

Las cromititas ofiolíticas del yacimiento Mercedita (Cuba). Un ejemplo de cromitas ricas en Al en la zona de transición manto-corteza

Ophiolitic chromitites from the Mercedita deposit (Cuba). Example of Al-rich chromites at the mantle-crust transition zone

J.A. PROENZA^(1,2), F. GERVILLA⁽³⁾, J.C. MELGAREJO⁽²⁾, D. REVÉ⁽⁴⁾ y G. RODRÍGUEZ⁽⁴⁾

(1) *Departamento de Geología. Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. Las Coloradas s/n, 83320, Moa, Holguín, Cuba.*

(2) *Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Martí i Franquès s/n 08028, Barcelona. E-mail: joaquin@natura.geo.ub.es*

(3) *Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada) y Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva s/n 18002, Granada.*

(4) *Empresa Cromo Moa. Punta Gorda, Moa, Holguín, Cuba.*

RESUMEN

El yacimiento Mercedita se localiza en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (NE de Cuba) y es el depósito de cromita podiforme más importante de América. Explora cuerpos de cromititas (lentes) encajados en dunitas y harzburgitas de los términos superiores de las tectonitas mantélicas, próximos a los niveles de gabros bandeados (*Moho Transition Zone*). Se trata de cuerpos concordantes de cromititas masivas con fracturas de *pull-apart*. Los lentes engloban cuerpos de gabro (*sills*) a los que reemplazan parcialmente. Los minerales intergranulares presentes son olivino, serpentina y clorita.

Las principales inclusiones sólidas en los cristales de cromita son olivino y pargasita rica en Na (hasta 4 % en peso de Na₂O), y en menor medida laurita y millerita. En cambio, hacia el contacto entre la cromitita y los *sills* de gabro los cristales de cromita presentan abundante inclusiones de clinopiroxeno, plagioclasa y rutilo. La cromita es de grado refractario, es decir rica en Al₂O₃ (25-33 % en peso) e inusualmente rica en TiO₂ (hasta 0.52 % en peso). Las cromititas del yacimiento Mercedita presentan bajos contenidos en elementos del grupo del platino (EGP). El contenido total de EGP oscila entre 56 y 166 ppb, con un valor promedio de 90 ppb.

A partir de datos texturales y geoquímicos se propone un modelo de formación de la cromita a partir de reacción de un fundido tipo *back arc basin basalt*, formado por reacciones fundidos/peridotitas, en un manto litosférico suboceánico en una zona de suprasubducción. Estos fundidos percolan a través de canales duniticos, y son mezclados con fundidos altamente oxidados. La mezcla de estos

dos fundidos genera un fundido híbrido y hace que la cromita se convierta en el único mineral *líquido* del magma (Hill y Roeder, 1974). En estas condiciones, el magma intersticial tenderá disolver los silicatos de la matriz y a cristalizar, en su lugar, cromita.

Palabras clave: Cromita. Podiforme. Gabro. Dunita. EGP. Manto, Corteza. Ofiolita. Cuba.

ABSTRACT

The Mercedita deposit is located in the ophiolitic Massif of Moa-Baracoa (NE of Cuba) and is considered the most important podiform chromite deposit of America. Chromitite bodies, enclosed in harzburgite and residual dunites (mantle-crust transition zone). The chromite ore bodies are concordant with the main structures shown by the enclosing peridotites and also display pull-apart fractures. Chromite lenses enclose and substitute gabbro bodies (*sills*), that are concordant with the orientation of the host chromitite. Intergranular minerals are olivine, serpentine, and chlorite.

Chromite has abundant, distributed solid inclusions of olivine and Na-rich pargasite (up 4 wt % Na₂O), and minor laurite and millerite. Toward the contact with the included gabbro *sills*, abundant clinopyroxene, plagioclase and rutile occur as inclusions in the chromite. The ores from Mercedita deposit are composed by refractory-grade chromite (Al-rich chromite), where Al₂O₃ ranges between 25 and 33wt.%. The TiO₂ values are relatively high compared to the most common ophiolitic chromite, TiO₂ content varies from 0.05 to 0.52 wt. %. Chromitites of the Mercedita deposit are poor in platinum-group elements (PGE), with total PGE ranging between 55.8 and 165.9 ppb and an average value of 90 ppb.

From textural and geochemical data we propose a genetic model from the reaction of a back arc basin basalt, formed by melt-rock reactions, percolated through subhorizontal, porous dunitic channels and mixed with oxidized melts in suprasubduction zone mantle. Mixing of these two melts generated a hybrid melt whose bulk composition fell within the chromite liquidus field in the P-T-fO₂ space (Hill and Roeder, 1974). Percolation of the hybrid melt through the dunitic channels promoted dissolution of preexisting silicate minerals and chromite crystallization.

Keywords: Chromite. Podiform. Gabbro. Dunita. PGE. Mantle. Crust. Ophiolite. Cuba.

EXTENDED ABSTRACT

The Moa-Baracoa Massif occupies the eastern part of the Mayarí-Baracoa Ophiolite Belt with an area close to 1500 km² (Fig. 1). It consists of a lower unit of mantle tectonites composed of harzburgites with minor dunites and plagioclase-bearing peridotites. At the top of this unit, the harzburgites contain increasing amounts of dunites, gabbro *sills*, chromitite bodies, as well as discordant dikes of pegmatitic gabbros (this zone can be considered as a part of the Moho Transition Zone). The gabbroic complex always occurs in tectonic contact with the mantle tectonites and shows a lower unit of layered gabbros grading upwards to isotropic gabbros. The top of the crustal sequence consists of basalts, cherts and limestones.

The Mercedita deposit is located in the Moa-Baracoa Massif and is considered the most important podiform chromite deposit of America, as its calculated reserves largely exceed 5 million tons. Chromitite lenses have a tabular to lenticular shape and variable size (Fig. 2, 3, 4). These lenses are cut and rotated by normal faults, giving rise to a variable set of orientations. All chromitite bodies studied are parallels to the foliation and lineation of the enclosing peridotites. Chromitite lenses always occur within the mantle-crust transition zone, which is characterized by the interlayering of ultramafic and gabbroic rocks. The chromitite lenses have a thick (from some centimeters to several meters) dunite envelopes and are hosted in harzburgites. Nevertheless, chromitite and harzburgite can be locally in direct contact. This contact between chromitite and dunite (or harzburgite) is rather sharp, or take place along a zone of disseminated ore.

Chromitites contain tabular bodies (*sills*) of gabbros that are concordant with the orientation of the host chromitite (Fig. 3). The size of these bodies varies from the centimetric scale up to 100 m long and 3 m thick, and their contacts with the host chromitites are transitional. This feature is characteristic of most chromite deposits of the Moa-Baracoa Massif. Dunite lenses are frequent in chromitite too.

Primary chromitite texture is massive, grading locally to disseminated, and shows pull-apart fractures. Late shearing and faulting, as well as pegmatitic gabbro dikes, obliterates this textures giving rise to mylonitic, cataclastic and brecciated textures. Nodular texture is rare and when present, uses to be deformed.

The chromite represent more than 90 vol% of the chromitite and shows subhedral to anhedral shape with grain sizes up to 1cm, and variably-thick rim of ferrichromite. Intergranular minerals are olivine, serpentine and chlorite. Within the inner most part of the ore bodies, olivine and pargasite are the only silicate minerals that occur as solid inclusions in chromite (Fig. 5a). At the contact between chromitite and dunite, chromite overgrowths at expenses of the olivine grains of the dunite (Fig. 5b). Chromite grains show abundant inclusions of olivine which preserves the same orientation that the intergranular olivine. Towards the contact with the hosted gabbros, chromitite contains increasing amounts of an intergranular material composed of the alteration products of gabbro, clinopyroxene and altered plagioclase (Fig. 5c). Chromite shows abundant minute inclusions of clinopyroxene (with the same optical orientation than that from the matrix) and altered plagioclase, as well as crystallographically oriented rutile lamellae (Fig. 5c).

Other solid inclusions in chromite are platinum-group minerals (laurite) and millerite, which display rounded to euhedral shape with variable sizes from 1 to 25 μm (Fig. 6a, b). Minor amounts of disseminated ore minerals also occur associated to serpentine and chlorite, and consist of Fe-Ni alloys (awaruite and taenite), pentlandite, millerite, heazlewoodite, chalcopyrite, chalcocite, native elements (Ni, Au, Cu) and platinum-group minerals (laurite with high metal/S ratio) (Fig. 6c).

Microprobe analyses have been obtained to check the chromite compositions (Table 1, Fig. 7). The #Cr [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$] and the #Mg [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$] of chromite from the chromitites in the Mercedita deposit is relatively constant (Fig. 7a, b, c). As a whole, the #Cr varies from 0.41 to 0.54 (corresponding to Cr_2O_3 contents between 34.44 and 42.5 wt.%, and Al_2O_3 contents between 25 and 33 wt.%) and the #Mg from 0.61 to 0.77. TiO_2 content varies from 0.05 to 0.52 wt.% (Fig. 7d). The latter values are relatively high compared with the most common ophiolitic chromites (< 0.25 wt.% according to Leblanc and Nicolas, 1992) but are similar to other refractory chromites of similar major composition, like those from Coto, Philippines (Leblanc, pers. com.) and Tari-Misaka, Japan (Matsumoto et al., 1997). Disseminated chromite from the dunite walls in the Mercedita deposit show relatively higher #Cr, and lower TiO_2 than that of the main chromitite bodies. Accessory chromite from the associated harzburgite show even higher #Cr, and lower TiO_2 than those from the dunites (Fig. 8). This chemical trend cannot be explained in terms of partial melting or fractional crystallization.

Table 2 and figure 9 shows the compositions of laurite from Mercedita deposit. In the Ru-Os-Ir triangle (Fig. 9a), compositions cover a wide range of Ru-Os-Ir substitution. The compositions of laurite from Mercedita overlaps the compositional field of laurite from ophiolitic chromitites (Acoje: Orberger et al., 1988; Omán: Augé, 1986; Tiébaghi: Legendre and Augé, 1986; Augé, 1988; Shetland: Prichard et al., 1986 and Troodos: Legendre and Augé, 1986) (Fig. 9b). The laurite inclusions were interpreted as crystals formed in the early magmatic stage trapped by growing chromite at high temperature. The peculiar zoning of the interstitial laurite crystals in cataclastic chromitites are interpreted, according to Garuti and Zaccarini (1997), as products of desulfurization of primary laurite during serpentinization.

Chromitites of the Mercedita deposit are poor in platinum-group elements (PGE) (Table 3), with total PGE ranging between 55.8 and 165.9 ppb and an average value of 90 ppb. Their chondrite-normalized patterns are characterized by PGE abundances 0.004 to 0.07 times the chondritic values, a negative anomaly in Ir with respect to Os and Ru and a negative slope from Ru to Pd (Fig. 10). Most chromitite samples are enriched in gold in agreement with the presence of native gold grains in the serpentine matrix. The negative-sloped PGE pattern of ophiolitic chromitites has been ascribed to the early crystallization of the most refractory Os, Ir and Ru minerals together with chromite (Barnes et al., 1988). Nevertheless, the experimental work by Amossé et al. (1990) shows that the solubility of Ir in basaltic melts strongly depends on $f\text{O}_2$ (Fig. 11).

The presence of large gabbro bodies within chromitite makes difficult to account for a mechanism of chromite crystallization in an open dike and for creation and maintenance of an elutriation cell within the dike as Lago et al. (1982) suggest. Furthermore, petrology and microstructure of concordant gabbros in dunite and harzburgite suggest that late melts impregnated the preexisting refractory peridotite, giving rise to melt/rock reactions at decreasing the melt volume. This

process would produce, according to Kelemen (1990), the dissolution of olivine and the crystallization of clinopyroxene and plagioclase. This event should be associated lately with the intergranular percolation of deep melts that reacted with the host peridotite, firstly dissolving pyroxenes and crystallizing olivine (forming orthopyroxene-poor harzburgite and dunite), and lately, during the cooling of the system, dissolving olivine and crystallizing clinopyroxene and plagioclase.

The average Al_2O_3 contents of the melt in equilibrium with chromite from the Mercedita deposit is comparable with those of the parental melts of the back arc basin basalts (BABB) suggesting that the Moa-Baracoa Massif represents a portions of suprasubduction lithosphere (Fig. 12). This scenario is in agreement with the current interpretation of the Moa-Baracoa Massif (Iturralde-Vinent, 1996; Proenza, 1998; Proenza et al., en este volumen). Furthermore, the presence of abundant inclusions of pargasite in chromite, suggests that the origin of the Mercedita deposit took place from a volatile-rich melt which is too, a characteristic feature of the melts related to suprasubduction zones.

Chemical variations of chromite between chromitite and its host peridotite in the Mercedita deposit are not reported in literature (see Leblanc and Nicolas, 1992; Arai, 1997). This evidence that chromite, dunite and harzburgite are not in equilibrium with the same type of melt (Fig. 13) and consequently, this cannot be explained by previously described partial melting or fractional crystallization processes. The only possibility to understand these chemical trends is by considering that dunites and, later, chromitites, were formed by melt/peridotite reactions at increasing melt volume.

The crystallization of nearly monomineralic chromite rocks in Mercedita can not be explained by mixing of primitive and differentiated melts (Arai and Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1994) because in the system olivine-quartz-chromite rich in Al (Fig. 14) the cotectic phase boundary between olivine and spinel is almost straight. However, the mineralogical and geochemical data described for this chromite suggest that it crystallized from a volatile-rich melt, probably under the conditions established by Hill and Roeder (1974) (Fig. 15). To reach this conditions ($\log_{10}fO_2 = -7$ at 1200 °C), BABB-type magmas need an additional supply of a fluid component.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de cromitas podiformes suelen estar encajados en dunitas y harzburgitas en la parte superior de las tectonitas basales de las secuencias ofiolítica, incluyendo la denominada zona de transición (Nicolas y Prinzhofer, 1983). En general, estas cromititas se distribuyen a lo largo de una zona de espesor variable entre 1 y 2 kms, por debajo de los primeros acumulados gabroicos. La importancia de este tipo de yacimientos es evidente si se tiene en cuenta que, sólo hasta la década de los 80, ha producido 139.8 millones de toneladas de cromita, lo que representa el 57.4 % de la producción mundial (Stowe, 1987). Son, asimismo, la única fuente natural de cromita de grado refractario (cromita con bajo contenido de hierro, $Al_2O_3 > 20\%$ en peso y $(Al_2O_3 + Cr_2O_3) > 60\%$ en peso).

El yacimiento Mercedita constituye el depósito de cromita podiforme más grande de Cuba y del continente americano. Se explota desde 1981 y de él se han extraído más de 500.000 tn de cromita de grado refractario. Actualmente la producción es de más de 30.000 tn/año. Este yacimiento se localiza en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa, en la parte oriental de la isla. Esta área incluye reservas calculadas en 6.5 millones de toneladas (Silk, 1988), y concentra la mayor parte de las reservas de cro-

mita en Cuba (entre estas reservas no se incluyen las cromitas asociadas a lateritas cromíferas o placeres).

El yacimiento Mercedita es un ejemplo típico de cromititas asociadas a secuencias ofiolíticas, ubicado en la transición manto-corteza, que presenta la peculiaridad de que los cuerpos de cromititas engloban numerosos cuerpos lenticulares de gabro.

En este trabajo se pretende: 1) analizar las características morfológicas y estructurales de los cuerpos minerales y su relación con las rocas encajantes; 2) caracterizar los tipos texturales de cromita, desde un punto de vista morfológico y de su quimismo mineral; 3) valorar los contenidos en elementos de grupo de platino (EGP) y Au; 4) establecer, en la medida de lo posible, un modelo de formación para las cromititas y su aplicación a otras cromititas refractarias ubicadas en la transición manto-corteza.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El Macizo Moa-Baracoa ocupa un área aproximada de 1500 km² en el extremo oriental de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Fig. 1) (véase Proenza et al., en este volumen). El corte ofiolítico reconstruido de este macizo

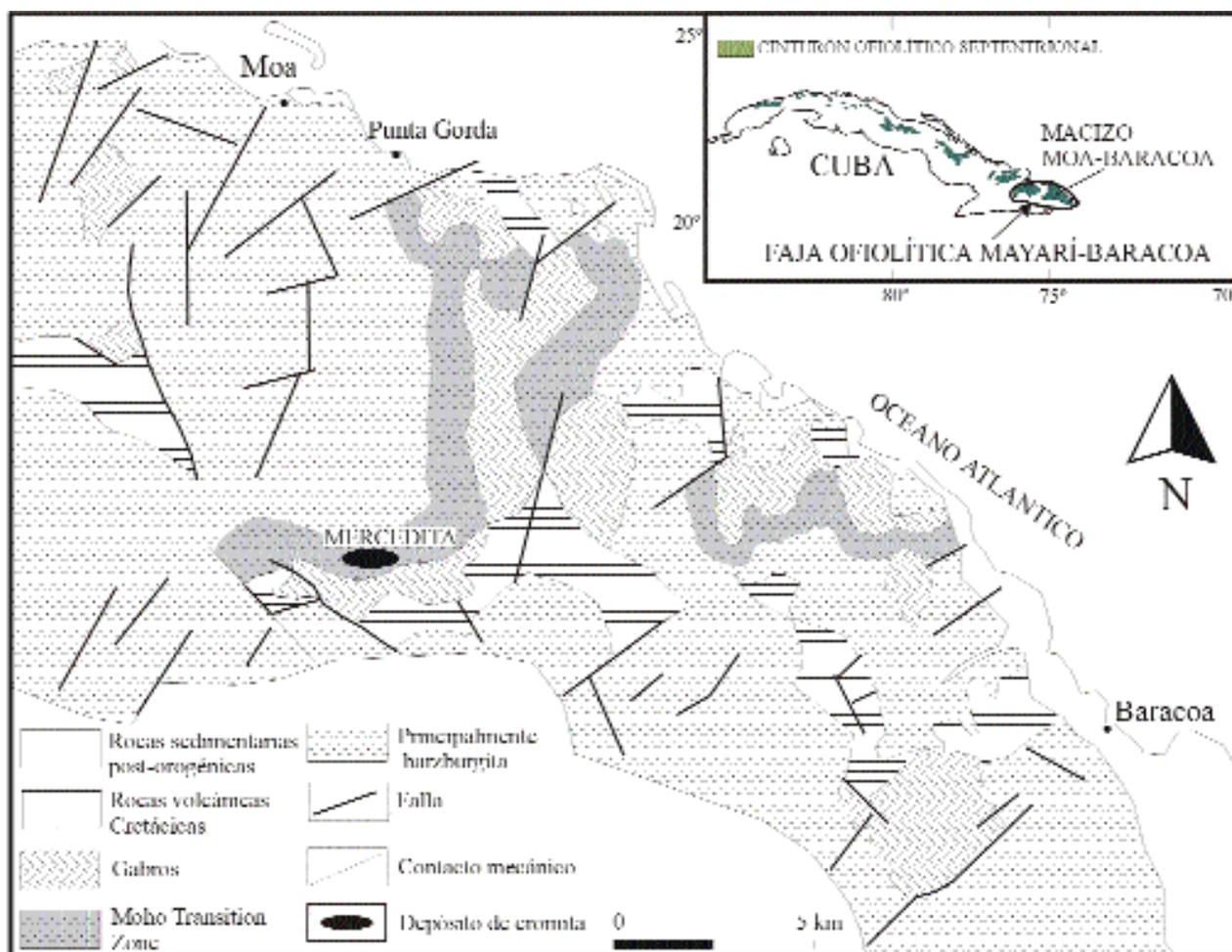


Figura 1. Mapa geológico esquemático del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (adaptado a partir de Nagy et al., 1976) y ubicación del yacimiento Mercedita.

Figure 1. Geological map of the Moa-Baracoa Ophiolitic Massif (adapted from Nagy et al., 1976) and location of the Mercedita deposit.

estaría compuesto, de muro a techo, por (Proenza et al., en este volumen): a) una zona compuesta, predominantemente, por harzburgitas con texturas de tectonitas; b) una zona de harzburgitas que contiene principalmente cuerpos de dunita, peridotitas “impregnadas”, *sills* de gabros, diques de gabros y pegmatoides gabroicos; así como cuerpos de cromititas (esta zona correspondería a la denominada *Moho Transition Zone*); c) la zona de gabros, constituida en la base por gabros bandedados (gabros olivínicos, gabronoritas) y, en la parte alta, por gabros isotrópicos; d) la zona del complejo de diques de diabasas (con un escaso desarrollo) y e) el complejo volcano-sedimentario (basaltos, hialoclastitas, tobas, *cherts*, calizas). El Macizo Moa-Baracoa presenta un gran desarrollo de los complejos ultramáfico, de gabro y volcano-sedimen-

tario (Iturralde-Vinent, 1996; Proenza, 1998; Proenza et al., en este volumen). En el macizo también están presentes peridotitas “impregnadas” (con plagioclasa y clinopiroxenos), cuerpos de cromititas, *sills* de gabros, así como diques de gabros y de pegmatoides gabroicos. Las peridotitas “impregnadas”, los *sills* de gabros y las cromititas se localizan en la denominada *Moho Transition Zone* entre las peridotitas con texturas de tectonitas y los acumulados máficos (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, 1999b, en este volumen).

Las ofiolitas del Macizo Moa-Baracoa son comparables a las descritas por Pearce et al. (1984) como típicas de zona de suprasubducción (SSZ) (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, Proenza et al., 1999c).

MUESTREO Y MÉTODOS ANALÍTICOS

Se han estudiado un total de 130 muestras de cromititas, harzburgitas, dunitas, gabros y serpentinitas. El muestreo se ha realizado, cuando ha sido posible, atendiendo a los litotipos existentes y, dentro de éstos, teniendo en cuenta criterios de tipo espacial. Esto ha sido particularmente posible ya que las labores actuales y las redes de sondeos (amablemente facilitadas por la Empresa de Cromo de Moa) han permitido un muestreo exhaustivo, en tres dimensiones, de los cuerpos minerales.

El análisis cualitativo de fases de grano muy fino, en particular, de los minerales de elementos del grupo del platino, así como de los pequeños granos de sulfuros, aleaciones y elementos nativos diseminados en las cromititas se ha realizado mediante microscopía electrónica de barrido con analizador de dispersión de energías (SEM+EDS). Los equipos utilizados fueron un *Cambridge Stereoscan-120* y un *Jeol 360*. El analizador de energías acoplado es un EDS constituido por un cristal de

Si(Li) con ventana de Be distribuido por *LINK*. Este trabajo se realizó en los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona.

Los análisis químicos de los minerales se han efectuado mediante una microsonda electrónica CAMECA SX50, en los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona. Los análisis se han realizado bajo las siguientes condiciones de trabajo:

- Cromita. Se ha utilizado una tensión de aceleración de 20 kv y una corriente sobre la muestra de 20 nA. Se ha medido sobre las líneas espectrales K del Fe, Mn y Ni con un cristal LiF; las K del Mg y Al con un TAP; las K del Cr, V y Ti con un PET. Los patrones utilizados han sido cromita (Cr, Al, Fe), periclasa (Mg), rodonita (Mn), óxido de níquel (Ni), rutilo (Ti) y vanadio metálico (V).
- Silicatos (olivinos, piroxenos, anfíboles). Se ha utilizado una tensión de aceleración de 20 kv y una corriente sobre la muestra de 20 nA. Se ha medido

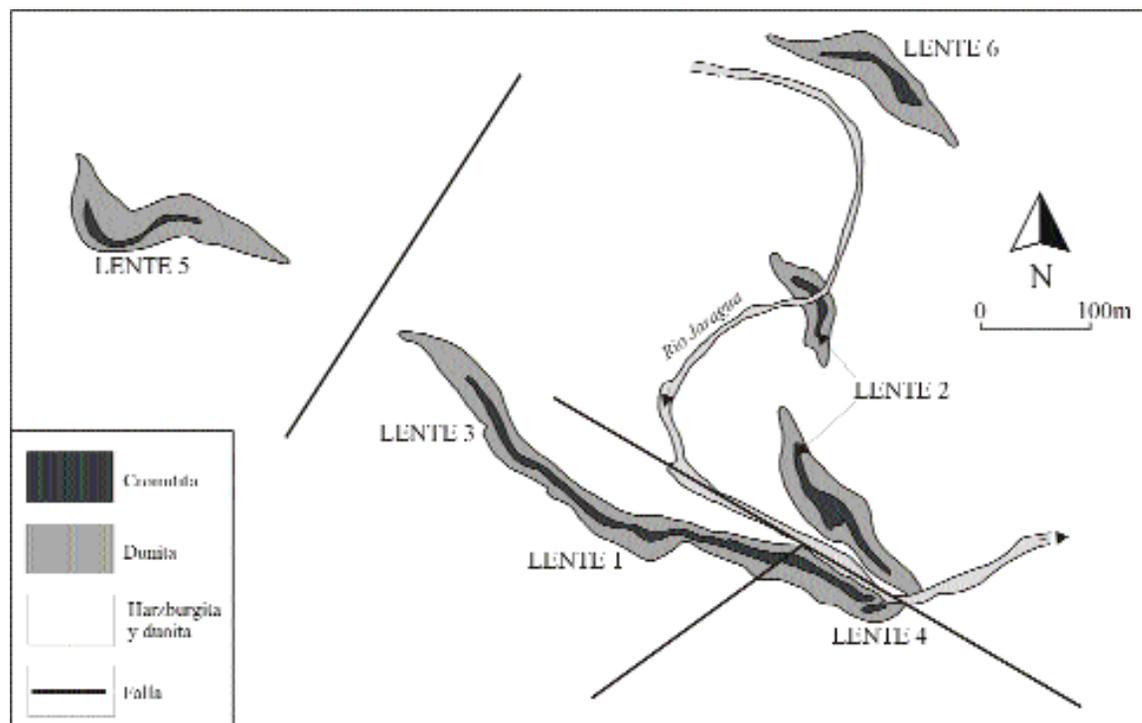


Figura 2. Mapa geológico esquemático del yacimiento Mercedita mostrando la distribución aproximada de los lentes de cromititas. Elaborado a partir de datos propios y bibliográficos (Ávila, 1988; González, 1992).

Figure 2. Geological map of the Mercedita deposit, showing the distribution of the chromitite lenses (elaborated from Ávila, 1988; González, 1992 and this study).

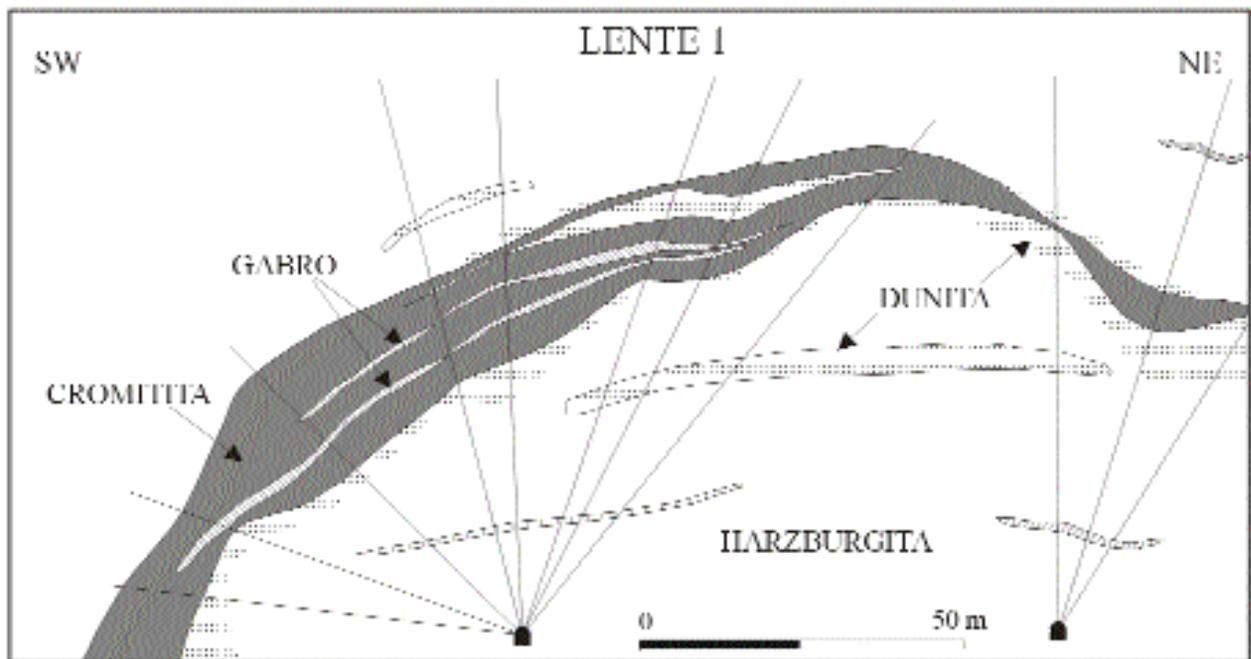


Figura 3. Corte geológico, a partir de un perfil de sondeos, a través del lente 1 del yacimiento Mercedita (adaptado de Rodríguez, 1994).

Figure 3. Section of the chromitite lens number 1 of the Mercedita deposit, obtained from drill-core data (modified from Rodríguez, 1994).

sobre las líneas espectrales K del Fe, Mn y Ni con un cristal LiF; las K del Mg, Si, Al, Na con un TAP, y las K del Ca, Cr, Ti y K con un PET. Los patrones utilizados han sido ortoclasa (Si, Al, K), Fe_2O_3 (Fe), periclusa (Mg), wollastonita (Ca), rodonita (Mn), NiO (Ni), rutilo (Ti), albita (Na), Cr_2O_3 (Cr).

- c) Minerales de elementos del grupo del platino (MEGP). Se ha utilizado una tensión de aceleración de 25 Kv y una corriente de sonda de 20nA. Se midieron sobre: 1) las líneas espectrales L del Ir y Pt con un cristal LiF, L del Ru y Rh con un PET; 2) las líneas espectrales L del Os y As con un cristal LiF, L del Pd con un PET; 3) las líneas espectrales K del Fe, Cr, Co, Ni y Cu con un LiF, la K del S con un PET. Los patrones utilizados han sido metales puros para los EGP; CoO para Co; NiO para Ni; Cr_2O_3 para Cr; calcopirita para S, Cu y Fe; GaAs para As.

Los análisis de roca total de los elementos del grupo del platino (EGP) y Au se han realizado mediante activación neutrónica, en ACTIVATION LABORATORIES

LTD (ACTLABS) en Ancaster, Ontario (Canadá). Los límites de detección son: Os y Pd (2 ppb); Ir (0.1 ppb); Ru, Pt y Re (5 ppb); Rh (0.2 ppb); Au (0.5 ppb).

ESTRUCTURA DEL YACIMIENTO MERCEDITA

El yacimiento Mercedita está constituido por varios cuerpos lenticulares de cromitita (denominados lentes en la terminología minera cubana), que se extienden hacia el noreste (Diomin, 1966; Ávila, 1988; Sardinha, 1989; González, 1992); siendo los principales los designados como "1", "2", "3" y "7" (Fig. 2).

Esta división en lentes es muy convencional, ya que algunos lentes responden a diferentes partes de un mismo cuerpo desplazadas por fallas. A pesar de ello, en este trabajo estudiaremos las cromititas manteniendo la división del yacimiento en 7 lentes, dado el amplio uso de la misma por parte de la entidad minera que explota el yacimiento. Los principales trabajos de extracción se han realizado y se realizan en los lentes 1 y 7. En este trabajo estudiamos los lentes 1, 2, 3, 6 y 7, pues son los que presentan mejor exposición.

El lente 1 presenta una dirección N 110°-115° E, con un buzamiento hacia el SW variable entre los 10° y 15° (Ávila, 1988). La potencia media de este lente es de 8.4 metros, aunque puede alcanzar los 16 metros (Fig. 3).

El lente 2 se extiende en dirección N 145°-150° E (Ávila, 1988), con un buzamiento muy variable tanto en valor absoluto (entre 10° y 50°) como en sentido (de SW a NE). La potencia del cuerpo de cromitita en los cortes estudiados es superior a los 3 metros (Fig. 4c).

El lente 3 se orienta en dirección N 130° E, y buza entre 10° y 45° hacia el SW. La potencia del lente en los cortes estudiados puede alcanzar valores superiores a los 7 metros (Fig. 4a y b).

El lente 6 se presenta orientado en dirección N 120° E y buza hacia el NE con un ángulo entre 40 y 50° (Fig. 4d). La potencia media del cuerpo es de 3 m, pero puede alcanzar valores superiores a los 20 m (Ávila, 1988).

El lente 7 se localiza a 10-15 metros por encima del lente 1 (Ávila, 1988) y se extiende relativamente paralelo a éste. La potencia máxima alcanza los 20 metros, la extensión según el rumbo es superior a los 80 metros, y a 60 metros según el buzamiento (Ávila, 1988). Éstos son valores mínimos establecidos de acuerdo con el grado de exploración del lente, aunque las dimensiones reales pueden ser mayores.

Se considera que los lentes 1, 2 y 3 forman un solo cuerpo mineral, denominado cuerpo central, el cual alcanza una longitud aproximada de 600 metros. En este cuerpo central se concentran las principales reservas exploradas del yacimiento.

Las variaciones bruscas de los ángulos y sentidos de buzamiento de los lentes son debidas a las fallas que segmentan y rotan los cuerpos de cromititas.

MORFOLOGÍA DE LOS CUERPOS MINERALES Y RELACIONES ESTRUCTURALES CON LAS ROCAS ENCAJANTES

Los principales cuerpos de cromititas presentes en el yacimiento Mercedita poseen geometría lenticular y muestran una envolvente dunítica, cuyo espesor es variable y oscila entre algunos centímetros y varios metros, y encajan en harzburgitas (Fig. 3). No obstante, existen determinadas zonas donde la cromitita está directamente en contacto con la harzburgita (Fig. 3), y otras donde la cro-

mitita corta a la dunita envolvente (Fig. 4a de Proenza et al., en este volumen).

De forma general, los cuerpos de cromitita son concordantes con la foliación y la lineación de las peridotitas encajantes. La dirección del eje más largo de los lentes es concordante con la dirección de las estructuras penetrativas de las rocas encajantes.

Los lentes de cromitita suelen englobar cuerpos tabulares de gabros (*sills*) alineados paralelamente a la orientación del lente (Fig. 3) (Proenza et al., 1997a; Proenza, 1998). Estos *sills* presentan tamaños muy variables: desde dimensiones centimétricas hasta extensiones laterales superiores a los 100 metros y espesores de 3 metros. Este tipo de cuerpos de gabros incluidos en cromititas han sido descritos también en otros depósitos de cromita refractaria, tales como el de Cayo Guam en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa, Cuba (Guild, 1947), los del distrito Camagüey en Cuba (Flint et al., 1948) y los del bloque Coto en Filipinas (Leblanc y Violette, 1983; Leblanc, com. escrita). Una característica importante a señalar es que los cuerpos de gabros no sólo se encuentran englobados en las cromititas, sino que están presentes también por encima y por debajo de los cuerpos minerales, incluidos tanto en dunitas como en harzburgitas (Fig. 3).

Los cuerpos de cromititas están cortados por diques tardíos de gabros y pegmatoides gabroicos, y aparecen, frecuentemente, segmentados por varias generaciones de cizallas y fallas normales tardías. Las direcciones más frecuentes de estas fallas tardías son NE-SW y NW-SE, las cuales son coherentes con los principales sistemas de fracturación regional (Proenza, 1998).

CARACTERIZACIÓN TEXTURAL DE LAS CROMITITAS

En las cromititas del yacimiento Mercedita predominan las texturas masivas (Fig. 5a de Proenza et al., en este volumen). Entre las que se pueden diferenciar dos tipos, atendiendo a la morfología de los granos de cromita: a) un tipo compacto, en el cual el volumen de material intersticial es muy escaso y b) un tipo con cristales alotriomorfos, que pueden alcanzar tamaños superiores a un centímetro de diámetro, aislados en una matriz olivínica.

Las texturas de algunas cromititas son del tipo nodulares deformadas. Aunque en estas rocas el grado de deformación es elevado, es posible reconocer vestigios de una posible textura nodular primaria. Este tipo textural no

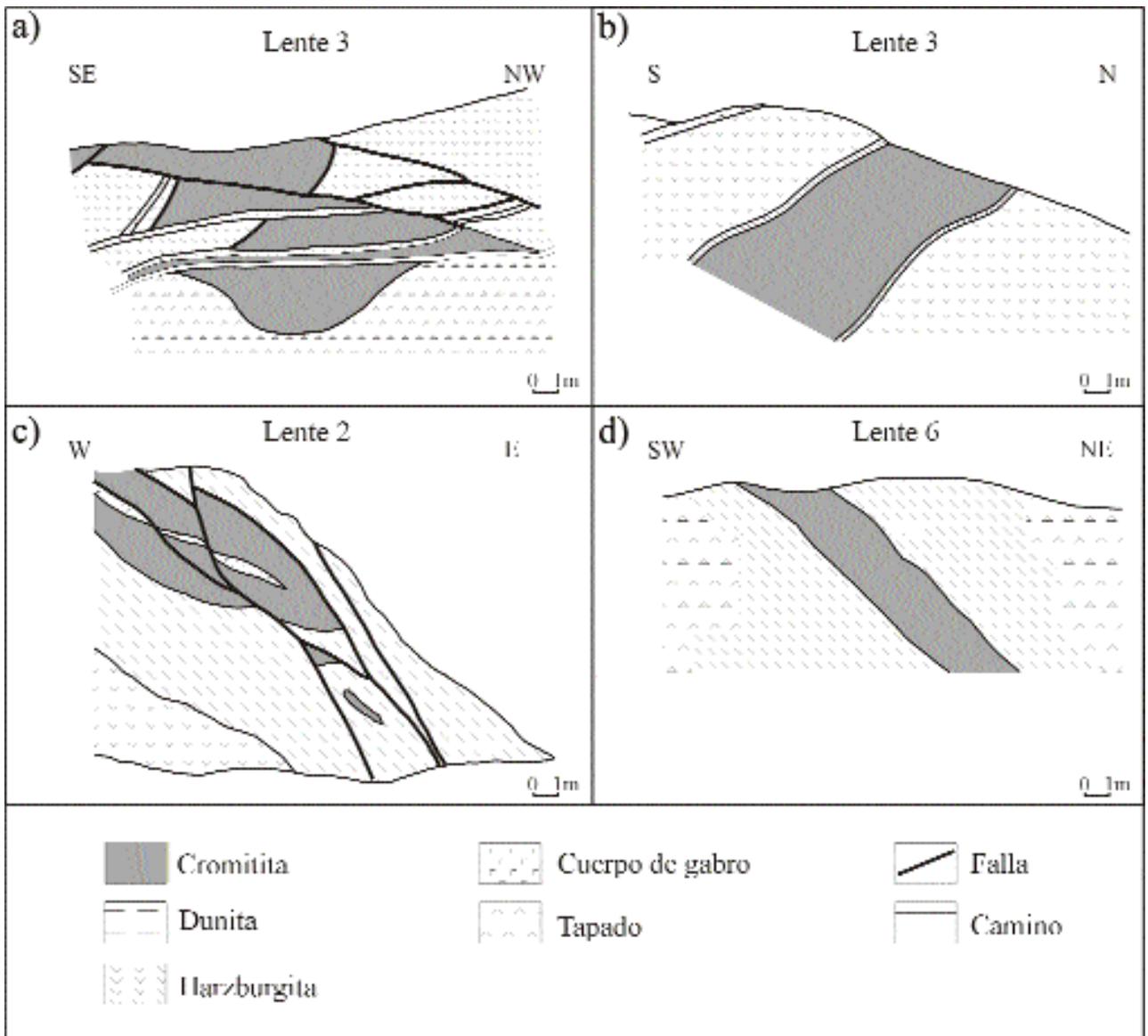


Figura 4. Cortes esquemáticos de afloramientos de cromititas en el yacimiento Mercedita. a) y b) lente 3, c) lente 2, d) lente 6.

Figure 4. Cross section of chromitite outcrops in the Mercedita deposit. a) y b) lens 3, c) lens 2, d) lens 6.

es común y se observa sólo en un escaso número de muestras.

Las cromititas con texturas masivas suelen desarrollar fracturas de *pull-apart* (Fig 5b de Proenza et al., en este volumen) normales al alargamiento de los lentes. Este tipo de fracturas de tensión se desarrollan en materiales rígidos incluidos en rocas sometidas a deformación plástica y se orientan siempre ortogonalmente a la dirección de deformación (Nicolas, 1989; Leblanc y Nicolas, 1992).

Este hecho aporta nuevas evidencias a la clasificación de los lentes de cromitita del yacimiento Merceditas como concordantes, siguiendo la clasificación de Cassard et al. (1981). Las texturas masivas con *pull-apart* son características de los depósitos de cromititas concordantes (tabla 10-I de Nicolas, 1989).

Los procesos de deformación por cizalla, asociados al emplazamiento tectónico de las ofiolitas, generan texturas miloníticas, las cuales se desarrollan preferentemente

en el contacto entre la cromitita y la peridotita encajante. Por último, las distintas generaciones de fallas normales generan texturas cataclásticas.

MINERALOGÍA DE LAS CROMITITAS

A partir del estudio petrográfico, en las cromititas del yacimiento Mercedita se pueden reconocer tres asociaciones minerales diferentes: a) asociaciones minerales primarias, b) asociaciones minerales de alteración y c) asociaciones minerales en fracturas tardías.

Asociaciones minerales primarias

Las principales fases minerales “primarias” en las cromititas del yacimiento Mercedita son cromita y olivino. En menores proporciones están presentes anfíboles, clinopiroxenos y plagioclasas. Estas fases se distribuyen de manera particular en los lentes de cromititas, pudiéndose diferenciar 3 dominios en función de la distribución y abundancia de estos minerales (Fig. 5) (Proenza, 1998): a) dominio de la zona interior del lente; b) dominio de la zona de contacto cromitita-dunita; c) dominio de la zona de contacto cromitita-sill de gabro. Otras fases minoritarias presentes son diversos sulfuros de Fe-Ni, de Ni y de elementos del grupo del platino, los cuales se distribuyen aleatoriamente en los tres dominios establecidos anteriormente.

Dominio de la zona interior del lente

En esta zona los cristales de cromita tienen, generalmente, formas subhédricas o anhédricas con un tamaño de grano entre 0.5 mm y 1 cm. No obstante, también existen granos de cromita que muestran bordes curvos, similares a los que presentan las cromititas con texturas de acumulados, aunque texturas similares pueden ser originadas también mediante procesos de deformación (Christiansen y Roberts, 1986).

Las inclusiones sólidas más abundantes en los cristales de cromita son cristales de olivino y/o de anfíbol (Fig. 5a). El olivino presenta hábito euhédrico y un tamaño de grano entre 50 y 200 micras. Las inclusiones de anfíbol son también relativamente comunes y presentan un tamaño entre 30 y 100 micras. Un rasgo importante de las cromititas del yacimiento Mercedita es la distribución aleatoria de las inclusiones, las cuales se concentran en unos pocos cristales, mientras que la mayor parte de estos están libres de inclusiones. El único silicato primario in-

tersticial presente en este dominio de los lentes de cromitita es el olivino. Éste se dispone de forma intergranular con respecto a los cristales de cromita, con bordes de grano típicamente lobulados. Localmente, aparece también como pequeños cristales redondeados. No obstante, el olivino suele estar parcial o totalmente alterado a minerales del grupo de la serpentina (antigorita y lizardita), a clorita, o a una mezcla de ambas.

Dominio del contacto cromitita-dunita

En la zona de contacto cromitita-dunita se observan texturas en las que los cristales de cromita invaden el espacio intergranular entre los granos de olivino de la dunita. En este contacto los cristales de cromita muestran numerosas inclusiones de olivino (Fig. 5b), los cuales presentan, a menudo, igual extinción óptica que los cristales de olivino adyacentes en la dunita. Estas relaciones texturales indican claramente que la cromitita creció a expensas del olivino de la dunita preexistente. También pueden existir cristales aislados de anfíboles, asociados o no a cristales de olivino, como inclusiones en los granos de cromita. El olivino constituye el único silicato primario intersticial aunque, como en el dominio descrito anteriormente, suele estar alterado a serpentina y/o clorita. Fuera de la zona del contacto cromitita-dunita, las cromititas muestran características similares a las que se encuentran en el dominio de la zona interior del lente.

Dominio del contacto cromitita-sill de gabro

Éste es un dominio de transición, desde un punto de vista textural, entre la zona interna del cuerpo de cromitita y el gabro. Hacia el gabro, la cromita se presenta invadiendo el espacio intergranular de los cristales de clinopiroxeno y plagioclasa, la cual suele estar totalmente alterada a una mezcla compleja de filosilicatos y minerales del grupo de la epidota (saussurita). Por el contrario, hacia el interior del lente, tanto el clinopiroxeno como, sobre todo, la plagioclasa alterada, aparecen en posición intergranular. Este dominio tiene un espesor normalmente inferior a 10 centímetros y a él se restringen las únicas inclusiones de clinopiroxeno y plagioclasa encontradas en la cromita de este yacimiento (Fig. 5c). Tales inclusiones son generalmente inferiores a 100 micras y se encuentran muy alteradas, principalmente la plagioclasa; en cambio, se conservan abundantes cristales frescos de clinopiroxeno. Estos clinopiroxenos muestran generalmente continuidad óptica con los de la matriz intergranular, al igual que ocurría con el olivino en el dominio del contacto cromitita-du-

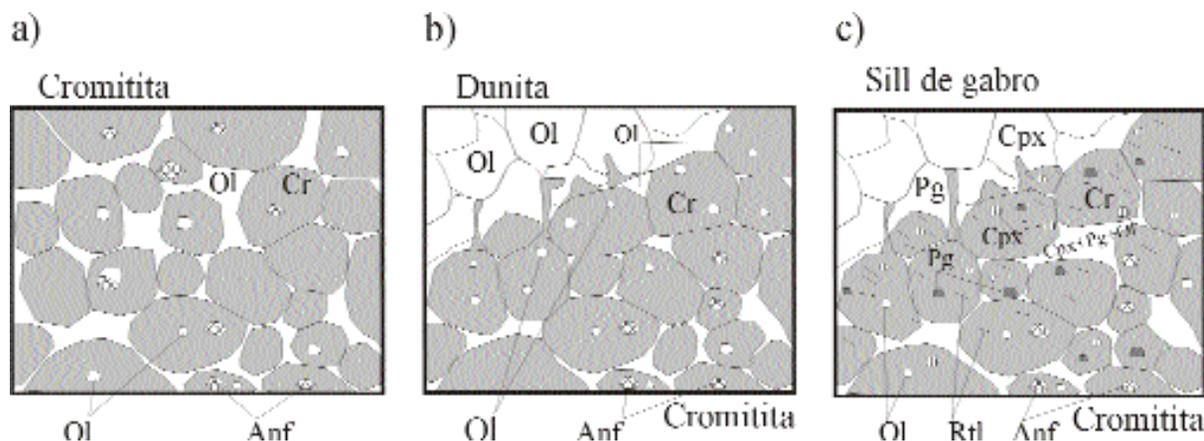


Figura 5. Inclusiones de silicatos y minerales intersticiales presentes en las cromitas del yacimiento Mercedita. a) Dominio de la zona interior del lente. b) Dominio de la zona de contacto cromitita-dunita. c) dominio de la zona de contacto cromitita-sill de gabro. Ol, olivino; Anf, anfíbol; Cpx, clinopiroxeno; Pg, plagioclasa; Rtl, rutilo.

Figure 5. Silicate Inclusions and interstitial minerals in chromites from the Mercedita deposit. a) domain of the inner zone of the lens. b) domain of the chromitite-dunite contact zone. c): domain of the chromitite-sill of gabbro contact zone. Ol, olivine; Anf, amphibole; Cpx, clinopyroxene; Pg, plagioclase; Rtl, rutile.

nita, lo que sugiere que, en ambos casos, la cromita se forma con posterioridad y a expensas de las fases silicatadas preexistentes, reemplazándolas en algunos casos por completo. La cantidad de inclusiones de clinopiroxeno y plagioclasa disminuye progresivamente (hasta desaparecer) al alejarnos del contacto cromitita-sill de gabro. Además, en este contacto la cromita muestra numerosas “inclusiones” de rutilo, el cual se presenta en forma de cristales laminares de 5 a 20 micras, orientados preferentemente según los planos {111} de la cromita. Fuera de este contacto, las inclusiones de rutilo son muy raras y aisladas.

Minerales de elementos del grupo del platino (MEGP) y de Ni

Además de las inclusiones silicatadas descritas, las cromitas del yacimiento Mercedita contienen inclusiones de sulfuros de EGP y de sulfuros de Ni. Un estudio preliminar de estas fases ha puesto de manifiesto que aparecen laurita (RuS_2) y millerita (NiS). La presencia de laurita en forma de inclusiones en las cromitas es un rasgo característico de la mayor parte de los depósitos de cromita podiformes (Leblanc, 1991). Este mineral se presenta con hábito redondeado, bien idiomórfico en forma de cubos o pentagonododecaedros, con dimensiones muy variables entre <1 y 25 micras (Fig. 6a, b). Las inclusiones de millerita generalmente tienen forma de cristales idiomórficos, con un tamaño de grano inferior a 5 micras.

La laurita se ha observado también en posición intersticial en las cromitas con texturas cataclásticas (véase Proenza, 1998). Se presenta en forma de cristales subidiomórficos aislados entre los granos fracturados de cromita (Fig. 6c).

Asociaciones minerales relacionadas con procesos de alteración y fracturas tardías

Las asociaciones minerales primarias están reemplazadas normalmente por diversas asociaciones de fases secundarias. El estudio petrográfico de las cromitas del yacimiento Mercedita permite diferenciar, al menos, dos etapas de alteración (Proenza et al., 1997b; Proenza, 1998):

- 1) Etapa de serpentización. En esta etapa se produce el reemplazamiento parcial del olivino por minerales del grupo de las serpentinas. En las zonas alteradas exclusivamente a serpentina la cromita no sufre ningún tipo de transformación. Las principales fases minerales desarrolladas durante la serpentización son serpentinas, magnetita, diversas aleaciones de Fe y Ni, elementos nativos (Ni, Au, Cu) y sulfuros de Ni y de Fe-Ni (con alta relación metal/azufre).
- 2) Etapa de ferricromitización-cloritización. En esta etapa se producen, paralelamente, dos fenómenos:

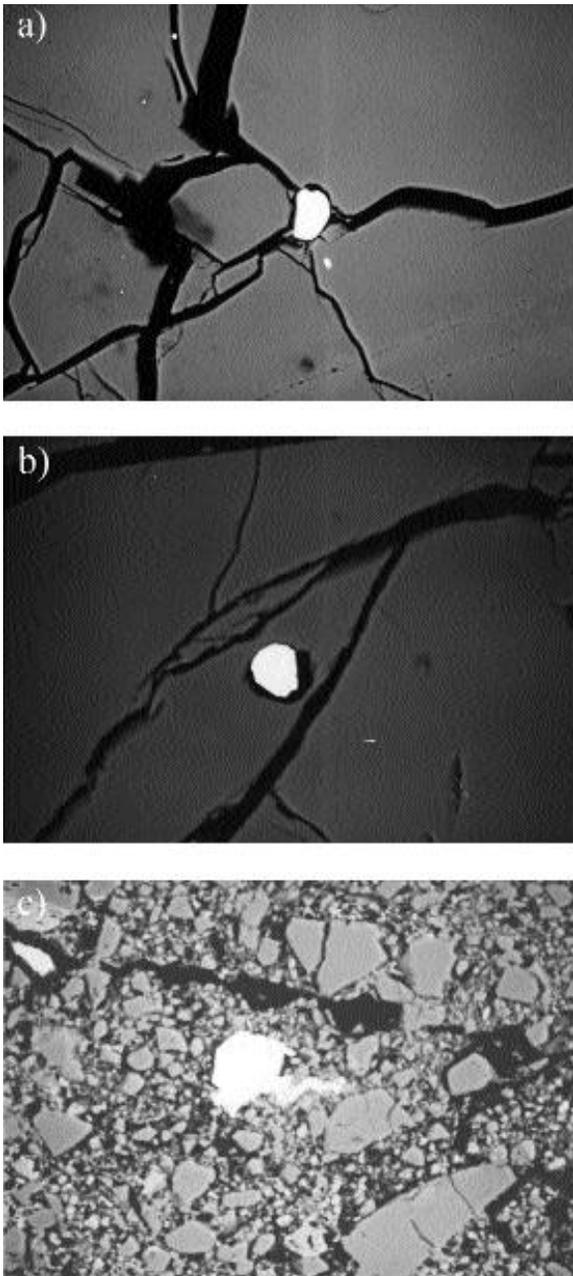


Figura 6. Cristales de laurita presentes en las cromititas del yacimiento Mercedita. a) Laurita subredondeada en un cristal fracturado de cromita (ancho de la fotografía = 175 μm); b) laurita incluida en un cristal de cromita (ancho de la fotografía = 131 μm); c) laurita subidiomórfica intersticial en una cromitita con textura cataclástica (ancho de la fotografía = 137 μm).

Figure 6. Laurite crystals in the chromitites of Mercedita deposit. a) Laurite subrounded in the fractured crystal of chromite (wide of the photograph = 175 μm); b) laurite inclusion in a crystal of chromite (wide of the photograph = 131 μm); c) laurite interstitial in chromitite with cataclastic texture (wide of the photograph = 137 μm).

a) el reemplazamiento parcial de la cromita por ferricromita y b) el reemplazamiento de los minerales del grupo de la serpentina por clorita (Proenza et al., 1997b; Proenza, 1998). Asociada a la paragénesis ferricromita-clorita aparece una generación de sulfuros secundarios compuesta por millerita, calcopirita, calcosina y un sulfuro desconocido de Fe-Ni-Cu.

Por último, los cuerpos de cromititas se encuentran cortados por dos generaciones de fracturas (vetas). La primera generación está constituida por diaclasas de 6 a 7 mm de anchura limitadas, sistemáticamente, al interior del cuerpo de cromitita. Estas vetas representan un ejemplo típico de texturas de relleno de espacios abiertos por soluciones hidrotermales. Las principales fases minerales asociadas a estas fracturas son: clinocloro, granate uvarovítico, rutilo, titanita y calcita (Proenza y Melgarejo, 1996; Proenza et al., 1999d).

QUIMISMO MINERAL

La mayoría de los análisis se han centrado en el estudio de la cromita, con el objeto de caracterizar los diferentes procesos en los que se ha visto involucrada, aprovechando la sensibilidad que posee esta fase para reflejar en su quimismo mineral los cambios fisicoquímicos que se producen en el ambiente (Irvine, 1967; Dick y Bullen, 1984; Arai, 1992). Esto permitirá conocer la composición primaria de la cromita y, con ella, estimar las características geoquímicas del magma parental; así como la posible presencia de inhomogeneidades composicionales en los granos de cromita, que pudieran indicar condiciones de desequilibrio o procesos subsólidos.

Los cristales analizados fueron sometidos a una detallada observación petrográfica para comprobar la presencia o no de ferricromita. Además, para la discusión de los aspectos petrogenéticos sólo se utilizaron los análisis realizados en zonas no ferricromitizadas, ya previamente seleccionadas.

Cromita

La tabla 1 y la figura 7 muestran las características composicionales de las cromititas de la mina Mercedita. A la escala del yacimiento, su composición está limitada, en cuanto a los elementos mayores, por unos valores del $\#Cr$ [$Cr/(Cr+Al)$] entre 0.41 y 0.53 (esto supone unos contenidos en Cr_2O_3 entre 34.44 y 42.5 % en peso,

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
TiO ₂	0,36	0,33	0,29	0,33	0,38	0,31	0,33	0,21	0,20	0,33	0,28	0,31	0,31	0,34	0,32
Al ₂ O ₃	31,06	30,93	31,33	30,00	30,43	29,37	29,69	32,00	32,04	26,45	26,19	25,93	30,44	29,87	29,30
V ₂ O ₅	0,18	0,15	0,13	0,20	0,18	0,19	0,16	0,17	0,14	0,15	0,19	0,16	0,10	0,16	0,13
Cr ₂ O ₃	36,90	36,85	36,73	37,28	36,98	36,88	37,21	34,90	35,11	41,66	41,22	41,75	37,42	37,18	37,27
Fe ₂ O ₃	3,16	2,94	3,32	4,82	3,20	4,61	3,45	4,28	4,18	3,09	4,18	3,93	3,35	4,33	3,06
MgO	16,54	16,42	16,68	17,35	16,01	15,84	15,96	16,97	16,82	15,89	16,26	15,83	16,82	17,17	17,24
MnO	0,29	0,15	0,24	0,16	0,21	0,25	0,17	0,22	0,08	0,21	0,17	0,22	0,13	0,16	0,17
FeO	11,63	11,70	11,49	10,45	13,31	12,29	12,06	10,88	11,37	11,77	11,17	11,85	11,09	10,41	10,22
NiO	0,14	0,23	0,18	0,16	0,16	0,13	0,17	0,16	0,20	0,22	0,23	0,18	0,14	0,20	0,17
Total	100,26	99,70	100,39	100,75	99,89	99,89	99,23	99,80	100,14	99,78	99,89	100,20	99,81	99,81	99,89

Átomos pfm (base a 32 oxígenos)

Ti	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06
Al	8,51	8,52	8,56	8,18	8,41	8,16	8,27	8,74	8,74	7,43	7,35	7,28	8,37	8,22	8,07
V	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02
Cr	6,78	6,81	6,73	6,82	6,85	6,87	6,95	6,40	6,42	7,85	7,76	7,86	6,90	6,86	6,89
Fe ³⁺	0,55	0,52	0,58	0,84	0,56	0,82	0,61	0,75	0,73	0,55	0,75	0,71	0,59	0,76	0,89
Mg	5,71	5,72	5,76	5,98	5,59	5,56	5,62	5,87	5,80	5,64	5,77	5,63	5,83	5,97	6,01
Mn	0,06	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
Fe ²⁺	2,26	2,29	2,23	2,02	2,41	2,42	2,38	2,11	2,20	2,35	2,22	2,36	2,16	2,03	1,98
Ni	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
#Cr	0,44	0,44	0,44	0,45	0,45	0,46	0,46	0,42	0,42	0,51	0,51	0,52	0,45	0,45	0,46
#Mg	0,72	0,71	0,72	0,75	0,70	0,70	0,70	0,74	0,73	0,71	0,72	0,70	0,73	0,75	0,75

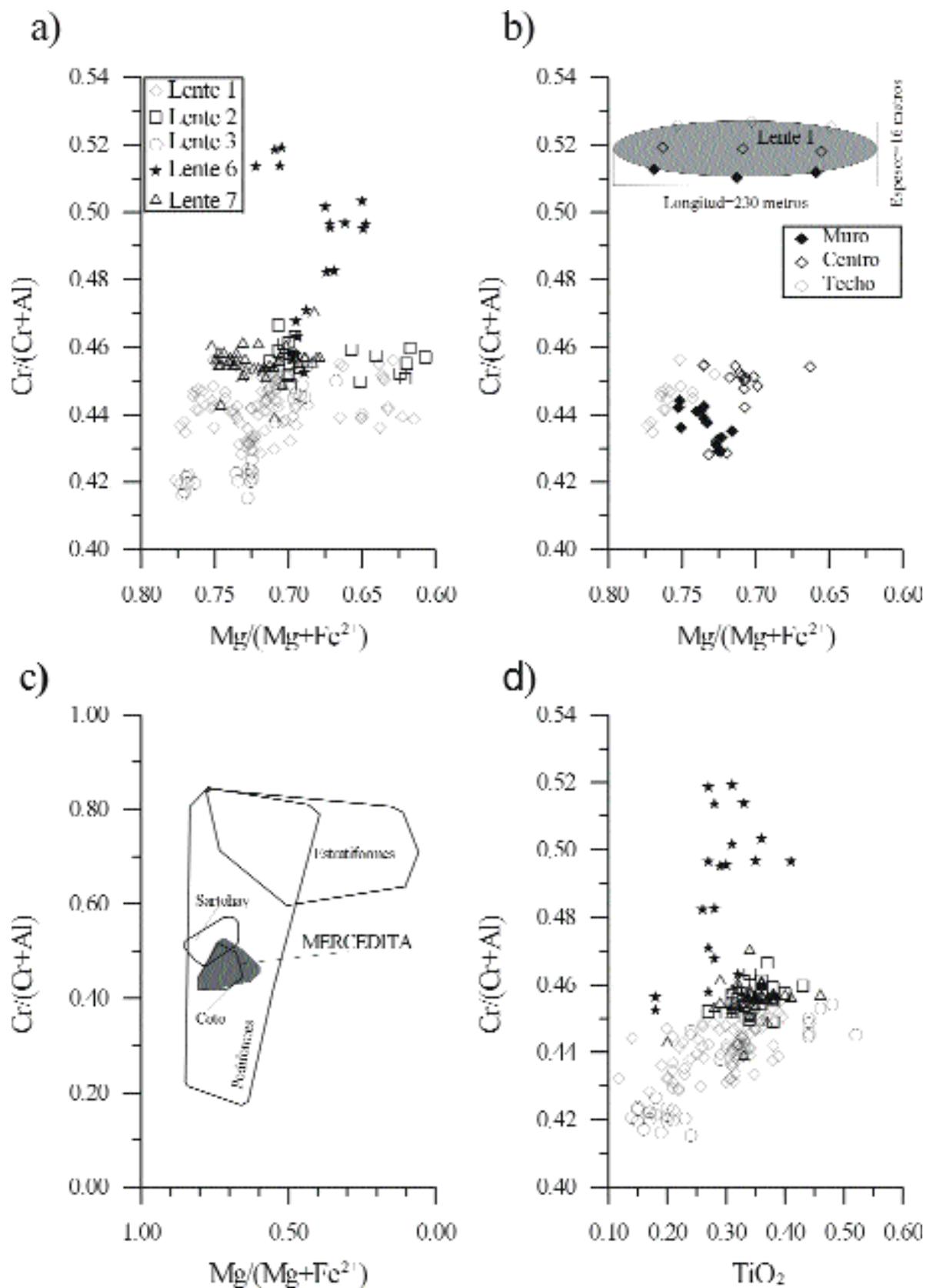
Tabla 1. Composición química de las cromitas del yacimiento Mercedita. Análisis realizados mediante microsonda electrónica. 1, 2, 3 (lente 1); 4, 5, 6 (lente 2); 7, 8, 9 (lente 3); 10, 11, 12 (lente 6), 13, 14, 15 (lente 7).

Table 1. Representative electron microprobe analyses of chromite from Mercedita deposit. 1, 2, 3 (lens 1); 4, 5, 6, (lens 2); 7, 8, 9 (lens 3); 10, 11, 12 (lens 6), 13, 14, 15 (lens 7).

y de Al₂O₃ entre 25 y 33 % en peso) y del #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺)] entre 0.61 y 0.77 (Fig. 7a). No obstante, si consideramos exclusivamente la composición química de las cromitas del cuerpo central (lentes 1, 2 y 3) junto a las del lente 7 (en conjunto concentran más del 90% de las reservas del yacimiento), observamos que muestran una homogeneidad composicional aún más acusada ya que, para idénticos valores del #Mg, el #Cr varía entre márgenes más estrechos (entre 0.41 y 0.47). Este hecho queda puesto claramente de manifiesto cuando se analiza la composición química de la cromita a lo largo de un lente individual (lente 1) de 230 m de longitud y 16 m de potencia media (Fig. 7b). Tal y como se aprecia en esta figura, el #Cr oscila entre 0.42 y 0.46, para valores del #Mg entre 0.66 y 0.78. La cromita del lente 6 es la única que muestra una ligera variación química con valores del #Cr entre 0.45 y 0.52, superiores a los del resto de los lentes analizados (Fig. 7a). A la escala de los granos individuales de cromita no alterados a ferricromita, los perfiles realizados mediante micro-

sonda electrónica muestran la ausencia de variaciones composicionales significativas. El reducido intervalo composicional de la cromita del yacimiento Mercedita, a distintas escalas, es característico de las cromitas de grado refractario y se solapa, dentro del campo composicional de las cromitas podiformes, con el de otros yacimientos similares, tales como el de Sartohay en China (Zhou y Robinson, 1994), el de Coto en Filipinas (Leblanc y Violette, 1983) (Fig. 7c), así como con las de las ofiolitas del complejo de Tari-Misaka en Japón (Matsumoto et al., 1997).

El contenido en Fe₂O₃ de la cromita varía entre 0 y 4.76 % en peso, presenta unos rangos de variación similares en los distintos lentes y no muestra ningún tipo de correlación con los cationes más abundantes. Los contenidos en TiO₂ alcanzan valores de 0.52 % en peso. Estos valores son relativamente altos (Fig. 7d) si se comparan con los habituales en las cromitas podiformes, los cuales no suelen sobrepasar el 0.25 % (Leblanc y Nicolas,



1992). No obstante, se han descrito otras cromitas ofiolíticas con valores de TiO_2 superiores a 0.25 % (Leblanc y Ceuleneer, 1992; Graham et al., 1996). Asimismo, las cromitas refractarias del complejo de Tari-Misaka y las del Bloque Coto muestran, al igual que las de Mercedita, contenidos en TiO_2 elevados. Las de Tari-Misaka presentan contenidos de TiO_2 entre 0.2 y 0.4 % en peso (Matsumoto et al., 1997) y las de Coto entre 0.26 y 0.41 % en peso (Leblanc, com. escrita). Por último, los valores de V_2O_5 , MnO y NiO presentes en la cromita de Mercedita son extremadamente bajos, muchas veces por debajo del límite de detección de la microsonda.

Comparación de las cromitas podiformes con las cromitas accesorias en las dunitas y harzburgitas

Las cromitas de los lentes de cromitita presentan valores del #Cr similares a los de las cromitas accesorias en las dunitas y menores que los de las cromitas en las harzburgitas (Fig. 8a) (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a). En cambio, la relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ es mayor en las cromitas de las cromititas que en las de las peridotitas encajantes, disminuyendo en el orden cromitita-dunita-harzburgita. Este hecho se debe a que los contenidos de MgO y FeO de la cromita varían, durante el enfriamiento del sistema, en función de la proporción cromita/olivino, debido a procesos de reequilibrio subsólidos entre ambos minerales (Irvine, 1967). Al descender la temperatura, el Mg tiende a migrar hacia el olivino, mientras que el Fe^{2+} tiende a concentrarse en la cromita. En consecuencia, en las rocas encajantes de los lentes de cromitita, donde existe una proporción cromita/olivino extremadamente baja, la cromita accesorio muestra, para valores comparables del #Cr, valores del #Mg muy inferiores a los de las cromititas. Más aún, el #Mg de la cromita accesorio en las peridotitas está correlacionado positivamente con el porcentaje modal de este mineral en los distintos tipos de rocas. Así, mientras las harzburgitas contienen entre 1 y 2 % modal de cro-

mita y un rango de variación del #Mg de este mineral entre 0.40 y 0.64, en las dunitas, la cromita llega a representar hasta un 4 % modal, con valores del #Mg entre 0.49 y 0.65.

Los contenidos de TiO_2 en las cromitas de los lentes de cromitita son ligeramente superiores a los de las cromitas accesorias en las dunitas y, los de éstas son, a su vez, superiores a los de las harzburgitas (Fig. 8b). Esta tendencia de empobrecimiento en Ti está correlacionada con un aumento en el valor del #Cr. Tal tipo de variación química en la cromita, caracterizada por una correlación negativa entre el Cr y el Ti, no se ha descrito hasta ahora en ningún complejo ofiolítico y representa una característica distintiva del yacimiento Mercedita (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a).

Silicatos primarios intersticiales

El olivino intersticial en las cromititas muestra contenidos en forsterita variables entre 93.5 y 95.3 %, con contenidos en Ni entre 3200-5200 ppm. Estos valores son superiores a los que presenta este mineral en las dunitas, en las harzburgitas, en los *sills* de gabros y en los gabros bandeados (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999b, 1999c), aunque son relativamente bajos si se comparan, por ejemplo, con los del olivino intersticial de las cromitas de Nueva Caledonia, en donde los porcentajes de forsterita varían entre 96 y 97.5 % y el contenido en Ni entre 5500 y 7700 ppm (Leblanc et al., 1984).

Inclusiones sólidas silicatadas en la cromita

Se han analizado numerosas inclusiones de silicatos dentro de las cromitas. Los minerales analizados han sido olivinos, anfiboles y clinopiroxenos; en cambio, no se ha podido analizar plagioclasa, ya que nunca se ha encontrado fresca.

Figura 7. Composición de las cromitas del yacimiento Mercedita. a) #Cr [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$] frente al #Mg [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$]. b) #Cr frente al #Mg en cromitas procedentes de distintas partes de la lente 1. c) Composición de las cromitas del yacimiento Mercedita comparada con la de los complejos ofiolíticos y las de los complejos estratiformes, así como con las de otros yacimientos de cromitas podiformes refractarias [Coto en Filipinas, (Leblanc y Violette, 1983) y Sartohay en China (Zhou et al., 1994)]. d) #Cr frente a TiO_2 en cromitas del yacimiento Mercedita.

Figure 7. a) Composition of the Mercedita chromite in terms of their #Cr [$\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$] versus #Mg [$\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$]. b) #Cr versus #Mg of the lens 1 chromite. c) #Cr versus #Mg diagram in chromite from Mercedita deposit, showing the following domains: 1) chromites from podiform deposits of ophiolitic complexes, 2) chromites from stratiform complexes and 3) chromite from Al-rich podiform deposits [Coto, Philippines (Leblanc and Violette, 1983) and Sartohay, China (Zhou et al., 1994)]. d) Composition of chromite in terms of their #Cr versus TiO_2 .

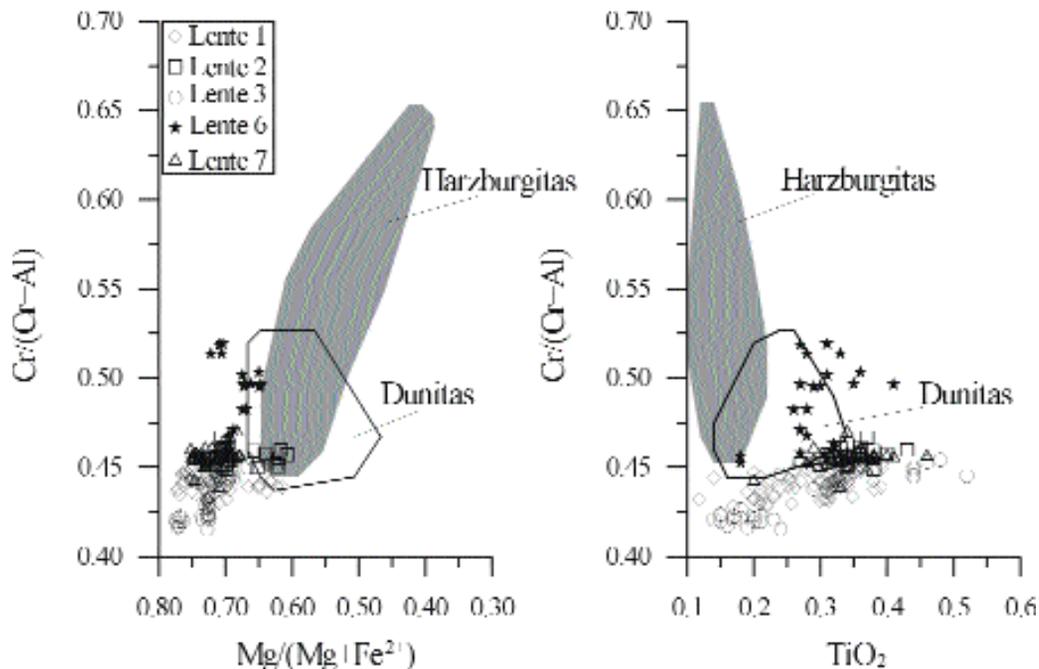


Figura 8. Comparación de la composición química de las cromitas podiformes con la de las cromitas de las dunitas y harzburgitas, en términos de sus relaciones #Cr y #Mg, y de su porcentaje en peso de TiO_2 .

Figure 8. Diagram of #Cr versus #Mg, and #Cr versus TiO_2 for chromites in chromitite bodies and accessory chromite in hosted peridotites from the Mercedita deposit.

Olivino

La composición del olivino incluido en los cristales de cromita presenta valores altos de la relación $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, aunque con una escasa variación en el contenido en forsterita ($\text{Fo}_{95.4-95.8}$). Estos valores son ligeramente superiores a los del olivino intersticial en la cromitita debido al reequilibrio subsólidos del olivino de la inclusión con la cromita encajante. Los contenidos en Ni son comparables a los de los olivinos intersticiales (4200-5400 ppm).

Anfíbol

Según la clasificación de Leake et al. (1997), los anfíboles incluidos en los cristales de cromita de Mercedita son del tipo pargasita. Los distintos análisis obtenidos ponen de manifiesto que estos anfíboles son muy ricos en Cr (hasta 6.05 % de Cr_2O_3), muestran contenidos en Na_2O relativamente elevados, habiéndose obtenido valores de hasta 4.04 % en peso, y contenidos en Al_2O_3 variables entre 11.71 y 15.14 % en peso. Los contenidos en K_2O son muy bajos (< 0.2 % en peso) y los de hierro ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) oscilan entre 1.07 y 2.91 % en peso.

Talkington et al. (1984) plantean que las composiciones ricas en componente hornblenda son típicas de anfíboles incluidos en cromitas ofiolíticas, mientras que las cromitas de complejos estratiformes presentan inclusiones de anfíboles ricos en los términos pargasita y edenita. McElduff y Stumpfl (1991), en depósitos de cromitas del complejo Troodos, diferencian aquellos anfíboles incluidos en cromitas podiformes de los anfíboles incluidos en capas de cromitas en los "metacumulados". Estos autores observan que en las cromitas podiformes el anfíbol predominante en las inclusiones es hornblenda, mientras que en las capas de cromita de los "metacumulados" predomina pargasita. En contra de estos resultados, todos los anfíboles incluidos en cristales de cromita que hemos analizado en los distintos lentes del yacimiento Mercedita corresponden a pargasita, lo que plantea una cierta duda sobre la utilidad de considerar el quimismo de los anfíboles incluidos en cromita como indicador genético.

Clinopiroxeno

Como se ha señalado anteriormente, las inclusiones de clinopiroxeno en las cromitas se limitan al dominio de los

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cr	1,10	1,10	0,93	0,93	0,96	0,52	0,48	0,71	1,43	1,41
Fe	0,75	0,69	0,67	0,69	0,70	0,55	0,61	0,72	0,77	0,69
Ni	-	-	-	-	-	2,24	3,92	1,05	0,12	0,13
Cu	-	-	-	-	-	0,33	0,18	0,06	0,10	0,06
S	30,45	30,04	30,15	30,40	30,54	21,75	24,80	36,44	36,03	35,91
Ru	24,87	24,79	25,03	24,42	24,79	57,39	47,53	58,17	47,78	48,25
Rh	-	-	-	-	-	1,19	1,01	0,90	1,12	0,96
Pd	-	-	-	-	-	0,22	0,13	0,32	0,00	0,00
Os	34,52	33,36	33,91	34,24	34,09	13,91	17,15	0,30	10,93	10,81
Ir	9,52	9,38	8,72	9,36	9,38	4,02	5,59	0,54	4,30	4,51
Pt	-	-	-	-	-	0,10	0,00	0,05	0,13	0,01
Ag	-	-	-	-	-	0,38	1,02	0,51	0,00	0,00
Total	101,21	99,36	99,41	100,06	100,46	102,65	102,51	100,01	102,72	102,75

Proporciones atómicas

Cr	1,44	1,47	1,24	1,24	1,27	0,70	0,63	0,76	1,59	1,57
Fe	0,92	0,86	0,83	0,86	0,86	0,69	0,74	0,72	0,80	0,72
Ni	-	-	-	-	-	2,68	4,32	1,00	0,12	0,13
Cu	-	-	-	-	-	0,36	0,19	0,05	0,09	0,06
S	64,99	65,04	65,23	65,44	65,38	47,66	32,31	63,68	64,85	64,74
Ru	16,84	17,03	17,18	16,68	16,84	39,89	31,80	32,25	27,28	27,60
Rh	-	-	-	-	-	0,81	0,66	0,49	0,63	0,54
Pd	-	-	-	-	-	0,14	0,10	0,17	0,00	0,00
Os	12,42	12,18	12,37	12,43	12,31	5,14	6,10	0,09	3,32	3,28
Ir	3,39	3,39	3,15	3,36	3,35	1,47	1,97	0,16	1,29	1,36
Pt	-	-	-	-	-	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00
As	-	-	-	-	-	0,36	0,92	0,38	0,00	0,00

(-) no analizado

Tabla 2. Composición de los minerales de elementos del grupo del platino (MEGP) del yacimiento Mercedita. Análisis 1, 2, 3, 4, 5, MEGP incluidos en cristales de cromita; análisis 6, 7, 8, 9, 10 MEGP intersticiales en la cromitita con textura cataclástica.

Table 2. Representative microprobe compositions of PGEM from Mercedita deposit. Analyses 1, 2, 3, 4, 5, inclusions of PGEM in chromite crystals; analyses 6, 7, 8, 9, 10, interstitials PGEM in cataclastic chromitites.

contactos cromitita-sills de gabros. La composición de los clinopiroxenos corresponde a diópsido y augita en la clasificación de Morimoto et al. (1989). El clinopiroxeno presenta contenidos de Cr_2O_3 entre 1.1 y 1.4 % en peso, y de Al_2O_3 entre 2.77 y 3.18 % en peso. Los contenidos de Na_2O oscilan entre 1.08 y 1.3 % en peso. Los valores de TiO_2 pueden alcanzar hasta 0.34 % en peso (media=0.29).

Sulfuros de elementos del grupo del platino

La mayor cantidad de los sulfuros de EGP que habían sido reconocidos cualitativamente por medio de SEM-

EDS no proporcionaron buenos resultados al ser analizados mediante microsonda electrónica, dado el pequeño tamaño de los cristales. Debido a esto, sólo pudieron caracterizarse, adecuadamente, aquellos minerales de elementos del grupo del platino (MEGP) con dimensiones superiores a las 3 micras.

Los MEGP incluidos en las cromitas del yacimiento Mercedita que han podido ser estudiados son disulfuros de Ru-Os-Ir del grupo de la piritita, específicamente ricos en el término laurita (RuS_2) (Tabla 2, Fig. 9a). Esta laurita se caracteriza por presentar sustituciones considerables de Ru por Os y, en menor medida, por Ir, habiéndose ca-

racterizado en Mercedita diversas composiciones comprendidas en el intervalo: $[(Ru_{0.51}Os_{0.39}Ir_{0.09})_{0.99}S_{1.98}, Ru_{0.85}Os_{0.1}Ir_{0.04}Rh_{0.02}]_{1.01}S_{1.98}$. Los contenidos en Rh son relativamente importantes (frecuentemente por encima de 1% en peso), mientras que los de otros elementos, como Pd, Pt y Ni, son extremadamente bajos, muchas veces por debajo de los límites de detección analíticos. Tales resultados muestran que la laurita del yacimiento Mercedita posee una composición comparable a la de otros yacimientos de cromitas podiformes en diferentes complejos ofiolíticos (Fig. 9b) (Augé, 1986, 1988; Legendre

y Augé, 1986; Prichard et al., 1986; Orberger et al., 1988). En los granos de laurita incluidos en la cromita no se encontraron variaciones composicionales similares a las descritas por Ohnenstetter et al. (1986).

Los MEGP intersticiales en las cromititas que presentan textura cataclásticas son, igualmente, minerales del grupo de la laurita (Fig. 9a) y, en este caso, sí muestran extensas variaciones composicionales a nivel de grano (véase Proenza, 1998). En los granos estudiados, se observa que éstas varían desde composiciones que responden prácticamente a las de la laurita pura (con menos de 1% en peso de Os, Ir y Pd, aunque con 1.05% en peso de Ni, 0.9% de Rh y 0.51% de As), hasta zonas donde el contenido de Ru disminuye y el de Os aumenta de forma considerable (Proenza, 1998). Con el aumento del contenido en Os se incrementa el contenido de Ni, el cual puede alcanzar valores de 14.05% en peso. Por otra parte, el contenido en Ir está correlacionado con el de As, lo cual es indicativo, tal y como sugieren Torres-Ruiz et al. (1996), de que parte del Ir no se encuentra en solución sólida en la laurita, sino en forma de microinclusiones de irarsita (IrAsS). Sin embargo, el hecho más significativo de los análisis realizados radica en la baja concentración en S. Sólo algunas fases muestran una composición próxima a la laurita estequiométrica $[(Ru_{0.96}Ni_{0.03}Rh_{0.02})_{1.01}(S_{1.95}As_{0.01})_{1.96}]$, mientras que en el resto el porcentaje de S disminuye progresivamente y llega a ser un tercio menor $[(Ru_{0.97}Ni_{0.14}Os_{0.19}Ir_{0.06}Rh_{0.02})_{1.38}(S_{1.59}As_{0.02})_{1.61}]$. Esta asociación es propia de procesos de desulfurización de los minerales magmáticos durante la serpentinización. En efecto, los sulfuros magmáticos de Ru-Os-Ir pueden ree-

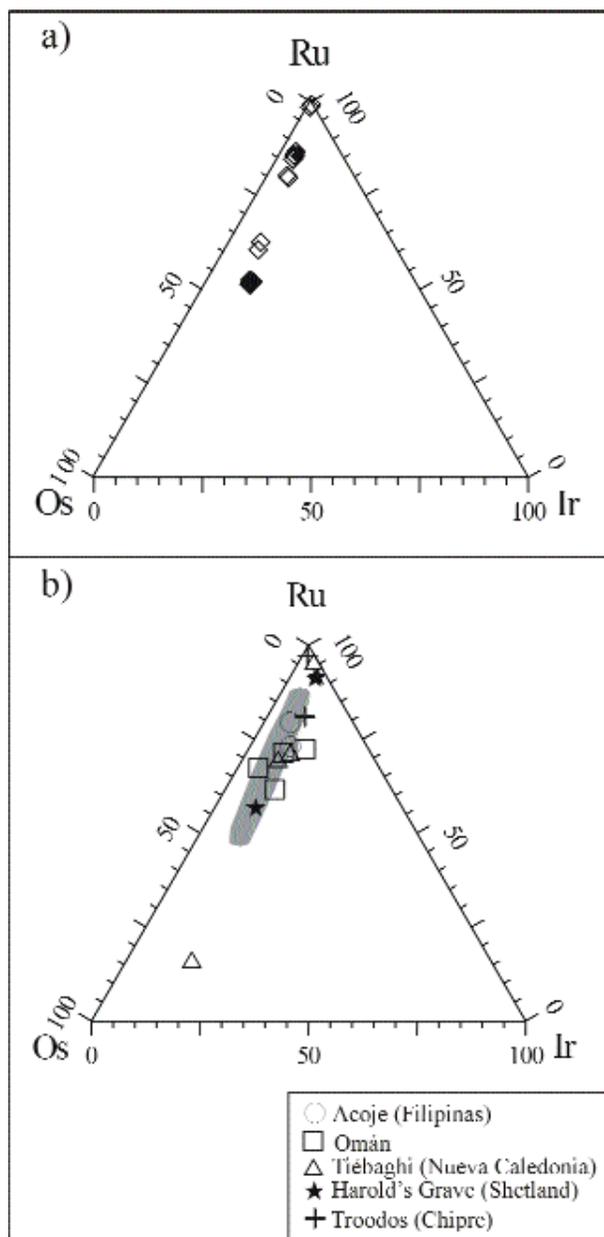


Figura 9. a) Composición de cristales de laurita del yacimiento Mercedita en el diagrama triangular Os-Ru-Ir. Rombos rellenos: laurita incluida en cromita, rombos vacíos: laurita intersticial en cromititas cataclásticas. b) Comparación de las composiciones de laurita de Merceditas con las descritas en cromititas podiformes de la mina Acoje, Filipinas (Orberger et al., 1988), del Complejo de Omán (Augé, 1986), del macizo de Tiébaghi, Nueva Caledonia (Legendre y Augé, 1986; Augé, 1988), del complejo de las islas Shetland, Gran Bretaña (Prichard et al., 1986) y del complejo de Troodos, Chipre (Legendre y Augé, 1986).

Figure 9. a) Composition of laurite crystals from the Mercedita deposit, plotted onto of the Os-Ru-Ir diagram. Black diamonds: inclusions of laurite in chromite, open diamonds: interstitial laurite in cataclastic chromitites. b) Comparison of the laurite of Mercedita deposit with reference laurite of ophiolitic chromitites [(Acoje, Philippines (Orberger et al., 1988); Omán (Augé, 1986); Tiébaghi, New Caledonia (Legendre and Augé, 1986; Augé, 1988); Shetland Isles, UK (Prichard et al., 1986); Troodos, Cyprus (Legendre and Augé, 1986)].

Muestras	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Os (ppb)	21	19	18	15	13	7	6	13	17	48	35	25
Ir	10	6,9	7,2	6,6	6,2	6,4	3,5	12	7,3	19	15	14
Ru	62	39	43	58	53	10	15	48	33	93	51	46
Rh	7,5	1,8	2,6	2,3	0,8	2	0,4	2,4	3,5	2,9	3,1	7,3
Pt	5	12	5	13	5	5	24	5	23	5	5	5
Pd	10	5	2	6	2	2	9	16	5	2	2	17
Au	5,6	3,7	2,5	3,1	4,7	1,7	0,7	5,4	10,4	2,5	1,3	5,1

Tabla 3. Composición en elementos del grupo del platino(EGP) y Au de las cromititas del yacimiento Mercedita. Todos los análisis en ppb. 1, 2, 3, 4, 5 (lente 1); 6 (lente 2); 7 (lente 3); 8 (lente 6); 9, 10, 11, 12 (lente 7).

Table 3. Whole-rock platinum-group elements (PGE) and Au contents (ppb) of representative samples from Mercedita deposit. 1, 2, 3, 4, 5 (lens 1); 6 (lens 2); 7 (lens 3); 8 (lens 6); 9, 10, 11, 12 (lens 7).

equilibrarse durante estos procesos de alteración, para adaptarse a condiciones de menor fugacidad de oxígeno y de azufre, tal y como describen Garuti y Zaccarini (1997) en el complejo de Vourinos (Grecia). Un proceso similar ocurre en los sulfuros de Fe-Ni durante la serpentización de las peridotitas, los cuales se transforman progresivamente en fases con menor proporción S/metál, hasta llegar a formar aleaciones de Fe-Ni (Eckstrand, 1975; Frost, 1985).

CONTENIDOS EN ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO (EGP) Y Au EN LAS CROMITITAS DEL YACIMIENTO MERCEDITA

En la tabla 3 se presentan los contenidos en elementos del grupo del platino (EGP) y Au de un conjunto de muestras de cromititas procedentes de los lentes 1, 2, 3, 6, 7 del yacimiento Mercedita. El contenido total de EGP en las cromititas del yacimiento Mercedita oscila entre 55.8 y 165.9 ppb, siendo el Ru el elemento más abundante, con una concentración entre 10 y 93 ppb. La distribución de estos elementos se pone claramente de manifiesto en el diagrama de la figura 10a, en el que se observa que las distintas muestras analizadas exhiben valores entre 10 y 100 veces por debajo de los valores condriticos y patrones irregulares caracterizados por valores comparables de Os y Ru, una anomalía negativa de Ir, y una pendiente negativa desde el Ru al Pd, seguida por un fuerte enriquecimiento en Au.

La presencia casi exclusiva de laurita (o, más concretamente, de un término intermedio de la solución sólida laurita (RuS₂)-erlichmanita (OsS₂), con algo de Ir en solución sólida) como inclusiones en la cromita, refleja tanto la abundancia como la proporción relativa de Os y Ru, así como la escasez de Rh, Pt y Pd. La anomalía negativa

de Ir con respecto al Os y al Ru podría ser debida a un problema analítico. No obstante, si tenemos en cuenta que el valor de dicha anomalía es de un orden de magnitud comparable al valor de las relaciones Os/Ir y Ru/Ir en los granos de laurita analizados, podríamos afirmar que éste es un rasgo característico de las cromititas del yacimiento Mercedita, y que este mineral es la única fase de EGP presente. No obstante, esto sería un hecho inusual ya que la mayor parte de los yacimientos de cromititas podiformes muestran patrones normalizados a condritos con geometría plana del Os al Ru, seguida de una fuerte pendiente negativa hasta el Pd (Leblanc, 1991), en consonancia con la presencia de minerales ricos en Ir, tales como aleaciones de Os e Ir y, localmente, irarsita (IrAsS).

En la figura 10b, se compara el patrón de distribución de EGP en las cromititas de Mercedita con las de otras cromititas ofiolíticas. En esta figura se observa que las cromititas de Mercedita, de forma general, presentan patrones muy similares a las de otros complejos ofiolíticos, siendo lo menos común la marcada anomalía negativa de Ir. No obstante, en otras cromititas ofiolíticas (Troodos, Rodiani en Grecia, New South Wales en Australia) también existen cromititas con anomalía negativa de Ir.

PETROGÉNESIS DE LAS CROMITITAS

Interpretación de las texturas y de las relaciones estructurales de los lentes de cromita con las peridotitas encajantes y granos asociados

En las cromititas del yacimiento Mercedita predominan las texturas masivas con desarrollo de fracturas de *pull-apart*, normales al alargamiento de los lentes. Asi-

mismo, localmente se preservan restos de texturas nodulares deformadas. Tales texturas son características de las cromititas podiformes de los complejos ofiolíticos (Thayer, 1969; Nicolas, 1989; Leblanc y Nicolas, 1992) y su origen ha sido atribuido a una combinación de procesos

magmáticos, tectónicos y metamórficos, estos últimos relacionados con el flujo plástico del manto litosférico (Lago et al., 1982; Augé, 1987; Leblanc y Nicolas, 1992; Leblanc y Ceuleneer, 1992; Zhou et al., 1996). De acuerdo con Cassard et al. (1981) y Nicolas (1989), las texturas masivas con fracturas de *pull-apart* son casi exclusivas de los cuerpos de cromititas podiformes concordantes con las estructuras penetrativas (foliación y lineación) de las peridotitas encajantes, lo cual viene a corroborar las observaciones de campo realizadas. Para estos últimos autores, los pods de cromita se generarían siempre mediante la cristalización dinámica de cromita (\pm olivino) a partir de magmas basálticos ascendentes a través de fracturas abiertas que cortan la estructura diapírica del manto subyacente a las zonas de dorsal medio-oceánica (Lago et al., 1982). Esto significaría que, en origen, todos los pods de cromita deberían ser discordantes a la foliación y lineación de las peridotitas, a pesar de que este tipo de cuerpo es el menos frecuente en los complejos ofiolíticos. Cassard et al. (1981) y Nicolas (1989) pretenden explicar esta paradoja señalando que aquellos pods de cromita que se forman próximos a las zonas axiales de las dorsales medio-oceánicas, una vez consolidados, son arrastrados por el flujo plástico del manto, alejándolos de la zona axial y trasponiéndolos hasta conseguir una completa paralelización de los mismos con las estructuras generadas por el flujo plástico. De acuerdo con esta interpretación, sólo aquellos cuerpos de cromititas formados originalmente en zo-

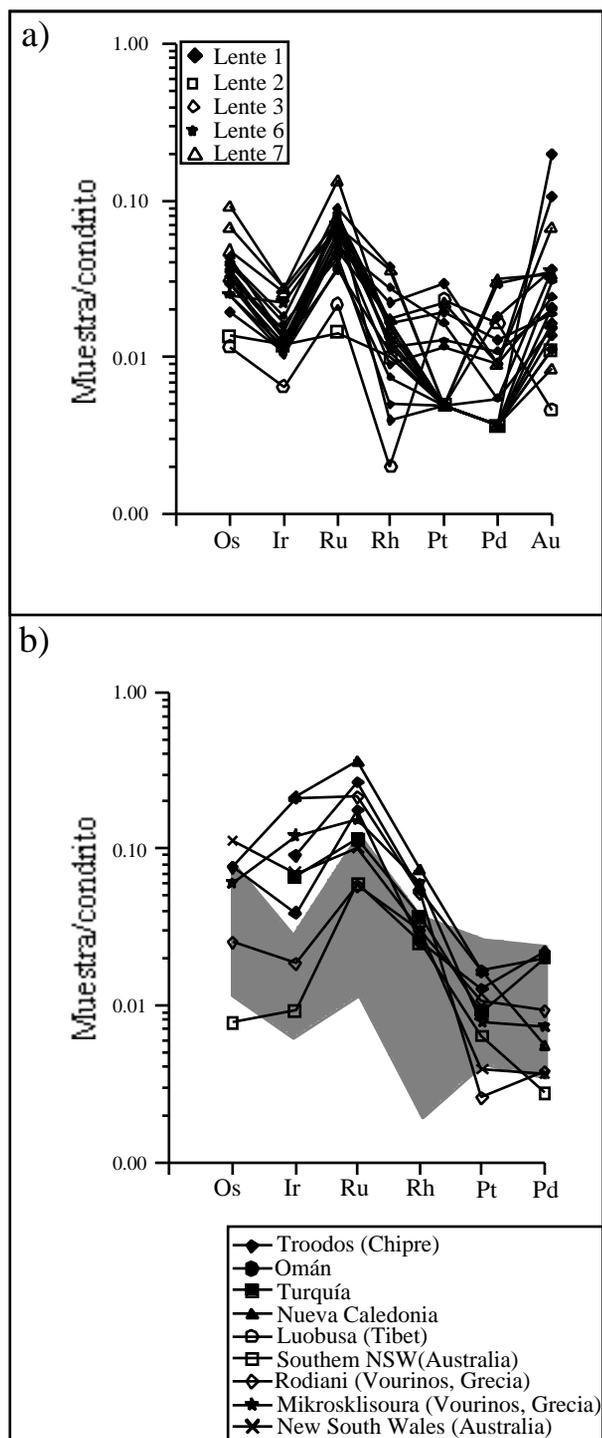


Figura 10. a) Diagrama de distribución de los elementos del grupo del platino y Au, normalizados a los valores condriticos (condritas C1, Naldrett y Duke, 1980) en las cromititas del yacimiento Mercedita. b) Comparación de los patrones de EGP normalizados a condritas de las cromititas de Mercedita (área sombreada) con los de otras cromititas podiformes de distintos complejos ofiolíticos: Troodos, Chipre (Johan et al., 1982); Omán (Page et al., 1982a); Turquía (Page et al., 1984); Nueva Caledonia (Page et al., 1982b); Luobusa, Tíbet (Zhou et al., 1996); Southern NSW, Australia (Graham et al., 1996); Rodiani y Mikrosklisoura, Grecia (Economous, 1986); New South Wales (Yang et al., 1995).

Figure 10. a) Chondrite-normalized diagram for the platinum-group elements and gold contents of representative chromitite samples from Mercedita deposit (condrites C1, Naldrett and Duke, 1980). b) Comparison of the pattern of chromitites from Mercedita deposit (shaded area) with reference to different patterns of ophiolitic chromitites: Troodos, Cyprus (Johan et al., 1982); Oman (Page et al., 1982a); Turkey (Page et al., 1984); New Caledonia (Page et al., 1982b); Luobusa, Tibet (Zhou et al., 1996); Southern NSW, Australia (Graham et al., 1996); Rodiani and Mikrosklisoura, Greece (Economous, 1986); New South Wales (Yang et al., 1995).

nas alejadas de la zona axial de la dorsal podrían, eventualmente, conservar su disposición discordante original. Puesto que la formación de cromita según el modelo de Lago et al. (1982) exige la circulación de enormes volúmenes de magma por la cavidad original (entre 300 y 400 veces el volumen de la cavidad según Leblanc y Ceulener, 1992), el mayor porcentaje de pods se formaría en la zona axial de las dorsales, ya que estas zonas concentran los mayores volúmenes de magma, con lo que se explicaría así el predominio de los *pods* concordantes respecto a los discordantes en los complejos ofiolíticos.

No obstante, las cromititas del yacimiento Mercedita presentan unas características geométricas peculiares que las diferencian de la mayor parte de las cromititas podiformes descritas en la literatura. Éstas son, sobre todo, la presencia de cuerpos tabulares (*sills*) de gabros pre-cromitita, dispuestos concordantemente con los lentes de cromititas. Por otra parte, la cromitita muestra localmente contactos directos con harzburgitas (sin la envolvente dunítica) y llega a cortar los contactos entre la dunita y los *sills* de gabros. Estas relaciones son indicativas de que la formación de la cromitita fue un proceso superpuesto espacial y temporalmente a la formación de las dunitas y los *sills* de gabros. Esto está apoyado, además, por la naturaleza reemplazante de los contactos cromitita-gabro, en los cuales se observa cómo la cromita se desarrolla a expensas del olivino, del clinopiroxeno y de la plagioclasa del gabro. De forma similar, en los contactos de la cromitita con la dunita envolvente, se aprecia que los granos de cromita invaden el espacio intergranular entre los cristales de olivino de la dunita. Estas relaciones texturales son difícilmente explicables con un modelo de cristalización directa de cromita a partir de un magma sujeto a una circulación convectiva (Lago et al., 1982), o por una mezcla de magmas (Arai y Yurimoto, 1994) en una fractura abierta y, por el contrario, sugieren una formación de la cromitita por reemplazamiento de las litologías preexistentes.

También en el caso del yacimiento Mercedita, además de las texturas primarias descritas, en los distintos lentes del yacimiento son muy abundantes las texturas miloníticas y las cataclásticas. Las primeras se desarrollan a lo largo de bandas de espesor centimétrico y son el resultado de un proceso de deformación por cizalla. La focalización de la deformación plástica en bandas estrechas tras el flujo generalizado de las rocas mantélicas suele ir asociado al enfriamiento de tales rocas durante su ascenso diapírico (o emplazamiento tectónico) hacia niveles corticales. En consecuencia, resulta coherente interpretar que las texturas miloníticas en las cromititas de la mina Mercedita se generaron durante el desarrollo de zonas de ci-

zalla asociadas, probablemente, a los primeros estadios de la obducción del complejo ofiolítico. La relajación tectónica y la fracturación generalizada que siguieron al apilamiento de las unidades tectónicas dio lugar al desarrollo de distintas generaciones de fallas normales (Proenza, 1998) y, asociadas a éstas, a las cromititas con textura cataclástica.

Significado de las inclusiones sólidas en la cromita

Inclusiones de silicatos y óxidos

La presencia de olivino en forma de inclusiones es un rasgo característico no sólo de las cromititas podiformes, sino también de las que aparecen en complejos magmáticos estratiformes y en complejos zonados de tipo Alaska. Por tanto, tal presencia no tiene una especial significación petrogenética. El olivino incluido en los cristales de cromita en los lentes del yacimiento Mercedita presenta valores de Ni y de la relación Mg/(Mg+Fe) comparables o ligeramente superiores a los del que se encuentra en posición intergranular en la cromitita. Este último, a su vez, es más rico en Ni que el olivino de las dunitas y harzburgitas encajantes (Proenza, 1998), aunque estas diferencias no son tan acusadas como las que se observan en otros complejos ofiolíticos, como el de Nueva Caledonia (Leblanc et al., 1984). El aumento tanto en el valor de la relación Mg/(Mg+Fe), como en el contenido en Ni en el olivino, no está asociado exclusivamente a procesos magmáticos (fusión parcial o cristalización fraccionada) sino que, tal y como sugieren Irvine (1967) y Lehman (1983), puede deberse a procesos secundarios de difusión entre la cromita y el olivino, durante la evolución subsólida de las rocas. Lehman (1983) ha mostrado que existe difusión de Mg y de Ni desde la cromita hacia el olivino, y de Fe y Mn desde el olivino hacia la cromita durante el descenso de temperatura.

La estricta distribución espacial de las inclusiones de clinopiroxeno en la cromita, localizadas a lo largo de una estrecha banda (< 2 cm) en el contacto entre la cromitita y los *sills* de gabros, y disminuyendo su proporción desde el contacto hacia el interior de la cromitita, sugieren que tales inclusiones representarían restos de cristales de los clinopiroxenos, preservados en el interior de las cromititas durante el proceso de reemplazamiento del gabro por la cromitita. Esta interpretación está apoyada, además, por el hecho de que numerosos conjuntos de inclusiones de clinopiroxeno en la cromita muestran la misma orientación óptica, la cual es, a su vez, idéntica a la de los

clinopiroxenos intergranulares. Las mismas relaciones texturales se observan también en las inclusiones de olivino en cromita a lo largo del contacto entre la cromitita y los *sills* de gabro.

La presencia de pargasita como inclusión sólida, tanto monofásica como bifásica (asociada a olivino), dentro de la cromita en el yacimiento Mercedita también ha sido descrita en muchas otras cromitas ofiolíticas (Johan, 1986; Augé, 1987; Lorand y Ceuleneer, 1989; McElduff y Stumpfl, 1991; Graham et al., 1996, entre otros). Aunque los diferentes autores coinciden en afirmar que tal presencia es indicativa del papel jugado por una fase fluida rica en componentes volátiles durante la cristalización de la cromita, existen discrepancias a la hora de interpretar la naturaleza y el origen de dicha fase fluida. Las hipótesis más ampliamente aceptadas explican la génesis de la fase fluida mediante alguno de los siguientes mecanismos: 1) por contaminación del líquido silicatado (Watkinson y Mainwaring, 1980); 2) mediante la segregación de un líquido residual rico en volátiles y H₂O del fundido (Johan, 1986); 3) mediante interacción, durante la cristalización de la cromita, del magma parental con una fase fluida acuosa de procedencia desconocida (Lorand y Ceuleneer, 1989). Estos últimos autores describen, además, que los olivinos y los piroxenos de las inclusiones muestran evidencias de reacción con el fundido rico en volátiles atrapados con ellos. La pargasita y la flogopita serían los productos de tal reacción, a temperaturas inferiores a las de atrapamiento.

Experimentos realizados a altas temperaturas en inclusiones sólidas (con pargasita como fase predominante) en cromitas de Omán (Schiano et al., 1997) muestran que las inclusiones son producto de la cristalización post-atrapamiento de un fundido basáltico hidratado, y que las inclusiones, una vez homogenizadas, presentan un patrón de elementos traza caracterizado por un empobrecimiento en REE y por una marcada anomalía negativa de Nb. Estos autores concluyen, en base a estos datos, que las inclusiones poliminerálicas estudiadas son el producto de la cristalización de un fundido basáltico primitivo, el cual muestra una signatura geoquímica propia de basaltos de una cuenca de trasera de arco (*back arc*).

Así pues, la abundante presencia de anfibol (pargasita) como inclusión sólida en las cromitas del yacimiento Mercedita indica el carácter hidratado del magma parental y el importante papel que debió jugar el H₂O en la formación de la cromita, de acuerdo con la idea propuesta por Johan (1983, 1986). Más aún, los altos valores de Na₂O (hasta 4.04 % en peso) en la pargasita incluida en

las cromitas indican una considerable actividad del Na en el magma parental.

La mayoría de las inclusiones de rutilo observadas en la cromita muestran preferencia por la zona de contacto cromitita-*sill* de gabro, o por la cromita localizada en la proximidad de zonas de fracturas. Esta distribución puede sugerir un carácter no primario para estas inclusiones y una posible relación con procesos de alteración hidrotermal tardíos. La presencia de rutilo también en las fracturas favorece esta interpretación. El rutilo incluido en la cromita puede responder, simplemente, a una cristalización a favor de planos de crecimiento o de exfoliación de este mineral. Otras inclusiones de rutilo (muy escasas) en cristales de cromita están ubicadas lejos de los contactos con los *sills* de gabros y de zonas de fractura. Su origen es más difícil de evaluar, aunque una posibilidad sería que fuesen también producto de la precipitación de rutilo a partir de soluciones hidrotermales tardías. No obstante, inclusiones de rutilo descritas en varias cromitas ofiolíticas han sido interpretadas como exsoluciones (ej. Augé, 1987; Arai y Yurimoto, 1994). Según Augé (1987) las exsoluciones de rutilo en los cristales de cromita indican simplemente que se ha alcanzado el límite de solubilidad del Ti. Aunque no ha sido descrito ningún mecanismo para explicar estas exsoluciones, Augé (1987) sugiere que un desajuste estequiométrico inicial, debido a la presencia de Ti⁴⁺ en la estructura de la espinela cromífera, podría favorecer la exsolución de rutilo durante el enfriamiento. Esta posibilidad plantea una nueva duda sobre la interpretación de las inclusiones de rutilo en la cromita del contacto con los *sills* de gabro sugiriendo que, al menos una parte, pudo formarse por exsolución a partir de cromitas formadas por reemplazamiento de los *sills* de gabro, los cuales son mucho más ricos en TiO₂ que las peridotitas.

Inclusiones de sulfuros de EGP

La presencia de minerales de elementos del grupo del platino (principalmente de Os, Ir y Ru) incluidos en los cristales de cromita es un hecho general en diversos depósitos del mundo, y ha sido interpretada, básicamente, mediante dos hipótesis:

- 1) Los minerales de EGP son el producto de un proceso de exsolución a partir de la cromita durante el enfriamiento. Según esta interpretación, los EGP se incorporarían, originalmente, en solución sólida en la cromita (Gijbels et al., 1974, Naldrett y Cabri, 1976).

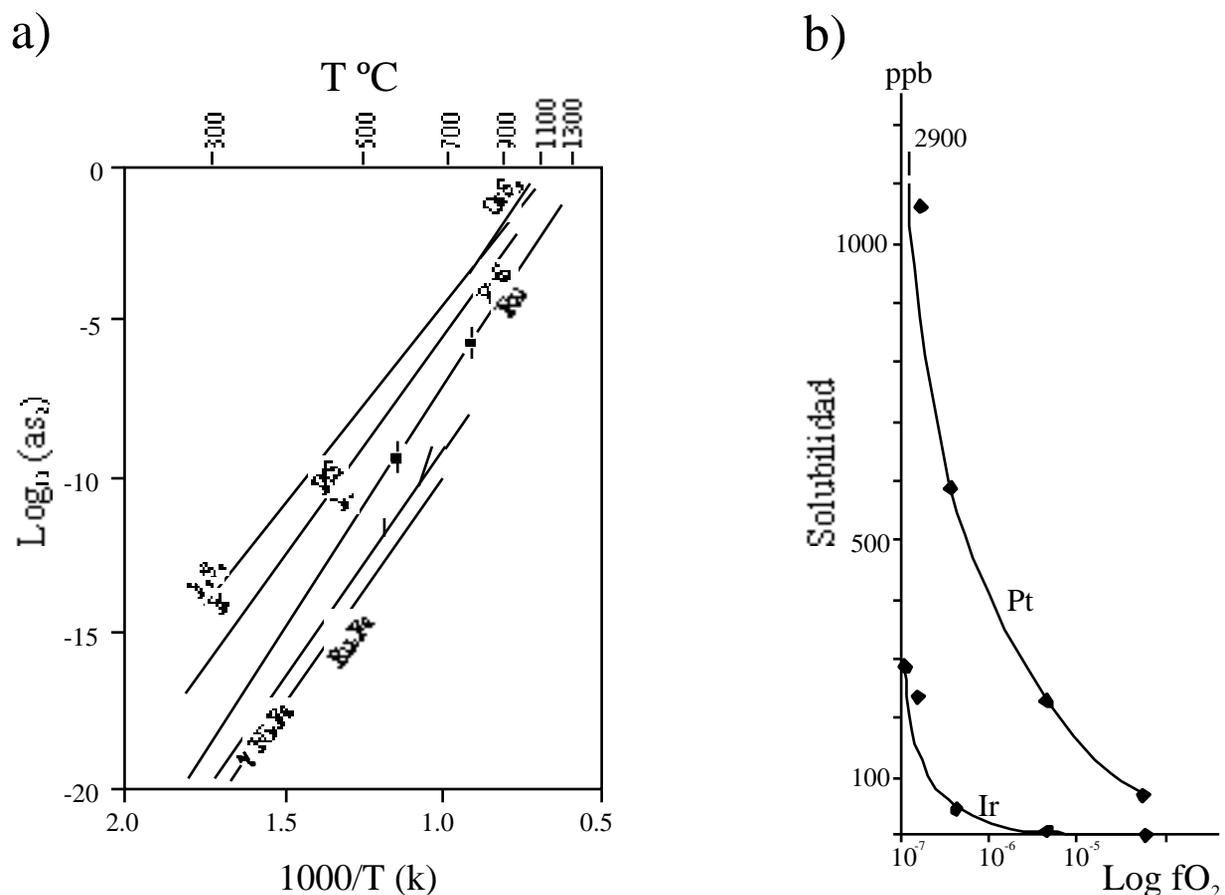


Figura 11. a) Estabilidad de metales bases y sulfuros de EGP como función de la T y de la a_{S_2} (Stockman y Hlava, 1984). b) Solubilidad del Pt y el Ir en función de la fugacidad de oxígeno (Amossé et al., 1990).

Figure 11. a) Log_{10} of S_2 activity vs. inverse temperature for alloy-sulfide equilibria (Stockman and Hlava, 1984). b) Solubilities of Pt and Ir versus oxygen fugacity (Amossé et al., 1990).

2) Los minerales de EGP representan cristales atrapados durante la cristalización de la cromita (Constantinides et al., 1980; Talkington et al., 1984; Stockman y Hlava, 1984; Augé, 1988; Ferrario y Garuti, 1990; Augé y Maurizot, 1995).

La hipótesis 1 ha sido cuestionada por Davis y Tre-doux (1985), quienes argumentan que la diferencia de valencias (+2 o +4 para el Os, Ir y Ru, y +3 para el Cr) y el mayor radio iónico de los EGP hace imposible la sustitución de estos por el Cr en la estructura de la espinela, la cual tendría que albergar, además, S para poder exsolver los EGP en forma de sulfuros.

El carácter idiomórfico de los cristales de laurita incluidos en la cromita de Mercedita sugiere un crecimiento libre del cristal a partir de un fundido, lo que implica

que la laurita debió cristalizar a alta temperatura con anterioridad, o contemporáneamente, a la cromita. Peck y Keays (1990) postulan que los minerales de Os, Ir y/o Ru son muy refractarios y pueden cristalizar directamente de un fundido silicatado a alta temperatura. El diagrama de a_{S_2} versus $1/T$ (Fig. 11a), propuesto por Stockman y Hlava (1984), sugiere valores relativamente bajos de actividad de S_2 durante la cristalización de la laurita incluida en la cromita del yacimiento Mercedita, los cuales estarían por encima del *buffer* Ru-RuS₂ y por debajo del *buffer* Pt-PtS. La baja actividad de S_2 es congruente, además, con la presencia de laurita pobre en Os e Ir, y con la ausencia de erlichmanita. No obstante, la precipitación directa de minerales de Ir a partir de un magma basáltico puede estar provocada por un aumento en la fugacidad de oxígeno, tal y como demuestran Amossé et al. (1990). Los resultados experimentales de estos autores ponen de ma-

nifiesto el fuerte descenso en la solubilidad del Ir en magmas tipo MORB con el aumento en la fugacidad de oxígeno (Fig. 11b), la cual llega a disminuir hasta valores de 0.1 ppb a fugacidades de oxígeno de 6×10^{-5} bares. Estos resultados podrían extrapolarse para el comportamiento del Ru (explicando así la formación de laurita) aunque no para el caso del Os, el cual es un elemento bastante móvil en condiciones oxidantes (Brandon et al., 1996); aunque esta podría ser una explicación adicional a la escasez de Os en la laurita y a la ausencia de erlichmanita. Por el contrario, la elevada concentración de Pt en tales magmas permite que, aunque su solubilidad también disminuya con el aumento de la fugacidad de oxígeno, la mayor proporción de este elemento (y por extensión de los otros EGP considerados como geoquímicamente más afines, Rh y Pt) permanece disuelta en el magma, explicando así la mineralogía de las inclusiones de MEGP en la cromita.

Significado petrogenético de la composición de la cromita

Magma parental

Como se ha señalado anteriormente, las cromitas del yacimiento Mercedita, al igual que las de los distintos depósitos de cromitas refractarias descritos en la literatura (Leblanc y Violette, 1983; Zhou y Robinson, 1994; Matsumoto et al., 1997), muestran un restringido intervalo composicional (Fig 7c). No obstante, mientras los porcentajes de Cr_2O_3 sólo varían entre 34 y 43 % en peso y los de Al_2O_3 entre 25 y 33 % en peso, los de TiO_2 oscilan entre 0.05 y 0.52 % en peso, al contrario de lo que ocurre en la mayor parte de las cromitas podiformes, donde el contenido en TiO_2 suele ser poco variable, en general con porcentajes inferiores a 0.25 % en peso. Si tenemos en cuenta la caracterización química de las cromitas accesorias de diferentes rocas volcánicas realizada por Arai (1992), las del yacimiento Mercedita se proyectan en un área solapada ampliamente con las que cristalizaron a partir de basaltos tipo MORB (Fig. 12).

No obstante, este mismo autor señala más adelante (Arai, 1994) que las cromitas formadas a partir de diferentes tipos de magmas característicos de zonas de trase-ra de arco de isla (BABB), muestran composiciones análogas a las de los MORB. Este último ambiente geodinámico es más congruente con el contexto geológico de las ofiolitas del macizo de Moa-Baracoa (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, en este volumen) y, además,

está de acuerdo con la opinión de numerosos autores (Roberts, 1988; Arai y Yurimoto, 1994; Melcher et al., 1997; Zhou y Robinson, 1997; entre otros) quienes apoyan la idea de que los depósitos de cromita podiforme de los complejos ofiolíticos se formen en contextos de supra-subducción en zonas de subducción intraoceánicas, y con el hecho de que los únicos xenolitos de cromitas análogas a las que aparecen en complejos ofiolíticos se hayan encontrado en basaltos alcalinos de trasera de arco en los arcos de isla de Japón (Arai y Abe, 1995).

Variaciones composicionales de las cromitas de las cromititas y las de las rocas encajantes

La figura 13 muestra las relaciones existentes entre el #Cr y el contenido en TiO_2 de la cromita frente al #Mg del olivino coexistente en las harzburgitas, dunitas y cromititas. Incluso asumiendo que los valores del #Mg del olivino de las cromititas estén profundamente modificados por procesos de reequilibrio subsólidos dada la elevada proporción cromita/olivino de tales rocas, los diagramas de la figura 13, muestran:

- a) un aumento continuo del contenido en TiO_2 de las cromitas desde las harzburgitas a las dunitas y hasta las cromititas.
- b) una disminución progresiva del #Cr y, en consecuencia, un aumento del porcentaje de Al_2O_3 de la cromita en el mismo sentido descrito anteriormente.

Estas variaciones ponen de manifiesto que los tres diferentes tipos de rocas no están en equilibrio con el mismo tipo de magma sino que, por el contrario, la composición del líquido fue variando progresivamente. Si tenemos en cuenta el comportamiento geoquímico del Al, Cr, Ti y Mg durante los procesos de diferenciación magmática, y asumimos una génesis de las dunitas por fusión parcial de las harzburgitas encajantes, cabría esperar que, a medida que el olivino se enriquece en Mg, la cromita debería empobrecerse en Al y, sobre todo, en Ti, tal y como ocurre en la mayor parte de los complejos ofiolíticos (Arai, 1997). Por el contrario, un mecanismo de cristalización fraccionada explicaría tanto el aumento del contenido de TiO_2 como el de Al_2O_3 en la espinela, aunque no el de Mg en el olivino coexistente. Para explicar estas tendencias de variación química es necesario invocar procesos de percolación intergranular (flujo poroso) de fundidos magmáticos y de reacción fundido/peridotita. Cuando las reacciones tienen lugar con aumento del volumen de fundido, éstas implican la disolución de los piroxenos de la matriz, y la formación

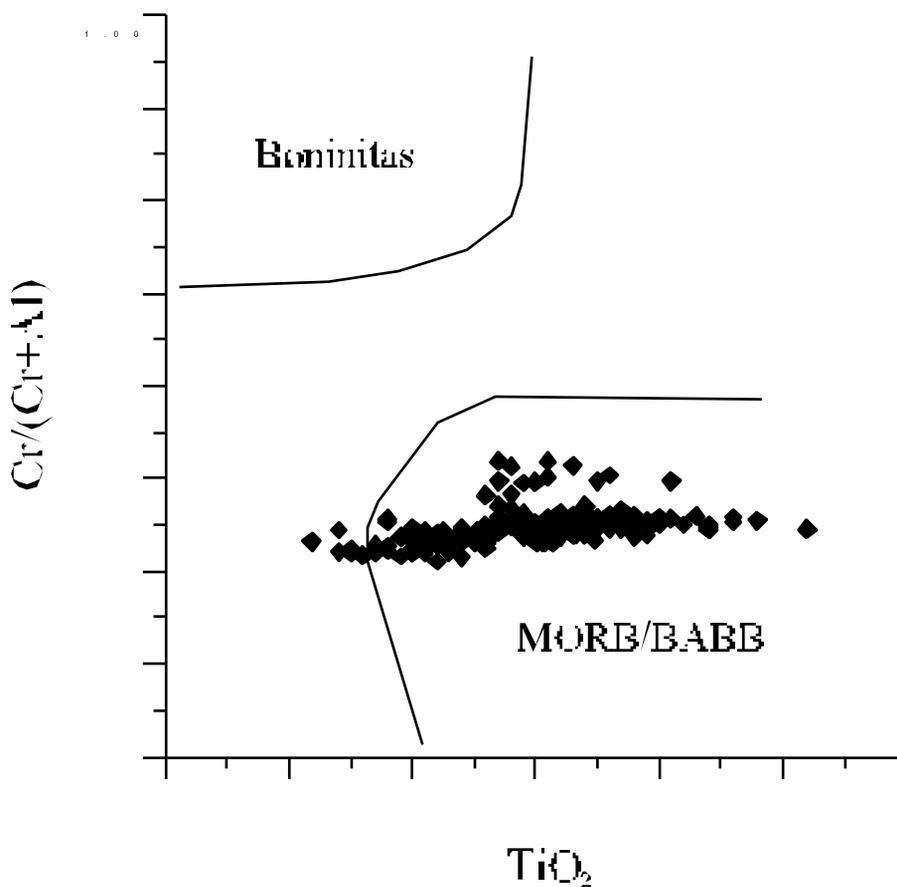


Figura 12. Cr/(Cr+Al) respecto a TiO_2 en cromita del yacimiento Mercedita. Los campos tipo MORB y boninitas son de Arai (1992).

Figure 12. Cr/(Cr+Al) versus TiO_2 diagram for chromite from the Mercedita deposit. Boninitic and MORB fields are from Arai (1992).

de olivino. En estos casos, las reacciones fundido/peridotita favorecen la formación de olivino rico en forsterita (Kelemen, 1990 y Kelemen et al., 1990) y el enriquecimiento del fundido en elementos incompatibles como el Ti y el Al (Arai y Yurimoto, 1994; Arai et al., 1997). Conforme las reacciones progresan hacia niveles superiores de la columna del manto, el comportamiento de los elementos incompatibles varía y a la vez que se forma olivino ligeramente más rico en forsterita (el enriquecimiento no suele ser muy grande ya que la composición del olivino está tamponada por la matriz peridotítica y sólo aumenta su contenido en forsterita cuando existen grandes relaciones fundido/roca), la roca se enriquece en elementos incompatibles. Éste es el denominado efecto cromatográfico por Navon y Stolper (1987), el cual permite explicar, por ejemplo, la morfología en U de los patrones de REE normalizados a los valores condriticos (Vernières et al., 1997) y, en el caso de la mina Mercedita, el enriquecimiento en Al y Ti en la cromita accesoria

de las dunitas con respecto a la de las harzburgitas, asumiendo que las dunitas se generaron mediante la reacción entre un fundido que circulaba a través de flujo poroso y la harzburgita. Las cromitas de los lentes de cromititas se sitúan en el extremo composicional de las tendencias de variación química descritas, lo cual sugiere que tales rocas representan el estadio más avanzado de los procesos de reacción fundido/peridotita.

Formación de los lentes de cromita

Si bien la formación de cromita accesoria durante los procesos de fraccionamiento de magmas básicos y ultrabásicos es un hecho frecuente y bien conocido (Roeder, 1994), la formación de volúmenes importantes de cromititas está restringido a unos contextos geodinámicos muy concretos y su génesis es objeto de un intenso debate. Para explicar el origen de cuerpos monominerálicos

cos de cromita se han propuesto diversas hipótesis basadas, principalmente, en: 1) Cristalización cotéctica de cromita+ olivino y separación mecánica (Lago et al., 1982); 2) procesos de mezcla o contaminación de magmas (Irvine, 1976, 1977; Irvine y Sharpe, 1986; Zhou et al., 1994, 1996; Zhou y Robinson, 1997; Arai y Yurimoto,

1994); 3) cambios en la fugacidad de oxígeno (Ulmer, 1969; Hill y Roeder, 1974; Roeder y Reynolds, 1991).

En la hipótesis de Lago et al. (1982), la cristalización de cromita tiene lugar en equilibrio con olivino, aunque el régimen de circulación magmática convectiva generada en la cavidad provoca la separación mecánica de la cromita hacia uno de los bordes de la cavidad (hacia la zona con mayor intensidad de flujo) aprovechando el mayor peso específico de este mineral. El mecanismo sería análogo (aunque a menor escala e intensidad) a un proceso de centrifugación. En este modelo, la composición de la cromita accesoria en la envolvente dunítica debería ser idéntica a la de la cromitita asociada. Este requisito no se cumple en las cromititas del yacimiento Mercedita. Otro inconveniente para aplicar el modelo de Lago et al. (1982) a la génesis de las cromititas de Mercedita proviene de la existencia de cuerpos tabulares de gabros incluidos en la cromitita, los cuales serían difícilmente explicables mediante un modelo de cristalización de cromita en espacios abiertos, a partir de un magma sometido a una circulación convectiva.

Para Irvine (1976, 1977), la formación de capas monominerálicas de cromita en los complejos estratificados se debe a la mezcla de un magma diferenciado con uno primitivo, lo que provoca el desplazamiento de la composición del magma resultante hacia la región de estabilidad de la cromita, de acuerdo con las relaciones de fase en el sistema Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_6$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . Zhou et al. (1994, 1996) sugieren un mecanismo similar para la formación de cromititas ofiolíticas, con la diferencia de que la composición del magma se modifica por reacciones fundido/peridotita. En este modelo se asume un magma basáltico ascendente (formado por fusión parcial de peridotitas mantélicas) que al reaccionar con la peridotita se enriquece en SiO_2 . Este enriquecimiento en sílice puede hacer que el fundido entre en el campo de cristalización de cromita, según las relaciones de fases en el sistema olivino-cuarzo-cromita determinado por Irvine (1977) (Fig. 14). No obstante, esta hipótesis no considera que la reacción fundido/peridotita tiene lugar en condiciones de equilibrio que hacen que, a medida que el fundido se enriquece en SiO_2 , lo hace también en Cr y Al (al disolver piroxenos y/o plagioclasa) con lo que se modifica igualmente la posición de la línea cotéctica olivino-cromita (o espinela cromífera), alejándola del vértice del olivino, e impidiendo, por lo tanto, la cristalización exclusiva de cromita. Arai y Yurimoto (1994), sin embargo, subrayan la importancia de la interacción de un fun-

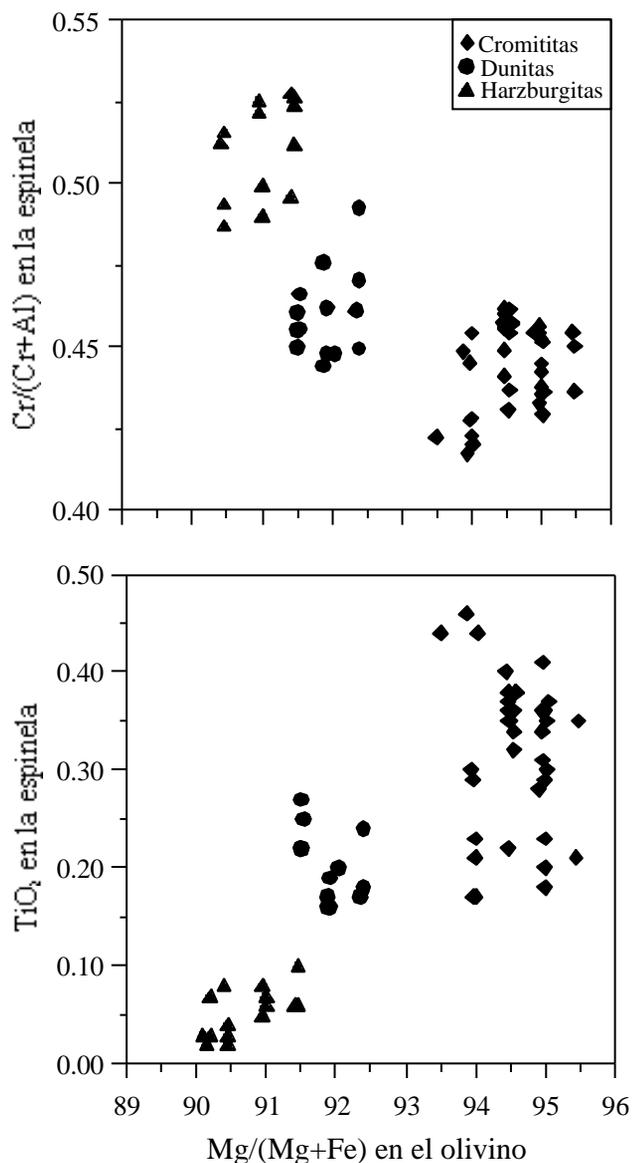


Figura 13. Porcentaje de TiO_2 y $\#Cr [Cr/(Cr+Al)]$ en la cromita respecto al $\#Mg [Mg/(Mg+Fe)]$ del olivino, en harzburgitas, dunitas y cromititas del yacimiento Mercedita.

Figure 13. Average $Cr/(Cr+Al)$ and TiO_2 contents of chromite grains versus the average $Mg/(Mg+Fe)$ of the nearby olivine grains in chromitites, dunites and harzburgites from the Mercedita deposit.

dido (fundido A) con la harzburgita, la cual es la responsable, por una parte, de la formación de la aureola dunítica alrededor de los cuerpos de cromitita y, por otra, de la generación de un magma diferenciado (fundido B) en equilibrio con dicha dunita. Estos autores admiten que la fraccionación en equilibrio de este fundido B se realiza siguiendo la línea cotéctica entre olivino y cromita, por lo que para conseguir la precipitación exclusiva de cromita, hacen intervenir (siguiendo a Irvine, 1976, 1977) un nuevo fundido más primitivo (fundido C). El magma resultante de la mezcla de los fundidos B y C presenta una composición que se localiza dentro de la región de *liquidus* de la cromita en el sistema olivino-cuarzo-cromita y, por lo tanto, su fraccionación tiende a encontrar la línea cotéctica olivino-cromita mediante la cristalización del exceso de cromita. Si se asume un aporte continuo de fundido C al sistema, se pueden llegar a generar importantes volúmenes de cromitita. Este modelo permite explicar la formación de pods de cromita de composición rica en Cr debido a la morfología de la curva cotéctica olivino-cromita, la cual se hace progresivamente más convexa hacia el vértice del olivino conforme aumenta el contenido en Cr_2O_3 del sistema (Fig. 14b). Sin embargo, este mismo argumento impide explicar la génesis de las cromititas refractarias mediante el modelo de mezcla de magmas propuesto por Arai y Yurimoto (1994). Para composiciones como las de las cromititas del yacimiento Mercedita, las cuales se solapan con las de las cromititas podiformes más pobres en Cr_2O_3 descritas en la literatura, la línea cotéctica olivino-cromita muestra una morfología casi rectilínea, con una muy ligera curvatura hacia el borde olivino-ortopiroxeno (Fig. 14c). En este nuevo sistema, la mezcla de fundidos B y C produce una escasa sobresaturación en cromita en el magma mixto resultante (tal y como señala el propio Arai, 1997), el cual evolucionaría rápidamente hacia la cristalización de olivino+cromita, tras segregar un pequeño porcentaje de cromita. Asumiendo un aporte continuo y constante de fundido C, se podrían llegar a formar pequeños *pods* de cromita, pero no cuerpos de dimensiones hectométricas como los de Mercedita o Coto, ya que una cantidad de fundido C en exceso tendería a tamponar la composición del sistema, anulando el efecto de la mezcla de magmas.

Una tercera hipótesis, basada principalmente en los resultados experimentales de Hill y Roeder (1974), Maurel y Maurel (1982) y Roeder y Reynolds (1991), postula que la cristalización de cromita puede provocarse por un incremento de la presión parcial de oxígeno. Esta hipótesis tiene en cuenta que un aumento de la fugacidad de oxígeno hace decrecer fuertemente la solubilidad del Cr en el líquido basáltico (Roeder y Reynolds, 1991), lo cual

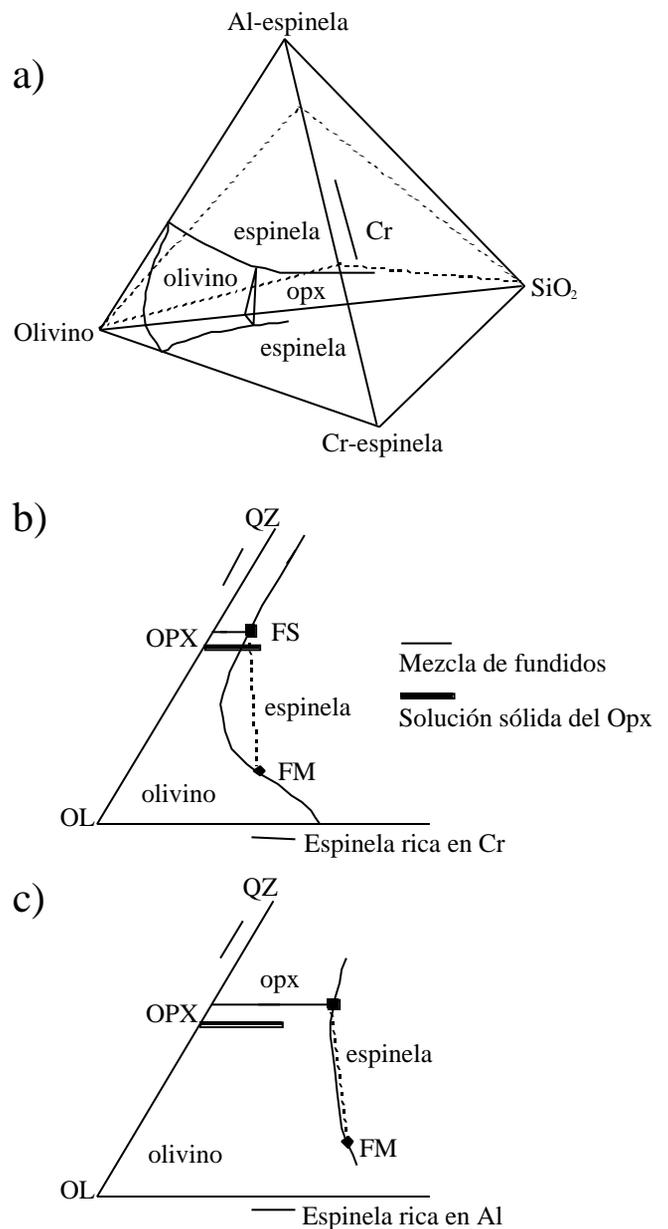


Figura 14. Diagramas de fase (esquemáticos) mostrando la concentración de cromita. Tomado de Arai y Abe, 1995. a) Diagrama pseudocuaternario de fase estimado por Irvine (1977). b) Sección rica en cromita. c): Sección rica en Al. Nótese que la curvatura del límite entre olivino y los campos de la espinela primaria son muy diferentes para sistemas ricos en Cr y pobres en Cr.

Figure 14. Schematic phase diagrams showing spinel (chromite) concentration (Arai and Abe, 1995). a) A possible quaternary phase diagram from Irvine (1977). b) Cr-rich ternary section. c) Al-rich ternary section. Note that the curvature of the boundary between olivine and spinel primary fields may be very different between high Cr and low Cr systems.

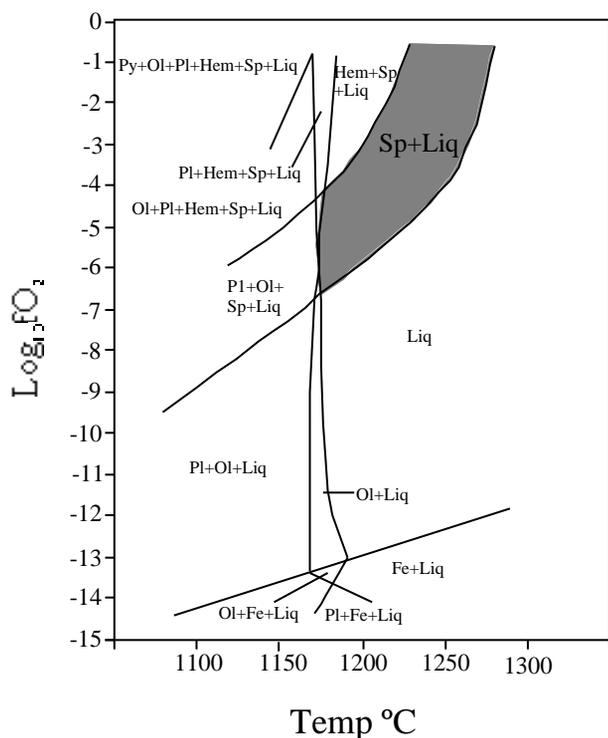


Figura 15. Log fO_2 frente a la temperatura según Hill y Roeder (1974). Ol, olivino; Pl, plagioclasa; Hem, hematites-ilmenita; Liq, líquido; Py, piroxeno; Sp, espinela (cromita); Fe, hierro metálico.

Figure 15. Log fO_2 versus temperature according with experimental results from Hill and Roeder (1974). Ol, olivine; Pl, plagioclase; Hem, hematites-ilmenite; Liq, liquidus; Py, pyroxene; Sp, spinel (chromite); Fe, iron.

provoca que en determinadas regiones del espacio T- fO_2 -P?, la única fase *liquidus* en los fundidos basálticos sea la cromita (Fig. 15).

En la figura 15 se aprecia que aproximadamente a 1200°C y -7 log fO_2 el fundido puede entrar en el campo exclusivo de cristalización de cromita. Por otra parte, la región *liquidus* de la espinela cromífera aumenta, expandiéndose hacia condiciones progresivamente más reductoras, conforme aumenta el contenido en Cr del magma (Hill y Roeder, 1974). Esta última hipótesis no ha sido demasiado utilizada en la literatura debido a la inexactitud de los distintos métodos existentes para calcular la fugacidad de oxígeno. Todos los métodos están basados en resultados analíticos obtenidos mediante microsonda electrónica y asumen, para el cálculo de los porcentajes de Fe^{2+} y Fe^{3+} , composiciones estequiométricas de los minerales. Estos métodos suman al error inherente al método analítico, el

cometido al obviar la existencia de defectos estructurales y vacancias en los minerales, error que, en ocasiones, puede llegar a ser muy elevado (Kamperman et al., 1996). No obstante, la naturaleza hidratada de los magmas parentales de las cromitas de Mercedita, sugiere que las variaciones en la fugacidad de oxígeno debieron jugar un papel predominante en la génesis de tales cromitas.

Las cromitas del yacimiento Mercedita como producto de interacción entre magmas hidratados que circulan por flujo poroso, las peridotitas y los sills de gabro

Al igual que en el yacimiento Mercedita, los pods de cromita con mayores porcentajes de Al_2O_3 de los complejos ofiolíticos de Camagüey (Cuba), Zambales (Filipinas), Massif du Sud (Nueva Caledonia), Troodos (Chipre), Kempirsay (Kazakhstan), Coolac (Australia) y Sartohay (China), entre otros (Thayer, 1969; Leblanc y Violette, 1983; Zhou y Robinson, 1994; Melcher et al., 1997), tienden a localizarse en las proximidades de los primeros acumulados máficos. Es por ello que diversos autores relacionan su génesis con los magmas ricos en aluminio responsables de la formación de tales acumulados (Thayer, 1969; Golding y Johnston, 1971). Sin embargo, como se ha señalado, no existe un acuerdo general ni sobre el mecanismo de formación de los pods de cromita ni sobre el tipo de magma parental, la mayor parte de los trabajos citados postulan que estos cuerpos se formaron en el manto bajo las dorsales mediooceánicas en expansión, a lo largo de canales de circulación de magmas de procedencia astenosférica, sufriendo, posteriormente, procesos de deformación plástica (Leblanc et al., 1980; Cassard et al., 1981; Lago et al., 1982), o bien en el manto suprayacente a las zonas de subducción, principalmente intraoceánicas, a partir de magmas con una cierta componente crustal, derivada de la fusión parcial de la lámina subducente (Roberts, 1988; Arai y Yurimoto, 1994; Arai y Abe, 1995). No obstante, ninguno de estos modelos genéticos permite explicar la génesis de los cuerpos podiformes de cromitas refractarias.

Una hipótesis alternativa relaciona la génesis de los magmas parentales de las cromitas refractarias con procesos de reacción entre las lherzolitas mantélicas (probablemente con plagioclasa) y magmas saturados en olivino que circulan por percolación intergranular. Según esta hipótesis (propuesta por Zhou y Robinson (1994) para las cromitas podiformes de Sartohay, China), la reacción peridotita-fundido basáltico produciría rocas cada vez más empobrecidas (mediante la disolución se-

lectiva de piroxenos y la precipitación de olivino), en equilibrio con fundidos enriquecidos en Si, Al, Ti y otros elementos incompatibles (Kelemen, 1990), entre los que cabe incluir incluso al Cr (Godard et al., 1995). De forma general, si el fundido basáltico exótico reacciona con una lherzolita, el líquido resultante es un magma sobresaturado en Al con cantidades significativas de Cr y Ti, a partir del cual se formarían cromitas refractarias ricas en Ti. Por el contrario, si tal reacción tiene lugar sobre una harzburgita o una dunita, la composición del magma sería de afinidad calcoalcalina (Kelemen, 1990) y se aproximaría a la de una boninita (extremadamente rico en Cr y pobre en Ti) y las cromitas serían de grado metalúrgico, con una relación Cr/Al mucho más elevada.

Si bien esta hipótesis permitiría explicar tanto el quimismo de las cromitas como la relación espacial de éstas con rocas débilmente empobrecidas (lherzolitas y harzburgitas con clinopiroxeno) en el complejo ofiolítico de Sartohay (Zhou y Robinson, 1994), no define el mecanismo concreto necesario para la cristalización monomineralica de cromita rica en Al_2O_3 , ni justifica la asociación de los mayores yacimientos conocidos de cromita refractaria (Coto y Mercedita) a potentes secuencias de harzburgitas y dunitas. Además, el modelo de Zhou y Robinson (1994) tampoco explica el hecho de que, en estos últimos yacimientos, los cuerpos de cromitita contengan bloques de gabro-troctolitas de escala decimétrica (Coto) (Leblanc y Violette, 1983; Leblanc, comunicación escrita) o cuerpos tabulares de gabro (*sills*) orientados paralelamente al alargamiento de los lentes de cromitita (Mercedita).

Las características composicionales de las cromititas del yacimiento Mercedita no permiten, como se ha discutido anteriormente, explicar su génesis ni mediante el modelo de Lago et al. (1982), ni mediante el modelo de mezcla de magmas propuesto por Arai y Yurimoto (1994). Por el contrario, la existencia de minerales hidratados en las cromitas indica la presencia de fluidos acuosos dentro del sistema magmático. En este contexto, un aumento en el porcentaje de volátiles del magma, a temperatura constante, podría provocar el aumento de la fugacidad de oxígeno necesario para hacer que el magma parental entrase en la región de líquidos de la cromita. Para magmas pobres en Cr (< 200 ppm) y ricos en Al (como los que cabría esperar en Mercedita, teniendo en cuenta la composición media de los basaltos de trasera de arco), tales condiciones se alcanzarían a temperaturas alrededor de 1200 °C y presiones parciales de oxígeno entre 10⁻⁷ y 10⁻⁸ bares (Fig. 15). La presión parcial de oxígeno se reduciría li-

geramente al aumentar la presión de confinamiento. En estas condiciones, un magma que circulase por flujo poroso a través de las dunitas, o entrase en contacto con gabros, tendería a disolver las distintas fases silicatadas y a precipitar cromita. La probabilidad de que este proceso conduzca a la formación de grandes pods de cromita depende, directamente, de la eficacia en el aporte continuo de magma y del mantenimiento de las condiciones de temperatura y fO_2 .

Puesto que la circulación magmática mediante flujo poroso se favorece con el contenido en olivino en la matriz percolada (Toramaru y Fuji, 1986), el proceso descrito anteriormente tenderá a desarrollarse, preferentemente, en canales duníticos. No obstante, se podría argumentar que el reemplazamiento del olivino por cromita tendería progresivamente a segmentar la película de magma intergranular creada alrededor de los granos de olivino, bloqueando el flujo poroso, tal y como ocurre en rocas ultramáficas ricas en piroxenos (Toramaru y Fuji, 1986). No se conoce experimentalmente si el valor de los ángulos diedros cromita-cromita permite crear una red interconectada de líquido intergranular en una matriz cromitítica. Sin embargo, dado el hecho de que, tal y como señala Leblanc (1980) las cromitas ofiolíticas se caracterizan por desarrollar hábitos redondeados, favorece la idea de que los granos de cromita actúan de forma análoga al olivino, permitiendo el flujo poroso y el crecimiento progresivo de los cristales de cromita a expensas del olivino. En este modelo, el olivino intergranular constituye los restos de la matriz percolada no reemplazada, las inclusiones silicatadas anhidras en las cromitas representarían restos de los cristales de la matriz no reemplazados completamente (lo cual explica que en algunos casos los olivinos y los clinopiroxenos de las inclusiones y los de la matriz presenten la misma orientación óptica), y las hidratadas serían el resultado de la reacción entre los silicatos parcialmente reemplazados y el fluido atrapado. De esta forma se explican, además, la distribución de las inclusiones de clinopiroxeno y rutilo en los contactos con los *sills* de gabros. Éstos, al igual que las inclusiones, representarían restos de rocas preexistentes que han sobrevivido al proceso de reemplazamiento, ya que constituyen barreras impermeables al flujo poroso. Del mismo modo, este modelo de formación de cromita justifica la existencia de filones de cromitita que cortan los contactos dunita-gabro y la eventual localización de las cromititas directamente en contacto con harzburgitas. En este último caso, el flujo magmático se canalizó hacia el contacto dunita-harzburgita, de forma que esta última actuó como barrera impermeable concentrando las reacciones de reemplazamiento de olivino por cromita exclusivamente en la dunita.

El contexto geológico de las ofiolitas de la Faja Marañ-Baracoa, así como las características petrológicas y químicas de las rocas encajantes (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, 1999b), sugieren que el ambiente más favorable para la formación de las cromititas del yacimiento Mercedita es el de un manto litosférico situado en una posición de suprasubducción en la zona de trasera de arco (véase Fig. 8 de Proenza et al., en este volumen). Los basaltos de cuencas de back arc presentan espinelas cromíferas con #Cr entre 0.4 y 0.5 asociada con olivinos ricos en Mg (Arai, 1992), indicando que su manto residual, al igual que el del área del yacimiento Mercedita, es una peridotita harzburgítica con una espinela cromífera que presenta un #Cr entre 0.4 y 0.5 (Arai y Yurimoto, 1994; Arai, 1997). Estas zonas son, además, susceptibles de ser percoladas por magmas ricos en aluminio o por fundidos altamente hidratados, procedentes de la fusión y/o deshidratación de la corteza oceánica subducente (véase Fig. 8 de Proenza et al., en este volumen). La mezcla local de los magmas con los fundidos hidratados (altamente oxidantes) puede dar lugar al aumento de fugacidad de oxígeno necesario para que el magma resultante de dicha mezcla entre en el campo de estabilidad de la cromita y tengan lugar las reacciones fundido/dunita que generen las cromititas.

Mecanismo de fraccionamiento de los metales nobles

Considerando que el contenido de EGP en la cromita depende principalmente de la concentración de EGP en el magma parental (Barnes et al., 1985, 1988), las cromititas de Mercedita debieron cristalizar a partir de un magma pobre en EGP. Bacuta et al. (1990) sugiere que las cromititas ricas en Al están empobrecidas en EGP y que esto es debido a procesos combinados de fusión parcial y segregación de sulfuros en el manto fuente del fundido parental. Hamlyn et al. (1985) proponen una hipótesis similar para explicar las bajas concentraciones de EGP en los MORB.

Las diferencias de solubilidad del Ir y el Pt en los magmas basálticos en función de variaciones en la fugacidad de oxígeno (Amossé et al., 1990) explicaría, como se ha señalado anteriormente, la morfología de los patrones normalizados a condritas de las cromititas de Mercedita. Según el modelo propuesto en este trabajo, el aumento de fO_2 necesario para provocar la precipitación de cromita traería consigo, además, la saturación del magma en Ir (y, por extensión, en Ru) y la precipitación de fases minerales con este elemento, mientras que el Rh, Pt y Pd permanecerían disueltos en el magma. Este fracciona-

miento se justifica también si admitimos la existencia de la fS_2 necesaria para la cristalización de fases sulfuradas en lugar de aleaciones, ya que mientras la solubilidad del Ir es independiente de la fS_2 , la del Pt aumenta considerablemente a partir de valores de fS_2 ligeramente superiores a 10^{-4} (Amossé et al., 1990).

La identificación de granos de oro nativo entre la ganga silicatada explica los valores relativamente altos de Au y sugiere que el enriquecimiento en Au en las muestras de cromitita no es un proceso primario sino que estuvo ligado al proceso de serpentinización-cloritización.

CONCLUSIONES

Los cuerpos de cromititas del yacimiento Mercedita presentan geometría lenticular y están encajados en dunitas y harzburgitas (representativas de la *Moho Transition Zone*), y contienen cuerpos tabulares (*sills*) de gabros precromitita, dispuestos concordantemente con los lentes de cromititas. Las relaciones espaciales y el estudio microtextural demuestran que la cromita reemplaza tanto a las peridotitas de la MTZ como a los cuerpos de gabro.

Las características estructurales y composicionales de las cromititas del yacimiento Mercedita no permiten explicar su génesis ni mediante cristalización cotéctica cromita+olivino, ni mediante el modelo de mezcla de magmas. En cambio, la existencia de minerales hidratados incluidos en las cromititas evidencia la presencia de fluidos acuosos dentro del sistema magmático. En este contexto, a temperatura constante, se dan las condiciones de fugacidad de oxígeno necesarias para hacer que el magma parental entre en la región de *liquidus* de la cromita.

El depósito Mercedita es pobre en elementos del grupo del platino (EGP), siendo el Ru el EGP más abundante. La cristalización de los MEGP (principalmente de laurita) es previa a la de la cromitita.

Las variaciones composicionales del olivino y la cromita en las harzburgitas, dunitas y cromititas ponen de manifiesto que los tres diferentes tipos de rocas no están en equilibrio con el mismo tipo de magma sino que, por el contrario, la composición del líquido (magma parental) fue variando progresivamente. Estas variaciones composicionales no pueden ser explicadas por un mecanismo de fusión parcial, ni de cristalización fraccionada; en cambio, sugieren procesos de percolación/reacción. Las cromititas del yacimiento Mercedita se formaron a partir de

un magma tipo *back arc basin basalt* (BABB) en un contexto de suprasubducción.

Por último, las cromitas del yacimiento Mercedita y su encajante han sufrido tres etapas de alteración hidrotermal: una primera de serpentinización regional, seguida por otra de ferricromitización-cloritización, y una etapa tardía de cristalización en fisuras.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la dirección de la Empresa de Cromo Moa (Cuba) por las facilidades que nos ofrecieron para el muestreo de la mineralización, así como a todo el personal de la Mina Mercedita. Igualmente desean expresar su agradecimiento a J. Carmenate, J. Batista, N. Muñoz, M. Pelier y J.C. Labrada por su ayuda en los trabajos de campo. También agradecer a los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona donde se realizaron los análisis de DRx (X. Alcover, P. Basses y T. Muriel), SEM-EDS (R. Fontarnau y A. Santiago), microsonda electrónica (J. García Veiga y X. Llovet). Al Instituto de Cooperación Iberoamericana y a la Fundació Solidaritat de la Universitat de Barcelona por la concesión de una beca doctoral a J.P.

Este trabajo ha sido mejorado gracias a los comentarios y sugerencias de M. Leblanc y J.L. Bodinier (*CNRS et Université de Montpellier II*), S. Arai (*Kanazawa University*); así como de dos revisores anónimos. Parte de esta investigación ha sido financiada a través del proyecto PB97-1211. Este trabajo es una contribución a los proyectos IGCP 427 y 433.

BIBLIOGRAFIA

- Amossé, J., Allibert, M., Fischer, W., Piboule, M., 1990. Experimental study of the solubility of platinum and iridium in basic silicate melts-implications for the differentiation of platinum-group elements during magmatic processes. *Chemical Geology*, 81, 45-53.
- Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Magazine*, 56, 173-184.
- Arai, S., 1994. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as guide to their residual spinel peridotites. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59, 279-293.
- 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., 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., Matsukage, K., Isobe, E., Vysotskiy, S., 1997. Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: Effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 671-675.
- Arai, S., Yurimoto, H., 1994. Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwest Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, 89, 1279-1288.
- Augé, T., 1986. Platinum-group-minerals inclusions in chromitites from the Oman ophiolites. *Bull. Minéral.*, 109, 301-304.
- Augé, T., 1987. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineral. Deposita*, 22, 1-10.
- Augé, T., 1988. Platinum group minerals in the Tiebaghi and Vourinos ophiolitic complexes: genetic implications. *Can. Mineral.*, 26, 177-192.
- Augé, T., Maurizot, P., 1995. Stratiform and alluvial platinum mineralization in the New Caledonia ophiolite complex. *Can. Mineral.*, 33, 1023-1045.
- Ávila, E., 1988. Proyecto de exploración flanco sur oeste del yacimiento "Mercedita". Trabajo de diploma, ISMM de Moa, Cuba.
- Bacuta, G.C. (Jr.), Kay, R.W., Gibbs, A.K., Lipin, B.R., 1990. Platinum-group element abundance and distribution in chromite deposits of the Acoje Block, Zambales ophiolite complex, Philippines. *J. Geochem. Explor.*, 37, 113-145.
- Barnes, S.J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L.P., Pedersen R.B., Robins, B., 1988. The use of normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper. In H.M. Pritchard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles, S.J. Cribb (eds.). *Geoplatinum 87*: London, Elsevier Applied Science, 113-144.
- Barnes, S.J., Naldrett, A.J., Gorton, M.P., 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in the terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53, 303-323.
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., Shirey, S.B., Carlson, R.W., 1996. Osmium recycling in subduction zones. *Science*, 272, 861-864.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinowicz, M., Moutte, M., Leblanc, M., Prinzhofer, A., 1981. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76, 805-831.
- Christiansen, F.G., Roberts, S., 1986. Formation of olivine pseudo-crescumlites by syntectonic axial planar growth during mantle deformation. *Geol. Magazine*, 123, 73-79.
- Constantinides, C.C., Kingston, G.A., Fisher, P.C., 1980. The occurrence of platinum group minerals in Chromitites of the Kokkinorotsos chrome mine, Cyprus. In A. Panayiotou (ed.). *Ophiolites, Proc. Internat. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979*. Geol. Survey Dept., Cyprus, 93-101.
- Davies, G., Tredoux, M., 1985. The platinum-group elements and gold contents of the marginal rocks and sills of the Bushveld Complex. *Economic Geology*, 80, 838-848.

- Dick, H.J.B., 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.
- Diomin, A., 1966. Informe final yacimiento Mercedita. Centro Nacional de Fondo Geológico. Cuba.
- Eckstrand, O.R., 1975. The Dumont serpentinite: a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rock. *Economic Geology*, 70, 183-201.
- Economou, M., 1986. Platinum-group element in chromite and sulfide ores within the ultramafic zone of some Greek ophiolite complexes. In M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary, H.M. Pritchard (eds.). *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*, Institute of Mining and Metallurgy, London, 441-454.
- Ferrario, A., Garuti, G., 1990. Platinum-group mineral inclusions in chromitites of the Finero mafic-ultramafic complex (Ivrea-Zone, Italy). *Mineral. Petrol.*, 41, 125-143.
- Flint, D.E., de Albear, J.F., Guild, P.W., 1948. Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey Province, Cuba. *U. S. Geological Survey Bull.*, 954-B, 39-63.
- Frost, B.R., 1985. On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite. *Jour. Petrol.*, 26, 31-63.
- Garuti, G., Zaccarini, F., 1997. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinized and weathered chromitite of the Vourinos Complex, Greece. *Can. Mineral.*, 35, 611-626.
- Gijbels, R.H., Millard, H.T., Desborough, G.A., Bartel, A.J., 1974. Osmium, ruthenium, iridium and uranium in silicates and chromite from the eastern Bushveld Complex, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 319-337.
- Godard, M., Bodinier, J.L., Vasseur, G., 1995. Effects of mineralogical reactions on trace-element redistribution in mantle rocks during percolation processes: a chromatographic approach. *Earth Planet. Sci. Letters*, 133, 449-461.
- Golding, H.G., Johnson, K.R., 1971. Variation in gross chemical composition and related physical properties of podiform chromite in the Coolac district, Australia. *Economic Geology*, 66, 1017-1027.
- González, M., 1992. Proyecto de exploración y ampliación del yacimiento Mercedita. Trabajo de diploma, ISMM de Moa, Cuba.
- Graham, I.T., Franklin, B.J., Marshall, B., 1996. Chemistry and mineralogy of podiform chromitite deposits, southern NSW, Australia: a guide to their origin and evolution. *Mineral. Petrol.* 57, 129-150.
- Guild, P.W., 1947. Petrology and structure of the Moa Chromite District, Oriente province, Cuba. *Amer. Geophys. Union*, 28, 218-246.
- Hamlyn, P.R., Keays, R.R., Cameron, W.E., Crawford, A.J., Waldron, H.M., 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implication for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1797-1811.
- Hill, R., Roeder, P., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology*, 82, 709-729.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996. Geología de las ofiolitas de Cuba. In M.A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364, Special Contribution n.1, Miami, USA, 83-120.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator; part II, petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Science*, 4, 71-103.
- Irvine, T.N., 1976. Chromite crystallisation in the join Mg_2SiO_4 -CaMgSi_2O_8-MgCr_2O_4-SiO_2. *Carnegie Institute Washington Yearbook*, 76, 465-472.
- Irvine, T.N., 1977. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation. *Geology*, 5, 273-277.
- Irvine, T.N., Sharpe, M.R., 1986. Magma mixing and the origin of stratiform ore zones in the Bushveld and Stillwater complexes. *Inst. Mining Metallurgy Spec. Pub.*, 8, 183-189.
- Johan, Z., 1986. Chromite deposits of New Caledonian ophiolite nappes. In W. Petrascheck, S. Karanata, G.G. Kravchenko, Z. Johan, M. Economou, T. Engin (eds.). *Chromites*, Theophrastus Pub., Athens, 311-339.
- Johan, Z., Dunlop, H., Le Bel, L., Robert, J.L., Volfinger, M., 1983. Origin of chromite deposits in ophiolite complexes: evidence for a volatile and sodium-rich reducing fluid phase. *Fortschr. Mineral.*, 61, 105-107.
- Johan, Z., LeBel, L., Georgius, E., 1982. Environnement pétrologique des gisements de chromite du complexe ophiolitique du Troodos (Chypre). Report GIS BRGM-CNRS, 65 p.
- Kamperman, M., Danyushevsky, L.V., Taylor, W.R., Jablonski, W., 1996. Direct oxygen measurements of Cr-rich spinel; implications for spinel stoichiometry. *Am. Mineral.*, 81, 1186-1194.
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calcalkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Jour. Petrol.*, 31, 51-98.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., Irving, A.J., 1990. High field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, 345, 521-524.
- Lago, N.L., Rabinowicz, M., Nicolas, A., 1982. Podiform chromite orebodies: a genetic model. *Jour. Petrol.*, 23, 103-125.
- Leake, B.E., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral name. *Can. Mineral.*, 35, 219-246.
- Leblanc, M., 1980. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. *Mineral. Deposita*, 15, 201-210.

- Leblanc, M., 1991. Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. In T.J. Peters, A. Nicolas, R.G. Coleman (eds.). *Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere*, Kluwer Academic. Publ., Dordrecht, 231-260.
- Leblanc, M., Ceuleneer, G., 1992. Evidence for Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos*, 27, 231-258.
- Leblanc, M., Dupuy, C., Cassard, D., Moutte, J., Nicolas, A., Prinzhofer, A., Rabinovitch, M., Routhier, P., 1980. Essai sur la genèse des corps podiformes de chromite dans les péridotites ophiolitiques: Étude des chromites de Nouvelle Calédonie et comparaison avec celles de le Méditerranée Orientale. In A. Panayiotou (ed.). *Ophiolites: Proceedings of the International Ophiolite Symposium*, Nicosia, Cyprus Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department, 691-701.
- Leblanc, M., Dupuy, C., Merlet, C., 1984. Nickel content of olivine as discriminatory factor between tectonite and cumulate peridotite in ophiolites. *Sci. Géol. Bull.*, 37, 131-135.
- Leblanc, M., Nicolas, A., 1992. Les chromitites ophiolitiques. *Chronique de Recherche Minière*, 507, 3-25.
- Leblanc, M., Violette, J.F., 1983. Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, 78, 293-301.
- Legendre, O., Augé, T., 1986. Mineralogy of platinum-group mineral inclusions in chromitite from different ophiolitic complexes. In M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary, H.M. Pritchard (eds.). *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*, Institute of Mining and Metallurgy London, 361-372.
- Lehman, J., 1983. Diffusion between olivine and spinel: application to geothermometry. *Earth Planet. Sci. Letters*, 64, 123-138.
- Lorand, J., Ceuleneer, G., 1989. Silicate and base-metal sulfide inclusions in chromites from de Maqsad area (Oman ophiolite): a model for entrapment. *Lithos*, 22, 173-190.
- Matsumoto, I., Arai, S., Yamauchi, H., 1997. High-Al podiform chromitites in dunite-harzburgite complexes of the Sangun zone, central Chugoku district, Southwest Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15, 295-302.
- Maurel, C., Maurel, P., 1982. Étude Expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. *Bull. Minéral.*, 105, 197-202.
- McElduff, B., Stumpfl, E.F., 1991. The chromitite deposits of the Troodos complex, Cyprus. Evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. *Mineral. Deposita*, 26, 307-318.
- Melcher, F., Grum, W., Grigore, S., Thalhammer, V.T., Stumpfl, E.F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic Giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Jour. Petrol.*, 38, 1419-1458.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1989. Nomenclatura de piroxenos. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 12, 31-49. (Traducción al castellano por Fenoll, P. y Velilla, N.).
- Nagy, E., Brezsnysky, K., Brito, A., Coutin, D., Formell, F., Franco, G., Gyarmati, P., Jakus, P., Radocz, Gy., 1976. Mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250000. Academia de Ciencias de Cuba.
- Naldrett, A.J., Cabri, L.J., 1976. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements. *Economic Geology*, 71, 1131-1158.
- Naldrett, A.J., Duke, J.M., 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208, 1417-1428.
- Navon, O., Stolper, E., 1987. Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology*, 95, 285-307.
- Nicolas, A., 1989. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht, Kluwer, 367 p.
- Nicolas, A., Prinzhofer, A., 1983. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *Jour. Petrol.*, 24, 188-206.
- Ohnenstetter, D., Watkinson, D.H., Jones, P.C., Talkington, R., 1986. Cryptic compositional variation in laurite and enclosing chromite from the Bird River Sill, Manitoba. *Economic Geology*, 81, 1159-1168.
- Orberger, B., Friedrich, G., Woermann, E., 1988. Platinum-group element mineralization in the ultramafic sequence of the Acoje Ophiolite Block, Zambales, Philippines. In H.M. Pritchard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles, S.J. Cribb (eds.). *Geoplatinum 87*, Elsevier Appl. Sci., Barking, 361-380.
- Page, N.J., Cassard, D., Hoffty, J., 1982b. Platinum, palladium, rhodium, ruthenium and iridium in chromitites from the "Massif du Sud" and the Tiébaghi Massif, New Caledonia. *Economic Geology*, 77, 1571-1577.
- Page, N.J., Engin, R., Singer, D.A., Hoffty, J., 1984. Distribution of platinum-group elements in the Bati Kef chromite deposit, Guleman-Elazig area, Eastern Turkey. *Economic Geology*, 79, 177-184.
- Page, N.J., Pallister, J.S., Brows, M.A., Smewing, J.D., Haffty, J., 1982a. Palladium, platinum, rhodium, iridium and ruthenium in chromite-rich rocks from the Semail ophiolite, Oman. *Can. Mineral.*, 20, 537-548.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In B.P. Kokelaar, M.F. Howells (eds.). *Marginal Basin Geology*. Geological Society, London Special Publication, 16, 77-94.
- Peck, D.C., Keays, R.R., 1990. Insights into the behaviour of precious metals in primitive S-undersaturated magmas: evi-

- dence from the Heazlewood River Complex. Tasmania. *Can. Mineral.*, 28, 553-563.
- Prichard, H.M., Neary, C.R., Potts, P.J., 1986. Platinum-group minerals in the Shetland ophiolite. In M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary, H.M. Pritchard (eds.). *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*, Institute of Mining and Metallurgy, London, 395-414.
- Proenza, J., 1998. Mineralizaciones de cromita en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). Ejemplo del yacimiento Mercedita. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 227 p.
- Proenza, J., Melgarejo, J.C., 1996. Granates de la serie grosularia-uvarovita en cromititas podiformes del Yacimiento Mercedita (Cuba). *Geogaceta*, 20, 1517-1519.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., 1997a. Cromititas podiformes en la transición manto-corteza. Propuesta de un modelo genético en el yacimiento Mercedita (cinturón ofiolítico Moa-Baracoa, Cuba). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 20-A, 55-56.
- Proenza, J., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., 1997b. Proceso de alteración a ferricromita en Cr-espinelas de cromititas y peridotitas del yacimiento Mercedita. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 20-A, 29-30.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L., 1999a. Al-rich and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94, 547-566.
- Proenza, J., Gervilla, J.C., Melgarejo, J.C., 1999b. La *Moho Transition Zone* en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba): un ejemplo de interacción magma/peridotita. *Rev. Soc. Geol. España*, 12(3-4), 309-327.
- Proenza, J., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Solé, J., 1999c. Los niveles de gabros bandeados en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa. Gabros característicos de cumulos de ofiolitas de zona de suprasubducción. *Minería y Geología*, 16(2), 5-12.
- Proenza, J., Solé, J., Melgarejo, J.C., 1999d. Uvarovite in podiform chromite: the Moa-Baracoa Ophiolite Massif, Cuba. *Canadian Mineral.*, 37, 679-690.
- Roberts, S., 1988. Ophiolitic chromite formation: a marginal basin phenomenon?. *Economic Geology*, 83, 1034-1036.
- Rodríguez, G., 1994. Informe Geológico. Empresa Geólogo Minera de Oriente. Unidad Geólogo Minera Moa. Cuba.
- Roeder, P.L. 1994. Chromite: from the fiery rain of chondrules to the Kilauea iki lava lake. *Can. Mineral.*, 32, 909-934.
- Roeder, P.L., Reynolds, I., 1991. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *Jour. Petrol.*, 32, 909-934.
- Sardinha, S., 1989. Recopilación bibliográfica de los yacimientos de cromo del nordeste de Cuba. Trabajo de diploma, ISMM de Moa, Cuba.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Lorand, J.P., Massare, D., Deloule, E., Chaussidon, M., 1997. Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite. *Earth Planet. Sci. Letters*, 146, 489-497.
- Silk, M.H., 1988. World chromite resources and ferrochromium production, Mintek, Ramburg, South Africa, Sp. Publ. No.11.
- Stockman, H.W., Hlava, P.F., 1984. Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon. *Economic Geology*, 79, 491-508.
- Stowe, C.W., 1987. Evolution of chromium ore field: Hutchinson Ross Publ., Van Nostrand Reinhold Co., New York.
- Talkington, R.W., Watkinson, D.H., Whittaker, P.J., Jones, P.C., 1984. Platinum group minerals and other solid inclusions in chromites of ophiolite complexes. Occurrences and petrological significances. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 32, 285-301.
- Thayer, T.P., 1969. Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits. *Economic Geology Monograph.*, 4, 132-146.
- Toramaru, A., Fujii, N., 1986. Connectivity of melt phase in a partially molten peridotite. *Jour. Geophys Res.*, 91, 9239-9252.
- Torres-Ruiz, J., Garuti, G., Gazzotti, M., Gervilla, F., Fenoll Hach-Ali, P., 1996. Platinum-group minerals in chromitites from the Ojen Iherzolite massif (Serrania de Ronda, Betic Cordillera, southern Spain). *Mineral. Petrol.*, 56, 25-50.
- Ulmer, G.C., 1969. Experimental investigations of chromite spinels (with discussion). Magmatic ore deposits, *Economic Geology monograph*, 4, 114-131.
- Vernières, J., Godard, M., Bodinier, J.L., 1997. A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and reactive magma transport in the Earth's upper mantle. *Jour. Geophys Res.*, 102, 24771-24784.
- Watkinson, D.H., Mainwaring, P.R., 1980. Chromite in Ontario: geology and chromite zones, Puddy Lake-Chrome Lake area, and chromite chemistry. Geosciences Research Grant Program, Ont. Geol. Surv. Misc. Pap 93, 220-234.
- Yang, K., Thalhammer, O.A.R., Seccombe, P.K., 1995. Distribution of platinum group elements in the Great Serpentine Belt of New South Wales, Eastern Australia. *Mineral. Petrol.*, 54, 191-211.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., 1994. High-Cr and high-Al podiform chromitites, Western China: relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36, 678-686.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, 92, 259-262.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Bai, W.J., 1994. Formation of podiform chromites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineral. Deposita*, 29, 98-101.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Zijin Li., 1996. Podiform chromites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): implications for mel-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Jour. Petrol.*, 37, 3-21.