

# PETROLOGÍA DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS DE AFINIDAD OFIOLÍTICA PRESENTES EN LA ZONA DE CAYO GRANDE (MACIZO OFIOLÍTICO MOA-BARACOA), CUBA ORIENTAL

## PETROLOGY OF PLUTONIC ROCKS OF OFIOLITIC AFFINITY CURRENT IN THE CAYO GRANDE ZONE (OFIOLITIC MASSIF MOA-BARACOA), EASTERN CUBA

**ROSA M. RODRÍGUEZ**  
**JESÚS BLANCO MORENO**  
**JOAQUÍN PROENZA**  
**GERARDO OROZCO**

E-mail: rrodriguez@moa.minbas.cu  
Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa

Universidad de Barcelona

Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa

**RESUMEN:** La zona de Cayo Grande es parte del Macizo Moa-Baracoa, localizado en la parte más oriental de la faja Mayarí-Baracoa. En este trabajo se presentan y se discuten las características texturales, petrográficas, de quimismo mineral, de geotermometría catiónica, así como las implicaciones petrogenéticas de las rocas de afinidad ofiolítica presentes en la zona de Cayo Grande.

Las características microestructurales de las *dunitas impregnadas* en la zona de estudio, indican condiciones de desequilibrio entre el olivino y la asociación plagioclasa+clinopiroxeno, y no presentan correlación entre los contenidos de forsterita y los de Ni en los olivinos. Esto es indicativo de la existencia de circulación magmática mediante flujo poroso en la zona.

El orden de cristalización de los clinopiroxenos anterior a la plagioclasa, y la composición de las plagioclasas en las gabronoritas estudiadas en la zona de Cayo Grande, son indicativos de secuencias de acumulados en ofiolitas de zonas de suprasubducción, lo que sugiere un ambiente geodinámico en una zona de expansión de una cuenca de trasarco para las gabronoritas de la zona de Cayo Grande.

**Palabras claves:** Zona de transición manto corteza, macizo ofiolítico, gabros bandeados, peridotitas impregnadas.

**ABSTRACT:** The Cayo Grande zone, it's part of the Moa-Baracoa Massif located in the most eastern part of the Mayari-Baracoa Belt. This work introduced and argues the textural and petrography characteristics, mineral chemistry, cationic geotermometry, as well as the petrogenetic implications for the rocks of ofiolitic affinity present in the Cayo Grande zone.

The microstructural characteristic of the *impregnated dunitas* in the investigated zone, designate disequilibria conditions between the olivine and the plagioclase-clinopiroxene association; and its don't present correlation between the forsterite and Ni contents in the olivine. Being this indicative of the existence of magmatic circulation by means of porous flow in the zone.

The order of crystallization of the clinopiroxene previous to the plagioclase, and the plagioclase composition in the gabronorites studied in the Cayo Grande area, is indicative of sequences of ofiolites accumulated in of suprasubduction zone. Which suggests a geodynamic environment in an expansion zone like a backarc basin for the gabronorites in the Cayo Grande zone.

**Key words:** Moho transition zone, Ofiolitic Masiff Moa-Baracoa, Layers gabros, Impregnated peridotites.

### INTRODUCCIÓN

El macizo ofiolítico Moa-Baracoa se localiza en la parte más oriental de la faja Mayarí-Baracoa. Los estudios de quimismo mineral de las rocas plutónicas de este macizo son muy escasos, y se pueden destacar los realizados por Lewis *et al.* (1994) y Proenza (1998). Este último autor reconoce dentro de las rocas plutónicas presentes en el macizo, 4 niveles: a) peridotitas con texturas de tectonitas, b) la denominada zona de transición manto/corteza —*Moho Transition Zone*, MTZ—, c) los gabros bandeados, y d) los gabros isotrópicos.

La MTZ en el macizo ofiolítico Moa-Baracoa se caracteriza por la presencia de harzburgitas, dunitas, *sills* de gabros, diques de gabros y pegmatoides gabroicos (Proenza, 1998; Proenza y otros, 1999 a). Además de estos tipos litológicos, aparece un tipo de peridotita (sobre todo dunita) con contenidos relativamente elevados de plagioclasas y clinopiroxenos. Estas rocas fueron descritas por Proenza (1998), en el área del yacimiento Merceditas, con la denominación de "peridotitas impregnadas". Las "peridotitas impregnadas" también han sido descritas como dunitas con plagioclasas y/o troctolitas (Guild, 1947; Torres, 1987; Fonseca y otros, 1992).

El macizo Moa-Baracoa carece de una cartografía de detalle que permita establecer los límites de la MTZ a lo largo del macizo; sin embargo, en las zonas donde se ha estudiado en detalle la MTZ (ej: área de Merceditas; Proenza, 1998) se ha podido constatar que el límite inferior de la MTZ es transicional hacia las peridotitas con texturas de tectonitas (sobre todo harzburgitas). En cambio, el límite superior suele estar definido por unos niveles de gabros bandeados, los cuales han sido interpretados en los complejos ofiolíticos como equivalentes a la base de la corteza oceánica (Nicolas, 1989). Estos niveles de gabros bandeados en el macizo Moa-Baracoa suelen estar representados, principalmente, por gabros olivínicos y gabronoritas (Torres, 1987; Proenza, 1998).

Los gabros con ortopiroxeno no suelen ser muy abundantes, aunque la presencia de gabronoritas es un buen indicador geodinámico, ya que tales tipos litológicos son característicos de los niveles corticales inferiores en ofiolitas de zonas de suprasubducción (SSZ), tales como las del Complejo de Troodos en Chipre (Hebert y Laurent, 1990) o las del bloque Haylayn en las ofiolitas de Semail en Omán (Lachize *et al.*, 1996). En la secuencia litológica de la zona del yacimiento Merceditas, en el macizo Moa-Baracoa, aparecen fundamentalmente gabronorita y gabro olivínico con textura de adcumulados y mesocumulados, lo que Proenza (1998) reconoce como característico de ofiolitas de suprasubducción.

En este trabajo se presentan y se discuten las características texturales, petrográficas, de quimismo mineral, de geotermometría catiónica, así como las implicaciones petrogenéticas de las rocas de afinidad ofiolítica presentes en la zona de Cayo Grande en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba).

### MARCO GEOLÓGICO

Las ofiolitas del cinturón septentrional se disponen a lo largo de toda la parte norte de la isla de Cuba (Iturralde-Vinent, 1994, 1996). Dentro de ellas, la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa es un cuerpo alóctono de carácter tabular con una longitud de 170 km y un espesor que raramente sobrepasa los 1 000 m. Según Torres (1987), Fonseca *et al.* (1985, 1992) e Iturralde-Vinent (1996), esta faja ofiolítica está constituida por los diferentes complejos litológicos representativos de una secuencia ofiolítica completa, aunque separados por contactos tectónicos. De abajo arriba se disponen las a) peridotitas con textura de tectonitas, b) "cumulados ultramáficos", c) cumulados máficos, d) diques de diabasa, y e) secuencias efusivo-sedimentarias.

Bajo las ofiolitas subyacen, a través de una falla subhorizontal, rocas volcanosedimentarias del arco de islas Cretácico, estas últimas cubiertas, transgresivamente, por secuencias flyschoides y olistostrómicas de edad Maastrichtiano a Paleoceno (Iturralde-Vinent, 1994).

En el extremo más oriental, las ofiolitas de la faja Mayarí-Baracoa cabalgan sobre las rocas metamórficas de Güira de Jauco y del Terreno Asunción. En otras regiones, los cuerpos ofiolíticos aparecen cubiertos por

materiales volcanosedimentarios pertenecientes al arco de islas del Paleógeno y por secuencias terrígenas carbonatadas más jóvenes (Quintas, 1989; Iturralde-Vinent, 1996).

Se han propuesto varias divisiones tectónicas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Fonseca *et al.*, 1985; Campos, 1989; Nekrasov *et al.*, 1989). Proenza (1998) divide la Faja Mayarí-Baracoa en tres macizos: 1) Macizo Mayarí-Cristal, 2) Macizo Sierra del Convento, y 3) Macizo Moa-Baracoa.

### Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa

El Macizo Moa-Baracoa, que está localizado en el extremo oriental de la Faja Mayarí-Baracoa, ocupa un área aproximada de 1 500 km<sup>2</sup> y presenta un gran desarrollo de los complejos ultramáficos, de gabros y volcanosedimentarios (Fig. 1). Se ha estimado un espesor de aproximadamente 1 000 m para el complejo ultramáfico y 500 m para el de gabros (Fonseca *et al.*, 1985) mientras que para el complejo volcanosedimentario se ha considerado un espesor de 1 200 m (Quintas, 1989). Las secuencias mantélicas y los cumulados de las ofiolitas Mayarí-Baracoa se han datado como Jurásico-Cretácico y las volcanosedimentarias como Hauteriviano(?) - Campaniano(?) (Iturralde-Vinent, 1996).

El complejo ultramáfico se caracteriza petrológicamente por un predominio de las harzburgitas y, en menor medida, de dunitas; además, se han descrito dunitas plagioclásicas, wehrlitas, lherzolitas y piroxenitas (Guild, 1947; Ríos y Cobiella, 1984; Heredia y Terepin, 1984; Fonseca *et al.*, 1985, 1992; Torres, 1987; Andó y otros, 1989). La mayoría de los trabajos antes citados diferencian en el complejo ultramáfico niveles de cumulados; sin embargo, Proenza, 1998, considera todas las rocas ultramáficas presentes como restos litosféricos del manto.

Los gabros de cumulados forman grandes cuerpos incluidos en el complejo ultramáfico. La dimensión de los cuerpos oscila entre uno y 3 km de ancho, por 10 a 15 km de longitud. El contacto entre el complejo ultramáfico y el de gabros es mayoritariamente tectónico. Muchas veces, los gabros están cubiertos por mantos de rocas ultramáficas (Fonseca *et al.*, 1985), aunque Andó y otros (1989) plantean que en algunos sectores el contacto es transicional. La parte inferior del complejo de gabros se caracteriza por presentar un marcado bandedo. Los principales tipos petrológicos descritos son: gabros olivínicos, gabronorita, anortositas y noritas (Ríos y Cobiella, 1984; Fonseca *et al.*, 1985; Torres, 1987). El contacto entre los diferentes tipos de gabros es transicional.

El complejo de diques de diabasas está muy mal representado. Las diabasas descritas en la región aparecen principalmente en forma de bloques tectónicos incluidos en los niveles de gabros, sobre todo en la parte superior del complejo cumulativo (Torres y Fonseca, 1990), aunque los estudios realizados son insuficientes.

En el macizo también existen numerosos cuerpos de cromititas, *sills* de gabros, así como diques de gabros y

pegmatoides gabroicos (Fonseca *et al.*, 1992; Proenza y otros, 1998). Los *sills* de gabros y cromititas se localizan en la parte más alta de la secuencia mantélica, en la zona de transición entre las peridotitas con texturas de tectonitas y los cumulados máficos.

Según Proenza, 1998, figura 1, en el macizo aparece, de abajo arriba: a) una zona de harzburgitas con texturas de tectónicas; b) una zona de harzburgitas que contiene principalmente cuerpos de dunitas, plagioclásicas, *sills* de gabros, diques de gabros y pegmatoides gabroicos; así como cuerpos de cromititas (esta zona corresponde a la denominada *Moho Transition Zone*); c) la zona de los cumulados máficos (gabros), los cuales presentan en la base un gran desarrollo de gabros bandeados (gabros

olivínicos, gabronoritas), que transicionan hacia la parte alta a gabros isotrópicos; d) la zona del complejo de diques de diabasa?, y e) el complejo efusivo.

La zona de harzburgitas con texturas de tectonitas, está representada petrológicamente también por wherlitas, lherzolitas, bolsones aislados de dunitas, todas serpentinizadas, raros diques de gabroides, ocasionalmente cromititas (Iturralde-Vinent, 1996). Estas rocas muestran una transición gradual entre ellas, complicada en algunas zonas por fenómenos tectónicos tardíos. La variedad predominante son las harzburgitas, en menor grado dunitas y lherzolitas (Heredia y Teperín, 1984), y pueden aparecer además piroxenitas (Adamovich y Chejovich, 1963).

La zona de transición entre el manto y la corteza (*Moho Transition Zone —MTZ—*) fue estudiada en detalle por Proenza (1998) en el área del yacimiento Merceditas y está compuesta predominantemente por harzburgita, dunita, “peridotitas impregnadas” (con plagioclasa y piroxenos), *sills* de gabros, diques de gabro y de pagmatoides gabroicos y cuerpos de cromititas.

Las harzburgitas, en esta zona, constituyen más del 60 % de la MTZ y son el encajante de los demás tipos litológicos. Tienen un contenido elevado de olivino (73-90 %), ortopiroxenos (8-10 %), clinopiroxenos (0-1 %) y cromita accesoria (1-2 %). Son rocas que muestran típicas texturas de tectonitas y se caracterizan por presentar, predominantemente, texturas porfiroclásticas. Los porfiroclastos de enstatita, a veces con evidentes signos de deformación (extinción ondulada y kinkbands), tienen bordes de granos cóncavo-convexos, incluidos en una matriz recristalizada en la que los cristales de olivino pueden llegar a tener tamaño milimétrico. Esta textura indica que la formación del olivino tuvo lugar a partir del ortopiroxeno mediante reacciones entre la matriz peridotítica y un fundido basáltico intergranular (Proenza, 1998).

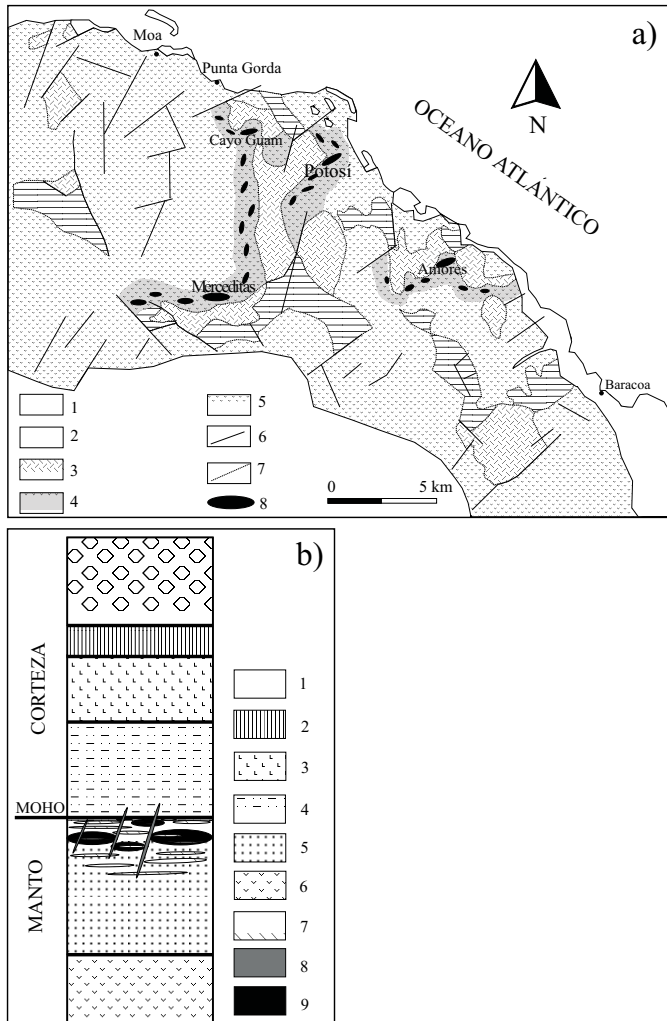
Las dunitas presentan un elevado grado de serpentización, superior al de las harzburgitas, en la MTZ del Macizo Moa-Baracoa y se presentan en dos tipos morfológico-estructurales de dunitas:

- a) cuerpos tabulares encajados en harzburgitas —dunitas tipo I.
- b) dunitas que envuelven los cuerpos de cromititas —dunitas tipo II.

Estas últimas presentan mayor tamaño de granos que las harzburgitas y texturas granoblásticas no deformadas, lo que pone de manifiesto la existencia de un intenso proceso de recristalización post-deformación, probablemente asociado a las reacciones peridotita/magma; contienen entre un 96-98 % de olivino, hasta un 2 % de cromita accesoria y hasta un 3 % de ortopiroxeno. En las dunitas tipo II no se observaron ortopiroxenos y tienen un contenido mucho menor de cromita.

Las “peridotitas impregnadas” de MTZ del macizo Moa-Baracoa presentan contenidos elevados, inusuales, de clinopiroxenos y plagioclásicas, y el olivino muestra evidencias de deformación, mientras que el clinopiroxeno

Figura 1. a) Mapa geológico esquemático del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (Proenza y otros, 1998). 1) Rocas sedimentarias post-orogénicas, 2) rocas volcánicas Cretácicas, 3) gabros, 4) *Moho Transition Zone* (harzburgitas, dunitas, peridotitas impregnadas, *sills* de gabros, diques de gabros y de pegmatoides gabroicos), 5) harzburgitas, 6) falla, 7) contacto tectónico, 8) depósitos de cromita. b) Columna sintética ideal para el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (Proenza y otros, 1998). La dimensión no está a escala. 1) Basaltos y cherts, 2) diques de diabasas, 3) gabros isotrópicos, 4) gabros bandeados, 5) harzburgitas y dunitas, 6) harzburgitas, 7) *sills* de gabros, 8) diques de gabros y pegmatoides gabroicos, 9) cromititas.



no, pues se asocia principalmente a las harzburgitas, formando parches dentro de éstas, evolucionan lateralmente por aumento de las proporciones modales de clinopiroxeno y plagioclasa a *sills* de troctolitas. Éstas son rocas relativamente frecuentes en otros complejos ofiolíticos y normalmente se han interpretado como resultado de la impregnación/cristalización de magmas basálticos que circulan intergranularmente, mediante flujo poroso, a través de las peridotitas refractarias (Nicolas, 1989).

Los *sills* de gabros se encuentran encajados tanto en las harzburgitas como en las dunitas, a veces aparecen incluidos concordantemente en los cuerpos de cromititas, coincidiendo el rumbo de los *sills* con el eje más largo de los lentes de cromititas. Están compuestos por clinopiroxenos en un 40-60 %, plagioclasa 30-50 %, olivino hasta un 20 % y cromitita accesorio en un 1 %; sus texturas son cumúlíticas típicas con predominio de texturas de adcumulados. La secuencia de cristalización fue olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, respectivamente. Estos gabros muestran texturas de flujo magmático definidas por un bandeado modal y por una foliación y lineación paralela a las de las peridotitas (harzburgitas o dunitas) encajantes (Proenza, 1998).

La zona de los cumulados máficos está compuesta por gabro, gabronorita, troctolitas, anortosita, relacionados por una transición gradual. Estas rocas componen cerca de un 10 % del área del macizo; están estructuradas en grandes bloques en contacto tectónico con las ultramafitas (Heredia y Teperín, 1984); sin embargo, aparecen, además, zonas de alternancia entre ambas litologías lo que hace pensar en contactos primarios transicionales (Ríos y Cobiella, 1984). En los puntos donde los contactos son tectónicos, los gabroides están cataclastizados y milonitizados, y las serpentinitas son esquistosas (Heredia y Teperín, 1984).

Rocas de afinidad ofiolítica de la zona de cumulados máficos fueron descritas por Ríos y Cobiella (1984) al este de Punta Gorda, en el municipio de Moa, en un cuerpo de gabroides denominado por ellos como Gabroides Quesigua, donde se reportó y describió una variedad de gabros representada por gabro normal, con textura masiva y fluidal con disposición paralela a subparalela de minerales máficos y félsicos. Su contenido en plagioclasa es de 50-90 % y el de clinopiroxenos, de 10-50 %. En el gabro olivínico se observaron textura masiva y granulometría de fina a media. Presenta estructura idiomórfica, hipidiomórfica, gabroide y reticular. La plagioclasa se reporta saussuritizada y el piroxeno enstatita bastitizado; el olivino alterado a minerales del grupo de la serpentina y como minerales accesorios, cromita y magnetita.

La gabronorita fue descrita con textura masiva, fluidal y granulometría de media a gruesa, presenta una estructura ofítica y gabroide. La plagioclasa se altera a saussurita, el piroxeno a bastita y el olivino a minerales del grupo de la serpentina. Como accesorios, magnetita y cromita en bajo porcentaje.

Además, se describe gabro troctolita con textura masiva, y predominio de minerales félsicos, con estructura hipidiomórfica, en partes reticular, donde el olivino se presenta en forma de reliptos. Se describe por primera vez la norita. Durante este estudio se señala un marcado bandeamiento en los gabros y la existencia de texturas primarias de flujo magmático (Ríos y Cobiella, 1984).

En el área del yacimiento Merceditas la secuencia de gabros bandeados está compuesta, principalmente, por gabronorita y gabro olivínico con textura de adcumulados y mesocumulados. El bandeado se origina por variaciones modales de los minerales mayoritarios. Presentan en su composición un 45-50 % de plagioclasa cálcica con un tamaño de grano de 0,6-2,5 mm de diámetro; 35-40 % de clinopiroxeno con un tamaño de grano de 0,6-2,2 mm; ortopiroxeno de 10-15 % con granos de 0,3-0,4 mm en posición intercumulus.

Los gabros olivínicos contienen hasta un 20 % de olivino con tamaño de grano de 0,7-1,7 mm, 35-50 % de clinopiroxeno y 35-60 % de plagioclasa. El orden de cristalización es olivino-clinopiroxeno-plagioclasa-ortopiroxeno; como minerales secundarios aparecen serpentina, anfíbol y magnetita (Proenza, 1998).

La zona del complejo de diques de diabasa está poco desarrollada; las diabasas descritas en la región aparecen principalmente en forma de bloques tectónicos, incluidos en los niveles de gabro, sobre todo en la parte superior del complejo cumulativo (Torres, 1987).

El complejo efusivo sedimentario está representado por la Formación Quibiján (Quintas, 1988), constituida ésta por basaltos afíricos, amigdaloidales y porfíricos, a menudo con estructura de almohadillas, capas de silicita, tobas y, raramente, calizas. Son rocas muy fracturadas, con cierta esquistosidad y cloritización. En algunas localidades la formación está intruida por gabros faneríticos con plagioclasa básica y piroxenos monoclinicos, raramente olivino y menas metálicas (Iturralde-Vinent, 1996). Estas rocas representan un magmatismo toleítico oceánico, y sus características petrológicas y su posición demuestran que están estrechamente vinculadas a las ofiolitas (Iturralde-Vinent, 1996; Kerr *et. al.*, 1999).

### **Las rocas de afinidad ofiolítica de la zona de Cayo Grande**

Las rocas presentes en el área de Cayo Grande son predominantemente harzburgitas, cuerpos de gabros, sobre todo gabronoritas y gabro olivínico, *dunitas impregnadas*, con plagioclasas y piroxenos y diques de pegmatoides gabroicos. El contacto entre los harzburgitas y los cuerpos de gabros es tectónico; los gabros están alterados en toda su área y sobre ellos se desarrolla una corteza de intemperismo medianamente madura.

### **MÉTODOS ANALÍTICOS**

Las asociaciones minerales y las relaciones texturales entre las diferentes fases minerales presentes en las muestras tomadas en la zona de estudio, han sido anali-

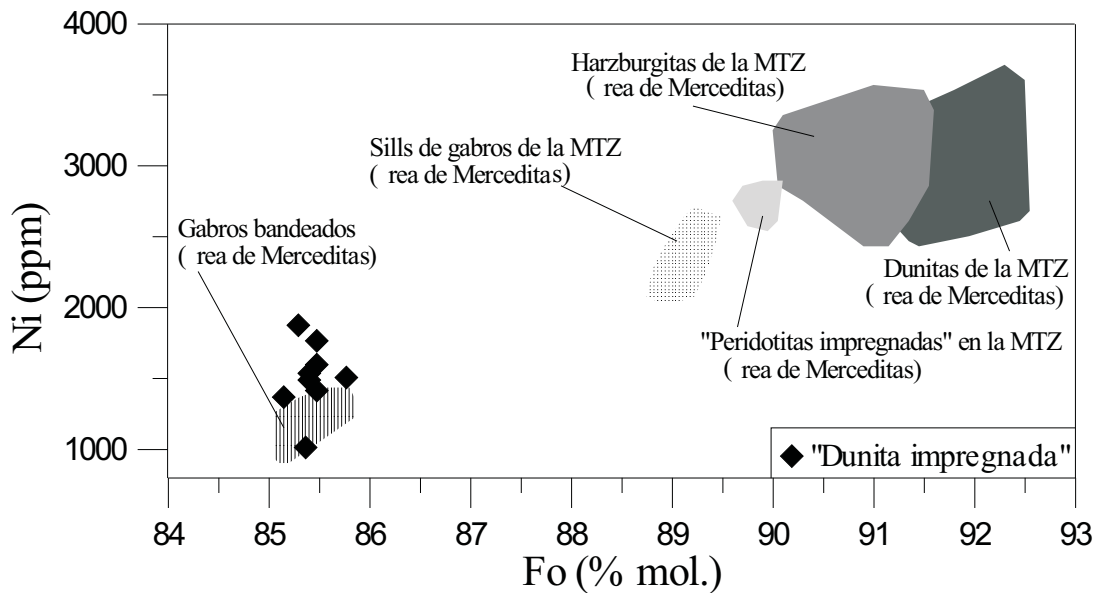


Figura 2. Contenido en Ni (ppm) respecto al componente forsterita (Fo) en el olivino de las dunitas impregnadas de la zona de Cayo Grande. A modo de comparación, también se muestran los campos composicionales de este mineral en las harzburgitas, las dunitas, y las "peridotitas impregnadas" presentes en la MTZ del área de Merceditas, así como en los niveles de gabros bandeados en dicha zona (Proenza, 1998; Proenza y otros, 1999 a).

zadas en láminas delgadas, pulidas mediante microscopía óptica de luz transmitida y de luz reflejada.

Los análisis químicos, de los minerales presentes en las muestras, fueron efectuados mediante una microsonda electrónica CAMECA SX50, en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona, y se utilizaron una tensión de aceleración de 20 kv y una corriente sobre la muestra de 20 nA. Se midió sobre las líneas espectrales Ka del Fe, Mn y Ni con un cristal LiF; las Ka del Mg, Si, Al, Na, con un TAP, y las Ka del Ca, Cr, Ti y K con un PET. Los patrones utilizados fueron: ortoclasa (Si, Al, K),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fe), periclasa (Mg), wollastonita (Ca), rodonita (Mn), NiO (Ni), rutilo (Ti), albita (Na),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Cr).

#### ASOCIACIÓN MINERAL Y ORDEN DE CRISTALIZACIÓN

Dos tipos litológicos principales pueden ser reconocidos entre las rocas de afinidad ofiolítica presentes en la zona de Cayo Grande: 1) *dunitas impregnadas* (con plagioclasas y clinopiroxenos), y 2) gabronoritas.

Las *dunitas impregnadas* estudiadas se componen mayoritariamente de olivino, y en menor medida de plagioclasas y clinopiroxenos. El estudio modal indica hasta un 70 % de olivino y un 30 % de plagioclasas+clinopiroxenos, y la proporción de plagioclasa es siempre mayor que la de clinopiroxeno. En las muestras estudiadas no se observaron ortopiroxenos.

Los granos de olivino (subredondeados) están rodeados de plagioclasas y de clinopiroxenos. El olivino presenta un tamaño de grano entre 1 y 4 mm, y muestran normalmente rasgos de deformación plástica a alta

temperatura (ej: extinción ondulante). Los cristales de plagioclasas y de clinopiroxenos se disponen intersticialmente entre los cristales de olivino. A diferencia de las "peridotitas impregnadas" del área de Merceditas, las *dunitas impregnadas* de la zona de Cayo Grande presentan las plagioclasas bastante frescas. Los cristales de plagioclasa tienen un tamaño de grano variable entre 0,6 y 3 mm. Los clinopiroxenos presentan tamaño de grano entre 0,7 y 2,5 mm. Las plagioclasas y los clinopiroxenos no muestran rasgos de deformación y suelen desarrollar cristales idiomórficos y subidiomórficos.

Los cristales de olivino se encuentran alterados, principalmente a partir de los bordes de los granos, a minerales del grupo de la serpentina (sobre todo lizardita) y magnetita. Los minerales del grupo de la serpentina suelen, a su vez, estar alterados a clinocloro.

Las gabronoritas estudiadas presentan una composición bastante homogénea, con predominio de los clinopiroxenos. Un estudio modal de estas gabronoritas indica la composición siguiente: a) 60 a 65 % de clinopiroxeno con un tamaño de grano entre 0,5 y 2,8 mm, b) 20 a 30 % de plagioclasa con tamaño de grano entre 0,6 y 2 mm de diámetro, c) 10 a 15 % de ortopiroxeno (0,3 y 3 mm) en posición intercumulus.

El orden de cristalización que se observa, sistemáticamente, en las distintas láminas estudiadas es: clinopiroxeno-plagioclasa-ortopiroxeno. Los cristales de ilmenitas se asocian a los cristales de clinopiroxenos, muchas veces se disponen siguiendo los planos de exfoliación.

Los cristales de plagioclasa se encuentran, muchas veces, parcialmente reemplazados por zoisita, sericita o

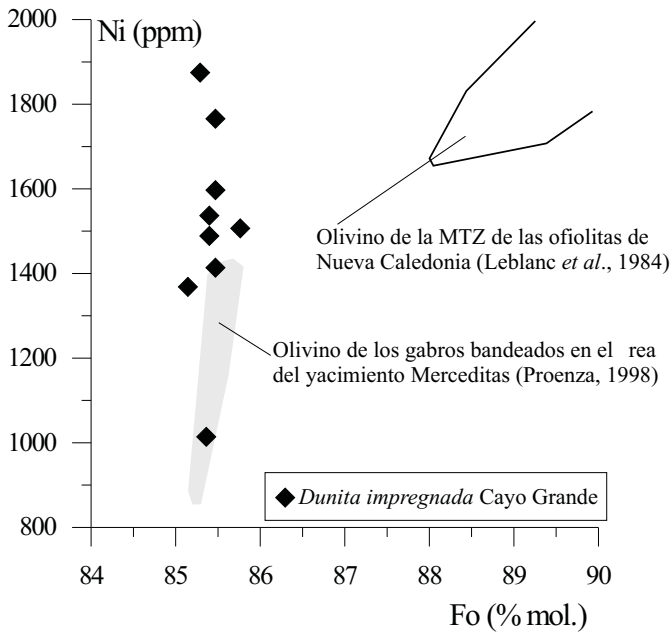


Figura 3. Contenido en Ni (ppm) respecto al componente forsterita (Fo) en el olivino de las dunitas impregnadas de la zona de Cayo Grande. A modo de comparación, también se muestra el campo composicional de este mineral en la MTZ de las ofiolitas de Nueva Caledonia (Leblanc et al., 1984).

prehnita. Los piroxenos también se encuentran reemplazados, en mayor o menor grado, por anfíbol uralítico. Vetas tardías milimétricas rellenas de anfíboles cortan a las gabronoritas.

**Química mineral**

*Olivino*

Los cristales de olivino analizados en las dunitas impregnadas presentan una composición bastante uniforme. Los contenidos en forsterita varían entre 85,1 y 85,8 ppm, y los de Ni varían entre 1 014 y 1 875 ppm (Fig. 2 y Tabla 1). Los contenidos de Fo son inferiores a los descritos por Proenza (1998) para las rocas presentes en la MTZ en el área del yacimiento Merceditas (Fig. 2); sin embargo, se ubican dentro del campo composicional de los gabros bandeados en el área de Merceditas. Por otra parte, los contenidos de Ni en los olivinos estudiados también son inferiores a los de los olivinos de las rocas de la MTZ en el área de Merceditas. Asimismo, los valores de Ni en los olivinos analizados son ligeramente superiores a los presentes en los niveles de gabros bandeados descritos por Proenza (1998) en Merceditas.

Los olivinos de las dunitas impregnadas de la zona de Cayo Grande no muestran ninguna correlación entre el porcentaje molecular de Fo y el contenido de Ni (Fig. 3). Este hecho, en princi-

pio, cuestiona la incidencia de procesos de fusión parcial o de cristalización fraccionada como únicos responsables de la formación de estas rocas. En la figura 3 también se aprecia cómo la composición de los olivinos estudiados se proyecta lejos del campo composicional de los olivinos descritos por Leblanc et al. (1984) en la MTZ de las ofiolitas de Nueva Caledonia. Sin embargo, los valores de forsterita de los olivinos analizados son similares a los que presentan los olivinos de los niveles inferiores de gabros de las ofiolitas de Troodos, Chipre (Hebert y Laurent, 1990), Bay of Island, Terranova (Elthon et al., 1982; Komor et al., 1987), del complejo Tonsina, Alaska (DeBari y Coleman, 1989), del complejo de Mersín, Turquía (Parlak et al., 1996) y de las ofiolitas de Northland, Nueva Zelanda. Todas estas ofiolitas han sido relacionadas con ambiente de arco de islas volcánicas (cuencas de antearco o trasarco).

*Clinopiroxeno*

Los clinopiroxenos presentes en las dunitas impregnadas y en las gabronoritas de la zona de Cayo Grande corresponden, de acuerdo con la clasificación de Morimoto et al. (1989), a augita (Fig. 4 y Tabla 2). La composición de los clinopiroxenos de las dunitas impregnadas varía entre  $En_{47,59-52,99}Fs_{7,33-9,07}Wo_{38,54-44,93}$ . Este mineral presenta contenidos entre 0,11 y 0,24 % en peso de  $Cr_2O_3$  y entre 1,63 y 3,35 % en peso de  $Al_2O_3$ . El contenido en

**TABLA 1. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS OLIVINOS EN LAS DUNITAS IMPREGNADAS. ANÁLISIS REALIZADOS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	38,87	38,55	38,80	38,66	39,07	38,81	38,05	38,54	38,93
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,04	0,01	0,04	0,02	0,05	0,00	0,03	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	43,78	43,82	44,11	43,93	43,76	43,78	43,50	43,90	43,99
MnO	0,24	0,26	0,26	0,20	0,24	0,35	0,21	0,29	0,32
FeO	16,18	15,86	16,07	15,89	16,10	16,04	15,69	16,33	15,56
NiO	0,24	0,23	0,20	0,20	0,13	0,19	0,18	0,17	0,19
Total	99,34	98,77	99,43	98,94	99,32	99,22	97,63	99,27	99,07
Si	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,66	1,67	1,67	1,67	1,66	1,66	1,68	1,67	1,67
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,35	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,35	0,33
Fo	85,29	85,47	85,40	85,47	85,36	85,40	85,47	85,14	85,76
Ni(ppm)	1875	1766	1537	1597	1014	1489	1414	1368	1507



**TABLA 2. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS CLINOPIROXENOS.  
1 A 5, DUNITAS IMPREGNADAS; 6 A 10, GABRONORITAS.  
ANÁLISIS REALIZADOS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	51,25	51,43	51,02	51,60	51,89	51,72	52,45	52,09	52,32	52,05
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,67	0,78	0,71	0,57	0,80	0,56	0,80	0,54	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,12	2,04	2,10	2,18	2,29	2,31	1,63	2,31	2,19	2,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,04	0,03	0,04	0,07	0,07	0,06	0,04	0,10	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,12	0,13	0,15	0,18	0,18	0,12	0,24	0,21	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,10	2,35	2,57	1,79	0,53	1,65	0,74	0,67	0,45	2,42
MgO	15,32	16,23	15,21	15,24	15,25	16,69	16,77	16,49	16,50	18,62
CaO	20,88	19,50	21,77	21,89	20,67	21,40	21,82	21,66	21,63	19,06
MnO	0,17	0,33	0,19	0,21	0,33	0,11	0,14	0,12	0,09	0,18
FeO	6,23	6,55	5,19	5,42	7,17	3,31	3,76	3,87	4,09	3,38
NiO	0,06	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02	0,08	0,06	0,04	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,28	0,28	0,31	0,29	0,40	0,30	0,39	0,37	0,34
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Total	99,38	99,54	99,29	99,59	99,27	98,74	98,45	98,73	98,52	98,83
Si	1,91	1,91	1,90	1,92	1,93	1,92	1,95	1,93	1,94	1,92
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,07	0,10	0,10	0,09
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,07	0,07	0,05	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,07
Mg	0,85	0,90	0,85	0,84	0,85	0,92	0,93	0,91	0,91	1,02
Ca	0,83	0,78	0,87	0,87	0,83	0,85	0,87	0,86	0,86	0,75
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,19	0,20	0,16	0,17	0,22	0,10	0,12	0,12	0,13	0,10
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> +Mn	0,26	0,28	0,24	0,23	0,25	0,15	0,14	0,14	0,14	0,18
Wo	42,92	39,72	44,48	44,92	42,92	44,28	44,79	44,93	44,90	38,54
En	43,80	45,96	43,25	43,48	44,07	47,87	47,88	47,59	47,62	52,38
Fe	13,28	14,31	12,27	11,60	13,01	7,85	7,33	7,48	7,48	9,07
#Mg	81,44	81,50	83,93	83,38	79,08	90,03	88,80	88,35	87,76	90,76

TiO<sub>2</sub> oscila entre 0,54 y 1,54 % en peso, mientras que el Na<sub>2</sub>O alcanza valores de hasta 0,71 % en peso. El #Mg [Mg/(Mg+Fe)] de los clinopiroxenos es alto y varía entre 88 y 93. Estos clinopiroxenos son más ricos en el componente Fs que los clinopiroxenos de las *dunitas impregnadas* de la MTZ del área de Merceditas (Proenza, 1998) (Fig. 4). También, los clinopiroxenos de las *dunitas impregnadas* de la zona de Cayo Grande presentan contenidos superiores de TiO<sub>2</sub> e inferiores de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> que los descritos en la MTZ del área de Merceditas.

La composición de los clinopiroxenos presentes en las gabronoritas varía entre En<sub>42,74-45,96</sub>Fs<sub>11,00-14,92</sub>Wo<sub>39,72-45,18</sub>. Los contenidos de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oscilan entre 0,12 y 0,20 % en peso y los de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varían entre 1,33 y 2,47 % en peso. Los contenidos de TiO<sub>2</sub> oscilan entre 0,48 y 0,84 % en peso, mientras que los de Na<sub>2</sub>O alcanzan valores de hasta 0,36 % en peso. El #Mg de los clinopiroxenos en las gabronoritas varía entre 78 y 87. Los clinopiroxenos de las gabronoritas presentan valores más altos del componente Fs que los clinopiroxenos de las *dunitas*

**TABLA 3. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS ORTOPIROXENOS EN LAS GABRONORITAS. ANÁLISIS REALIZADOS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA**

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	52,93	53,19	52,82	52,80	52,66
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,47	0,50	0,46	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	1,17	1,16	1,18	1,16
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,04	0,02	0,02	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,07	0,08	0,03	0,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,81	0,95	1,61	2,10	2,91
MgO	25,16	24,90	25,13	25,15	25,26
CaO	1,98	1,96	1,62	1,70	1,62
MnO	0,41	0,33	0,42	0,27	0,44
FeO	15,70	16,71	16,24	16,06	15,56
NiO	0,06	0,09	0,08	0,06	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,00	0,00	0,03	0,05
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
Total	99,86	99,88	99,68	99,85	100,25
Si	1,94	1,95	1,94	1,93	1,92
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,05	0,03	0,04	0,06	0,08
Mg	1,37	1,36	1,37	1,37	1,38
Ca	0,08	0,08	0,06	0,07	0,06
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,48	0,51	0,50	0,49	0,48
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> +Mn	0,54	0,55	0,56	0,56	0,57
Wd	3,91	3,88	3,21	3,35	3,14
En	68,84	68,48	68,94	68,68	68,54
Fe	27,25	27,63	27,85	27,96	28,32
Y	3,91	3,88	3,21	3,35	3,14
X	29,20	29,58	29,45	29,64	29,89
#Mg	74,08	72,62	73,40	73,62	74,32

*impregnadas*, y que los clinopiroxenos descritos en los diferentes tipos litológicos (Fig. 5) del área de Merceditas (Proenza, 1998).

Los clinopiroxenos de las gabronoritas presentan valores relativamente altos de #Mg (78-87). Sin embargo, estos clinopiroxenos muestran contenidos de Fo y

de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> inferiores a los clinopiroxenos de los gabros bandeados del área de Merceditas. En la figura 5 también se observa que los clinopiroxenos se proyectan en el campo de los clinopiroxenos de los acumulados máficos de las ofiolitas Mersín en Turquía (Parlak *et al.*, 1996) y en el de los clinopiroxenos de bajas presiones definidos por Elthon (1987).

Los clinopiroxenos de las gabronoritas estudiadas presentan contenidos de TiO<sub>2</sub> superiores a los clinopiroxenos descritos en los gabros bandeados del área de Merceditas (Proenza, 1998), en los acumulados máficos de las ofiolitas Mersín (Parlak *et al.*, 1996), así como en los acumulados ultramáficos de las ofiolitas de Bay of Island (Elthon, 1987) (Fig. 6). En cambio, las composiciones de los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Cayo Grande se proyectan en el campo composicional de los gabros de las ofiolitas de Bay of Island (Elthon, 1987).

#### Ortopiroxeno

La composición del ortopiroxeno de las gabronoritas varía entre En<sub>68.48-68.94</sub> Fs<sub>27.25-28.32</sub> y Wo<sub>3.14-3.91</sub> (Fig. 4 y Tabla 3), con un #Mg que oscila entre 73 a 74. Los valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varían entre 1,12 y 1,18 % en peso y son inferiores a los de los clinopiroxenos coexistentes. Los contenidos de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>O son muy bajos, muchas veces por debajo de los límites de detección de la microsonda. Los contenidos de TiO<sub>2</sub> son relativamente altos, y alcanzan valores de 0,6 % en peso.

#### Plagioclasa

La composición de las plagioclasas presentes en las *dunitas impregnadas* y en las gabronoritas de la zona de Cayo Grande se muestra en la figura 7 y en la Tabla 4.

Las plagioclasas de ambos tipos litológicos presentan composiciones muy similares (Fig. 7). La composición de las plagioclasas de las *dunitas impregnadas* varía entre An<sub>60-67</sub> Ab<sub>33-39</sub> Or<sub>0.4-0.7</sub>. La composición de las plagioclasas de las gabronoritas varía entre An<sub>60-68</sub> Ab<sub>32-39</sub> Or<sub>0.3-0.6</sub>.

Los contenidos en An de la plagioclasa frente al #Mg del clinopiroxeno (Fig. 8) muestran que las gabronoritas de la zona de Cayo Grande se sitúan dentro del campo establecido para los gabros tipo MORB (Burns, 1985). El contenido en An es inferior al descrito para los gabros bandeados del área de Merceditas (Proenza, 1998), así como a los descritos en las secuencias basales de los acumulados máficos de otros complejos ofiolíticos relacionados con arcos volcánicos (Troodos, Hebert y Laurent, 1990; Mersín, Parlak *et al.*, 1996). El carácter más cálcico de las plagioclasas en la secuencia plutónica de algunos complejos ofiolíticos se ha vinculado con mayores profundidades de cristalización (Bloomer y Hawkins, 1983) o con elevadas P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> (hasta 5 kbar) (Thy, 1987).

#### Óxidos (ilmenita)

La composición de las ilmenitas asociada a los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Cayo Grande se muestra en la Tabla 5. Estas ilmenitas contienen hasta un 4,74 % en peso de MnO; en cambio, los conte-



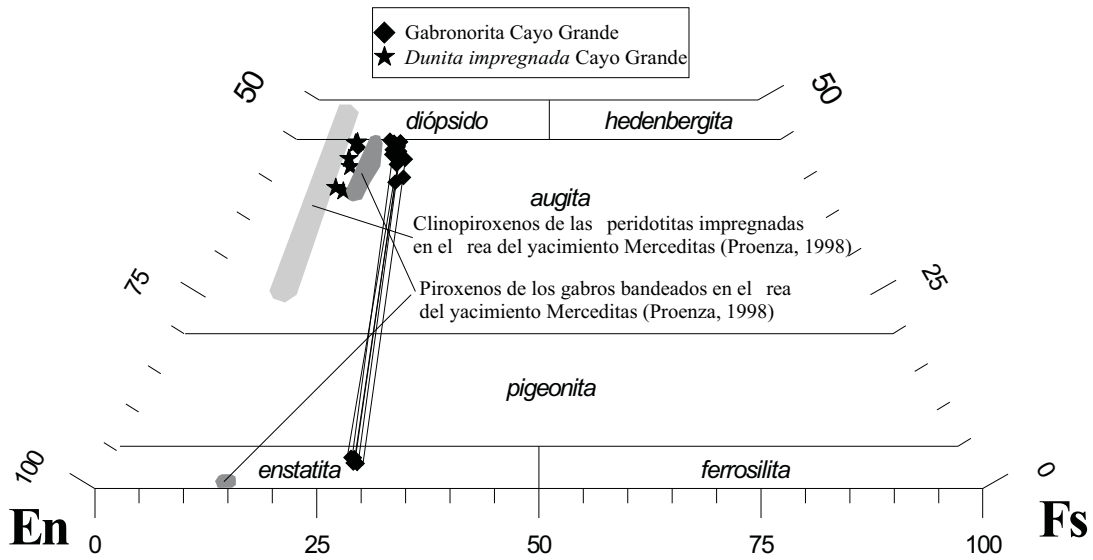


Figura 4. Composición de los piroxenos, en el diagrama de Morimoto *et al.* (1989), presentes en las dunitas impregnadas y en las gabronoritas en la zona de Cayo Grande. Términos extremos: En (Mg), Wo (Ca) y Fs (Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Mn). A manera de comparación, también se muestran los campos composicionales de los piroxenos presentes en las “peridotitas impregnadas” y en los gabros bandeados del área de Merceditas (Proenza, 1998).

nidos de MgO son extremadamente bajos (<0,22 % en peso). Los valores de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oscilan entre 0,22-0,46 % en peso. Estas ilmenitas presentan composiciones muy diferentes a las descritas en otras áreas del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa. Proenza *et al.* (1999 b) describen inclusiones de ilmenitas en menas de cromitas (ricas en sulfuros) en la mina Potosí; sin embargo, estas ilmenitas presentan valores altos de MgO (hasta un 13 % en peso).

**Geotermometría catiónica**

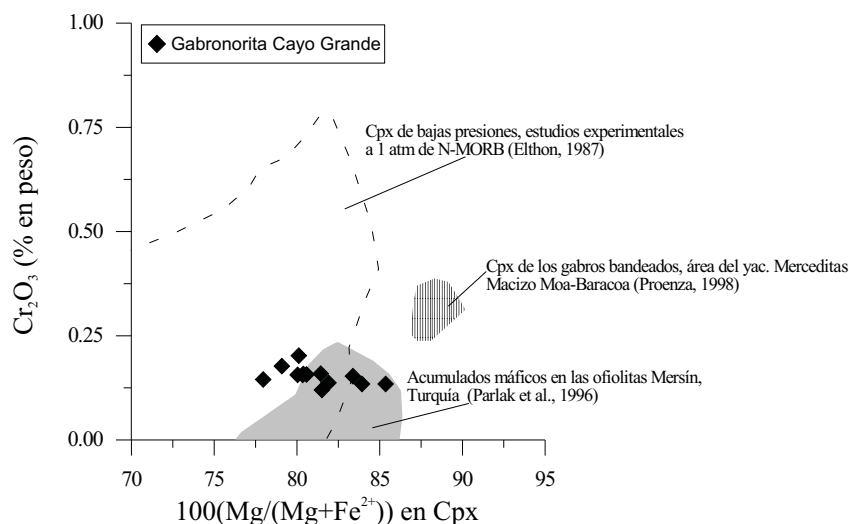
Las condiciones térmicas de formación/equilibrio de las gabronoritas han sido estimadas a partir de dos

geotermómetros diferentes: 1) clinopiroxeno-ortopiroxeno, y 2) ortopiroxeno. Todos los cálculos geotermométricos se han realizado a través del programa PTMAFIC (Soto y Soto, 1995).

*Clinopiroxeno-ortopiroxeno*

Se han utilizado las calibraciones de Wood y Banno (1973), y la de Brey y Köhler (1990). A partir del geotermómetro de Wood y Banno (1973) se obtienen temperaturas comprendidas entre 942 y 987°C, mientras que con el geotermómetro de Brey y Köhler (1990) se establecen temperaturas entre 873 y 953 °C. Las temperaturas

Figura 5. Porcentaje de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> frente al #Mg [100Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] de los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Cayo Grande. El área sombreada representa el campo composicional de los clinopiroxenos de los acumulados máficos de las ofiolitas de Mersin en Turquía, las cuales se han formado en un ambiente de arco volcánico (Parlak *et al.*, 1996). El área rayada corresponde al campo composicional de los clinopiroxenos de los gabros bandeados en el área de Merceditas (Proenza, 1998). El campo de los clinopiroxenos de bajas presiones (estudios experimentales con N-MORB) procede de Elthon (1987).



calculadas por el geotermómetro de Wood y Banno (1973) son ligeramente superiores que las obtenidas por el geotermómetro de Brey y Köhler (1990). Proenza (1998) encuentra unas relaciones similares entre los datos resultantes de la aplicación de estas dos calibraciones a los gabros bandeados del área de Merceditas. Estos rangos de temperatura reflejan diferentes estadios de reequilibrio subsolidus.

**Ortopiroxeno**

Se han utilizado las calibraciones de Brey y Köhler (1990), y la de Witt-Eickschen y Seck (1991), basadas en la solubilidad de los pares Ca-Al y Cr-Al en el piroxeno, respectivamente.

El geotermómetro de Witt-Eickschen y Seck (1991) da temperaturas muy bajas (alrededor de 636 °C); en cambio, los valores calculados por el geotermómetro de Brey y Köhler (1990) indican una temperatura para las gabronoritas de la zona de Cayo Grande comprendida entre 1 152 y 1 246 °C. El máximo térmico estimado (1 246 °C) podría ser considerado como un valor próximo al de la temperatura de cristalización de las gabronoritas. Estas temperaturas de alrededor de 1 200 °C están próximas a las temperaturas estimadas para la base de la corteza oceánica (isoterma que define la transición manto-corteza).

**DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS**

**Las dunitas impregnadas: posibles implicaciones petrogénicas**

Las características texturales de las *dunitas impregnadas* de la zona de Cayo Grande son similares a las

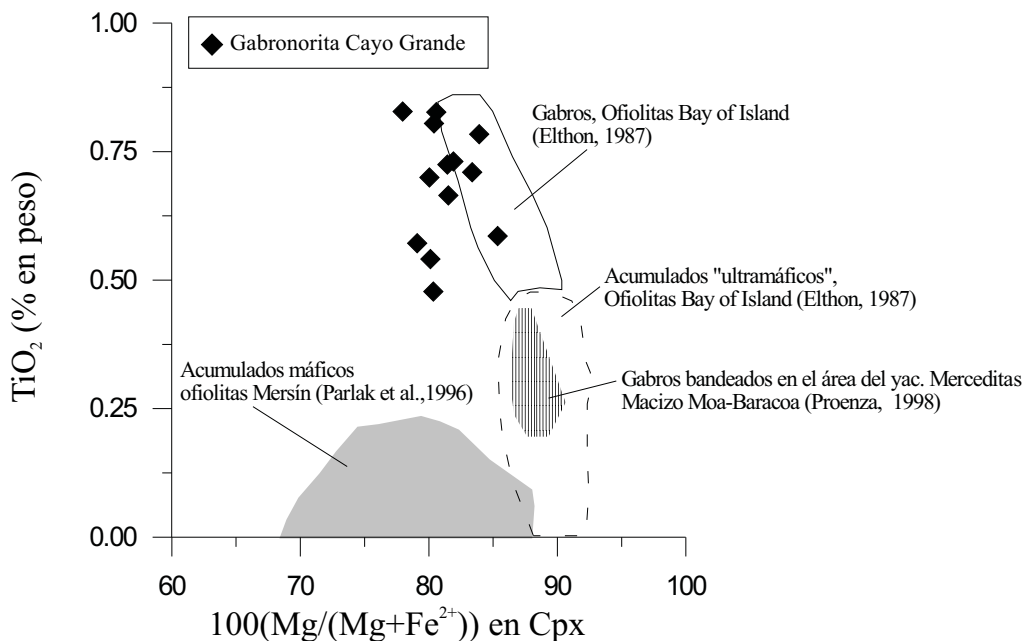
“peridotitas impregnadas” descritas en el área de Merceditas (Proenza, 1998). Este tipo de rocas es relativamente frecuente en otros complejos ofiolíticos, y han sido interpretadas como el resultado de la impregnación/cristalización de magmas basálticos que circulan intergranularmente a través de las peridotitas refractarias (Nicolas, 1989).

Sin embargo, actualmente no existe un consenso sobre el origen de este tipo de rocas en los complejos ofiolíticos, y existen dos puntos de vista muy diferentes. Una primera hipótesis es que las *dunitas impregnadas* representan la parte basal de la secuencia magmática y, por tanto, se formaron a partir de procesos de cristalización fraccionada. Una segunda hipótesis sugiere un origen residual para estas rocas, donde el olivino, la espinela y el ortopiroxeno serían “residuales”, mientras que la plagioclasa y el clinopiroxeno responderían a la cristalización tardía de magma que ha impregnado a las peridotitas preexistentes (véase Nicolas y Prinzhofer, 1983; Benn *et al.*, 1988).

Las características microestructurales de las *dunitas impregnadas* de la zona Cayo Grande no pueden ser explicadas, en ningún caso, por un proceso de fusión parcial o de cristalización fraccionada. Las texturas observadas indican condiciones de desequilibrio entre el olivino y la asociación plagioclasa+clinopiroxeno. Este hecho es también indicado por el quimismo de los olivinos, los cuales, a diferencia de lo que cabría esperar en un proceso de fusión parcial o de cristalización fraccionada, no presentan correlación entre los contenidos de forsterita y los de Ni (Fig. 3).

Las *dunitas impregnadas* de la zona de Cayo Grande pueden haber sido formadas por la cristalización prefe-

Figura 6. Porcentaje de TiO<sub>2</sub> frente al #Mg [100Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] de los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Cayo Grande. Los campos composicionales de los gabros y de los “acumulados ultramáficos” de las ofiolitas de Bay of Island proceden de Elthon (1987); el de los acumulados máficos de las ofiolitas de Mersin, de Parlak *et al.* (1996), y los de los niveles de gabros bandeados del área de Merceditas, de Proenza (1998).



**TABLA 4. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS PLAGIOCLASAS.  
1 A 5, DUNITAS IMPREGNADAS; 6 A 10, GABRONORITAS.  
ANÁLISIS REALIZADOS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA**

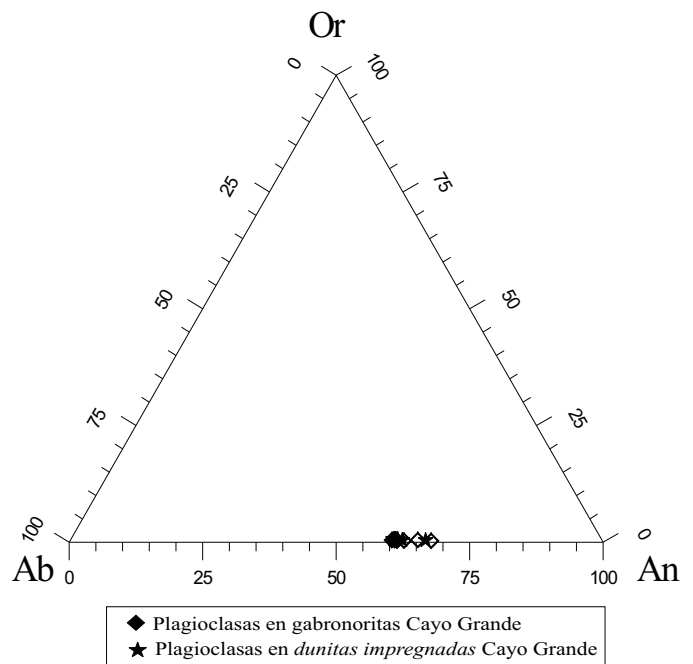
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50,39	51,73	51,62	51,79	51,83	51,45	51,53	51,73	50,98	51,33
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,09	0,10	0,12	0,12	0,14	0,13	0,09	0,14	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,44	28,78	28,83	29,39	29,43	29,08	29,07	29,22	29,42	29,31
MgO	0,02	0,03	0,02	0,05	0,05	0,02	0,06	0,04	0,07	0,05
CaO	13,46	12,32	12,70	12,55	12,42	12,35	12,41	12,40	12,94	12,54
FeO	0,32	0,28	0,26	0,31	0,33	0,26	0,22	0,22	0,31	0,26
Na <sub>2</sub> O	3,94	4,45	4,49	4,35	4,31	4,34	4,39	4,43	4,30	4,32
K <sub>2</sub> O	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,09	0,12	0,11	0,07	0,11
Total	97,77	97,79	98,19	98,68	98,55	97,74	98,02	98,32	98,26	98,07
Si	2,35	2,40	2,39	2,38	2,39	2,39	2,39	2,39	2,36	2,38
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Al	1,62	1,58	1,57	1,59	1,60	1,59	1,59	1,59	1,61	1,60
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,67	0,61	0,63	0,62	0,61	0,61	0,62	0,61	0,64	0,62
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,36	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39	0,39
Ab	34,46	39,35	38,87	38,41	38,45	38,65	38,76	39,01	37,4	38,15
Or	0,47	0,44	0,43	0,38	0,33	0,54	0,67	0,62	0,41	0,63
An	65,06	60,21	60,7	61,21	61,22	60,81	60,57	60,37	62,19	61,22

rencial de plagioclasa y clinopiroxeno, a partir de un fundido residual durante reacciones fundido/roca a volumen decreciente de fundido o durante un descenso de temperatura (Kelemen, 1990). Estas rocas son indicativas de la existencia de circulación magmática mediante flujo poroso en la zona (Proenza y otros, 1999 a).

**Las gabronoritas: posibles implicaciones petrogenéticas**

Un aspecto importante para tener en cuenta en la interpretación de las denominadas secuencias de acumulados en las ofiolitas es el orden en que aparecen la plagioclasa, el clinopiroxeno y el ortopiroxeno. Según Pearce *et al.* (1984), en las ofiolitas de zonas de suprasubducción (SSZ), el clinopiroxeno y algunas veces el ortopiroxeno cristalizan primero que la plagioclasa, mientras que en las ofiolitas tipo MORB, relacionadas con zonas de acreción en dorsales mediooceánicas cristaliza primero la plagioclasa. Según estos autores, este contraste en el orden de cristalización corresponde al que existe entre una boninita (ol→opx→px), una toleíta de arco de islas (ol→cpx→pl) y un MORB (ol→pl→cpx) en los contextos oceánicos actuales. El orden de cristalización (clinopiroxeno anterior a la plagioclasa) de las gabronoritas presentes en la zona de Cayo Grande está de acuerdo con el establecido en las secuencias de acumulados en ofiolitas de zonas de SSZ (Pearce *et al.*, 1984).

Figura 7. Composición de las plagioclasas presentes en las dunitas impregnadas y en las gabronoritas en la zona de Cayo Grande.



**TABLA 5. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LAS LMENTITAS EN LAS GABRONORITAS. ANÁLISIS REALIZADOS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA**

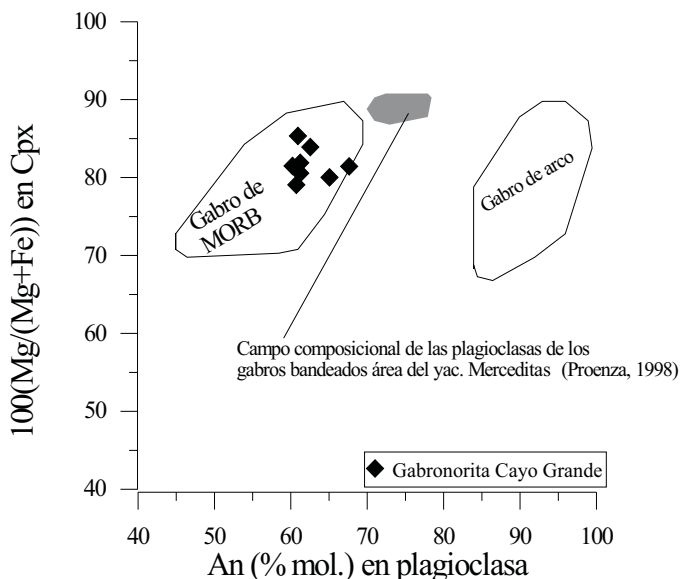
	1,00	2,00	3,00	4,00	5,00	6,00	7,00	8,00	9,00	10,00
SiO <sub>2</sub>	0,08	0,07	0,23	0,07	0,33	0,02	0,08	0,04	0,04	0,03
TiO <sub>2</sub>	49,38	49,07	49,33	49,25	49,55	50,44	49,96	50,44	50,01	49,47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,37	0,29	0,32	0,30	0,46	0,44	0,43	0,41	0,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,55	3,84	3,78	3,56	3,32	1,95	2,64	2,84	2,47	3,64
MgO	0,06	0,13	0,10	0,12	0,22	0,09	0,06	0,10	0,05	0,04
CaO	0,52	0,47	0,56	0,45	0,52	0,11	0,20	0,09	0,11	0,36
MnO	3,05	3,03	2,70	2,84	2,92	4,41	4,74	4,44	4,42	4,64
FeO	41,45	41,02	41,61	41,37	41,41	40,90	40,26	40,93	40,65	39,85
Total	98,52	98,09	98,69	98,08	98,68	98,62	98,43	99,43	98,32	98,32
Si	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	1,91	1,90	1,90	1,91	1,90	1,94	1,93	1,93	1,93	1,91
Cr	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,14	0,15	0,15	0,14	0,13	0,08	0,10	0,11	0,10	0,14
Mg	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mn	0,13	0,13	0,12	0,12	0,13	0,19	0,21	0,19	0,19	0,20
Fe <sup>2+</sup>	1,78	1,77	1,78	1,78	1,77	1,76	1,73	1,74	1,75	1,72

Trabajos experimentales (Elthon, 1982) demuestran que las relaciones de fases a bajas presiones se caracterizan por un #Mg generalmente bajo para el clinopiroxeno (#Mg < 82), así como para el ortopiroxeno (#Mg < 74). En

consecuencia, los valores del #Mg del clinopiroxeno (78-87) y ortopiroxeno (73-74) de las gabronoritas de la zona de Cayo Grande se proyectan cerca de la frontera que delimita los campos correspondientes a altas y bajas presiones de cristalización. Sin embargo, la ausencia de cristales zonados en los piroxenos y la relativa homogeneidad composicional de los clinopiroxenos parecen indicar bajas tasas de enfriamiento y un régimen controlado por procesos de reequilibrio subsolidus (Burns, 1985; Parlak *et al.*, 1996). Por otra parte, el contenido de TiO<sub>2</sub> en los clinopiroxenos se ha relacionado con el grado de empobrecimiento (*depletion*) del manto y la actividad del Ti en el magma parental, a partir del cual se genera la unidad de acumulados (Pearce y Norry, 1979). Según esta interpretación, el magma desde el cual cristalizaron los clinopiroxenos de las gabronoritas presentes en la zona de Cayo Grande debió ser relativamente rico en Ti.

Figura 8. Relación 100Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) del clinopiroxeno frente al contenido en anortita de la plagioclasa coexistente en las gabronoritas. Los campos composicionales de los gabros generados a partir de basaltos tipo MORB y a partir de basaltos de arco de isla proceden de Burns (1985). El campo composicional de los gabros bandeados del área de Merceditas es tomado de Proenza (1998).

Los contenidos de An (60-68) en las plagioclasas de las gabronoritas se proyectan en el campo composicional de las rocas gabroicas de dorsales medio-oceánicas. Sin embargo, es importante destacar que las características geoquímicas de los MORB son prácticamente iguales a las que presentan los *back arc basin basalts* (BABB). Muchas veces son indistinguibles, tanto a partir de elementos mayores como de trazas, sobre todo en cuencas de *back arc* evolucionadas. Por otra parte, la composición de las plagioclasas de las gabronoritas de la zona de Cayo Grande queda comprendida en el intervalo composicional de los gabros cumúlitos de los comple-



jos ofiolíticos de Border Ranges en Alaska (Burns, 1985), de Oman (Browning, 1984; Amri *et al.*, 1996), y de Northland en Nueva Zelanda (Thompson *et al.*, 1997). Todas estas ofiolitas se han relacionados con ambiente de arco de islas volcánicas (ofiolitas de zona de suprasubducción). Por tanto, sugerimos como posible ambiente geodinámico para las gabronoritas de la zona de Cayo Grande una zona de expansión en una cuenca de trasarco. Esta interpretación está apoyada en las características geoquímicas de suprasubducción descritas en los niveles mantélicos y corticales del Macizo Moa-Baracoa (Proenza, 1998; Proenza y otros, 1999 a), y por las características geoquímicas de IAT presentes en las muestras de basalto de afinidad ofiolítica del Macizo Moa-Baracoa (Fm. Quiviján) (Kerr *et al.*, 1999). La presencia de características geoquímicas de ofiolitas de zona de suprasubducción indica que la litosfera oceánica fue modificada y/o creada en una cuenca de trasarco. El volcanismo en cuencas de trasarco está caracterizado por un predominio de magmas toleíticos, formados por fusión adiabática de un manto (MORB) empobrecido, modificado por procesos asociados con la deshidratación de la placa subducente. Todas las características del quimismo mineral de las gabronoritas de Cayo Grande son similares a las descritas en las secuencias plutónicas de otras ofiolitas, interpretadas tectónicamente como generadas en una cuenca de trasarco (ej: Thompson *et al.*, 1997).

#### **Comparación entre las *dunitas impregnadas* y gabronoritas de las zonas de Cayo Grande y Merceditas**

El quimismo mineral de las *dunitas impregnadas* y de las gabronoritas de Cayo Grande es diferente al que presentan estos mismos tipos litológicos en el área de Merceditas (Proenza, 1998).

Los olivinos de las *dunitas impregnadas* de la zona de Cayo Grande, presentan un menor contenido de Fo y de Ni que los olivinos de las "peridotitas impregnadas" de la zona de Merceditas; en cambio, los contenidos de forsterita de los olivinos de las *dunitas impregnadas* de Cayo Grande son similares a los de los olivinos presentes en gabros olivínicos del área de Merceditas (Proenza, 1998). Por otra parte, los clinopiroxenos de las *dunitas impregnadas* de Cayo Grande muestran menor #Mg y contenido de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, así como mayor de TiO<sub>2</sub> que los clinopiroxenos de las "peridotitas impregnadas" de Merceditas.

Los clinopiroxenos y ortopiroxenos de las gabronoritas de Cayo Grande muestran menor #Mg y contenido de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, así como mayor de TiO<sub>2</sub> que los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Merceditas. Las plagioclasas de las gabronoritas de Cayo Grande son más sódicas (menor % de An) que las plagioclasas presentes en las gabronoritas de Merceditas.

Estas diferencias sugieren que las rocas de afinidad ofiolítica de las zonas de Cayo Grande y de Merceditas pudieron originarse a partir de magmas diferentes y pueden representar dos series plutónicas(?). Un ambiente

geodinámico muy favorable para que se puedan dar espacialmente series plutónicas con características geoquímicas diferentes es el de una cuenca de trasarco (ej. Thompson *et al.*, 1997). En un ambiente de este tipo la adición de sectores mantélicos fértiles a la cuña de suprasubducción, favorecida por *subduction roll-back*, provoca características geoquímicas muy heterogéneas. Estas series plutónicas pueden presentar desde típicas firmas toleíticas hasta alcalinas (véase Thompson *et al.*, 1997). De todas formas, un extremo de este tipo debe ser justificado a partir de estudios geoquímicos de elementos trazas.

#### **AGRADECIMIENTOS**

Las láminas delgadas pulidas fueron realizadas en la Universidad de Granada. Los análisis de microsonda electrónica se realizaron en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona, y fueron sus analistas los Drs. X. Llovet y J. García Veigas. Los autores desean expresar su agradecimiento a los Drs. J. C. Melgarejo (Universidad de Barcelona) y F. Gervilla (Universidad de Granada), por toda la ayuda prestada durante el desarrollo de esta investigación.

#### **BIBLIOGRAFÍA**

- ADAMOVICH, A. F. Y V. CHEJOVICH: "Constitución geológica y minerales útiles de los macizos montañosos de la Sierra de Nipe y de la Sierra de Cristal", Informe sobre el levantamiento geológico esc. 1: 250 00, 1961- 1962, La Habana, 1963.
- AMRI, I., M. BENOIT, G. I. CEULENEER: "Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite", *Earth and Planetary Science Letters*, 139: 177-194, 1996.
- ANDÓ, J., M. KOSÁK Y Y. RÍOS: "Caracterización general de la asociación ofiolítica de la zona de Holguín-Moa y el papel de las ofiolitas en el desarrollo estructural de Cuba", *Minería y Geología*, 1:15-33, 1989.
- BENN, K., A. NICOLAS E I. REUBER: "Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: evidence from the Oman ophiolite", *Tectonophysics*, 151: 75-88, 1988.
- BLOOMER, S. H. AND J. W. HAWKINS: "Gabbroic and ultramafic rocks from Mariana Trench: an island arc ophiolite, en: D. E. Hayes, ed.: "The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, Part 2", *Geophysical Monographs* Washington, 27:294-317, 1983.
- BREY, G. P. AND T. KÖHLER: "Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers", *Jour. Petrology*, 31:1353-1378, 1990.
- BROWNING, P.: "Cryptic variation within the cumulate sequence of the Oman ophiolite: magma chamber depth and petrological implications", en: I. G. Gass, S. J. Lippard, A. W. Shelton, eds.: "Ophiolites and oceanic lithosphere", *Geological Soc. Sp. Pub.*, 14: 71-82, 1984.
- BURNS, L. E.: "The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics", *Canadian Journal Earth Science*, 22: 1020-1038, 1985.
- CAMPOS, M.: "Estructura de las ofiolitas de Cuba oriental", Fondo geológico ISMM, 1989.
- DEBARI, S.M. AND R. G. COLEMAN: "Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska", *Jour. Geophys. Res.*, 94: 4373-4391, 1989.
- ELTHON, D., J. F. CASEY AND S. KOMOR: "Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite: evidence for high pressure crystal fractionation of oceanic basalts", *Jour. Geophys. Res.*, 87: 8717-8734, 1982.
- ELTHON, D.: "Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman rise spreading center", *Jour. Geophys. Res.*, 92: 658-682, 1987.
- FONSECA, E., V. N. ZELEPUGIN AND M. HEREDIA: "Structure of the ophiolite association of Cuba", *Geotectonic*, 19:321-329, 1985.

- FONSECA, E., V. SLADKEVICH, M. SANTA CRUZ, A. MORALES, R. RODRÍGUEZ, C. CAPOTE, M. NAVARRETE E I. GARCÍA: "Geología de los yacimientos cromíticos con evaluación pronóstico", Informe final tema 401-12, Unidad Minera Punta Gorda, Moa, Cuba, 1992.
- GUILD, P. W.: "Petrology and structure of the Moa Chromite District, Oriente province, Cuba", *Amer. Geophys. Union*, 28: 218-246, 1947.
- HEBERT, R. AND R. LAURENT: "Minerals chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites", en: J. Malpas, E. Moores, A. Panayiotou, and A. Xenophontos eds.: *Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues*. Proc. Troodos Ophiolite Symp., 149-163, 1990.
- HEREDIA, M. Y A. TEPERÍN: "Estudio comparativo de los complejos máficos-ultramáficos de la provincia de Pinar del Río y los macizos Mayarí y Moa-Baracoa", *Serie Geológica*, 3:55-100, 1984.
- ITURRALDE-VINENT, M. A.: "Cuba geology: a new plate tectonics synthesis", *Journal of Petroleum Geology*, 17:39-70, 1994.
- ITURRALDE-VINENT, M. A.: "Geología de las ofiolitas de Cuba", en su: *Geología y arcos volcánicos de Cuba*, pp. 83-130, IGCP Projec 364, Special Contribution N 1., 1996.
- KELEMEN, P.B.: "Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calcalkaline magma series, and the formation of discordant dunite", *Jour. Petrol.*, 31:51-98, 1990.
- KERR, A.C., M. ITURRALDE-VINENT, A. D. SAUNDERS, T. L. BABBS AND J. TARNEY: "A new plate tectonic model of the Caribbean: implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks", *GSA Bulletin*, 111(11):1581-1999, 1999.
- KOMOR, S.C., D. ELTHON AND J. F. CASEY: "Petrology of a leucogabbroic interval within basal layered gabbros at North Arm Mountain, Bay of Islands ophiolite", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95:278-300, 1987.
- LACHIZE, M., J. P. LORAND AND T. JUTEAU: "Calc-alkaline differentiation trend in the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman", *Lithos*, 38: 207-232, 1996.
- LEBLANC, M., C. DUPUY AND C. MERLET: "Nickel content of olivine as discriminatory factor between tectonite and cumulate peridotite in ophiolites", *Sci. Geol. Bull.*, 37:131-135, 1984.
- LEWIS, J.F., J. N. MUÑOZ, G. PENG, M. CAMPOS AND F. QUINTAS: "Mineralogy of silicate and chrome-spinel phase in the ophiolite rock and chromite deposits of the Moa-Baracoa area", Resúmenes del II Congreso Cubano de Geología (Santiago de Cuba), 108 (abstr.), 1994.
- MORIMOTO, N., J. FABRIES, A. FERGUSON, I. V. KGINZBURG, M. ROSS, F. A. SEIFERT, J. ZUSSMAN, K. AOKI AND G. GOTTARDI: "Nonmenclaturade piroxenos", *Bol. Soc. Esp. Min.*, 12:31-49. (Traducción al castellano por P. Fenoll y N. Velilla), 1989.
- NEKRASOV, G., J. ORO, S. D. SOKOLOV, R. FLORES AND M. V. SHAVYRINA: "Ophiolites of eastern Cuba", *Geotectonics*, 23:60-71, 1989.
- NICOLAS, A.: *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*, 367 pp., Dordrech, Kluwer, 1989.
- NICOLAS, A. AND A. PRINZHOFER: "Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence", *Jour. Petrol.*, 24:188-206, 1983.
- PARLAK, O., M. DELALOYE AND E. BINGÖL: "Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulate as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey)", *Geol. Rundsch.*, 85: 647-661, 1996.
- PEARCE, J. A. AND M. J. NORRY: "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69:33-47, 1979.
- PEARCE, J. A., S. J. LIPPARD AND S. ROBERTS: "Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites", en: B. P. Kokelaar and M. F. Howells, eds.: *Marginal Basin Geology*, Geological Society, London Special Publication, 16:77-94, 1984.
- PROENZA, J.: "Mineralizaciones de cromita en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). Ejemplo del yacimiento Mercedita", Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, España, 1998.
- PROENZA, J., J. C. MELGAREJO, F. GERVILLA, W. LAVAUT, D. REVE Y G. RODRÍGUEZ: "Cromititas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba)", *Acta Geológica Hispánica*, v. 33, no. 1-4: 153-177, 1998.
- PROENZA, J., F. GERVILLA Y J. C. MELGAREJO: "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, 1999 a.
- PROENZA, J., J. C. MELGAREJO, F. GERVILLA, O. VERA, P. ALFONSO AND A. FALLICK: "Sulphide-rich and sulphide-free chromitite ores in the Potosí mine (Moa-Baracoa ophiolitic massif eastern Cuba). Society for Geology Applied to Mineral Deposits", In: Stanley *et al.*, eds.: *Mineral Deposits: Processes to Processing*, 1 775-778, 1999 b.
- QUINTAS, F.: "Características estratigráficas y estructurales del complejo ofiolítico y eugeosinclinal de la cuenca del río Quibiján, Baracoa", *Minería y Geología*, 6 (2):11-22, 1988.
- QUINTAS, F.: "Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior y Paleógeno de la provincia de Guantánamo y zonas cercanas", Tesis doctoral, Centro de Información Científica Técnica, ISMM, 1989.
- RIOS Y J. L. COBIELLA: "Estudio preliminar del macizo de gabroides Quesigua de las ofiolitas del este de la provincia de Holguín", *Minería y Geología*, 2: 111-132, 1984.
- SOTO, J. I. AND V. M. SOTO: "PTMAFIC: software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer", *Computers & Geosciences*, 21:619-652, 1995.
- THOMPSON, G. M., J. MALPAS, AND I. E. M. SMITH: "The geochemistry of tholeiitic and alkalic plutonic suites within the Northland ophiolite, northern New Zealand; magmatism in a back arc basin", *Chemical Geology*, 142: 213-223, 1997.
- THY, P.: "Petrogenetic implications of mineral crystallisation trends of Troodos cumulates, Cyprus", *Geological Magazine*, 124:1-11, 1987.
- TORRES, M.: "Características de la asociación ofiolítica de la región norte de Moa-Baracoa y su relación con el arco volcánico Cretácico", Trabajo de diploma, ISMM de Moa, Cuba, 1987.
- TORRES, M. Y E. FONSECA: "Características geológico-petrológicas del contacto entre la asociación ofiolítica y el arco volcánico en Moa-Baracoa", *Boletín de Geociencias*, 4:18-32, 1990.
- WITT-EICKSCHEN, G. AND H. SECK: "Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 431-439, 1991.
- WOOD, B. J. AND S. BANNO: "Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42:109-124, 1973.