# 海洋下部地殻および上部マントルの変質作用と変質鉱物

野坂 俊 夫\*

## Alteration Processes and Related Minerals of the Oceanic Lower Crust and Upper Mantle

Toshio NOZAKA\*

## Abstract

Gabbroic rocks recovered from deep holes in the oceanic crust significantly vary in the abundance and assemblage of alteration minerals, showing a close association with the original lithology and distribution of dikes and veins. The mineralogical variation is considered to reflect the durability of primary minerals, accessibility and composition of alteration fluids, and alteration temperature. Textural relationships of alteration minerals suggest a common cooling history of oceanic gabbros from granulite or pyroxene hornfels facies to zeolite facies conditions. It is considered that regardless of spreading rate, the static formation of upper greenschist- to lower amphibolite-facies minerals is the dominant alteration process at the lower crust near oceanic ridges, whereas subgreenschist-facies alteration represents the exhumation histories of gabbroic masses from depth. High-temperature plastic shear zones with almost anhydrous recrystallization of primary minerals develop locally at slow-spreading ridges, and possibly provide pathways for later hydrothermal fluids.

In contrast to the gabbroic rocks, oceanic peridotites have a monotonous mineralogy formed during low-temperature serpentinization processes, making it difficult for us to depict their cooling histories or *in-situ* alteration processes at the upper mantle.

The hypothesis that oceanic Moho represents a serpentinization front in peridotites is suitable for the uniformity of crustal thickness inferred from seismological observations, but lacks a rationale for supplying a constant amount of water to the upper mantle or for the cessation of serpentinization at a constant degree. Alternatively, preferential alteration of pyroxene at relatively high-temperature conditions might form the oceanic crust of uniform thickness.

Key words : alteration, cooling history, gabbro, lower crust, Moho, oceanic crust, peridotite, upper mantle

キーワード:変質作用,冷却史,斑れい岩,下部地殻,モホ,海洋地殻,かんらん岩,上部マントル

### I. はじめに

海洋底は地球上で最大の水圏-岩石圏境界面で あり、そこでは海洋リソスフェアと海水の間で 様々な相互作用が起きている。なかでも岩石の水 和反応は、地球惑星システム全体に関わる重要な 現象である。本稿ではこの水和反応を、温度条件 の高低に関わらず、「変質作用(alteration)」と 呼ぶことにする。

様々なメカニズムで岩石内部に浸透した水は,

<sup>\*</sup> 岡山大学理学部地球科学教室

<sup>\*</sup> Department of Earth Sciences, Okayama University

変質作用により岩石中に固定される。そして水を 含む海洋底の岩石はプレート運動により移動し, やがて地下深部へと沈み込み、その途中で脱水反 応を起こして水を放出する。この一連のプロセス は、グローバルスケールの水の循環とそれに付随 する元素移動、プレートの力学的特性の変化に伴 う様々な地殻変動と地震、沈み込み帯における火 成活動,あるいは地下生物圏の形成など,地球惑 星システムの諸相と密接に関わっている。これら を正しく理解するためには、海洋リソスフェアに おける水の浸透・固定の深度限界を知る必要があ る。水はどれくらい深く地球内部に浸透し、どれ くらいの量が岩石中に蓄えられるのか? この問 題に対する答えを見出すことは、海洋下部地殻お よび上部マントルの変質作用を岩石学的に研究す る最大の目的のひとつである。

しかしながら下部地殻ないし上部マントル構成 物質は容易にアクセスできるものではない。上記 の問いに対する本当の答えは、上部マントルに達 する孔(モホール)を掘ってみないとわからない だろう。しかも地球は広い。仮にモホール計画が 成功したとしても、我々は局地的な情報をもとに 地球全体の姿を描き出さなければならない。その ためには、まず現在入手可能な岩石学的データと 広域的な地震学データを統合し、検証可能なモデ ルを構築しておく必要があるだろう。この文脈に おいて、地震波不連続面であるモホ面と変質作用 の関連を明らかにすることも重要な課題のひとつ となる。

そのための第一歩として、本稿では、これまで に海洋底から得られた下部地殻および上部マント ル物質である斑れい岩類とかんらん岩類の変質作 用について、岩石学的な特徴をまとめる。一般に 岩石学には相互補完的な2つの側面、すなわち 鉱物学的(あるいは記載岩石学的)側面と化学的 側面があるが、本稿では特に前者に重点を置い た。それは地震学的モデルへの制約条件として は、鉱物の種類と量の方が化学組成の多少のばら つきよりも重要であるためであり、またいかなる モデルにおいても変質過程の定性的大枠が合理的 に一般化されていなければならないからである。 変質過程の定性的大枠とはすなわち,どの鉱物 (組合せ)がおおよそどういう条件で分解し,ど ういう順序でどの鉱物(組合せ)に置換されたの かといったことであり,それを知るためには記載 岩石学的観点が不可欠なのである。

海洋地殻の変質作用についてのレビューは既に 石塚(1991)などによってなされているが、本 稿では最近の深海掘削の成果も取り入れ、特に下 部地殻から上部マントル物質の変質履歴に主眼を 置いて検討を行い、上部地殻については触れない ことにする。またオフィオライトについては、岩 体ごとに形成時および定置時以降の変成/変質作 用などを解明する必要があり、問題がより複雑に なるので、ここでは扱わない。

#### II. 海洋底斑れい岩類とかんらん岩類の変質鉱物

海洋地殻上部を構成する玄武岩類の変質作用に ついては数多くの報告があるが、より深部の岩石 は入手が困難であるため、情報量はさほど多くな い。図1にはこれまでに海洋底の斑れい岩類が 掘削やドレッジ,あるいは潜水艇によって採取さ れ、比較的詳しい記載がなされている地点を示 す。この図を一見してわかるように、今までに海 洋底から斑れい岩が得られた場所は少なく、ほと んど海嶺付近の地形的高まりに限られている。同 様に海洋底の超苦鉄質岩も限られた場所からしか 入手できていない(例えば, Dick et al., 1984)。 このような偏ったサンプリングによって、果たし て地下深部の一般的な性質を捉えることは可能な のだろうか? まずは各地点間の共通点と相違点 を明らかにしたうえで、この根本的な問題に立ち 返ることにしよう。

#### 1) 斑れい岩類の変質作用

表1は、図1に示した各地の斑れい岩類に見 られる変質作用の概要をまとめたものである。た だし温度条件を示す変成相については、岩石記載 に基づいて筆者が推定した場合もある。

文献調査の結果としてまず言えることは,海洋 底斑れい岩類は変質作用の程度(各岩石サンプル に占める変質鉱物の総量の体積比率。以下「変質 度」と記す)と個々の変質鉱物の空間的分布が極



図 1 海洋底斑れい岩の産地. Fig. 1 Locality map of oceanic gabbro.

めて不均質であるということである。この不均質 性は同一サンプリング地点でも認められる。した がって海洋底下部地殻の変質作用の一般論を展開 するためには,まず同一地点から得られた多数の サンプルについて変質鉱物の分布と鉱物間の相互 関係を明らかにしたうえで,これを基準として地 域間の比較を行うのが良いと思われる。

これまでに同一地点から多量の斑れい岩類が採 取された例としては、南西インド洋海嶺の掘削孔 ODP Hole 735Bと、大西洋中央海嶺の掘削孔 IODP Hole U1309Dが双壁をなす。これらの掘 削孔からは 1000 mを超える長大な、ほぼ連続し た斑れい岩類の掘削試料が得られており、深度方 向の岩相や変質度の変化、岩相間の相互関係、あ るいは局所的な変形作用や貫入脈と変質作用との 関連などを詳細に観察することができる。特に IODP Hole U1309D については、筆者もその掘 削現場に立ち会い、自分の目で掘削試料を観察す ることができた。そこで、まずはこの掘削孔から 採取された斑れい岩の変質作用の概略を紹介しよ う。

IODP Hole U1309D は大西洋中央海嶺のAt-

lantis Massif と呼ばれる海洋性コアコンプレッ クスを掘削したものである。海洋性コアコンプ レックス (oceanic core complex, メガムリオン とも呼ばれる)とは、低速拡大海嶺とトランス フォーム断層の交差地点付近に見られるドーム上 の高まりであり、下部地殻ないし上部マントルの 物質がテクトニックな過程で海底直下まで上昇し てきたものと考えられている(例えば, Blackman et al., 1998; Ildefonse et al., 2007). Hole U1309Dの斑れい岩類には初生鉱物モード組成 と化学組成(Mg#など)の異なる幾つかの岩相 が認められるが(図2)、それらの境界は変位や 変形を伴わないシャープな面であり、火成貫入面 であると考えられる。なかでも特に分化した (Mg#の低い)岩石は、後期の貫入岩と思われる。 また変質度は深さとともに低くなる傾向がある が、単調に減少しているわけではなく、しばしば 局所的に増大する(図2)。特にかんらん石に富 む岩相,貫入岩や鉱物脈の近傍,あるいは断層破 砕帯において強く変質していることが多い (Blackman et al., 2006).

以下に, 岩石組織の観察と鉱物組合わせの熱力

				Table 1 Alter	ation of oceanic gab	bros.		
Locality	Age	Spreading rate	Primary igneous lithology	Deformation mode	Secondary silicate minerals*	Corona**	Temperature condition	Reference
MAR, Atlantis Massif (IODP Hole U1309D)	1.5-2 Ma	slow	gabbro, troctolite, olivine gabbro, oxide gabbro	brittle > ductile	Hb, Act, Chl, Tlc, Srp, Prh, Zeo, Clay	YES	amphibolite - zeolite facies	Blackman et al. (2006)
MAR 14-16°N	$< 2 \mathrm{Ma}$	slow	gabbro, gabbronorite, troctolite, olivine gabbro	brittle	Hb, Act, Chl, Tlc, Srp, Clay	YES	amphibolite - subgreenschist facies	Kelemen et al. (2004), Cannat et al. (1992)
MARK Area	< 1 Ma	slow	gabbro, troctolite, olivine gabbro, gabbronorite, oxide gabbro	brittle > ductile	Cpx, Hb, Act, Chl, Tlc, Srp, Pl, Ep, Prh, Zeo, Clay	YES	amphibolite - zeolite facies	Gillis and Meyer (2001), Gillis <i>et al.</i> (1993), Gaggero and Cortesogno (1997)
MAR 39°N (DSDP Hole 556)	30–34 Ma	slow	gabbronorite, oxide gabro	ductile?	Cpx, Pl, Hb, Act, Tlc, Prh, Chl, Srp		amphibolite - greenschist facies	Mével (1987), Shipboard Scientific Party (1985)
MAR 37°N (DSDP Hole 334)	9 Ma	slow	gabbro, olivine gabbro, troctolite, gabbronorite	brittle & ductile	Cpx, Pl, Hb, Act, Srp, Chl, Tlc, Prh, Clay		granulite/px-hornfels - subgreenschist facies	Shipboard Scientific Party (1977), Hill (1977), Helmstaedt and Allen (1977)
MAR $6^{\circ}N$	2–3 Ma	slow	gabbro?	brittle > ductile	Hb, Act, Chl, Pl, Clay		amphibolite - subgreenschist facies	Bonatti et al. (1975)
Gorringe Bank	135 Ma	slow	olivine gabbro?	brittle & ductile	Hb, Act, Chl, Tlc, Srp, Prh, Zeo, Clay	YES	amphibolite - zeolite facies	Prichard and Cann (1982), Mével (1988)
SW Indian Ridge, Atlantis Bank (ODP Hole 735B)	11-12 Ma	very slow	gabbro, troctolite, olivine gabbro, gabbronorite, oxide gabbro	ductile > brittle	Ol, Opx, Cpx, Hb, Act, Phl, Chl, Tlc, Srp, Pl, Ep, Prh, Zeo, Clay	YES	granulite/px-hornfels - zeolite facies	Gillis and Meyer (2001), Stakes <i>et al.</i> (1991), Dick <i>et al.</i> (2000)
Cayman Rise	2 Ma	slow	olivine gabbro?	brittle & ductile	Spl, Opx, Pl, Hb, Act, Tlc, Phl, Chl, Ep, Srp, Clay	YES	granulite - subgreenschist facies	Ito and Anderson (1983), Malcolm (1981)
Mathematician Ridge	6.5 Ma	fast	gabbro?	brittle & ductile	Hb, Pl, Act, Ep, Qtz		amphibolite - greenschist facies	Stakes and Vanko (1986)
Hess Deep	1 Ma	fast	gabbronorite, gabbro, olivine gabbro, oxide gabbronorite, plagioclase peridotite	brittle	Cpx, Hb, Act, Chl, Tlc, Srp, Pl, Ep, Prh, Zeo, Clay	YES	amphibolite - zeolite facies	Gillis and Meyer (2001), Coogan <i>et al.</i> (2002), Manning <i>et al.</i> (1996), Mével and Stamoudi (1996), Früh-Green <i>et al.</i> (1996)
Guatemala Basin (IODP Hole 1256D)	15 Ma	very fast	gabbro, gabbronorite, orthopyroxene gabbro, oxide gabbro	brittle	Actinolitic Hb, Act, Chl, Pl, Ep, Zeo, Prh	YES	greenschist - zeolite facies	Teagle <i>et al.</i> (2006)
* Dominant alteration of Clay, clay minerals; Cp Tlc, talc; Zeo, zeolite.	r recrystalli x, clinopyrc	ization silice oxene; Ep,	ate minerals. ** Presence of epidote; Hb, hornblende; (	amphibole + chlori Jl, olivine; Opx, or	ite corona surrounding ol thopyroxene; Phl, phlog	ivine and/ opite; Pl	or plagioclase. Abbreviat , plagioclase; Prh, prehr	ions : Act, actinolite or tremolite; Chl, chlorite; ute; Qtz, quartz; Spl, spinel; Srp, serpentine;

表 1 海洋底斑れい岩の変質作用.



図 2 Atlantis Massif, IODP Hole U1309D の岩相, 全岩組成および変質度の多様性と脈の産出 頻度 (Blackman *et al.*, 2006 より).

Fig. 2 Downhole variations of igneous lithology, whole rock Mg#, degree of alteration and number of veins at IODP Hole U1309D, Atlantis Massif (Blackman *et al.*, 2006).

学的安定条件に基づいて復元された, IODP Hole U1309D 斑れい岩類の主要な変質過程を示す。基 本的には温度条件が低いものほど後で形成されて おり, Atlantis Massif 全体の冷却史を示唆して いる。

(1) 塑性変形と褐色角閃石の生成をしばしば 伴う,斜長石と単斜輝石の再結晶(図3a):上部 角閃岩相以上,ソリダス付近の温度

(2) 褐色ないし緑色ホルンブレンドによる単 斜輝石の置換(図 3b):角閃岩相

(3)かんらん石と斜長石間のトレモラ閃石(またはアクチノ閃石)+緑泥石コロナの形成,トレモラ閃石(またはアクチノ閃石)あるいは滑石によるかんらん石と輝石の置換,局所的な二次的斜長石+緑簾石の生成,および角閃石脈や緑泥石脈の形成(図3b,c):上部緑色片岩相~下部角閃岩相

(4)かんらん石の蛇紋石化あるいは粘土鉱物 化,ぶどう石,ハイドログロシュラーあるいは沸 石による斜長石の置換,および粘土鉱物,炭酸 塩,沸石等の脈の形成(図3d):沸石相~下部緑 色片岩相

以上のうち(1)以外の変質鉱物は一般に変形 を伴わず,静岩圧的(static)に生じており,し ばしば後期貫入岩脈や熱水性鉱物脈の周辺に密集 して変質ハロー(halo)を形成している。また空 間的分布がもっとも広いのが(3)であり,逆に (1)はまれである。

さらに IODP Hole U1309D の海底下およそ 400 m より深部では、全体的な変質度が低下し ており、貫入岩脈や熱水脈と密接に関連した変質 過程を観察することができる。ひとつの興味深い 例として、新たに発見された累帯性ハローの産状 を図4に示す。そこでは岩脈や熱水脈の両側で



図 3 Atlantis Massif, IODP Hole U1309D における変質生成物の顕微鏡写真. a) 斜長石と単斜輝石のグラノブラスティック組織(単ニコル).b) 単斜輝石を置換するホ ルンプレンドと斜長石を貫く緑泥石脈(単ニコル).c) かんらん石-斜長石間に発達するト レモラ閃石+緑泥石コロナ(直交ニコル).d) かんらん石を置換する蛇紋石+磁鉄鉱と粘 土鉱物,および斜長石を置換するぶどう石(単ニコル).略号:Chl=緑泥石,Clay=粘土 鉱物,Cpx=単斜輝石,Hbl=ホルンプレンド,Mgt=磁鉄鉱,Ol=かんらん石,Pl=斜 長石,Prh=ぶどう石,Srp=蛇紋石,Tr=トレモラ閃石.

Fig. 3 Photomicrographs of alteration products at IODP Hole U1309D, Atlantis Massif. a) Plagioclase and clinopyroxene showing granoblastic texture (PPL). b) Hornblende replacing clinopyroxene and chlorite veins in plagioclase (PPL). c) Tremolite + chlorite corona around olivine and plagioclase (XPL). d) Serpentine + magnetite veins and clay minerals replacing olivine, and prehnite replacing plagioclase. Abbreviations: Chl, chlorite; Clay, clay minerals; Cpx, clinopyroxene; Hbl, hornblende; Mgt, magnetite; Ol, olivine; Pl, plagioclase; Prh, prehnite; Srp, serpentine; Tr, tremolite.

変質鉱物の量比と産状が系統的に変化しており, 3つのゾーンが識別できる(図4a)。すなわち内 側から順に仮像トレモラ閃石帯(Psd-Tr Zone): かんらん石の仮像をなすトレモラ閃石の集合体で 特徴付けられる帯(図4b),滑石帯(Talc Zone): かんらん石を置換する滑石が産出する帯(図 4c),およびコロナ帯(Corona Zone):かんらん 石周囲あるいはかんらん石-斜長石間に生じたト レモラ閃石(またはアクチノ閃石)+緑泥石のコ ロナで特徴付けられる(ただし滑石を伴わない) 帯(図4d)である(Ildefonse et al., 2006; Nozaka et al., 2006)。このうち仮像トレモラ閃石帯と 滑石帯は岩脈や熱水脈の近傍にのみ認められる が,コロナ帯は相当広範囲に広がっており,脈と の関連が不明な場合も少なくない。そして注目す べき点は、しばしばコロナは岩脈に貫入され、熱 変成作用を受けていることである。これはコロナ 形成反応が火成活動の盛んな拡大軸付近で起こっ たことを示唆している。このような累帯性ハロー は、変質作用の進行過程と変質媒体である流体と



図 4 Atlantis Massif, IODP Hole U1309D における累帯性ハローの産状. a) 角閃石-緑泥石脈周辺に発達する累帯性ハローの写真と模式図.b) 仮像トレモラ閃石帯 (Psd-Tr Zone)の顕微鏡写真(直交ニコル).c) 滑石帯(Talc Zone)の顕微鏡写真(直交ニコル). d) コロナ帯(Corona Zone)の顕微鏡写真(直交ニコル).略号:Chl =緑泥石, Cpx =単斜輝石, Ol = かんらん石, Pl = 斜長石, Psd-Tr = かんらん石仮像を形成するトレモラ閃石集合体, Tlc = 滑石, Tr = トレモラ閃石.

Fig. 4 Mode of occurrence of zoned halos at IODP Hole U1309D, Atlantis Massif. a) Photograph and schema of a zoned halo around amphibole + chlorite vein. b) Photomicrograph of Psd-Tr Zone (XPL). c) Photomicrograph of Talc Zone (XPL). d) Photomicrograph of Corona Zone (XPL). Abbreviations: Chl, chlorite; Cpx, clinopyroxene; Ol, olivine; Pl, plagioclase; Psd-Tr, pseudomorphic aggregate of tremolite after olivine; Tlc, talc; Tr, tremolite.

の関連を示唆する点で重要であり、今後他地域か らも見つかることが期待される。

さて、新たに発見された累帯性ハローは別とし て、IODP Hole U1309D に見られる基本的なバ リエーション、すなわち岩相と変質度の深度方向 の変化や、貫入岩脈・熱水脈周辺での変質度の上 昇などは、南西インド洋海嶺の ODP Hole 735B で記録された深度プロファイル (Dick *et al.*, 2000 など)と類似している。一方、両掘削孔の 明確な相違点として挙げられるのは、Hole 735B では塑性変形と高温再結晶作用 (上記 (1) に相当) で特徴付けられる剪断帯がかなり発達しているの に対して, IODP Hole U1309D ではごくわずか に認められるに過ぎないということである。

他地域においては、上記2地点と違って、変 質鉱物の空間的な分布状況は必ずしも明確ではな いが、記載されている変質鉱物をすべて列挙した 場合、出現鉱物の種類は地殻の年齢や拡大速度に 関わらず類似している。すなわち角閃岩相以上の 高温から沸石相程度の低温まで、幅広い温度条件 で安定な鉱物がほとんどの地点において産出して いる(表1)。また、かんらん石を含む斑れい岩



図 5 海洋下部地殻~上部マントルに見られる変質作用の温度・圧力条件. a) MARK 地域の斑れい岩におけるサブソリダスでの反応曲線(実線)と変質/冷却履歴 (矢印)(Gaggero and Cortesogno, 1997を一部改変;反応曲線については同論文の引用文献 を参照).変質/冷却履歴は、主に変質鉱物のクロスカット関係に基づいて推定された.略 号:An = 灰長石, Chl = 緑泥石, Czo = クリノゾイサイト, Ep = 緑簾石, Grd = グランダ イト系ざくろ石, Grs = グロシュラー, Hbl = ホルンブレンド, Hem = 赤鉄鉱, Opx = 斜方 輝石, Prh = ぶどう石, Qtz = 石英, Zeo = 沸石, Zo = ゾイサイト.b) 一般的なかんらん 岩における代表的な反応曲線(実線は安定反応,破線は準安定反応)(Berman et al., 1986; O'Hanley and Wicks, 1995, および Bucher and Frey, 2002による).斑れい岩と違って、変質/ 冷却履歴(矢印)は不明な場合が多い.略号:Atg = アンチゴライト, Ath = 直閃石, Brc = ブルース石, Ctl = クリソタイル, Di = ディオプサイド, En = エンスタタイト, Fo = フォ ルステライト, Lz = リザダイト, Tlc = 滑石, Tr = トレモラ閃石.

Fig. 5 P-T diagrams showing the alteration of the oceanic lower crust and upper mantle. a) Subsolidus reactions and P-T path (shaded arrow) showing alteration sequence and cooling history of gabbroic rocks from MARK area (modified after Gaggero and Cortesogno, 1997; see also the references therein for the reaction curves). The alteration sequence was inferred from observations of cross-cutting relationships of minerals. Abbreviations: An, anorthite; Chl, chlorite; Czo, clinozoisite; Ep, epidote; Grd, grandite; Grs, grossular; Hbl, hornblende; Hem, hematite; Opx, orthopyroxene; Prh, prehnite; Qtz, quartz; Zeo, zeolite; Zo, zoisite. b) Representative stable (solid line) and metastable (dashed line) reactions in common lherzolites and harzburgites (Berman *et al.*, 1986; O'Hanley and Wicks, 1995; Bucher and Frey, 2002). P-T path (shaded arrow) before serpentinization is usually unclear in contrast to the case of gabbroic rocks. Abbreviations: Atg, antigorite; Ath, anthophyllite; Brc, brucite; Ctl, chrysotile; Di, diopside; En, enstatite; Fo, forsterite; Lz, lizardite; Tlc, talc; Tr, tremolite.

類においては IODP Hole U1309D と同様のコロ ナがしばしば形成されていることが明らかになっ た(表1)。

塑性剪断帯の発達状況は地点ごとに様々である が,Hole 735B ほど発達しているところはあま りないようである。一方, 脆性割れ目系は大抵の 地域で発達しており,その割れ目を熱水あるいは 海水と岩石の反応によって生じた鉱物が充填し, 脈を形成している。これらの脈とその周辺には角 閃岩相から沸石相の変質鉱物が静岩圧的に生じて おり、それらの置換関係やクロスカット関係に基 づいて新旧関係が推定され、斑れい岩類の変質-冷却履歴が復元できることも少なくない(図5a; Gaggero and Cortesogno, 1997 など)。このよう な変質-冷却履歴も、IODP Hole U1309D から読 み取られるものと類似している。

#### 2) 超苦鉄質岩類の変質作用

超苦鉄質岩の変質作用とはすなわち蛇紋岩化作 用のことである、と言い切っても、普通は許され るかもしれない。実際、これまでに観察されたか んらん岩類のほとんどは、多かれ少なかれ(しば しば完全に)蛇紋岩化している。普通のマントル かんらん岩は主にかんらん石と輝石からなってお り、それらの鉱物の低温での水和反応により蛇紋 石が生じる。蛇紋岩は蛇紋石を主要構成鉱物と し、少量のブルース石、滑石、磁鉄鉱、硫化鉱 物、炭酸塩鉱物などを含むことがあるが、比較的 岩相変化の乏しい岩石である。

しかし,見かけは単調であっても,蛇紋岩の形 成過程は必ずしも単純なものではない。例えば, ひとつの蛇紋岩サンプルの中に,生成の条件や時 期を異にする複数の蛇紋石鉱物の多形(アンチゴ ライト,リザダイトおよびクリソタイル)が含ま れることは珍しくない。そのような場合には,そ れぞれの蛇紋石鉱物の産状を注意深く観察するこ とによって,蛇紋岩化作用の進行過程が詳細に復 元できることもある(例えば,Prichard,1979; O'Hanley and Wicks, 1995)。また蛇紋石に随伴 する不透明鉱物の共生関係により,蛇紋岩化作用 の進行に伴う酸化還元状態の変化を追跡すること も可能である(Frost, 1985)。

今までに海洋底から採取されたかんらん岩類は 激しく蛇紋岩化していることが多いが、中には初 生鉱物が残存しているものもあり、蛇紋岩化作用 の初期の情報を提供してくれることがある。例え ば Bach et al. (2006) は岩石組織の詳細な観察 に基づいて、かんらん石の蛇紋石化の初期段階で はまず蛇紋石+鉄ブルース石が生じ、その後、鉄 ブルース石が分解して磁鉄鉱が生じたと考えた。 このように蛇紋岩化作用については、近年になっ ても記載岩石学的研究による新知見が得られてお り、今後もまだ研究の余地は残されているようで ある。しかしながら海洋底における蛇紋岩化作用 はほとんど400℃以下の低温で起きるものであ り、それ自体からは、斑れい岩類のように地下深 部での変質作用や冷却史を解読することはできな い(図 5a, b)。まれに斜長石を含むかんらん岩 には、かんらん石斑れい岩と同様に、かんらん石 と斜長石の境界部に角閃石+緑泥石コロナが生じ ていることがあるが(表1),その産出例は少な V10

ところが最近になって、大西洋中央海嶺北緯 15°付近での超苦鉄質岩類の掘削(ODP Leg 209) により、興味深い事例が見つかった(Bach et al., 2004)。部分的に蛇紋岩化したかんらん岩類 において、2通りの変質過程が認められたのであ る。ひとつは、かんらん石が変質して蛇紋石+磁 鉄鉱+ブルース石を生じるもの、もうひとつは輝 石が変質して滑石+トレモラ閃石を生じるもので ある。前者は普通の蛇紋石化作用であるが、後者 はそれより高温(おそらく400℃以上)での変質 作用であると考えられる(Bach et al., 2004)。 これはまだひとつの事例に過ぎないが、海洋底上 部マントルの初期変質過程を理解するうえで、重 要な発見であると思われる。

#### III. 考 察

#### 1) 下部地殻変質作用の多様性と普遍性

海洋下部地殻を構成していると考えられる斑れ い岩類には多種多様な変質鉱物が含まれている が、それらの分布が不均質であるために、変質度 と変質鉱物組合わせに多様性が生じている。 IODP Hole U1309D と ODP Hole 735B という 深部掘削孔から回収された長大な連続試料の観察 に基づいて判断すれば、そのような変質作用の不 均質性の原因は、原岩のモード組成、後期マグマ の貫入頻度、変形作用の程度、変質作用の温度条 件、および変質媒体の近接性(accessibility)と 化学組成などの多様性にあると考えられる。

まず変質度は、一般に原岩のかんらん石が多い ほど、あるいは貫入面、割れ目、剪断帯に近いほ ど高い。それはかんらん石が輝石や斜長石に比べ て水と反応して分解しやすいためであり、また貫 入面、割れ目あるいは剪断帯はマグマ水、熱水ま たは海水などの変質媒体の流路となり、近傍の母 岩に強い影響を及ぼすためであろう。逆にそのよ うな流路が付近に存在しない場合、母岩への流体 の近接性は低下し、変質度は上がらない。

変質鉱物の種類と組合わせの多様性は,沸石相 から角閃岩相以上まで幅広い温度条件を示唆する (表1)。また同じ温度条件でも変質前の初生鉱物 の種類に応じて生成物は変化する。例えば緑色片 岩相の温度条件では、単斜輝石が部分的にトレモ ラ閃石(またはアクチノ閃石)に置換されている のに対して、かんらん石と斜長石の間にはトレモ ラ閃石(またはアクチノ閃石)+緑泥石からなる コロナが形成されている(Blackman et al., 2006)。さらに変質媒体である流体相の組成変化 により、累帯性ハローなどの多様な変質帯が形成 されることがある(Nozaka et al., 2006)。

以上のような変質作用の不均質性は同一薄片内 においても認められ、相平衡論に基づく変質温度 の精密な見積もりを困難にしている。しかしその 一方で、変質鉱物の多段階形成を示唆する組織 や、変質鉱物脈のクロスカット関係が明瞭に保持 されていることが多く、推定温度の誤差はやや大 きいものの、斑れい岩類の変質/冷却履歴を復元 するために有効な情報を提供している(図5a; Gaggero and Cortesogno, 1997)。

ここで注目すべきは、斑れい岩類の掘削試料に おいては深度と変質温度の相関が認められないと いう点である。例えば IODP Hole U1309D と ODP Hole 735B では、緑色片岩相以下の低温で生じた 粘土鉱物や沸石がかなりの深度からも認められる (Dick et al., 2000; Blackman et al., 2006)  $_{\circ}$  hは海洋地殻上部を構成する玄武岩質の噴出岩や岩 脈層で見られるような,深部ほど変質温度が上昇 する傾向(例えば, Alt et al., 1993; Teagle et al., 2006) とは対照的である。Hole U1309D と Hole 735B は、海洋性コアコンプレックスを掘 削したものである。これらの掘削孔の底は上部マ ントル物質の近くにまで達しているとする考えも あるが、それでも掘削深度はたかだか海洋底下 1500m程度であり、本来の地殻-マントル境界 の深さではない。また高速拡大海嶺付近の Hess Deepで掘削された斑れい岩類やかんらん岩類も、 テクトニックに上昇したものである。海洋底上部 地殻の比較的深部では変質温度は緑色片岩層に達 しているので(石塚, 1991; Alt et al., 1993; Teagle et al., 2006),本来下位にあるべき斑れい岩 類に生じた下部緑色片岩相以下の低温の変質作用 は、下部地殻の深さで起こったのではなく、斑れ い岩類の隆起時あるいは隆起後に起こったと考え

るのが妥当であろう (Dick *et al.*, 2000; Coogan *et al.*, 2002; Blackman *et al.*, 2006)。

一方、上部緑色片岩相以上の比較的高温での変 質作用は、拡大軸近傍の相当の深度で起きたもの<br /> と思われる。例えば角閃石+緑泥石コロナの形成 後にもマグマの貫入が見られることは(Nozaka et al., 2006), 拡大軸近傍のマグマ活動域で変質 作用が起きていたことを示唆する。コロナはかん らん石と斜長石の粒界に沿って形成されており、 鉱物脈や割れ目に沿ってできた低温変質鉱物に比 べて、広範囲にわたって分布している。これはお そらく、比較的高温では水に富む流体の粒間拡散 が効果的に作用したためであろう。そしてコロナ は、拡大速度に関係なく、各地のかんらん石斑れ い岩類にほぼ普遍的に認められる(表1)。おそ らくこのようなコロナの形成をはじめとする上部 緑色片岩相から下部角閃岩相の静岩圧的な変質作 用が、拡大軸近傍における下部地殻のもっとも典 型的な変質作用であると思われる。ただしその程 度は割れ目や断層の発達程度によるだろう。一般 に低速拡大軸の方が高速拡大軸よりも断層運動が 活発であり、深部まで熱水変質を受けやすいよう である(石塚.1991)。

上部角閃岩相より高温での変質作用は局所的に 認められるに過ぎない。それは地殻の最下部層ま では、十分に海水が浸透しないためかもしれない。 また塑性変形に伴う高温での再結晶作用は南西イ ンド洋海嶺の ODP Hole 735B で顕著に認められ、 Mével and Cannat (1991) によって海洋下部地殻 の本質的な変質メカニズムとして強調された。そ のような変形・再結晶作用は高速拡大軸ではほと んど認められないので、おそらくそれは低速拡大 軸独特のテクトニクスを反映した現象かもしれな い。しかしながら同じ低速拡大軸でも, IODP Hole U1309D のようにまれにしか認められないこ ともあり、むしろ ODP Hole 735B ほど塑性剪断帯 が発達しているのは特殊な例のように思われる。 いずれにしろ塑性剪断帯が後の熱水の流路を提供 することはあり得るが、塑性変形それ自体は主に 無水鉱物の再結晶作用を伴うものであり、岩石の 水和反応にはほとんど寄与しないだろう。

#### 2) 上部マントルの変質作用とモホ

上部マントルにおける変質作用は,地震学的な 地下構造モデルを構築するうえで重要な制約条件 を与える。上部マントルを構成するかんらん岩が 部分的に蛇紋岩に変質すると,蛇紋岩化の程度に より地殻物質と同様の地震波速度を示す(例えば, Horen et al., 1996)。そこで海洋底下モホ面直上 の下部地殻の主要構成物質が,蛇紋岩化かんらん 岩と斑れい岩のいずれなのか,長い間議論が続い ておりいまだ解決されていない。

H.H. Hess は,海洋底下のモホ面は部分的に蛇 紋岩化したかんらん岩と新鮮なかんらん岩の境界 (すなわち"蛇紋岩化前線",serpentinization front)である,という説を唱えた(図6;Hess, 1962)。これはいわゆる"Hess モデル"として 有名であり,その基本的考え方はその後 Moores and Jackson (1974)やClague and Straley (1977) の海洋地殻モデルに受け継がれ,最近でも低速拡 大軸付近のモデルとして受け入れられている(例 えば,Dick *et al.*,2000; Andreani *et al.*,2007)。し かしそのような"蛇紋岩化前線"は,オマーンオ フィオライトなどでは認められないため,少なく とも高速拡大軸に対しては成り立たないとする意 見が多いようである(例えば,荒井・阿部,2003)。

"Hess モデル"の最大の根拠は、地震学的に推 定された海洋地殻が数 km の均一な厚さを持って いることである。Hess (1962) によれば、海嶺 から供給される玄武岩質マグマがいつでもどこで も同じ厚さの地殻を形成するよりも、むしろ等温 面で特定の変成(変質)反応が起こった結果,厚 さがほぼ一定の岩層が形成されたと考える方が合 理的であり、もっとも可能性の高い反応がかんら ん石の蛇紋石化である。当時この反応の温度はお よそ500℃と考えられていたが(図6),その後 の実験と熱力学的データによれば400℃以下に修 正すべきであろう (図 5b)。また P 波速度, ポア ソン比および異方性等の地震学的観測データを矛 盾なく説明するためには、蛇紋岩化の程度は 35%くらいが適当である (Clague and Straley, **1977**).



図 6 海洋底モホの "Hess モデル"(Hess, 1962 を一部改変). 海洋底かんらん岩は, 海嶺 下から供給された水と約 500℃で反応し, 部分的に蛇紋岩となる. この蛇紋岩化か んらん岩(影をつけた部分)は, 海洋底の 拡大に伴って側方へ移動し, 均一な厚さの "地殻"が生じると考えられた.

Fig. 6 The Hess model of the oceanic Moho (modified after Hess, 1962). In this model, it is considered that oceanic peridotites were partially transformed into serpentinites (shaded) at about 500℃ by a reaction with rising water at the oceanic ridge, and then moved laterally to form the oceanic crust with a uniform thickness.

一見したところ"Hess モデル"は地殻の厚さ の均一性を説明するには有効であるようだが、実 は重大な問題を抱えている。それは、水の起源と 蛇紋岩化作用の終結に関する問題である。Hess (1962) は、かんらん岩を蛇紋岩化するための水 は、拡大軸においてマントル深部から供給される と考えた。この場合、リソスフェアが拡大軸から 離れ、水の供給が断たれた時点で蛇紋岩化作用は 停止し、それ以上は進行しないだろう(図6)。 拡大速度と単位時間当たりの水の供給量が一定な らば、蛇紋岩化作用は一定の程度で終結し、一定 の厚さの"地殻"が形成されるはずである。論理 的にはオリジナル版"Hess モデル"に矛盾はない。 しかし現在、海嶺においてマントル深部から大量 の水が上昇していると信じている人はおそらくほ とんどいないだろう。Clague and Straley(1977) をはじめ多くの人は、割れ目や断層に沿った海水 の浸透こそが蛇紋岩化作用の主要な源であると考 えている。しかしこの場合、どのようなメカニズ ムで均質な蛇紋岩化かんらん岩の層を形成するこ とができるのだろうか? 蛇紋岩化の程度を広範 囲にわたって均一にするためには、水の流路であ

る割れ目や断層が均一に分布している必要がある だろう。しかしそのように水が十分に供給される 状況にあって、蛇紋岩化は都合の良いところで (例えば35%程度で)終結するだろうか? これ は、玄武岩質マグマが均一な厚さの地殻を形成す るのと同じくらい、あるいはそれ以上に不合理な ことのように思われる。

このように蛇紋岩化の程度の均一性を合理的に 説明できないという理由で、Clague and Straley (1977)の修正版 "Hess モデル" は筆者には受 け入れ難いモデルである。一方、少なくとも地殻 の厚さの均一性という点に関しては、モホ面がひ とつの変質反応に対応して生じたという Hess オ リジナルのアイデアは依然として魅力的である。 特に最近の深海底掘削によって明らかにされつつ ある低速拡大軸付近の地殻構造の複雑さは (Cannat, 1993; Ildefonse et al., 2007), 逆に地殻の厚 さの不可解な均一性をますます強調しているよう に感じられる。もしモホ面が変質反応によって生 じたものであり、これに海洋から供給される水が 関与しているとすれば、それは地下深部にできた "変質前線"と言えるだろう。ただし拡大軸近傍 では、角閃岩相以上の高温変質作用を受けた斑れ い岩類よりも下位に位置するかんらん岩類におい て,変質作用が十分に進行するのかどうかは疑問 である。海洋底上部マントルに"変質前線"がで きるとすれば、拡大軸からある程度離れた地点な のかもしれないが、それでも従来考えられていた ような"蛇紋岩化前線"よりも高温の反応によっ て形成されるのではないだろうか?

既に述べたように、海洋底の超苦鉄質岩におけ る変質生成物は多様性に乏しく、一部の斜長石か んらん岩を除けば、大抵は激しく蛇紋岩化してい る。この蛇紋岩化作用は基本的に低温(< 400℃)での反応であり(図5b)、斑れい岩類に おける下部緑色片岩相以下の変質作用と同様に、 海底付近での変質作用である可能性が高い。今ま でに得られた海洋底かんらん岩はほとんどがテク トニックに海底付近に上昇または露出したもので ある。その主成分であるかんらん石は特に低温で 分解しやすい鉱物であり、容易に海水と反応して 蛇紋石となるだろう。問題は,蛇紋岩化作用以前 の,地下深部本来の位置での変質作用があったか どうかである。

そのヒントが、大西洋中央海嶺北緯15°付近で 掘削された超苦鉄質岩類にある。上述したよう に、これらの岩石の一部では、輝石が変質して滑 石とトレモラ閃石を生じており、それはおそらく かんらん石が安定である比較的高温の条件(> 400℃)での変質作用の産物であると考えられる (Bach et al., 2004)。そのような高温での輝石の 優先的な変質は、実験でも確かめられている (Allen and Seyfried, 2003)。海洋底かんらん岩がほ ぼ均一な組成を持っているとすれば、輝石の優先 的な変質によって深部"変質前線"を作ることは、 理屈としては可能であろう。この場合、斑れい岩 におけるコロナ形成と同様に、水の粒間拡散が効 果的に作用すれば、修正版 "Hess モデル"の問 題点、すなわち変質度の均一性につきまとうジレ ンマに悩まされることもない。しかしそのような 高温での変質作用があったとしても、その痕跡は 低温で急速に進行する蛇紋岩化作用によってほと んど消去されてしまっている可能性が高い。した がってこのアイデアの当否は、最終的には大洋底 における比較的新鮮な(強い蛇紋岩化作用を免れ た)かんらん岩の掘削を待たなければわからない だろう。しかしまずは現在入手可能なかんらん岩 において証拠を探してみることも必要であり、こ れは現在筆者が取り組んでいるところである。

ところで,海洋底上部マントルの変質作用は, 海嶺付近で起きるとは限らない(例えば,Omori et al., 2004)。特に沈み込み帯では,海溝付近で の断層形成に伴って蛇紋岩化作用が進行している 可能性がある(例えば,Peacock, 2001; Ranero et al., 2003)。しかしそれが事実だとしても,それ は海嶺付近での変質作用の存在を否定するもので はない。海洋リソスフェアの一般的な性状を知る ためには,やはり海洋底誕生の地である海嶺付近 での変質作用を明らかにする必要があり,また当 然のことながら,一般的な大洋底における上部マ ントルの掘削(モホール)によって直接的な証拠 を得る必要がある。

#### IV. おわりに

本稿では主に記載岩石学的データのレビューを 行った。文献に記された岩石記載は必ずしも事実 を忠実に再現しているものではなく,同じ対象を 観察していても人によって見えるもの,あるいは 見ようとしているものが違う。したがって地域間 の本質的な相違点を見出すことは,案外容易では ない。例えば IODP Hole U1309D で見つかった 累帯性ハローが特殊なものなのかどうか,他地域 で確認することは今後の課題である。

また現在入手可能な岩石は、特殊なテクトニッ ク環境に産するものであり、それらが果たして海 洋リソスフェアー般を代表するものかどうか、と いう問題もある。これに対しては、情報の取捨選 択、すなわち特殊性を反映するものの除外と、一 般性を示すものの抽出が必要となる。

海洋底上部マントルの本来の深度での変質作用 については、これまでに入手された海洋底の超苦 鉄質岩類も陸上のオフィオライトも、除外すべき 情報(海洋底下浅所での、あるいはその後の変質 /変成作用)が多すぎてほとんど何もわかってい ないというのが、筆者の現状認識である。"Hess モデル"であれ他の仮説であれ、それを検証する ためには、結局はモホール計画の成功を待つしか ないのだろう。しかしながら、一見単調な様相を 呈する蛇紋岩においても、ごく初期の変質作用の 痕跡が見つかることがある。本稿ではかんらん岩 の"変質前線"についての新しいモデルを手短に 紹介したが、これについては別の機会に詳しく述 べたいと考えている。

一方,海洋底斑れい岩類の変質作用について は,岩石記載の量的あるいは質的ばらつきにもか かわらず,各地で報告された観察事実に多くの共 通点が認められることは,注目すべきことであ る。岩体の隆起などに起因する情報を排除して得 られる結論は,海洋下部地殻本来の深さでの変質 作用は,主に拡大軸近傍で上部緑色片岩相ないし 下部角閃岩相の条件で起こっており,特に深部で の変質作用はマグマや熱水の流路付近で進行しや すいということである。これは拡大速度の大小に 関わらず,海嶺付近の下部地殻でほぼ普遍的に起 きているが,変質の程度はマグマの活動と変形作 用の程度を,したがって拡大速度などのテクト ニックな要因を反映しているものと考えられる。

#### 謝 辞

本稿は平成19年3月に独立行政法人海洋研究開発機 構で開催されたモホールワークショップで講演した内 容の一部をまとめたものである。同機構の阿部なつ江 博士には,発表の機会を与えていただいた。Atlantis Massifの斑れい岩類の記載については,IODP Expedition 305 乗船研究の記録と,IODPから提供さ れたサンプルを使用した。この乗船研究は海洋研究開 発機構から支援を受けたものである。また乗船研究の 際には各国の研究者と有意義な議論を重ねることがで きた。本稿に対しては,金沢大学の荒井章司教授と匿 名の査読者から大変有益なコメントをいただいた。こ こにあらためて感謝の意を表したい。

#### 文 献

- 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.
- Alt, J.C., Kinoshita, H., Stokking, L.B. et al. (1993): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 148, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Andreani, M., Mével, C., Boullier, A.-M. and Escartín, J. (2007): Dynamic control on serpentine crystallization in veins: Constraints on hydration processes in oceanic peridotites. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, Q02012, doi:10.1029/2006GC001373.
- 荒井章司・阿部なつ江 (2003):海洋マントルの岩石学 的構造と海洋掘削. 地学雑誌, **112**, 692-704.
- 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, L13306, doi:10.1029/2006GL025681.
- Berman, R.G., Engi, M., Greenwood, H.J. and Brown, T.H. (1986): Derivation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathe-

matical programming: A review with application to the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Journal of Petrology*, **27**, 1131–1364.

- Blackman, D.K., Cann, J.R., Janssen, B. and Smith, D.K. (1998): Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone. Journal of Geophysical Research, 103, 21315-21333.
- Blackman, D.K., Ildefonse, B., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J. and the Expedition 304/305 Scientists (2006): Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 304/305. http://iodp.tamu.edu/publications/exp304\_305/

30405title.htm [Cited 2007/04/30]. Bonatti, E., Honnorez, J., Kirst, P. and Radicati, F. (1975): Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N: Contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. *Journal of Geology*,

- 83, 61-78.
  Bucher, K. and Frey, M. (2002): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 7th Edition. Springer.
- Cannat, M. (1993) Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. Journal of Geophysical Research, 98, 4163-4172.
- Cannat, M., Bideau, D. and Bougault, H. (1992): Serpentinized peridotites and gabbros in the Mid-Atlantic Ridge axial valley at 15°37'N and 16°52'N. *Earth and Planetary Science Letters*, **109**, 87-106.
- Clague, D.A. and Straley, P.F. (1977): Petrologic nature of the oceanic Moho. *Geology*, **5**, 133-136.
- Coogan, L.A., Gillis, K.M., MacLeod, C.J., Thompson, G.M. and Hékinian, R. (2002): Petrology and geochemistry of the lower ocean crust formed at the East Pacific Rise and exposed at Hess Deep: A synthesis and new results. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **3**, 8604, doi:10.1029/2001GC000230.
- Dick, H.J.B., Fisher, R.L. and Bryan, W.B. (1984): Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, **69**, 88-106.
- 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., Snow, J., Stephen, R.A., Trimby, P.W., Worm, H.U. and Yoshinobu, A. (2000): A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 31–51.
- 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., Plas, A. and Lécuyer, C. (1996): Petrologic and stable isotope constraints on hydrothermal alteration and serpentinization of the EPR

shallow mantle at Hess Deep (Site 895). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 147, 255–291.

- Gaggero, L. and Cortesogno, L. (1997): Metamorphic evolution of oceanic gabbros: Recrystallization from subsolidus to hydrothermal conditions in the MARK area (ODP Leg 153). *Lithos*, **40**, 105–131.
- Gillis, K.M. and Meyer, P.S. (2001): Metamorphism of oceanic gabbros by late stage melts and hydrothermal fluids: Evidence from the rare earth element composition of amphiboles. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2, Paper number 2000GC000087.
- Gillis, K.M., Thompson, G. and Kelley, D.S. (1993): A view of the lower crustal component of hydrothermal systems at the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 98, 19597–19619.
- Helmstaedt, H. and Allen, J.M. (1977): Metagabbronorite from DSDP hole 334: An example of hightemperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 886-898.
- Hess, H.H. (1962): History of ocean basins. in *Petrologic studies: A volume to honor A.F. Buddington* edited by Engel, A.E.J., James, H.L. and Leonard, B.F., Geological Society of America, 599–620.
- Hill, R.E. (1977): Three gabbros from DSDP Leg 37, Site 334: Their petrography and pyroxene mineralogy. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **37**, 763–768.
- Horen, H., Zamora, M. and Dubuisson, G. (1996): Seismic waves velocities and anisotropy in serpentinized peridotites from Xigaze ophiolite: Abundance of serpentine in slow spreading ridge. *Geophysical Research Letters*, 23, 9-12.
- Ildefonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J. and IODP Expeditions 304/305 Scientists (2006): IODP Expeditions 304 & 305 characterize the lithology, structure, and alteration of an oceanic core complex. *Scientific Drilling*, **3**, 4–11.
- Ildefonse, B., Blackman, D.K. John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J., MacLeod, C.J. and IODP Expeditions 304/305 Science Party (2007): Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges. *Geology*, **35**, 623-626.
- 石塚英男(1991):海洋底変成作用の性格と成因. 科学, 61, 760-767.
- Ito, E. and Anderson, A.T.Jr. (1983): Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman Rise: Petrographic and mineralogic constraints on hydrothermal processes at slow-spreading ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82, 371-388.
- Kelemen, P.B., Kikawa, E., Miller, D.J. et al. (2004): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 209.

http://www-odp.tamu.edu/publications/209\_IR/

209ir.htm [Cited 2007/04/30].

- Malcolm, F.L. (1981): Microstructures of the Cayman Trough gabbros. Journal of Geology, 89, 675–688.
- Manning, C.E., Weston, P.E. and Mahon, K.I. (1996): Rapid high-temperature metamorphism of East Pacific Rise gabbros from Hess Deep. *Earth and Planetary Science Letters*, **144**, 123–132.
- Mével, C. (1987): Evolution of oceanic gabbros from DSDP Leg 82: Influence of the fluid phase on metamorphic crystallizations. *Earth and Planetary Science Letters*, 83, 67–79.
- Mével, C. (1988): Metamorphism in oceanic layer 3, Gorringe Bank, Eastern Atlantic. Contributions to Mineralogy and Petrology, 100, 496–509.
- Mével, C. and Cannat, M. (1991): Lithosphere stretching and hydrothermal processes in oceanic gabbros from slow-spreading ridges. in *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere* edited by Peters, Tj., Nicolas, A. and Coleman, R.G., Kluwer Academic Publisher, 293-312.
- Mével, C. and Stamoudi, C. (1996): Hydrothermal alteration of the upper-mantle section at Hess Deep. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 147, 293-309.
- Moores, E.M. and Jackson, E.D. (1974): Ophiolites and oceanic crust. *Nature*, 250, 136–139.
- Nozaka, T., Abratis, M., Andreani, M., Beard, J.S., Delacour, A., Drouin, M., Frost, B.R., Fryer, P., Mc-Caig, A., Ohara, Y. and the shipboard scientific parties of IODP expeditions 304 and 305 (2006): Multiple vein/dike-related alteration, metasomatism and thermal metamorphism of the oceanic lower crust at IODP Site U1309, Mid-Atlantic Ridge. 19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan, S20, P20-01.
- O'Hanley, D.S. and Wicks, F.J. (1995): Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *Canadian Mineralogist*, 33, 753-773.
- Omori, S., Komabayashi, T. and Maruyama, S. (2004): Dehydration and earthquakes in the subducting slab: Empirical link in intermediate and deep seismic zones. *Physics of the Earth and Planetary Inte*-

riors, 146, 297-311.

- Peacock, S.M. (2001): Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29, 299–302.
- Prichard, H.M. (1979): A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and ocean crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68, 231-241.
- Prichard, H.M. and Cann, J.R. (1982): Petrology and mineralogy of dredged gabbro from Gettysburg Bank, Eastern Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **79**, 46–55.
- Ranero, C.R., Phipps Morgan, J. McIntosh, K. and Reichert, C. (2003): Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, 425, 367–373.
- Shipboard Scientific Party (1977): Site 334. Lithology. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 37, 241–243.
- Shipboard Scientific Party (1985): Site 556. Igneous petrology and geochemistry. *Initial Reports of the* Deep Sea Drilling Project, 82, 69-73.
- Stakes, D. and Vanko, D.A. (1986): Multistage hydrothermal alteration of gabbroic rocks from the failed Mathematician Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, **79**, 75–92.
- Stakes, D., Mével, C., Cannat, M. and Chaput, T. (1991): Metamorphic stratigraphy of Hole 735B. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 118, 153-180.
- Teagle, D.A.H., Alt, J.C., Umino, S., Miyashita, S., Banerjee, N.R., Wilson, D.S. and the Expedition 309/312 Scientists (2006): Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 309/312. http://iodp.tamu.edu/publications/exp309\_312/ 30912title.htm [Cited 2007/04/30].
- 上杉次郎・荒井章司・森下知晃・松影香子・角島和之・ 田村明弘・阿部なつ江 (2003):オマーンオフィオラ イトにおけるマントルー地殻境界の実体と多様性.地 学雑誌, 112, 750-768.

(2007年5月1日受付, 2007年10月25日受理)