

Los depósitos de cromita en complejos ofiolíticos: discusión de un modelo de formación a partir de las particularidades de las cromitas de Cuba Oriental

Joaquín A. PROENZA⁽¹⁾, Fernando GERVILLA⁽²⁾ y Joan Carles MELGAREJO⁽¹⁾

(1) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Martí i Franquès, s/n, 08028, Barcelona.

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

Abstract: The Mayarí-Baracoa belt occupies the easternmost part of the east-west-trending Cuban ophiolitic belt. It comprises three mining districts according to the chemistry of chromite ore: the Moa-Baracoa district (Al-rich chromite), the Sagua de Tánamo district (Al- and Cr-rich chromite) and the Mayarí district (Cr-rich chromite). The Mayarí chromite deposits occur in the deeper portions of the ophiolitic sequence (associated with harzburgites and dunites), and are cut by late dikes of pyroxenites. Chromite deposits are Cr-rich, with Cr# ranging between 0.70 and 0.80. Disseminated chromite from the enclosing dunite exhibits similar Cr# (0.70-0.74) than that of the associated chromitite, and accessory chromite from the associated harzburgite shows lower Cr# (0.56-0.69). The Mayarí chromitites are relatively rich in PGE (up to 227 ppb Σ PGE). The Sagua de Tánamo chromite deposits are enclosed in amphibole-bearing dunite and harzburgite that show mantle tectonite textures. Chromite deposits exhibit large and continuous chemical variations from typical Al-rich (Cr# = 0.45-0.54) to Cr-rich (Cr# = 0.65-0.75) compositions. The PGE abundances in these chromitites vary from 19 to 538 ppb, and show a positive correlation with the Cr# of chromite. The Moa-Baracoa chromite deposits occur in the mantle-crust transition, associated with harzburgites, dunites, plagioclase-bearing peridotites, gabbro sills and gabbro dikes. The chromite deposits are rich in Al (Cr# = 0.41-0.54) and poor in PGE (Σ (EGP) = 20-114 ppb). Disseminated chromite from the dunite walls shows higher Cr# (0.44-0.58) than those of the main chromitite bodies and accessory chromite from the close associated harzburgites shows even higher Cr# (0.45-0.65) than those from the dunites.

The ophiolitic chromitites have been formed in suprasubduction zone environments. The melts in equilibrium with the Al-rich chromitites are close to the composition of back-arc basin basalts (BABB), whereas the melts in equilibrium with the Cr-rich chromitites are of magnesian andesitic or boninitic affinity. The presence of abundant inclusions of pargasite in chromite, suggests that the origin of the chromite deposits took place in a volatile-rich environments which is too, a characteristic feature of the magmatic systems related to suprasubduction zones. In this context, magmas formed by melt-rock reactions in porous dunitic channels mixed with hydrous oxidized melts. Percolation of the resulting hybrid melt through the dunitic channels promoted dissolution of pre-existing silicate minerals and chromite crystallization. The high-Cr, PGE-rich chromitites were formed from magnesian andesitic or boninitic melts, whereas the high-Al, PGE-poor chromitites were formed from tholeiitic magmas.

Key words: chromite, chromite deposit, platinum-group element, ophiolite, Cuba

Resumen: En la parte oriental de la isla de Cuba aflora la denominada Faja Ofiolítica Mayarí-

Baracoa (FOMB), la cual alberga abundantes depósitos de cromita. Esta faja incluye tres distritos mineros, con una marcada zonación composicional de oeste a este: El distrito de Mayarí (contiene cromitas ricas en Cr), el distrito de Sagua de Tánamo (contiene cromitas ricas en Cr y cromitas ricas en Al), y el distrito de Moa-Baracoa (contiene cromitas ricas en Al). En el distrito de Mayarí las cromititas encajan en harzburgitas y dunitas representativas de sectores mantélicos relativamente profundos y están cortadas por diques de piroxenitas. La cromita presenta altos contenidos en Cr ($Cr\# = 0.70-0.80$), similares a los de la cromita accesoria en las dunitas ($0.70-0.74$), pero mayores que los de la cromita accesoria en las harzburgitas ($0.56-0.69$). La cromitita muestra contenidos relativamente altos de EGP (hasta 227 ppb). En el distrito de Sagua de Tánamo, los depósitos de cromita encajan en dunitas y harzburgitas que contienen anfíboles. Algunas cromititas incluyen lentes concordantes y/o discordantes de gabro-hornblenda. El $\#Cr$ de la cromita varía entre 0.46 y 0.72, y el contenido total de EGP entre 19 y 539 ppb, existiendo una perfecta correlación entre ambos parámetros. En las cromititas con $\#Cr \geq 0.6$, él $\#Cr$ aumenta progresivamente desde la cromita accesoria en las harzburgitas encajantes, a la accesoria en las dunitas, hasta la cromita del cuerpo de cromitita. Por el contrario, en las cromititas con $\#Cr \leq 0.6$, él $\#Cr$ de la cromita muestra una tendencia de variación opuesta. En el distrito de Moa-Baracoa los depósitos de cromita se localizan en la zona de transición entre el manto y la corteza, frecuentemente contienen cuerpos tabulares de gabros paralelos al eje mayor de los *podcs* de cromitita y están cortados por diques de gabros y pegmatoides gabroicos. La cromita es rica en Al ($\#Cr = 0.41-0.54$) y pobre EGP ($\Sigma EGP = 20-114$ ppb). En este distrito, la cromita de los cuerpos de cromititas muestran valores de $\#Cr$ inferiores a los de la cromita accesoria en las dunitas ($0.44-0.58$) y estas, a su vez, inferiores a los de la cromita de las harzburgitas ($0.45-0.65$).

Contrastando los principales modelos de formación de cromititas ofiolítica con las características de las cromititas de Cuba Oriental, en este trabajo sugerimos que la existencia de importantes cuerpos de cromititas queda restringida a complejos ofiolíticos con características de ofiolitas de zonas suprasubducción. Los magmas parentales a partir de los cuales cristaliza la cromita presentan un contenido importante en H_2O , y sus composiciones varían desde composiciones de andesitas magnésicas-bonínificas hasta las de basaltos de traseira de arco. Las cromititas se forman, a partir de reacciones fundido/peridotita que provocan la disolución selectiva del ortopiroxeno, combinada con la precipitación de olivino. Durante estas reacciones el Cr es liberado de los ortopiroxenos hacia el fundido. Estos fundidos calcoalcalinos, generados por reacciones fundido/peridotita, se mezclan con fundidos hidratados altamente oxidantes dando lugar a un aumento de la fugacidad de oxígeno y a la formación de cuerpos de cromititas. La composición bimodal de la cromita, o la existencia de un espectro continuo en la composición química de la cromita es consecuencia del progresivo cambio en la composición del magma parental híbrido a diferentes niveles de la columna mantélica. Las cromititas ricas en Cr generalmente están enriquecidas en EGP ya que han cristalizado a partir de un magma de afinidad andesita magnésica o bonínfica, mientras que las cromititas ricas en Al son pobre en EGP, ya que se han formado a partir de un magma tholeiítico.

Palabras clave: cromita, depósito de cromita, elementos del grupo del platino, ofiolita, Cuba

Introducción

Los depósitos podiformes de cromita constituyen un rasgo característico de aquellos complejos ofiolíticos cuya secuencia mantélica está constituida, principalmente, por harzburgitas (Boudier y Nicolas, 1985). En estos complejos, los cuerpos de cromititas se encuentran encajados en dunitas y harzburgitas

en la parte superior de las tectonitas basales de la secuencia ofiolítica, incluyendo la denominada zona de transición (Nicolas y Prinzhofer, 1983). En general, los cuerpos de cromititas se distribuyen a lo largo de una zona de espesor variable entre 1 y 2 kms, por debajo de los niveles de gabros bandeados representativos de la corteza inferior.

La mayoría de los depósitos de cromita

en complejos ofiolíticos presentan una morfología irregular y variada (Thayer, 1964; Leblanc y Nicolas, 1992). Las principales formas de los cuerpos son: lenticulares, capas delgadas, *schlieren*, filonianas, etc. Estos depósitos han sido denominados comúnmente como podiformes (*Pods*) (Thayer, 1964). También se han descrito en algunos complejos ofiolíticos capas finas de cromititas alternantes con peridotitas definidas como «acumulados ultramáficos» (Tankut, 1980; Rahgoshay y Juteau, 1981; Jankovic y Kamarata, 1986), las cuales presentan continuidad lateral y han sido interpretadas como “estratiformes”. A pesar de las diferencias morfológicas y estructurales entre estos dos tipos de cromititas, se ha usado el término “depósitos podiformes” para ambos. Esto ha conllevado algunas confusiones respecto al origen de los depósitos podiformes (véase Paktunc, 1990). En sentido general, consideramos que el término más apropiado, independientemente de la morfología del cuerpo, es el de cromititas ofiolíticas.

Desde el punto de vista estructural, los cuerpos de cromititas ofiolíticas pueden ser discordantes, subconcordantes o concordantes con la foliación de las peridotitas encajantes (Cassard et al., 1981). Así mismo, estas cromititas pueden presentar una gran variedad de texturas: nodular, orbicular, masiva, bandeada, diseminada, ocluida, mallada, etc. (Thayer, 1969; Cassard et al., 1981; Leblanc y Ceuleneer, 1992; Leblanc y Nicolas, 1992; Zhou et al., 1996). Las nodulares y las orbiculares son exclusivas de las cromititas ofiolíticas (Thayer, 1969). Los nódulos han sido interpretados como una aglomeración de cristales en un flujo magmático (Thayer, 1969; Lago et al., 1982). No obstante, Leblanc et al. (1980) y Leblanc y Ceuleneer (1992) han mostrado que algunos nódulos poliédricos (con secciones rómbicas) pueden ser producto de sobrecrecimiento esquelético de un cristal de cromita simple. Las texturas masivas, malladas y ocluidas, han sido interpretadas como texturas de deformación (Leblanc y Nicolas,

1992) relacionadas con procesos de deformación plástica en el manto superior. En las cromititas masivas se desarrolla un plano de *pull-apart* (fracturas de tensión) perpendicular a la foliación y a la lineación (Thayer, 1969; Cassard et al., 1981; Leblanc y Nicolas, 1992). Finalmente, como resultado de deformación frágil, durante el emplazamiento de la secuencia ofiolítica, se produce la fragmentación de los cuerpos de cromititas y se desarrollan texturas cataclásticas.

Las fases minerales mayoritarias en las cromititas son cromita y olivino. No obstante, los cristales de cromita suelen presentar inclusiones de silicatos, sulfuros y aleaciones. En la matriz silicatada, además de olivino puede haber clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y anfíbol (Augé, 1987; Leblanc y Ceuleneer, 1992; Leblanc y Nicolas, 1992; Oberger et al., 1995; Zhou et al., 1996; Melcher et al., 1997). Las inclusiones de silicatos se componen de olivino, anfíbol (comúnmente, pargasita), flogopita, clinopiroxeno, ortopiroxeno, albita y nefelina entre otros (Talkington et al., 1984; Augé, 1987; Augé y Johan, 1988; McElduff y Stumpfl, 1991; Peng et al., 1995; Graham et al., 1996; Arai, 1997; Schiano et al., 1997). Otras inclusiones presentes son sulfuros de Fe-Ni (Lorand y Ceuleneer, 1989), así como sulfuros y aleaciones de elementos del grupo del platino (EGP) preferentemente de Os, Ir y Ru, (Stockman y Hlava, 1984; Legendre y Augé, 1986; Prichard et al., 1986; Augé, 1986, 1988; Augé y Maurizot, 1995; Melcher, 2000). Asociadas con cromititas ofiolíticas, también se han descrito otras fases menos comunes (Bai et al., 2000): elementos nativos (diamante, grafito Fe, Ni, Cr, Au, Cu, Si) y aleaciones (Fe-Ni-Cr, Fe-Co).

La cromita es un óxido que presenta estructura de espinela del tipo normal ($[X^{2+}]_8[Y^{3+}]_6O_{32}$), en la cual todos los iones de la posición X son divalentes y los de la posición Y son trivalentes (Haggerty, 1976). Los iones divalentes (coordinación tetraédrica) están representados principalmente por Fe^{2+} y

Mg; los iones trivalentes (coordinación octaédrica) son el Cr, Al y, en menor medida, Fe³⁺. Otros elementos de transición, como Ti, V, Mn, Ni, Co y Zn, en más de un estado de valencia, pueden también entrar en la estructura de la cromita (Stowe, 1987). La composición de la cromita puede ser representada en el diagrama $\text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{Cr}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)$ [#Cr] respecto $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ [#Mg], (véase Irvine, 1967; Leblanc y Nicolas, 1992). Las cromitas ofiolíticas se proyectan, en este diagrama, en un campo caracterizado por una fuerte variación en el #Cr, para valores poco variables del #Mg (Irvine, 1967). Los depósitos de cromita ofiolíticos pueden ser ricos en Cr (#Cr > 0.6) o ricos en Al (#Cr < 0.6). Los primeros suelen estar situados en niveles relativamente profundos con respecto a la *Moho* (Leblanc y Violette, 1983; Bédard y Hébert, 1998), mientras que los segundos se sitúan cerca del contacto con los niveles de gabros bandeados (transición manto-corteza) (Thayer, 1969). La composición de la cromita suele ser homogénea a la escala de los cuerpos individuales, con la excepción de ligeros enriquecimientos en hierro desde las cromitas masivas a las cromitas diseminadas (Leblanc y Nicolas, 1992). Estas diferencias se atribuyen a procesos de difusión de Fe y Mg entre la cromita y el olivino, en estado sólido y a altas temperaturas (900-1000°C) (Irvine, 1967). Las variaciones en el #Cr que muestran los cuerpos de cromita en diferentes complejos ofiolíticos se ha atribuido a variaciones en el contenido en Cr y, por lo tanto, al tipo de magma parental. De una forma sintética, puede asumirse que magmas parentales de composición tipo MORB, dan lugar a cromitas con #Cr inferiores o próximos a 0.6, mientras que aquellos con #Cr próximos y, sobre todo, superiores a 0.7, se generan a partir de magmas calcoalcalinos de tipo andesita magnésica o boniníticos (Arai, 1992).

Las concentraciones de elementos del grupo del platino (EGP) en las cromitas de los principales complejos ofiolíticos (Omán, Chi-

pre, Nueva Caledonia, Turquía, California, *Newfoundland*) son generalmente muy bajas (Page et al., 1982a,b, 1983, 1984a,b, 1986; Leblanc, 1991, 1995). En estos complejos las concentraciones de los EGP más refractarios (Os, Ir, Ru) son mayores que las de los EGP menos refractarios (Rh, Pt, Pd). Este patrón de distribución de los EGP es consistente con los principales minerales de EGP descritos en las cromitas ofiolíticas, en las cuales existe un predominio de fases ricas en Os-Ir-Ru sobre fases ricas en Rh-Pt-Pd (Talkington et al., 1984; Stockman y Hlava, 1984; Legendre y Augé, 1986; Augé, 1986, 1988; Melcher et al., 1997). Así, según Leblanc (1991), las típicas cromitas ofiolíticas se caracterizan por presentar contenidos de Os, Ir, Ru del orden de 0.05 a 1.0 veces los valores condriticos, mientras que el Pt y el Pd presentan una abundancia 0.01 veces los valores condriticos. Como consecuencia, los espectros normalizados a condritos muestran una pendiente negativa desde el Ru al Pd. Sin embargo, también se han descritos cromitas ofiolíticas ricas en EGP (principalmente en Pt y Pd), como en las islas Shetland (Prichard et al., 1988, 1993, 1996), en Acoje, Filipinas (Bacuta et al., 1990), en Ceruja, Albania (Ohnenstetter et al., 1991), en Thetford, Canadá (Corrivaux y LaFlamme, 1990), y en Kraubath, Austria (Malitch et al., 2001). Economou-Eliopoulos (1986), Bacuta et al. (1990), Leblanc (1995), Zhou et al. (1998), han sugerido una cierta correlación entre el contenido de EGP y la composición de la cromita de las cromitas. Según estos autores, las cromitas ricas en Cr presentan mayores contenidos en EGP que las cromitas ricas en Al. Esto estaría correlacionado, igualmente, con la naturaleza del magma parental ya que los magmas de tipo MORB, a pesar de estar saturados en S, son pobres en EGP, mientras que los magmas de tipo andesita magnésica y boniníticos son ricos en EGP (Hamlyn et al., 1985; Peck et al., 1992). Por otra parte, se ha demostrado que la edad no es un factor importante en la

concentración de EGP. Ofiolitas de edad Cenozoica, Mesozoica, Paleozoica o Proterozoica presentan contenidos similares de EGP (Leblanc, 1991; Prichard et al., 1996).

El origen de las cromititas podiformes, especialmente el mecanismo de concentración de cromita y el ambiente tectónico de formación, continúa siendo un tema sujeto a debate (Lago et al., 1982; Leblanc y Nicolas, 1992; Arai y Yurimoto, 1994; Zhou y Robinson, 1997; Robinson et al., 1997; Melcher et al., 1997; Arai, 1997a; Malpas et al., 1997; Bédard y Hébert, 1998; Proenza et al., 1999a; Edwards et al., 2000). En este sentido, cualquier modelo que intente explicar la génesis de los cuerpos de cromitita tiene que dar respuesta, entre otras, a las siguientes cuestiones:

1) ¿Por que las cromititas ofiolíticas son abundantes en las secuencias mantélicas de algunos complejos ofiolíticos, mientras que en otros están prácticamente ausentes?.

2) ¿Cómo el Cr, un componente minoritario en un magma basáltico, puede ser concentrado hasta llegar a formar grandes cuerpos monominerálicos de cromita?.

3) Si la composición de la cromita solamente es función del grado de fusión parcial y/o de la "fertilidad" de la peridotita mantélica, ¿cómo se explica que existan tanto cromititas ricas en Cr como ricas en Al encajadas en peridotitas petrológicamente similares?.

4) ¿Por qué existen, en un mismo complejo ofiolítico, en ocasiones a distancias inferiores a 3 km, cromititas ricas en Cr y cromititas ricas en Al?.

5) ¿Cómo se explica la abundancia de fases hidratadas (flogopita, pargasita) incluidas en los cristales de cromita que forman la cromitita?.

6) ¿Que factores controlan la concentración de los EGP en las cromititas ofiolíticas para dar lugar a depósitos con contenidos tan variables en estos elementos?.

En la parte oriental de la isla de Cuba aflora la denominada Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (FOMB), la cual alberga abundantes depósitos de cromita (Proenza et al., 1998a,

1998b, 1999a). Esta faja incluye tres distritos mineros con una marcada zonación composicional de oeste a este: Distrito de Mayarí (contiene cromititas ricas en Cr), Distrito de Sagua de Tánamo (contiene cromititas ricas en Cr y Al), y Distrito de Moa-Baracoa (contiene cromititas ricas en Al). Este hecho, nos brinda un escenario tentador para buscar respuestas a las preguntas planteadas anteriormente. En este trabajo intentamos dar respuesta a las mismas, contrastando los principales modelos de formación de cromititas ofiolíticas con las características de los yacimientos de Cuba Oriental.

Yacimientos de cromita ofiolítica de Cuba Oriental

La FOMB está constituida por diferentes términos litológicos representativos de una secuencia ofiolítica, aunque separados por contactos tectónicos (Proenza et al., 1998a, 1998b, 1999a, 1999b). En Cuba oriental, y a diferencia del resto de la isla, las unidades ofiolíticas cabalgan materiales volcano-sedimentarios Cretácicos. Las secuencias mantélicas y los acumulados gabroicos de la FOMB se han datado como Jurásico-Cretácico Temprano y las rocas volcano-sedimentarias como Hauteriviense (?) - Campaniense (?) (Iturralde-Vinent, 1996).

El distrito de Mayarí se localiza en la parte occidental de la FOMB (Fig. 1). En este distrito los cuerpos de cromitita se localizan hacia la base de la secuencia mantélica y encajan en harzburgitas que contienen cuerpos irregulares, subconcordantes, de dunitas. Los cuerpos minerales presentan una dirección SW-NE, con un buzamiento hacia el NW (Adamovich y Chejovich, 1964; Murashko, 1966) y son paralelos a la foliación de las harzburgitas. Varias generaciones de diques de piroxenitas (websteritas ricas en olivino) cortan, frecuentemente, a los cuerpos minerales y a las peridotitas encajantes (Proenza et

al., 1998a, 1999a). En el distrito de Mayarí existen dos depósitos con reservas superiores a 200.000 tn, otros 5 con no menos de 10.000 tn, y varios indicios minerales de los que extrajeron, en conjunto, alrededor de 500.000 tn de cromita (Lavaut et al., 1994).

El distrito de Sagua de Tánamo se localiza al este del distrito de Mayarí (Fig. 1). Esta región se compone de una zona de melange (brechas ultramáficas y rocas sedimentarias de las formaciones Micara y Picota), de materiales volcánicos Cretácicos y de rocas ultramáficas (harzburgitas y dunitas que contienen anfíboles primarios). Según Murashko y Lavandero (1984) en este distrito existen 35 depósitos de cromita, en los que los cuerpos de cromita muestran una morfología lenticular y presentan pequeñas dimensiones (entre 30 y 40 m de longitud, 10 a 20 m de

anchura y 1 a 3 m de espesor). Todos los depósitos de cromita están asociados a niveles de dunitas intercaladas con harzburgitas.

El distrito de Moa-Baracoa se localiza en la parte mas oriental de la FOMB (Fig. 1), y contiene más de 100 depósitos de cromita (Fonseca et al., 1992; Proenza et al., 1998a, 1999a). Los principales cuerpos de cromitas presentan forma lenticular y se ubican en la denominada zona de transición manto-corteza, encajados en peridotitas residuales y en la cercanía de los niveles de gabros bandeados. Los principales cuerpos son concordantes con la foliación y la lineación de las peridotitas encajantes (Guild, 1947; Kravchenko y Vázquez, 1985; Fonseca et al., 1992; Proenza et al., 1998a, b, 1999a). El depósito más importante de este distrito es el yacimiento Mercedita, el cual contiene reservas superior-

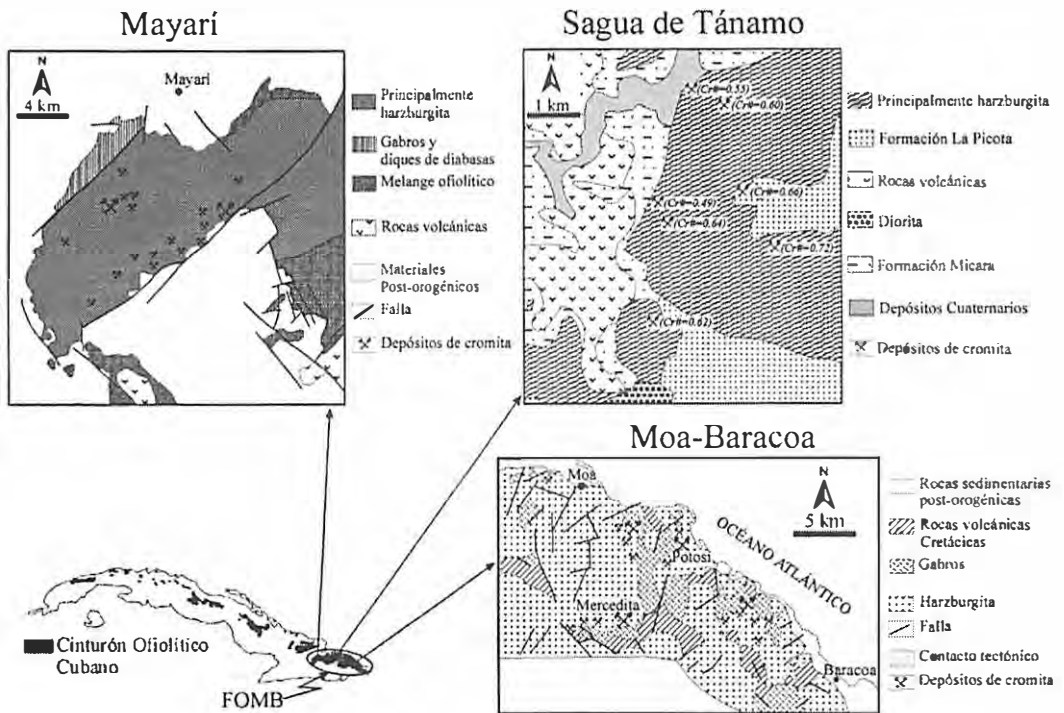


Figura 1. Localización de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (FOMB) en el extremo oriental de la Isla de Cuba, y mapas geológicos esquemáticos de los distritos de Mayarí (Kravchenko y Vázquez, 1985), Sagua de Tánamo (Murashko, 1966) y Moa-Baracoa (Nagy et al., 1976).

res a 1.000.000 tn y constituye el yacimiento de cromita ofiolítica más grande de Cuba. Los depósitos restantes son, en general, de pequeño tamaño, aunque cuatro de ellos tienen reservas estimadas superiores a 100.000 tn (Amores, Loro, Yarey, Piloto), y otros, como el de Cayo Guam y Potosí, presentan una larga historia de explotación, durante la cual se extrajeron, de cada uno, más de 300.000 tn.

Morfología de los cuerpos y relaciones estructurales con las rocas encajantes

Los principales cuerpos de cromita presentes en la FOMB poseen geometría lenticular, muestran una envolvente dunítica de espesor variable (oscila entre algunos centímetros y varios metros), y encajan en harzburgitas (Fig. 2). No obstante, existen determinadas zonas donde la cromita está directamente en contacto con la harzburgita (Fig. 2), y otras donde la cromita corta a la dunita envolvente (Proenza et al., 1998a, b, 1999a). Los cuerpos de cromitas son concordantes con la foliación y la lineación de las peridotitas encajantes.

Una característica estructural significativa de los yacimientos del distrito de Moa-Baracoa es que las cromitas suelen englobar cuerpos tabulares de gabros (*sills*) alineados paralelamente a la orientación del cuerpo (Fig. 2) (Proenza et al., 1998a, b, 1999a). Estos *sills* presentan tamaños 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 cromitas han sido descritos también en otros depósitos de cromita rica en Al, tales como los del distrito de Camagüey en Cuba central (Flint et al., 1948) y los del bloque Coto en Filipinas (Leblanc y Violette, 1983; Leblanc, com. escrita). Asimismo, algunos depósitos de cromita del distrito de Sagua de Tánamo se caracterizan por presentar cuerpos concordantes de gabro-hornblenda incluidos en las cromitas. Finalmente, los cuerpos de cromita están cortados por diques tardíos de: piroxenitas y dioritas en el distrito de Mayarí, de gabro-hornblenda y dioritas en el distrito de Sagua de Tánamo, y de gabros y pegmatoides gabroicos en el distrito de Moa-Baracoa.

Texturas y mineralogía de las cromitas

Las cromitas de la FOMB muestran, de manera similar a otras cromitas en complejos ofiolíticos, una gran variedad textural: masiva, densamente diseminadas, bandeadas, diseminadas, nodular, brechificadas (Proenza et al., 1998a, b, 1999a). En las cromitas con textura masiva la cromita constituye más del 90 %, y suelen mostrar fracturas de *pull-apart* normales al alargamiento de los lentes. Las cromitas con textura «densamente diseminada» presentan menor relación cromita/silicato y se asemejan a las cromitas con textura *pseudoclastic* descritas por Ahmed (1984) en el complejo Sakhakot-Qila (Pakistán). Las cromitas con textura diseminada presentan valores modales inferiores al 70 % de cromita. Normalmente muestran pe-

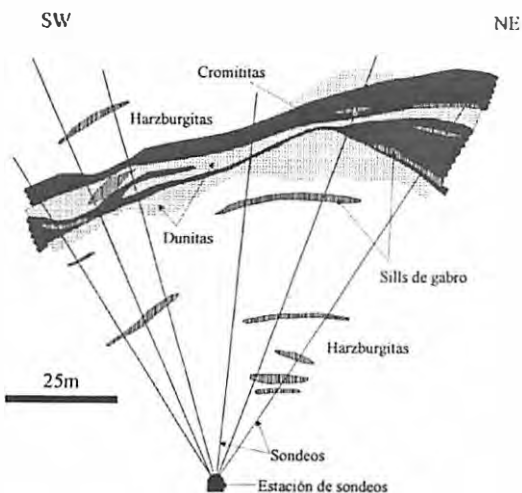


Figura 2. Corte geológico, a partir de un perfil de sondeos, a través de un lente del yacimiento Mercedita en el distrito de Moa-Baracoa.

queños cristales aislados de cromita en una matriz de olivino serpentizado, y muchas veces estas cromititas presentan gradaciones progresivas a cromititas con textura masiva. Por otra parte, las texturas bandeadas se caracterizan por la alternancia rítmica de bandas ricas en cromita y bandas ricas en olivino. Las cromititas nodulares son características de los diferentes depósitos del distrito de Mayarí, donde aparecen localizadas en los bordes de los cuerpos de cromitita masiva. Los nódulos presentan una gran variedad de tamaños, desde 0.2 a 2 cm de diámetro. Además, la presencia de zonas de cizalla de espesor decimétrico orientadas paralelamente a la foliación, preferentemente hacia los bordes de los cuerpos, da lugar al desarrollo de cromitas con textura milonítica.

Las principales fases minerales presentes en las cromititas de la FOMB son cromita y olivino. En menores proporciones se encuentran, como inclusiones sólidas en los cristales de cromita o en posición intersticial: olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíboles, plagioclasa y rutilo. Las inclusiones de olivino y anfíbol (pargasita) están presentes en las cromitas de los tres distritos. En cambio la plagioclasa, el rutilo y, en gran medida, los clinopiroxenos, son característicos de las cromitas del distrito de Moa-Baracoa, y se circunscriben al contacto entre las cromititas y los cuerpos de gabros incluidos. Por otra parte las inclusiones de ortopiroxeno sólo se han observado en cristales de cromita del distrito Mayarí. Las principales fases hidratadas, presentes como inclusiones sólidas, en las cromititas de Cuba oriental corresponden a anfíboles (Proenza et al., 1998a, b, 1999a). Estos también aparecen como inclusiones en la cromita accesoria de las dunitas encajantes, en cambio no han sido observados en las cromitas accesorias de las harzburgitas. Los anfíboles presentan elevados contenidos de Cr_2O_3 (hasta 6.0 % de Cr_2O_3) y de Na_2O (hasta 4.0 % en peso), y son del tipo pargasita según la clasificación de Leake (1997). Además, de las inclu-

siones silicatadas descritas, las cromitas suelen contener inclusiones de sulfuros de EGP (principalmente laurita), de Ni, y de Ni-Fe.

Composición de la cromita

La composición química de la cromita de los tres distritos mineros es muy variable. El #Cr varía entre 0.41 y 0.80, el #Mg entre 0.41 y 0.81, y el porcentaje en peso de TiO_2 oscila entre 0.1 y 0.52 % (Proenza et al., 1998a, 1999a).

En los depósitos del distrito de Mayarí la cromita presenta altos contenidos en Cr (#Cr = 0.70-0.80), similares a los de la cromita accesoria en las dunitas encajantes (0.70-0.74), pero mayores que los de la cromita accesoria en las harzburgitas (0.56-0.69) (Fig. 3).

En los depósitos del distrito de Sagua de Tánamo, el #Cr de la cromita varía entre 0.46 y 0.75 (Fig. 3). En las cromititas que presentan contenidos relativamente altos en Cr (#Cr \geq 0.6), el Cr# aumenta progresivamente desde la cromita accesoria en las harzburgitas encajantes, a la accesoria en las dunitas, hasta la cromita de los cuerpos de cromitita. Las cromititas ricas en Al (#Cr \leq 0.6) muestran una tendencia opuesta (Fig. 3).

En los depósitos del distrito de Moa-Baracoa la cromita es rica en Al (#Cr = 0.41-0.54). En este distrito, la cromita de los cuerpos de cromititas muestran valores del #Cr inferiores a los de la cromita accesoria en las dunitas (0.44-0.58) y a su vez, inferiores a los de la cromita accesoria en las harzburgitas (0.45-0.65) (Fig. 3).

La disminución progresiva del #Cr de la cromita desde las harzburgitas a las dunitas y hasta las cromititas (Fig. 3), observada en todos los depósitos de cromita ricas en Al de la FOMB, no ha sido descrita en otros complejos ofiolíticos. Esta característica distintiva de los depósitos de cromita rica en Al de la FOMB no puede ser explicada exclusivamente por simples procesos de fusión parcial y/o

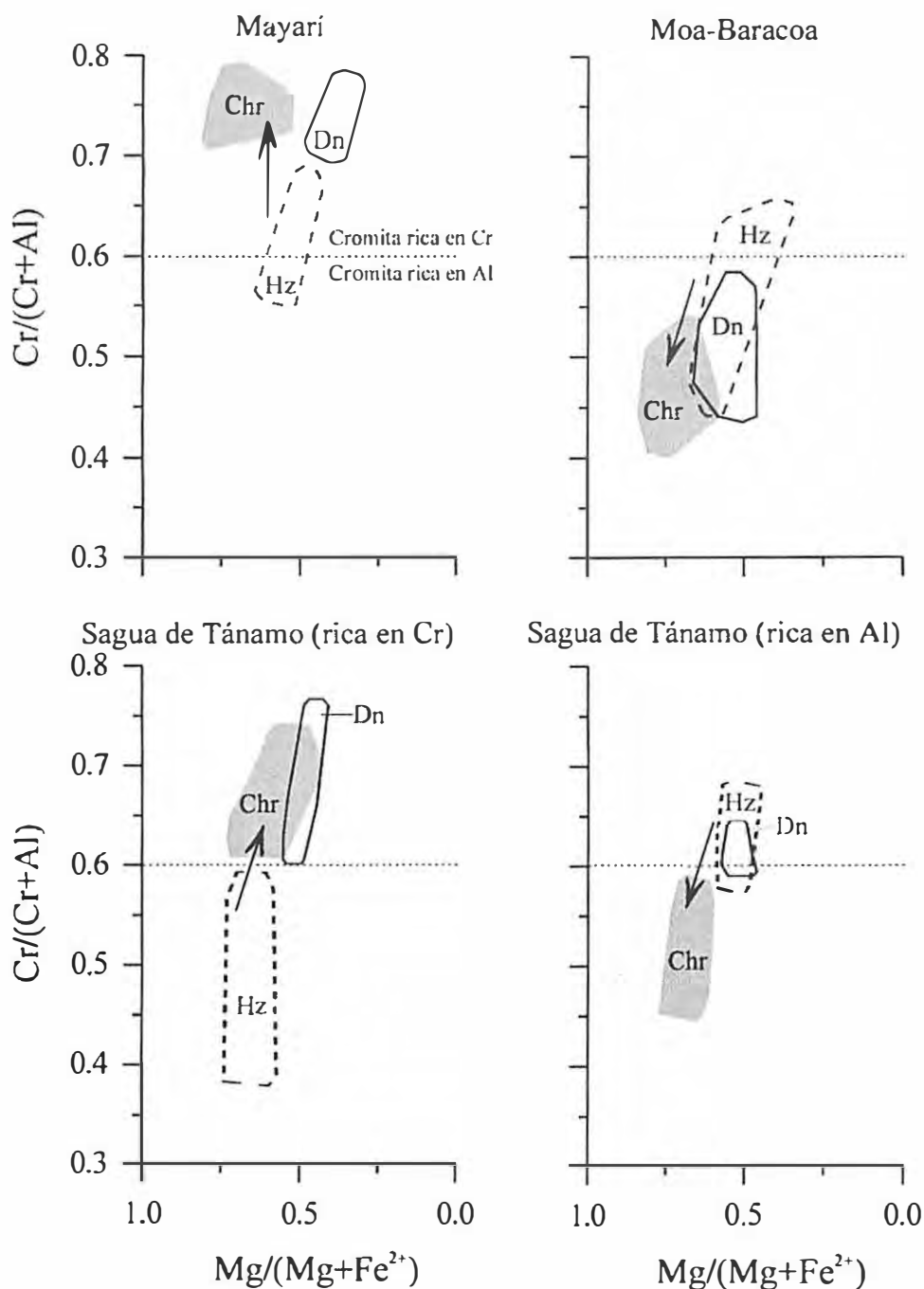


Figura 3. Composición de la cromita, en función del #Cr [Cr/(Cr+Al)] respecto al #Mg [Mg/(Mg+Fe²⁺)], de los tres distritos mineros que componen la Faja ofiolítica Mayarí-Baracoa. Chr, cromita de las cromititas; Dn, cromita accesoria en las dunitas; Hz, cromita accesoria en las harzburgitas.

crystalización fraccionada (Proenza et al., 1998a, b, 1999a). Asimismo, pone de manifiesto que las harzburgitas, las dunitas y las cromititas no están en equilibrio con un mismo tipo de magma, sino que la composición del fundido debió variar progresivamente.

Distribución de Elementos del Grupo del Platino (EGP) en las cromititas de la FOMB

En el distrito de Mayarí las cromititas muestran contenidos en EGP dependientes del tipo textural y de la relación cromita/olivino. Los valores de EGP y la relación $(Os + Ir + Ru)_N / \Sigma EGP_N$ aumentan con el incremento de las proporciones modales de cromita. Es decir, las cromititas con texturas masivas muestran los mayores valores de EGP. Los contenidos totales de EGP (ΣEGP) varían entre 48.5 ppb (cromititas con textura nodular) y 227 ppb (cromititas con textura masiva). Las cromititas con textura masiva muestran un patrón de EGP normalizado a los valores condriticos caracterizado por una pendiente negativa desde el Os (0.2 x valores condriticos) al Pd (0.0037 x valores condriticos) (Proenza et al., 1999a).

En el distrito de Sagua de Tánamo, la ΣEGP varía entre 19 y 539 ppb, existiendo una perfecta correlación positiva entre el #Cr y el contenido de EGP de la cromitita (Fig. 4). El incremento en los contenidos de EGP se correlaciona con una variación en la forma de los patrones normalizados a condritos debido, principalmente, a un incremento en la relación $(Os + Ir + Ru)_N / \Sigma EGP_N$ (Proenza et al., 1999a).

En el distrito de Moa-Baracoa la cromitita es pobre en EGP. Los contenidos totales de EGP en las cromititas de los depósitos estudiados oscilan entre 20 y 166 ppb, los cuales representan entre 0.1 y 0.01 veces los valores condriticos. Los espectros normalizados a condritos muestran morfologías irregulares caracterizadas por valores comparables de Os y Ru, una marcada anomalía negativa de Ir, y

por una pendiente negativa desde el Ru al Pd (Proenza et al., 1998b, 1999a).

Discusión

Localización de los yacimientos de cromita en determinados complejos ofiolíticos

De acuerdo con Leblanc y Nicolas (1992), a una escala planetaria no se conoce aún la razón por la que existen provincias en las que los complejos ofiolíticos son ricos en cromititas y otras en las que son pobres, lo cual, tal vez, podría reflejar un tipo de heterogeneidad a nivel global del manto. Sin embargo, estos autores sugieren que a escala de un cinturón ofiolítico las secciones mantélicas

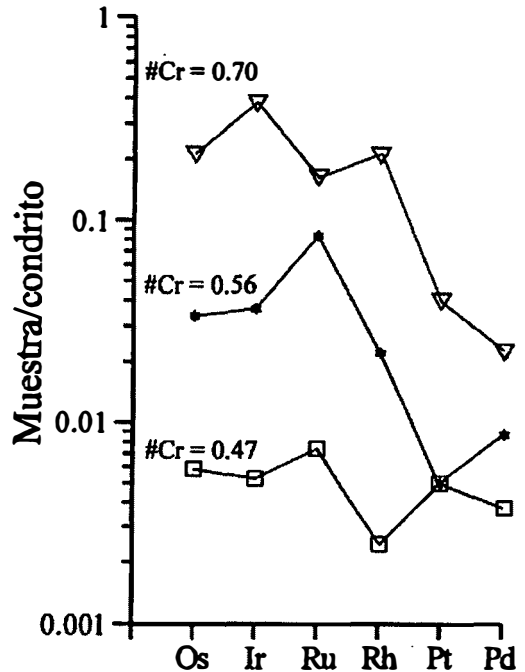


Figura 4. Diagrama de distribución de los elementos del grupo del platino (EGP), normalizados a los valores condriticos, en las cromititas del distrito de Sagua de Tánamo (modificado de Proenza et al., 1999a). Nótese la correlación positiva entre los contenidos de EGP y el #Cr

constituidas predominantemente por lherzolitas son estériles en depósitos de cromita, mientras que estos quedarían restringidos a las secciones mantélicas de composición harzburgítica (tipo HOT, de Boudier y Nicolas, 1985). Según estos autores, tales diferencias estarían originadas por el comportamiento del principal mineral que contiene cromo en las peridotitas (diópsido cromífero). En el caso de los mantos lherzólíticos, el Cr quedaría retenido por el diópsido, mientras que en el harzburgítico pasaría al fundido. En cambio, no todos los mantos tipo HOT son igualmente ricos en cromitas (el ejemplo clásico es el de las ofiolitas de Omán, las cuales presentan un manto tipo HOT, y son pobres en depósitos de cromita). Leblanc y Nicolas (1992), de acuerdo con las ideas de Nicolas y Al Azri (1991), relacionan estas diferencias con procesos de disminución de la temperatura y con variaciones de la fugacidad de oxígeno que afectan a la zona de transición manto-corteza debajo de una dorsal oceánica. Estos procesos estarían relacionados, a su vez, con la velocidad de expansión de la dorsal (Fig. 5). En el caso de Omán la velocidad de ex-

pansión pudo haber sido mucho más rápida que en otras ofiolitas tipo HOT; esto implicaría que la temperatura en la zona de transición debajo de la dorsal se habría mantenido por encima del *liquidus* basáltico, en cuyo caso la cromita no habría precipitado en los diques que canalizan los fundidos magmáticos en la zona de transición manto-corteza (Fig. 5).

Alternativamente, otros autores han sugerido que los depósitos importantes de cromita están restringidos a complejos ofiolíticos con características de zona de suprasubducción (Pearce et al., 1984; Robert, 1988). Es decir, ofiolitas que muestran características geoquímicas de arcos de islas, pero estructura de corteza oceánica formada por procesos de expansión en una zona de subducción (ej: cuencas de antearco, intraarco y de trasera de arco) Muchos trabajos posteriores han dado soporte a esta idea (Arai y Yurimo, 1994, 1995; Zhou et al., 1994, 1996; 1998; Zhou y Robinson, 1997; Melcher et al., 1997; Robinson et al., 1997; Proenza et al., 1999a, Economou-Eliopoulos, 2001). Los principales argumentos invocados para circunscribir los depósitos de cromita a un contexto de suprasubducción son:

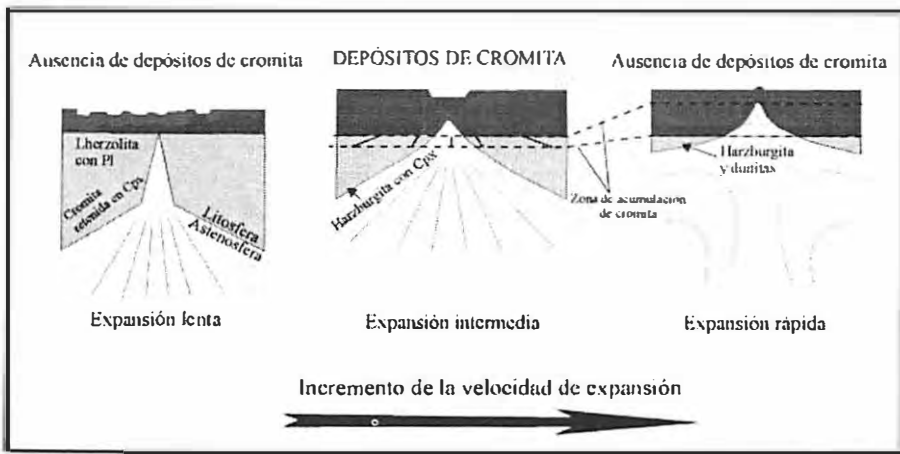


Figura 5. Posible relación entre la génesis de los cuerpos de cromitas y la velocidad de expansión en una dorsal oceánica (Nicolas y Al Azir, 1991). Véase texto para discusión.

1) La existencia de fuertes variaciones composicionales en los magmas parentales de las cromititas ofiolíticas (desde composiciones similares a MORB o BABB hasta boninitas) Estas variaciones son muy difícilmente explicables a partir de magmas generados en un contexto de dorsal mediooceánica (MORB), dada la homogeneidad composicional de los MORB, ya que estos magmas están en equilibrio con las rocas encajantes durante el proceso de extracción magmática a través de canales duníticos (Kelemen et al., 1995). En cambio, en las zonas de arco de isla se superponen espacial, y a veces temporalmente, magmas con composiciones muy variadas (ej: MORB, BABB, adakititas, andesitas y hasta boninitas).

2) La naturaleza hidratada de los magmas parentales de las cromititas, la cual se relaciona con el aporte de fluidos procedentes de la fusión y/o deshidratación de la corteza oceánica subducente (ver discusión más adelante en el texto).

3) La presencia, en contextos de arcos de islas actuales, de xenolitos de cromititas con textura y composición idénticas a las ofiolíticas, los cuales han sido arrastrados a la superficie por basaltos alcalinos de trasera de arco (Arai y Abe, 1995).

Por otra parte, Arai (1997b) demuestra que los grandes depósitos de cromita, en complejos ofiolíticos están asociados a peridotitas moderadamente refractarias (harzburgitas con $0.4 < \#Cr < 0.7$, y mayoritariamente: $0.4 < \#Cr < 0.6$). En cambio, los cuerpos de cromititas están ausentes, o sólo aparecen como cuerpos pequeños, en peridotitas fértiles (Iherzolitas con $\#Cr < 0.3$) y en peridotitas altamente refractarias (harzburgitas con $\#Cr > 0.7$). Arai (1997b) sugiere que el tamaño y la composición de las cromititas ofiolíticas es función del $\#Cr$ y de la cantidad de (Al + Cr) involucrado en el sistema (especialmente en el ortopiroxeno de la peridotita) durante la interacción (reacción) fundido/peridotita. Así, en la Iherzolitas el $\#Cr$ es demasiado bajo para concentrar cromita mediante un proceso

de reacción magma/peridotita, y en las peridotitas muy refractarias la cantidad de (Al + Cr) del sistema es también demasiado baja para precipitar cantidades importantes de cromita. Según este autor, únicamente las peridotitas moderadamente refractarias satisfacen las dos condiciones [$\#Cr$ y cantidad de (Al + Cr)] necesarias para albergar cuerpos importantes de cromititas. Este mismo autor indica que los arcos de islas oceánicas formados sobre litosfera oceánica, derivada de dorsales de expansión rápida o de cuencas de trasera de arco, son los más favorables para la formación de cromititas. El manto litosférico debajo de estos arcos de islas oceánicas se compone de harzburgitas moderadamente refractarias (con una cromita accesoria que muestra $\#Cr$ variables entre 0.4 y 0.6). Las cromititas de Cuba oriental encajan en peridotitas moderadamente refractarias (harzburgitas con $\#Cr$ oscilando entre 0.4 y 0.7, y mayoritariamente entre 0.4 y 0.6). Estos datos confirman la relación directa entre el $\#Cr$ de las cromititas accesorias en las harzburgitas y la posibilidad de encontrar depósitos de cromita económicamente importantes.

En la figura 6 se representa la composición de las peridotitas encajantes de los depósitos de cromita de la FOMB en términos del $\#Cr$ en la cromita accesoria respecto al $\#Mg$ en el olivino. En este diagrama se observa que todas las muestras de peridotitas del distrito de Mayarí caen en el campo de las peridotitas de zona de suprasubducción, mientras que la mayor parte de las peridotitas de Moa-Baracoa se localizan en el área de solapamiento del campo de las peridotitas de zona de suprasubducción con el de las peridotitas abisales. En sentido general, los altos valores de $\#Cr$ en la cromita accesoria y de $\#Mg$ en el olivino coexistente en las muestras de peridotitas encajantes de los depósitos de cromita de la FOMB sugieren que estas se originaron y/o modificaron en una zona de suprasubducción (Fig. 6). Esta conclusión está sustentada, además, por los patrones de distribución de REE que presentan estas

peridotitas, los cuales son muy similares a los descritos en peridotitas refractarias de zonas de suprasubducción (Proenza et al., 1999a). En el caso de los depósitos de cromita de la FOMB, el contexto geológico y los datos geoquímicos sugieren que las cromititas se originaron en un contexto de zona de suprasubducción (Proenza, et al., 1998a, 1999a). Esta conclusión soporta la idea de que la existencia de importantes cuerpos de cromititas ofiolíticas es sólo posible en ofiolitas de zonas de suprasubducción, en el sentido de Pearce et al. (1984).

Fases hidratadas incluidas en cristales de cromita: evidencia de H₂O en el magma parental

La presencia de fases hidratadas (principalmente pargasita) primarias como inclusiones sólidas dentro de la cromita, de manera similar a las encontradas en los yacimientos de Cuba oriental, ha sido descrita en muchas cromitas ofiolíticas (Johan, 1986; Augé, 1987; Lorand y Ceuleneer, 1989; McElduff y Stumpff, 1991; Peng et al., 1995; Graham et al., 1996; Melcher et al., 1997). Todos estos 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. Sin embargo existen discrepancias a la hora de interpretar la naturaleza y el origen de dicha fase fluida.

Watkinson y Mainwaring (1980) intentan explicar la génesis de la fase fluida mediante un proceso de contaminación del líquido silicatado. En cambio, Johan (1986) sugiere un mecanismo de segregación de un líquido residual rico en volátiles y H₂O del fundido. Por otra parte, Lorand y Ceuleneer (1989) interpretan la fase fluida como un producto de la interacción, durante la cristalización de la cromita, del magma parental con una fase fluida acuosa de procedencia desconocida. 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. Alternativamente, Schiano et al. (1997) plantea que las cromititas pueden registrar la participación de dos fundidos químicamente distintos: un fundido hidratado atrapado en las inclusiones, y un fundido más anhidro que cristaliza en la matriz intersticial.

Experimentos realizados a altas temperaturas sobre inclusiones sólidas (con pargasita como fase predominante) en cromitas de Omán (Schiano et al., 1997) muestran que las inclu-

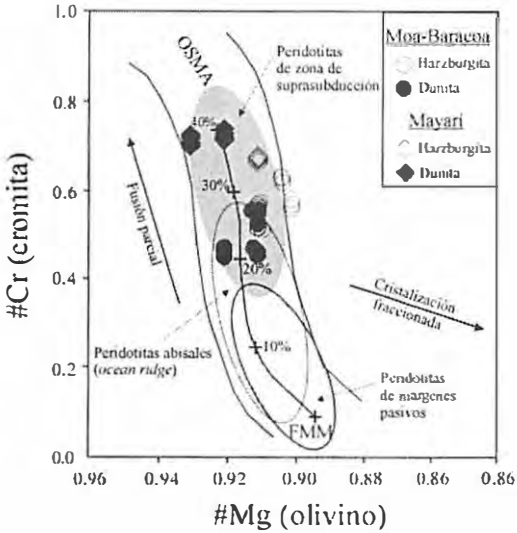


Figura 6. #Cr en la cromita accesoria respecto a #Mg en el olivino coexistente en las harzburgitas y dunitas de las FOMB. Los campos composicionales de las peridotitas abisales, de márgenes pasivos y de zona de suprasubducción son tomados de Pearce et al. (2000). El Olivine-spinel mantle array (OSMA) y la tendencia de fusión (representada en % de fusión) provienen de Arai (1994). FMM: Fertile MORB mantle. Nótese que todas las muestras de peridotitas de Mayarí caen dentro del campo de las peridotitas de zona de suprasubducción, mientras que las peridotitas de Moa-Barcoá se localizan en la zona de solapamiento del campo de las peridotitas de zona de suprasubducción con el de las peridotitas abisales.

siones son producto de la cristalización post-atrapamiento de un fundido basáltico hidratado, y que las inclusiones, una vez homogeneizadas, presentan un patrón de elementos traza caracterizado por un empobrecimiento en REE y por una marcada anomalía negativa de Nb. Estos autores concluyen 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.

En conclusión, la presencia de anfíboles como inclusiones sólidas en los cristales de cromita es un indicador del importante papel que debió jugar el H_2O en la formación de las cromititas ofiolíticas, de acuerdo con las ideas sugeridas por Johan et al. (1983) y Johan (1986). Es decir, la cromita cristalizaría a partir de un magma(s) hidratado, y un componente de este fundido hidratado es atrapado durante el crecimiento de la cromita (Edwards et al., 2000). El origen "magmático" del agua atrapada en los cristales de cromita ha sido demostrada a partir de estudios isotópicos de H y O (Dunlop y Fouillac, 1986).

Cristalización de cromita

Para explicar el origen de cuerpos monominerálicos de cromita se han propuesto diversas hipótesis basadas, principalmente, en: 1) cristalización cotéctica de cromita+olivino y separación mecánica (Lago et al., 1982; Leblanc y Celeuner, 1992); 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) asimilación de piroxenitas y gabros (Bédard y Hébert, 1998); 4) aumento del grado de polimerización del fundido (Edwards et al., 2000); 4) cambios en la fugacidad de oxígeno (Ulmer, 1969; Hill y Roeder, 1974; Roeder y Reynolds, 1991; Melcher et al., 1997; Proenza et al., 1999).

Cristalización cotéctica de cromita y olivino

Lago et al. (1982) proponen un modelo de cristalización de cromitita en conductos magmáticos en la parte superior del manto. De acuerdo con este modelo las cromititas se formarían a partir de un flujo de magma basáltico que asciende a través de conductos que cortan las peridotitas (Fig. 7). Este fundido se enriquece progresivamente en cromita, ya que este mineral es el primero en cristalizar (1300-1200°C). La cromita en suspensión se comporta dentro del flujo magmático como partículas sólidas en una célula de elutriación en la que tales partículas pueden aglomerarse y formar nódulos. Este modelo está basado en un modelo numérico en el cual los conductos magmáticos tienen una longitud de 100 a 200 m y un diámetro de 2 a 5 m (tamaño más común de los *pods* de cromititas). Las celdas de convección pueden ser función del contraste térmico con las peridotitas encajantes. Según Lago et al. (1982), la cristalización de cromita tiene lugar en equilibrio con olivino, aunque el régimen de circulación magmática

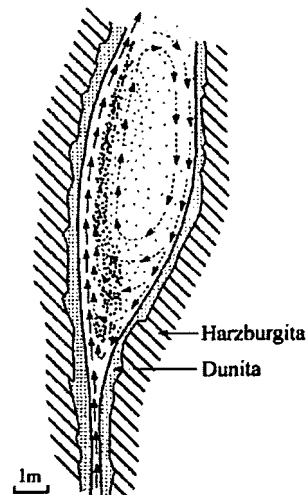


Figura 7. Modelo esquemático de formación de depósitos de cromita en conductos magmáticos en la parte superior del manto (Lago et al., 1982).

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. 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 ricas en Al de Cuba Oriental. Otro factor limitante para aplicar el modelo de Lago et al. (1982) a la génesis de las cromititas de Cuba oriental proviene de la existencia de cuerpos tabulares de gabros incluidos en la cromitita (Fig. 2), 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. Las cromititas de Cuba Oriental (especialmente las presentes en el distrito de Moa-Baracoa; véase Proenza et al., 1998a, b, 1999a, b) incluyen cuerpos tabulares (*sills*) de gabros, dispuestos concordantemente con los lentes de cromititas (Fig. 2). Por otra parte, la cromitita muestra localmente contactos directos con harzburgitas y pueden llegar 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 sustentando, además, por la naturaleza reemplazante de los contactos cromitita-dunita, y cromitita-gabro. En los contactos cromitita-dunita se observa cómo los granos de cromita invaden el espacio intergranular entre los cristales de olivino de la dunita, mientras que en los contactos cromitita-gabro la cromitita se desarrolla a expensas del olivino, del clinopiroxeno y de la plagioclasa del gabro (Proenza et al., 1998a, b, 1999a). Estas relaciones texturales son difícilmente explicables mediante el modelo de Lago et al. (1982) y, por el contrario, sugieren una formación de la cromitita por reemplazamiento de las litologías preexistentes.

Cristalización a partir de mezcla de magmas

Este mecanismo de cristalización de cromita está basado en los trabajos de Irvine (1976, 1977) e Irvine y Sharpe (1986). Para estos autores, 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 híbrido 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 . La extrapolación de este mecanismo de cristalización a los depósitos de cromita ofiolítica fue sugerido por Paktunc (1990). Sin embargo los modelos más elaborados han sido propuestos por Arai y Yurimoto (1994), y por Zhou et al. (1994). Estas ideas han sido desarrolladas en un muchos trabajos posteriores (Arai y Yurimoto, 1995; Arai y Abe, 1995; Arai, 1997a; Zhou et al., 1996, 1998; Zhou y Robinson, 1997; Robinson et al., 1997).

Zhou et al. (1994) proponen un modelo basado en reacciones continuas entre el magma y las peridotitas encajantes que provocan una modificación importante en la composición del fundido. 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. 8). 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 (Proenza et al., 1998b).

Por otra parte, Arai y Yurimoto (1994) plantean que las cromititas se forman por una combinación de procesos. Estos autores subrayan la importancia de la interacción de un fundido (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 el fraccionamiento 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 fraccionamiento 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. Arai y Abe (1995) aportan diversos argumentos a favor de esta hipótesis, a partir de estudios en xenolitos de peridotitas. Estos autores sugieren que las espinelas cromíferas pueden ser concentradas por interacción fundido/peridotita si: 1) el ortopiroxeno de las peridotitas es suficientemente rico en Cr y 2) los fundidos enriqueci-

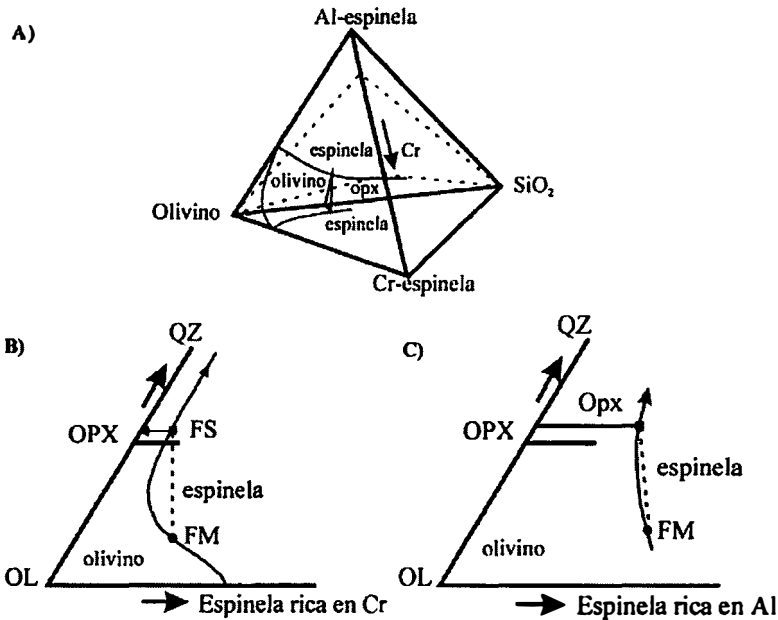


Figura 8. Diagramas esquemáticos mostrando las relaciones de fase entre la espinela cromífera, el olivino y el ortopiroxeno (tomado de Arai y Abe, 1995). A) Diagrama pseudocuaternalario estimado por Irvine (1977). B) Sección del subsistema ternario olivino-cuarzo-espinela rica en Cr. C) Sección del subsistema ternario olivino-cuarzo-espinela rica en Al. FM, fundido primitivo; FS, fundido secundario. La línea discontinua representa la mezcla de fundidos. La línea gruesa representa la solución sólida del ortopiroxeno. Nótese que la curvatura del límite entre olivino y los campos de la espinela primaria son muy diferentes para sistemas ricos en Cr y ricos en Al.

dos en Si y Cr (como consecuencia de la disolución del ortopiroxeno) se mezclan con fundidos más primitivos en el manto superior.

En cualquier caso, los modelos de Arai y Yurimoto (1994) y Zhou et al. (1994), permitirían explicar la formación de cromititas ricas en Cr (tipo Mayarí) 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 de Cr_2O_3 en el sistema (Fig. 8B). Sin embargo, este mismo argumento impide explicar la génesis de las cromititas ricas en Al mediante el modelo de mezcla de magmas. Para composiciones como las de las cromitas del distrito Moa-Baracoa, la línea cotéctica olivino-cromita muestra una morfología casi rectilínea, con una muy ligera curvatura hacia el borde olivino-cuarzo (Fig. 8C). En este caso, si un fundido basáltico sobre la línea olivino-cromita se mezcla con otro fundido rico en sílice, el fundido híbrido resultante evolucionaría rápidamente hacia la cristalización de olivino+cromita (proporciones cotécticas), tras segregarse un pequeño porcentaje de cromita (Proenza et al., 1998b, 1999a). Es decir, en ningún caso se podrían llegar a formar cuerpos de cromititas ricas en Al de dimensiones hectométricas como las del yacimiento Mercedita.

Asimilación de piroxenitas y gabros por intrusiones peridotíticas

Este modelo ha sido propuesto por Bédard y Hébert (1998) basado en el estudio de los cuerpos de cromititas presentes en macizo de *North Arm Mountain*, en las ofiolitas de *Bay of Islands* (Canadá). Estos autores sugieren que las cromititas ricas en Cr están asociadas con la zona de contacto entre las peridotitas intrusivas y las piroxenitas encajantes, y son un producto de la disolución incongruente de piroxenos dentro de un magma saturado en cromita. Por otra parte, las cromititas ricas en aluminio están asociadas con peridotitas

feldespáticas y gabros, y se han formado mediante un proceso de asimilación de acumulado feldespáticos por las intrusiones peridotíticas (Fig. 9A). Bédard y Hébert (1998), concluyen que la composición de las cromititas de *North Arm Mountain* depende más de la naturaleza de los minerales que son asimilados que de la composición del magma parental. Según estos autores la presencia de importantes cuerpos de cromititas queda restringida a aquellos complejos ofiolíticos donde la asimilación de la corteza inferior es casi completa. Este extremo, estaría relacionado con flujos de magmas muy altos que conllevaría a que sólo las fases más refractaria subsistan (olivino + cromita) (Fig. 9B). De acuerdo a este modelo la zona de transición en los complejos ofiolíticos representaría a la corteza inferior, constituida por acumulados

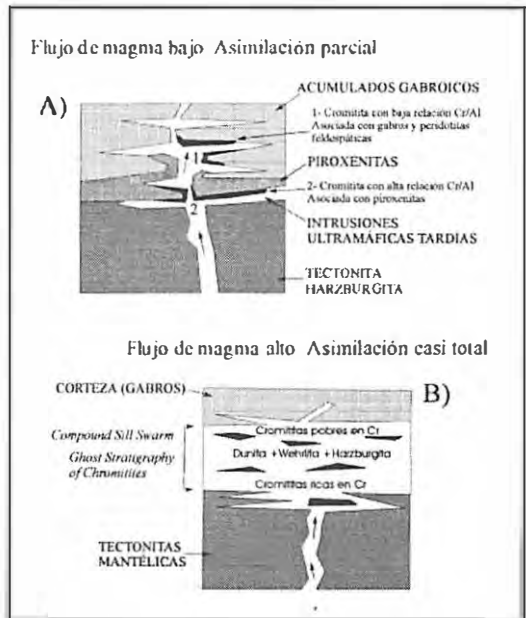


Figura 9. Modelo de formación de cromititas mediante asimilación de gabros y piroxenitas por intrusiones peridotíticas (Bédard y Hébert, 1998). A) Flujo de magma bajo, asimilación parcial. B) Flujo de magma alto, asimilación casi total. Véase texto para discusión.

duníticos y harzburgíticos, y no a un manto residual.

Las relaciones estructurales/texturales de las cromititas de la FOMB indican procesos de reemplazamiento de litologías preexistentes, y sobre todo son muy marcadas en las cromititas ricas en Al del distrito de Moa-Baracoa. En este último caso, en las zonas de contacto cromitita-sill de gabro, sistemáticamente los granos cromita invaden el espacio intergranular entre los cristales de clinopiroxeno, plagioclasa y olivino que constituyen los sills de gabros. Además, en este contacto los cristales de cromita muestran numerosas inclusiones de clinopiroxenos, los cuales presentan, a menudo, igual extinción óptica que los cristales de clinopiroxeno adyacentes en el gabro. Estas relaciones texturales indican claramente la naturaleza reemplazante de la cromitita. Sin embargo, este reemplazamiento parece quedar limitado a las zonas de contacto (< 10 centímetros) ya que hacia el interior de los cuerpos de cromititas, tanto el clinopiroxeno como la plagioclasa no aparecen como minerales intersticiales, ni como inclusiones en los cristales de cromita. Esta conclusión está también soportada por la composición química de la cromita, dado que las únicas variaciones composicionales encontradas se circunscriben a esta zona de contacto (Fig. 4, de Proenza et al., 1999). Fuera de esta zona la composición de la cromita permanece prácticamente constante a lo largo de todo el cuerpo mineral (Proenza et al., 1998b 1999a). En conclusión, el modelo de Bédard y Hébert, aunque tiene evidencias muy sólidas en el caso de las cromititas de *North Arm Mountain*, no permite explicar en su conjunto las particularidades de las cromititas de la FOMB.

Aumento del grado de polimerización del fundido

Este modelo ha sido sugerido por Edwards et al. (2000), y se basa en el hecho general-

mente aceptado de que las reacciones fundido-peridotita conllevan a la precipitación de cromita, y que el Cr^{3+} es más soluble en fundidos que tienen un bajo grado de polimerización de sílice en la red (véase revisión de Edwards et al., 2000). De acuerdo a estos autores el agua sería un componente esencial para producir la fusión parcial de las peridotitas mantélicas refractarias, e iniciar la migración de los fundidos a través del manto. El agua en la zona de fusión parcial entraría a formar parte del fundido, y juega un papel muy importante en la capacidad de este para transportar Cr. El agua tiende a despolimerizar la sílice en la red del fundido, contrarrestando el efecto de que un alto contenido de Si conlleva un aumento en el grado de polimerización. Sin embargo, el desarrollo de las reacciones fundido-peridotita darían progresivamente lugar a un aumento en el grado de polimerización de los fundidos resultantes de estas reacciones, como consecuencia del enriquecimiento en Si producido por la transformación (reemplazamiento) de piroxeno por olivino. Como resultado, disminuye la solubilidad del Cr^{3+} , provocando la nucleación de cromita (Fig. 10).

Según Edwards et al. (2000), la combinación de estas reacciones y los procesos de cristalización fraccionada provocarían la sobresaturación del fundido, primero en cromita y olivino y, posteriormente, en piroxeno. Estos autores ponen como ejemplo de este proceso la presencia, en las secciones mantélicas, de muchos complejos ofiolíticos, de diques de piroxenitas formados con posterioridad a los cuerpos de cromititas y a los diques de dunitas ricas en cromita. Este argumento, en cualquier caso, hace posible aplicar el modelo de Edwards et al. (2000) a la formación de cromititas ricas en Cr (tipo Mayarí) donde es muy común la presencia de diques de piroxenitas cortando las cromititas y las peridotitas encajantes. El mismo argumento podría utilizarse también para aplicar el modelo anterior al origen de las cromititas ricas en Al, ya que estas están cortadas por diques

de gabro pegmatitas. En este caso, partiendo de un magma parental diferente, la cristalización de cromita+olivino daría lugar a la segregación de un magma residual rico en volátiles el cual se saturaría en plagioclasa y piroxeno. No obstante, en este modelo, al igual que en el de Lago et al. (1982), la cristalización de cromita tiene lugar en equilibrio con olivino y, por lo tanto, no explica el fuerte desequilibrio existente entre la cromita de los cuerpos de cromitita masiva y la diseminada en la envolvente dunitica. Este modelo tampoco explica satisfactoriamente, el mecanismo de separación de la cromita del olivino

para dar lugar a cuerpos monominerálicos de cromita rodeados por una envolvente dunitica.

Cambios en la fugacidad de oxígeno

Estos modelos están basados principalmente en los resultados experimentales de Hill y Roeder (1974), Maurel y Maurel (1982) y Roeder y Reynolds (1991). Todos ellos argumentan que un aumento de la fugacidad de oxígeno hace decrecer fuertemente la solubilidad del Cr en el líquido basáltico, lo cual provoca que en determinadas regiones del espacio T-fO₂-P, la única fase líquida en los fundidos basálticos sea la cromita (Fig. 11). En esta figura se aprecia que, incluso para magmas relativamente pobres en Cr,

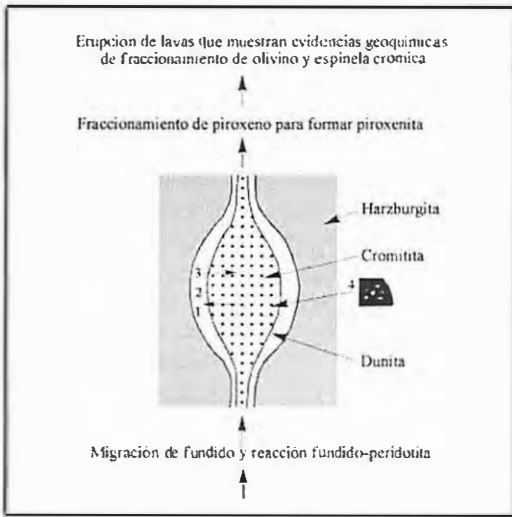


Figura 10. Diagrama mostrando algunos de los procesos involucrados en la formación de cromititas y dunitas en un manto harzburgítico según Edwards et al. (2000). Con posterioridad a la formación de los fundidos hidratados, tienen lugar los siguientes procesos: (1) el fundido hidratado entra en las peridotitas encajantes y humedece los bordes de los granos minerales; (2) se produce la disolución de los piroxenos y crecimiento (y recrystalización) del olivino y la espinela crómica; (3) la adición de Si al fundido en el conducto magmático, favorece el incremento del grado de polimerización del mismo y la nucleación de espinelas crómicas; (4) Crecimiento de espinela crómica (cromita). Véase texto para discusión.

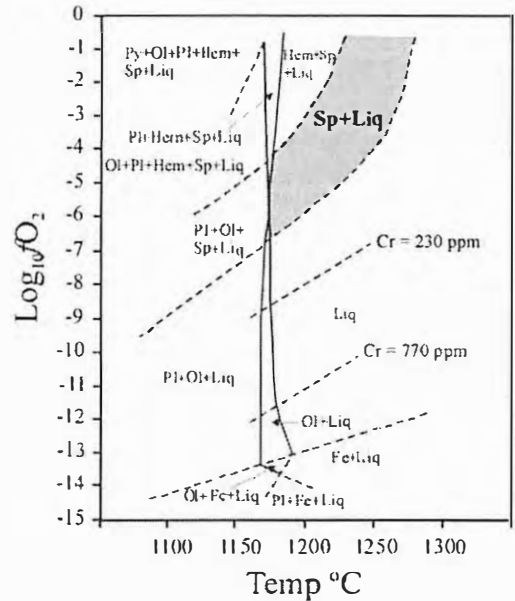


Figura 11. Log fO₂ frente a la temperatura según Hill y Roeder (1974). Nótese como la adición de Cr (considerando magmas con 230 ppm y con 770 ppm de Cr) expande el límite inferior de la región liquidus de la espinela hacia condiciones de menor fugacidad de oxígeno. Ol, olivino; Pl, plagioclasa; Hem, hematites-ilmenita; Liq, líquido; Py, piroxeno; Sp, espinela (cromita); Fe, hierro metálico.

aproximadamente a 1200°C y $-7 \log fO_2$ el fundido puede entrar en el campo exclusivo de cristalización de cromita. Además, se observa que 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). La naturaleza hidratada de los magmas parentales de las cromititas ofiolíticas, sugiere que las variaciones en la fugacidad de oxígeno debieron jugar un papel predominante en la génesis de tales cromititas.

En la figura 12 se representa el $\Delta \log fO_2(QFM)$ con respecto al Cr# para muestras de peridotitas de la FOMB. El $\Delta \log fO_2(QFM)$ es la fugacidad de oxígeno representada con respecto al *buffer* cuarzo-fayalita-magnetita (QFM) para una determinada temperatura y presión. Las peridotitas de la FOMB presentan valores de fO_2 entre $\Delta QFM = 1.3$ y 2.2, y las del distrito de Moa-Baracoa ($1.75 < \Delta QFM < 2.2$) están más oxidadas que las del distrito de Mayarí ($1.3 < \Delta QFM < 1.7$) (Fig. 12). Estos altos valores de fugacidad de oxígeno son similares a los descritos para las peridotitas de zonas de suprasubducción, y han sido relacionados con la presencia de fluidos procedentes de la deshidratación de la placa subducente (ej: Parkinson y Pearce, 1998; Pearce et al., 2000).

Proenza et al. (1999a), invocando un mecanismo de cristalización de cromita inducido por un aumento de la fO_2 , proponen un modelo alternativo de formación de cromita en una zona de suprasubducción. En este modelo los *pods* de cromita se forman a partir de magmas generados por fusión parcial inducida por la deshidratación de la placa subducente. Durante la subducción de la corteza oceánica se generan grandes volúmenes de fluidos que pueden contribuir a fundir el manto suprayacente. El volumen y el tipo de magmas generados dependen tanto de la naturaleza como de la temperatura de la roca encajante. Los primeros magmas generados (altamente hidratados y oxidados) tienden a

migrar hacia arriba mediante flujo poroso (percolación), a través de las harzburgitas, relativamente permeables, del manto. Los fundidos generados a menor profundidad atraviesan regiones del manto relativamente frías, lo cual limita el grado de interacción de tales fundidos con la matriz harzburgítica. Estos fundidos (tipo H, Fig. 13) ascienden sin modificar sustancialmente sus características físico-químicas, es decir, siguen siendo altamente hidratados y oxidados. Por el contrario los magmas generados a más profundidad atraviesan, durante su ascenso, regiones progresi-

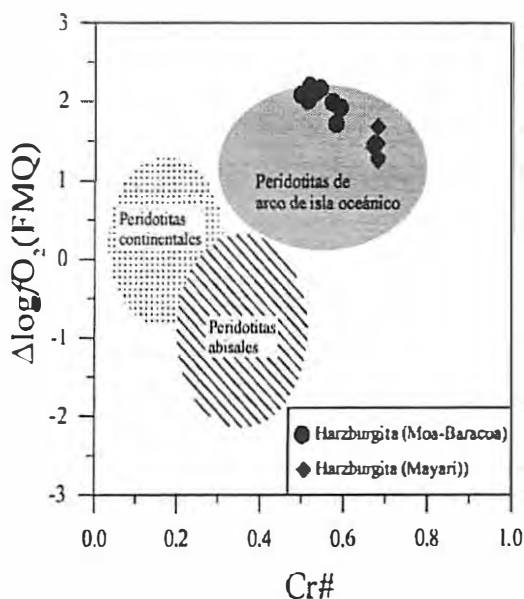


Figura 12. $\Delta \log fO_2(QFM)$ respecto al #Cr de las cromititas accesorias en las harzburgitas de la FOMB. La fugacidad de oxígeno ha sido calculada mediante el método de Ballhaus et al. (1991), basado en la reacción $6Fe_2SiO_4 + O_2 = 3Fe_2Si_2O_6 + 2Fe_3O_4$. Las temperaturas han sido estimadas a partir del geotermómetro de Brey y Köhler (1990) (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999b), y se ha asumido tentativamente una presión de 10 kb. Los campos de las peridotitas abisales (*mid-ocean ridge*), peridotitas continentales y de las peridotitas de arcos oceánicos se han tomado de Pearce et al. (2000) (trazados a partir de Parkinson y Pearce, 1998; Parkinson y Arculus, 1999).

vamente más calientes, favoreciendo el desarrollo de reacciones entre el fundido y la matriz harzburgítica percolada. Mediante este tipo de reacciones, los fundidos percolantes tienden a equilibrarse con la matriz provocando la disolución de los piroxenos, la cristalización de olivino, y aumentando el volumen de fundido. El fundido resultante adquiere, progresivamente, un carácter más calcoalcalino (tipo C, Fig. 13) enriqueciéndose en Cr y en elementos del grupo del platino. De acuerdo con la estructura térmica del manto en la zona de suprasubducción, estos fundidos generados por encima de 1200°C, tienden a cristalizar parcialmente al cruzar las isoterma de 1150-1100°C, actuando tales isoterma como barreras impermeables a la percolación magmática. En estas condiciones, si el volumen de magma ascendente es mayor que la tasa de cristalización, el exceso de magma tiende a canalizarse paralelamente a la barrera impermeable (Spiegelman, 1993; Fig. 13). Este cam-

bio en la orientación del flujo magmático se favorece, además, por el flujo plástico del manto el cual tiende a transportar el fundido paralelo a las líneas de flujo. Los magmas calcoalcalinos (tipo C) que migran paralelos a las líneas de flujo plástico del manto pueden mezclarse con los magmas altamente hidratados y oxidantes (tipo H) dando lugar a un magma híbrido con una elevada fugacidad de oxígeno (fO_2). El aumento en la fO_2 puede provocar que las condiciones fisicoquímicas del fundido se sitúen dentro de la región *liquidus* de la cromita en el espacio P-T- fO_2 (Hill y Roeder, 1974). En estas condiciones, el fundido reaccionaría con la matriz peridotítica (normalmente dunítica) provocando la disolución de las fases silicatadas y la precipitación exclusivamente de cromita. El grado de continuidad del proceso de mezcla en el tiempo condicionará el grado de reacción de la dunita con el fundido intergranular. La composición de la cromita es función de la

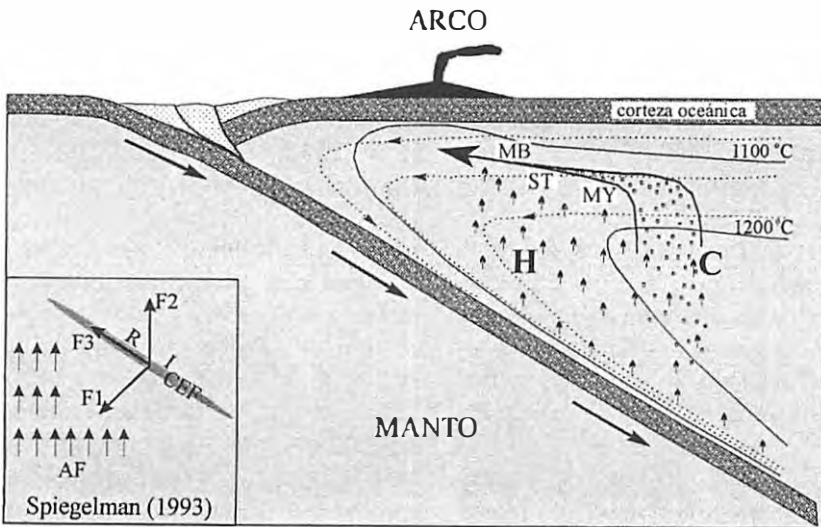


Figura 13. Modelo genético para la formación de las cromitas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (modificado de Proenza et al., 1999a) (véase texto para discusión). MB, cromitas del distrito Moa-Baracoa; ST, cromitas del distrito Sagua de Tánamo; MY, cromitas del distrito Mayarí; H, fundidos hidratados fuertemente oxidantes; C, fundidos calcoalcalinos. En el modelo de Spiegelman (1993): FP, flujo plástico; AF, aporte de fundido; CEF, canales de expansión de fundidos; RI, región impermeable; F1, presión de compactación; F2, fuerza ascensional; F3, velocidad del fundido.

profundidad a la que se forma en la columna de percolación: ricas en Al (tipo Moa-Baracoa) en la parte superior de los canales de percolación (a partir de fundidos más evolucionados), y ricas en Cr (tipo Mayarí) en la parte inferior (a partir de magmas más primitivos).

Variaciones composicionales en las cromititas

Los complejos ofiolíticos suelen albergar depósitos de cromita ricos en Cr y ricos en Al (Leblanc y Violette, 1983; Hock et al., 1986; Zhou y Bai, 1992; Zhou y Robinson, 1994, 1997; Leblanc, 1995; Ahmed, 1996; Graham et al., 1996; Melcher et al., 1997; Bédard y Hébert, 1998). Normalmente, las cromititas ricas en Cr encajan en dunitas y harzburgitas representativas de porciones relativamente profundas del manto. En cambio, las cromititas ricas en Al se localizan en la denominada zona de transición manto-corteza, muy cerca de los niveles de gabros bandeados. Es decir, las cromititas ricas en Al se sitúan "estratigráficamente" por encima de las cromititas ricas en Cr (ej: Leblanc and Nicolas, 1992; Bédard and Hébert, 1998). También constituye una regularidad que las cromititas ricas en Cr frecuentemente están asociadas a diques de piroxenitas, mientras que las cromititas ricas en Al se asocian a diques de gabros y de pegmatoides gabroicos.

El origen de esta distribución bimodal es muy debatida, y ha sido atribuida a: 1) diferentes fuentes magmáticas y tiempo de formación (Bacuta et al., 1990); 2) progresivo fraccionamiento de un mismo tipo de magma parental (Graham et al., 1996); 3) diferentes tasas de fusión parcial, asociadas con procesos de percolación/reacción entre fundidos y peridotitas con un grado variable de empobrecimiento (Zhou et al., 1996; Zhou y Robinson, 1994, 1997). En cualquier caso, actualmente la gran mayoría de los autores coinciden en aceptar que las cromititas ricas

en Cr han cristalizado a partir de un magma de afinidad andesítico magnésico o boninitica, mientras que las cromititas ricas en Al se han equilibrado con un magma de afinidad tholeiítica (MORB o BABB) (Zhou y Robinson, 1994; 1997; Leblanc, 1995; Oberger et al., 1995; Melcher et al., 1997; Proenza et al., 1999a). Sobre esta base, Zhou y Robinson (1997) (véase también Robinson et al., 1997) proponen que la existencia de cromititas ricas en Al y ricas en Cr, en un complejo ofiolítico, es un resultado del ambiente de formación de las mismas dentro de una zona de suprasubducción. Según estos autores, las cromititas ricas en Cr se formarían, a partir de magmas de afinidad boninitica, en un sector del manto litosférico situado en la zona axial del arco volcánico, mientras que las cromititas ricas en Al cristalizarían, a partir de fundidos tholeiíticos, en un manto litosférico localizado en una zona de cuenca de trasera de arco. Esta hipótesis, sin embargo, no tiene en cuenta que la presencia de fundidos de afinidad andesítica magnésica o boninitica no es exclusiva de las zonas axiales de arco de islas volcánicas, sino que ha sido descrita en otros contextos geodinámicos como en zonas de trasera de arco (ej: Falloon et al., 1992; Meffre et al., 1996), y en macizos lherzolíticos de alta de temperatura (Garrido y Bodinier, 1999). Otra limitación, de mucho más peso, al modelo de Zhou y Robinson (1997) es la existencia de distritos de cromititas ofiolíticas que contienen tanto depósitos de cromita ricos en Cr como ricas en Al, como es el caso del distrito de Sagua de Tánamo en la FOMB o el de Sakhakot-Qila en Pakistán (Ahmed, 1984). En estos distritos, las cromititas ricas en Cr y las ricas en Al, se presentan en depósitos separados por distancias de pocos kilómetros, lo cual sería muy difícil de explicar invocando contextos de zona axial y cuenca trasera de arco en una distancia tan corta. Sin embargo, estas variaciones en la composición química de las cromititas del distrito de Sagua de Tánamo, y en general las variaciones existen-

tes a lo largo de la FOMB pueden ser explicadas de acuerdo al modelo presentado en este trabajo (Fig. 13), y asumiendo que las cromititas han cristalizado a partir de un fundido híbrido (fundidos H + C) que va cambiando progresivamente a diferentes niveles del manto litosférico (Proenza et al., 1999a).

Distribución de los elementos del grupo del platino

Generalmente, las cromititas ofiolíticas ricas en Cr son también más ricas en EGP (principalmente en Os, Ir, Ru) que las cromititas ricas en Al (ej: Bacuta et al., 1990). Tal correlación es muy marcada entre las cromititas presentes en las unidades ofiolíticas de China (véase Zhou et al., 1998). Estos autores encuentran que las cromititas ricas en Cr presentan altos contenidos de Os, Ir, Ru y Rh comparadas con las cromititas ricas en Al. Sin embargo, ambos tipos muestran valores similares de Pd y Pt. Esta conclusión también es apoyada por los resultados obtenidos en las cromititas de la FOMB, sobre todo en el distrito de Sagua de Tánamo, donde se aprecia una marcada correlación positiva entre el contenido de Cr_2O_3 y el contenido total de EGP en la cromitita (Fig. 4).

Considerando que el contenido de EGP en la cromitita depende principalmente de la concentración de EGP en el fundido parental (Barnes et al., 1985, 1988), la correlación descrita anteriormente es una consecuencia directa de la composición del magma parental a partir del cual cristaliza la cromita. Las cromititas ricas en cromo han cristalizado a partir de un magma de afinidad boninítica, mientras que las cromititas ricas en Al cristalizan a partir de un magma de composición tholeiítica. Los magmas boniníticos están subsaturados en S y presentan contenidos más elevados de EGP que los tholeiíticos (Hamlyn et al., 1985; Peck et al., 1992; Zhou et al., 1998).

Por otra parte, la morfología de los patro-

nes normalizados a condritas de las cromititas ofiolíticas, caracterizados generalmente por una pendiente negativa, ha sido explicada por la cristalización primaria de minerales de Os, Ir y Ru anterior o junto a la cristalización de cromita, y la segregación de Rh, Pt, y Pd al fundido residual (Barnes et al., 1985, 1988). Alternativamente, también se puede explicar la morfología negativa de los patrones de EGP si asumimos que el incremento en la $f\text{O}_2$ es el principal mecanismo a partir del cual cristaliza la cromita. En este caso, la alta solubilidad del Pt con respecto al Ir en fundidos basálticos al aumentar la $f\text{O}_2$ (Amossé et al., 1990) explicaría la morfología de los patrones normalizados a condritas. Según el modelo propuesto por Proenza et al. (1999a), el aumento de $f\text{O}_2$ necesario para provocar la precipitación de cromita traería consigo, además, la saturación del magma en Ir (y, por extensión, en Ru y Os) y la precipitación de fases minerales con estos elementos, mientras que el Rh, Pt y Pd permanecerían disueltos en el magma. Este fraccionamiento se justifica también si admitimos la existencia de la $f\text{S}_2$ necesaria para la cristalización de fases sulfuradas en lugar de aleaciones, ya que mientras la solubilidad del Ir es independiente de la $f\text{S}_2$, la del Pt aumenta considerablemente a partir de valores de $f\text{S}_2$ ligeramente superiores a 10^{-4} (Amossé et al., 1990).

También, el contenido de EGP en las cromititas ofiolíticas se ha vinculado con el ambiente geotectónico. Leblanc (1991) propone que los contenidos de EGP en las cromititas ofiolíticas están controlados por la velocidad de expansión de la corteza oceánica. La velocidad de expansión regula el grado de fusión parcial y el flujo magmático en el manto. En consecuencia, las cromititas pobres en EGP se formarían en contextos de expansión lenta, mientras que las cromititas ricas en EGP se forman en ofiolitas generadas en contextos de expansión rápida. Alternativamente, Zhou et al. (1998) han sugerido que las cromititas ricas en EGP se formaron en una zona axial de arco volcánico, mientras que las pobres en

EGP se generaron en un contexto de cuenca de trasera de arco.

¿Por qué las todas las cromititas ricas en Cr, si han cristalizado a partir de un magma bonínfíco, no presentan un enriquecimiento en EGP de igual orden de magnitud? o ¿Por qué las cromititas ricas en Al normalmente presentan un patrón de distribución de EGP, normalizado a los valores condríticos, con una anomalía negativa en Ir?. Estas preguntas continúan siendo cuestiones a descifrar.

Consideraciones finales

En función de lo expuesto, las preguntas planteadas al principio pueden contestarse de una forma sintética:

1) La existencia de importantes cuerpos de cromititas es sólo posible en complejos ofiolíticos con características de ofiolitas de zonas suprasubducción. En estos complejos, la sección mantélica debe de ser de composición harzburgítica y, en ella, el #Cr de la espinela cromífera debe de oscilar entre 0.5 y 0.7. Los magmas en equilibrio con las cromititas varían desde composiciones bonínfícas hasta BABB.

2) El principal mecanismo que controla la cristalización de cromita es el cambio en la fO_2 . La solubilidad de Cr disminuye fuertemente con el incremento de la fO_2 , lo que provoca que en determinadas regiones del espacio T- fO_2 -P, la única fase *líquidus* en fundidos basálticos con composiciones muy diferentes sea la cromita (Hill y Roeder, 1974). No obstante, hay que tener en cuenta también el papel que juega el H_2O en la solubilidad del Cr en el magma, tanto como agente depolimerizador del fundido, como por ser un posible agente oxidante.

3) En un manto litosférico localizado en una zona de suprasubducción, las reacciones fundido/peridotita provocan la disolución selectiva de Opx, combinada con la precipitación de olivino. Durante estas reacciones el

Cr es liberado de los Opx hacia el fundido. Estos fundidos calcoalcalinos, pueden mezclarse con fundidos hidratados altamente oxidantes dando lugar a un aumento en la fO_2 y como consecuencia a la cristalización de cromita.

4) El principal factor que controla la composición de la cromita es el grado de interacción (reacción) entre el magma parental y las peridotitas mantélicas. La composición bimodal de la cromita, o la existencia de un espectro continuo en su composición química es consecuencia de un progresivo cambio en la composición del magma parental híbrido a diferentes niveles de la columna mantélica.

5) Las fases hidratadas presentes como inclusiones en los cristales de cromita son un resultado del carácter hidratado del magma parental. Los fundidos hidratados ricos en H_2O y otros volátiles proceden de la deshidratación de la placa subducente.

6) El contenido en EGP en las cromititas esta condicionado por la composición del magma parental. Las cromititas ricas en Cr están enriquecidas en EGP ya que han cristalizado a partir de magmas sub-saturados en S (bonínfícos), mientras que las cromititas ricas en Al han cristalizado a partir de magmas saturados en S y pobres en EGP (BABB).

Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo y asesoramiento en los trabajos de campo por parte de varios geólogos cubanos: D. Revé, G. Rodríguez, A. Rodríguez-Vega, R. Díaz-Martínez, J. Batista, J. Blanco-Moreno, J. Carmenate, O. Vera, N. Muñoz, M. Pelier, J.C. Labrada, W. Lavaut, R. Ruiz-Sánchez y M. Navarrete. Este trabajo se ha enriquecido con las discusiones sobre cromititas ofiolíticas mantenidas con J.F. Lewis (*George Washintong University*), M. Leblanc y J.L. Bodinier (*CNRS et Université de Montpellier II*) y S. Arai (*Kanazawa University*).

Parte de esta investigación ha sido financiada a través del proyecto BTE2001-3308. Este trabajo es una contribución al proyecto IGCP 427 y a un proyecto de la AECI (Programa de Cooperación Científica con Iberoamérica 2000).

Referencias

- Adamovich, A. y Chejovich, V.D. (1964): Principales características de la geología y de los minerales útiles de la región nordeste de la provincia de Oriente. *Revista Tecnológica* 2, 14-20.
- Ahmed, A.H., Arai, S., Attia, A.K. (2001): Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt. *Mineralium Deposita* 36, 72-84.
- Ahmed, Z. (1984): Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolitic Sakhakot-Qila complex, Pakistan. *Economic Geology* 79, 1334-1359.
- Ahmed, Z. (1996): Chromite from the Bela Arc-Basin Ophiolite, Pakistan. *International Geology Review* 38, 607-624.
- Amossé J., Allibert M., Fischer, W. y 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 (1992): Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* 56, 173-184.
- Arai, S. (1997a): Origin of podiform chromitites. *Journal of Asian Earth Sciences* 15, 303-310.
- Arai, S. (1997b): 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. y Abe, N. (1995): Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *American Mineralogist* 80, 1041-1047.
- Arai, S. y Yurimoto, H. (1994): Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology* 89, 1279-1288.
- Arai, S. y Yurimoto, H. (1995): Possible sub-arc origin of podiform chromitites. *The Island Arc* 4, 104-111.
- Augé, T. (1986): Platinum-group-minerals inclusions in chromitites from the Oman ophiolites. *Bulletin de Mineralogie* 109, 301-304.
- Augé, T. (1987): Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: Mineralogical constraints. *Mineralium Deposita* 22, 1-10.
- Augé, T. (1988): Platinum group minerals in the Tiebaghi and Vourinos ophiolitic complexes: genetic implications. *Canadian Mineralogist* 26, 177-192.
- Augé, T. y Johan, Z. (1988): Comparative study of chromite deposits from Troodos, Vourinos, North Oman and New Caledonia ophiolites. En: Boissonnas, J. y Omenetto, P. (eds.), *Mineral Deposits within the European Community*, Springer Verlag, Berlin, 267-288.
- Augé, T. y Maurizot, P. (1995): Stratiform and alluvial platinum mineralization in the New Caledonia ophiolite complex. *Canadian Mineralogist* 33, 1023-1045.
- Bacuta, G.C. (Jr.), Kay, R.W., Gibbs, A.K. y Lipin, B.R. (1990): Platinum-group element abundance and distribution in chromite deposits of the Acoje Block, Zambales ophiolite complex, Philippines. *Journal of Geochemical Exploration* 37, 113-145.
- Bai, W., Robinson, P.T., Fang, Q., Yang, J., Yan, B., Zhang, Z., Hu, X.-F., Zhou, M.-

- F. y Malpas, J. (2000): The PGE and base metal alloys in the podiform chromitites of the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Canadian Mineralogist* 38, 585-598.
- Ballhaus, C., Berry, R.F. y Green, D.H. (1991): High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 107, 27-40.
- Barnes, S.J., Boyd, R., Korneliussen, A., Nilsson, L.P., Pedersen R.B. y 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. En: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowles, J.F.W. y Cribb, S.J. (eds.), *Geoplatinum 87*, London, Elsevier Applied Science, 113-144.
- Barnes, S.J., Naldrett, A.J. y Gorton, M.P. (1985): The origin of the fractionation of platinum-group elements in the terrestrial magmas. *Chemical Geology* 53, 303-323.
- Bédard, J. H. y Hébert, R. (1998): Formation of chromitites by assimilation of crustal pyroxenites and gabbros into peridotitic intrusions: North Arm Mountain massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada. *Journal of Geophysical Research* 103, 5165-5184.
- Boudier, F. y Nicolas, A. (1985): Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters* 76, 84-92.
- Brey, G.P. y Köhler, T. (1990): Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinowicz, M., Moutte, M., Leblanc, M. y Prinzhofer, A. (1981): Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Economic Geology* 76, 805-831.
- Corrivaux, L. y Laflame, J.H.G. (1990): Minéralogie des éléments du groupe du platine dans les chromitites de l'ophiolite de Therford Mines, Québec. *Canadian Mineralogist* 28, 579-595.
- Dunlop, H.M. y Fouillac, A.M. (1986): Isotope geochemistry of Oman basic-ultrabasic rocks and chromite deposits. En: Gallagher, M.P., Ixer, R.A., Neary, C.R. y Pritchard, H.M. (eds.), *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. Institute of Mining and Metallurgy, London, 291-304.
- Economou- Eliopoulos, M. (1986): Platinum-group element in chromite and sulfide ores within the ultramafic zone of some Greek ophiolite complexes. En: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. y Pritchard, H.M. (eds.), *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. Institute of Mining and Metallurgy, London, 441-454.
- Economou-Eliopoulos, M. (2001): Geochemical constrains on the origin, geotectonic setting and exploration for chromite deposits in ophiolite complexes. En: Piestrzyński et al. (eds.), *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*. A.A. Balkema Publishers, 573-577.
- Edwards, S.J., Pearce, J.A., y Freeman, J. (2000): New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromite. En: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A. (eds.), *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program: Boulder, Colorado*, *Geological Society of American Special Paper* 349, 139-147.
- Falloon, T.J., Malahoff, A., Zonenshain, L.P. y Bogdanov, Y. (1992): Petrology and geochemistry of back-arc basin basalts from the Lau Basin spreading ridges at 15°, 18° and 19°S. *Mineralogy and Petrology* 47, 1-35.

- Flint, D.E., de Albear, J.F. y Guild, P.W. (1948): Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey Province, Cuba. *U. S. Geological Survey Bull.* 954-B, 39-63.
- Fonseca, E., Sladkevich, V., Santa Cruz, M., Morales, A., Rodríguez, R., Capote, C., Navarrete, M. y García, I. (1992): Geología de los yacimientos cromíticos con evaluación pronóstico. Informe final tema 401-12. Unidad Minera Punta Gorda, Moa. Cuba.
- Garrido, C.J. y Bodinier, J.L. (1999): Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotites: evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. *Journal of Petrology*, 40, 729-754.
- Graham, I.T., Franklin, B.J. y Marshall, B. (1996): Chemistry and mineralogy of podiform chromitite deposits, southern NSW, Australia: a guide to their origin and evolution. *Mineralogy and Petrology* 57, 129-150.
- Guild, P.W. (1947): Petrology and structure of the Moa Chromite District, Oriente province, Cuba. *American Geophysical Union* 28, 218-246.
- Haggerty (1976): The Oxide Minerals. En: Rumble, D. (ed.), *Reviews in Mineralogy*, Vol. 3. III, 656 p. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America.
- Hamlyn, P.R., Keays, R.R., Cameron, W.E., Crawford, A.J. y Waldron, H.M. (1985): Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implication for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 1797-1811.
- Hill, R. y Roeder, P. (1974): The crystallization of spinel from basaltic liquid as function of oxygen fugacity. *Journal of Geology* 82, 709-729.
- Hock, M., Friedrich, G., Plüer, W.L. y Wichowski, A. (1986): Refractory and metallurgical type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita* 21, 190-199.
- 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. y 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.
- Jankovic, S. y Karamata, S. (1986): The chromite deposits of the NE Mediterranean: principal morpho-structural features and genetic implications. En: Karamata, S. (ed.), *Chromites. Metallogeny of Ophiolites*. Unesco IGCP-197 project, 45-66.
- Johan, Z. (1986): Chromite deposits of New Caledonian ophiolites nappes. En: Petrascheck, W, Karanata, S., Kravchenko, G.G., Johan, Z., Economou, M., Engin, T. (eds.), *Chromites*, Theophrastus Pub., Athens, 311-339.
- Johan, Z., Dunlop, H., Le Bel, L., Robert, J.L. y 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.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. y Salters, V.J.M. (1995): Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature* 375, 747-753.

- Kravchenko, G.G. y Vázquez, S.O. (1985): Estructura y perspectivas cromíferas de algunas regiones de los macizos ultrabásicos de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio* 10, 37-55.
- Lago, N.L., Rabinowicz, M. y Nicolas, A. (1982): Podiform chromite orebodies: a genetic model. *Journal of Petrology* 23, 103-125.
- Lavaut, W., Medina, A., Acosta, J., Guerra, M. y Figueredo, D. (1994): Investigaciones geólogo-geofísicas actuales del macizo ofiolítico Sierra de Nipe: un sistema para el pronóstico y prospección de cromitas metalúrgicas. Resúmenes del Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería. Santiago de Cuba, p. 108.
- 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. *Canadian Mineralogist* 35, 219-246.
- Leblanc, M. (1991): Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. En: Peters, T.J., Nicolas, A. y Coleman, R.G. (eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Lithosphere* Kluwer Academic. Publ., Dordrecht: 231-260.
- Leblanc, M. (1995): Chromite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault, Poum, New Caledonia. *Economic Geology* 20, 2028-2039.
- Leblanc, M. y 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. y 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. En: Panayiotou, A. (ed.) *Ophiolites: Proceedings of the International Ophiolite Symposium*, Cyprus: Nicosia, Cyprus Ministry of Agriculture and Natural Resources, Geological Survey Department: 691-701.
- Leblanc, M. y Nicolas, A. (1992): Les chromitites ophiolitiques. *Chronique de Recherche Minière* 507, 3-25.
- Leblanc, M. y Violette, J.F. (1983): Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology* 78, 293-301.
- Legendre, O. y Augé, T. (1986): Mineralogy of platinum-group mineral inclusions in chromitite from different ophiolitic complexes. En: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. y Pritchard, H.M. (eds.), *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. Institute of Mining and Metallurgy, London, 361-372.
- Lorand, J. y Ceuleneer, G. (1989): Silicate and base-metal sulfide inclusions in chromites from de Maqсад area (Oman ophiolite): a model for entrapment. *Lithos* 22, 173-190.
- Malitch, K.N., Melcher, F. y Mühlhans, H. (2001): Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath, Austria. *Mineralogy and Petrology* 73, 247-277.
- Malpas, J., Robinson, P.T. y Zhou, M.F. (1997): Chromitite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault, Poum, New Caledonia-A discussion. *Economic Geology* 92, 502-504.
- Maurel, C. y 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. *Bulletin de Minéralogie* 105, 197-202.

- McElduff, B. y Stumpfl, E.F. (1991): The chromitite deposits of the Troodos complex, Cyprus. Evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. *Mineralium Deposita* 26, 307-318.
- Meffre, S., Aitchison, J.C., y Crawford, A.J. (1996): Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. *Tectonics* 15, 67-83.
- Melcher, F. (2000): Base metal – platinum-group element sulfides from the Urals and the Eastern Alps: characterization and significance for mineral systematics. *Mineralogy and Petrology* 68, 177-211.
- Melcher, F., Grum, W., Grigore, S., Thalhammer, V.T. y Stumpfl, E.F. (1997): Petrogenesis of the ophiolitic Giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology* 38, 1419-1458.
- Murashko, V.I. (1966): Cromititas de la Isla de Cuba. C.N.F.G. La Habana, Cuba.
- Murashko, V.I. y Lavandero, R.M. (1984): Yacimientos de cromitas metalúrgicas de la región Mayarí-Sagua de Tánamo. *Serie Geológica* 3, 17-31.
- Murashko, V.I. y Lavandero, R.M. (1989): Chromite in the hyperbasite belt of Cuba. *International Geology Review* 31, 90-99.
- Nicolas, A. y Al Azri, H. (1991): Chromite-rich and chromite-poor ophiolites: the Oman case. En: Peters, T.J., Nicolas, A., Coleman, R.G. (eds.). *Ophiolites: genesis and evolution of oceanic lithosphere*, Kluwer Acad. Pub., Dordrecht, 261-274.
- Nicolas, A. y Prinzhofer, A. (1983): Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *Journal of Petrology* 24, 188-206.
- Ohnenstetter, M., Karaj, N., Neziraj, A., Johan, Z. y Cina, A. (1991): Le potentiel platinifère des ophiolites: minéralisations en éléments du groupe du platine (PGE) dans les massifs de Tropoja et Bulquiza, Albanie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 13, 201-208.
- Oberger, P., Lorand, J.P., Girardeau, J., Mercier, J.C.C. y Pitragool, S. (1995): Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, northern Thailand. *Lithos* 35, 153-182.
- Peck, D.C., Keays, R.R. y Ford, R.J. (1992): Direct crystallization of refractory platinum-group element alloys from boninitic magmas: evidence from western Tasmania. *Australian Journal of Earth Sciences* 39, 373-387.
- Page, N.J., Aruscavage, P.J. y Haffty, J. (1983): Platinum-group elements in rocks from the Voikar-Syninsky ophiolite complex, Polar Urals, USSR. *Mineralium Deposita* 18, 443-455.
- Page, N.J., Cassard, D. y Hoffty, J. (1982a): 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. y Hoffty, J. (1984b): 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., Browns, M.A., Smewing, J.D. y Haffty, J. (1982b): Palladium, platinum, rhodium, iridium and ruthenium in chromite-rich rocks from the Semail ophiolite, Oman. *Canadian Mineralogist* 20, 537-548.
- Page, N.J., Singer, D.A., Moring, B.C., Carlson, C.A., McDade, J.M. y Wilson, S.A. (1986): Platinum-group elements resources in podiform chromitites from California and Oregon. *Economic Geology* 81, 1261-1271.
- Page, N.J. y Talkington, R.W. (1984a): Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and iridium in peridotites and chromitites

- from ophiolites complexes in Newfoundland. *Canadian Mineralogist* 22, 137-149.
- Paktunc, A.D. (1990): Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. *Ore Geology Reviews* 5, 211-222.
- Parkinson, I.J. y Pearce, J.A. (1998): Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology* 39, 1577-1618.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J. y Leat, P.T. (2000) Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36-53.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. y Roberts, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. En: Kokelaar, B.P., y Howells, M.F. (eds.), *Marginal Basin Geology*. Geological Society, London Special Publication 16, 77-94.
- Peng, G., Lewis, J., Lipin, B., McGee, J., Bao, P. y Wang, X. (1995): Inclusions of phlogopite and phlogopite hydrates in chromite from the Hongguleleng ophiolite in Xinjiang, northwest China. *American Mineralogist* 80, 1307-1316.
- Prichard, H.M. y Lord, R.A. (1988): The Shetland ophiolite: evidence for a supra-subduction zone origin and implications for platinum-group element mineralisation. En: Boissonnas, J. y Omenetto, P. (eds.), *Mineral Deposits within the European Community*, Springer Verlag, Berlin, 289-302.
- Prichard, H.M. y Lord, R.A. (1993): An overview of the PGE concentrations in the Shetland ophiolite complex. En: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. y Neary, C.R. (eds.), *magmatic Processes and Plate Tectonic*. Geological Society, London, Special Publications, 76, 273-294.
- Prichard, H.M., Lord, R.A. y Neary, C.R. (1996): A model to explain the occurrence of platinum and palladium rich ophiolite complexes. *Journal of the Geological Society of London* 153, 323-328.
- Prichard, H.M., Neary, C.R. y Potts, P.J., 1986. Platinum-group minerals in the Shetland ophiolite. En: Gallagher, M.G., Ixer, R.A., Neary, C.R. y Pritchard, H.M. (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., Gervilla, F. y Melgarejo, J.C. (1999b): La *Moho Transition Zone* en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa: un ejemplo de interacción magma/peridotita. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12(3-4), 309-327.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C. y Bodinier, J.L. (1999a): Al- and Cr- rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubduction mantle. *Economic Geology* 94, 547-566.
- Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Revé, D. y Rodríguez, G. (1998b): Las cromititas ofiolíticas del yacimiento Mercedita (Cuba). Un ejemplo de cromititas ricas en Al en la zona de transición manto-corteza. En: Melgarejo, J.C. y Proenza, J.A. (eds.). *Geología y metalogenia de Cuba: una introducción*. *Acta Geologica Hispanica* 33(1-4), 179-212.
- Proenza, J.A., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Lavaut, W., Revé, D. y Rodríguez, G.

- (1998a): Cromititas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). En: Melgarejo, J.C. y Proenza, J.A. (eds.), Geología y metalogenia de Cuba: una introducción. *Acta Geologica Hispanica*, 33(1-4), 153-177.
- Rahgoshay, M. y Juteau, T. (1980): Chromites from the ophiolitic massif of Pozanti-Karsanti, cilician taurus, Turkey: new observations about their structural setting and geochemistry. *Metallogeny of Mafic and Ultramafic Complexes*, 114-126.
- Roberts, S. (1988): Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon?. *Economic Geology* 83, 1034-1036.
- Robinson, P.T., Zhou, M.F., Malpas, J. y Bai, W.J. (1997): Podiform chromitites: Their composition, origin and environment of formation. *Episode*, 20(4), 247-252.
- Roeder, P.L. y Reynolds, I. (1991): Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. *Journal of Petrology* 32, 909-934.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Lorand, J.P., Massare, D., Deloule, E. y Chaussidon, M. (1997): Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 489-497.
- Spiegelman, M. (1993): Physics of melt extraction: theory, implications and applications. En: Cox, K.G., McKenzie, D. y White, R.S. (eds.), *Melting and melt movement in the Earth*, Oxford University Press, New York, 23-52.
- Stockman, H.W. y 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. y 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.
- Tankut, A. (1980): The Orhaneli massif, Turkey. En Panayiotou, A. (ed.), *Ophiolites Proc. Int. Ophiolite Symp.*, 702-713.
- Thayer, T.P. (1964): Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations in the Guleman-Soridag district, Turkey. *Economic Geology* 59, 1497-1524.
- Thayer, T.P. (1969): Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits. En: Magmatic ore Deposits, *Economic Geology Monograph* 4, 132-146.
- Ulmer, G.C. (1969): Experimental investigations of chromite spinels (with discussion). *Magmatic ore deposits, Economic Geology monograph* 4, 114-131.
- Watkinson, D.H. y 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.
- Zhou, M.F. y Bai, W.J. (1992): Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita* 27, 192-199.
- Zhou, M.F. y 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. y Robinson, P.T. (1997): Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology* 92, 259-262.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. y Bai, W.J. (1994): Formation of podiform chromites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita* 29, 98-101.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J. y Zijin Li. (1996): Podiform chromites in the

Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): implications for mel-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology* 37, 3-21.

Zhou, M.-F., Sun, M., Keays, R. R., y Kerrich, R. W. (1998): Controls on platinum-group elemental distributions of podiform

chromitites: A case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 677-688.

Aceptado: Septiembre 2002