。とくに、角閃岩の角閃石は、やや $Al^{IV}$ に乏しく、エデナイト質になっている。Niida and Green(1999)がMPY(MORB pyrolite)組成の融解実験で示した角閃石の平衡温度を参照すると、試料#341\_1-1の角閃石は900℃以下、試料#571\_R8-4、#571\_R4-4、および#341\_2-2の角閃石はもっと高温で、約1000℃の平衡温度を残すものも含まれる。 $Na(M4)$ - $Na(A)$ 図(図6)で明らかのように、試料#571\_R8-4、#571\_R4-4、および#341\_2-2の角閃石の中に $Na(M4)$ の高い角閃石が多数認められる。このような特徴は、高温とともに高压を示唆し、このことは大町海山の角閃石が上部マントルかんらん岩と平衡共存できることを意味する。

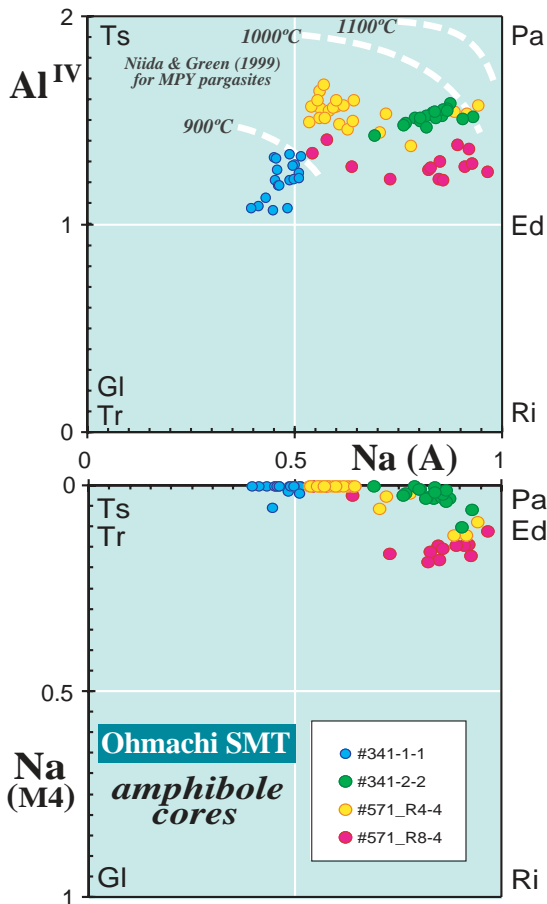


図6 角閃石コアの $Al^{IV}$ - $Na(A)$ 図(上)および $Na(M4)$ - $Na(A)$ 図(下)。分析試料は、角閃岩(#571\_R8-4)およびレルゾライト質蛇紋岩(#341\_1-1, #341\_2-2, #571\_R4-4)。

Fig. 6  $Al^{IV}$ - $Na(A)$  (upper) and  $Na(M4)$ - $Na(A)$  (bottom) correlations for amphibole cores from the Ohmachi Seamount (SMT). Isotherm lines of 900 °C, 1,000 °C, and 1,100 °C are for MPY (MORB pyrolite) pargasitic amphiboles (Niida and Green, 1999). Pa : pargasite, Ed : edenite, Ri : richterite, Ts : tschermakite, Gl : glaucophane, Tr : tremolite.

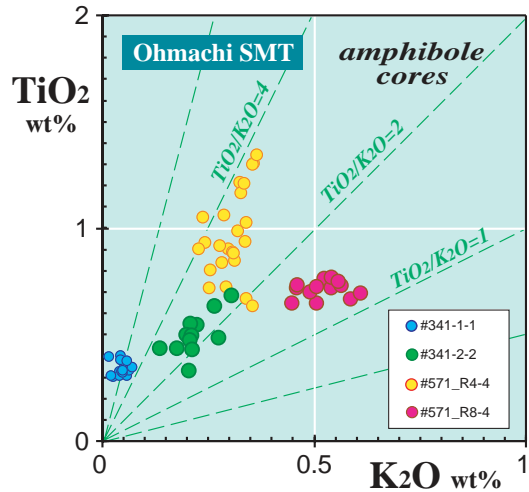


図7 角閃石コアの $TiO_2$ - $K_2O$ 組成変化図。分析試料は、角閃岩(#571\_R8-4)およびレルゾライト質蛇紋岩に含まれる脈状角閃石単斜輝岩(#341\_1-1, #341\_2-2, #571\_R4-4)。

Fig. 7  $TiO_2$ - $K_2O$  correlations for amphibole cores in amphibolite (571\_R8-4) and amphibole clinopyroxenite veins in serpentinized lherzolites (#341\_1-1, #341\_2-2, #571\_R4-4) from the Ohmachi Seamount (SMT).

大町海山の角閃石は、高い $TiO_2$ 含有量で特徴づけられる( $TiO_2=0.31 \sim 1.35wt\%$ )。なかでも、試料#571\_R4-4の角閃石の $TiO_2$ 量は0.6wt%以上で、1wt%以上の角閃石も多数認められる。試料#571\_R8-4の角閃石の $K_2O$ 量は、他の試料に比べて高い( $K_2O=0.45 \sim 0.61wt\%$ )。  $TiO_2/K_2O$ 比に注目すると、試料#341\_1-1の角閃石は $TiO_2/K_2O$ 比が4以上、試料#571\_R8-4、#571\_R4-4、および#341\_2-2の角閃石は $TiO_2/K_2O$ 比が1~4である(図7)。

## 6. 蛇紋岩の性質とその起源

(1)大町海山南側半島部の西側斜面基底付近には、広く蛇紋岩が露出する。蛇紋岩の原岩タイプは、残存する初生鉱物の種類と岩石組織および鉱物の化学組成の特徴から、上部マントルに由来するレルゾライト質かんらん岩と主にかんらん石・単斜輝石からなるウェルライト~かんらん石単斜輝岩~単斜輝岩質キュムレイトの2つのタイプに識別される。

(2)上部マントルかんらん岩起源のレルゾライト質蛇紋岩には、初生的なかんらん石・斜方輝石・単斜輝石・スピネルが含まれる。この上部マントルかんらん岩は、玄武岩質マグマ成分に『やや潤渇した』レルゾライトであったと考えられる。この推定は、かんらん岩がかなりの量の斜方輝石・単斜輝石を含むこと、かんらん石・斜方輝石の $Mg\#$ が90前後であること、などによっている。また、単斜輝石の $Ti$ - $Na$ 量が大西洋中央海嶺MARK地域のかんらん岩の単斜輝石(Niida, 1997)よりもやや高いことも、『やや潤渇した』レルゾライトであったという推定を支持している。このような単斜輝石をもつかんらん岩は、肥沃なかんらん岩で特徴づけられる大陸性かんらん岩や大陸分離初頭につくられた先海洋性リフトを代表する紅



海Zabargad島( Bonnati et al., 1986; Piccard et al., 1988 )や南極B海山( Niida and Yuasa, 1995 )のかんらん岩に比べて明らかにマグマ成分に涸渇しており, 超低速の拡大速度で知られる南西インド洋海嶺( SWIR )のかんらん岩( Dick, 1989 )より先や涸渇している。一方, 大町海山の単斜輝石は, ほとんどTi-Naを含まない太平洋Hess Deep( Arai and Matsukage, 1996; Dick and Natland, 1996 )よりは明らかに高いTi-Naをもつ。伊豆 - 小笠原 - マリアナ前弧海域で採取されている蛇紋岩は, 母島海山・チャモロ海山・バックマン海山など, 著しく涸渇したかんらん岩の性質を示す( 石井ほか, 2000 )。したがって, 大町海山の蛇紋岩は, やや涸渇したかんらん岩の性質を示すが, 太平洋地域ではかなり肥沃なかんらん岩の特徴をもっている。このようなかんらん岩のセッティングを推定するならば, おそらく, 大陸縁辺部の下の上部マントルかんらん岩が最も近い候補であり, 超低速の拡大速度をもつ海域下の海洋性かんらん岩も候補となりうる。

( 3 )大町海山蛇紋岩の原岩タイプとしては, マグマ溜まり・マグマ通路でつくられたと思われるキュムレイトが多産する。このマグマのタイプや性質を解明する仕事は今後の課題である。ここでは, 蛇紋岩分布域から採取された角閃岩の角閃石およびルゾライト質蛇紋岩の中の脈状角閃石単斜輝岩の角閃石の化学組成に注目した。大町海山蛇紋岩の起源となった上部マントルに關与したマグマは何か? を考察するためである。前述したように, 大町海山の角閃石は, 高いAl<sup>IV</sup>, Na( A )および Na( M4 )で特徴づけられ, 高温・高圧タイプの角閃石( Niida and Green, 1999 )に類似する。このことは, 大町海山の角閃石が, 上部マントルかんらん岩と平衡共存可能であることを意味する。角閃石のTiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O比に注目すると, 大町海山の角閃石( #571\_R8-4, #571\_R4-4, および#341\_2-2 )は, TiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O=1~4である。大陸性のランプロアイトマグマは著しくK<sub>2</sub>Oに富み, ボニナイトや高マグネシア安山岩質マグマはTiO<sub>2</sub>に乏しいために, TiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O比は1以下である( Ozawa, 1988 )。したがって, 大町海山の角閃石は, このようなTiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O比が1以下のマグマの關与ではできそうにない。

#### 謝辞

YK0008航海では, 田中等船長をはじめとする「よこすか」乗組員, 今井義司司令をはじめとする「しんかい16500」運航チームに大変お世話になった。JAMSTEC 坂本 泉氏には航海計画立案と運航調整でお世話になった。日本海洋事業の今村 牧子・佃 薫の両名には, 潜航調査・岩石試料処理で多大な協力をいただいた。北海道大学の桑島 俊昭・野村 秀彦・池田 昌隆技官には, 岩石試料の薄片作成・EPMA分析でお世話になった。以上, 記して, 心より謝意を表する。

#### 引用文献

1) Arai, S., and Matsukage, K. (1996) : Petrology of the gabbro-troctolite peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific : implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere. Proc. ODP Sci. Results, 147 :

- College Station, TX (Ocean Drilling Program), 135-155.
- 2) Bonatti, E., Ottonello, G., and Hamlyn, P. R. (1986) : Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea : Petrology and Geochemistry. J. Geophys. Res., 91 : 559-631.
- 3) Bonatti, E., Peyve, A., Kepezhinskas, P., Kurentsova, N., Seyler, M., Skolotnev, S., and Udintsev, G. (1992) : Upper mantle heterogeneity below the Mid Atlantic Ridge, O-15 °N. J. Geophys. Res., 97 : 4461-4476.
- 4) Dick, H. J. B. (1989) : Abyssal peridotites, very slow-spreading ridges and ocean ridge magmatism. In Saunders, A. D., and Morris, M. J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ., 42 : 71-105.
- 5) Dick, H. J. B., Natland, J. H. (1996) : Late-stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise. Proc. ODP, Sci. Results, 147, 103-134.
- 6) 富士原敏也・湯浅真人・渡辺暉夫・新井田清信・西村昭・坂本 泉・石塚 治・今村牧子・佃 薫(2001)伊豆・小笠原弧, 孀婦岩構造線周辺の潜航調査 . JAMSTECしんかい研究, 18号, 71-82 .
- 7) Girardeau, J., and Francheteau, J. (1993) : Plagioclase-wehrlites and peridotites on the East Pacific Rise (Hess Deep) and the Mid-Atlantic Ridge (DSDP Site 334) : evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 115 : 137-149.
- 8) 石井輝秋・佐藤 暢・原口 悟・FRYER, P.・藤岡換太郎・BLOOMER, S・横瀬久芳(2000)伊豆 - 小笠原 - マリアナ前弧域の蛇紋岩海山産かんらん岩の岩石学的特徴 . 地学雑誌, 109, 517-530 .
- 9) Mercier, J-C. C., and Nicolas, A. (1975) : Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. Jour. Petrol., 16 434-487.
- 10) Niida, K. (1997) : Mineralogy of MARK peridotites : replacement through magma channeling examined from Hole 920D, MARK area. Proc. ODP, Sci. Results, 153, 265-275.
- 11) Niida, K., and Yuasa, M. (1995) : Peridotites from the seamount off Wilkes Land, Antarctica. Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., 8, 169-180.
- 12) Niida, K., and Green, D. H. (1999) : Stability and chemical composition of pargasitic amphiboles in MORB pyrolyte under upper mantle conditions. Contrib. Mineral. Petrol., 135, 18-40.
- 13) Nishimura, A. (1992) : Carbonate bioclasts of shallow-water origin at site 793. Proc. ODP Sci. Results, 126 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 231-234.
- 14) 西村 昭・野原昌人・臼井 朗(1997)九州・パラオ海嶺及び伊豆・小笠原弧の石灰岩試料のストロンチウム同位体層序年代 . JAMSTEC深海研究, 13, 145-153 .
- 15) Ozawa, K. (1988) : Ultramafic tectonite of the Miyamori ophiolitic complex in the Kitakami Mountains, Northeast

- Japan ; hydrous upper mantle in an island arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 159-175.
- 16) Piccardo, G. B., Messiga, B., and Vannucci, R. (1988) : The Zabargad peridotite pyroxenite association : petrological constraints on its evolution. *Tectonophys.*, 150 : 135-162.
- 17) 坂本 泉・富士原敏也・石塚 治(2001)伊豆・小笠原弧, 孀婦岩構造線地域の地形・地質的特徴 . JAMSTEC しんかい研究 ,18号 ,55-69 .
- 18) Suyehiro, K., Takahashi, N., Arie Y., Yokoi, Y., Hino, R., Shinohara, M., Kanazawa, T., Hirata, N., Tokuyama, H. and Taira, A. (1996) : Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, 272, 390-392.
- 19) Taira, A., Saito, S., Aoike, K., Morita, S., Tokuyama, H., Suyehiro, K., Takahashi, N., Shinohara, M., Kiyokawa, S., Naka, J., and Klaus, A. (1998) : Nature and growth rate of the northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation. *Island Arc*, 7, 395-407.
- 20) Takahashi, E., Uto, K. & Schilling, J.-G. (1987) : Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid Atlantic Ridge 29 °N to 73 °N., Technical Report of Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Series A, no. 9, 1-14.
- 21) Wilson, M. (1989) : *Igneous Petrogenesis : A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 1-466.
- 22) 湯浅真人・内海 茂・西村 昭・柴田 賢(1988)伊豆・小笠原弧の火山フロントに隣接する前弧側海山の K - Ar年代。講演要旨 . 火山 ,第2集 ,33 ,352-353 .
- 23) 湯浅真人・西村 昭・新井田清信・石塚 治(1999a) 先づ一つの島弧蛇紋岩海山 ,大町海山( しんかい16500 #341潜航 ). JAMSTECしんかい研究 ,14号 ,269-277 .
- 24) 湯浅真人・西村 昭・新井田清信・石塚 治(1999b) 伊豆・小笠原弧中央部 ,火山フロント近傍の第三系 - 大町海山の地質 - .月刊地球 ,23 ,107-115 .
- 25) Yuasa, M. (1985) : Sofugan Tectonic Line, a new tectonic boundary separating northern and southern parts of the Ogasawara (Bonin) Arc, northwest Pacific. In *Formation of Active Ocean Margins*. In. Edited by Nasu, N. et al., Terra Pub. Tokyo, 483-496.
- 26) Yuasa, M., Watanabe, T., Kuwajima, T., Hiramata, T. and Fujioka, K. (1992) Prehnite-pumpellyite facies metamorphism in oceanic arc basement from Site 791, in the Sumisu Rift, western Pacific. In Taylor, B. and Fujioka, K., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 126 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 185-193.

(原稿受理:平成13年8月10日)