

# Chromitites: An Enigmatic Mantle Rock Type

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-03 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: メールアドレス: 所属:
URL	<a href="http://hdl.handle.net/2297/35951">http://hdl.handle.net/2297/35951</a>

## クロミタイト

### — 不思議なマントル構成岩 —

荒井章司\*

#### **Chromitites: An Enigmatic Mantle Rock Type**

Shoji ARAI\*

#### **Abstract**

Various characteristics of podiform chromitites, an enigmatic mantle rock member, are reviewed in this article. Chromitites are composed of chromian spinel, with the general formula  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ , and silicates (mainly olivine). The  $\text{Fe}^{3+}$  content is generally very low, being less than 0.1 to all trivalent cations, in mantle chromian spinels. The  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  ratio (=Mg#) changes inversely with the  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$  ratio (=Cr#), which increases with an increase of degree of partial melting of mantle peridotites. The Cr# of chromian spinel is generally higher than 0.4 (generally 0.6 to 0.8) in podiform chromitites, varying widely from 0.1 to 0.9 in the mantle peridotite. The podiform chromitite forms pod-like bodies (dimensions of up to 1.5 km  $\times$  150 m for an individual pod) with a dunite envelope, totally set within mantle harzburgite. In well-preserved ophiolites, they occur in the uppermost mantle, especially in and beneath the Moho transition zone, which is dominated by dunite. The Cr# of chromian spinel is relatively low (0.4 to 0.6) around the Moho transition zone, and high ( $> 0.6$ ) at deeper levels in the mantle section. Chromitites are denser and less anisotropic in  $V_p$  than peridotites, and the  $V_p$  is 8.5 to 9 km/sec depending on the proportion of chromian spinel, and higher in the former than in the latter.

The podiform chromitite has been interpreted to be one of melt/rock interaction products within the uppermost mantle harzburgite; hybridization of relatively Si-rich melt formed by the breakdown of orthopyroxenes of the wall harzburgite and subsequently supplied primitive melt cause oversaturation in chromian spinel, giving rise to formation of chromitite with a dunite envelope. The fractionated melt leaving high-Cr# podiform chromitite is possibly of arc-magma affinity. Chromitites with low-Cr# (0.4 to 0.6) chromian spinel can be in equilibrium with MORB. Recently found ultra-high pressure minerals, such as diamond, moissanite, Fe-silicides and Ni-Fe-Cr-C alloys, within chromian spinel of podiform chromitites make the genetical history of chromitites highly enigmatic. A new story, which incorporates the genesis and involvement of these highly reducing, ultra-high pressure minerals, is required.

**Key words** : chromitite, podiform chromitite, upper mantle, Moho transition zone, melt-peridotite interaction, physical properties, island arc

キーワード : クロミタイト, ポディフォーム・クロミタイト, 上部マントル, モホ遷移帯, メルト/かんらん岩相互反応, 物性, 島弧

\* 金沢大学理工研究域自然システム学系地球学教室

\* Department of Earth Sciences, Kanazawa University

## I. はじめに

上部マントルはほぼかんらん岩（かんらん石を主要構成鉱物とする）より構成されているというのは地球科学ではほぼ常識となっている（例えば、Ringwood, 1975）。なかでも、レールズライトとハルツバーガイトは、上部マントルの大きな部分を占めているとされ、「マントルかんらん岩」といえばこれらの岩石を指すことが多い。かんらん岩の主要構成鉱物であるかんらん石および輝石類（斜方輝石、Caに富む単斜輝石）の量比や化学組成は、かんらん岩の化学的あるいは岩石学的性質を決めるものとして重要である。上部マントルかんらん岩における第4の鉱物として重要なものにクロムスピネルがある。マントル最上部では斜長石、約60 km以深ではざくろ石もかんらん岩中に出現しうる（Ringwood, 1975）。斜長石やざくろ石を含むかんらん岩にもクロムスピネルがしばしば出現する。このクロムスピネルが濃集した岩石をクロミタイト（chromitite）と呼ぶ。クロミタイトは化学組成および物性ともかんらん岩とは異なり、その成因やマントルにおける存在度は地球科学者の大きな関心を呼んでいる。ここではクロミタイト（とくに、後述のポディフォーム・クロミタイト）を解説したい。ポディフォーム・クロミタイトの成因的総括はArai（1997）を参照されたい。

## II. クロミタイト：どのような岩石か

### 1) クロムスピネル：主要構成鉱物

クロミタイトの主要構成鉱物はクロムスピネルである。クロムスピネルを含むスピネル族鉱物の一般的な化学式は  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$  であるが、Ti, Mn, Co, Zn, Niなどをさまざまな程度に含有する（例えば、Gahlan and Arai, 2007）。関与したマグマの組成や岩石の酸化還元状態、ストレスなどの指示鉱物として有用である（例えば、Irvine, 1967; Ozawa, 1984, 1989; Ballhaus *et al.*, 1991; Arai, 1992; Roeder, 1994）。スピネル族の鉱物には組成の違いによりさまざまな名前がついている（Stevens, 1944; Deer *et al.*,

1966）が、かんらん岩やマフィック火成岩中でのスピネルは多少ともCrを含むのでクロムスピネル（chromian spinel）と総称するのが便利である。Crは典型的なコンパティブル（固相濃集）元素であり、結晶分化作用の進行とともにマグマから急速にとり去られる。すなわち、クロムスピネルは比較的未分化のマグマに由来する岩石のみ出現する（図1）。もちろん、未分化マグマと成因的つながりが深いかんらん岩にもごく普通に含まれる（図1a-c）。マントルかんらん岩のクロムスピネルでは  $\text{Fe}^{3+}$  含有量は低く（普通は3価の陽イオン中の10%以下）、CrとAlの比のみが大きく変化する。Cr#（ $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$  原子比）という指標がよく使われるが、マントルかんらん岩中のクロムスピネルではCr#は普通0.1～0.9まで変化する（図2a, b）。Mg#（ $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  原子比）はCr#と逆相関を示し変化する（図2d）。マントルかんらん岩はいわゆる溶け残り岩（マグマが生成され分離した後の残りの岩石）とされている（Jaques and Green, 1980; Arai, 1994a）が、クロムスピネルのCr#は、その部分溶融度（始原的マントル物質が溶けた割合）と強い相関があり、部分溶融度の上昇とともに高くなる（Jaques and Green, 1980; Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994a）。また、火山岩や結晶集積岩（マグマから晶出した結晶が集積してできた粗粒な岩石）では、クロムスピネルのCr#は関与したマグマと平衡にあったかんらん岩（すなわち、生成時の部分溶融度）を示唆すると考えられている（Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994b）。

### 2) クロミタイト：クロムスピネルの濃集した岩石

クロムスピネルを主要鉱物とする岩石をクロミタイトと呼ぶ。クロミタイトの明確な定義はないが、クロムスピネルを20体積%以上含むものを呼ぶことが多い（松本ほか, 1995参照）。クロミタイトはCrの鉱床であり、それを強調する場合クロム鉄鉱（岩）とも呼ばれる。クロムスピネル以外の構成鉱物としてはかんらん石が最も普通で、ダナイトとは組成上連続する（図3）。一般にクロムスピネルは変質に強く、地殻中にもたら

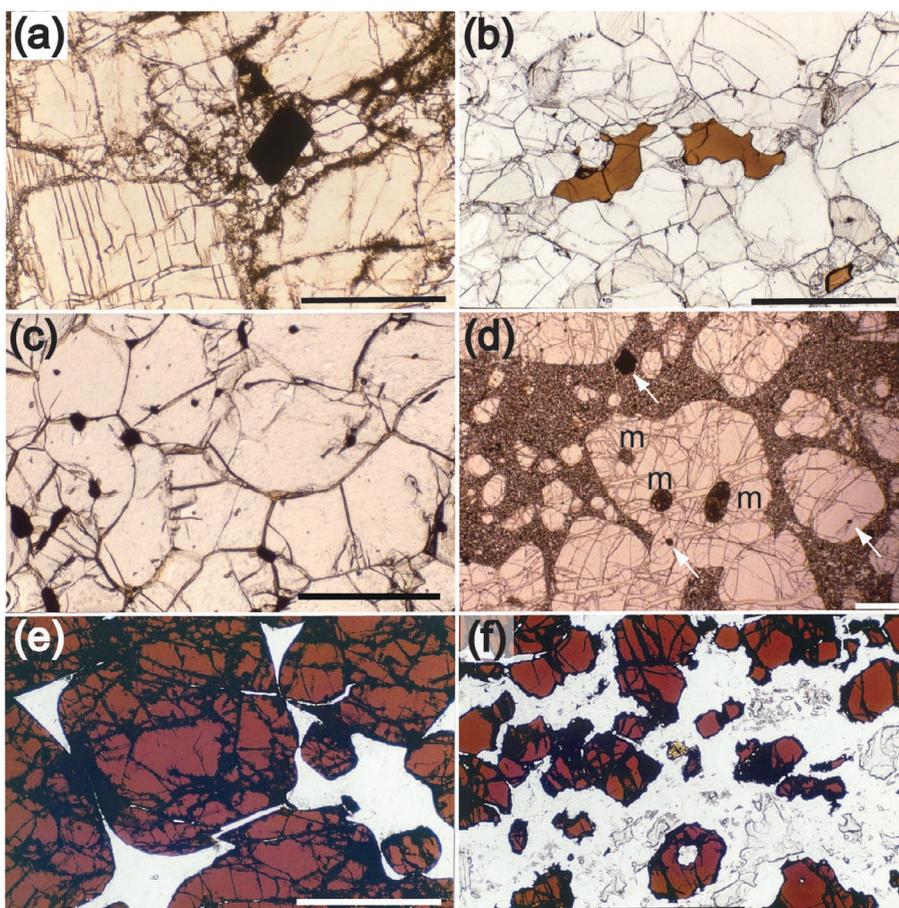


図 1 クロムスピネルの顕微鏡写真。すべてオープン・ポーラー。スケールバーは1mm。(a) ハルツバーグイト (マグマ成分に枯渇したマントルかんらん岩) 中のクロムスピネル。クロムスピネル (中央黒色) は不透明で自形であることが多い。鳥根県野山岳の捕獲岩。(b) レールゾライト (マグマ成分に富むマントルかんらん岩) 中のクロムスピネル (中央の2粒子)。淡褐色で他形を呈する。福岡県黒瀬の捕獲岩。(c) ダナイト中のクロムスピネル (黒色細粒)。佐賀県唐津高島の捕獲岩。(d) ピクライト玄武岩中のクロムスピネル (黒色, 矢印)。かんらん石斑晶中の包有物または微斑晶として産する。かんらん石との量比に注意。m はかんらん石中のメルト包有物。静岡県美和高山。(e) クロムスピネル (暗色部) に富むクロミタイト。粒間は蛇紋石 (もとかんらん石)。鳥取県多里-三坂岩体。(f) クロムスピネル (暗色部) に乏しいクロミタイト。白色部はかんらん石の残留結晶 (高レリーフ) を含む蛇紋石。鳥取県多里-三坂岩体。

Fig. 1 Photomicrographs of chromian spinels. Plane-polarized light. Scale bar is 1 mm. (a) Euhedral chromian spinel (center, black) in harzburgite (depleted mantle peridotite). Xenolith from Noyamadake, Shimane Prefecture, Japan. (b) Anhedral chromian spinel (center, two grains) in lherzolite (fertile mantle peridotite). Xenolith from Kurose, Fukuoka Prefecture, Japan. (c) Fine euhedral chromian spinel in dunite. Xenolith from Takashima, Saga Prefecture, Japan. (d) Chromian spinel (arrowed) as microphenocryst and fine inclusions in olivine phenocrysts in picritic basalt. m, melt inclusions in olivine. Miwa-Takayama, Shizuoka Prefecture, Japan. (e) Chromian spinel (dark-colored) in dense chromitite. Silicate matrix is composed of serpentine after olivine. Tari-Misaka complex, Tottori Prefecture, Japan. (f) Chromina spinel (dark-colored) in disseminated chromitite. The silicate matrix comprises serpentine with relic olivine grains (with high relief). Tari-Misaka complex, Tottori Prefecture, Japan.

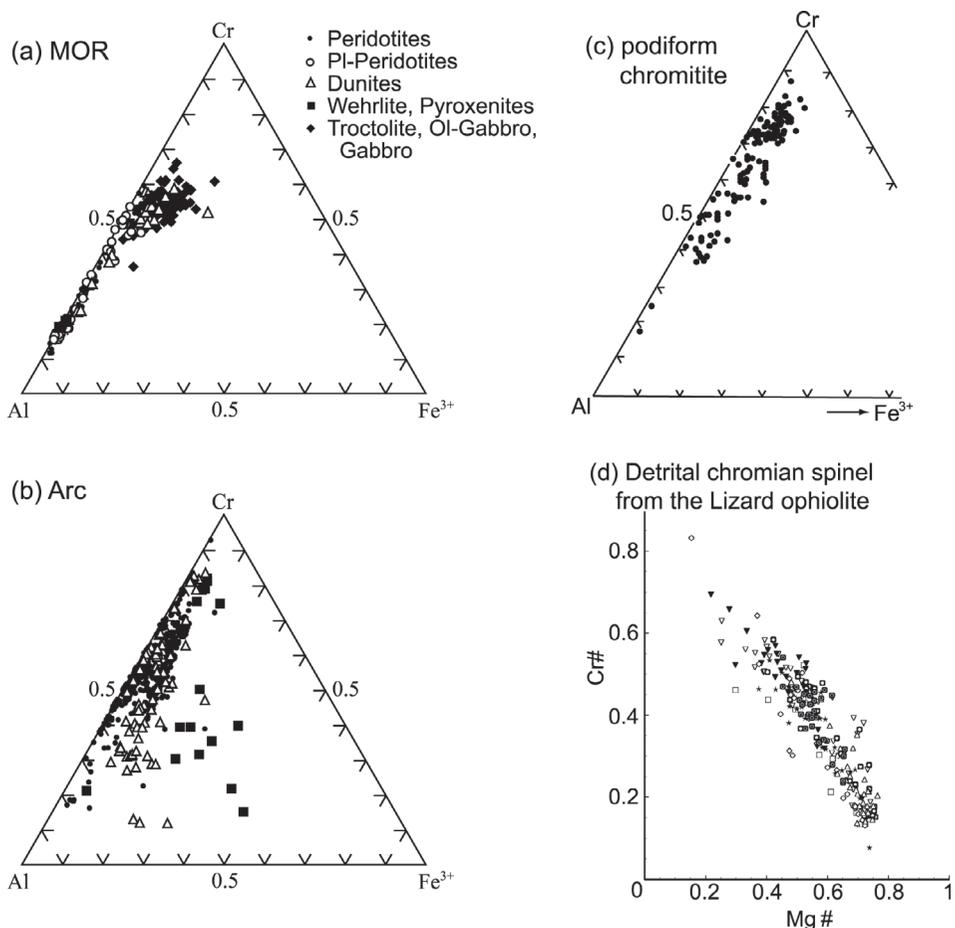


図 2 クロムスピネルの化学組成範囲。(a) 海洋底のかんらん岩およびガブロ類 (海洋底からドレッジまたは掘削されたもの)。(b) 島弧起源のかんらん岩 (主として島弧マグマ中の捕獲岩)。シンボルは (a) と同様。(c) ポディフォーム・クロミタイト。(d) イギリス, コーンウォールのリザード・オフィオライト露出地の海岸の碎屑性粒子。主として同オフィオライトのかんらん岩由来。角島・荒井(未公表)。(a) ~ (c) は Cr-Al-Fe<sup>3+</sup> 原子比。

Fig. 2 Compositional variations of chromian spinels in ultramafic rocks. (a) Plutonic rocks from the present-day ocean floor obtained by dredging and drilling. (b) Plutonic rocks from the arc obtained as xenoliths mainly captured by arc-related magmas. (c) Podiform chromitites. (d) Detrital grains of beach sands from Lizard ophiolite, Cornwall. Kadoshima and Arai (unpublished). (a) to (c), Trivalent cation ratios.

された場合, シリケートのみが強く変質 (蛇紋石化) していることがしばしばある (図 1e)。

クロミタイトは成因や産状から 2 種類に分けられている。一つは地殻中に形成される層状貫入岩体 (マグマ溜まりの化石?) の構成要素として産するもので, 層状クロミタイト (stratiform chromitite) と呼ばれる。層状クロミタイトはマ

グマからの結晶集積により層状に形成されたもので, 薄層であっても連続性がきわめてよい。超マフィック岩やアノーソサイト (斜長岩) が伴う。南アフリカのブッシュフェルト (Bushveld), アメリカのスティルウォーター (Stillwater), ジンバブエのグレート・ダイク (Great Dyke) などの層状貫入岩体中のものが有名である。他は,

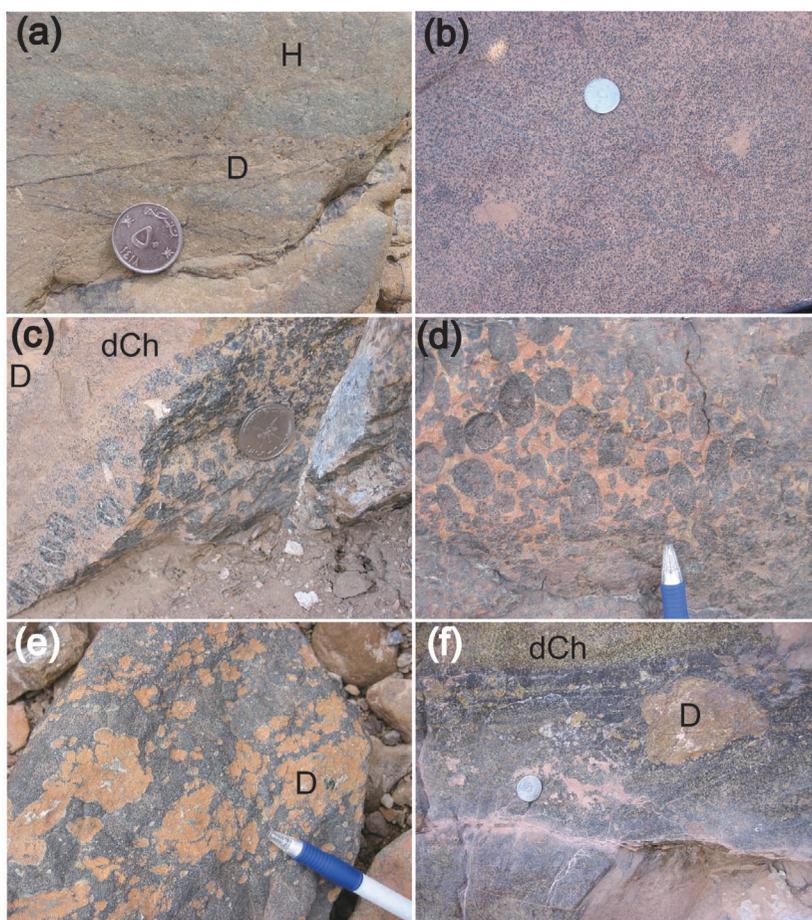


図 3 オマーン・オフィオライトにおけるポディフォーム・クロミタイトおよびかんらん岩の露頭写真。H, D, dChは、それぞれハルツバーガイト、ダナイト、分散クロミタイト。 (a) 調和的なハルツバーガイトとダナイト層。ダナイト中にはクロムスピネル(黒点)の薄層が見える。南部オマーン・オフィオライト、マクサド地域。 (b) 分散クロミタイト。ダナイトの基質に均質に分布したクロムスピネルよりなる。ダナイトのパッチも認められる。ポディフォーム・クロミタイトの最も普通の岩相。北部オマーン・オフィオライト、ヒルティ地域。 (c) ノジュール組織をもつクロミタイト。分散クロミタイトを経て、ダナイトへ遷移する。ノジュール状クロムスピネル集合体(黒色球状)が分散クロミタイトとの境界付近で形状が崩れる様子がわかる。北部オマーン・オフィオライト、ヒルティ地域。 (d) 典型的なノジュール組織を有するクロミタイト。ノジュールの中心にはシリケートに富む核がしばしば存在する。南部オマーン・オフィオライト、マクサド地域 (Ceuleneer and Nicolas, 1985; Leblanc and Ceuleneer, 1992)。 (e) 塊状のダナイトを含む細粒のクロミタイト。一部は、いわゆるアンチノジュール組織を呈する。 (f) と同一のポッド起源。南部オマーン・オフィオライト、マクサド地域 (Ceuleneer and Nicolas, 1985)。 (f) 層状を呈する細粒なクロミタイト。ダナイトの岩塊を包有。 (e) と同一のポッド。南部オマーン・オフィオライト、マクサド地域 (Ceuleneer and Nicolas, 1985)。

Fig. 3 Photographs of podiform chromitites and peridotites from Oman ophiolite. H, D and dCh are harzburgite, dunite and disseminated chromitite, respectively. (a) Concordant dunite bands with a thin chromian spinel seam in harzburgite. Maqsad area, the southern Oman ophiolite. (b) Disseminated chromitite, which comprises evenly distributed chromian spinel grains in the dunitic matrix. Two dunitic patches are seen. Hilti area, northern Oman ophiolite. (c) Chromitite with nodular texture grading to dunite via disseminated chromitite. The nodules are disrupted near the boundary with the disseminated chromitite. Hilti area, northern Oman ophiolite. (d) Chromitite with a typical nodular texture. Note the silicate-rich nuclei near the centers of individual nodules. Maqsad area, southern Oman ophiolite (Ceuleneer and Nicolas, 1985; Leblanc and Ceuleneer, 1992). (e) Fine-grained chromitite with dunitic fragments, partly showing an anti-nodular texture. Derived from the same pod as (f). Maqsad area, the southern Oman ophiolite (Ceuleneer and Nicolas, 1985). (f) Layered fine-grained chromitite, enclosing a dunitic fragment. The more massive chromitite (e) is derived from the same pod as (f). Maqsad area, southern Oman ophiolite (Ceuleneer and Nicolas, 1985).

かんらん岩（蛇紋岩）中に不規則塊状に産するもので、ポディフォーム・クロミタイト（podiform chromitite）と呼ばれる（図4，図5）。このタイプのクロミタイトは連続性がきわめて悪く、個々の岩塊（ポッドという）も不規則な塊状（莢状または芋状）を呈する。その産状から層状クロミタイトでは採鉱や探鉱が比較的容易であるのに対して、ポディフォーム・クロミタイトでは困難とされる。

### III. クロミタイト：産状，規模および性質

#### 1) ポディフォーム・クロミタイト：どこに出現するか？

ポディフォーム・クロミタイトは、ほぼ例外なく薄いダナイト層（ダナイトの包み，dunite envelope という）に包まれるように産する（図4，図5）。クロミタイトは、中程度にマグマ成分に枯渇した（クロムスピネルのCr#が0.5前後で極少量の単斜輝石を含むような）ハルツバーガイト（例えば、中国地方の多里-三坂岩体やオマーン・オフィオライト）中に最も大規模に産する（Arai and Abe, 1995; Arai, 1997）。レールゾライト（例えば、幌満岩体やランゾ岩体）中にはクロミタイトはきわめてまれであり（Gervilla and Leblanc, 1990; Morishita *et al.*, 2006 参照）、高度に枯渇したハルツバーガイト（例えば、幌加内オフィオライトやパプア・オフィオライト）中ではクロミタイトの規模が小さい（Arai and Abe, 1995; Arai, 1997）。ポディフォーム・クロミタイトの形状は、レンズ状、岩脈状、豆の莢（podiform の pod の語源）状、不定形塊状などきわめて多様である（Cassard *et al.*, 1981; Jankovic and Karamata, 1986 参照）。

ポディフォーム・クロミタイトは、オマーン・オフィオライトなどの保存のよいオフィオライトでみると、モホ遷移帯から最上部マントルのハルツバーガイト中にダナイトに包まれて存在している（例えば、Cassard *et al.*, 1981; Lago *et al.*, 1982; Nicolas, 1989; Ahmed and Arai, 2002）（図5）。クロミタイトおよび周囲のダナイトは、ハルツバーガイトの葉理構造（変形流動により鉱物が一定の方向に配列した面状構造）に調和的（concor-

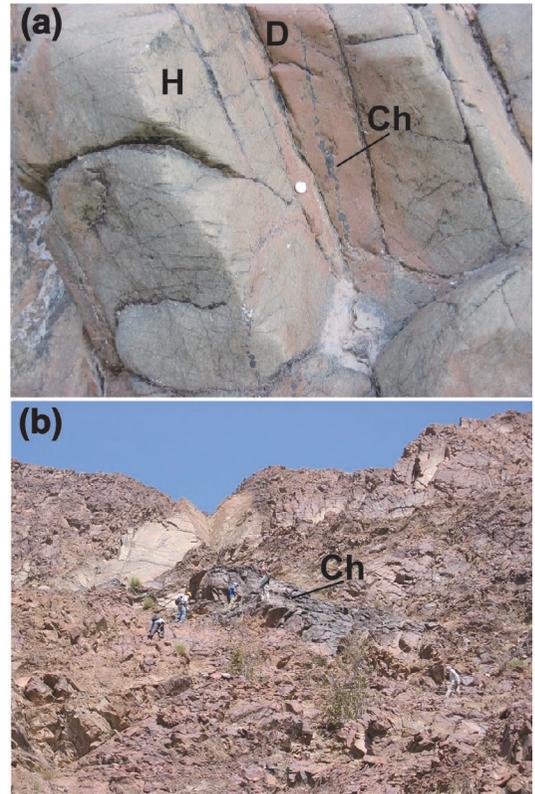


図4 北部オマーン・オフィオライトにおけるポディフォーム・クロミタイトの産状。H, DおよびChは、それぞれ、ハルツバーガイト、ダナイト、クロミタイト。いずれも非調和性で、ヒルティ地域。(a)きわめて小規模なポディフォーム・クロミタイト。ダナイトに包まれるようにして、ハルツバーガイト中に産する。(b)中規模なクロミタイト（黒色部）。クロミタイトは風化を免れ黒色の表面を呈するので、褐色の風化面を呈するかんらん岩中で容易に識別される。

Fig. 4 Modes of occurrence of discordant chromitite pods in the Hilti area of northern Oman ophiolite. H, D and Ch are harzburgite, dunite and chromitite, respectively. (a) A very small chromitite pod enveloped by dunite within harzburgite. (b) Medium-sized pod in harzburgite. Chromitites exhibit un-weathered blackish colors, and are easily distinguished from peridotites, which have a brownish weathered surface.

dant) なことも非調和的（discordant）なこともある（それぞれ調和性、非調和性クロミタイトと呼ぶ）（Cassard *et al.*, 1981）（図5）。初生的な

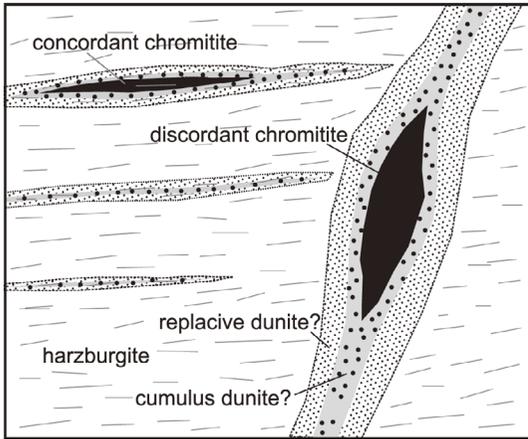


図 5 ポディフォーム・クロミタイトの概念図。ハルツパーガイトの葉理（変形構造：細実線）と平行なものを調和性（concordant）クロミタイト、切っているものを非調和性（discordant）クロミタイトと呼ぶ。ダナイトの包み（dunite envelope）は、それぞれ、調和性ダナイト、非調和性ダナイトと同等である。ダナイトの包みは二重の構造をしていることが期待される：外側はハルツパーガイトの置換により生じた置換性（replacive）ダナイト、内側は結晶集積による集積性（cumulus）ダナイトである。Cassard *et al.* (1981) 参照。

Fig. 5 Idealized illustration of podiform chromitites. We can distinguish two types, concordant and discordant chromitites, in terms of parallelism with foliation of the surrounding harzburgite (thin solid line). The enclosing dunite (= dunite envelope) is equivalent to concordant dunite or discordant dunite. The dunite envelope is expected to comprise two genetic types: outside replacive dunite and inside cumulus dunite. See Cassard *et al.* (1981).

ポディフォーム・クロミタイトは、ダナイトに包まれたパイプ状にかんらん岩を切って形成される (Lago *et al.*, 1982)。すなわち、初生的には非調和性であるが、のちの変形・流動により二次的に調和性のものに変化するとされる (Cassard *et al.*, 1981; Lago *et al.*, 1982; Nicolas, 1989)。

実際のオフィオライトでは、これらの典型的なポディフォーム・クロミタイト (図 4, 図 5) のほかに、さまざまなタイプのものが地殻 (およびモホ遷移帯) にも出現する (図 6)。南部オマーン・オフィオライト、マクサド (Maqsad) 地域の最

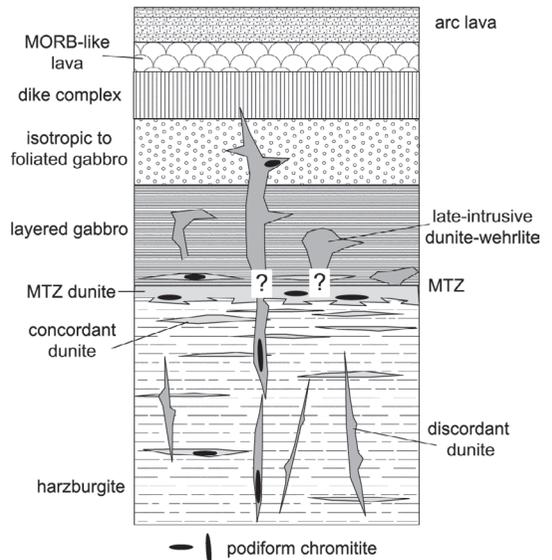


図 6 オフィオライト中でのポディフォーム・クロミタイトの出現。オマーン・オフィオライトの例 (Nicolas, 1989 参照)。ポディフォーム・クロミタイトは主としてモホ遷移帯 (MTZ) のダナイト中に産する。そのほか、マントル・ハルツパーガイト中の主として非調和性ダナイト中に産する。まれに、後期貫入性ダナイト～ウェールライトに伴って形成される (Arai *et al.*, 2004)。オマーン・オフィオライトにはさまざまなダナイト～ウェールライトが産するが、それらの成因的關係には不明な点が多い。

Fig. 6 Appearance of podiform chromitite within ophiolite. An example from Oman ophiolite (see Nicolas, 1989). Podiform chromitites mainly occur in the Moho transition zone (MTZ) as well as in discordant dunites within the upper mantle harzburgite. They are rarely found associated with the late-intrusive dunite to wehrlite (Arai *et al.*, 2004). Various types of dunite-wehrlite can be found in the Oman ophiolite, and their genetic relations are still being debated.

下部地殻～モホ遷移帯にはさまざまなタイプのクロミタイトが出現する (Ceuleneer and Nicolas, 1985; Leblanc and Ceuleneer, 1992)。地殻最下部のガブロ中のダナイトレンズ中に層状のクロミタイトが存在する (図 3e, f)。このクロミタイトはスティルウォーターなどの層状クロミタイトと類似した点はあるものの、顕著な堆積構造は見いださせない (図 3e, f)。小規模なシュリーレ

ン状（小規模で不規則な層状～「墨流し」状）のクロミタイトは、オフィオライトの最下部地殻～モホ遷移帯のダナイト～ウェールライト中に普通に見いだせる（例えば、McElduff and Stumpfl, 1991; Bédard and Hébert, 1998）。また、Arai *et al.* (2004) は北部オマーン・オフィオライトの上部地殻（岩脈群と均質ガブロの境界付近）にまで貫入した後期貫入性のダナイト～ウェールライト中に粗粒なガブロに伴う細粒のポディフォーム・クロミタイトを見いだした。このクロミタイトは小規模（径2～3m）で不規則な形状を示すが、クロミタイトそのものの組織は層状クロミタイトと類似している（Arai *et al.*, 2004）。

## 2) 多彩な形状・構造・組織

ポディフォーム・クロミタイトの特徴の一つは多様な組織である（例えば、Nicolas, 1989）。かんらん石のマトリックス中にクロムスピネルの回転楕円体状集合体（ノジュール）が詰まったノジュラー組織、その逆のアンチノジュラー組織、かんらん石のノジュールを薄くクロムスピネルが包んだ複合的ノジュールがかんらん石マトリックス中に存在するオービキュラー組織などの「不思議な」組織が見いだされる（例えば、Leblanc *et al.*, 1981; Ballhaus, 1998; Zhou *et al.*, 2001）（図3c, d）。もちろんかんらん石とクロムスピネルが比較的均質に混合したような組織（disseminated chromitite; 分散クロミタイト）が最も普通に見いだされる（図3b）。これらの多様な組織は一つのポッド中でも認められることがある（図3c, e, f）。ノジュラーやオービキュラー組織は初生的（火成岩的）であるとされ、非調和性ポッドにのみ見いだされる（Cassard *et al.*, 1981）。調和性ポッドでは変形のために破壊されてしまい、変形による葉理構造の発達した縞状のクロミタイトとなってしまうとされる（Cassard *et al.*, 1981）。

ポディフォーム・クロミタイトの規模はさまざまである。最大のポディフォーム・クロミタイトは南ウラル（カザフスタン）のケンピルサイ・オフィオライトのものであるとされている（例えば、Melcher *et al.*, 1997; Distler *et al.*, 2008）。その一つの「40 Years of the KazSSR」鉍体（ポッ

ド）は複雑な形状を呈するが、最大厚さ150mで長さ1.5kmの規模があるとされる（Distler *et al.*, 2008）。わが国で最大のポッドは、西南日本内帯の多里-三坂かんらん岩体（Arai, 1980; 松本ほか, 1995）にある若松鉍山（鳥取県）の「7号鉍体」で、厚さ30mで200mの連続性を示す（松本ほか, 2002）。

## 3) クロムスピネル中の包有物

クロミタイト中のクロムスピネルにはしばしば鉍物の包有物が存在する（図7）。これらの鉍物はフロゴパイト（とくにNa-フロゴパイト（=アスピドライト））、パーガス閃石、輝石（とくに斜方輝石）などで、特徴的にNa, K, Tiや水などのインコンパティブル（液相濃集）成分に富んでいる（例えば、Talkington *et al.*, 1984, 1986; Augé, 1987; McElduff and Stumpfl, 1991）。また、硫化物も包有物として普通に見いだされる（Talkington *et al.*, 1984; Lorand and Ceuleneer, 1989）。これらの包有物の存在は、不思議なことに層状クロミタイト、ポディフォーム・クロミタイト共通の特徴なのである（例えば、Talkington *et al.*, 1986）。典型的なコンパティブル元素であるCrが濃集した鉍物であるスピネル中に、インコンパティブル元素が濃集した鉍物類が包有されていることになる。これらの包有物がクロムスピネル中に存在していても、周囲のかんらん石を主とするシリケート集合体（シリケート・マトリックスという）中にはまったく存在しないのが普通である（とくに、ポディフォーム・クロミタイトでは）。

これらのインコンパティブル元素に富む鉍物の包有物の存否に関しては、不明な点が多い。これらの包有物は調和性クロミタイト中ではみられないとされる（Cassard *et al.*, 1981）。変形流動により非調和性クロミタイトが調和性のものになる際に、初生的火成岩組織の破壊とともに消失するとされているが、その直接的証拠やメカニズムは不明である。西南日本、多里-三坂岩体のポディフォーム・クロミタイト（Arai, 1980; 松本ほか, 1995）では、ノジュラーやオービキュラー組織は見いだされていないものの、初生的と思われる組織を残しているクロミタイトでも、なぜかクロ

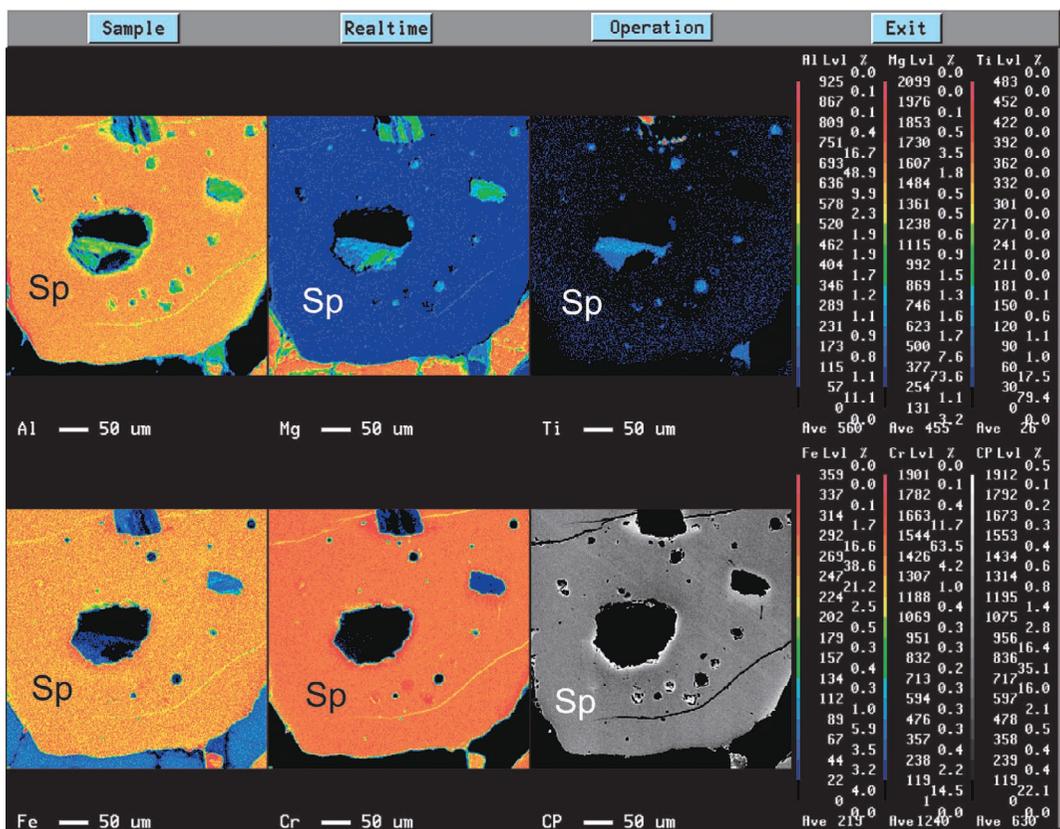


図 7 クロミタイトのクロムスピネル中の包有物. マイクロプローブによる元素組成マッピング. 暖色は高濃度を表す. CPはコンポ像である. 南部オマーン・オフィオライト, マクサド地域のポディフォーム・クロミタイト (Ceuleneer and Nicolas, 1985). 包有物は主として, Na フログバイト, パーガス閃石よりなり, Tiに比較的富んでいることがわかる. 包有物の周囲でクロムスピネルがCrに富んでおり, トラップされたメルトとの反応を示唆している. Arai and Ceuleneer (未公表).

Fig. 7 Elemental distribution maps of chromian spinel with solid mineral inclusions in podiform chromitite from Maqsad, the southern Oman ophiolite (Ceuleneer and Nicolas, 1985). Warmer colors indicate higher concentrations. CP is a composite image. The inclusions are mainly composed of Na-phlogopite and pargasite, and are relatively rich in Ti. The high-Cr rims around the inclusions suggest reaction between trapped melt and chromian spinel wall. Arai and Ceuleneer (unpublished).

ムスピネル中に雲母, 角閃石, 輝石の包有物は皆無である。

また, クロミタイト (層状, ポディフォーム双方とも) には白金族元素 (PGE) がしばしば濃集する (Cabri, 1981; Talkington *et al.*, 1986)。多くは, PGE の硫化物などの白金族鉱物 (PGM) として存在している。ブッシュフェルト層状岩体 (南アフリカ) のUG-2やメレンスキー・リーフ (Merensky Reef) などの特徴的な層準はPGE

の濃集で有名であるが, その主要なホストはクロミタイトである (例えば, Eales and Reynolds, 1986; Viljoen, 1999)。ポディフォーム・クロミタイトでもシェトランド・オフィオライトのものなどは高いPGEの存在度で有名である (例えば, Prichard and Lord, 1993)。ポディフォーム・クロミタイトにおける代表的なPGMはRuの硫化物であるローライト (laurite) であり, 普通はクロムスピネル中の自形の包有物として産する

(例えば, Ahmed and Arai, 2002, 2003)。ローライトはちょうどクロムスピネル粒子の核をなすように粒子の中央付近に存在することが多く, 外来結晶(クロムスピネル粒子の核)と解釈されることが多い(例えば, Ahmed and Arai, 2003)。

#### 4) ポディフォーム・クロミタイトの化学的特徴

クロミタイトを構成するクロムスピネルのCr#はほぼ0.4より高く, 多くのものでは0.6~0.8である(Arai, 1997)(図2c)。また, クロムスピネルのMg#は同じ程度のCr#のもので比較すると, クロミタイト中の方がかんらん岩中よりも高い(Arai, 1980)。これは, 冷却に伴う, かんらん石-クロムスピネル間のMg-Fe分配の結果, かんらん石/クロムスピネル量比の差によって生じたものである(Arai, 1980)。クロムスピネルのCr#は, クロミタイトとダナイトの包みでは同様であるが, ハルツバーガイトでは低い(Arai, 1997)。クロムスピネルのTiO<sub>2</sub>含有量も系統的な差があり, クロミタイトとダナイトでは0.5wt%以下であるが, ハルツバーガイトでは0.2wt%以下である(Arai, 1980; Augé, 1987)。

同一のオフィオライト中において, マントル中のポディフォーム・クロミタイトのクロムスピネルの組成が存在深度(モホからの深さ)により系統的に変化するという報告が多い(例えば, Leblanc and Violette, 1983)。すなわち, 比較的深部(北部オマーン・オフィオライトでは, モホより5 km以深)では, クロムスピネルのCr#が高く(0.6~0.8), それ以浅では低い(0.4~0.6)(例えば, Leblanc and Violette, 1983; Augé, 1987; Ahmed and Arai, 2002; Rollinson, 2008)。浅部のクロミタイトはMORB的なマグマと, 深部のは島弧的なマグマ(ボニナイトなど)と平衡たりうるものである(例えば, Rollinson, 2008)。

#### 5) クロミタイトの物性

クロムスピネルの密度は, 組成にもよるが, 3.6~5.2 g/cm<sup>3</sup>程度であり, かんらん石(3.2~4.4 g/cm<sup>3</sup>)や輝石類(およそ3.2~3.9 g/cm<sup>3</sup>)よりも一般に高い(Deer *et al.*, 1966; Carmichael, 1989)。(Mg, Fe<sup>2+</sup>)Alスピネルでは3.58

~4.27 g/cm<sup>3</sup>, (Mg, Fe<sup>2+</sup>)Crスピネルでは4.41~5.09 g/cm<sup>3</sup>である(Carmichael, 1989)ので, マントルに存在しているクロムスピネルの密度は4~5 g/cm<sup>3</sup>程度と考えられ, Mg#=0.9程度のかんらん石, 輝石類(密度3.3 g/cm<sup>3</sup>程度)より明瞭に高い。クロムスピネルはクロミタイト中を除いて常に副成分的な鉱物であることを反映して, その物性に関する情報に乏しい。V<sub>p</sub>は, Mg#=0.75のAlに富みCrを欠く(Al:Fe=0.95:0.05)スピネルで9.25 km/secであり, Mg, Crを欠くFe-Alスピネルで8.67 km/secである(Carmichael, 1989)。したがって, 通常のクロムスピネルでは, V<sub>p</sub>は8.5~9 km/sec程度であると予想される。クロミタイト(多くはクロムスピネル+かんらん石)ではV<sub>p</sub>はかんらん岩より高いことが予想される。また, クロムスピネルはざくろ石と同様に等方体であり, したがってクロミタイトはエクログイト(単斜輝石+ざくろ石)同様, かんらん石, 輝石を主とする岩石(かんらん岩類やパイロクシナイト類)よりもV<sub>p</sub>に関する異方性が低いはずである。

### IV. 起源の明らかなポディフォーム・クロミタイト

ポディフォーム・クロミタイトの成因や関与したマグマなどを論ずる場合に最も深刻な問題の一つは, ポディフォーム・クロミタイトやその周囲のかんらん岩(あるいはオフィオライト)の起源または形成場が自明ではないことである。例えば, 前述のようにオマーン・オフィオライトには, 数多くの産状が明瞭なポディフォーム・クロミタイトが産するが, オフィオライトそのものの起源に関して不明な点があり(例えば, Nicolas, 1989; Arai *et al.*, 2006), クロミタイトの形成場が中央海嶺であるか沈み込み帯(とくに, 背弧海盆)であるかが明白ではない。このような状況のなかで, 今まで発見されている起源の明瞭なポディフォーム・クロミタイトの例は大変少なく重要である。

#### 1) 島弧からのクロミタイト

マグマ中の捕獲岩は上部マントルの構成岩石を

地表にもたらすものとして重要である。したがって、われわれは捕獲岩によりマントル構成物を直接的に知ることができるのであるが、実は捕獲岩としてもたらされるクロミタイトはきわめて限られているのである。この理由についてはいくつかあげられる：(1) クロミタイトは密度が高く捕獲岩として運搬されにくい、(2) マントル捕獲岩を運ぶようなマグマの通り道にはクロミタイトは存在しない（例えば、Thayer, 1970）。ところが、西南日本弧唐津高島のアルカリ玄武岩中にはクロミタイトがしばしば捕獲岩として認められる（Arai and Abe, 1994）（図 8a）。高島の捕獲岩として得られるクロミタイトの多くが、ダナイトのマトリックス中に「墨流し状」に細粒のクロムスピネルが濃集するものであるが、まれにノジュール組織を呈するものが見いだされる（図 8a）。ノジュール組織はポディフォーム・クロミタイトに特徴的であり、この捕獲岩が地下のポディフォーム・クロミタイトに由来した可能性が高い（Arai and Abe, 1994）。これは、高島にダナイト捕獲岩が多いことと整合的である。近辺の黒瀬のアルカリ玄武岩にはハルツバーガイト捕獲岩が卓越して見いだされており（Arai *et al.*, 2000）、ダナイトおよびクロミタイトがハルツバーガイト中に形成された可能性がある（Arai and Abe, 1994）。なお、高島や黒瀬のアルカリ玄武岩は島弧性のものではないが、日本列島形成後に（3 Ma 以降）に噴出しており、その捕獲岩は島弧の深部物質を表している（Arai *et al.*, 2000）。

## 2) 海洋底からのクロミタイト

ODP（国際深海掘削計画）Leg147において、東太平洋海膨の近くのヘス・ディーブ（Hess Deep）から極小規模ではあるがクロミタイトが発見された（Arai and Matsukage, 1996, 1998; Matsukage and Arai, 1998）（図 8b）。これは小規模な（径 2 cm × 長さ < 10 cm）ロッド状のクロムスピネルの濃集体で、最も厚い（約 10 m）ダナイト層中に存在していた（Arai and Matsukage, 1998）。この濃集体はきわめて小規模ながらポディフォーム・クロミタイトの特徴を備えていた（Arai and Matsukage, 1998）。その後、

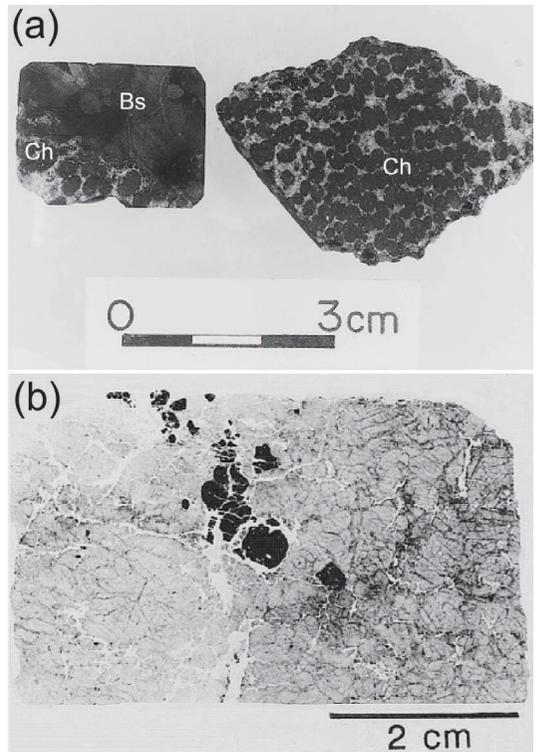


図 8 起源の明瞭なポディフォーム・クロミタイト。(a) オービキュラー組織を示すクロミタイト。佐賀県唐津高島のアルカリ玄武岩中の捕獲岩。Bs, アルカリ玄武岩。Ch, クロミタイト。クロミタイト中の黒色ノジュール状のものがクロムスピネル集合体。Arai and Abe(1994)参照。(b) ダナイト中の極小規模なクロミタイト（黒色のクロムスピネルの濃集している部分のみ）。薄片写真（開放ポラー）。黒色部がクロムスピネルで、他は完全に蛇紋石化したダナイト。東太平洋海嶺、ヘス・ディーブにおいて ODP Leg 147 で掘削された。Arai and Matsukage(1996, 1998) および Matsukage and Arai (1998) 参照。

Fig. 8 Podiform chromitites from known tectonic settings. (a) Xenolith of chromitite with orbicular texture in alkali basalt from Takashima, Saga Prefecture. Bs, alkali basalt. Ch, chromitite. Chromitite contains black nodular aggregates of chromian spinel. See Arai and Abe (1994). (b) Chromitite micro-pod (upper left to the center) within dunite from Hess Deep, East Pacific Rise (thin section photograph). Black grains are chromian spinel embedded in serpentinized dunite. Obtained by drilling in ODP Leg 147. See Arai and Matsukage (1996, 1998) and Matsukage and Arai (1998).

ODP Leg209において、大西洋中央海嶺（北緯14～15度）でより大規模と思われる（断面で4 cm×3 cm程度、空間的広がり不明）ポディフォーム・クロミタイトが発見された（Shipboard Scientific Party, 2003）。このクロミタイトもハルツパーガイト中のダナイト層のなかに見いだされた。

## V. クロミタイトの成因

クロミタイトを生成するためにはクロムスピネルの濃集が必要である。クロムスピネルは通常かんらん石とともに（コテクチックに）未分化な玄武岩質マグマなどから晶出する場合、かんらん石+クロムスピネルにおけるクロムスピネルの割合は数%以下である。かんらん石に富む玄武岩におけるかんらん石斑晶とクロムスピネル（微）斑晶量の割合がほぼそのようになっている（図1d）。集積性のダナイトでもかんらん石とクロムスピネルはそのような割合である（図1c）。これからクロムスピネルを濃集させるためにはかんらん石と機械的に分離させ濃集させる必要がある。層状クロミタイトについての初期の成因論はこの分級によるクロムスピネルの濃集であった（例えば、Smith, 1962）。クロムスピネルはかんらん石よりも密度が高いものの粒径が小さく（図1c, d）、効果的に分級するかどうかは微妙である。さらに、単なる未分化なマグマから晶出したクロムスピネルの機械的濃集だけでは、上述したクロムスピネル中のインコンパティブル成分に富む包有物の形成がまったく説明できない。層状クロミタイトの形成には、クロムスピネル結晶の沈積はあまり重要な役割を果たさず、その場での結晶成長がより重要であるとされている（例えば、Waters and Boudreau, 1996）。ポディフォーム・クロミタイトに関しても、基本的にマグマからの集積岩であることは古くから議論されていた（例えば、Thayer, 1964, 1969）が、具体的な形成過程に関しては不明なままであった。

このようななかで、画期的な層状クロミタイト成因論を提唱したのはIrvine（1977）であった。彼は仮想的なかんらん石-クロムスピネル（クロ

ミイト）-シリカ三分系を提唱し、かんらん石-クロムスピネルのコテクチック境界上にあるマグマ（すなわち、普通の未分化な玄武岩マグマ：かんらん石とクロムスピネル双方に飽和）とよりシリカに富むマグマを混合させることにより、マグマがクロムスピネルに過飽和となり、クロムスピネルのみを晶出させ層状クロミタイトを形成するとした。Irvine（1975）は、層状貫入岩体（すなわちかつての「マグマ溜まり」）の周囲の下部地殻の岩石の部分溶融により生じたかこう岩質マグマがクロムスピネル中の雲母などの包有物のインコンパティブル成分の源だとした。このかこう岩質マグマは、このマグマ混合におけるシリカに富むマグマ成分として振る舞うことが期待される。Irvine（1977）では、分化した玄武岩質マグマがシリカに富むマグマの役割をするとした。Spandler *et al.*（2005）は、層状クロミタイトのスピネル中の前述の包有物（トラップされたメルトであるとした）を加熱により均質なガラス化し、組成を検討した。その結果、2種類のマグマ（玄武岩質+かこう岩質）の混合を示唆するような組成変化を示した。

Irvine（1977）により層状クロミタイトについて提唱されたマグマ混合モデルは、Arai and Yurimoto（1994）、Zhou *et al.*（1994）によりポディフォーム・クロミタイトにも適用され世界中に広まった（図9）。ただし、このモデルをはじめポディフォーム・クロミタイトに適用したのは、ポピュラーでない論文集に掲載されたのであまり知られていないが、Noller and Carter（1986）である。また、マグマ混合の関与はPaktunc（1990）でも言及されている。Noller and Carter（1986）のモデルでは、シリカに富むメルトは壁岩のハルツパーガイトの斜方輝石の非調和融解によるものとなる（例えば、Arai and Yurimoto, 1994）。すなわち、ハルツパーガイト中のメルト通路において壁岩とメルトが反応し、置換性ダナイトが形成される（例えば、Quick, 1981; Kelemen *et al.*, 1990）。ダナイトの一部はメルト/壁岩反応を推進するための潜熱放出のためにメルトから晶出した集積岩であろう（図5;

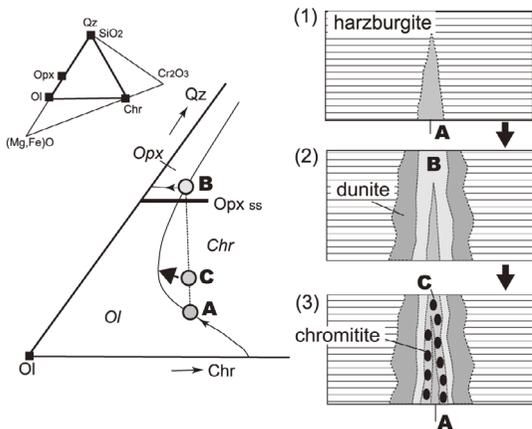


図9 ポディフォーム・クロミタイト成因モデル。ハルツバーガイト中に侵入した高压マグマ(組成A)は壁岩と反応し、ダナイトをつくり、斜方輝石の分解によりシリカに富むマグマ(組成B)を形成する。これが比較的未分化なマグマ(A)と混合することによって形成されたマグマ(組成C)はクロムスピネルの初相領域に入り、クロムスピネルのみを晶出し、クロミタイトを形成する。ハルツバーガイト壁の反応によって形成されたダナイトはクロミタイトを包むようになる(dunite envelope)。Irvine (1977)の層状クロミタイト成因モデルの応用である。Arai and Yurimoto (1994) 参照。

Fig. 9 A genetic model of the podiform chromitite. High-pressure magma (composition A) reacts with wall harzburgite to form dunite and silica-rich melt (composition B) by incongruent melting of orthopyroxene in the harzburgite. The two melts are mixed within a conduit to form a hybrid melt (composition C), which is within the chromian spinel primary liquidus field and can solely precipitate chromian spinel. Consequently, chromitite enveloped by dunite is formed within harzburgite. Application of the model of Irvine (1977) prepared for stratiform chromitite genesis. See Arai and Yurimoto (1994).

Noller and Carter, 1986)。もちろん、未分化なマグマ(十分なCrを含む)とシリカに富むマグマが調達できれば、上部マントル以外でも上記のメカニズムによりクロミタイトは生成する。上述のオマーン・オフィオライト地殻上部の細粒ポディフォーム・クロミタイト(Arai *et al.*, 2004)は、上部地殻にまで貫入したかんらん石に富むクリスタル・マッシュと、地殻起源の捕獲岩塊から生じたシリカに富むマグマとマッシュを形成して

いた玄武岩質メルトの混合により生じたものである(Arai *et al.*, 2004)。Bédard and Hébert (1998)は、カナダ、ニューファンドランドのベイオブアイランズ(Bay of Islands)・オフィオライトにおいて、地殻最下部に貫入し、超マフィック岩をつくったマグマと、ガプロやパイロクシナイトの混成によりシュリーレン状にクロミタイトが形成されるとした。

大規模なポディフォーム・クロミタイトはもっぱら中程度に枯渇したハルツバーガイト中に見いだされる事実は、ポディフォーム・クロミタイト形成における壁岩のコントロールを示唆しており(Arai, 1997)、上述の形成モデル(かんらん岩壁岩/メルト相互反応の関与)を支持する。高Cr#の系(壁岩が著しく高枯渇度を有するハルツバーガイト)では、斜方輝石中のCrとAl含有量(クロミタイトの源となりうる)が低いために、大規模なクロミタイトの形成には至らないのであろう。低Cr#の系(壁岩が低枯渇度のレールズライト)では、かんらん石-クロムスピネルのコテクチック境界線の曲率からマグマ混合の効果が低いためクロミタイトが形成されにくいのであろう(Arai and Abe, 1995)。

前述のポディフォーム・クロミタイトにのみ認められる「不思議な」火成岩組織、例えばノジュールおよびオービキュラー組織、の成因はまだまだに謎につつまれている(例えば, Leblanc *et al.*, 1981; Ballhaus, 1998; Zhou *et al.*, 2001)。球状(回転楕円体状)のクロムスピネルの集合体(ノジュールまたはオービキュラー)は、基本的に未分化マグマ中への高シリカメルトの液滴状の混合(ミングリング)によるものとされる(Ballhaus, 1998; Zhou *et al.*, 2001)。液滴の周囲で2種のマグマの混合とクロムスピネルの晶出が起こり、それが液滴内部に沈降し中心に濃集(Ballhaus, 1998)、または液滴の回転に伴い外側に濃集(Zhou *et al.*, 2001)する。このようにして形成された球状のクロムスピネル濃集体から、メルトがさまざまな程度に外部に抜けることにより、ノジュール~オービキュラーまでのさまざまなタイプのクロムスピネル+かんらん石集合体が形成

するとされている（例えば, Zhou *et al.*, 2001）。これらの不思議な組織が, ポディフォーム・クロミタイトのみに認められるのは, マントル中の狭いパイプ状のマグマ通路中での活発なマグマの流れが球状のクロムスピネル集合体を形成するのに重要な役割を果たしていると考えられている (Leblanc *et al.*, 1981; Lago *et al.*, 1982; Zhou *et al.*, 2001)。

クロムスピネル中の含水鉱物等のインコンパティブル元素に富む包有物については, 包有物のサイズに比べて構成鉱物が粗粒なために, 当初は鉱物としてやや特殊な環境でトラップされたと解釈された (例えば, Lorand and Ceuleneer, 1989) が, 最近ではメルトとしてトラップされ, クロムスピネル粒子中という特殊な環境で結晶化したものと考えられている (Schiano *et al.*, 1997; Spandler *et al.*, 2005 参照)。そして, 包有物として保存されているシリカを含むインコンパティブル成分に富むメルトは, クロミタイト形成に関与する混合マグマを形成する一方のマグマの組成を反映していると考えられている (例えば, Spandler *et al.*, 2005)。前述のように, スピネル中の包有物のインコンパティブル成分は, 層状クロミタイトの場合は周囲の地殻構成岩石の部分熔融により生じたかこう岩質メルト起源であるとされる (Irvine, 1975; Spandler *et al.*, 2005) が, ポディフォーム・クロミタイトの場合は, メルトがマントル中を上昇する際に周囲からゾーン・リファイニング的 (Kushiro, 1968 を参照) に集めたものであろう (Arai *et al.*, 1997)。

## VI. クロミタイトの重要性および 形成場：残された謎

### 1) クロミタイトの意味するもの

ポディフォーム・クロミタイトの形成には, ハルツバーガイト的なマントルおよび活発なマグマの供給 / 壁岩との相互反応が必要である。効果的なシリカ過飽和なメルトの形成には斜方輝石の非調和融解が有効であるから, 低圧ほど, また加水的なほど有利であろう (例えば, Kushiro, 1969)。クロミタイトのクロムスピネルは Cr# が高いものが多くまた TiO<sub>2</sub> 含有量が低いために,

平衡にあったマグマは島弧性のもと考えられている (例えば, Yumul, 1993; Arai and Yurimoto, 1995)。このような結論は最近の論文でもかなり普遍的であるが, クロミタイトの形成における海嶺の環境を排除するものではない。現実には海洋底でクロミタイトが発見されており, クロミタイトのうち比較的低 Cr# を有するクロムスピネルよりなるものの中には海嶺下のマントル過程で形成されたものがあるはずであり注意が必要である。クロムスピネル中の含水鉱物の包有物をもって島弧的な含水マグマの関与の証拠とする (Schiano *et al.*, 1997) のは明らかな誤りである (Arai, 1998)。結局, ハルツバーガイトのマントルからなり, 活発なマグマの供給があり, マグマ / ハルツバーガイト反応が見込める場所ならば, ポディフォーム・クロミタイトが形成されるであろう。

それでは, 多くのオフィオライト (オマーン, サンバレス, ニューカレドニア) で認められる, マントル部におけるポディフォーム・クロミタイトのクロムスピネルの組成の層序的变化 (Leblanc and Violette, 1983; Augé, 1987) は何を意味するのであろうか? 組成的には上部のものは MORB 的なマグマと平衡になりうるし, 下部のものはある種の島弧的なマグマと平衡たりうる (Ahmed and Arai, 2002; Rollinson, 2008)。これはオフィオライトの記憶している複数のテクトニック環境 (例えば, Arai *et al.*, 2006) と整合的である。ただし, この形成環境の違いとマントル部での層序的位置の違いのつながりは不明である。

ポディフォーム・クロミタイトは既存の岩石の置換により形成される可能性がきわめて低く, マントル中で形成されるためには「オープン・スペース」が必要である。この点は, ダナイトのように既存のかんらん岩の改変によって生じうる岩石とは大きく異なる。したがって, ポディフォーム・クロミタイト (厳密に言えば, さらに周囲のダナイトの集積岩的な部分を加えて; 図 5) の規模はマントルにおける「オープン・スペース計」となりうる。このポディフォーム・クロミタイト生成のスペースがどのように確保されるのかは不明であるが, 拡大中心的な環境はポディフォー

ム・クロミタイト生成に好適であるであろう。

前述のようにクロミタイトは高い  $V_p$  値 ( $> 8.5$  km/sec) を有すると考えられ、上部マントルに大量に存在した場合、顕著に高い  $V_p$  をもたらすであろう。ただし、今まで見いだされている最大のポディフォーム・クロミタイトで長さ 1.5 km, 厚さ 150 m 程度であり、そのマントルにおける地震波速度構造への影響は小さいと思われる。なお、きわめて Mg に富む ( $Fo > 95$ ) かんらん石よりなるダナイトでも、かんらん石の選択配向による弾性波異方性の効果を含め、8.5 km/sec 以上の  $V_p$  は可能である (Carmichael, 1989 参照)。ただし、このようなきわめて Mg に富むダナイトの大規模な岩体は知られておらず、現実性に関してはやはり慎重になる必要がある。大規模なダナイトとしては、オフィオライトのモホ遷移帯 (層状ガブロの直下) のものがよく知られているが、厚さはほぼ 500 m 以下であり (例えば, Nicolas and Prinzhofer, 1983; Boudier and Nicolas, 1995), かんらん石の組成は  $Fo_{90-91}$  前後である (例えば, Akizawa and Arai, 2009)。

## 2) 超高压鉍物の存在：最大の謎

クロミタイト生成における最大の謎は、最近注目を集めている超高压鉍物 (多くは還元的) の存在であろう (例えば, Robinson *et al.*, 2004)。チベットのルオブサ (Luobusa) 地域では、かなり以前からオフィオライト分布地に限って碎屑性のダイヤモンドが見いだされることで知られていた (Bai *et al.*, 1993 参照)。最近になってそのダイヤモンドが、同オフィオライトのポディフォーム・クロミタイト起源であることが明らかとなった (例えば, Yang *et al.*, 2007)。また、ダイヤモンドのほかにも、SiC (モアッサナイト), FeO (ウスタイト), Fe 珪化物, Ni-Fe-Cr-C 合金類, PGE 合金類などのさまざまな「奇妙な」鉍物が見いだされた (例えば, Robinson *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2007; Yamamoto *et al.*, 2009; Trumbull *et al.*, 2009)。多くは大量のクロミタイト試料を溶融処理した後の残渣として得られており、当初は試料処理中の外部からの鉍物の混入が疑われた。試料を融解する方法だと、たとえ外部から

の混入の可能性が低くても、産状は不明瞭であるという欠点があった。最近では一部の鉍物に関しては試料から直接観察され、クロムスピネル中の包有物であることがわかってきた (例えば, Robinson *et al.*, 2004)。多くの場合、これらの超高压鉍物は、何らかの理由でクロムスピネルに包有された外来結晶として解釈されている (例えば, Robinson *et al.*, 2004)。しかし, Yamamoto *et al.* (2009) ではルオブサのクロミタイトのクロムスピネル中に結晶方位に支配された離溶相としてコーサイトなどが確認されており、そのクロミタイトそのものが超高压起源を示唆しているとしか思えない。一方で、ポディフォーム・クロミタイトは比較的浅所 (すなわち、最上部マントル) で火成岩として形成されたことを示唆する特徴もいくつか備えている。例えば、多くのクロミタイトは、最終的にはスピネルかんらん岩安定領域でマグマを放出 (例えば, Johnson *et al.*, 1990) し、変形した後のハルツバーガイトを貫いて形成されている。ルオブサのクロミタイトなどに認められるノジュラー組織は火成岩の組織とされており、形成後の変形を免れたものと解釈されているものである (例えば, Nicolas, 1989)。超高压で形成され、最上部マントルまで延々と運ばれてきたとは考えにくい。Yamamoto *et al.* (2009) は、超高压と低压の2種類のクロミタイトの存在を示唆しているが、形成場に関しては不明な点が多い。これらの特殊な鉍物はチベットのオフィオライトだけでなく、オマーン・オフィオライトなどのクロミタイトからも報告されており (Trumbull *et al.*, 2009), ポディフォーム・クロミタイト共通の特徴になりつつある。なお、前述のように典型的な初生的 PGM であるローライトもクロムスピネル中の外来結晶とされている。

ポディフォーム・クロミタイトのクロムスピネル中の超高压鉍物 (例えば, Robinson *et al.*, 2004) が、後退的に低压変成岩に変わった元超高压変成岩中の構造的に強固な鉍物 (例えば、ざくろ石やジルコン) に包有され残存する超高压鉍物 (ダイヤモンドなど; 例えば, Katayama and Maruyama, 2009) と同等であるかは情報不足のために

不明である。ただ、少なくとも一部のポディフォーム・クロミタイトは、上部マントルで直接クロムスピネル+かんらん石集合体である火成岩としてその場で形成された特徴を有している。もしそのようなクロミタイトのクロムスピネル中に超高压鉍物が含まれるとすれば、事情はまったく異なることになる。

### 3) 終わりに

クロミタイト成因論に関しては第2段階に入ったといえる。上述のような、還元的で、しばしば超高压を示唆する鉍物群の生成、クロムスピネルへのとり込みを組み込んだ成因論の出現が待たれる。今までの情報を総合すると、ポディフォーム・クロミタイトは超高压 (> 10 GPa) から最上部マントルまで、さまざまな深度で形成されたものがあるらしい。マントル・ダイアピルが 300 ~ 400 km の深度から最上部マントルまで上昇しつつ、さまざまな深度でマグマ形成 / 壁岩反応を繰り返し、ポディフォーム・クロミタイトを形成し続けたのであろうか？ または、深部で形成された還元的な鉍物が何らかのメカニズムで最上部マントルまで運ばれ、クロミタイト形成時にクロムスピネルに外来結晶としてとり込まれることがあるのであろうか。その場合、それらの鉍物はかんらん岩中に存在していたのであろうか。この問題を解決するためには、詳細な観察・記載が必須である。とくに、以下を提唱したい。

1. 露出のよいオフィオライト（例えば、オマーン・オフィオライト）のポディフォーム・クロミタイトを精査し、超高压鉍物の存在の普遍性を調べる。

2. 超高压鉍物の存否によりポディフォーム・クロミタイトが分類された場合、それらに産状、組織等の系統的な差があるかどうかを調べる。とくに、火成岩的なクロミタイトの特徴の一つとされるインコンパティブル成分に富む包有物の有無を確認する。Yamamoto *et al.* (2009) の記載した超高压鉍物が離溶したクロムスピネルは、そのような包有物を欠くようにみえる。

3. 超高压鉍物が存在しているクロミタイトの周囲のハルツバーガイト中に同鉍物が存在してい

るかどうかを調べる。

これらの情報がそろえば新たな成因論が構築できるであろう。それはマントル・ダイナミクスとも深く関係する重要なテーマとなるであろう。最近、Ishimaru *et al.* (2009) は、マントルウェッジ深部に金属相、Fe 珪化物、硫化物などを含む還元層の存在を示唆したが、これらの還元鉍物と、多くのものがマントルウェッジ起源とされるクロミタイト中の同様鉍物とは何か関連があるのであろうか。

### 謝 辞

本誌編集委員長笠原順三博士には本総説を執筆する機会を与えていただいた。また、エジプト、ヘルワン大学 A. H. Ahmed 博士、フランス、ツールーズ大学 G. Ceuleneer 博士、鳥根大学松本一郎博士、海洋研究開発機構阿部なつ江博士には、さまざまな議論をしていただいた。金沢大学石丸聡子博士には原稿作成を助けていただいた。査読者の東北大学石渡 明教授、新潟大学高澤栄一博士および笠原順三博士には有益なコメントをいただいた。以上の方々に感謝する。

### 文 献

- Ahmed, A.H. and Arai, S. (2002): Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**, 263-278.
- Ahmed, A.H. and Arai, S. (2003): Platinum-Group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite. *Canadian Mineralogist*, **41**, 597-616.
- Akizawa, N. and Arai, S. (2009): Petrologic profile of peridotite layers under a possible Moho in the northern Oman ophiolite: An example from Wadi Fizh. *Journal of Petrological and Mineralogical Sciences*, **104**, 389-394.
- Arai, S. (1980): Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Journal of Petrology*, **21**, 141-165.
- Arai, S. (1992): Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, **56**, 173-184.
- Arai, S. (1994a): Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*, **113**, 191-204.
- Arai, S. (1994b): Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volca-*

- nology and Geothermal Research*, **59**, 279–294.
- Arai, S. (1997): Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resource Geology*, **47**, 177–187.
- Arai, S. (1998): Comments of the paper “Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite” by P. Schiano *et al.* *Earth and Planetary Science Letters*, **156**, 117–119.
- Arai, S. and Abe, N. (1994): Podiform chromitite in the arc mantle: chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt, southwest Japan arc. *Mineralium Deposita*, **29**, 434–438.
- Arai, S. and Abe, N. (1995): Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *American Mineralogist*, **80**, 1041–1047.
- Arai, S. and Matsukage, K. (1996): Petrology of the gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere. *Proceedings of ODP, Scientific Results*, **147**, 135–155.
- Arai, S. and Matsukage, K. (1998): Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: A comparison between the abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos*, **43**, 1–14.
- Arai, S. and Yurimoto, H. (1994): Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, **89**, 1279–1288.
- Arai, S. and Yurimoto, H. (1995): Possible sub-arc origin of podiform chromitites. *Island Arc*, **4**, 104–111.
- Arai, S., Matsukage, K., Isobe, E. and Vysotskiy, S. (1997): Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed conduits within peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 671–675.
- Arai, S., Hirai, H. and Uto, K. (2000): Mantle peridotite xenoliths from the Southwest Japan arc and a model for the sub-arc upper mantle structure and composition of the Western Pacific rim. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **95**, 9–23.
- Arai, S., Uesugi, J. and Ahmed, A.H. (2004): The upper crustal podiform chromitite from the northern Oman ophiolite as the stratigraphically shallowest chromitite in ophiolite and its implication for Cr concentration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **147**, 145–154.
- Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T. (2006): Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society, London*, **163**, 869–879.
- Augé, T. (1987): Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: Mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, **22**, 1–10.
- Bai, W.J., Zhou, M.-F. and Robinson, P.T. (1993): Possibly diamond-bearing mantle peridotites and chromitites in the Luobusa and Donqio ophiolite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**, 1650–1659.
- Ballhaus, C. (1998): Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth and Planetary Science Letters*, **156**, 185–193.
- Ballhaus, C., Berry, R.F. and Green, D.H. (1991): High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **107**, 27–40.
- Bédard, J.H. and Hébert, R. (1998): Formation of chromitites by assimilation of crustal pyroxenites and gabbros into peridotitic intrusions: North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 5165–5184.
- Boudier, F. and Nicolas, A. (1995): Nature of Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, **36**, 777–796.
- Cabri, L.J. (1981): Nature and distribution of platinum-group element deposits. *Episodes*, **2**, 31–35.
- Carmichael, R.S. (1989): *Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals*. CRC Press.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinovitch, M., Moutte, J., Leblanc, M. and Prinzhofer, A. (1981): Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Economic Geology*, **76**, 805–831.
- Ceuleneer, G. and Nicolas, A. (1985): Structure in podiform chromite from the Maqsad district (Sumail ophiolite, Oman). *Mineralium Deposita*, **20**, 177–185.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1966): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longmans.
- Dick, H.J.B. and Bullen, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 54–76.
- Distler, V.V., Kryachko, V.V. and Yudovskaya, M.A. (2008): Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex. *Mineralogy and Petrology*, **92**, 31–58.
- Eales, H.V. and Reynolds, I.M. (1986): Cryptic variations within chromitites of the upper critical zone, northwestern Bushveld Complex. *Economic Geology*, **81**, 1056–1066.
- Gahlan, H.A. and Arai, S. (2007): Genesis of peculiarly zoned Co, Zn and Mn-rich chromian spinel in serpentinite of Bou-Azzer ophiolite, anti-Atlas, Morocco. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **102**, 69–85.

- Gervilla, F. and Leblanc, M. (1990): Magmatic ores in high-temperature alpine-type lherzolite massifs (Ronda, Spain and Beni Bousera, Morocco). *Economic Geology*, **85**, 112-132.
- Irvine, T.N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **4**, 71-103.
- Irvine, T.N. (1975): Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions. 2. Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**, 911-1020.
- Irvine, T.N. (1977): Origin of chromite layers in the Muskox Intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation. *Geology*, **5**, 273-277.
- Ishimaru, S., Arai, S. and Shukuno, H. (2009): Metal-saturated peridotite in the mantle wedge inferred from metal-bearing peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka. *Earth and Planetary Science Letters*, **284**, 352-360.
- Jankovic, S. and Karamata, S. (1986): The chromite deposits of the N.E. Mediterranean: Principal morpho-structural features and genetic implications. in *Chromites* edited by Petrascheck, W., Karamata, S., Kravchenko, G.G., Johan, Z., Economou, M. and Engin, T., Theophrastus, 45-66.
- Jaques, A.L. and Green, D.H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, 287-310.
- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B. and Shimizu, N. (1990): Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 2661-2678.
- Katayama, I. and Maruyama, S. (2009): Inclusion study in zircon from ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Kokchetav massif: An excellent tracer of metamorphic history. *Journal of the Geological Society, London*, **166**, 783-796.
- Kelemen, P.B., Joyce, D.B., Webster, J.D. and Holloway, J.R. (1990): Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050°C and 5 kb. *Journal of Petrology*, **31**, 99-134.
- Kushiro, I. (1968): Compositions of magmas formed by partial zone melting in the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 619-634.
- Kushiro, I. (1969): The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *American Journal of Science*, **267-A**, 269-294.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M. and Nicolas, A. (1982): Podiform chromitite ore bodies: A genetic model. *Journal of Petrology*, **23**, 103-125.
- Leblanc, M. and Ceuleneer, G. (1992): Chromite crystallization in a multicellular magma flow: Evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, **27**, 231-257.
- Leblanc, M. and Violette, J.-F. (1983): Distribution of aluminum-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, **78**, 293-301.
- Leblanc, M., Cassard, D. and Juteau, T. (1981): Crystallisation et deformation des orbicules de chromite. *Mineralium Deposita*, **16**, 269-282.
- Lorand, J.P. and Ceuleneer, G. (1989): Silicate and base-metal sulfide inclusions in chromites from the Maqсад area (Oman ophiolite, Gulf of Oman): A model for entrapment. *Lithos*, **22**, 173-190.
- Matsukage, K. and Arai, S. (1998): Jadeite, albite and nepheline as inclusions in spinel of chromitite from Hess Deep, equatorial Pacific: their genesis and implications for serpentinite diapir formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **131**, 111-122.
- 松本一郎・荒井章司・村岡弘康・山内英生 (1995): 三郡帯のダナイト-ハルツパーゼイト-クロミタイト複合岩体の記載岩石学的特徴. 岩鉱, **90**, 13-26.
- 松本一郎・荒井章司・山根俊夫 (2002): クロミタイトの規模からみたマグマ/かんらん岩反応の重要性: 若松クロム鉱山の例. 資源地質, **52**, 135-146.
- McElduff, B. and Stumpfl, E.R. (1991): The chromite deposits of the Troodos complex, Cyprus - Evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. *Mineralium Deposita*, **26**, 307-318.
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T.V. and Stumpfl, E.F. (1997): Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: A study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, **38**, 1419-1458.
- Morishita, T., Andal, E.S., Arai, S. and Ishida, Y. (2006): Podiform chromitites in lherzolite-dominant mantle section of the Isabela ophiolite, Philippines. *Island Arc*, **15**, 80-101.
- Nicolas, A. (1989): *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Pub.
- Nicolas, A. and Prinzhofer, A. (1983): Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence. *Journal of Petrology*, **24**, 188-206.
- Noller, J.S. and Carter, B. (1986): The origin of various types of chromite schlieren in the Trinity Peridotite, Klamath Mountains, California. in *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks (Regional Presentations)* edited by Carter, B., Chowdhury, M.K.R., Jankovic, S., Marakushev, A.A., Morten, L., Onikhimovsky, V.V., Raade, G., Rocci, G. and Augustithis, S.S., Theophrastus, 151-178.
- Ozawa, K. (1984): Olivine-spinel geospeedometry: Analysis of diffusion-controlled Mg-Fe<sup>2+</sup> exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 2597-2611.
- Ozawa, K. (1989): Stress-induced Al-Cr zoning of spinel in deformed peridotites. *Nature*, **228**, 141-

- Paktunc, A.D. (1990): Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. *Ore Geology Reviews*, **5**, 211–222.
- Prichard, H.M. and Lord, R.A. (1993): An overview of the PGE concentrations in the Shetland ophiolite complex. *Geological Society, London, Special Publications*, **76**, 273–294.
- Quick, J.E. (1981): The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, northern California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**, 413–422.
- Ringwood, A.E. (1975): *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill.
- Robinson, P.T., Bai, W.-J., Malpas, J., Yang, J.-S., Zhou, M.F., Fang, Q.-S., Hu, X.-F., Cameron, S. and Staudigel, H. (2004): Ultra-high pressure minerals in the Luobusa Ophiolite, Tibet, and their tectonic implications. in *Aspects of the Tectonic Evolution of China* edited by Malpas, J., Fletcher, C.J.N., Ali, J.R. and Aitchison, J.C., *Geological Society, London, Special Publication*, **226**, 247–271.
- Roeder, P.L. (1994): Chromite: from the fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki Lava Lake. *Canadian Mineralogist*, **32**, 729–746.
- Rollinson, H. (2008): The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: Inferred parental melt compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **156**, 273–288.
- Schiano, P., Clochiatti, R., Lorand, J.-P., Massare, D., Deloule, E. and Chaussidon, M. (1997): Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman Ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, 489–497.
- Shipboard Scientific Party (2003): *Leg 209 Preliminary Report: Drilling Mantle Peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N*. Ocean Drilling Program, Texas A & M Univ.
- Smith, C.H. (1962): *Notes on the Muskox Intrusion, Coppermine River Area, District of Mackenzie*. Geological Survey of Canada Paper, No. 61–24.
- Spandler, C., Mavrogenes, J. and Arculus, R. (2005): Origin of chromitites in layered intrusions: Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex. *Geology*, **33**, 893–896.
- Stevens, R.E. (1944): Composition of some chromites of the Western Hemisphere. *American Mineralogist*, **29**, 1–34.
- Talkington, R.W., Watkinson, D.H., Whittaker, P.J. and Jones, P.C. (1984): Platinum group minerals and other solid inclusions in chromites of ophiolitic complexes: occurrence and petrological significance. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **32**, 285–300.
- Talkington, R.W., Watkinson, D.H., Whittaker, P.J. and Jones, P.C. (1986): Platinum group element-bearing minerals and other solid inclusions in chromite of mafic and ultramafic complexes: Chemical compositions and comparisons. in *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks (Regional Presentations)* edited by Carter, B., Chowdhury, M.K.R., Jankovic, S., Marakushev, A.A., Morten, L., Onikhimovsky, V.V., Raade, G., Rocci, G. and Augustithis, S.S., Theophrastus, 223–249.
- Thayer, T.P. (1964): Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridağ District, Turkey. *Economic Geology*, **59**, 1497–1524.
- Thayer, T.P. (1969): Gravity differentiation and magmatic replacement of podiform chromite deposits. *Economic Geology Monograph*, **4**, 132–146.
- Thayer, T.P. (1970): Chromite segregations as petrogenetic indicators. *Geological Society of South Africa, Special Publications*, **1**, 380–390.
- Trumbull, R.B., Ynag, J.-S., Robinson, P.T., Di Pierro, S., Vennenmann, T. and Wiedenbeck, M. (2009): The carbon isotope composition of natural SiC (moissanite) from the Earth's mantle: New discoveries from ophiolites. *Lithos*, **113**, 612–620.
- Viljoen, M.J. (1999): The nature and origin of the Merensky Reef of the western Bushveld Complex based on geological facies and geological data. *South African Journal of Geology*, **102**, 221–239.
- Waters, C. and Boudreau, A.E. (1996): A reevaluation of crystal-size distributions in chromite cumulates. *American Mineralogist*, **81**, 1452–1459.
- Yamamoto, S., Komiya, T., Hirose, K. and Maruyama, S. (2009): Coesite and clinopyroxene exsolution lamellae in chromites: In-situ ultrahigh-pressure evidence from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Lithos*, **109**, 314–322.
- Yang, J.-S., Dobrzhinetskaya, L., Bai, W.-J., Fang, Q.-S., Robinson, P.T., Zhang, J. and Green, H.W., II (2007): Diamond- and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. *Geology*, **35**, 875–878.
- Yumul, G.P., Jr. (1993): Supra-subduction zone ophiolites — Promising exploration targets? Evidence from the Zambales ophiolite complex, Luzon, Philippines. *Resource Geology, Special Issue*, **15**, 157–170.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. and Bai, W.J. (1994): Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, **29**, 98–101.
- Zhou, M.F., Malpas, J., Robinson, P.T., Sun, M. and Li, J.-W. (2001): Crystallization of podiform chromitites from silicate magmas and the formation of nodular texture. *Resource Geology*, **51**, 1–6.

(2009年12月30日受付, 2010年3月7日受理)