ポディフォーム・クロミタイトはマントル内を循環するか？： 超高压クロミタイトの謎

Podiform chromitites possibly recycled within the mantle

荒井 章司(Shoji ARAI)*

Podiform chromitites have been interpreted as cumulates formed via melt/harzburgite reaction and subsequent melt mixing within the upper mantle. Recent finding of ultrahigh-pressure (UHP) minerals such as diamond from some podiform chromitites has, however, seriously required us to reconsider the whole framework of podiform chromitite genesis. The UHP podiform chromitites are characterized by presence of frequent silicate lamellae in chromian spinel and only PGE (platinum-group elements) alloys as platinum-group minerals. The UHP chromitites were possibly formed by deep recycling of the ordinary low-pressure podiform chromitites. Diamonds could be formed by reduction of CO₂ metasomatically supplied to chromian spinel in advance. Silicate lamellae in chromian spinel of UHP chromitites were possibly derived from primary silicate inclusions (pyroxenes, pargasite and Na phlogopite), commonly found in the low-pressure chromitite. They were decomposed/partially melted and resolved in high-pressure chromian spinel during compression/heating during downward transportation, and were exsolved as silicate lamellae on decompression/cooling during uprising. PGE sulfides commonly found in the low-pressure chromitite may have been decomposed to PGE alloys and sulfur-rich melt/fluid that were removed outside.

We should systematically re-examine all podiform chromitites that have been ever documented, but our preliminary examination indicates that both concordant and discordant chromitites from Oman ophiolite are of low-pressure origin, containing primary pargasite inclusions in chromian spinel. More thorough characterization of the UHP chromitite may enable us to place constraints on the style of mantle convection that provided the MORB source possibly comprising the UHP chromitite. Possible presence of ringwoodite as one of UHP minerals in chromitite may favor the two-layer mantle convection for supplying the source mantle that formed the oceanic lithosphere.

Keywords: Podiform chromitites, Ophiolites, Ultrahigh-pressure minerals, Mantle convection, Deep recycling

I. はじめに

クロミタイト(クロム鉄鉱またはクロム鉄鉱岩)という岩石がある。あまりなじみのない特殊な岩石であるが、クロムの鉱床であり今でも「鉱床学」のターゲットとして重要である。クロミタイトはクロムスピネル(chromian spinel)という鉱物を主とする岩石である。クロムスピネルは(Mg, Fe²⁺)(Cr, Al, Fe³⁺)₂O₄と表記されるが、他に Ti, Mn, Znなども含み、その化学組成は極めて多様なことから、

岩石化学的な指示者としての重要性は早くから指摘されていた(Irvine, 1965, 1967)。Crは典型的な固相濃集元素(コンパティブル元素)であり、その主要なホストであるクロムスピネルは典型的なマフィック鉱物として超マフィック岩等に副成分鉱物ながら普遍的に含まれ、それらの岩石の生成環境の指示者として重要である(例えば、Dick and Bullen, 1984; Arai, 1992, 1994)。

クロミタイトの産状は大きく2つに分けることができる。1つは大陸性地殻内の層状貫入岩体中のもので、クロミタ

doi: 10.2465/gkk.120530

(平成24年5月30日受付, 平成24年9月11日受理, 平成24年11月29日早期公開)

* 金沢大学自然システム学系地球学教室, 〒920-1192 金沢市角間町

* Department of Earth Sciences, Kanazawa University, Kakuma-machi, Kanazawa 920-1192, Japan E-mail: ultrasa@staff.kanazawa-u.ac.jp

イトも層状を呈し、「層状クロミタイト」と呼ばれる。ブッシュフェルト岩体(南アフリカ), グレートダイク岩体(ジンバブエ), スティルウォーター岩体(米国)中のものが代表的なものであり, 薄くても層として連続性がよいのが特徴である(例えば, Mondal and Mathez, 2007)。随伴する岩石種も, かんらん岩のほかにアノーソサイトやノーライトなどの斜長石を含む岩石と幅広い。一方, 上部マントル中のクロミタイトは不規則塊状を呈し, 「ポディフォーム・クロミタイト」と呼ばれる。ポディフォーム(podiform)のポッド(pod)は「豆の莢(さや)」の意味で, その最も一般的な形状(レンズ, 芋, 豆の莢)を表している。個々のクロミタイトの岩塊を「ポッド」という。また随伴する岩石はダナイト(ほぼかんらん石よりなる)がほとんどである。

上部マントルの主要な構成要素であるかんらん岩にはクロムスピネルが2体積%程度以下含まれる。かんらん岩の中にはクロムスピネルがしばしば濃集し, ポディフォーム・クロミタイトが形成される。ポディフォーム・クロミタイトはほぼクロムスピネルとかんらん岩の集合体であり, かんらん石の量比が増加するにつれてダナイトに漸移する。ポディフォーム・クロミタイトについては, 1980年代初頭にその岩脈状の形状(Cassard *et al.*, 1981; Lago *et al.*, 1982)が明らかにされ, 1990年代半ばになって, マントルかんらん岩とメルトの反応過程で形成されたと解釈された(Arai and Yurimoto, 1994; Zhou *et al.*, 1994)。これ以降, ポディフォーム・クロミタイトはマントルにおけるかんらん岩とメルトの反応の指示者とされた(例えば, Arai, 1997; Proenza *et al.*, 1999)。ポディフォーム・クロミタイトはオフィオライトの最上部マントル〜モホ遷移帯に多産し, これらを生成するマグマ過程は最上部マントルで起きるものとのコンセンサスが得られて来た(荒井, 2010)。

このコンセンサスは, チベットのルオブサ(Luobusa)およびドンシャオ(Dongqiao)両オフィオライトのポディフォーム・クロミタイトからダイヤモンドなどの超高压鉱物が発見されたことにより再検討が余儀なくされた。超高压鉱物を含むポディフォーム・クロミタイトを超高压クロミタイトと呼ぶことにする。確実な超高压クロミタイトはその後北極圏ウラル山脈のライーイズ・オフィオライト(Ray-Iz ophiolite)からも発見された(Yang *et al.*, 2011)。超高压クロミタイトの素性がどうであれ, その成因にはマントル・ダイナミクスが深く関わっていることは間違いない。超高压クロミタイトのPT履歴や成因の解明は, マントルがどのように動いているかについての理解に道をひらくことになる。例えば, マントルに関しては, 全マントル対流(例えば, Maruyama *et al.*, 2007)や二層対流(例えば, Courtillot *et al.*, 2003)のモデルが提唱されているが, ポディフォーム・クロミタイト中の超高压鉱物が解決の糸口を提供する可能性がある。もし, 超高压クロミタイトが海洋リソスフェアに存在するとすると, MORB源マントルの起源に対しても大きな制約を与えることになる。

本論では主としてこの超高压クロミタイトについて解説する。超高压クロミタイトのリサイクル説はArai (2010)に述べられている。また, ポディフォーム・クロミタイトについてのより一般的な解説は荒井(2010)によりなされているので参照されたい。

II. ポディフォーム・クロミタイトの地質学的・岩石学的特徴

典型的なポディフォーム・クロミタイトは, 上述のようにマントルかんらん岩中に不規則な形状で産する。クロミタイトのポッドはダナイトに取り囲まれている(Fig. 1)。これを「ダナイトの包み(dunite envelope)」という。周囲のかんらん岩はハルツバーガイト(少量の単斜輝石を含み; クロムスピネルのCr/(Cr+Al)原子比0.5前後)であることが多い(Arai, 1997)。すなわち, レールゾライトや著しく枯渇したハルツバーガイト中にはクロミタイトが見いだされない(Arai and Abe, 1995)。また, クロミタイトのポッドおよびダナイトの包みがかんらん岩のフォーリエーション(変形構造)を明瞭に切る場合と調和的な場合がある(Cassard *et al.* 1981)(Fig. 1)。前者を非調和性クロミタイト(concordant chromitite), 後者を調和性クロミタイト(discordant chromitite)と呼ぶ(Cassard *et al.*, 1981)(Fig. 1)。クロミタイト・ポッドのサイズは変化に富んでいるが, 最大のもので約長さ1.5 kmにおよぶ複雑な形状のものが記載されている(Distler *et al.*, 2008)。

ポディフォーム・クロミタイトには特異な組織が見いだされる。典型的なものにノジュラー組織がある(Fig. 2)。

Fig. 1. Simplified modes of occurrence of podiform chromitite enveloped by dunite. Note the two structural types, concordant and discordant (Cassard *et al.*, 1981). Thin solid line in harzburgite denotes its foliation. The dunite envelope is possibly of replacive origin (Kelemen *et al.*, 1990; Arai and Yurimoto, 1994). The UHP (ultrahigh-pressure) chromitite may show concordance to the surrounding harzburgite.

Fig. 2. Photographs of sawed samples of nodular-textured chromitites. (a) Low-P chromitite from Maqsad, southern Oman ophiolite. White matrix is composed of secondary serpentine and subordinate plagioclase. (b) UHP chromitite from Luobusa, Tibet. Sampled by S. Yamamoto. Grey matrix is mainly fresh olivine.

Fig. 3. Photomicrographs of podiform chromitites. Plane-polarized light. (a) Primary inclusions (white) mainly composed of pargasite, Na-phlogopite and pyroxenes concentrically arranged within a chromian spinel grain (gray) from the discordant chromitite, Wadi Hilti, northern Oman ophiolite (Ahmed and Arai, 2002; Miura *et al.*, 2012). (b) Chromian spinel apparently free from the primary inclusions from the concordant chromitite, Wadi Hilti, northern Oman ophiolite (Ahmed and Arai, 2002; Miura *et al.*, 2012). Note the difference from (a). (c) Close-up of a part of a chromian spinel grain from the concordant chromitite (b) from Wadi Hilti, showing primary silicate inclusions (solid arrow) and silicate lamellae (dotted arrow). The silicate inclusions are also composed of pargasite, Na-phlogopite and pyroxenes (Miura *et al.*, 2012). (d) Chromian spinel in a chromitite from Luobusa (possibly of UHP origin), which contain a trail of secondary inclusions composed of lizardite (solid arrow) (Miura *et al.*, 2012) and silicate lamellae (cf., Yamamoto *et al.*, 2009). Sampled by S. Yamamoto.

クロムスピネルの球形～ラグビーボール形の集合体がかんらん石の基質中に散在しているものである。そのほか、アンチジュラー組織(クロムスピネルの基質中にかんらん石の集合体が分布)やオービキュラー組織(かんらん石集合体を薄皮状に包むクロムスピネル集合体がかんらん石基質中に分布)などがある(Nicolas, 1989 参照)。これらの組織はポディフォーム・クロミタイト特有であり、マグマ的に形成された初生的組織であると考えられている。また、これらの火成岩の組織は非調和性クロミタイトにのみ見いだされるとされている(Cassard *et al.*, 1981)。

主要構成鉱物であるクロムスピネルは、比較的Crに富んでおり、クロミタイトと呼ばれることもある。そのCr# [Cr/(Cr+Al)原子比]は0.4以上であり、0.6–0.8程度のものが最も普通である(例えば、Arai and Yurimoto, 1994;

Arai, 1997)。

ポディフォーム・クロミタイトはしばしば白金族元素(PGE)に富んでおり、それらの鉱床となりうる。PGEはクロミタイト中では白金族鉱物(PGM)を形成する。多くのPGMは硫化物であり、典型的なものはローライト(laurite; RuS₂, Osを含む)である(例えば、Ahmed and Arai, 2002)。そのほか、PGE合金、砒化物など様々なPGMが見いだされる(例えば、Ahmed and Arai, 2003)。

また、クロムスピネルには特徴的なシリケート包有物がしばしば見いだされる(例えば、Lorand and Ceuleneer, 1989; Matsukage and Arai, 1998) (Fig. 3)。この包有物は不定形～球形(典型的には径10–100 μm)であり、数粒の粒子より形成される。主要構成鉱物は、斜方輝石、単斜輝石、パーガス閃石、Naフロゴパイトである。すわなち、包有

物はシリカ、水、液相濃集元素(特に Na)に富んでいる。これらの包有物はクロムスピネル粒子中に同心円状に分布することが多く、初生的包有物であることを示す (Fig. 3)。極めて不思議なことに、この包有物のこれらの特徴は互いに生成環境が全く異なる層状クロミタイト、ポディフォーム・クロミタイトに共通である。

III. クロミタイトのマグマ的生成

クロミタイトの形成にはクロムスピネルの濃集が必要である。産状も明瞭な層状クロミタイトの成因は早くから検討された。当初は、かんらん石とともに晶出した少量のクロムスピネルが結晶集積時にかんらん石と物性の違いにより分離して濃集してダナイトと層状クロミタイトが出来ると考えられた。Irvine (1975)は、層状クロミタイトのクロムスピネルにしばしば「黒雲母」(注:論文では biotite となっているが、分析はされておらず、上述のように Na フロゴパイトだと思われる)の包有物が認められることから、マグマ溜り周囲の下部地殻の岩石が部分熔融により生じた液相濃集元素(インコンパティブル元素)に富むシリック・メルトと玄武岩質メルトの混合により生じた、クロムスピネルに過飽和な二次メルトから形成されたとした。Irvine (1977)では、かんらん石、クロムスピネルに飽和した玄武岩の組成から、forsterite(かんらん石)-chromite(クロムスピネル)-石英系の液相面相平衡図におけるかんらん石-クロムスピネルのコテクティック境界線の形状を提示し、比較的未分化な玄武岩質メルトと比較的シリカに富むメルトの混合によりクロムスピネルに過飽和なメルトが生ずることを相平衡図上で示した。さらに、比較的シリカに富むメルトとしては、結晶分化がより進んだものを考えた (Irvine, 1977)。ただし、この場合、上述の液相濃集元素に富むクロムスピネル中の包有物を形成したメルトの由来が説明できない。

ポディフォーム・クロミタイトに関しては、結晶集積岩という認識はあったものの長く生成過程が不明であった (Thayer, 1964)。クロミタイト・ポッドは、Cassard *et al.* (1981)により産状・形状が明らかにされた後、Lago *et al.* (1982)により、マントルかんらん岩中のメルト通路の中でレンズ状の膨らみ部分にメルトの乱流が起こり、クロムスピネルが集積したものであるとされた。すなわち、ポディフォーム・クロミタイトはマントルかんらん岩中のメルト通路をクロムスピネルが充填したもので、一種の「岩脈」であるとされた (Lago *et al.*, 1982)。初生的には非調和性クロミタイトとして形成され、後の変形によりかんらん岩と調和的となり、調和性クロミタイトとなるとされた (Cassard *et al.*, 1981; Lago *et al.*, 1982)。

Arai and Yurimoto (1994)と Zhou *et al.* (1994)は、マントルかんらん岩/メルトの反応と引き続くメルト混合で、クロムスピネル過飽和な二次メルトが形成されクロミタイトが形成されるとした。ここでは深部から供給されたメ

ルトがかんらん石に過飽和となり、かんらん石を晶出させるとともに壁岩の斜方輝石と反応してかんらん石を生成し、メルト通路の壁沿いにダナイトが形成される。この過程で生成される(分化した)メルトは比較的シリカに富むようになり、引き続き下方から供給されたより未分化なメルトと混合し、Irvine (1977)流にクロムスピネルに過飽和なメルトを作る。この二次メルトの形成時には、壁岩沿いに一種の zone refining が起こり、液相濃集元素を集める (Arai, 1997; Arai *et al.*, 1997)。かんらん岩は一般に Na/K 比が低く、この過程では K に比べて Na が濃集する。また、このダナイトはいわゆる置換性ダナイト (replacive dunite) (Kelemen *et al.*, 1990)と同等なものである。ただし、Arai and Yurimoto (1994)らに先駆け、Noller and Carter (1986)がほぼ同様のアイディアを提唱している。これらの研究により、ポディフォーム・クロミタイトはマントル最上部でのマントルかんらん岩とメルトの反応の指示者として確立されることになる。

これらの過程は比較的低圧(最上部マントル)で起きたと考えられている。ただし、適切な圧力計は存在せず、定量的な圧力の見積もりはできない。オマーンなどのオフィオライトのマントル部分では、ポディフォーム・クロミタイトの産状がよく観察できる。非調和性クロミタイトは、上部マントルに定置する過程で変形したかんらん岩の構造を切っており、比較的若い低圧の貫入岩であることを示唆する。上述のクロミタイトの存否の壁岩組成のコントロール(やや枯渇したハルツバーガイトに伴う)も、マントルかんらん岩の性質が部分熔融等で獲得された後のポディフォーム・クロミタイトの生成を示唆しており、これと整合的である。また、ハルツバーガイトからのダナイトの生成も低圧ほど効率的に行われるであろう。クロムスピネル中の初生包有物としてのパーガス閃石の存在は比較的低圧を示唆する (<3 GPa; Niida and Green, 1999)。

IV. 超高压ポディフォーム・クロミタイトについて

この問題は、1980年代初めに中国人研究者がチベット、ルオブサなどのオフィオライト内に分布する川砂中にダイヤモンドを発見したことに端を発する (Bai *et al.*, 1993)。その分布から、ダイヤモンドの源岩としてクロミタイトが疑われたが、in-situで見いだすことができず、なかなか証明できなかった。Robinson *et al.* (2004)で、実験室で粉碎したルオブサ・オフィオライトのクロミタイト試料からダイヤモンド等の特異な鉱物が多くピックアップされ、ようやくポディフォーム・クロミタイトに超高压鉱物が含まれることが確実となった。さらに、Yang *et al.* (2007)では研磨片において、クロムスピネル中の Os-Ir 合金中の微細な包有物として産するダイヤモンドが示された。また、最近周囲のハルツバーガイト中からもダイヤモンドが発見されている (Yang *et al.*, 2011)。また、チベットのほかでも、北極圏ウラル山脈のライーイズ・オフィオ

ライトのクロミタイトからもダイヤモンドが発見された(例えば, Yang *et al.*, 2011)。また, Yamamoto *et al.* (2009)はルオブサのクロミタイト中のクロムスピネル中のラメラ状包有物(Fig. 3)を詳しく検討し, 輝石類のほかにコーサイトを見いだした。コーサイトの離溶は, 超高压鉱物の少なくとも一部は外来結晶ではなく, クロミタイト自体が超高压条件を経験したことを示すものとして重要である。さらに, これらの情報をもとにクロムスピネルがCaフェライト構造を持つ超高压相(Chen *et al.*, 2003)を経ていることを示唆した(Yamamoto *et al.*, 2009)。また, 蛇紋石を主とする八面体の包有物がルオブサのクロミタイト中に存在しており, リングウッドイトであった可能性が指摘されている(Robinson *et al.*, 2004; P.T. Robinson, 2011年3月私信)。ただし, この蛇紋石の集合体は, 後述のような二次的にスピネルに取り込まれたものである可能性もあり, 更なる検討が必要である。また, Fe-Ti合金に伴うコーサイトはそのブレード状の形状からスティショバイトからの転移相である可能性が指摘されている(Yang *et al.*, 2007)。Table 1にArai (2010)によってまとめられたルオブサのクロミタイトから記載されているダイヤモンドなどの超高压鉱物その他の鉱物をまとめる。これらの鉱物うちの多くは還元的環境を示唆する(Table 1)。

超高压ポディフォーム・クロミタイトはその超高压鉱物のみが注目されるためか, 一般的な記載岩石学的性質は実はよく分かっていない。チベット, ルオブサのクロミタイトは一見して特異な性質を示す。ルオブサの超高压クロミタイトのあるものは火成岩的な初生組織とされる(例えば, Nicolas, 1989)ノジュラー組織を有する(Zhou *et al.*, 1996; Yamamoto *et al.*, 2009)(Fig. 2)。Yamamoto *et al.* (2009)が記載したように, クロムスピネルは針状の包有物(多くがディオプサイド)に富む(Fig. 3)。また, 初生的なシリケート包有物はいっさい認められない(Miura *et al.*, 2012)。リザーダイト(低温の蛇紋石)の集合体よりなる二次的な包有物の列のみがしばしば認められる(Miura *et al.*, 2012)(Fig. 3)。また, ルオブサの超高压クロミタイトのPGMはPGE合金のみである(Bai *et al.*, 2000)。これらは, 筆者の知る限り他のポディフォーム・クロミタイト(オマーン, トルードス, パン・アフリカンなどのオフィオライトおよび日本列島など)では見られない特徴である。ただし, ルオブサの超高压クロミタイトのポッドの周囲にもダナイトの包みは存在するようである(Zhou *et al.*, 1996; P.T. Robinson, 2011年3月私信; Xu *et al.*, 2011)。周囲のかんらん岩類についてはXu *et al.* (2011)の記載がある。彼らによると, 周囲のレールゾライトがハルツパーガイトと同様の化学的性質を有している。これが, 超高压クロミタイト周囲のかんらん岩の特徴なのか, 彼らの信頼性の低い記載によるのかは情報不足のために不明である。更なる検討が必要である。

V. 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

超高压クロミタイトの一般性およびポディフォーム・クロミタイトの成因等を再検討するために, 地質学的な背景が明瞭なオマーン・オフィオライトのものを再検討している。北部オマーン・オフィオライトのマントル部にはRajmi, Hilti, Fizhなどのワジ沿いにポディフォーム・クロミタイトがしばしば見いだされる(例えば, Augé, 1987; Ahmed and Arai, 2002; Rollinson, 2008)。ただし, オマーン・オフィオライトのマントル部は露出も良く, ポディフォーム・クロミタイトの観察や研究には好適であるものの, 新興国の経済発展に伴い経済的価値が上昇し, ある程度以上の大きさのポッドはすぐに採掘され観察不可能となってしまうのは研究を進める上で深刻な問題となっている。Trumbull *et al.* (2009)はWadi Rajmiのクロミタイトからモアッサナイト(SiC)発見し, オマーン・オフィオライトにも超高压クロミタイトが存在する可能性が高いとしている(P.T. Robinson, 2011年3月私信)。ただし, Trumbull *et al.* (2009)がモアッサナイトを記載したクロミタイトの地質学的および記載岩石学的な性質は不詳である。我々はAhmed and Arai (2002, 2003)が記載したWadi Hiltiのマントル部に露出し, 詳細な産状の観察が可能な2つの対照的なクロミタイトのポッドを再検討した(Miura *et al.*, 2012)。1つは調和性クロミタイトであり, 他は非調和性クロミタイトであり, 両者は平面で約100 m離れている。両ポッドは周囲のかんらん岩との関係(調和性, 非調和性)のほかに, 様々な性質が対照的である(Ahmed and Arai, 2002)。Ahmed and Arai (2002)は, クロムスピネル中の初生的な微小鉱物包有物は, 非調和性クロミタイトでは富み, 調和性クロミタイトには存在しないと記載した。これはCassard *et al.* (1981)の両タイプのクロミタイトの特徴と一致する。

Miura *et al.* (2012)は, 調和性クロミタイトのクロムスピネルにも初生的な産状を示す包有物が存在することを明らかにした(Fig. 3)。ただし, サイズは一桁異なり, 非調和性クロミタイト中の包有物は大型で径~100 μm であるのに対し, 径<10 μm と小型である。これらの包有物の構成鉱物は両者とも, 両輝石, パーガス閃石, Naフログパイトと同様である(Fig. 3)。また, 調和性クロミタイトのクロムスピネルに限って, ルオブサの超高压クロミタイト中のものと同様な(ただし, サイズは小さいことが多い)針状の輝石(主としてディオプサイド)の包有物(Yamamoto *et al.*, 2009)が存在する(Fig. 3)。これらはクロムスピネルに結晶構造に支配された配置をしているように見え, ルオブサのものと同様に離溶ラメラであろう。

VI. 議論: 超高压クロミタイトの成因

さて, 前述のように, いくつかのオフィオライトのポ

ディフォーム・クロミタイト中に超高压鉱物が認められてから、そのクロミタイトの成因が議論されている。Robinson *et al.* (2004)では、超高压鉱物が外来結晶である可能性が述べられている。すなわち、超高压起源の鉱物が比較的低压のマントル部分で残留し、クロミタイト形成時にクロムスピネルにトラップされるというものである。このプロセスはなかなか理解しにくく、Robinson *et al.* (2004)に示されているルオブサのクロミタイト生成のモデル図ははなはだ分かりにくいものとなっている。Yamamoto *et al.* (2009)のクロムスピネル中のコーサイト(超高压鉱物の1つ)の離溶ラメラの発見は、この超高压鉱物の外来結晶起源説を否定するものである。

Ruskov *et al.* (2010)は、ルオブサのポディフォーム・クロミタイトのうち塊状のもの(クロムスピネルに富むもの)のクロムスピネルが比較的 Fe^{3+} に富んでいることに注目し、還元的な下部マントルでのクロムスピネルの組成を論じた。その上で、超高压クロミタイトの深部でのマグマ的な生成を提唱した。Ruskov *et al.* (2010)は、通常の低压のポディフォーム・クロミタイト(ノジュラー組織などの特徴的な火成組織を有する)(以下単に低压クロミタイト)は、初生的な超高压クロミタイトが低压でボニナイトマグマとの反応により二次的に変化したものであるとした。このモデルでは、クロムスピネル(あるいはその高压相)の濃集メカニズムが不明であるほか、初生超高压クロミタイトとボニナイトマグマの「遭遇」の必然性等が不明であり、納得できない点が多い。上述のように、多くのポディフォーム・クロミタイトは、最上部マントルにおいてマグマ的に形成された初生的火成岩の特徴を有するからである。ただし、超高压クロミタイトから見いだされている比較的大型(径 0.5 mm に及ぶ)自形のダイヤモンド(Bai *et al.*, 1993; Yang *et al.*, 2011)は Arai (2010)の提唱するような炭酸ガス包有物の高压での還元(後述)で形成されるとは考えにくく、何らかのメルト/流体から晶出した後にクロムスピネルに包有されたのかもしれない。そうなると Ruskov *et al.* (2010)流に超高压でのマグマ性のクロミタイト形成を考えねばならない。その場合、ダナイトの包みなどの低压クロミタイトと共通の地質学的特徴(Fig. 1)が形成されるのが理解しにくい。 $\text{MgO-SiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$ 系の超高压での相平衡関係の解明が望まれる。

Arai (2010)は、超高压クロミタイトのリサイクル起源説を提唱した。これは、低压(最上部マントル条件)でマグマ的に生成されたポディフォーム・クロミタイトがマントル対流によりマントル深部までもたらされ、さらに拡大中心に上昇するというものである。今まで記載されている超高压クロミタイトの特徴のいくつかは、低压クロミタイトが還元的なマントル深部にもたらされることにより二次的にもたらされる(Fig. 4)。ダイヤモンドは、マントル鉱物に普遍的に存在する二酸化炭素包有物の還元によって形成されうる。また、Yamamoto *et al.* (2009)の記載したクロ

Fig. 4. Illustration of possible conversion from low-P chromitite to UHP chromitite during recycling. See also Figure 4. (a) Low-pressure igneous formation of chromitite. Chromian spinel contains primary inclusions of silicates (hydrous minerals and pyroxenes) and PGE sulfides. (b) With a progress of subduction, the silicate inclusions were partially melted or decomposed to leave more refractory components, and the PGE sulfides were decomposed to leave PGE alloys (Andrews and Brenan, 2002). Fluidal carbon species, especially CO_2 , was added during the transportation in the upper mantle. (c) With further subsidence of chromitite possibly to the lower mantle, chromian spinel was converted to a CF-type polymorph (Chen *et al.*, 2003; Yamamoto *et al.*, 2009) with resolution of the silicate component. Diamond was produced by reduction of CO_2 . (d) On re-emerging of chromitite in the upper mantle by mantle convection, silicates were reappeared as lamellae in chromian spinel converted from the CF-type polymorph (Yamamoto *et al.*, 2009). Diamond survived especially when captured by PGE alloys (Yang *et al.*, 2007).

ムスピネル中のシリケート・ラメラは、通常のポディフォーム・クロミタイト(低压クロミタイト)のクロムスピネルに特徴的な初生的包有物起源であると考えられる(Fig. 4)。輝石、パーガス閃石、Na フロゴパイトを主とする包有物は加圧/加熱に伴い、脱水/部分溶解を経て、残りのシリケート成分は最終的にはクロムスピネル(およびその高压相)に固溶する。その後は、上昇に伴い輝石を主とする離溶ラメラとして低压クロムスピネル中に出現する(Yamamoto *et al.*, 2009)。低压クロミタイトに特徴的なPGE 硫化物は、マントル中を下降するに従い加圧/加熱さ

れ、PGE 合金と S に富むメルトに分解する(例えば, Andrews and Brenan, 2002)。メルトは流動性に富み系外に去ると、ルオブサの超高压クロミタイトに特徴的な PGE 合金(Bai *et al.*, 2000)が二次的に生成される。

また、ルオブサの超高压クロミタイトにはノジュラー組織が認められる(Zhou *et al.*, 1996; Yamamoto *et al.*, 2009)。これらの低压クロミタイトの火成岩組織(例えば, Leblanc *et al.*, 1981; Zhou *et al.*, 2001)はマントル中を循環した後でも保存される可能性がある。ポディフォーム・クロミタイトの多くは Cr に富むクロムスピネル(クロマイト)とかんらん石よりなり、両者(およびその高压相)の間に想定される反応がない。従って、クロミタイト(クロマイト+かんらん石)はリングウッドイト-Ca フェライト型クロマイト岩を経て再びクロミタイトに戻り、組織は基本的に保存される。おそらく、周囲のかんらん岩とともにマントル内を循環し、かんらん岩は変形してもクロミタイトは強い変形は免れるのであろう。

また、超高压クロミタイトがリサイクル物質起源であるとする、周囲のダナイトの包みも同様の履歴を有することが予想され、特異な組織の特徴を有することが期待される。残念なことに、このような視点での超高压クロミタイトの研究がなく、詳細は不明である(cf., Xu *et al.*, 2011)。

チベットのルオブサとドンシャオ両オフィオライトのポディフォーム・クロミタイト(一部は超高压起源の可能性のある)の PGE 合金は、組成と $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比により 2 つに分けることができる(Shi *et al.*, 2007)。従って、クロミタイトの形成年代および形成場(形成条件)が 2 つ存在することになる。この古い方の年代は超高压クロミタイトのマグマ性形成年代であるかもしれない。

我々が検討したオマーン・オフィオライトの Wadi Hilti のポディフォーム・クロミタイトは非調和性および調和性クロミタイトともに、パーガス閃石が初生包有物としてクロムスピネルに存在することから、超高压クロミタイトではなく、比較的低压起源である。ただし、両者は産状、組織、クロムスピネルの組成の違いから P-T 履歴および関与したマグマの性質が異なる(Ahmed and Arai, 2002; Miura *et al.*, 2012)。我々のオマーン・オフィオライトの調査では、現在までのところ超高压クロミタイトの特徴を有するクロミタイトは確認されていない。Trumbull *et al.* (2009)がモアッサナイトを報告している Wadi Rajmi のクロミタイトもすべて Wadi Hilti のものと同様な性質を有する低压起源のものであった。

VII. 今後の問題および期待される展開

本研究の最大の問題点の 1 つは、超高压クロミタイトの地質学的、記載岩石学的の性質に関する情報の不足である。超高压クロミタイトがリサイクル起源であるとする、当然調和性のポッドを形成しているはずである(Fig. 1)が、それすらもきちんと認識/記載されていないのである。現

在までに確認されている超高压クロミタイトは、ルオブサなどのチベットのオフィオライトとライーイズ(北極圏ウラル山脈)というアクセスの比較的困難な場所に産し、多くの研究者により取り扱われられないことも問題である。現在までの、超高压クロミタイトを取り扱うことができる限られた研究者は超高压鉱物そのものに強い興味を持っており、周囲の岩石は比較のおろそかに扱われてきた。また、超高压鉱物の存在度は極めて低く、その産状を詳細に観察し、一般化することが困難である。今後、多くの人の目により超高压鉱物の産状の観察例を増すことが基本的に重要であろう。ルオブサの超高压クロミタイトは、クロムスピネル中のシリケート・ラメラが発達している(Yamamoto *et al.*, 2009)など、オマーン・オフィオライトなどのクロミタイトとは異なる特異な見かけを呈している(Fig. 3)。このような明瞭な記載岩石学的の性質を手がかりに、超高压クロミタイトの存在の一般性を検討せねばならない。また、超高压クロミタイトの有無とホストのオフィオライトの特徴との相関も明らかにせねばならない。超高压クロミタイトの Os 同位体組成などによる年代測定は重要なテーマとなろう。ホストのオフィオライトの年代との比較は、超高压クロミタイトのリサイクル説(Arai, 2010)を検証する最も重要な情報の 1 つであろう。ただし、クロミタイトの PGM 中の $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比は、変成作用等で変動することが最近明らかになり(González-Jiménez *et al.*, 2012)、クロミタイトの Re-Os 年代は慎重に取り扱う必要がある。

低压クロミタイトには、その場での生成を示唆する壁岩の化学組成によるコントロールが認められる(Arai, 1997)。超高压クロミタイトの壁岩を詳細に検討し、同様の関係の有無を明らかにせねばならない。また、超高压クロミタイト周囲のかんらん岩の岩石学的の性質も興味深い。P.T. Robinson(2011 年 3 月私信)によると、ルオブサの周囲のハルツバーガイトにもダイヤモンドが産するそうである。

ポディフォーム・クロミタイトが海嶺でも生成されること(Matsukage and Arai, 1998; Arai and Matsukage, 1998; Abe, 2011)を考えると、ポディフォーム・クロミタイトのマントル内循環は十分起こりうると思われる(Fig. 5)。海嶺などの拡大中心は、マントル対流の湧き出し口であり、低压クロミタイトのマグマの生成の場であることを考えると、オフィオライトのマントル部分に超高压クロミタイトと低压クロミタイトが共存することは可能である。海嶺下の上部マントルにポディフォーム・クロミタイトが存在することは確実であるとする、将来のマントル掘削(モホール)でポディフォーム・クロミタイトが回収される可能性がある。クロミタイトのマントル中での存在度は低いであろうが、マントル掘削のターゲットの 1 つとして認識しておく必要があるであろう。また、オフィオライトの二重の性格(例えば, Arai *et al.*, 2006)を考えると、になるオ

Fig. 5. Cartoon for possibly deep recycling of podiform chromitite. Primary magmatic chromitite was formed at a low-pressure condition, and taken into deeper parts of the mantle via mantle convection. It reappeared as UHP chromitite at a spreading center as a part of mantle diapir for magma production. Note that the spreading center is also the locus of low-pressure magmatic chromitite, which can coexist with the UHP chromitite. Two trajectories are possible; one is only through the upper mantle (to the transition-zone mantle), and the other, down through the lower mantle. The former and the latter are concordant with the two-layer convection model (e.g., Courtillot *et al.*, 2003) and with the whole-mantle convection model (e.g., Maruyama *et al.*, 2007), respectively. MOR, mid-ocean ridge; BAB, backarc basin; SS, stagnant slab.

フィオライトの低圧クロミタイトには様々な性質(形成時期および関与したマグマの組成)を有するものがあること(Ahmed and Arai, 2002; Miura *et al.*, 2012)は当然であろう。

超高压クロミタイトがリサイクル物質だとすると、マントル内をどの様に循環したのであるか(Fig. 5)? ルオブサの超高压クロミタイト中にリングウッドイトの仮像があったとすると(Robinson *et al.*, 2004; P.T. Robinson, 2011年3月私信), マントル遷移層(cf., Ita and Stixrude, 1992; Stachel *et al.*, 2005)までは到達した履歴を有することになる(Fig. 5)。低圧クロミタイトの高温高压実験で, 超高压クロミタイトの特徴が再現できたら素晴らしいと考えている。また, Table 1 からわかるように, クロミタイトから発見されている超高压鉱物のいくつかは炭素を主要元素としている。このことは, 炭素は還元され様々な鉱物(ダイヤモンド, モアッサナイト等)としてマントル深部を循環している可能性が高いことを示唆する(Arai, 2010)。これらの鉱物の多くはマントル浅部では再び流動性の高い二酸化炭素等になるのであろう。

謝 辞 本論の一部は様々な共同研究者の方々との議論に基づいて書かれた。三浦 真氏(金沢大)は様々な重要なデータを取ってくれた。山本伸次氏(東京大)とは, ルオブサの超高压クロミタイトを共同研究している。A.H. Ahmed(サウジアラビア, キングアブドラジズ大), 巽好幸(海洋研究開発機構; 現在神戸大), P.T. Robinson(カナダ, ダルハウジー大), G. Ceuleneer(フランス, ツールーズ大), 水上知行(金沢大), 奥野正幸(金沢大)の諸氏を初めとする多くの方々には議論, 示唆をいただいた。森下知晃氏(金沢大)には本論を執筆する機会を与えていただ

Table 1. Ultrahigh-pressure and other unusual minerals found in podiform chromitites from Luobusa, Tibet, compiled by Arai (2010)

native elements
C (diamond, graphite), Si, Ti, Fe, Cr etc.
alloys
Ni-Fe-Cr-C alloys, Fe-Ti,
PGE alloys (Os-Ir, Os-Ir-Ru, Pt-Fe) etc.
Fe-silicides
Fe ₃ Si ₇ , Fe _{0.59} Si _{0.37} Ti _{0.04} etc.
carbide
moissanite (SiC)
oxides
Si-rich rutile, TiO ₂ II, wüstite (sometimes Mn-rich),
coesite
nitrides
TiN, c-BN
CF-type chromite*, stishovite**, ringwoodite***

Data source: Bai *et al.* (2000), Robinson *et al.* (2004), Yang *et al.* (2007), Xu *et al.* (2009), Dobrzynetskaya *et al.* (2009), and Yamamoto *et al.* (2009).

*Precursor of chromite with diposide exsolution lamellae (Yamamoto *et al.*, 2009).

**Possible pseudomorph now consisting of blade-like coesite crystal (Yang *et al.*, 2007)

いた。匿名の査読者の方のコメントは本稿の改善に大変役に立った。以上の方々に厚く感謝する。

引用文献

Abe, N. (2011): Petrology of podiform chromitite from the ocean

- floor at the 15°20'N FZ in the MAR, Site 1271, ODP Leg 209. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **106**, 97–102.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 263–278.
- Ahmed, A.H. and Arai, S. (2003): Platinum-Group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite. *Can. Mineral.*, **41**, 597–616.
- Andrews, D.R.A. and Brenan, J.M. (2002): The solubility of ruthenium in sulfide liquid: implications for platinum group mineral stability and sulfide melt-silicate melt partitioning. *Chem. Geol.*, **192**, 163–181.
- Arai, S. (1992): Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Mag.*, **56**, 173–184.
- Arai, S. (1994): Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191–204.
- Arai, S. (1997): Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resource Geol.*, **47**, 177–187.
- 荒井章司(2010): クロミタイトー不思議なマントル構成岩ー. 地学雑誌, **119**, 392–410.
- Arai, S. (2010): Possible recycled origin for ultrahigh-pressure chromitites in ophiolites. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **105**, 280–285.
- 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. *Am. Mineral.*, **80**, 1041–1047.
- 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. *J. Geol. Soc., London*, **163**, 869–879.
- 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., 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. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 671–675.
- Arai, S. and Yurimoto, H. (1994): Podiform chromitites of the Tari–Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Econ. Geol.*, **89**, 1279–1288.
- Augé, T. (1987): Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineral. Deposita*, **22**, 1–10.
- Bai, W., Robinson, P.T., Fang, Q., Yang, J., Yan, B., Zhang, Z., Zhou, M.-F. and Malpas, J. (2000): The PGE and base-metal alloys in the podiform chromitites of the Luobasa ophiolite, southern Tibet. *Can. Mineral.*, **38**, 585–598.
- Bai, W.J., Zhou, M.-F. and Robinson, P.T. (1993): Possibly diamond-bearing mantle peridotites and chromitites in the Luobasa and Donqio ophiolite. *Can. J. Earth Sci.*, **30**, 1650–1659.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinovitch, M., Moutte, J., Leblanc, M. and Prinzhofer, A. (1981): Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Econ. Geol.*, **76**, 805–831.
- Chen, M. Shu, J., Mao, H.-K., Xie, X. and Hemley, R.J. (2003): Natural occurrence and synthesis of two new postspinel polymorphs of chromite. *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, **100**, 14651–14654.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. and Stock, J. (2003): Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **205**, 295–308.
- Dick, H.J.B. and Bullen, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **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. *Mineral. Petrol.*, **92**, 31–58.
- Dobrzynetska, L.F., Wirth, R., Yang, J., Hutcheon, I.D., Weber, P.K. and Green II, H.W. (2009): High-pressure highly reduced nitrides and oxides from chromitite of a Tibetan ophiolite. *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, **106**, 19233–19238.
- González-Jiménez, J.M., Griffin, W.L., Gervilla, F., Kerestedjian, T.N., O'Reilly, S.Y., Proenza, J.A., Pearson, N.J. and Sergeeva, I. (2012): Metamorphism disturbs the Re–Os signatures of platinum-group minerals in ophiolite chromitites. *Geology*, **40**, 659–662.
- Irvine, T.N. (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1. Theory. *Can. J. Earth Sci.*, **2**, 648–672.
- Irvine, T.N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.*, **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. *Geochim. Cosmochim. 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.
- Ita, J. and Stixrude, L. (1992): Petrology, elasticity, and composition of the mantle transition zone. *J. Geophys. Res.*, **97**, 6849–6866.
- 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. *J. Petrol.*, **31**, 99–134.
- Lago, B.L., Rabinowicz, M. and Nicolas, A. (1982): Podiform chromitite ore bodies: A genetic model. *J. Petrol.*, **23**, 103–125.
- Leblanc, M., Cassard, D. and Juteau, T. (1981): Cristallisation et deformation des orbicules de chromite. *Mineral. 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.
- Maruyama, S., Santosh, M. and Zhao, D. (2007): Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and antiplate tectonics on the Core-mantle Boundary. *Gondwana Res.*, **11**, 7–37.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **131**, 111–122.
- Miura, M., Arai, S., Ahmed, A.H., Mizukami, T., Okuno, M. and Yamamoto, S. (2012): Podiform chromitite classification revisited: a comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite. *J. Asian Earth Sci.*, **59**, 52–61, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2012.05.008>
- Mondal, S.K. and Mathez, E.A. (2007): Origin of the UG2 chromitite layer, Bushveld Complex. *J. Petrol.*, **48**, 495–510.

- Nicolas, A. (1989): Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. pp. 367. Kluwer Academic Pub., Dordrecht
- Niida, K. and Green, D.H. (1999): Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyroxene under upper mantle conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 18–40.
- 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)* (Carter, B., Chowdhury, M.K.R., Jankovic, S., Marakushev, A.A., Morten, L., Onikhimovsky, V.V., Raade, G., Rocci, G. and Augustithis, S.S. Eds.). Theophrastus, 151–178.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C. and Bodinier, J.L. (1999): Al- and Cr-rich chromitites from the Mayari-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubduction mantle. *Econ. Geol.*, **94**, 547–566.
- 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* (Malpas, J., Fletcher, C.J.N., Ali, J.R. and Aitchison, J.C. Eds.). Geological Society, London, Special Publication, **226**, 247–271.
- Rollinson, H. (2008): The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **156**, 273–288.
- Ruskov, T., Spirov, I., Georgieva, M., Yamamoto, S., Green, H.W., McCammon, C.A. and Dobrzhinetskaya, L.F. (2010): Mossbauer spectroscopy studies of the valence state of iron in chromite from the Luobusa massif of Tibet: implications for a highly reduced deep mantle. *J. Metamorphic Geol.*, **28**, 551–560.
- Shi, R., Alard, O., Zhi, X., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Zhang, M. and Chen, X. (2007): Multiple events in the Neo-Tethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru–Os–Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 33–48.
- Stachel, T., Brey, G.P. and Harris, J.W. (2005): Inclusions in sub-lithospheric diamonds: Glimpses of deep earth. *Elements*, **1**, 73–78.
- Thayer, T.P. (1964): Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman–Sorida District, Turkey. *Econ. Geol.*, **59**, 1497–1524.
- Trumbull, R.B., Yang, J.-S., Robinson, P.T., Di Pierro, S., Vennemann, 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.
- Xu, X., Yang, J., Ba, D., Guo, G., Robinson, P.T. and Li, J. (2011): Petrogenesis of the Kangjinla peridotite in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. *J. Asian Earth Sci.*, **42**, 553–568.
- Xu, X., Yang, J., Fang, Z., Bai, W. and Ba, D. (2009): Unusual mantle mineral group from chromitite orebody Cr–11 in Luobusa ophiolite of Yarlung–Zangbo Suture Zone, Tibet. *J. Earth Sci.*, **20**, 284–301.
- 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., Xu, X., Li, Y., Liu, Z., Li, J., Ba, D. and Robinson, P.T. (2011): Diamond discovered from six different ultramafic massifs along the Yarlung Zangbo Suture between the Indian and Eurasian plates. 2011 Geol. Soc. Am., Annual Meeting in Minneapolis, 203–4.
- 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.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. and Bai, W.J. (1994): Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineral. Deposita*, **29**, 98–101.
- Zhou, M.-F., Robinson, P.T., Malpas, J. and Li, Z. (1996): Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet); Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *J. Petrol.*, **37**, 3–21.
- 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 Geol.*, **51**, 1–6.