

海洋リソスフェアの熱水変質に伴う元素移動

森 下 知 晃* 中 村 謙 太 郎** 澤 口 隆***
原 香 織**** 荒 井 章 司***** 熊 谷 英 憲**

Elemental Mobilizations during Hydrothermal Alteration of Oceanic Lithosphere

Tomoaki MORISHITA*, Kentaro NAKAMURA**, Takashi SAWAGUCHI***,
Kaori HARA****, Shoji ARAI*****,** and Hidenori KUMAGAI**

Abstract

The hydrothermal circulation of seawater in the oceanic lithosphere is an important factor controlling seawater chemistry, compositions of subducted materials returned to the mantle and microbial activity. We summarize the results of hydrothermally altered rocks taken directly from the ocean floor in terms of major and trace elements combined with petrographic descriptions. Hydrothermal circulation starts at the spreading axis where magmatic heat from a basaltic crustal formation is available (high temperature of $> 350^{\circ}\text{C}$). Low-temperature alteration ($< 150^{\circ}\text{C}$) may persist for $>$ a million of years through the ridge flanks. Due to ridge flanks occupying large regions of the seafloor, changes in chemistry, mineralogy and physical properties of the oceanic lithosphere are accompanied by geochemical fluxes that may be even larger than those at the ridge axis. Two deep drill holes, DSDP/ODP 504B and 1256D, allow an examination of downhole variations of hydrothermal alteration in basaltic rocks, and dolerite in the extrusive and sheeted dike sequence. Recent direct sampling from the ocean floor reveals that gabbros and peridotites crop out in significant amounts on the ocean floor, particularly in the slow-spreading ridges. The chemical behavior of these originally deep-seated rocks during hydrothermal circulation thus has a large impact on global mass budgets for many elements.

Previous studies on the ocean floor have been mainly conducted in the Atlantic Ocean and the Pacific Ocean. We present our results on hydrothermally altered basaltic rocks, gabbros and peridotites recovered from the Indian Ocean. Basaltic samples dredged from the first segment of the Southwest Indian Ridge near the Rodriguez Triple Junction are classified into three types—a fresh lavas, low-temperature altered rocks and high-temperature altered rocks. Petrological and geochemical features of these rocks are basically comparable to those of the basaltic rocks in DSDP/ODP Hole 504B, which suggests generalities in alteration processes and chemical exchange fluxes during hydrothermal activity across all world oceans. Gabbros and peridotites were sampled from an oceanic core complex, which was composed of tectonically exposed foot-

* 金沢大学フロンティアサイエンス機構

** (独) 海洋研究開発機構地球内部変動研究センター

*** 湘北短期大学情報メディア学科

**** 金沢大学大学院自然科学研究科

* Frontier Science Organization, Kanazawa University

** Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)

*** Department of Informatics and Media Technology, Shohoku College

**** Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University

walls of detachment faults, from the Central Indian Ridge. Less deformed serpentized and gabbros were recovered from the ridge-facing slope, whereas highly deformed schist-mylonites of a mixture of these rocks were recovered from the top of the surface (*i.e.*, detachment fault). Efficient localization of strain was probably due to the formation of secondary minerals (*e.g.*, talc, chlorite, serpentine) onto large, discrete shear zones where fluid was introduced locally. *In-situ* microanalysis of trace elements of the primary minerals and their secondary minerals revealed that selective elements, such as Rb, Sr, Ba, Pb and U, are enriched in the secondary minerals. Although oceanic core complexes are places that allow cross-sectional samplings of deep-seated rocks (*i.e.*, gabbros and peridotites) in the oceanic lithosphere, we should keep in mind the implications of the results for the normal oceanic lithosphere. To understand the nature of the oceanic lithosphere, a close linkage between the ophiolite study and a number of deep holes in the oceanic lithosphere, including a deep hole through the crust-mantle boundary, is required.

Key words : Oceanic lithosphere, hydrothermal alteration, elemental mobilization

キーワード : 海洋リソスフェア, 熱水変質, 元素移動

I. 序 論

現在の地球表層の約 70% は海洋で覆われており, 海嶺軸下では上部マントル物質と考えられているかんらん岩が部分融解し, メルトが形成され, このメルトが浅所へ移動・固化することによって新しい海洋地殻が形成される。さらに, 海洋リソスフェアは, 海洋プレートとして移動し, 海溝で地球深部へ沈み込み, その過程で上盤側のマントルウエッジに物質を供給し, 残りは地球内部へと運ばれる (例えば, Staudigel *et al.*, 1995; Kogiso *et al.*, 1997; Tatsumi and Kogiso, 1997; Kerrick and Connolly, 2001)。この海洋地殻の一連のサイクルは, 地球深部から表層へ供給された物質によって物質循環や環境の変動をもたらすばかりでなく, マントルへのリサイクルを通じてマントル化学組成の進化, 多様化に大きな影響を及ぼしていると考えられる (例えば, Hofmann and White, 1982)。マントル化学組成の多様性とその進化を定量的に考察するためには, 沈み込む海洋地殻の物理的・化学的性質を明らかにすることが不可欠である。

海洋地殻の物理的・化学的性質を知る上で, 変質作用の影響を理解することが重要である。海嶺軸下では活発な火成活動が起きており, この火成活動には熱の供給や断層系の発達に伴う。その結

果, 海洋地殻を形成している岩石に海水が浸透し, 岩石-海水反応 (= 変質作用) が進行する。また, 海洋地殻は高温の海嶺軸部からプレートの移動によって離れていき, 徐々に冷却されていく。しかし, 冷却する過程においても海水と様々な温度に対応した変成・変質・変形作用を受け, その化学組成や物性をさらに変化させていくことが知られている。この火成活動に伴う地球深部からの元素の供給と, 海洋地殻を構成している岩石と海水との反応によるエネルギー・元素移動によって, 海水の組成変化が起きる (例えば, 川幡, 1995)。その結果の 1 つとして, 海洋底のような太陽エネルギーが届かない環境においても, 熱水噴出孔付近には熱水中の溶存元素を利用した活発な生命活動場が形成されている (例えば, Corliss *et al.*, 1979; RISE Project Group, 1980; Kelley *et al.*, 2002; 高井・稲垣, 2003)。地球での初期生命発生場の地質学的背景, そこからさらに地球外生命体が存在する条件を明らかにするためにも, 海洋底での火成活動および熱水活動によるエネルギー・元素供給の素過程とその時間変動に関するより詳細な理解が求められている (例えば, Shock and Schulte, 1998)。ただし, 地球の初期生命発生を議論する際には, 地球表層の大気, 海水の組成が大きく異なると予想される太古の地球での海洋底変質作用を考慮する必要がある (例

えば, Nakamura and Kato, 2004)。また, 変質作用によって, 化学組成ばかりでなく, 海洋地殻の物性 (地震波速度, 空隙率, 浸透率, 磁性など) が変化することが知られており, これによって地震学的に決定された地球上の最も重要な境界の1つであるモホ面が時間の経過とともに“移動”している可能性も指摘されている (荒井・阿部, 2008, 本号参照)。すなわち, 変質作用の影響を正確に把握することは, 海洋地殻のリサイクルに伴う化学的影響を議論する際に重要である。

海洋地殻の物理的・化学的性質を明らかにするための最も重要なアプローチは, ドレッジやドリリングによって海洋底から直接採取された試料の研究である。現在までに, 数多くの研究成果が出されており, 海洋地殻の全容解明に向けた研究の進展に大きな貢献を果たしている (例えば, 海野, 2003; 宮下・前田, 2003)。本論ではこの海洋地殻の実体に迫るために, 海嶺軸周りで採取された岩石をもとに, 火成活動後の海洋底変成・変質作用に伴う物質変化と元素移動についてまとめる。特に, これまで研究例が少なく実体がよくわかっていなかった海洋地殻深部を構成しているはんれい岩類および蛇紋岩化したかんらん岩類の結果について詳しく紹介する。また, 筆者らが実際に研究を行っているインド洋における海洋調査の結果についても紹介する。なお, この変質作用に伴う元素移動に関しては, 同位体組成の変動が重要な情報をもたらすことは明らかであるが (例えば, Kawahata *et al.*, 1987; Snow *et al.*, 1993; Elderfield and Schultz, 1996; Decitre *et al.*, 2002; Bach *et al.*, 2003), 本論ではまず, 最も基本的な鉱物・化学組成の変化に重点を置き, 同位体に関する議論は最小限にとどめる。

II. 海洋リソスフェアを構成する 岩石-海洋底変質に関連した予備知識

本論では, 初生的に火成活動に関連して形成された岩石の二次的な変成・変質作用について議論する。そこで, これまで海洋底で採取された岩石を玄武岩類 (ドレライトを含む), はんれい岩類, “蛇紋岩化した” かんらん岩類に大きく分類して

議論する。

海嶺の中軸谷側壁やトランスフォーム断層において多量の変質岩が採取されることから, 海嶺域においてこれらの岩石類が大規模な変質・変成作用を被っていることが指摘されてきた (Melson and van Andel, 1966; Cann and Funnell, 1967; Melson *et al.*, 1968; Aumento and Loncarevic, 1969; Miyashiro *et al.*, 1971)。中央海嶺では熱水循環系が発達し, 太陽光の届かない深海底での生態系の存在が明らかになったことで (Corliss *et al.*, 1979; RISE Project Group, 1980; Edmond *et al.*, 1982), 海嶺軸部での高温領域における玄武岩と海水との反応による物質循環についての研究は, 早くから注目を集めてきた。しかしながら, 海嶺軸部だけでなく山腹部において, 広い範囲で低温の変質作用が存在していることが明らかにされてくるにつれ, 低温部での海水循環の重要性が指摘されるようになってきた (例えば, Mottl and Wheat, 1994; Wheat and Mottl, 1994; 鹿園, 1995; Von Damm, 1995)。この背景には, 海洋底の熱流量はモデル値と実測値に大きな差があり, その差は熱水活動による熱の移動を要請することがあげられる。熱流量から推定される熱水活動の領域, 規模, 期間について物質学的側面から, より定量的に検討する必要がある (例えば, Stein and Stein, 1994, 1997)。また, DSDP や ODP などによる連続コアサンプリングによって, 玄武岩質海洋地殻の鉛直方向の変化について詳細な研究がなされており (例えば, Anderson *et al.*, 1982; Alt *et al.*, 1986, 1996), 玄武岩層を超えて, 熱水活動が深部方向にどこまで, どのように起きているのかを明らかにする試みが続けられている (Dick *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2006)。

近年の海洋底調査が進むにつれて, 海嶺軸周縁においても下部地殻, 上部マントルのそれぞれを構成していたと考えられているはんれい岩類, かんらん岩類が海洋底に広く分布していることが明らかになってきている (Cannat *et al.*, 1997, Dick *et al.*, 2003)。特に, 低速拡大海域においては, 火成活動による海洋地殻形成だけでなく, 構造運動により上部マントル物質, はんれい岩類が

露出するにいたる海洋底形成 (Tucholke and Lin, 1994; Blackman *et al.*, 1998; Tucholke *et al.*, 1998; Dick *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2006) が広く起きていると考えられるようになってきた。また、これまで研究の少なかったインド洋においても最近、低速-中速拡大域に相当する中央インド洋海嶺南部海域から蛇紋岩化したかんらん岩やはんれい岩類が海洋底に露出していることが明らかにされた (Kumagai *et al.*, 2006; Takai *et al.*, 2006)。また、かんらん岩を基盤とする熱水フィールドの発見 (Mozgova *et al.*, 1999; Kelley *et al.*, 2001; Charlou *et al.*, 2002; Douville *et al.*, 2002) により、玄武岩を基盤としている熱水フィールドとの違いに注目が集まっている。このかんらん岩を基盤とする熱水系にも特異な生態系が存在している (Kelley *et al.*, 2005)。初期地球の環境を考慮すると、このようなかんらん石を多く含む岩石に関連した熱水活動が、初期生命の活動場として重要であったとの指摘もある (高井・稲垣, 2003; Sleep *et al.*, 2004; Takai *et al.*, 2004; Nealson *et al.*, 2005)。これらのことから、最近では、実際に海洋底から採取されたかんらん岩類の蛇紋岩化の詳細なプロセス、化学分析 (Bach *et al.*, 2004, 2006; Paulick *et al.*, 2006)、かんらん岩類の蛇紋岩化に伴う物性変化 (Escartín *et al.*, 1997, 2001)、元素移動についての実験 (Allen and Seyfried, 2003, 2005)、含水条件下でのかんらん石の安定条件に関する精密実験 (Melekhova *et al.*, 2006)、理論研究 (Wetzel and Shock, 2000; Schroeder *et al.*, 2002; Allen and Seyfried, 2004; Palandri and Reed, 2004) が盛んに行われている。

一方、マントルを構成している物質と推定されている蛇紋岩化を受けていない“新鮮なかんらん岩”は、海洋地域では海洋島や巨大海膨 (例えば, Grégoire *et al.*, 2000; Neumann *et al.*, 2004)、近年報告されたプチスポット (Petit spot) (Hirano *et al.*, 2006) に由来する火山岩中の捕獲岩を除けば、いまだに採取されていない。このため、蛇紋岩化する以前の一般的な海洋リソスフェアを構成しているかんらん岩の地球化学的な特

徴、特に海洋地殻上部を構成している玄武岩との成因的關係、マントル内の化学組成分布における結晶粒界の役割 (Hiraga *et al.*, 2004; Niu, 2004) などは不明なままである。海洋島や巨大海膨などの近傍で採取された海洋底かんらん岩や捕獲岩は、これらのマグマの熱的・化学的影響を受けている (例えば, Frey, 1970; Bonatti *et al.*, 1992; Neumann *et al.*, 2004)。普通の海洋底に噴出しているプチスポットマグマ中のかんらん岩捕獲岩の詳細な検討により、“一般的な海洋底マントル物質”に関する重要な情報もたらせると期待される。さらに、地球深部探査船「ちきゅう」の海洋底超深部掘削技術を用いて、一般的な海洋底を構成している“新鮮な”かんらん岩の直接採取による比較検討が必要であろう。

III. 海洋リソスフェアの変質 —従来の研究レビュー—

1) 玄武岩類

玄武岩の変成・変質については、海洋底から直接サンプル採取された当初から議論がなされてきた (例えば, Melson and van Andel, 1966; Melson *et al.*, 1968; Miyashiro *et al.*, 1971)。これらの初期の研究で明らかにされたことはおおむね、変成・変質した玄武岩岩石の変成相は、沸石相から緑色片岩相相当で、まれに角閃岩相相当に達しており (石塚・鈴木, 1995)、化学組成の点からは、 H_2O 含有量のみが増えるタイプと、 H_2O 以外の元素の含有量も大きく変動するタイプに分類された。沸石相変成作用を受けている岩石においては、沸石がネットワーク状に形成されており、この結果、 H_2O の増加とともに Na_2O の増加などが知られていた。一方、緑色片岩相相当の熱水変質を受けている岩石について、 SiO_2 、 CaO の減少、および MgO と H_2O の増加がみられることから、 Mg の貯蔵岩として重要であることが指摘された (Humphris and Thompson, 1978a)。また、微量元素組成測定により、海洋底変質では Fe 、 B 、 Li 、 Ba 、 Mn 、 Ni 、 Co の増加傾向があること、 V 、 Y 、 Zr 、 Cr の変動が少ないこと、 Ba 、 Sr の減少を伴うこと、 Cu も減少するが、

硫化物として再沈殿することなどが報告された (Humphris and Thompson, 1978b)。

海嶺軸付近の熱水活動だけでなく、海嶺軸から離れた低温環境で初生的な火成作用で形成された鉱物の分解反応とサポナイト、セラドナイト、ゲーサイト、炭酸塩鉱物などの二次的鉱物の形成を伴うような変質プロセスと元素変化について研究がなされ、海水への地球化学的インパクトについても議論されてきた (Andrews, 1980; Böhlke *et al.*, 1980; Hart and Staudigel, 1982; Staudigel and Hart, 1983; Alt and Honnorez, 1984; Staudigel *et al.*, 1995)。Alt and Honnorez (1984) では大西洋 Bermuda Rise で行われた DSDP site 417 の試料を通じて、低温熱水変質における詳細な変質二次鉱物の記載と、下記のようにステージ分けを行い、それぞれのステージでの環境の違い、元素変動について明らかにした。(1) 緑泥石、サポナイト、黄鉄鉱が局所的に形成されているが、その部分を除く塊状部分では化学変動が少なく、(2) セラドナイトやゲーサイトなどが形成されると、 K_2O 、Rb、 H_2O 、 Fe_2O_3 の増加が認められ、 CaO 、 MgO の減少が起きる。(3) 酸化した海水の循環によってスメクタイト、カリ長石、ゲーサイトが変質帯 (露出面) に形成され、 K_2O 、Rb、 H_2O 、 P_2O_5 、 Fe_2O_3 の増加、 CaO 、 MgO 、 SiO_2 (おそらく、 Al_2O_3 、 Na_2O) の減少が認められる。また、同じ条件程度で流体/岩石比が少ない状況か、すでに玄武岩と反応した海水との反応によってサポナイトに富む変質帯が形成されるが、ほとんど化学的な変化は認められない。(4) 沸石と炭酸塩鉱物が形成されることによって、 CaO 、 Na_2O 、 CO_2 、 H_2O が増加する。(5) 最終ステージとして、Mn-炭酸塩鉱物や二次的な硫化鉱物を形成する。これらのステージはしばしば重複しており、それぞれのステージの特徴を明瞭に区分することは困難な場合が多いが、変質のステージによって、元素の挙動が異なるという事実が明らかにされたことが注目される。

Staudigel and Hart (1983) は玄武岩溶岩の新鮮なガラスと変質したガラスの組成を詳細に比較することで、火山ガラスの変質に伴う元素移動

を議論した。特に K_2O 、Rb、Cs 含有量がガラスの変質に伴い大きく増加するが、K/Rb および K/Cs 比は 2 つの異なる化学組成トレンドを示し、ガラスの変質に伴うこれらの比の減少と、二次鉱物へのアルカリ元素の吸着によるこれらの比の増加が起きうることを示した。二次鉱物を作るために必要な元素として K、Si、Fe、Ca の付加が必要で、K は海水から、残りの元素は粒界のガラスの変質や斜長石の分解などに伴い移動した可能性と、より深部起源の変成作用によって変質作用を起こす流体に供給された可能性を指摘した。この 2 つの可能性は、熱水がどこまで浸透しているかという点において大きな違いがあるので注意深い検討が必要であることを意味する。Staudigel *et al.* (1995) は変質玄武岩中の U 含有量は K_2O 含有量と正の相関を示すことを指摘した。U はより酸化的環境だと U^{6+} で海水に溶解するが、より還元的な状態だと U^{4+} となって析出するため、変質の酸化還元状態によって大きく異なるためであると考えられている。実際に、より還元的な変質が起きたと考えられるサイトでは、U 濃度が高い。多くのサンプルにおいて希土類元素に関しては変質程度による変動はないが、K に富む粘土鉱物や炭酸塩鉱物を伴う低温変質の影響を強く受けているサンプルにおいて、軽希土類元素の増加がみられたため、低温での変質作用においては希土類元素の挙動に影響を与える可能性が示唆される。やはり、変質の温度条件による元素の挙動の違いが起きているといえる。

Li は 2 つの安定同位体間の大きな相対的質量差から、表層環境下で大きな同位体分別を起こし、また、適度に水に溶けやすい性質から、Li 同位体比は、変質、風化といった低温の水-岩石反応の指標として用いられている (例えば、Moriguchi and Nakamura, 1998; 西尾, 2006)。変質した玄武岩において、Li の含有量の増加とともに、 7Li が増加することが報告されており、その同位体組成は玄武岩と海水の混合によって説明され、Li 含有量の増加は二次鉱物 (粘土鉱物やスメクタイト) に含まれるためであると考えられている (Chan *et al.*, 1992)。しかしながら、変質

した玄武岩中の Li 含有量、同位体比は変質条件（おそらく温度条件）によって異なる場合も報告されている（Chan *et al.*, 1993）。Li, B の挙動については、玄武岩を用いた熱水実験によって詳細に検討されている（Seyfried *et al.*, 1984, 1998）。変質を受けていない新鮮な玄武岩を用いた実験結果では低温変質（150℃）と高温変質（375℃）ではこれらの元素の挙動は異なる（Seyfried *et al.*, 1984）。低温変質では変質鉱物中に Li, B が取り込まれることによって、これらの元素は海水から変質玄武岩に貯蔵される。一方、高温変質作用ではこれらの元素は玄武岩から海水に供給される。また、変質した玄武岩を出発物質に使った実験結果では、Li, B（および Cs, Rb）は動きやすい元素であり、実験初期に岩石から放出される Li は ^7Li が卓越し、その後、 ^6Li が急に増加することが指摘されている（Seyfried *et al.*, 1998）。これは、実験初期では、実験に使用した変質玄武岩の変質時に取り込まれた ^7Li に富む変質鉱物が、温度増加に伴い選択的に水側に移動するが、その後は初生的に Li を含む相の溶解と同位体平衡により変化するためであると考えられている。

中速拡大海域であるコスタ・リカ海嶺南方 200 km 地点（およそ 6.6 Ma 相当）における DSDP/ODP Hole 504B（以下、Hole 504B）においてシート状岩脈群まで 2111 m（274.5 m の堆積物、571.5 m の枕状-塊状の火山岩、209 m の多数の岩脈を伴う枕状や溶岩流からなる遷移帯、1045 m 以上のシート状岩脈群）のコア試料が採取されたことにより（Anderson *et al.*, 1982; Alt *et al.*, 1996）、玄武岩の変質形態および化学組成の鉛直方向変化が詳細に検討された（初期のレビューとして Alt *et al.*, 1986、全体のレビューとしては Alt *et al.*, 1996）（図 1）。

Alt *et al.* (1986) はこの Hole 504B で採取されたサンプルについて、変質程度によって海洋地殻の最上部である枕状溶岩部を上部と下部に分類した。上部はサポナイト、セラドナイト、ゲーサイトの産出で特徴づけられる低温で酸化的な変質を被っており、 H_2O とともに K, Rb, B, CO_2 の増加が認められる。一方、下部はセラドナイトや

ゲーサイトがまれで、150℃以下の低温で、かつ還元的な変質を被っていることが特徴である（図 1）。未変質玄武岩と比較したときの化学組成の変動は上部のそれと類似した特徴を示すが、その元素の変動は小さい傾向がある（図 2）。上部と下部の違いは、上部で低温の変質時に海水/岩石の割合が高く、より酸化的な状態になり、かつアルカリ元素の付加が起きたためとしている。玄武岩とドレイト岩脈が伴う遷移帯においては、岩石の破砕が顕著であり、ここで、緑泥石、アクチノ閃石、石英、緑れん石、曹長石が変質帯に形成されていることが特徴で（図 1）、300℃程度の変質を被っていると考えられている。この緑色岩相等の変成作用は海底下 1600 m まで達し、それより下部では緑泥石、曹長石の量が減少するとともに普通角閃石と Ca に富む斜長石の量が増加する（図 1）。シート状岩脈群下部では、変質温度が 400℃を超えると見積もられている（Vanko and Laverne, 1998）。なお、シート状岩脈群/はんれい岩境界に対応している可能性が指摘される地震波による地殻内速度急上昇域（従来の海洋第 2/3 層境界）は、Hole 504B の場合はシート状岩脈群の中に存在することから、ここでは、地殻内速度急上昇域（従来の海洋第 2/3 層境界）はシート状岩石の変質程度の違いによる物性境界であると解釈されている（Detrick *et al.*, 1994）。

ここで注意する点は、一本の掘削の結果が海洋底の普遍的な現象であるかどうかは慎重に検討する必要があることである。特に Hole 504B はコアの回収率も悪く、より定量的な議論を行うためにも回収率の高いコアによる鉛直方向の検討の必要性が指摘されている（Bach *et al.*, 2003）。

Gillis *et al.* (2001) は East Pacific Rise (EPR) の Hess Deep で行われた潜水艇調査の結果から、玄武岩層およびシート状岩脈群に相当する岩石について鉛直方向の変質について検討した。EPR は Hole 504B よりもより高速の拡大領域であり、また形成年代が 1.2 Ma と Hole 504B の 5.9 Ma と比較して若いことから、拡大速度と形成年代の効果も考慮した検討が可能である。Hole 504B と Hess Deep 試料の変質過程には基本的に類似

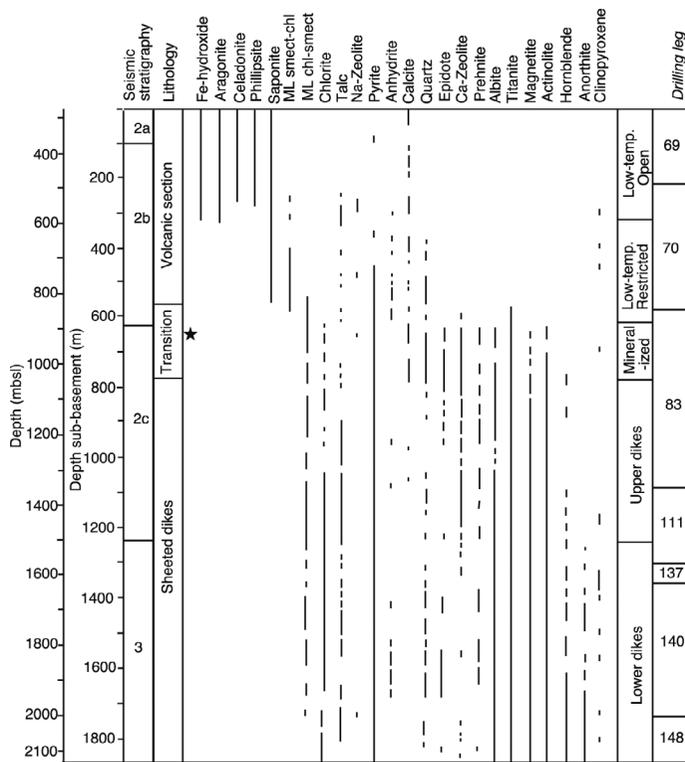


図 1 ナスカプレート, Hole 504B における玄武岩およびシート状岩脈群の二次的変質鉱物の鉛直方向変化 (Alt *et al.*, 1996).

Fig. 1 Downhole variations in secondary minerals of basaltic rocks and sheeted dike complex from Hole 504B of the Nazca Plate (Alt *et al.*, 1996).

点が多く、変質した岩石は K_2O , Rb の増加がみられる。Hole 504B では普遍的にみられる炭酸塩、沸石の形成は Hess Deep では少ない。このことから、低温での粘土鉱物の形成に伴うアルカリ元素の上昇は 100 万年以内に起き、炭酸塩-沸石の形成は 100-500 万年ぐらいの時間枠で進行すると考えられる (Burns *et al.*, 1992)。

最近、ODP Leg 206, IODP 309 および 312 航海によって、ココスプレートに属する海洋底 (拡大速度はおよそ 22 mm/year) で 15 Ma ごろの形成年代を示す地点から溶岩流、シート状岩床およびはんれい岩に至る 1507 m に及ぶコア試料が回収された (Site 1256) (Wilson *et al.*, 2006; Teagle and Wilson, 2007)。これは世界初の海洋底の

シート状岩脈群-はんれい岩境界からの試料採取である。海嶺軸から離れた場所での噴出として 284 m の溶岩層が認められ、ここから海底下 1004 m までは海嶺軸での溶岩流、1062 m より深部から岩脈が観察されるようになり、シート状岩脈群の厚さは 350 m 程度と見積もられた。Hole 504B と比較すると、シート状岩脈群の割合が少ない (Hole 504B では 1000 m 以上)。はんれい岩は海底下 1407 m で採取された。変質/変成作用に関しては、溶岩層では 150 °C 以下の変質作用が観察され、シート状岩脈群で緑色片岩相当 (250 °C 以上) に達する。海底下 1300 m では緑泥石よりもアクチノ閃石の量が多くなり、1350 m より深部では普通角閃石が出現すること

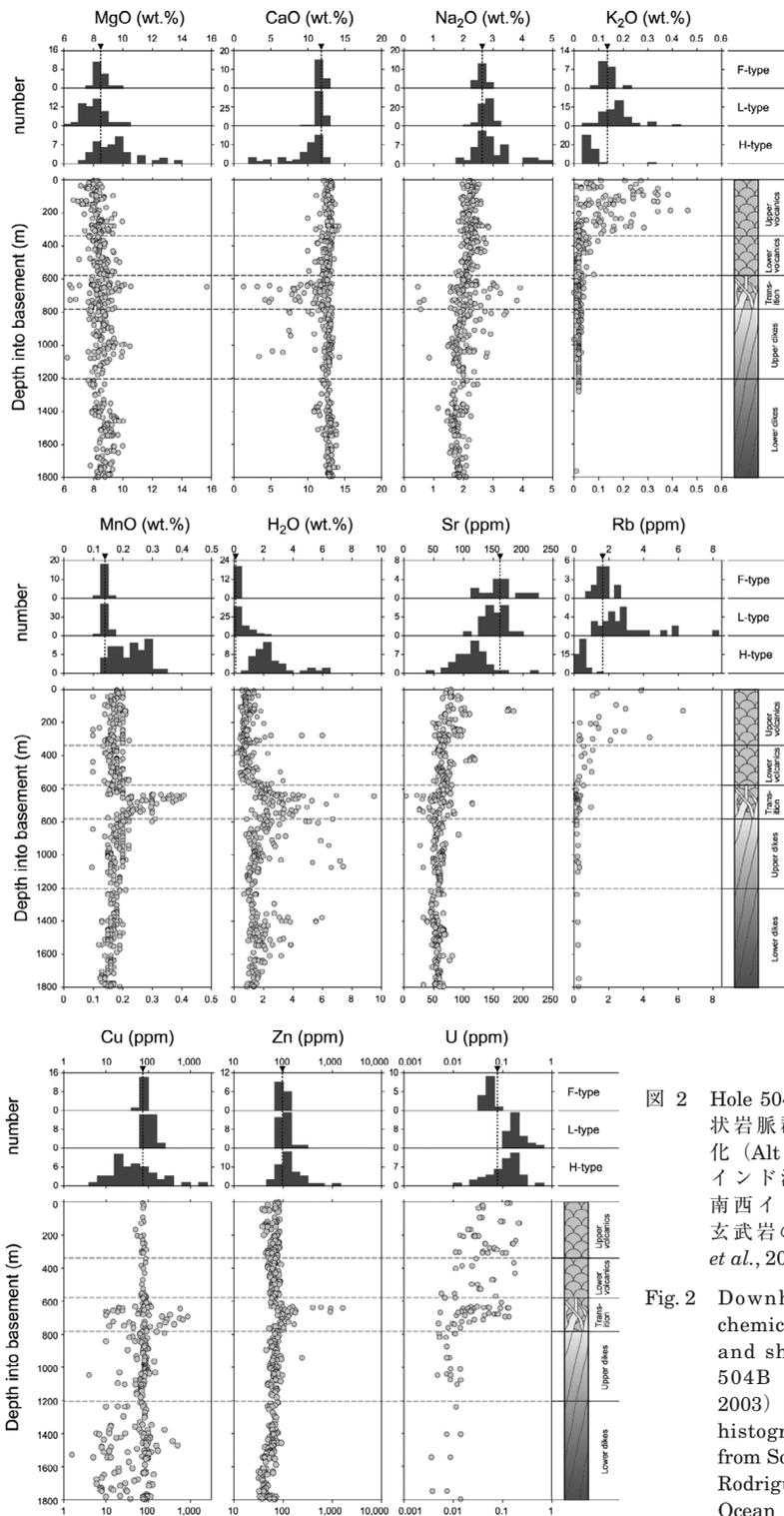


図 2 Hole 504B における玄武岩およびシート状岩脈群の全岩化学組成の鉛直方向変化 (Alt *et al.*, 1996; Bach *et al.*, 2003) とインド洋ロドリゲス三重結合点付近の南西インド洋海嶺から採取された変質玄武岩の組成ヒストグラム (Nakamura *et al.*, 2007b).

Fig. 2 Downhole variations in whole-rock chemical compositions of basaltic rocks and sheeted dike complex from Hole 504B (Alt *et al.*, 1996; Bach *et al.*, 2003) coupled with whole-rock chemical histograms of basaltic rocks recovered from Southwestern Indian Ridge near the Rodriguez Triple Junction of the Indian Ocean (Nakamura *et al.*, 2007b).

から、400°C程度の変成温度が見積もられている。海底下1348-1407 mまでの約60 mは下部のはんれい岩の接触変成作用によって再結晶化している。Hole 504Bなどで報告されているような酸化的环境から還元的環境への変化などは観察されず、酸化的な変質の分布は局所的で、熱水循環の鉛直方向変化よりも、局所的な構造要素によって変質程度が大きく異なっている。また、オフィオライトのシート状岩脈群/はんれい岩境界にしばしばみられる緑れん石岩（主に緑れん石、石英、くさび石から構成されている等粒組織を示す岩石）は採取されなかった。

Site 1256においては、第2/3層境界は海底下1450-1750 mの間に推定されている。本調査結果からは、採取されたはんれい岩地点においてはLayer 2に含まれるとしている。よって、ここでもHole 504B同様に、第2/3層境界には物質の違いではなく、空隙率、変質などの物性の違いと予想される（Wilson *et al.*, 2006）。本試料における今後の詳細な検討が期待される。

上述したように、形成されてから100万年が過ぎた海洋地殻には炭酸塩鉱物が普遍的に観察できるため、変質した海洋地殻はCO₂の重要な貯蔵岩である可能性が高い。Alt and Teagle (1999)は海洋底の炭酸塩鉱物の産状や量から、その重要性をグローバルスケールで議論している。玄武岩に伴う炭酸塩鉱物は同位体組成などから形成温度は100°C以下と見積もられ、微量元素組成は海水から直接形成されたときに予想される値よりもSr含有量が乏しく、低い⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比、高いCa/Sr比を示すことから玄武岩組成の影響を受けていると考えられている（Hart *et al.*, 1994）。

2) はんれい岩類

近年、はんれい岩や次に紹介する蛇紋岩化したかんらん岩類が露出していると期待される超低速から低速で拡大する海嶺軸（拡大速度が20 mm以下/year）、世界の中央海嶺軸の総距離約55000 km中の約20000 kmを占めていると見積もられており、海洋底深部起源岩石の熱水変質における海水への地球化学的影響は大きいと予想される（Dick *et al.*, 2003）。したがって、はんれい岩（お

よびかんらん岩）の変成・変質作用の解明は海洋底深部に流体がどこまで、どのように浸透しているかを理解する上で重要である。しかし、海洋底からこのような深部起源岩石が採取される場所というのは、断裂帯や後で紹介する海洋コアコンプレックスなどの“特異な場所”に限られていることに注意すべきである。このような場所から採取されたサンプルから解析された現象が、“普通の”海洋底深部について成り立っているかについて、慎重に議論がなされるべきである。

Miyashiro *et al.* (1971)は、大西洋で採取された変はんれい岩は緑色片岩相から角閃岩相相当に達しているものが多く、強変形岩で角閃岩相からさらにそれよりも高温相に達するものがあることを指摘した。このことは、玄武岩よりもはんれい岩の方が相対的に海洋底下部を形成しているということと調和的であると考えられた。また、全岩化学組成の変動としては、CaOが減少する場合としない場合があると報告している。SiO₂含有量は変動が大きく、SiO₂が溶出する場合もあるし、緑色片岩相では、SiO₂が岩石中に再析出する。沸石相でNa₂OがH₂Oとともに増えることを指摘している。

Talbi *et al.* (1999)は大西洋のRomancheおよびVema断裂帯から採取されたはんれい岩類について詳細に検討した。その結果、マグマ性の熱水変質から海水による低温（150°C以下）の熱水変質まで起きていることを明らかにし、変質したはんれい岩にはFeOの増加（おそらく、MgO、Clも）とSiO₂、CaO、TiO₂の減少が起きる（つまりこれらの元素は海水に供給される）と報告した。

南西インド洋海嶺のAtlantis II Fracture Zoneに沿う地形的高まりであるAtlantis Bank周辺は海洋底研究の中でも最も観察およびサンプリング密度の高い調査が行われている地点である。ドレッジ試料から多くのはんれい岩類、蛇紋岩化したかんらん岩類が採取されていることから、構造運動によって海洋底に露出した岩体であると解釈されている（Dick *et al.*, 2000）。ODPによる2回の航海によって1.5 kmのほぼ連続的はんれい

岩試料が得られており、低速拡大域における海洋底ははんれい岩の鉛直方向変化を観察することができる。このサンプルの解析からは、熱水の影響はソリダス付近の高温から沸石相まで続いて起きていることが明らかにされている (Hart *et al.*, 1999; Dick *et al.*, 2000; Natland and Dick, 2001) (図 3)。近年、大西洋の海洋コアコンプレックスである Atlantis Massif においても、IODP の 2 回の航海によって主にははんれい岩で構成されている 1415.5 m のコアサンプルが採取された (Ildefonse *et al.*, 2007)。Atlantis Massif 試料の記載岩石学的特徴は、Atlantis Bank 試料と類似点も多いが、変形程度が弱いことが指摘されている (Ildefonse *et al.*, 2007)。今後の詳細な研究および比較によって、より一般的な変質プロセスが明らかにされることが期待される。しかしながら、ここで注意が必要なのは、上述したように、これらの試料も、海洋底に存在する特殊な地形 (つまり、特殊なテクトニックセッティングで形成された) から採取されたものであり、一般的な海洋底においてその試料から読み取れる情報がどこまで成り立っているのかという点は自明ではないことである。しかしながら、このような問題があったとしても、多様性のある海洋地域 (中央海洋、背弧系、前弧など) のある特定の海洋地域から直接サンプルを採取するという事は、今後も重要である。どの海洋起源か必ずしも自明ではないオフィオライト研究と決定的に異なる点である。

Dick *et al.* (2000) は熱水活動で形成された二次鉱物を (1) グラニュライト相 (700–1000°C)–角閃岩相 (450–700°C), (2) 緑色片岩相 (250–450°C)–沸石相, (3) 低い温度 (300°C 以下) の変質 (炭酸塩鉱物, スメクタイト–緑泥石) に分類した。マグマ起源流体の影響は、グラニュライト相相当から角閃岩相当までの条件で変形岩に集中してみられることが多く、この場合、普通角閃石が多く形成されていることを指摘している。これらの岩石にみられる褐色角閃石は多くがマグマ起源であるとしている。また高温変質帯においては、普通角閃石、単斜輝石 (透輝石)、斜長石

から構成されている小脈が伴う。この比較的高温の熱水循環は海嶺軸付近でまだメルトが存在するような条件で起きていると考えられる (Natland and Dick, 2001)。ここで注意が必要なのは、高温の条件で熱水の活動があっても、普通角閃石が形成されないと熱水活動の物質的な証拠がないように見えることである (McCollom and Shock, 1998)。これはマントルかんらん岩でしばしばみられる “隠れた交代作用 (cryptic metasomatism)” (例えば、阿部・荒井 (2005) の解説を参照) と類似しており、化学組成 (特に同位体組成) だけが熱水活動の証拠として残される可能性がある。このことは、角閃石の形成量だけで流体/岩石比を議論することはできないことを意味する (McCollom and Shock, 1998)。濃緑色普通角閃石は 700 m より浅いところでは 20–25% 含まれているが、1175 m で出現しなくなる。緑色片岩相当の岩石は上部 500 m の破砕帯により発達している。300°C 以下の低温変質は、スメクタイト–緑泥石脈、炭酸塩鉱物、沸石–プレーナイト脈、部分的にゲーサイトを伴うことを特徴とし、600 m より上部でみられ、硫化鉱物も密接に伴うことから、この熱水変質はそれほど酸化的でなかったと考えられる (Natland and Dick, 2001)。コア最上部 100 m は、非常に酸化的な変質を受けていて、かんらん石が粘土鉱物とゲーサイトに置き換わっている。

Hart *et al.* (1999) は Hole 735B の上部 500 m の岩石について微量元素、同位体組成の鉛直方向変化について詳細に検討した。微量元素、同位体組成の変化から少なくともこれらの岩石類には海水との反応が大規模に起きているが、見積もられる水/岩石比が元素ごとに大きく異なっていることを指摘している。この理由として、熱水の活動ステージの重複という可能性のほかに、高温でクリスタルマッシュに海水が浸透することによって、粒間メルトや、場合によっては部分融解が起きて形成されたメルトの移動が促進されたということもあげている。

Bach *et al.* (2001) は Hole 735B で採取されたはんれい岩の下部試料 (Leg 176 で採取された

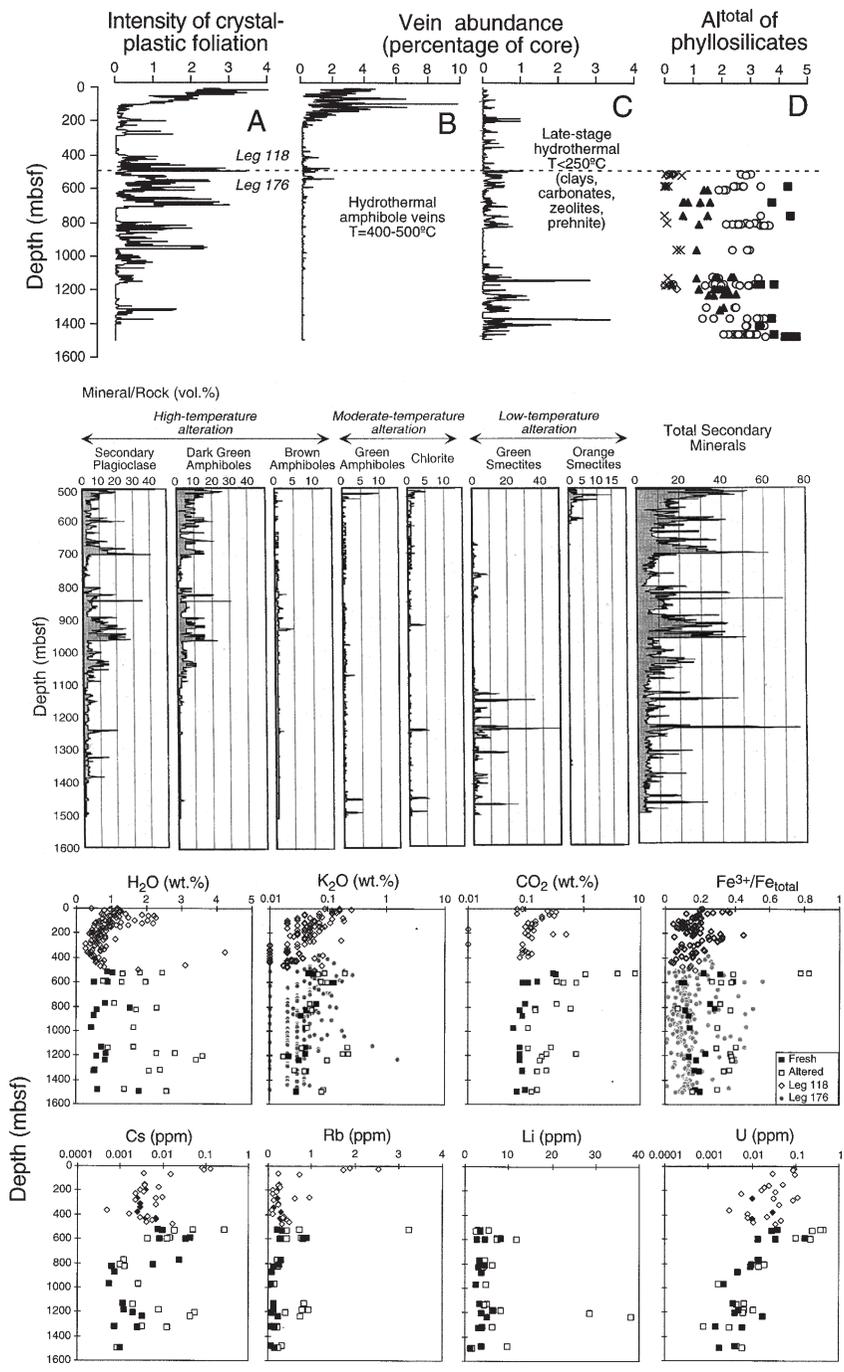


図3 南西インド洋海嶺アトランティスバンク, Hole 735Bにおけるはんれい岩類の変成・変質鉱物および全岩化学組成の鉛直方向変化 (Dick *et al.*, 2000; Bach *et al.*, 2001).

Fig. 3 Downhole variations in metamorphic (the middle panels)/altered minerals (the upper panels) and whole-rock compositions (the lower panels) of gabbros from Hole 735B, Atlantis Bank of the Southwest Indian Ridge (Dick *et al.*, 2000; Bach *et al.*, 2001).

試料)について、低温変質プロセス(250℃以下)とその際の元素移動について検討した。これは玄武岩質の岩石の同じような低温変質による元素移動との比較を行う意味で重要である。Hole 735Bは700 mより深部になると角閃石の形成が非常に限られてくるが、このような深部においても脆性破壊された部分には低温の変質帯が局所的に形成されており、この変質岩と変質を被っていない新鮮な岩石を比較した。低温変質はHole 735Bの上部500 m岩石中にもみられるが、最上部40 mの酸化変質帯に限られている。このはんれい岩の低温変質によって、アルカリ元素、 H_2O 、 CO_2 、U、P、 ^{18}O 、 ^{87}Sr が増加し、 MgO 、 CaO 、 SiO_2 がわずかに減少する。特にNa、Pの増加は、通常の玄武岩質の変質と同等の変動を示す。それに対し、他の元素は玄武岩の変質に比べて一桁影響が小さい。しかしながら、玄武岩の変質プロセスではSの供給源に、Mgは貯蔵岩として働くが、はんれい岩の場合はこれの逆で、Sの貯蔵岩、Mgの供給源となる。Mgの挙動の違いに関しては、かんらん石の変質とスメクタイトの形成が関与していると考えられる。Hole 735Bの CO_2 の増加は他の地域より高い。これは、形成年代がやや古い12 Maということを反映し、小脈、微細脈、初生鉱物の置換鉱物として炭酸塩鉱物が形成されている影響が大きいためであると考えられる。やはり、炭酸塩鉱物の形成は100万年を超えた長時間のプロセスであると考えられる。Hole 735Bの上部に産する炭酸塩鉱物に関しては、微量元素組成、同位体組成の特徴から $>150^\circ C$ で形成されたものと、 $<10^\circ C$ で形成されたものが存在し、前者はより玄武岩の影響を、後者は海水の影響を受けている(Hart *et al.*, 1994)。

角閃石は含水鉱物であり、微量元素を比較的多く含むことから、 H_2O とともに微量元素の貯蔵相として重要な鉱物である。角閃石は、幅広い温度圧力条件で形成され、またその角閃石を形成する流体としてマグマに溶存していた流体成分と海水起源の流体が考えられる。そのため、火成作用起源であるのか変成作用ステージで形成されたのかを決めることは困難であることが多い。近年、

極微小領域の微量元素分析機器の発展により、角閃石の組織や温度条件の異なるステージ(火成活動、熱水活動)ごとの角閃石の微量元素の特徴が明らかになりつつある(Cortesogno *et al.*, 2000, 2004; Coogan *et al.*, 2001)。

大西洋中央海嶺(MARK)、南西インド洋海嶺(Hole 735B)中のはんれい岩(および変質岩)に含まれている流体包有物の解析によって、流体の起源や履歴が検討されている(Kelley *et al.*, 1993; Kelley, 1996; Kelley and Früh-Green, 1999)。メルトから初期に分離された流体は CO_2 ガスに富み、よりメルトの分化が進むと、流体中の H_2O 成分が増加し、 CO_2 - H_2O ガスと CO_2 - H_2O 高塩水(brine)が不混和相として生じる。マグマ起源流体から海水起源流体への移行は $400^\circ C$ を超える温度条件で、低塩分濃度流体が岩石の破碎によって流入することで生じる。この流体によって、はんれい岩の一部は角閃岩相から緑色片岩相当の鉱物組み合わせになる。さらに、Hole 735Bのはんれい岩サンプル中の流体包有物には二酸化炭素に富むものと、メタンに富むものの2種類が存在し、前者はマグマ起源、後者ははんれい岩中のかんらん石が多い層、もしくははんれい岩より下部に位置するかんらん石の蛇紋岩化に由来する可能性が指摘されている(Kelley, 1996; Kelley and Früh-Green, 1999)。はんれい岩中のメタン含有量は少ないが、はんれい岩の量は海洋地殻の大きな部分を占めると考えられるため、その絶対量は無視できないほどに大きい可能性がある。

3) かんらん岩類

大西洋中央海嶺の断裂帯において、海洋底から蛇紋岩化したかんらん岩がドレッジされており、海洋底研究の初期から海洋底の構成要素として、蛇紋岩の意義が議論されている(例えば、Cann and Funnell, 1967; Bonatti, 1968)。海洋底から採取される“かんらん岩類”は程度の差はあるが蛇紋岩化している。しかしながら、かんらん岩の蛇紋岩化のプロセス、条件については、後述するようにいまだに不明な点が多い(例えば、Mével, 2003)。蛇紋岩が露出している海洋底において、

採取される海水組成が蛇紋岩-海水反応に期待される化学組成的特徴を持つことが報告され (Rona *et al.*, 1987, 1992; Charlou *et al.*, 1991), また, そのような特異な組成を持つ海水の存在は広域的に存在することが報告された (Charlou and Donval, 1993)。近年, 蛇紋岩化したかんらん岩を基盤とする高温熱水噴出孔 (350–400°C) (大西洋の Logatchev と Rainbow 熱水フィールド: Mozgova *et al.*, 1999; Douville *et al.*, 2002) や大西洋中央海嶺から 15 km 離れた低温熱水噴出孔 (40–90°C) (Lost City: Kelley *et al.*, 2001, 2005; Früh-Green *et al.*, 2003) が報告され, その熱水の地球化学的特徴がこれまで報告されてきた熱水フィールドの熱水の組成と異なることが明らかとなった。Wetzel and Shock (2000) では熱力学的モデルを用いて 350°C, 400°C における玄武岩-水系とかんらん岩-水系の熱水組成を検討し, それぞれの熱水組成において, SiO₂, K, H₂, 酸素分圧に関して違いがあることを明らかにした。このような熱水の組成的特徴はかんらん岩-水系で期待される熱水組成の特徴の一部を再現している。実際にかんらん岩を使用した熱水実験 (Seyfried and Dibble, 1980; Janecky and Seyfried, 1986; Allen and Seyfried, 2003, 2005) の結果からは, 温度条件, 鉱物組み合わせによって熱水の組成の経時変化 (元素の増減) が異なることが指摘されている。輝石が母岩に含まれることによって熱水に SiO₂ が供給され, それとともに SiO₂ に富む変質鉱物の形成が促進されている (Allen and Seyfried, 2003)。熱水の微量元素組成は玄武岩が基盤であっても, 蛇紋岩が基盤であっても LREE に富み Eu の正異常を示すという特徴がある (図 4) (例えば, Douville *et al.*, 2002)。この特徴もかんらん岩熱水実験によって再現されている (Allen and Seyfried, 2005)。また, Lost City 熱水フィールドなどで観察される炭酸塩チムニーの生成は熱力学的モデルを使用した蛇紋岩-水反応でも再現されている (Palandri and Reed, 2004)。これらのことは, かんらん岩が幅広い温度条件で蛇紋岩化するような熱水活動が起きている証拠である。しかしながら, 高温熱

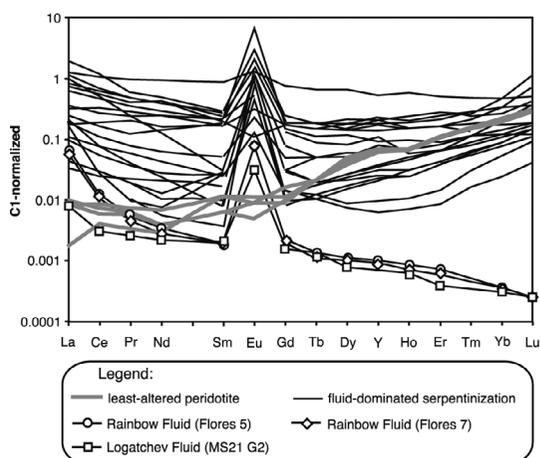


図 4 Site 1268A のかんらん岩とかんらん岩を基盤とする熱水孔の熱水組成のコンドライト規格化 REE パターンの比較 (Paulick *et al.*, 2006)。

Fig. 4 Comparison of the chondrite-normalized REE pattern of serpentinites from Hole 1268A with the composition of vent-type hydrothermal fluids sampled at Rainbow and Logatchev ultramafic-hosted hydrothermal systems (Paulick *et al.*, 2006).

水フィールドは単なる蛇紋岩化だけでは熱や物質供給を説明できず, マグマ活動に伴う物質・エネルギー供給を受けているのは明らかである (Allen and Seyfried, 2004; Marques *et al.*, 2006)。また, 低温熱水フィールドである Lost City の場合, その熱水組成を説明するために, 地球化学的なモデルからの制約では熱水サイトで直接測定されている温度よりも高温条件 (150–250°C) が必要であり, 低温での熱水組成は, 熱水の上昇過程での影響や時間変化を受けている可能性が指摘されている (Allen and Seyfried, 2004)。これは Lost City 熱水サイトに存在する炭酸塩チムニーの成因とも一致しており, 現在も活動している熱水噴出孔の炭酸塩チムニーの主要構成鉱物はアラゴナイトとブルース石で, 活動を終えたチムニーからはより低温で海水と反応してカルサイトが形成され, ブルース石の溶解が起きている。Sr 同位体比も, 活動しているチムニーの値はマグマ的な値を示すのに対し, 活動を終えたチムニーのそれ

は、海水の値と一致する (Ludwig *et al.*, 2006)。

蛇紋岩の主要構成鉱物である蛇紋石は3種の多形(アンティゴライト, クリソタイル, リザダイト)が存在するが、海洋底から採取されたサンプルにおいてアンティゴライトはまれである(例えば, Miyashiro *et al.*, 1969)。このそれぞれの蛇紋石の安定性を決める要因は温度, 流体組成, 圧力だけでなく, その形成速度論的效果も重要である (Bach *et al.*, 2004, 2006; Evans, 2004)。熱力学的には0.2 GPaで200–300°C以上でアンティゴライトが安定で, より低温でクリソタイル, リザダイトが形成される(例えば, Evans, 1977)。しかしながら, 低温でのプロセスの場合, 速度論的效果が重要で, 熱力学的に求められているモデルがどこまで適用可能であるかは慎重に検討する必要がある(例えば, Wetzel and Shock, 2000; Seyfried *et al.*, 2007)。実際に, 海洋底から採取された蛇紋岩中の蛇紋石の酸素同位体のデータから, 斜方クリソタイルで200–120°C, リザダイトで120–80°Cで, 単斜クリソタイルで80–30°Cの形成温度が見積もられている (Bonatti *et al.*, 1984)。しかしながら, かんらん岩-熱水実験によって, 300°C以上でもかんらん石からクリソタイル, リザダイトが直接形成することが確認されている (Janecky and Seyfried, 1986)。また, クリソタイルやリザダイトによって構成されている蛇紋岩の酸素同位体組成から300°Cを超える温度で蛇紋岩化が起きたことを示す例も報告されている (Agrinier *et al.*, 1995)。 $P_{total} > PH_2O$ の条件であると, 蛇紋石の安定条件が高温にシフトすると予想され(例えば, Miyashiro *et al.*, 1969; Kimball *et al.*, 1985), 蛇紋石化に伴う流体には水素やメタンが含まれることを考慮すると, この条件が成り立つことは十分に考えられるために, 蛇紋石の形成温度の推定がより困難になる (Bach *et al.*, 2004)。

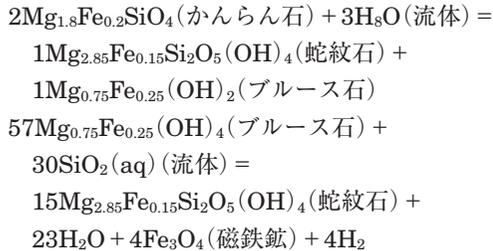
Kimball *et al.* (1985), Kimball and Gerlach (1986)は南大西洋, 南西インド洋海嶺の断裂帯から採取されたかんらん岩試料中に高温(900°C程度)の変成作用から低温(50°C以下)の変成・変質作用までであることを明らかにした。高温の変

成作用を受けたサンプルは初生的な輝石とかんらん石が, 普通角閃石, 滑石, 二次的かんらん石に置き換えられている。この高温変成時に形成された二次的鉱物のSr同位体比は, 火山岩起源流体組成の影響を受けた値を示すのに対し, より低温の変成鉱物は海水組成の影響を受けている (Kimball and Gerlach, 1986)。しかしながら, このように高温の変成作用を示すかんらん岩の報告は少ない。

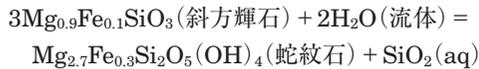
Bach *et al.* (2004, 2006)は大西洋中央海嶺15°20'N断裂帯で採取された蛇紋岩化したハルツバーガイト, ダナイトについて蛇紋岩形成プロセスについて詳細に検討した。また, 後述するように同じ試料を用いて, 地球化学的な検討もなされている (Paulick *et al.*, 2006)。試料中には2つの主要な反応経路が残されており, 350–400°C以上の温度で起きる輝石の透角閃石-滑石化と, それより後期の250°C以下の条件で起きるかんらん石の蛇紋石化である。かんらん岩の熱水実験の結果からは, 250–300°Cでは輝石の方がかんらん石より早く反応するが, 250°C以下の条件になるとかんらん石の方が早く反応するという結果が報告されている (Allen and Seyfried, 2003)。輝石の反応では, 非ストイキオメトリ的にCa, SiO₂, Fe, H₂を放出する (Allen and Seyfried, 2003)。このかんらん石よりも先に輝石が蛇紋石化した場合の流体組成は, 実際に蛇紋岩を基盤とする高温熱水フィールドであるRainbowやLogatchevの流体組成の特徴を, より低温でかんらん石の蛇紋石を伴う熱水は, 低温熱水フィールドであるLost Cityの熱水の特徴を説明することができる (Bach *et al.*, 2004)。

これらのサンプルは蛇紋石による典型的なメッシュ構造が観察され, その中心部のかんらん石だった部分はナノメートルスケールのFeに富むブルース石とリザダイトがインターグロースした組織を呈している (Bach *et al.*, 2006)。蛇紋石のメッシュ構造のリムには磁鉄鉱が観察されず, 完全に蛇紋岩化した部分にはたくさんの磁鉄鉱小脈やパッチが認められる。初期の蛇紋岩化ではMgに富む蛇紋石が形成され, 鉄は最初ブルース

石に分配され、蛇紋岩化作用は等化学的に起きる。これに対し、後期のメッシュ構造中心のかんらん石の蛇紋岩化は Fe の減少を伴う。これらの観察事実をもとに、蛇紋石化プロセスについての連続的な反応を仮定した (Bach *et al.*, 2006)。



この流体中の $\text{SiO}_2(\text{aq})$ は次の斜方輝石の蛇紋石化の反応過程で形成されたと考えた (Bach *et al.*, 2004)。



このことは、斜方輝石の乏しいダナイト中のみブルース石が観察されるという事実と整合的である。このようなステップを仮定することで、岩石の密度の減少とともに急激な磁化率の増加も説明することができる。このステップの初期蛇紋岩化の段階では流体/岩石比が低く、流体の組成はかんらん石の蛇紋石化の影響を受けているが、より後期になると、かんらん石が蛇紋石化し、流体の組成が斜方輝石の蛇紋石化による SiO_2 成分の影響を受けて、Fe に富むブルース石が蛇紋石と磁鉄鉱へと変化すると考えられる。しかしながら、蛇紋岩を母岩とする熱水の組成は変化に富み、この反応がすべての蛇紋岩化の一般的なものであるかどうかという点に関しては、今後の詳細な検討が必要である。また、2つの試料に関しては蛇紋岩化後に静的にはんれい岩と海水の反応によってはんれい岩中の輝石の分解によって生じた Si に富む流体による Si の付加を伴う滑石形成反応が起きている (Bach *et al.*, 2006; Paulick *et al.*, 2006)。

蛇紋岩中の主要構成鉱物である蛇紋石は H_2O を 10 wt.% 以上含む。また、その結果、密度などの物性も初生的かんらん岩から大きく変化する(かんらん岩の密度は約 3.3 g/cm^3 であるが、ほ

ぼ蛇紋石化した蛇紋岩の密度は約 2.5 g/cm^3 , Christensen, 1996; Escartin *et al.*, 2001)。蛇紋岩は H_2O の重要な貯蔵岩であり、蛇紋岩化したかんらん岩は、海洋プレートの重要な構成要素として、地球深部に H_2O とともに各種の元素を供給し、物質循環において大きな影響を与える(例えば, Komabayashi *et al.*, 2004; Rüpke *et al.*, 2004)。よって、この蛇紋岩化に伴う元素の挙動は地球の物質循環を考える上で重要である。

Miyashiro *et al.* (1969) は大西洋から採取されたかんらん岩について全岩分析値をもとに、その変化を検討した。その結果、全岩組成の大部分は部分融解程度の違いで説明できるが、CaO が乏しい試料に関しては、蛇紋岩化に伴い CaO が減少している可能性をあげ、一方で、試料の中でも比較的高温の変成を受けているものは、全岩組成の変動が小さいことを指摘している。実際に、オフィオライトなどの蛇紋岩化したかんらん岩などからは、蛇紋岩化に伴い CaO が減少することが報告されている (Page, 1967)。

蛇紋岩化に伴い B, U が増加することが古くから報告されている (Thompson and Melson, 1970; Seitz and Hart, 1973; Bonatti *et al.*, 1984)。Bonatti *et al.* (1984) では B 含有量が酸素同位体を使って見積もった温度の減少とともに増加することを述べ、海水から蛇紋石への B の増加がより低温環境下で起きているとした。かんらん岩の熱水実験においても、 300°C の条件では溶液中の B 含有量はわずかに増加するが、冷却過程で逆に減少することからも、蛇紋岩への B の付加は低温条件下で起きていることを示唆する (Seyfried and Dibble, 1980)。U の場合は、上述したように酸化状態 U^{6+} の状態の時には流体中に溶解するが、還元状態では U^{4+} となり流体中に溶解しないことと、蛇紋岩化のプロセスは還元的な環境を作りやすいことから、U の増加は蛇紋岩化のプロセスではなく、低温での変質作用時に起きた可能性が指摘されている (Niu, 2004)。

蛇紋岩の全岩分析値と比較的蛇紋岩化を受けていない造山帯のかんらん岩の全岩分析値の比較は, Snow and Dick (1995) や Niu (2004) によ

て検討されている。それらの結果、海洋底蛇紋岩は造山帯かんらん岩よりも H_2O が高いほかに、蛇紋岩の全岩組成を無水に換算したかんらん岩組成として比較した場合でも、 MgO が乏しく、 SiO_2 に富むことが指摘された。初生的な海洋底下のかんらん岩の組成が決まっていないという問題があるが、この化学組成的特徴は、海洋底かんらん岩の初生的な特徴ではなく、二次的に Mg が減少したためであると考えられている (Snow and Dick, 1995; Niu, 2004)。蛇紋岩化したかんらん岩の Mg 減少は、蛇紋岩化そのものではなく、変質プロセス (150°C 以下) のときの化学的変動と解釈されている。 Mg の減少にはブルース石の溶解プロセスが関与していると考えられているが、ブルース石の溶解だけでは説明できないほどの Mg 減少を示すサンプルが存在し、ブルース石の溶解以外のメカニズムが必要である。このようなサンプルはかんらん石が直接非調和溶解し、 Mg が溶脱する可能性があげられている。このようなかんらん石の非調和溶解は、蛇紋岩を基盤とする熱水の地球化学的特徴を説明する上でも議論されている (Palandri and Reed, 2004)。いくつかのサンプルでアルカリの増加がみられ、アルカリに富む粘土鉱物が存在することが、その理由の1つとしてあげられている (Snow and Dick, 1995)。Niu (2004) は流体とともに動きにくい元素であると考えられている HFS 元素と他の不適合元素の変動の相関関係から、マグマプロセス時の元素移動と、蛇紋岩化に伴う元素移動を区別することを試み、Li, Na, K, Rb, U, Sr に関して蛇紋岩化もしくは変質プロセスによって移動するとした。

Decitre *et al.* (2002) は南西インド洋海嶺で採取された蛇紋岩について、Li 含有量と Li 同位体について検討した。Li 含有量は蛇紋岩化したかんらん岩の方が、新鮮な初生的なかんらん岩よりも多い傾向がある。また、局所分析によって蛇紋石に Li が高い傾向があることが明らかになった。しかし、その値にはばらつきがあり、このばらつきは蛇紋岩化が比較的高温条件 (240–360°C) で生じた場合と、低温条件で生じた場合

とで異なるためであると解釈している。これは、玄武岩の変質による Li の挙動と類似している。Li 含有量、同位体比は小さなスケールで不均質であり、蛇紋岩化が幅広い温度条件で起きている現象であることを示している。

Paulick *et al.* (2006) は、上述で紹介した Bach *et al.* (2006) と同じ試料である大西洋中央海嶺 15°20'N 断裂帯で採取された蛇紋岩化したハルツバーガイト、ダナイトについて、初生的な鉱物のモード組成と化学組成を使い、変質前の初生的な全岩組成をサンプルごとに求め、その値と実際の測定値とを比較することで、蛇紋岩化に伴う元素移動について詳細な検討を行った。主要元素に関しては、上述の SiO_2 の付加を受け滑石が形成されている試料以外はおおむね H_2O の増加が主であるとした。ただし、蛇紋岩化の程度が高くなるに伴い磁鉄鉱量が増加するために Fe_2O_3 含有量は増加する。

微量元素成分、特に希土類元素組成に関しては試料ごとに変化がある。変質程度の弱い試料と変質程度の高い試料においても微量元素組成がほとんど変わらない場合がある。測定試料は様々な微量元素パターンを示すが、軽希土類元素の増加傾向と不適合元素である HFS 元素 (high field-strength element) の相関関係から、HFS 元素の増加とともに軽希土類元素が増加する化学トレンドと、HFS 元素の増減無しに軽希土類元素だけが増加する化学トレンドがあることを指摘した。そして、前者はメルト-マンツルの相互作用によるメルト成分の付加作用で、後者は蛇紋岩化に伴う軽希土類元素の増加であるとしたが、いくつかの試料に関してはコンドライト値で規格化した希土類元素パターンにおいて、Eu の正異常が出ている (図 4)。一般的に、かんらん岩の全岩組成が Eu の正異常を示す場合、メルト-マンツルの相互作用によって斜長石が形成されたことによって説明されることが多い (Niu, 2004)。しかしながら、この試料に関しては、斜長石の形成に伴う Eu の正異常であるならば期待される Sr の増加がみられないこと、記載岩石学的に斜長石の痕跡が見当たらないことなどから、メルト-マン

トル相互作用でなく、蛇紋岩化に伴う Eu の増加である可能性を指摘している (Niu, 2004 でも、斜長石形成の影響以外に蛇紋岩化に伴う Eu 異常が出ることは指摘している)。この場合、かんらん岩を蛇紋岩化させた流体は、蛇紋岩化を起こす前にすでに他の岩石類と反応することによって、Eu に富んだ状態であった可能性も指摘している。特に、S の増加を示す強変質試料においては、強い Eu 正異常とともに、U 字型のコンドライト値規格化希土類元素パターンを示す。この希土類元素パターンは蛇紋岩を基盤とする熱水の希土類元素パターン (Doubille *et al.*, 2002) と類似している。玄武岩-海水、かんらん岩-海水の実験結果によると、Eu は還元的环境下で、塩素に富むような流体では動きやすいことが指摘されている (Allen and Seyfried, 2005)。よって、このような Eu 正異常を示すような蛇紋岩化したかんらん岩の希土類元素パターンを形成するには、特異な熱水による軽希土類元素と Eu の選択的な付加で説明可能であり、必ずしも斜長石の存在を必要としない。特に、滑石に富む試料は、この特異な微量元素パターンを示す蛇紋岩と類似した微量元素の特徴を示し、SiO₂ に富む流体の起源とし、はんれい岩と相互作用を経た流体を仮定した上記の仮説と整合的である。Alt and Shanks (2003) は、大西洋の Kane 断裂帯から採取された蛇紋岩に関して、S 含有量、同位体比を検討し、これらのデータと熱力学的モデルから、S 含有量、S 同位体比がかんらん岩-海水の相互作用だけでは説明できず、周囲のはんれい岩との反応を起こした海水とかんらん岩の反応が必要であるという複数ステージモデルが求められると述べている。蛇紋岩化に伴う S 含有量、同位体の変動は蛇紋岩化の程度に起因する Fe²⁺ の酸化程度にも大きく依存する (Alt and Shanks, 1998)。

Lost City 熱水フィールドの炭酸塩チムニーの存在からも明らかなように、蛇紋岩化に伴う流体と海水の反応によって低温条件下で炭酸塩鉱物が形成される。実際に海洋底で採取される蛇紋岩には炭酸塩鉱物や炭酸塩鉱物脈が伴うことが多い (例えば、Bonatti *et al.*, 1974, 1980; Früh-Green

et al., 2003)。炭酸塩鉱物を含む蛇紋岩は熱力学的モデルの検討から、沈み込みに伴い地球深部 (200 km 以上) まで CO₂ を運ぶことが示唆されている (Kerrick and Connolly, 1998)。よって、この海洋底で形成される炭酸塩鉱物中の微量元素組成などを明らかにすることは重要である。

IV. インド洋 (ロドリゲス三重会合点付近) の海洋調査研究成果

海洋底岩石の変質プロセスに関する研究は、大西洋、太平洋のサンプルに集中している。これらの地域と比較すると、インド洋から得られた試料に関する研究例は少ない。海洋底の変質プロセスの一般性と特異性を明らかにするためには、全海洋域のサンプルを比較することが望ましい。

2000 年 8 月に中央インド洋海嶺の最南端部のロドリゲス三重結合点北部海域から熱水フィールドが発見され (Kairei 熱水フィールド: Hashimoto *et al.*, 2001)、その地球化学的特徴が明らかとされた (Gamo *et al.*, 2001; Gallant and Von Damm, 2006)。その後、そこから 200 km と離れていない Edmond フィールドにおいても、熱水活動が報告された (Van Dover *et al.*, 2001) (図 5)、これらの 2 つの熱水の組成的な特徴が大きく異なるため (Gallant and Von Damm, 2006)、その差を決める原因となる地質学的な背景についての理解が求められていた (Takai *et al.*, 2004)。このような背景から、この章では筆者らが行ったインド洋に位置する、中央インド洋海嶺-南東インド洋海嶺-南西インド洋海嶺の 3 つの海嶺が接合する、ロドリゲス三重会合点付近の海嶺軸周辺 (図 5) で採取された岩石に関する研究例を報告する。

1) 南西インド洋海嶺における変質玄武岩類

中村ほか (1999)、中村 (2001)、Nakamura *et al.* (2007a) は南西インド洋海嶺ロドリゲス三重会合点から西南西に約 35 km の南西インド洋海嶺中軸谷 (図 5) よりドレッジされたサンプル (Fujii *et al.*, 1995) を、変質の程度によって F-type (未変質)、L-Type (低温変質)、H-Type (高温変質) に区分した (図 6)。これらのサン

ルは、サンプル採取地点と海嶺軸からの距離から推定して、1 Ma 以内の現象であると推定される。

L-Type は、初生的な組織は多くは残されているが、サポナイト、セラドナイト、ゲーサイトなどの二次鉱物の形成で特徴づけられ (図 6)、低温変質の特徴と一致する (Alt *et al.*, 1986; Teagle *et al.*, 1996; Hunter *et al.*, 1999; Talbi and Honnorez, 2003)。未変質の F-Type と比較すると、 K_2O , Rb, U の増加で特徴づけられる。 K_2O , Rb の増加は K_2O に富むセラドナイトの形成で説明される。このようなセラドナイトによる K_2O の増加は海洋地殻最上部の低温変質作用で見られるものと同じである (例えば, Alt *et al.*, 1986) (図 2)。U を含む鉱物としては炭酸塩鉱物があげられるが (Staudigel *et al.*, 1995), 本サンプルにおいては、U と他の元素との良い相関はみられず、ゲーサイトに吸着していると考えられる (Ames *et al.*, 1983)。

H-Type はより変質の影響を強く受けており、二次鉱物としては緑泥石、アクチノ閃石、アルバイト、緑れん石、くさび石、石英、炭酸塩鉱物、硫化物が形成されており (図 6)、 $300^{\circ}C$ 以上の高温の熱水変質を示唆する。未変質の F-Type と比較すると、MnO, Zn, Cu, U の増加、 K_2O , Rb, Ba の減少が顕著で、MgO, Na_2O の増加、CaO, Cr, Co, Ni, Sr の減少が認められる (図 2)。L-Type では K_2O , Rb の増加が起きているのに対して、H-Type では逆に K_2O , Rb (および Ba) の減少が起きている。この変質玄武岩の K_2O , Rb, Ba の減少は $150^{\circ}C$ 以上の玄武岩-熱水実験からも報告されている (Mottl and Holland, 1978; Seyfried and Bischoff, 1979; James *et al.*, 2003)。MgO の増加と CaO (および Sr) の減少は、CaO に富む初生的鉱物 (単斜輝石) やガラスが Mg に富む緑泥石に置換されることで説明可能である。また、CaO に関しては Na_2O との負の相関を示すことから、Ca に富む斜長石の曹長石化の影響も受けていると考えられる。本サンプルにおいてみられる Cr, Co, Ni の減少は、かんらん石だけでなく単斜輝石、スピネルの変質によるものであると考えられる。U の増加はこの

H-Type にもみられる。従来、U の増加は低温変質に限られていると考えられていたが (例えば, Hart and Staudigel, 1982; Staudigel *et al.*, 1995), 本研究結果は、高温の熱水変質によっても U が増加することを示している。同様の結果は、上述の Hole 504B からも報告されており、高温熱水変質作用による U の増加が普遍的な現象であることが示唆される (Bach *et al.*, 2003)。U は熱水の酸化還元状態によって挙動が異なることが知られており (Staudigel *et al.*, 1995; James *et al.*, 2003), 高温変質岩中の U の濃集は、還元的な高温熱水中で 4 価に還元された U が沈殿することで起こると考えられる。Mn, Cu, Zn の増加は H-Type の特徴で、このような元素の移動は少なくとも $300^{\circ}C$ の高温流体でのみ移動可能であることが知られており (Seyfried and Mottl, 1982; Seewald and Seyfried, 1990), 鉱物学的な考察とも矛盾しない。

F-Type と L-Type の試料の多くは玄武岩であり、変質程度も低いことから、Hole 504B の溶岩層に相当すると考えられる。特に L-Type のサンプルの変質の特徴は、溶岩層の上部から得られたサンプルと類似している。また、L-Type サンプルの一部は下部層から得られたサンプルと類似した特徴も示す。一方、変質鉱物種の類似性と H-Type サンプルにはドレライト的なものが多く含まれることなどから、Hole 504B における溶岩層-岩脈群遷移帯相当の岩石と類似した特徴を示す。ただし、MgO の増加は H-Type の試料において顕著であるのに対し、Hole 504B では明瞭ではない。これは流体/岩石比と熱水の組成の違いによって説明することが可能である (Mottl, 1983)。すなわち、水の通り道となりやすい断層からドレージされた本試料は、あまり岩石との反応を起こしていない流体と高い流体/岩石比で反応したために、効果的に MgO の増加が起きたと考えられる。これは、コア試料とドレージ試料の状態の違いを反映していると思われる。

Hole 504B においては、沸石や炭酸塩鉱物が普遍的に産出するが (Anderson *et al.*, 1982; Kawahata and Furuta, 1985; Alt *et al.*, 1986,

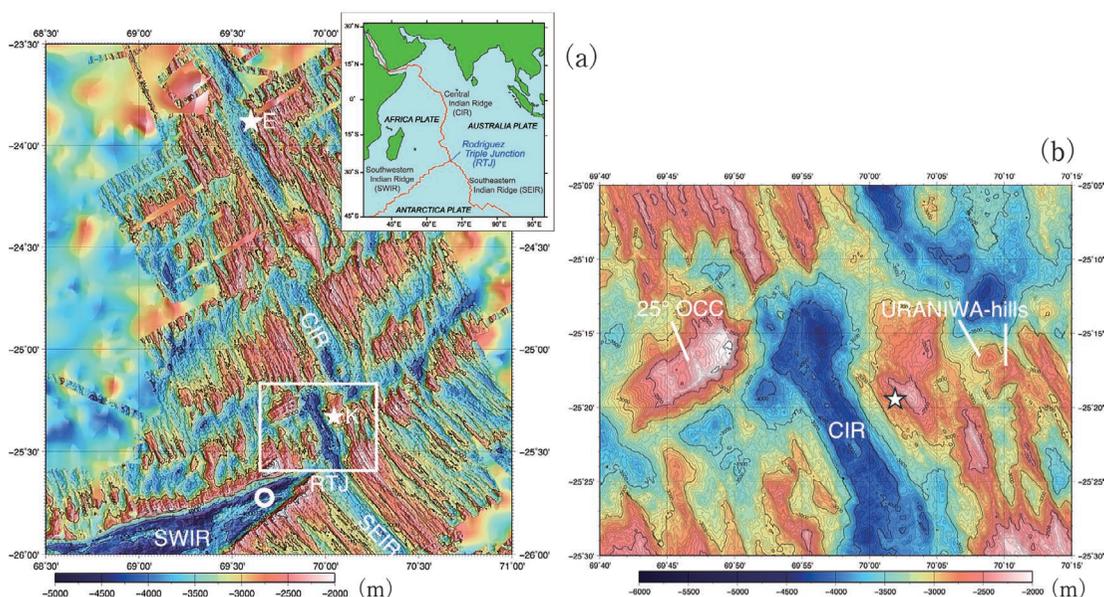


図 5 (a) インド洋ロドリゲス三重結合点付近の海底地形図と試料採取地点。Edmond (E) および Kairei (K) 熱水フィールドの場所も記した。(b) Kairei 熱水フィールド周囲の海底地形図。海底地形図は JAMSTEC による航海 KR00-05, YK01-15 および YK05-16 によるデータである。

Fig. 5 (a) Bathymetric map of the area around the Rodriguez Triple Junction of the Indian Ocean showing the location of the sampling area. Locations of Edmond (E) and Kairei (K) hydrothermal fields are also shown. (b) Detailed bathymetric map of the area around the Kairei hydrothermal field. Bathymetric map data were collected during KR00-15, YK01-15 and YK05-16 of the JAMSTEC cruises.

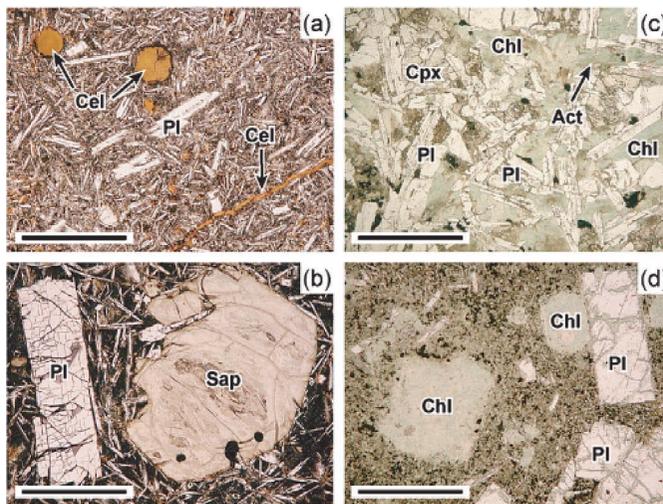


図 6 インド洋ロドリゲス三重結合点付近の南西インド洋海嶺から採取された変質玄武岩の顕微鏡写真。すべて単ニコル。スケールバーは 1 mm。(a) celadonite (Cel) が脈と気泡を埋めている L-タイプ玄武岩。(b) L-タイプ玄武岩サンプル中のかんらん石斑晶を置き換える saponite (Sap)。(c) H-タイプのドレライト。(d) H-タイプ玄武岩サンプル中のかんらん石斑晶を置き換える緑泥石。Act = アクチノ閃石, Chl = 緑泥石, Cpx = 単斜輝石, Pl = 斜長石。

Fig. 6 Photomicrographs of altered basalts recovered from the Southwest Indian Ridge near the Rodriguez Triple Junction in the Indian Ocean. See text for more details. (a) Celadonite (Cel)-filling veins and vesicles in the L-type basalt. Plane polarized light. Pl = plagioclase. (b) Saponite after olivine phenocryst in the L-type basalt. Plane polarized light. (c) H-type dolerite. (d) Chlorite after olivine phenocryst in the H-type dolerite. Act = actinolite, Chl = chlorite, Cpx = clinopyroxene, Pl = plagioclase.

1996), 本試料ではこれらの鉱物の産出はまれである。これらの鉱物は海嶺軸から離れたところで、ある程度時間が経過した海洋底の変質作用による産物であると考えられており、本試料が海嶺軸から採取されていることから、これらの鉱物の形成が少ないことと調和的である。

以上の結果より、インド洋の玄武岩質試料の変質プロセスは Hole 504B のそれと共通した特徴を有しており、Hole 504B で明らかにされた変質プロセスが海洋地殻の上部における変質作用の一般的な特徴であることを示唆する。

2) インド洋中央海嶺の水素に富む Kairei 熱水フィールドの地質学的背景—予報—

中央インド洋海嶺最南部でロドリゲス三重会合点北部に位置する地点には、上述したように比較的近接する2カ所 (Edmond, Kairei) から現在も活動している熱水フィールドが報告されている (図5)。両地域とも、基本的には海嶺軸に平行な地形的な高まりが発達しており、海嶺軸に沿った火成活動による新しい海洋地殻形成を伴う海洋底の拡大が起きたことを示唆する (Kumagai *et al.*, 2006)。実際に、両熱水フィールドからは、玄武岩 (およびドレライト) が採取された。水素に富む特異な熱水組成を示す Kairei 熱水フィールド周辺には、海嶺軸方向を横切る形で地形的な高まりが存在し、この海域において、JAMSTEC の有人潜水艇しんかい 6500 を使用した潜航調査が行われた。その結果、この地形的な高まりの海嶺軸側斜面より蛇紋岩化したかんらん岩類やはんれい岩類が多く採取された (Kumagai *et al.*, 2006; Takai *et al.*, 2006) (図7)。これまでも、本研究調査地の地形的な高まりの南西部に位置する別の地形的な高まり (Green Rock Hill) から蛇紋岩化したかんらん岩の産出が報告されていた (Hellbrand *et al.*, 2002)。本調査地域の地形的な高まり最上部からは板状構造を示す露頭が観察され、片岩からマイロナイト的な組織を示す変形岩が採取された (Kumagai *et al.*, 2006) (図7)。これらの地形的、物質的特徴は、これまで他海洋地域から報告されている海洋コアコンプレックスと類似した特徴であり、海洋底深部の岩石が構造運動

によって地表に露出した岩塊と解釈される (例えば, Tucholke *et al.*, 1998)。中央インド洋海嶺における海洋コアコンプレックスの存在は本調査によって初めて確認されたものである。以後、このコアコンプレックスを 25°S OCC, もしくは単に OCC と呼ぶ。また、この典型的な海洋コアコンプレックスと比較すると規模は小さいが、Kairei 熱水フィールド東部にも海嶺軸と直交する方向に地形的な高まりをもつ領域 (URANIWA-hills) が観察されたので、この海域においても調査を行った。その結果、URANIWA-hills からはかんらん石に富む深成岩が多く採取された (図7)。よって、水素に富むことで特徴づけられる Kairei 熱水フィールド近傍には海洋底深部起源岩石が近接して露出していることが明らかとなった (Kumagai *et al.*, 2006; Takai *et al.*, 2006)。水素に富む熱水の起源については、海洋底深部起源岩石に多く含まれているかんらん石の蛇紋石化が関連していると考えているが、詳細は現在検討中である。

コアコンプレックス海嶺側斜面から採取したかんらん岩サンプルは全体的に蛇紋岩化しており、主に蛇紋石化したかんらん石、バスタイト化した斜方輝石によって構成されている (図7, 図8a)。スピネルは不定形を呈し、また少量の単斜輝石が確認される。岩石全体に顕著な変形組織は認められない。サンプルのうち1つは、現在は主に緑泥石、アクチノ閃石で構成されている白色を呈する小脈を伴い、このサンプル中ではスピネルがしばしば斜長石の変質物であるソーシユライトに伴われることから、白色脈の源岩ははんれい岩のような岩石であると考えられる。この小脈の周囲のかんらん岩は、このはんれい岩を形成したメルトの物質的、化学的影響を受けていると考えられる。

はんれい岩類は、主に、はんれい岩、はんれいノーライトであり、不透明鉱物 (主にイルメナイト) を多く含む場合もある。いずれも程度は異なるが、褐色普通角閃石、緑色普通角閃石、アクチノ閃石、緑泥石などを伴い、緑泥石を主とする脈が観察される。しばしば局所的に変形を受けてい

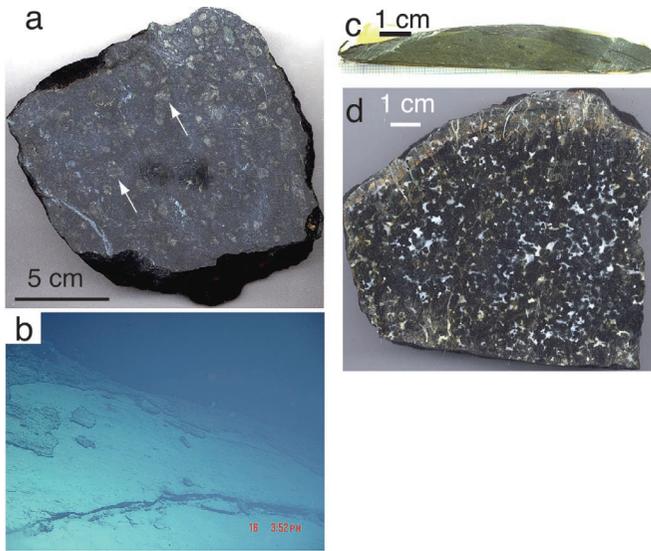


図 7 25°S 海洋コアコンプレックス (OCC) (a, c) と URANIWA-hills (d) の代表的岩石サンプルおよび OCC 上面の変形岩の産状 (b). (a) OCC から採取された蛇紋岩化しているが変形の程度が弱いかんらん岩サンプル. (c) OCC の再上面から採取された変形岩. 上部, 下部はそれぞれ緑泥石, 滑石に富む部分に分けられる. (d) URANIWA-hills で採取されたかんらん石に富むトロクトライト.

Fig. 7 Representative rock samples of 25° S Oceanic Core Complex (OCC) (a, c) and URANIWA-hills (d), and occurrence of deformed rock sheet from the top surface of the OCC (b). (a) Highly serpentinized-less deformed peridotite. Large orthopyroxene porphyroclasts (indicated by white arrows) are well observed. (c) Highly deformed rock from the top surface of the OCC. The upper and lower parts are chlorite-rich and talc-rich, respectively. (d) Olivine-rich troctolite from the URANIWA-hills.

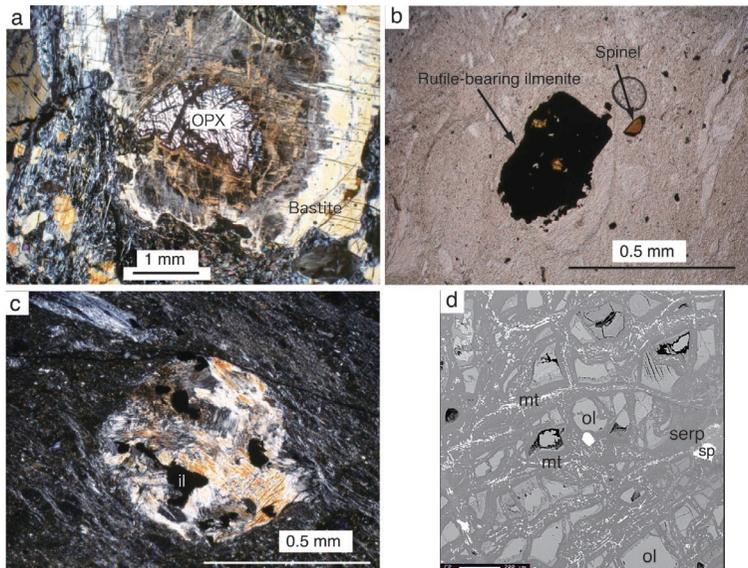


図 8 25°S 海洋コアコンプレックス (OCC) から採取されたサンプルの偏光顕微鏡写真 (a-c). (a) OCC の海嶺軸側斜面から採取された蛇紋岩化したかんらん岩中の一部バスタイト化した粗粒な斜方輝石斑状結晶. 直交ニコル. opx = 斜方輝石. (b) 海洋コアコンプレックスの上面から採取された変形岩の滑石に富む部分中のルチルを含むイルメナイトとクロムスピネルの共存. 単ニコル. (c) 同じく変形岩中の緑泥石に富む部分にみられたイルメナイト (il) を含むはなれい岩起源礫. 直交ニコル. (d) URANIWA-hills から採取されたトロクトライト中のかんらん石の反射電子像. ol = かんらん石, mt = 磁鉄鉱, serp = 蛇紋石, sp = スピネル.

Fig. 8 Photomicrographs (a-c) of rock samples collected from 25° S Oceanic Core Complex (OCC). (a) Large orthopyroxene porphyroblast partly replaced by bastite in a serpentinized peridotite from ridge-facing slope. Crossed polarized light. opx = orthopyroxene. (b) Both rutile-bearing ilmenite and chromian spinel in a talc-rich part of a deformed sample collected from the top surface of the OCC. Plane polarized light. (c) Ilmenite (il)-bearing gabbroic clast in chlorite-rich part of the deformed rock. Crossed polarized light. (d) Back-scattered electron micrograph of an olivine grain in a troctolite collected from the URANIWA-hills. ol = olivine, mt = magnetite, serp = serpentine, sp = spinel.

るが、全体としては塊状で変形の影響をほとんど受けていない。

コアコンプレックス上面の敵が発達している部分で観察された板状岩石は、カタクレサイト、片岩-マイロナイト的組織を示す。このうち、カタクレサイトは玄武岩（もしくはドレライト）起源であると思われ、主に緑泥石から構成されている。一方、片岩-カタクレサイトの組織をもつ変形岩は、肉眼観察による色の違いとそれを反映した鉱物組み合わせによって、少なくとも2層に分けられる。濃緑色を呈する層は、主に緑泥石から構成されており、イルメナイト、少量のクロムスピネルが認められる（図 8b）。また、角閃石・イルメナイトを含むはんれい岩起源と思われる礫が観察される（図 8c）。淡緑色を呈する層では、滑石を含み、アクチノ閃石、緑泥石、クロムスピネル、イルメナイト、ルチルが含まれている。角閃石・緑泥石は、変形の方向に調和的な定向配列をする。淡緑色を呈する部分にはスピネルが多く認められる。いずれにしても、この片岩-カタクレサイトには不透明鉱物の種類から、はんれい岩（イルメナイト）、蛇紋岩（クロムスピネル）起源の岩石が混在していることがわかる。

大西洋の Fifteen-Twenty 断裂帯（15°45'N）、Atlantis Massif（30°N）の海洋コアコンプレックス上面からも、本研究で採取された変形岩と類似した変形岩が採取されている（Blackman *et al.*, 2002; MacLeod *et al.*, 2002; Escartín *et al.*, 2003; Schroeder and John, 2004; Boschi *et al.*, 2006）。これらの海洋コンプレックス中の変形は非常に限られた領域（準脆性領域は 100 m 以下、脆性領域は 10 m 以下：Schroeder and John, 2004）で、300°C 以下の低温環境下で起きたことが指摘されている。また、変形岩の鉱物組み合わせ、全岩化学分析値から、はんれい岩起源のものと、かんらん岩起源のものがあることが指摘され、かんらん岩起源の試料も、微量元素組成の特徴などから、はんれい岩と海水の反応によって組成を変化させた流体と蛇紋岩の反応によって形成されたと解釈されている（Boschi *et al.*, 2006）。25°S OCC の変形岩の場合も、緑泥石が卓越する

ことから、緑色片岩相当の温度条件が想定され、この変形岩以外はほとんど強い変形の証拠が残っていないことから、この OCC 上面に変形が集中していると考えられる。今後の詳細な分析による検討が必要であるが、記載岩石学的には、25°S OCC の変形岩は、かんらん岩、はんれい岩起源の岩石が断層によって機械的に混合している可能性が考えられる。よって、現段階では上述した他地域の海洋コアコンプレックスに伴う変形岩のように、マルチステージの流体による形成過程が起きているかどうかは明らかではない。いずれにしても、はんれい岩起源、蛇紋岩起源の変形岩が存在することは重要で、これらの岩石が安定に存在しているような深部まで達する断層が生じ、その断層に沿って流体が移動し、岩石と反応することで物質が改変され、低温状態まで継続的に変形、変質の集中を受け、深部岩石が海底面に直接露出したと考えられる。この場合、現在は最終的な低温状態の情報によって、断層初期の高温時の情報が残されていない可能性が高く、実際に上部マントル条件で断層が発生したかどうかは慎重に検討する必要がある。

本地域からは花崗岩質岩石も採取されている（Nakamura *et al.*, 2007b）。このような花崗岩質岩石類は、海洋底やオフィオライトからしばしば“plagiogranite”として報告されており（例えば、Aldiss, 1981; Engel and Fisher, 1975）、その成因については現在も議論されている（例えば、Koepke *et al.*, 2004, 2005, 2007）。25°S OCC から採取された花崗岩質岩石は SiO₂ に富み、TiO₂、P₂O₅、K₂O に乏しいという特徴をもつ。また、コンドライト値規格化希土類元素パターンからはテトラド効果（Masuda *et al.*, 1987; Masuda and Akagi, 1989）が認められることから、Nakamura *et al.* (2007b) はこの花崗岩質岩石を作ったメルトは海水起源の流体との相互作用が示唆されることを指摘した。この花崗岩質岩石を形成したメルトが、MORB が分化したメルトに流体が関与したのか、初生的に海洋底を構成していた岩石に流体が関与して部分融解を起こしたメルトなのかは今後の検討課題である。しかし、いずれの

場合においても、本調査地域で花崗岩質マグマが発生するような条件において流体が関与している可能性があり、この花崗岩質岩石の詳細な検討によって、海水の到達した高温温度について制約が与えられる可能性がある。

URANIWA-hills で採取された深部起源岩石は、斜長石ダナイトを含むトロクトライト、かんらん石はんれい岩である。特にトロクトライトが多く採取された。トロクトライトの一部やダナイトサンプルは、通常のマントルかんらん岩と同等かそれ以上のかんらん石を含む（図 7）。トロクトライト中のかんらん石は蛇紋石化しており（図 8d）、かんらん石の蛇紋石化、特に蛇紋石化に伴う磁鉄鉱の形成によって、水素が発生すると考えられていることから（例えば、Moody, 1976; Frost, 1985; Janecky and Seyfried, 1986; Charlou *et al.*, 2002）、トロクトライト中のかんらん石のモード量、化学組成成分がより Fa 成分に富むことなども考慮すると、URANIWA-hills で採取された岩石類は、マントルかんらん岩と同様かそれ以上に水素の供給源となりうると考えられる。

3) かんらん岩類の蛇紋岩化・変質に伴う元素移動

かんらん岩の蛇紋岩化・変質に伴う元素の移動は知られているが、その際に初生的鉱物相からの二次的鉱物への元素移動については十分に明らかにされていない。そこで、二次的変質鉱物の局所微量元素分析の必要性が指摘されている（Bach *et al.*, 2004; Paulick *et al.*, 2006）。ここでは、上記の中央インド洋海嶺から採取された、かんらん石が蛇紋岩化したと思われる蛇紋石、および斜方輝石とそのバスタイト化した部分について、初生鉱物であるかんらん石、斜方輝石との微量元素の差を比較した。測定には金沢大学ベンチャービジネスラボ設置の LA-ICPMS を使用した。レーザーには 193 nm ArF excimer laser (GeoLas Q+) を、ICP-MS には四重極型 (Agilent 7500s) を使用した (Ishida *et al.*, 2004)。測定時のレーザー側の条件は、照射率 5 Hz、エネルギー密度 8 J/cm²、レーザー径 100 μm で行った。標準試料には NIST SRM 612 ガラスを用いた。内標準

元素組成は、金沢大学理学部設置の EPMA (JEOL JXA-8800R) を使用して測定 (加速電圧 15eV, 電流値 20 nA, プローブ径 3 μm) した Si の含有量を用いた。LA-ICPMS を用いた測定方法、データの詳細は Morishita *et al.* (2005a, b) に述べている。

初生的かんらん石は、Li が 1 ppm 程度検出されたほかは、適合元素である Cr が検出されるのみで、ほとんどの元素に関して測定限界近くかそれ以下であった。Li の含有量は Decitre *et al.* (2002) によって報告された南西インド洋海嶺から採取されたかんらん岩と同程度の含有量である。かんらん石の蛇紋岩化/変質に伴う微量元素移動に関しては、元素の付加についての情報が得られる。かんらん石の周囲の蛇紋石は、適合元素に大きな変動はみられないが、Li (3-4 ppm), Sr (1.5 ppm), Ba (0.1-0.2 ppm) が明瞭に高く、U に関して 1 点で 0.7 ppm と高い値を示した (図 9)。Li の含有量は Decitre *et al.* (2002) では、かんらん石の蛇紋石部分からは 1.3-19.5 ppm という値が報告されている。初生的斜方輝石は、適合元素および Dy より重い希土類元素、Sr (1 ppm 程度), Y, Ba (共に 1 ppm 弱程度) に関しては十分な濃度を検出することができた (図 9)。Li 含有量は 2-3 ppm で、Decitre *et al.* (2002) で報告された値 (0.2-1.3 ppm) より高い。斜方輝石周囲のバスタイト化した部分については、測定点ごとに大きなばらつきを見せる。初生的斜方輝石が残存している領域からの距離を変えて測定を行ったが、その距離に関する測定値の変動のシステムアティクスについては今後測定点、測定試料を増やす必要があるが、現段階では以下のような測定結果となった。Li は 18-74 ppm と明らかに初生的斜方輝石の含有量よりも高い値を示す。これは Decitre *et al.* (2002) らの報告した値 (1.1-17 ppm) よりもかなり高い値である。適合元素、Dy より重い希土類元素、HFS 元素については、含有量自体は増加しているが、初生的マントル値で規格化したパターンにおいて斜方輝石のパターンと一致していることから選択的な元素の移動はなかったと考えられる (図 9)。一方、Rb, Sr,

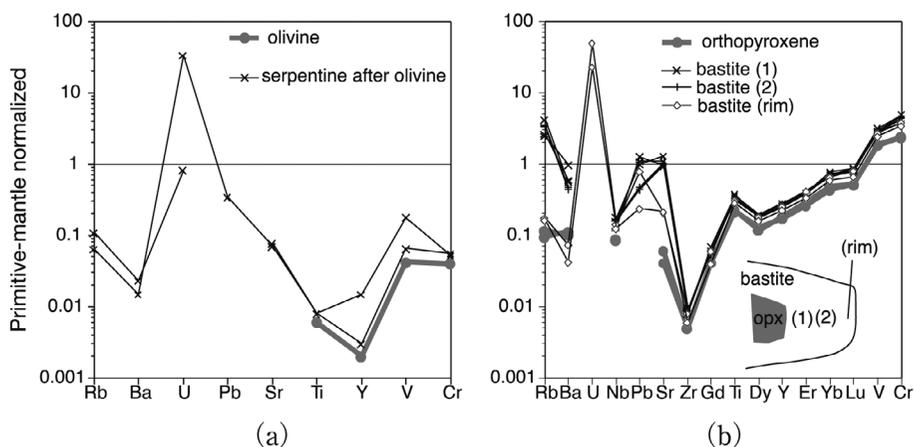


図 9 中央インド洋海嶺 25°S 海洋コアコンプレックスから採取されたかんらん岩中のかんらん石 (a) および斜方輝石と (b) それらの二次変質鉱物の始源的マンテル値規格化微量元素パターンとの比較. 始源的マンテル値は McDonough and Sun (1995) を使用.

Fig. 9 Primitive-mantle normalized trace-element patterns of olivine (a), orthopyroxene (b) and their secondary minerals in a serpentinized peridotite from 25°S oceanic core complex in the Central Indian Ridge. The primitive-mantle values are from McDonough and Sun (1995).

Ba, Pb, U に関しては測定点ごとにばらつきがあるが, Rb, Sr, Ba, Pb に関して初生的斜方輝石が残存している部分から近い測定点 (初生的には斜方輝石のマンテル部であったと思われる部分) で含有量が 10 倍以上高くなっている場合があるのに対して, U は, より初生的斜方輝石の縁辺部であったと思われる場所で含有量が高い。この部分は主要元素組成において, 主要元素の合計が斜方輝石に近接しているところよりも低く, 蛇紋岩化の後の変質の影響を受けている可能性が高く, U の増加は蛇紋岩化のプロセスに続く低温での変質作用時に起きた可能性が指摘できる。

今後, より詳細な記載岩石学的検討を加えて局所分析を行っていけば, どのステージでどの部分にどの元素が取り込まれていくかを明らかにすることが可能であり, 海洋底で起きる変質プロセスの微量元素変動の素過程を明らかにするとともに, 定量的検討を加えていく予定である。

V. まとめと今後の展望

海洋地殻を構成している物質の実体を明らかに

するために, 海洋底から採取された岩石についての変成・変質作用とそれに伴う元素移動について注目した。海嶺では火成活動に伴い玄武岩質の海洋底が形成されるが, それに引き続く熱水活動に伴い物質変化が起き, それとともに元素移動が起きる。また, この海嶺軸を離れた領域においても低温条件まで変質作用は連続的に進行していく。この海嶺軸から離れた低温環境での変質作用による物質変化, 元素移動は, 高温状態での変化と異なる場合が多く, 元素移動に関するより詳細な素過程の解明と定量的な検討が必要である。変質岩の研究には従来の熱力学による検討に加え, 特に低温領域での場合においては変質物質形成のカINETIKSの問題を無視できない。今後, 詳細な記載岩石学と微小領域の分析を組み合わせ, かつ粘土鉱物研究による元素吸着等のメカニズムを定量的に理解していく必要があると思われる。

海洋底にはこれまで考えられているよりも海洋底深部を構成していた岩石が広く露出している海域もあり (Cannat *et al.*, 1997), 少なくとも, このような海域において深部起源岩石と海水との

反応は重要である。しかしながら、現在海洋底に露出している深部起源岩石は、特殊なセッティングのために露出に至っており、このようなサンプルに対する研究が“通常の”状態の海洋底での変質過程を表しているかは注意が必要である。実際に、“通常の”海洋底の状態で、このような深部岩石への熱水の侵入経路、侵入領域、侵入方法の解明は、海洋底変質に伴う物質循環の定量的な議論をする際に必要不可欠である。従来の海洋掘削では、深部起源岩石類が露出していることが期待される領域において行われている。地球深部探査船「ちきゅう」によって、“一般的な海洋底”を構成しているかんらん岩にまで達する超深部掘削(究極の「モホール計画」)を行い、海洋リソスフェアの実体を解明することはいまだに重要な研究課題である。

海洋リソスフェアの研究において、海洋リソスフェアの一部が陸上にのしあげたオフィオライトの研究は重要であることは明らかであるが、オフィオライトは常にどのような海洋底(海嶺、背弧、前弧)からもたらされたのかという点が不明であることが多い。また、通常沈み込む海洋地殻が衝上しているということからもわかるように、オフィオライトは複数のテクトニックセッティングを経験しており、普通の海洋底の情報をどこまで有しているかに注意を払う必要がある(荒井, 1995; 上杉ほか, 2003)。しかし、ここで強調したいのは、オフィオライトには今後の海洋底掘削技術の向上があったとしても当分は到達できない深部方向の三次元構造の情報が含まれている点である。実際にオフィオライト研究からは、海洋底の直接サンプリングでは得られていない情報が得られている(例えば, Python *et al.*, 2007)。オフィオライト特有の問題を慎重に検討しながら、海洋底からの試料とオフィオライト試料を相互に理解していく必要がある。

謝 辞

中央インド洋海嶺の調査航海は、JAMSTEC 第1回横断研究開発促進アフォード採択課題「地球史におけるマントル-生命の相互作用：超マフィック岩-熱水活

動-水素-ハイバースライム} リンケージ (Ultra-H3 Linkage) の検証」および科学研究費補助金(基盤研究 A・海外学術調査・課題番号 14253003)「国際共同観測による中央海嶺研究の総合的推進」のもとに実施されたものである。荒井は学術創世研究費(19GS0211)の援助を受けた。石渡船長以下支援母船「よこすか」乗組員と今井司令以下しんかい 6500 運航チーム、および乗船研究員である沖野郷子、上嶋正人、根尾夏紀、渋谷岳造、佐藤太一、高江洲盛史、岡田 聡の各氏に大変お世話になった。石田義人、田村明弘、巻田光央の各氏には LA-ICPMS 分析の際に協力していただいた。宮下純夫氏、匿名の査読者のコメントは本稿を改善する上で有意義であった。笠原順三氏には本論文の発表の機会を与えていただいた。以上の方々に感謝いたします。

文 献

- 阿部なつ江・荒井章司(2005): かんらん岩捕獲岩の記載岩石化学的性質: 日本列島下のリソスフェリック・マントルの特徴. 岩石鉱物科学, **34**, 143-158.
- Agrinier, P., Hékinian, R., Bideau, D. and Javoy, M. (1995): O and H stable isotope compositions of oceanic crust and upper mantle rocks exposed in the Hess Deep near the Galapagos Triple Junction. *Earth and Planetary Science Letters*, **136**, 183-196.
- Aldiss, D.T. (1981): Plagiogranites from the oceanic crust and ophiolites. *Nature*, **289**, 577-579.
- Allen, D.E. and Seyfried, W.E. Jr. (2003): Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400°C, 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 1531-1542.
- Allen, D.E. and Seyfried, W.E. Jr. (2004): Serpentinization and heat generation: Constraints from Lost City and Rainbow hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 1347-1354.
- Allen, D.E. and Seyfried, W.E. Jr. (2005): REE controls ultramafic hosted MOR hydrothermal systems: An experimental study at elevated temperature and pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 675-683.
- Alt, J.C. and Honnorez, J. (1984): Alteration of the upper oceanic crust, DSDP site 417: Mineralogy and chemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**, 149-169.
- Alt, J.C. and Shanks, W.C. III (1998): Sulfur in serpentinized oceanic peridotites: Serpentinization processes and microbial sulfate reduction. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 9917-9929.
- Alt, J.C. and Shanks, W.C. III (2003): Serpentinization of abyssal peridotites from the MARK area, Mid-Atlantic Ridge: Sulfur geochemistry and reac-

- tion modeling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 641–653.
- Alt, J.C. and Teagle, A.H. (1999): The uptake of carbon during alteration of ocean crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 1527–1535.
- Alt, J.C., Honnorez, J., Laverne, C. and Emmermann, R. (1986): Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 10309–10335.
- Alt, J.C., Laverne, C., Vanko, D.A., Tartarotti, P., Teagle, D.A.H., Bach, W., Zuleger, E., Erzinger, J., Honnorez, J., Pezard, P.A., Becker, K., Salisbury, M. and Wilkens, R.H. (1996): Hydrothermal alteration of a section of upper oceanic crust in the eastern equatorial Pacific: A synthesis of results from site 504 (DSDP LEGs 69, 70 and 83, and ODP LEGs 111, 137, 140 and 148). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **148**, 417–434.
- Ames, L.L., McGrrah, J.E. and Walker, B.A. (1983): Sorption of trace constituents from the aqueous solutions onto secondary minerals, I, Uranium. *Clays and Clay Minerals*, **31**, 321–334.
- Anderson, R.N., Honnorez, J., Becker, K., Adamson, A.C., Alt, J.C., Emmermann, R., Kempton, P.D., Kinoshita, H., Laverne, C., Mottl, M.J. and Newmark, R.L. (1982): DSDP Hole 504B, the first reference section over 1 km through Layer 2 of the oceanic crust. *Nature*, **300**, 589–594.
- Andrews, A.J. (1980): Saponite and celadonite in Layer 2 basalts, OSDP Leg 37. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, 323–340.
- 荒井章司 (1995): 海洋リソフェアとオフィオライト: 類似点と相違点. *地学雑誌*, **104**, 361–380.
- 荒井章司・阿部なつ江 (2008): モホの岩石学的実体を探る—21世紀モホールを目指して—. *地学雑誌*, **117**, 110–123.
- Aumento, F. and Loncarevic, B.D. (1969): The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. III. Bald Mountain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**, 11–23.
- Bach, W., Alt, J.C., Niu, Y., Humphris, S.E., Erzinger, J. and Dick, H.J.B. (2001): The geochemical consequences of late-stage low-grade alteration of lower ocean crust at the SW Indian Ridge: Results from ODP Hole 735B (Leg 176). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 3267–3287.
- Bach, W., Peucker-Ehrenbrink, B., Hart, S.R. and Blusztajn, J.S. (2003): Geochemistry of hydrothermally altered oceanic crust: DSDP/ODP Hole 504B-implications for seawater-crust exchange budgets and Sr- and Pb-isotopic evolution of the mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**, 8904, doi:10.1029/2002GC00419.
- Bach, W., Garrido, C.J., Paulick, H., Harvey, J. and Rosner, M. (2004): Seawater-peridotite interactions: First insights from ODP Leg 209, MAR 15°N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, Q09F26, doi:10.1029/2004GC000744.
- Bach, W., Paulick, H., Garrido, C.J., Ildefonse, B., Meurer, W.P. and Humphris, S.E. (2006): Unraveling the sequence of serpentinization reactions: Petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophysical Research Letters*, **33**, doi:10.1029/2006GL025681.
- Blackman, D.K., Cann, J.R., Janssen, B. and Smith, D.K. (1998): Origin of extensional core complexes: Evidence from Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 21315–21333.
- Blackman, D.K., Karson, J.A., Kelley, D.S., Cann, J.R., Früh-Green, G.L., Gee, J.S., Hurst, S.D., John, B.E., Morgan, J., Noonan, S.L., Ross, D.K., Schroeder, T.J. and Williams, E.A. (2002): Geology of the Atlantis Massif (Mid-Atlantic Ridge, 30°N): Implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. *Marine Geophysical Researches*, **23**, 443–469.
- Böhlke, J.K., Honnorez, J. and Honnorez-Guerstein, B.-M. (1980): Alteration of basalts from Site 396B, DSDP: Petrographic and mineralogical studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, 341–364.
- Bonatti, E. (1968): Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **219**, 363–364.
- Bonatti, E., Emiliani, C., Gerrara, G., Honnorez, J. and Rydell, H. (1974): Ultramafic-carbonate breccias from the Equatorial Mid Atlantic Ridge. *Marine Geology*, **16**, 83–102.
- Bonatti, E., Lawrence, J.R., Hamlyn, P.R. and Breger, D. (1980): Aragonite from deep sea ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**, 1207–1214.
- Bonatti, E., Lawrence, J.R. and Morandi, N. (1984): Serpentinization of oceanic peridotites: Temperature dependence of mineralogy and boron content. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**, 88–94.
- Bonatti, E., Peyve, A., Kepezhinskas, P., Kurentsova, N., Seyler, M., Skolotnev, S. and Udintsev, G. (1992): Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0°–15°N. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 4461–4476.
- Boschi, C., Früh-Green, G.L., Delacour, A., Karson, J.A. and Kelley, D.S. (2006): Mass transfer and fluid flow during detachment faulting and development of an oceanic core complex, Atlantis Massif (MAR 30°N). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **7**, Q01004, doi:10.1029/2005GC001074.
- Burns, S.J., Baker, P.A. and Elderfield, H. (1992): Timing of carbonate mineral precipitation and fluid flow in sea-floor basalts, northwest Indian Ocean. *Geology*, **20**, 255–258.
- Cann, J.R. and Funnell, B.M. (1967): Palmer Ridge: A section through the upper part of the ocean

- crust? *Nature*, **18**, 661–664.
- Cannat, M., Lagabrielle, Y., Bougault, H., Casey, J., de Coutures, N., Dmitriev, L. and Fouquet, Y. (1997): Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: Geological mapping in the 15°N region. *Tectonophysics*, **279**, 193–213.
- Chan, L.H., Edmond, J.M., Thompson, G. and Gillis, K. (1992): Lithium isotopic composition of submarine basalts: Implications for the lithium cycle in the ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **108**, 151–160.
- Chan, L.H., Edmond, J.M. and Thompson, G. (1993): A lithium isotope study of hot springs and metabasalts from mid-ocean ridge hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 9653–9659.
- Charlou, J.L. and Donval, J.P. (1993): Hydrothermal methane venting between 12°N and 26°N along the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 9625–9642.
- Charlou, J.L., Bougault, H., Appriou, P., Nelsen, T. and Rona, P. (1991): Different TDM/CH₄ hydrothermal plume signatures: TAG site at 26°N and serpentinized ultrabasic diapir at 15°05'N on the Mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, 3209–3222.
- Charlou, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Jean-Baptiste, and Holm, N. (2002): Geochemistry of high H₂ and CH₄ vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36°14'N, MAR). *Chemical Geology*, **191**, 345–359.
- Christensen, N.I. (1996): Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 3139–3156.
- Coogan, L.A., Wilson, R.N., Gills, K.M. and MacLeod, C.J. (2001): Near-solidus evolution of oceanic gabbros: Insights from amphibole geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 4339–4357.
- Corliss, J.B., Dymond, J., Gordon, L.I., Edmond, J.M., von Herzen, R.P., Ballard, R.D., Green, K., Williams, D., Bainbridge, A., Crane, K. and van Andel, T.H. (1979): Submarine thermal springs on the Galápagos Rift. *Science*, **203**, 1073–1083.
- Cortesogno, L., Gaggero, L. and Zanetti, A. (2000): Rare earth and trace elements in igneous and high temperature metamorphic minerals of oceanic gabbros (MARK area, Mid-Atlantic Ridge). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **139**, 373–393.
- Cortesogno, L., Gaggero, L. and Zanetti, A. (2004): Rare earth and trace elements in amphiboles of oceanic gabbros (MARK area, Mid-Atlantic Ridge) at medium- to low-temperature seafloor alteration. *Ophioliti*, **29**, 107–123.
- Dectre, S., Deloule, E., Reisberg, L., James, R., Agrinier, P. and Mével, C. (2002): Behavior of Li and its isotopes during serpentinization of oceanic peridotites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **3**, 1007, doi:10.1029/2001GC000178.
- Detrick, R., Collins, J., Stephen, R. and Swift, S. (1994): In situ evidence for the nature of the seismic layer 2/3 boundary in oceanic crust. *Nature*, **370**, 288–290.
- Dick, H.J.B., Natland, J.H., Alt, J.C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J.S., Haggas, S., Hertogen, J.G.H., Hirth, G., Holm, P.M., Ildefonse, B., Iturrino, G.J., John, B.E., Kelley, D.S., Kikawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P.J., Maeda, J., Meyer, P.S., Miller, D.J., Naslund, H.R., Niu, Y., Robinson, P.T., Show, J., Stephen, R.A., Trimby, P.W., Worm, H. and Yoshinobu, A. (2000): A long in situ section of the lower oceanic crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 31–51.
- Dick, H.J.B., Lin, J. and Schouten, H. (2003): An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, **426**, 405–412.
- Douville, E., Charlou, J.L., Oelkers, E.H., Biennu, P., Jove Colon, C.F., Donval, J.P., Fouquet, Y., Prieur, D. and Appriou, P. (2002): The rainbow vent fluids (36°14'N, MAR): The influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, **184**, 37–48.
- Edmond, J.M., von Damm, K.L., McDuff, R.E. and Measures, C.I. (1982): Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, **297**, 187–191.
- Elderfield, H. and Schultz, A. (1996): Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**, 191–224.
- Engel, C.G. and Fischer, R.L. (1975): Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, **24**, 1553–1578.
- Escartín, J., Hirth, G. and Evans, B. (1997): Nondilatant brittle deformation of serpentinites: Implications for Mohr-Coulomb theory and the strength of faults. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 2897–2913.
- Escartín, J., Hirth, G. and Evans, B. (2001): Strength of slightly serpentinized peridotites: Implications for the tectonics of oceanic lithosphere. *Geology*, **29**, 1023–1026.
- Escartín, J., Mével, C., MacLeod, C.J. and McCaig, A.M. (2003): Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45'N. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**, 1067, doi:10.1029/2002GC000472.
- Evans, B.W. (1977): Metamorphisms of alpine peridotite and serpentinite. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **5**, 398–447.
- Evans, B.W. (2004): The serpentinite multisystem revisited: Chrysotile is metastable. in *Serpentine*

- and Serpentinite: Mineralogy, Petrology, Geochemistry, Ecology, Geophysics, and Tectonics — A Tribute to Robert G. Coleman edited by Ernst, W.G., Geological Society of America, Bellwether Publication, 5–32.
- Frey, F.A. (1970): Rare earth and potassium abundances in St. Paul's rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **7**, 351–360.
- Frost, B.R. (1985): On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite. *Journal of Petrology*, **26**, 31–63.
- Früh-Green, G.L., Kelley, D.S., Bernasconi, S.M., Karson, J.A., Ludwig, K.A., Butterfield, D.A., Boschi, C. and Proskurowski, G. (2003): 30,000 years of hydrothermal activity at the Lost City Vent Field. *Science*, **301**, 495–498.
- Fujii, T., Yamashita, S., Ishii, T., Tainosho, Y., Langmuir, C.H., Nakada, S., Matsumoto, S., Harada, Y., Takahashi, N. and Hirose, K. (1995): Petrological sampling at the Rodriguez Triple Junction in the Indian Ocean. in *Rodriguez Triple Junction Expedition in the Indian Ocean* edited by Tamaki, K. and Fujimoto, H., Ocean Research Institute, University of Tokyo, 68–87.
- Gallant, R.M. and Von Damm, K.L. (2006): Geochemical controls on hydrothermal fluids from the Kairei and Edmond Vent Fields, 23°–25°S, Central Indian Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **7**, Q06018, doi:10.1029/2005GC001067.
- Gamo, T., Chiba, H., Yamanaka, T., Okudaira, T., Hashimoto, J., Tsuchida, S., Ishibashi, J., Kataoka, S., Tsunogai, U., Okamura, K., Sano, Y. and Shinjo, R. (2001): Chemical characteristics of newly discovered black smoker fluids and associated hydrothermal plumes at the Rodriguez Triple Junction, Central Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**, 371–379.
- Gillis, K.M., Muehlenbachs, K., Stewart, M., Gleeson, T. and Karson, J. (2001): Fluid flow patterns in fast spreading East Pacific Rise crust exposed at Hess Deep. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 26311–26329.
- Grégoire, M., Moine, B.N., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y. and Giret, A. (2000): Mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology*, **41**, 477–509.
- Hart, S.R. and Staudigel, H. (1982): The control of alkalis and uranium in seawater by ocean crust alteration. *Earth and Planetary Science Letters*, **58**, 202–212.
- Hart, S.R., Blusztajn, J., Dick, H.J.B. and Lawrence, J.R. (1994): Fluid circulation in the oceanic crust: Contrast between volcanic and plutonic regimes. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 3163–3173.
- Hart, S.R., Blusztajn, J., Dick, H.J.B., Meyer, P. and Muehlenbachs, K. (1999): The fingerprint of seawater circulation in an 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 4059–4080.
- Hashimoto, J., Ohta, S., Gamo, T., Chiba, H., Yamaguchi, S., Tsuchida, S., Okudaira, T., Watabe, H., Yamanaka, T. and Kitazawa, M. (2001): First hydrothermal vent communities from the Indian Ocean discovered. *Zoological Science*, **18**, 717–721.
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Hoppe, P. and Hofmann, A.W. (2002): Garnet-field melting and late-stage referertilization in 'residual' abyssal peridotites from the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology*, **43**, 2305–2338.
- Hiraga, T., Anderson, I.M. and Kohlstedt, D.L. (2004): Grain boundaries as reservoirs of incompatible elements in the Earth's mantle. *Nature*, **427**, 699–703.
- Hirano, N., Takahashi, E., Yamamoto, J., Abe, N., Ingle, S.P., Kaneoka, I., Hirata, T., Kimura, J., Ishii, T., Ogawa, Y., Machida, S. and Suyehiro, K. (2006): Volcanism in response to plate flexure. *Science*, **313**, 1426–1428.
- Hofmann, A.W. and White, W.M. (1982): Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**, 421–436.
- Humphris, S.E. and Thompson, G. (1978a): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 107–125.
- Humphris, S.E. and Thompson, G. (1978b): Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 127–136.
- Hunter, A.G., Kempton, P.D. and Greenwood, P. (1999): Low-temperature fluid-rock interaction: An isotopic and mineralogical perspective of upper crustal evolution, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (JdFR), ODP Leg 168. *Chemical Geology*, **155**, 3–28.
- Ildelfonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J. and Integrated Ocean Drilling Program Expeditions 304/305 Science Party (2007): Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges. *Geology*, **35**, 623–626.
- Ishida, Y., Morishita, T., Arai, S. and Shirasaka, M. (2004): Simultaneous in situ multi-element analysis of minerals on thin section using LA-ICP-MS. *The Science Reports of Kanazawa University*, **48**, 31–42.
- 石塚英男・鈴木里子 (1995): オフィオライト変成作用と海洋底変成作用. *地学雑誌*, **104**, 350–360.
- James, R.H., Allen, D.E. and Seyfried, W.E. Jr. (2003): An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperature (51 to 350°C): Insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**,

- 681-691.
- Janecky, D.R. and Seyfried, W.E. Jr. (1986): Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: Experimental investigation of mineralogy and major element chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**, 1357-1378.
- 川幡穂高 (1995): 海嶺拡大軸とオフィオライトにみられる熱水循環系. 地学雑誌, **104**, 449-467.
- Kawahata, H. and Furuta, T. (1985): Sub-sea-floor hydrothermal alteration in the Galápagos spreading center. *Chemical Geology*, **49**, 259-274.
- Kawahata, H., Kusakabe, M. and Kikuchi, Y. (1987): Strontium, oxygen, and hydrogen isotope geochemistry of hydrothermally altered and weathered rocks in DSDP Hole 504B, Costa Rica Rift. *Earth and Planetary Science Letters*, **85**, 343-355.
- Kelley, D.S. (1996): Methane-rich fluids in the oceanic crust. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 2943-2962.
- Kelley, D.S. and Früh-Green, G.L. (1999): Abiogenic methane in deep-seated mid-ocean ridge environments: Insights from stable isotope analyses. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 10439-10460.
- Kelley, D.S., Gillis, K.M. and Thompson, G. (1993): Fluid evolution in submarine magma-hydrothermal systems at the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 19579-19596.
- Kelley, D.S., Karson, J.A., Blackman, D.K., Früh-Green, G.L., Butterfield, D.A., Lilley, M.D., Olson, E.J., Schrenk, M.O., Roe, K.K., Lebon, G.T., Rivizzigno, P. and the AT3-60 Shipboard Party (2001): An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30°N. *Nature*, **412**, 145-149.
- Kelly, D.S., Baross, J.A. and Delaney, J.R. (2002): Volcanoes, fluids, and life at mid-ocean ridge spreading centers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **30**, 385-491.
- Kelley, D.S., Karson, J.A., Früh-Green, G.L., Yoerger, D.R., Shank, T.M., Butterfield, D.A., Hayes, J.M., Schrenk, M.O., Olson, E.J., Proskurowski, G., Jakuba, M., Bradley, A., Larson, B., Ludwig, K., Glickson, D., Buckman, K., Bradley, A.S., Branzelton, W.J., Roe, K., Elend, M.J., Delacour, A., Bernasconi, S.M., Lilley, M.D., Baross, J.A., Summons, E. and Sylva, S.P. (2005): A serpentinite-hosted ecosystem: The Lost City Hydrothermal Field. *Science*, **307**, 1429-1434.
- Kerrick, D.M. and Connolly, J.A.D. (1998): Subduction of ophicarbonates and recycling of CO₂ and H₂O. *Geology*, **26**, 375-378.
- Kerrick, D.M. and Connolly, J.A.D. (2001): Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: Implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, **189**, 19-29.
- Kimball, K.L. and Gerlach, D.C. (1986): Sr isotopic constraints on hydrothermal alteration of ultramafic rocks in two oceanic fracture zones from the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **78**, 177-188.
- Kimball, K.L., Spear, F.S. and Dick, H.J.B. (1985): High temperature alteration of abyssal ultramafic from Islas Orcadas Fracture Zone, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**, 307-320.
- Koepke, J., Feig, S.T., Snow, J. and Freise, M. (2004): Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: An experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**, 414-432.
- Koepke, J., Feig, S. and Snow, J. (2005): Hydrous partial melting within the lower oceanic crust. *Terra Nova*, **17**, 286-291.
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S.T. and Holtz, F. (2007): The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **153**, 67-84.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y. and Nakano, S. (1997): Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of oceanic island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 193-205.
- Komabayashi, T., Omori, S. and Maruyama, S. (2004): Petrogenetic grid in the system MgO-SiO₂-H₂O up to 30 GPa, 1600°C: Applications to hydrous peridotite subducting into the Earth's deep interior. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B03206, doi:10.1029/2003JB002651.
- Kumagai, H., Okino, K., Joshima, M., Morishita, T., Nakamura, K., Neo, N., Okada, S., Sato, T., Sawaguchi, T., Shibuya, T., Takaesu, M. and Takai, K. (2006): A field-work approach to investigate UltraH3-linkage hypothesis at two distinct hydrothermal fields, Indian Ocean. *Western Pacific Geophysical Meeting, Beijing, China*.
- Ludwig, K.A., Kelley, D.S., Butterfield, D.A., Nelson, B.K. and Früh-Green, G. (2006): Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 3625-3645.
- MacLeod, C.J., Escartín, J., Banerji, D., Banks, G.J., Gleeson, M., Irving, D.H.B., Lilly, R.M., McCaig, A.M., Niu, Y., Allerton, S. and Smith, D.K. (2002): Direct geological evidence for oceanic detachment faulting: The Mid-Atlantic Ridge, 15°45'N. *Geology*, **30**, 879-882.
- Marques, A.F.A., Barriga, F., Chavagnac, V. and Fouquet, Y. (2006): Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. *Mineralium Deposita*, **41**, 52-67.
- Masuda, A. and Akagi, T. (1989): Lanthanide tetrad effect observed in leucogranites from China. *Geo-*

- chemical Journal*, **23**, 245–253.
- Masuda, A., Kawakami, O., Dohmoto, Y. and Takenaka, T. (1987): Lanthanide tetrad effects in nature: Two mutually opposite types, W and M. *Geochemical Journal*, **21**, 119–124.
- McCullom, T.M. and Shock, E.L. (1998): Fluid-rock interactions in the lower oceanic crust: Thermodynamic models of hydrothermal alteration. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 547–575.
- McDonough, W.F. and Sun, S.-S. (1995): The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223–253.
- Melekhova, E., Schmidt, M.W., Ulmer, P. and Guggenbühl, E. (2006): The reaction talc + forsterite = enstatite + H₂O revisited: Application of conventional and novel experimental techniques and derivation of revised thermodynamic properties. *American Mineralogist*, **91**, 1081–1088.
- Melson, W.G. and van Andel, T.H. (1966): Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude. *Marine Geology*, **4**, 165–186.
- Melson, W.G., Thompson, G. and van Andel, T.H. (1968): Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N Latitude. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 5925–5941.
- Mével, C. (2003): Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Geoscience*, **335**, 825–852.
- Miyashiro, A., Shido, F. and Ewing, M. (1969): Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° north latitude. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **23**, 117–127.
- Miyashiro, A., Shido, F. and Ewing, M. (1971): Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, **268**, 589–603.
- 宮下純夫・前田仁一郎 (2003): 海洋地殻の構成と火成活動. *地学雑誌*, **112**, 668–683.
- Moody, J.B. (1976): Serpentinization: A review. *Lithos*, **9**, 125–138.
- Moriguchi, T. and Nakamura, E. (1998): Across-arc variation of Li isotopes in lavas and implications for crust/mantle recycling at subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**, 167–174.
- Morishita, T., Ishida, Y. and Arai, S. (2005a): Simultaneous determination of multiple trace element compositions in thin (< 30 μm) layers of BCR-2G by 193 nm ArF excimer laser ablation-ICP-MS: Implications for matrix effect and elemental fractionation on quantitative analysis. *Geochemical Journal*, **39**, 327–340.
- Morishita, T., Ishida, Y., Arai, S. and Shirasaka, M. (2005b): Determination of multiple trace element compositions in thin (< 30 μm) layers of NIST SRM 614 and 616 using laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Geostandards and Geoanalytical Research*, **29**, 107–122.
- Mottl, M.J. (1983): Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 161–180.
- Mottl, M.J. and Holland, H.D. (1978): Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater: I. experimental results for major and minor components of seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1103–1115.
- Mottl, M.J. and Wheat, C.G. (1994): Hydrothermal circulation through mid-ocean ridge flanks: Fluxes of heat and magnesium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, 2225–2237.
- Mozgova, N.N., Efimov, A., Borodaev, Y.S., Krasnov, S.G., Cherkashov, G.A., Stepanova, T.V. and Ashadze, A.M. (1999): Mineralogy and chemistry of massive sulfides from the Logatchev hydrothermal field (14° 45'N Mid-Atlantic Ridge). *Exploration and Mining Geology Journal*, **8**, 379–395.
- 中村謙太郎 (2001): 南西インド洋海嶺における中央海嶺玄武岩の低温熱水変質作用. *資源地質*, **51**, 121–132.
- Nakamura, K. and Kato, Y. (2004): Carbonatization of oceanic crust by the seafloor hydrothermal activity and its significance as a CO₂ sink in the Early Archean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 4595–4618.
- 中村謙太郎・加藤 浩・石井輝秋 (1999): インド洋中央海嶺ドリゲス三重会合点における熱水変質玄武岩類の地球化学. *資源地質*, **49**, 15–28.
- Nakamura, K., Kato, Y., Tamaki, K. and Ishii, T. (2007a): Geochemistry of hydrothermally altered basaltic rocks from the Southwest Indian Ridge near the Rodriguez Triple Junction. *Marine Geology*, **239**, 125–141.
- Nakamura, K., Morishita, T., Chang, Q., Neo, N. and Kumagai, H. (2007b): Discovery of lanthanide tetrad effect in an oceanic plagiogranite from an Ocean Core Complex at the Central Indian Ridge 25°S. *Geochemical Journal*, **41**, 135–140.
- Natland, J.H. and Dick, H.J.B. (2001): Formation of the lower ocean crust and the crystallization of gabbroic cumulates at a very slowly spreading ridge. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **110**, 191–233.
- Nealson, K.H., Inagaki, F. and Takai, K. (2005): Hydrogen-driven subsurface lithoautotrophic microbial ecosystems (SLiMEs): Do they exist and why should we care? *Trends in Microbiology*, **13**, 405–410.
- Neumann, E.-R., Griffin, W.L., Pearson, N.J. and O'Reilly, S.Y. (2004): The evolution of the upper mantle beneath the Canary Islands: Information from trace elements and Sr isotope ratios in minerals in mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, **45**,

- 2573-2612.
- 西尾嘉朗 (2006): リチウム同位体分析法の確立と地球内物質循環に関する同位体地球化学的研究. 地球化学, **40**, 83-96.
- Niu, Y. (2004): Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridge. *Journal of Petrology*, **45**, 2423-2458.
- Page, N.J. (1967): Serpentinization considered as a constant volume metasomatic process: A discussion. *American Mineralogist*, **52**, 545-549.
- Palandri, J. and Reed, M. (2004): Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: Serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 1115-1133.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G. and Harvey, J. (2006): Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): Implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology*, **234**, 179-210.
- Pythou, M., Ceuleneer, G., Ishida, Y., Barrat, J.-A. and Arai, S. (2007): Oman diopsidites: A new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres. *Earth and Planetary Science Letters*, **255**, 289-305.
- RISE Project Group (1980): East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments. *Science*, **207**, 1421-1432.
- Rona, P.A., Widenfalk, L. and Boström, K. (1987): Serpentinized ultramafics and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic Ridge crest near 15°N. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 1417-1427.
- Rona, P.A., Bougault, H., Charlou, J.L., Appriou, P., Nelsen, T.A., Trefry, J.H., Eberhart, G.L., Barone, A. and Needham, H.D. (1992): Hydrothermal circulation, serpentinization, and degassing at a rift valley-fracture zone intersection: Mid-Atlantic Ridge near 15°N, 45°W. *Geology*, **20**, 783-786.
- Rüpke, L.H., Phipps Morgan, J., Hort, M., Connolly, J.A.D. (2004): Serpentine and subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 17-34.
- Schroeder, T. and John, B.E. (2004): Strain localization on an oceanic detachment fault system, Atlantis Massif, 30°N, Mid-Atlantic Ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, Q11007, doi:10.1029/2004GC000728.
- Schroeder, T., John, B. and Frost, B.R. (2002): Geological implications of seawater circulation through peridotite exposed at slow-spreading mid-ocean ridges. *Geology*, **30**, 367-370.
- Seewald, J.S. and Seyfried, W.E. Jr. (1990): The effect of temperature on metal mobility in subsurface hydrothermal systems: Constraints from basalt alteration experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, **101**, 388-403.
- Seitz, M.G. and Hart, S.R. (1973): Uranium and boron distributions in some oceanic ultramafic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **21**, 97-107.
- Seyfried, W.E. Jr. and Bischoff, J.L. (1979): Low temperature basalt alteration by seawater: An experimental study at 70°C and 150°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**, 1937-1947.
- Seyfried, W.E. Jr. and Dibble, W.E. Jr. (1980): Seawater-peridotite interaction at 300°C and 500 bars: Implications for the origin of oceanic serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**, 309-321.
- Seyfried, W.E. Jr. and Mottl, M.J. (1982): Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 985-1002.
- Seyfried, W.E. Jr., Janecky, D.R. and Mottl, M.J. (1984): Alteration of the oceanic crust: Implications for geochemical cycles of lithium and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 557-569.
- Seyfried, W.E. Jr., Chen, X. and Chan, L.-H. (1998): Trace element mobility and lithium isotope exchange during hydrothermal alteration of seafloor weathered basalt: An experimental study at 350°C, 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 949-960.
- Seyfried, W.E. Jr., Foustoukos, D.I. and Fu, Q. (2007): Redox evolution and mass transfer during serpentinization: An experimental and theoretical study at 200°C, 500 bar with implications for ultramafic-hosted hydrothermal systems at Mid-Ocean Ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 3872-3886.
- 鹿園直建 (1995): 熱水フラックスとグローバル海洋組成. 地学雑誌, **104**, 16-27.
- Shock, E.L. and Schulte, M.D. (1998): Organic synthesis during fluid mixing in hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 28513-28527.
- Sleep, N.H., Meibom, A., Fridriksson, Th., Coleman, R.G. and Bird, D.K. (2004): H₂-rich fluids from serpentinization: Geochemical and biotic implications. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **101**, 12818-12823.
- Smith, D.K., Cann, J.R. and Escartín, J. (2006): Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13°N on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **442**, 440-443.
- Snow, J.E. and Dick, H.J.B. (1995): Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 4219-4235.
- Snow, J.E., Hart, S.R. and Dick, H.J.B. (1993): Orphan strontium-87 in abyssal peridotites: Daddy was a granite. *Science*, **262**, 1861-1863.
- Staudigel, H. and Hart, S. (1983): Alteration of ba-

- saltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, 337-350.
- Staudigel, H., Davies, G.R., Hart, S.R., Marchant, K.M. and Smith, B.M. (1995): Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418. *Earth and Planetary Science Letters*, **130**, 169-185.
- Stein, C. and Stein S. (1994): Constraints on hydrothermal heat flux through the oceanic lithosphere from global heat flow. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 3081-3095.
- Stein, C. and Stein, S. (1997): Estimation of lateral hydrothermal flow distance from spatial variations in oceanic heat flow. *Geophysical Research Letters*, **24**, 2323-2326.
- 高井 研・稲垣史生 (2003): 地殻内微生物圏と熱水活動—地球と生命の共進化における接点—. *地学雑誌*, **112**, 234-249.
- Takai, K., Gamo, T., Tsunogai, U., Nakayama, N., Hirayama, H., Neelson, K.H. and Horikoshi, K. (2004): Geochemical and microbiological evidence for a hydrogen-based, hyperthermophilic subsurface lithoautotrophic microbial ecosystem (HyperSLiME) beneath and active deep-sea hydrothermal field. *Extremophiles*, **8**, 269-282.
- Takai, K., Nakamura, K., Suzuki, K., Inagaki, F., Neelson, K.H. and Kumagai, H. (2006): Ultramafic-Hydrothermalism-Hydrogenesis-HyperSLiME (UltraH3) linkage: A key insight into early microbial ecosystem in the Archean deep-sea hydrothermal systems. *Paleontological Research*, **10**, 269-282.
- Talbi, E.H. and Honnorez, J. (2003): Low-temperature alteration of Mesozoic oceanic crust, Ocean Drilling Program Leg 185. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**, 8906, doi:10.1029/2002GC000405.
- Talbi, E.L.H., Honnorez, J., Clauer, N., Gauthier-Lafaye, F. and Stille, P. (1999): Petrology, isotope geochemistry and chemical budgets of oceanic gabbro-seawater interactions in the Equatorial Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **137**, 246-266.
- Tatsumi, Y. and Kogiso, T. (1997): Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 207-221.
- Teagle, D.A.H. and Wilson, D.S. (2007): Leg 206 synthesis: Initiation of drilling an intact section of upper oceanic crust formed at a superfast spreading rate at site 1256 in the Eastern Equatorial Pacific. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **206**, 1-15.
- Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Bach, W., Halliday, A.N. and Erzinger, J. (1996): Alteration of upper ocean crust in a ridge-flank hydrothermal upflow zone: Mineral, chemical, and isotopic constraints from Hole 896A. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **148**, 119-150.
- Thompson, G. and Melson, W. (1970): Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: Implications for the boron cycle in the ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **8**, 61-65.
- Tucholke, B. and Lin, J. (1994): A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 11937-11958.
- Tucholke, B., Lin, J. and Kleinrock, M.C. (1998): Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 9857-9866.
- 上杉次郎・荒井章司・森下知見・松影香子・角島和之・田村明弘・阿部なつ江 (2003): オマーンオフィオリイトにおけるマントル—地殻境界の実体と多様性. *地学雑誌*, **112**, 750-768.
- 海野 進 (2003): 海洋地殻深度掘削の成果と課題. *地学雑誌*, **112**, 650-667.
- Van Dover, C.L., Humphris, S.E., Fornari, D., Cavanaugh, C.M., Collier, R., Goffredi, S.K., Hashimoto, J., Lilley, M.D., Reysenbach, A.L., Shank, T.M., Von Damm, K.L., Banta, A., Gallant, R.M., Götz, D., Green, D., Hall, J., Harmer, T.L., Hurtado, L.A., Johnson, P., McKiness, Z.P., Meredith, C., Olson, E., Pan, I.L., Turnipseed, M., Won, Y., Young III, C.R. and Vrijenhoek, R.C. (2001): Biogeography and ecological setting of Indian Ocean hydrothermal vents. *Science*, **294**, 819-823.
- Vanko, D.A. and Laverne, C. (1998): Hydrothermal anorthitization of plagioclase within the magmatic/hydrothermal transition at mid-ocean ridges: Examples from deep sheeted dikes (Hole 504B, Costa Rica Rift) and a sheeted dike root zone (Oman ophiolite). *Earth and Planetary Science Letters*, **162**, 27-43.
- Von Damm, K.L. (1995): Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids. in *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biologic and Geological Interactions* edited by Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S. and Thompson, R.E., *AGU Geophysical Monograph*, **91**, 227-247.
- Wetzel, L.R. and Shock, E.L. (2000): Distinguishing ultramafic- from basalt-hosted submarine hydrothermal systems by comparing calculated vent fluid compositions. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 8319-8340.
- Wheat, C.G. and Mottl, M.J. (1994): Hydrothermal circulation, Juan de Fuca Ridge eastern flank: Factors controlling basement water composition. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 3067-3080.
- Wilson, D.S., Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Banerjee, N.R.,

Umino, S., Miyashita, S., Acton, G.D., Anma, R., Barr, S.R., Belghoul, A., Carlot, J., Christie, D.M., Coogon, R.M., Cooper, K.M., Cordier, C., Crispini, L., Durand, S.R., Einaudi, F., Galli, L., Gao, Y., Geldmacher, J., Gilbert, L.A., Hayman, N.W., Herrero-Bervera, E., Hirano, N., Holter, S., Ingle, S., Jiang, S., Kalberkamp, U., Kemeklian, M., Koepke, J., Laveme, C., Lledo Vasquez, H.L., Maclenna, J., Morgan, S., Neo, N., Nichols, H.J., Park, S-H.,

Reichow, M.K., Sakuyama, T., Sano, T., Sandwell, R., Scheibner, B., Smith-Duque, C.E., Swift, S.A., Tartarotti, P., Tikku, A.A., Tominaga, M., Veloso, E., Yamasaki, T., Yamazaki, S. and Ziegler, C. (2006): Drilling to gabbro in intact ocean crust. *Science*, **312**, 1016-1020.

(2007年6月8日受付, 2008年1月10日受理)