REPUBLICA DE CUBA MINISTERIO DE EDUCACION SUPERIOR INSTITUTO SUPERIOR MINERO METALURGICO FACULTAD DE GEOLOGIA Y MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

TESIS EN OPCION AL GRADO ACADÉMICO DE MASTER EN CIENCIAS GEOLOGICAS MENCIÓN GEOQUÍMICA

TITULO: ESTUDIO PETROLÓGICO DE LAS ROCAS DE AFINIDAD OFIOLÍTICA PORTADORAS DE ILMENITA DE LA ZONA DE CAYO GRANDE EN EL MACIZO MOA – BARACOA.

AUTOR: ING. ROSA MARGARITA RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ

TUTOR: DR. C. GERARDO OROZCO MELGAR DR. C. JESÚS A. BLANCO MORENO

MOA-2000

INDICE

	Página
INTRODUCCIÓN	1
CAPITULO I. METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN	
Introducción	4
1.1 Ubicación geográfica del área de estudio.	4
1.2 Trabajos de campo	5
1.3 Trabajos de laboratorio	5
1.3.1 Estudios ópticos	5
1.3.2 Análisis químicos	6
1.3.3 Análisis mineralógico cuantitativo de la ilmenita.	6
1.3.4 Análisis de Rayos X	11
1.4 Procesamiento de la información e interpretación de los resultados	11
1.5 Investigaciones precedentes	11
CAPITULO II. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	
Introducción	
2.1 Geología de la región de estudio	
2.1.1 Macizo ofiolítico Moa-Baracoa	
2.1.1.1 La zona de harzburgitas con textura de tectonitas	
2.1.1.2 La Moho Transition Zone (zona de transición manto corteza)	
2.1.1.3 La zona de los cumulados máficos	
2.1.1.4 La zona del complejo de diques de diabasa	
2.1.1.5 La zona del complejo efusivo sedimentario	
2.2 La zona de transición manto corteza en los macizos ofiolíticos.	
Generalidades	
CAPITULO III. LAS ROCAS DE AFINIDAD OFIOLITICA PORTADORAS DE	
ILMENITA EN LA ZONA DE CAYO GRANDE.	

Introducción

- 3.1 Generalidades sobre la ilmenita.
 - 3.1.1 Importancia económica de la ilmenita.

3.1.2 Mineralogía de la ilmenita.

3.2 Características físico-geográficas y geológicas de la cuenca hidrográfica del Río Cañete.

3.3 Las rocas de afinidad ofiolíticas en la zona d e Cayo Grande.

- 3.3.1 Harzburgitas. Descripción petrográfica.
- 3.3.2 Dunitas impregnadas. Descripción petrográfica.
 - 3.3.2.1 Química mineral.
- 3.3.3. Cumulados de gabros.
 - 3.3.3.1 Gabronoritas. Descripción petrográfica.
 - 3.3.3.1.1 Química mineral.
 - 3.3.3.2 Gabro olivínico. Descripción petrográfica.
- 3.3.4 Mineralización ilmenítica en los cumulados de gabros.
- 3.3.4.1 Química mineral
- 3.3.5 Geotermometría.
- 3.3.6 Interpretación de los resultados.
- 3.3.7 Las dunitas impregnadas y gabronoritas en las zonas de Cayo Grande y de Mercedita. Una comparación.
- 3.4 Mineralización ilmenítica en la corteza de meteorización sobre gabros.
 - 3.4.1 Análisis de Rayos-X.
 - 3.4.2 Interpretación de los resultados.
- 3.5 Mineralización ilmenítica de los concentrados pesados del Río Cañete.
 - 3.5.1 Análisis de Rayos-X.
 - 3.5.2 Interpretación de los resultados

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFÍA

ANEXOS

DEDICATORIA

A Lorena y Antonio Darío, mis niños; a la memoria de mi padre.

AGRADECIMIENTOS.

Deseo hacer llegar mi agradecimiento a todas las personas que contribuyeron a la realización de este trabajo

A mi esposo y tutor Jesús Blanco Moreno y a mi madre, que han estado a mi lado en todos los momentos de esta etapa.

Al Dr. Gerardo Orozco, mi tutor, por su confianza al darme el tema de tesis.

A Virginia y Guardado por su insistencia en que no me rindiera y terminara este trabajo. A los colegas españoles Rebeca, Olga Vallejo, Gervilla, y los profesores del Universidad de Barcelona Melgarejo, Llovet y García Veigas que realizaron los análisis de microsonda, y a mi amigo cubano, Joaquín Proenza, por su interés en que esta investigación saliera adelante.

A los profesores de la Maestría, especialmente a Roberto Díaz, que me facilitó muestras, datos y asesoría, que propiciaron el desarrollo del trabajo, a Antonio Rodríguez, Elizabeth Crespo y Nicolás Muñoz por su ayuda y orientación en las investigaciones de campo y laboratorio.

A Alina, Betty, José, Vila, Carmenate, Leduar, por su apoyo logístico, científico, moral y de todo tipo a medida que hizo falta.

A Reina y Andrés por los trabajos de preparación de muestras y análisis de Rayos-X.

A Niurka y Baza, por su apoyo para efectuar los análisis químicos

A mis compañeras de trabajo Yoneidis, Ana, Betsy, Niurka, Barabarita, Moraima, Margarita, Flor, Noemí, Josefa, por su preocupación y por sustituirme en las ocasiones en que fue necesario. A Adys por facilitarme, con su comprensión, el desarrollo del trabajo.

Todas estas personas y otras que involuntariamente pueda no mencionar, me aportaron conocimientos, experiencias y apoyo moral, tan necesarios en momentos como éstos.

Muchas gracias.

SÍNTESIS

La investigación titulada Estudio petrológico de las rocas de afinidad ofiolítica portadoras de ilmenita en Cayo Grande, Macizo Moa-Baracoa, se inserta dentro de los trabajos que desarrolla el Departamento de Geología del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa para esclarecer la geología y la metalogénia del complejo ofiolítico Moa Baracoa.

El Macizo Moa-Baracoa se localiza en la parte más oriental de la Faja Mayarí-Baracoa. Los estudios de química mineral de las rocas plutónicas de este macizo son muy escasos, Proenza (1998), 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.

En la MTZ del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa se han determinado harzburgitas, dunitas, *sills* de gabros, diques de gabros y pegmatoides gabroicos (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a). Además de estos tipos litológicos aparece un tipo de peridotita (principalmente dunita) con contenidos relativamente elevados de plagioclasas y clinopiroxenos.

Se ha podido constatar que el límite inferior de la MTZ es transicional hacia las peridotitas con texturas de tectonitas (principalmente 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 (véase Nicolas, 1989). Estos niveles de gabros bandeados en el macizo Moa-Baracoa suelen estar representado, principalmente, por gabros olivínicos y gabronoritas (Torres, 1987; Proenza, 1998).

En la primera parte de la investigación se presentan y discuten las características texturales, petrográficas, química mineral, geotermometría catiónica, así como las implicaciones petrogenéticas de las rocas de afinidad ofiolítica, fundamentalmente gabronoritas, portadoras de ilmenita, y "dunitas impregnadas", presentes en la zona de Cayo Grande, perteneciente al Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa.

Posteriormente, partiendo de los trabajos llevados a cabo por Díaz, (1996) se estudia, a través de análisis mineralógico y de difracción de Rayos-X, de las fracciones

Fuertemente Electromagnética y Débilmente Electromagnética, la corteza desarrollada sobre los gabros, con el objetivo de caracterizar de forma preliminar el contenido de ilmenita en la misma.

A través de los resultados obtenidos de los análisis de Rayos-X de la Fracción Fuertemente Electromagnética de los concentrados pesados del Río Cañete se corrobora que éstos son prácticamente un monoconcentrado de ilmenita, tal como fue planteado por Díaz (1996) y que están en correspondencia con los resultados obtenidos en los análisis de la roca madre.

INTRODUCCIÓN

La década de los años 90, trajo para la economía cubana la pérdida del mercado preferencial con los antiguos países del CAME, especialmente con la desintegrada Unión Soviética, lo que unido al férreo bloqueo impuesto por el gobierno de los Estados Unidos originó una profunda crisis económica.

Esta situación trajo consigo la necesidad de buscar alternativas que permitieran al país insertarse en una economía mundial altamente competitiva y ahorrar recursos a través de la reducción de importaciones de productos factibles de ser sustituidos por recursos propios. El conocimiento integral de los recursos minerales con que cuenta el país es un importante paso para el logro de éste objetivo, nuestra investigación se enmarca dentro de los esfuerzos realizados para dar cumplimiento al mismo.

Las rocas del complejo ofiolítico en el Macizo Moa Baracoa, contienen elevados contenidos de elementos químicos de marcada importancia económica como son hierro, níquel y cobalto en los minerales de las cortezas de meteorización desarrollada sobre sus rocas; así como yacimientos industriales de cromitas refractarias, e importantes acumulaciones de ilmenita en los concentrados pesados de los ríos que las cortan. Sin embargo no todos estos recursos han sido estudiados detalladamente, es por eso que fue seleccionada la zona de Cayo Grande en la Cuenca Hidrográfica del Río Cañete con el objetivo de caracterizar la mineralización ilmenítica que está presente en los cumulados máficos de esta área.

La Cuenca Hidrográfica del Río Cañete, abarca un área de 30 Km² aproximadamente y está ubicada al NE de la provincia de Holguín. Esta es una zona caracterizada por la existencia de una corteza de intemperismo desarrollada sobre rocas de afinidad ofiolítica del complejo cumulativo, la presencia y desarrollo de una red hidrográfica que

corta a estas rocas, y a la corteza de meteorización desarrollada sobre los gabros. Los ríos y arroyos erosionan, transportan y acumulan material detrítico provenientes de las mismas, y proporcionan la presencia de arenas negras con elevados contenidos de ilmenita en los depósitos aluviales del Río Cañete.

La ilmenita, mineral objeto de estudio en esta investigación, es empleada como abrasivo, esmalte, revestimiento de electrodos y como refractario. Puede emplearse en la producción de pigmentos cuando el contenido de P_2O_5 es inferior a 0.15 %.

Las rocas y minerales industriales, dentro de ellos la ilmenita, fueron considerados erróneamente como materiales de bajo precio y alto volumen, cuyos centros de producción debían estar cerca de las fuentes de consumo. En la actualidad esta concepción ha cambiado, y rocas y minerales industriales se han convertido en un sector de oportunidad para la inversión económica. Según Almaguer (1992) los minerales pesados como la ilmenita, rutilo, circón y otros son considerados hoy como materiales de alto precio y bajo volumen. Una particularidad que los hace preferenciales es que la mayor parte de ellos se aplican directamente en la industria metalúrgica, sin previo tratamiento industrial, lo que además los hace asimilables por la pequeña minería.

Este trabajo tiene como antecedente inmediato la investigación desarrollada en la Cuenca Hidrográfica del Río Cañete por Díaz (1996), donde se reveló por primera vez el elevado contenido de ilmenita presente en los concentrados pesados de este río. Teniendo en consideración esta premisa, se hizo necesario desarrollar un estudio profundo de la características petrológicas de las rocas fuente de suministro de la mineralización ilmenítica.

Estas rocas se encuentran fundamentalmente en el sector noroccidental de la cuenca y constituyen parte de los cumulados máficos del complejo ofiolítico del Macizo Moa-Baracoa. El estudio detallado de éste macizo es clave para el comprensión de su génesis y emplazamiento, cuestiones fundamentales además para esclarecer la geología de ésta importante región de la parte oriental cubana. Sin embargo, el grado de conocimiento actual de éste complejo es insuficiente al no existir una cartografía detallada de los diferentes tipos litológicos. Se han realizado muy pocos estudios que tengan en consideración las concepciones petrológicas, geoquímicas y estructurales ligadas a los actuales avances en el conocimiento de la corteza terrestre, que pueden explicar su origen, son además muy pocos los estudios de análisis de fabricas, de química mineral, de geoquímica de los elementos trazas, etc.

De esta forma el objetivo de éste trabajo es caracterizar petrológicamente las rocas de afinidad ofiolítica portadoras de ilmenita en el área de Cayo Grande de la Cuenca Hidrográfica del Río Cañete, y la distribución de la ilmenita por clase granulométrica en la corteza de meteorización que se ha desarrollado sobre los cumulados máficos. Este estudio forma parte de las investigaciones que desarrolla el Departamento de Geología de Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa para esclarecer la geología y la metalogenia del complejo ofiolítico y es un aporte para eliminar las lagunas que existen en el conocimiento de las particularidades geológicas de este complejo.

El desarrollo de esta investigación se facilitó por la cercanía del área de estudio a nuestra institución, lo que permitió los trabajos de campo a bajo costo, los que tuvieron como premisa la interpretación de fotos aéreas en blanco y negro escala 1: 37 000 con el objetivo de esclarecer la geología del área y dirigir correctamente los trabajos de campo, durante los cuales se desarrolló el muestreo litológico de los diferentes tipos de rocas presentes en el área, así como de la corteza de meteorización desarrollada sobre los gabros.

Algunos de los trabajos de laboratorio como los análisis petrográficos, mineragráficos y de difracción de Rayos- X, se desarrollaron en los laboratorios del Instituto Superior Minero Metalúrgico y los análisis de microsonda electrónica fueron efectuados en laboratorios de la Universidad de Barcelona y Granada.

El conjunto de tareas desarrolladas durante la investigación, tanto como el procesamiento e interpretación de los resultados permitieron corroborar la hipótesis de que las rocas de afinidad ofiolítica del complejo cumulativo que afloran en la parte noroccidental de la Cuenca Hidrográfica de Río Cañete son portadoras de elevados contenidos de ilmenita y son la fuente que aporta esta mineralización a los concentrados pesados del Río Cañete. Sin embargo no todos los tipos de gabros son portadores de elevados contenidos de éste mineral metálico, como se señala en esta memoria.

El desarrollo de la investigación estuvo limitado por la imposibilidad desde el punto de vista económico, de desarrollar todo el volumen necesario de análisis mineralógicos, químicos, de microsondas y de Rayos-X, que posibilitaran hacer un estudio más detallado de las rocas de afinidad ofiolítica y las cortezas desarrolladas sobre ellas.

A pesar de lo planteado anteriormente la investigación tiene como novedad científica que se realiza por primera vez el estudio las características texturales, petrográficas, de

quimismo mineral, de geotermometría catiónica, así como las implicaciones petrogenéticas de las rocas de afinidad ofiolítica de Cayo Grande, a través de microsonda electrónica y análisis de Rayos-X. Se determinó con alto grado de precisión la composición química de la ilmenita presente en las rocas que suministran este mineral a los concentrados pesados, lo que posibilitó que se proyecte su evaluación industrial para la fabricación de electrodos de soldadura en la Universidad Central de Las Villas. Se efectuó por primera vez, en Cuba, el estudio mineralógico cuantitativo por clases granulométricas de la ilmenita presente en las cortezas sobre gabros.

CAPITULO I METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

1.1 Ubicación geográfica del área de estudio.

La selección del área de trabajo se realizó teniendo en cuenta como premisas principales la existencia de cuerpos de rocas de afinidad ofiolítica -complejo cumulativo- en el área de estudio, la existencia de corteza de intemperismo sobre los gabros, la presencia y desarrollo de una red hidrográfica que corta los cuerpos y cortezas sobre gabros, transportando y acumulando el material detrítico y la presencia de arenas negras en los depósitos aluviales del Río Cañete, con elevados contenidos de ilmenita.

La Cuenca Hidrográfica del Río Cañete como se muestra en la figura 1 abarca un área de 30 km² aproximadamente ubicada al noreste de la provincia de Holguín. La zona de estudio dista unos 20 kilómetros al este de la ciudad de Moa. Limita al Norte con los poblados de Cañete y Cupey, al Sur con la parte alta del Río Yamanigüey al Este con el Río Yamanigüey y al Oeste con el Río Quesigua.

X: 712 000	Y: 213 000	
X: 718 000	Y: 219 000	



Figura 1: Mapa de ubicación geográfica.

1.2 Trabajos de campo

Durante el trabajo de campo se realizó el muestreo litológico de los diferentes tipos de rocas presentes sin embargo, se hizo muy difícil encontrar un área representativa de los gabros al encontrarse estos totalmente alterados y afectados por procesos tectónicos. Las rocas frescas sólo afloran en el cauce del río y los arroyos, lo que determinó la forma del muestreo . La toma de muestras de la corteza sobre gabros se realizó tomando en consideración el cambio de coloración y el grado de madurez de la misma.

Fueron tomadas tres muestras, M-1 en la corteza de color pardo, M-2 en una pequeña área cercana al río donde la corteza es arcillosa de color parda- rojiza y la M-3 en una zona donde la corteza es de color gris verdusco. Se empleó el muestreo de surco y el peso inicial de las muestras fue de 10 Kg. para las muestras M-1 y M-2 y de 11 Kg. para M-3. Esta tarea fue realizada con el objetivo de caracterizar de forma preliminar el contenido de ilmenita en la corteza desarrollada sobre los diferentes tipos de gabros que aparecen en el área estudiada.

1.3 Trabajos de laboratorio.

Las técnicas de laboratorio fueron realizadas en el Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa y en laboratorios de la Universidad de Barcelona y en la Universidad Granada. Los tipos de análisis realizados se relacionan a continuación.

1.3.1 Estudios ópticos

Las diferentes asociaciones minerales y las relaciones texturales entre las diferentes fases minerales presentes en las muestras han sido estudiadas en láminas delgadaspulidas mediante microscopia óptica de luz transmitida y de luz reflejada, en la Universidad de Granada. También fueron estudiadas secciones delgadas y secciones pulidas, en los laboratorios del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa.

Estos análisis fueron realizados con el objetivo de conocer los diferentes minerales formadores de rocas, sus relaciones texturales y el reconocimiento de los minerales metálicos presentes en las muestras (Ramdohr, 1980; Shelley, 1993; Melgarejo, 1997), determinándose los tipos litológicos, los productos de alteración y los tipos de menas metálicas.

Los rasgos característicos de la ilmenita tomados en consideración durante las determinaciones ópticas en secciones pulidas fueron: su color, el cual es gris-blanco con tinte pardusco claro; su reflectividad moderada; el pleocroísmo que la distingue de la cromita y la magnetita; su anisotropía bajo nicoles cruzados y la extinción ondulatoria en granos y cristales que han sido sometidos a presión (Ramdohr, 1980).

1.3.2 Análisis químicos

Los análisis químicos de los minerales presentes en las muestras se efectuaron mediante la microsonda electrónica CAMECA SX50, en los *Serveis Científico-Tecnics* de la Universidad de Barcelona. Se utilizó una tensión de aceleración de 20 Kv y una corriente sobre la muestra de 20 nA. Se midió sobre las líneas espectrales Kalfa del Fe, Mn y Ni con un cristal LiF, las Kalfa Mg, Si, Al, Na con un TAP, y las Kalfa del Ca, Cr, Ti y K con un PET. Los patrones utilizados fueron ortoclasa (Si, Al, K), F_eO₃ (Fe), periclasa (Mg), wollastonita (Ca), rodonita (Mn), NiO (Ni), rutilo (Ti), albita (Na), Cr₂O₃ (Cr). La microsonda electrónica es de especial importancia para el estudio de cualquier yacimiento asociado a rocas básicas y ultrabásicas y ha sido una técnica de especial importancia para esta investigación.

1.3.3 Análisis mineralógico cuantitativo

La determinación de los minerales metálicos se efectuó con los procedimientos standard de separación e identificación (Parfenoff, et al., 1970). La identificación se realizó bajo un microscopio estéreo marca TECNIVAL, a través del cual pudieron determinarse como características fundamentales la forma de los granos, color, fractura, color del polvo y susceptibilidad magnética.

La abundancia de la ilmenita fue determinada a través del conteo de 200 granos totales y la determinación de su frecuencia de aparición en este rango, en cada clase granulométrica: Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM) y la Fracción Débilmente Electromagnética (FDEM). Según Nechaev e Isphording (1993), metodologías similares son normalmente utilizadas para el estudio cuantitativo de los minerales.

Para las fracciones mayores de 1.19 mm., no se utilizó el conteo de los granos, ni se desarrolló el proceso de separación magnética y electromagnética, sino que se consideró conveniente la separación bajo el microscopio de los granos de ilmenita y su pesado, ya que cuando se trabaja con fracciones grandes es más confiable desarrollar los cálculos teniendo en cuenta el peso del mineral según experiencia de los especialistas en la rama, (Díaz, com. pers.). Para realizar esta tarea se homogenizó y cuarteó la muestra inicial hasta lograr 10 g. de cada fracción granulométrica; de la cual se separaron los granos de ilmenita que posteriormente fueron pesados.

El objetivo fundamental de esta fase del trabajo fue determinar la frecuencia de aparición de la ilmenita para calcular el contenido del mineral en la muestra y poder hacer la valoración preliminar del contenido de ilmenita en la corteza de meteorización sobre gabros.

Para desarrollar el análisis mineralógico de las muestras de corteza sobre gabros fue necesario realizar la preparación previa de las mismas, según el esquema de la figura 2, compuesto por las operaciones siguientes.

- a) Pesaje
- b) Separación granulométrica por vía húmeda
- c) Secado
- d) Separación de las fracciones magnéticas y electromagnéticas de las muestras
- a) Pesaje: Las muestras se pesaron indistintamente con la balanza alemana OWA LABOR que permite realizar mediciones de masa con un error de hasta 0,1 MG y

con la balanza analítica NAGEMA con error de precisión de masa de 1 MG y 0,01 MG respectivamente.

- b) Separación granulométrica por vía húmeda: La separación se realizó a través del tamizado de las muestras, estas se colocaron dentro del tamiz que se sumergió posteriormente en una batea con agua y se le aplicaron movimientos de vaiven. Los tamices utilizados para desarrollar esta operación fueron:
 - 1. Tamiz de 4,0 mm.
 - 2. Tamiz de 2.80 mm.
 - 3. Tamiz de 2.36 mm.
 - 4. Tamiz de 1.4 mm.
 - 5. Tamiz de 1.19 mm.
 - 6. Tamiz de 0.71 mm.
 - 7. Tamiz de 0.50 mm.
 - 8. Tamiz de 0.42 mm.
 - 9. Tamiz de 0.25 mm.
 - 10. Tamiz de 0.21 mm.
 - 11. Tamiz de 0.1 mm.
 - 12. Tamiz menor de 0.1 mm.
- c) Secado: Posteriormente las muestras se secaron de forma natural, colocando el material de las diferentes fracciones granulométricas en recipientes amplios, de forma dispersa, para garantizar que este proceso fuera rápido.
- d) Separación de las fracciones magnéticas y electromagnéticas de las muestras: La separación magnética de las muestras se logró sometiéndolas a los efectos de un campo magnético, teniendo como premisa la diferencia de susceptibilidad magnética de las especies minerales. Este proceso se desarrolló con la ayuda de un imán de mano, marca SOCHNEV-5 que se hizo pasar sobre una superficie monogranular creada al efecto sobre una hoja de papel de superficie plana. Los minerales atraídos por el campo magnético pasaron a formar la Fracción Magnética (FM).

La Fracción no Magnética (FNM) se sometió a la separación electromagnética. Para desarrollar este procedimiento se utilizó un separador de inducción tipo "rodillo" de fabricación rusa. En este proceso se tomaron en consideración varias variables independientes: intensidad de campo, alimentación y ángulo de inclinación del canal vibrante.

El contenido de la fracción no magnética de cada muestra se depositó en el embudo o tolva de alimentación, a través de este aditamento se crea un flujo constante de minerales en la canal vibrante. Esta canal está dividida en dos partes terminales; los granos paramagnéticos o electromagnéticos atraídos por el campo se desplazan por la canal superior relacionada con el cuerpo del separador y los granos rechazados – diamagnéticos- pasan a la parte inferior de la canal vibrante.

La primera separación fue efectuada utilizando valores de intensidad de corriente de 1 Ampere y una potencia de 7 Voltios, y se obtuvo una Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM) y una Fracción Débilmente Electromagnética (FDEM).

La FDEM fue sometida a una intensidad de corriente de 2 Ampere y a una potencia de 14 Voltios (Parfenoff, et al. 1970) y se obtuvo una Fracción Débilmente Electromagnética y una Fracción no Electromagnética, obteniéndose finalmente cuatro fracciones:

- 1. Fracción Magnética (FM)
- 2. Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM)
- 3. Fracción Débilmente Electromagnética (FDEM)
- 4. Fracción no Electromagnética (FNEM)

La determinación de la frecuencia de aparición de la ilmenita fue desarrollada según el siguiente ejemplo.

MUESTRA M-1

Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM) para la clase granulométrica 0.42-0.50 mm.

200 granos _____ 100% 56 granos _____ X%

X= 28%

La frecuencia de aparición de la ilmenita en la Fracción Fuertemente Electromagnética para la clase granulométrica 0,42-0,50 mm. en la muestra M-1 es 28 % .

Cálculo del contenido del mineral en la muestra

Frecuencia de aparición: 28 %

Peso de la FFEM: 159.23 g.

Para la clase granulométrica de 0.42 - 0.50 mm en 159.23 g. de FFEM se encuentran 44.58 g. de ilmenita.

Cuando se trata de fracciones mayores de 1.19 mm., el cálculo del contenido de mineral en la muestra se desarrolla de la siguiente forma:

En el caso de la muestra M-1 para la fracción de 2.36-2.80 mm. Peso inicial de esta fracción 130 g.

Lo que significa que hay 13.65 g. de ilmenita en la fracción 2.36-2.80.

El porciento que representa este contenido de ilmenita en la muestra, se calcula de la siguiente manera:



Posteriormente se suma la cantidad de gramos de ilmenita contenido en cada clase granulométrica.

En la muestra M-1 = 1158.44 g

Para calcular el contenido de ilmenita en la muestra total



Figura 2: Esquema de preparación de muestras de la corteza sobre gabros.

1.3.4 Análisis de Rayos-X.

La difracción de Rayos-X proporciona un medio cómodo y práctico para la identificación cualitativa de compuestos cristalinos. Esto se basa en el hecho de que el patrón de

difracción de Rayos-X es único para cada sustancia cristalina. Así si al hallarse una coincidencia exacta entre el patrón de una muestra conocida y una de referencia, puede suponerse su identidad química. Este método puede proporcionar datos difíciles o imposibles de obtener por otros medios (Skoog y West, 1986). Los análisis de Rayos-X fueron utilizados en esta investigación para corroborar y determinar la presencia de diferentes fases minerales, los que se aplicaron sobre un compósito de la Fracción Fuertemente Electromagnética de las muestras de corteza y en 6 muestras tomadas por Díaz (1996) en los concentrados pesados del Río Cañete.

El equipo empleado fue el difractómetro de Rayos-X, HZG-4 del laboratorio de Rayos-X del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa, con las condiciones de trabajo siguientes:

- a) Intensidad de corriente 30 miliamperios
- b) Potencia 40 Kv.
- c) Nivel de fondo 00-3/50
- d) Radiación Co K alfa
- e) Velocidad del goniómetro 2⁰/min
- f) Angulo de corrida de 10-70⁰

1.4 Procesamiento de la información e interpretación de los resultados.

En el procesamiento de la información y la interpretación de los resultados se emplearon las técnicas computacionales, que permitieron obtener la información gráfica a partir de los procesos de digitalización y escaneado. Fueron utilizados programas profesionales como el SURFER, TELEMAP para el procesamiento de la información y el EXCEL para el procesamiento estadístico.

1.5 Investigaciones precedentes.

Para la ejecución de la presente investigación fueron consultadas bibliografías que recogen los estudios realizados en esta zona tanto geológicos, tectónicos, como geoquímicos. Del análisis de estas investigaciones precedentes se pudo inferir que los complejos ofiolíticos presentan una metalogenia característica y que varios tipos genéticos industriales de yacimientos endógenos y exógenos de diferentes materias primas metálicas y no metálicas guardan estrecha relación espacial y genética con determinadas rocas propias de la serie ofiolítica, como son:

Cromitas

- Sulfuros masivos
- Nódulos de hierro y manganeso
- Magnetita, ilmenita, sulfuros y arseniuros
- > Asbesto

Dentro de los yacimientos relacionados con la meteorización de las rocas ultrabásicas y básicas que poseen un lugar importante en la metalogenia de los complejos ofiolíticos se encuentran:

- Cortezas de meteorización ricas en Fe, Ni, Co y Cr entre otros elementos.
- Placeres de metales nobles

Al igual que en otras regiones del mundo con clima tropical y subtropical que poseen desarrollo de complejos ofiolíticos, en Cuba las cortezas de meteorización contienen enormes recursos de Fe, Ni y Co. y también se ha reportado el desarrollo de placeres de metales pesados que son suministrados por las diferentes rocas que integran el complejo ofiolítico.

Esta región ha sido de interés para diferentes investigadores por la importancia económica y científica que presenta, lo que ha permitido el desarrollo de trabajos tanto desde el punto de vista de la geología regional como de la prospección y exploración de yacimientos minerales de cortezas de intemperismo, estudio de espinelas cromíferas y más recientemente de minerales pesados.

Los primeros reportes sobre investigaciones realizadas, datan de 1901 donde se describe por primera vez la presencia de minerales de hierro en la costa norte de la antigua provincia de Oriente. Las compañías norteamericanas en el periodo de1952 a 1958 realizan la exploración del curso inferior del Río Moa, en un área de 15 km² y reportan lateritas con menas de níquel y cobalto

Los estudios geológicos regionales se incrementan a partir de 1959. De 1960 a 1963 Adamovich y V. Chejovich realizan el levantamiento geológico de la zona oriental, especialmente las zonas de desarrollo de cortezas de intemperismo ferroniquelíferas, confeccionaron el mapa geológico a escala 1: 250 000, basándose en interpretaciones fotogeológicas y marchas de reconocimiento y delimitaron las zonas de cortezas de intemperismo para el territorio Mayarí- Baracoa.

De acuerdo con su concepción, esta zona es parte de un anticlinal cortado por fallas normales que lo dividen en bloques. Investigaciones posteriores han demostrado que su interpretación geológica no es tan sencilla, pues esta zona está complicada tectonicamente lo que hace difícil su interpretación tectonoestratigráfica.

Con el desarrollo de la "tectonica de placas" y del concepto de ofiolitas se reinterpretan las rocas ultramáficas y máficas como pertenecientes a una asociación ofiolítica y bajo esta óptica se desarrollan los trabajos de Nagy et al, (1983); Fonseca, et al., (1985, 1989,1992), Andó et al (1989), Iturralde-Vinent, (1996), etc., donde se estudian las diferentes rocas de afinidad ofiolítica del macizo y su mecanismo de emplazamiento. Muñoz, (1997), profundizó en el estudio de las espinelas cromíferas, aportando datos acerca de la paragénesis mineral, petrología, mineralogía y geoquímica de estos yacimientos y de las rocas de ofinidad ofiolíticas de la zona de Cayo Guam y Potosí. Proenza, (1997), estudió las mineralizaciones de cromititas en la faja Mayarí-Baracoa, utilizando quimísmo mineral, fábrica y procesos de alteración. Además a través de estudios petrográficos, de química mineral, y geotermometría de las diferentes rocas de afinidad ofiolítica, describe la *Moho Transition Zone* y la parte basal de los cumulados máficos en el área del Yacimiento Merceditas, realizando un estudio de detalle de las diferentes zonas del macizo ofiolítico en esta área e introduciendo una nueva zona en la columna ideal del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa, la zona de transicion manto corteza (Moho Transition Zone).

Por otra parte, por su importancia económica, se ha estudido el material detrítico que proveniente de la destrucción mecánica de estas rocas se acumula en la costa y depósitos aluviales de la región. Esta región tiene una costa que es de tipo fundamentalmente abrasivo-acumulativa y acumulativa (Rodríguez, 1995) y los ríos que la drenan son cortos de montañas de gran energía durante las épocas de avenidas, lo que facilita la concentración de estos materiales, de ahí la importancia del estudio de estos depósitos y de los flujos mecánicos de dispersión.

De esta forma, en el periodo comprendido entre 1987-1989 el Instituto de Geología y Paleontología (IGP) adscrito al MINBAS, realizó investigaciones temáticas en la región de Moa- Baracoa con la finalidad de: a) estudiar las características mineralógicas de las rocas del complejo ofiolítico b) caracterizar los flujos gruesos de dispersión mecánica para determinar áreas perspectivas con mineralización cromítica c) búsqueda de cromitas.

Durante estos trabajos se recolectaron 90 muestras de los sedimentos aluviales actuales, zonas anegadizas y playas fluvio marinas; el contenido de minerales útiles en los concentrados pesados fue: cromita (14 Kg/t), magnetita (7 Kg/t), ilmenita (?) y oro (hasta 0.964 g/m³. Morales y Rodríguez, (1988) dan como recursos hipotéticos para esta región 91 125 t de magnetita, 80 241 t de cromita y 275 Kg de oro.

Con esta premisa, en el año 1989 se realizaron trabajos de reconocimiento y evaluación pronóstico de los concentrados de minerales pesados en el sector de la costa desde la Bahía de Nipe hasta la desembocadura del Río Toa (Kulachkov; Díaz y Rodríguez, 1989) donde se revelaron varios sectores muy enriquecidos en magnetita, ilmenita, cromita, rutilo, leucoxeno, circón, oro.

Durante el año 1996, Díaz estudió las particularidades de los concentrados pesados en el placer Mejías, dunas costeras, desembocadura del Río Jiguaní, cuenca hidrográfica Santa Catalina, Río Cañete y cuenca hidrográfica del Río Yamanigüey. Como resultado de este trabajo se determinó que los principales minerales presentes en estas áreas son: magnetita, ilmenita y cromita.

El muestreo de los depósitos aluviales se realizó en los puntos donde los depósitos eran suficientemente potentes -bancos de arena, lenguas de tierra- y la profundidad del muestreo osciló entre 0.5 - 0.6 m

En el curso del Río Cañete se tomaron 21 muestras, con un volumen inicial de $0.02 - 0.03 \text{ m}^3$ (60 Kg), éstas muestras, después de secadas y pesadas se tamizaron y separaron en las siguientes fracciones: >1.0; 1-0.5; 0.5-0.1 y <1mm. Se realizó la separación magnética, electromagnética y densimétrica.

A partir de la separación electromagnética se obtuvieron las siguientes fracciones: Fracción fuertemente electromagnética (FFEM); fracción débilmente electromagnética (FDEM) y la fracción no electromagnética (FNEM).

Una particularidad relevante de los concentrados pesados de la cuenca del Río Cañete son los elevados contenidos de ilmenita que presenta, que fueron declarados por Díaz, (1996), en su investigación sobre las particularidades de distribución del oro, platinoides y otros minerales pesados en los placeres laterales del nordeste de Cuba oriental. Los contenidos de ilmenita son del orden de 48.91 % (489.1 Kg/t) para la clase 1-0.5 y 0.5-0.1 mm, concentrada fundamentalmente en la Fracción Fuertemente Electromagnética, en los concentrados pesados del Río Cañete. Se plantea que las posibles reservas de la cuenca son de 3000 t.

Teniendo en cuenta estas particularidades se hace evidente la necesidad de un estudio profundo de las características geoquímicas y mineralógicas de las rocas fuente de suministro de la mineralización ilmenítica. Estas rocas se concentran fundamentalmente en el sector noroccidental de la cuenca donde los gabros presentan una corteza de meteorización de coloración amarilla que no ha sido estudiada (González y Rodríguez, 1993).

En este mismo año 1996 se estudiaron los concentrados pesados en el depósito costero de la desembocadura del Río Jiguaní (Playa Fundadora); la distribución de oro y otros minerales pesados; así como la caracterización geoquímica y mineralógica de los flujos mecánicos de dispersión y zonas de alteración hidrotermal en el sector comprendido entre las cuencas hidrográficas de los ríos Quesigua y Santa María. Durante este estudio se determinó que los principales minerales pesados son: cromita, magnetita e ilmenita (Ramayo,1996).

En el depósito del Río Jiguaní se determinaron altos valores de concentración de ilmenita debido al gran desarrollo del complejo cumulativo de la asociación ofiolítica a lo largo de esta cuenca.

En las diferentes cuencas hidrográficas fueron detectados valores anómalos de contenido de oro, en algunos casos en asociación paragenética con cinabrio lo que demuestra una mineralización oro mercúrica, relacionada con procesos epitermales.

CAPITULO II. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

Introducción.

La geología regional de la zona de Moa- Baracoa se caracteriza por la presencia predominante de las rocas de afinidad ofiolítica Figura 2a. Su estudio se inicia con los trabajos de Rutten (1922) y hasta la actualidad se han dado diferentes interpretaciones al tratar de explicar su origen y emplazamiento; sin embargo el grado de conocimiento actual de este complejo es insuficiente porque no existe una cartografía de detalle de los diferentes tipos litológicos que integran las rocas de afinidad ofiolítica; se han realizado muy pocos estudios que tengan en cuenta las concepciones petrológicas, geoquímicas y estructurales actuales que expliquen su origen y particularidades, no se cuenta con estudios petrológicas y estructurales de detalle que incluyan análisis de fabricas, de química mineral de geoquímica de los elementos en trazas o isotópica, además no existen reconstrucciones paleogeográficas fiables a partir de datos paleomagnéticos. Los estudios geofísicos son limitados. Todo esto unido a la complejidad de geológica de este macizo hace que queden aún muchas lagunas en el conocimiento de sus particularidades.

2.1 Geología de la región de estudio.

En la región de Moa - Baracoa además de las rocas de afinidad ofiolítica están presentes las secuencias del arco volcánico del Cretácico. El estudio de las rocas de afinidad ofiolítica en sus inicios consideraba a las ultramafitas y las rocas gabroides asociadas como rocas intrusivas, las que se emplazaron en el primer estadio del desarrollo del geosinclinal a fines del Cretácico Superior (Adamovich y Chejovich, 1963).

Investigaciones posteriores de carácter regional, basadas en las concepciones de la tectónica de placas Nagy et al, (1983); Fonseca et al, (1989), Iturralde-Vinent, M, (1989) reinterpretaron estas rocas como pertenecientes a la asociación ofiolítica y su emplazamiento en la corteza superior se explica a través de estas concepciones. Iturralde-Vinent, M, (1996) en correspondencia con la propuesta inicial de Peive (1969, 1980, 1981), presenta dos unidades principales para las ofiolitas cubanas; complejo melanocrático y los complejos oceánicos, ambas unidades explican todas las litologías de la asociación ofiolítica. La clasificación asumida por Iturralde-Vinent, (1996), está en correspondencia con la posición tectónica y la constitución geológica de las ofiolitas.

De esta forma señala que las ofiolitas cubanas pueden dividirse en: a) ofiolitas del cinturón septentrional, b) ofiolitas anfibolitizadas, c) ofiolitas de los terrenos sudoccidentales (Iturralde-Vinent, 1996).

Las ofiolitas del cinturón septentrional se disponen a lo largo de toda la parte norte de la Isla de Cuba e Iturralde- Vinent (1994, 1996), lo divide en tres fajas principales, a) Cajálbana, b) Mariel - Holguín, c) Mayarí- Baracoa. La faja ofiolítica Mayarí- Baracoa, se trata de un cuerpo alóctono de carácter tabular con una longitud de 170 Km. y un espesor que raramente sobrepasa los 1000 metros.

Según Torres (1987), Fonseca et al, (1985, 1992) e Iturralde- Vinent (1996), la Faja Ofiolítica está constituido por los diferentes términos litológicos representativos de una secuencia ofiolítica completa, aunque separados por contactos tectónicos. De abajo hacia arriba sería 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 través de una falla subhorizontal, rocas а volcanosedimentarias del arco de islas Cretácico, éstas últimas cubiertas, transgresivamente por secuencias flyschoides y olistostrómicas de edad Maastrichtiano a Paleoceno como las formaciones Mícara y La Picota (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 (Fm. Sabaneta) y por secuencias terrígenas carbonatadas más jóvenes (Quintas, 1989; Iturralde-Vinent, 1996).

El afloramiento más meridional de la Faja Mayarí-Baracoa se da en la Sierra del Convento (Kniper y Cabrera, 1972, 1974; Quintas, 1989). Estas rocas se estructuran en forma de escamas tectónicas que cabalgan las metavolcanitas Cretácicas de la Fm. Sierra del Purial (Boiteau et al, 1972).

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).

Se han propuesto varias divisiones tectónicas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Fonseca, et al., 1985; Campos, 1989; Nekrasov, et al., 1989). Proenza, (1997) divide la Faja Mayarí-Baracoa en tres macizos, 1) Macizo Mayarí-Cristal, 2) Macizo Sierra del Convento y 3) Macizo Moa-Baracoa.

2.1.1 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 km² y presenta un gran desarrollo de los complejos ultramáfico, de gabros y volcanosedimentarios. Se ha estimado un espesor de aproximadamente 1000 m para el complejo ultramáfico y 500 m para el de gabros (Fonseca et al., 1985) mientras que para el complejo volcanosedimentario se ha estimado un espesor de 1 200 m (Quintas, 1989).

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. ,1984, 1992; Torres, 1987; Andó et al. , 1989; García y Fonseca, 1994). La mayoría de los trabajos anteriormente citados diferencian en el complejo ultramáfico niveles de cumulados, sin embargo, Proenza, 1997 considera a 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 1 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, et al. (1989) plantean que en algunos sectores el contacto es transicional. La parte inferior del complejo de gabros se caracteriza por presentar un marcado bandeado. 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 et al., 1997). 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, 1997, en el macizo aparece, de abajo hacia 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, dique 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), transicionando hacia la parte alta a gabros isotrópicos; d) la zona del complejo de diques de diabasa? y e) el complejo efusivo.

2.1.1.1 La zona de harzburgitas con texturas de tectonitas

Está representada petrológicamente además por websterita, lherzolitas, bolsones aislados de dunitas, todas serpentinizadas, raros diques de gabroides, ocacionalmente 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), pueden aparecer además piroxenitas (Adamovich y Chejovich, 1963).

Rocas similares a las reportadas en estos trabajos son descritas por Varfalvy et al (1996) y Bédard y Hebert (1996) en Canadá, donde las rocas del manto están constituidas por harzburgita, dunita, lherzolita, piroxenita, y wehrlita con raros diques gabricos y cuerpos de cromititas.

2.1.1.2 La Moho Transition Zone (zona de transición entre el manto y la corteza)

La zona de transición manto corteza fue estudiada detalladamente por Proenza (1996) en el área del yacimiento Mercedita. Se plantea que esta zona está compuesta predominantemente por harzburgita, dunita, "peridotitas impregnadas"(con plagioclasa y piroxenos), sills de gabro, diques de gabro y de pagmatoides gabroicos y cuerpos de cromititas.

Las harzburgitas, en esta zona, constituyen mas del 60 % de la MTZ y son el encajante de los demás tipos litológicos, son rocas con un contenido de olivino entre 73 y 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 predominantemante texturas porfiroclásticas. Los porfiroclástos de enstatita, a veces con evidentes signos de de deformación (extinción ondulada y kink-bands), 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, 1999). Según Kelemen (1990), el reemplazamiento de ortopiroxeno por olivino tiene lugar siempre que la reacción entre el magma (saturado en olivino) intergranular y



Figura 2a. Mapa geológico de Sagua-Moa (modificado de Batista, 1990).

la matriz peridotítica tenga lugar en condiciones de aumento de volumen del magma.

Las dunitas presentan un elevado grado de serpentinización, superior al de las harzburgitas, en la MTZ del Macizo Moa Baracoa y se presenta en dos tipos morfológico estructurales de dunitas a)cuerpos tabulares encajados en harzburgitas (dunitas tipo I) y b) dunitas que envuelven los cuerpos de cromititas (dunitas tipo II), éstas últimas presentan mayor tamaño de granos que las harzburgitas y texturas granoblásticas no deformadas, lo que pone de manifiestola existencia de un intenso proceso de recristalización post-deformación, probablemente asociada 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 tiene un contenido mucho menor de cromita.

Las cromititas accesorias en las peridotitas exhiben morfología vermicular y, en menor medida subidiomórfica en las harzburgitas; en las dunitas predominan las morfologías euhédricas o redondeadas sobre las vermiculares lo que sugiere que la cromitita está igualmente recristalizada (Proenza, 1999).

Las peridotitas "impregnadas" de MTZ del Macizo Moa-Baracoa presentan contenidos elevados, inusuales, de clinopiroxenos y plagioclasas, el olivino muestra evidencias de deformación, mientras que el clinopiroxeno no; se asocia principalmente a la harzburgitas, formando parches dentro de esta, evolucionan lateralmente por aumento de las proporciones modales de clinopiroxeno y plagioclasa a sills de troctolitas. Estas son rocas relativamente frecuente en otros complejos ofiolíticos y normalmente se han interpretado como resultado de la impregnación/cristalizaciónde 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 mas largo de los lentes decromititas. Están compuestos por clinopiroxenos en un 40-60 %, plagioclasa 30-50 % y olivino hasta un 20 % y cromitita accesoria en un 1%; sus texturas son cumulíticas típicas con predominio de texturas de adcumulados.

La secuencia de cristalización comienza con olivino, clinopiroxeno y plagioclasa respectivamente. Estos gabros muestran texturas de flujo magmático definidas por un bandeado modal y por una foliación y lineción paralela a las de las peridotitas (hazburgitas o dunitas) encajantes (véase, Proenza, 1996 y Proenza, 1999)

2.1.1.3 La zona de los cumulados máficos

El complejo cumulativo en este macizo está compuesto por: gabro, gabronorita, troctolitas, anortosita, relacionados por 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 Terepin, 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. Durante este estudio se reportaron y describieron una variedad de gabros representada por: gabro normal, con textura masiva y fluidal con disposición paralela a subparalela de minerales máficos y félsicos. El tamaño de grano es variable (de fino a medio) raras veces gruesas, con microrelieve cárcico. Su estructura es hipidiomórfica, alotriomórfica, ofítica, gabroide, poiquilítica y en variedades alteradas aparece la estructura reticular. Su contenido en plagioclasa es de 50-90 % y el de clinopiroxenos es 10-50 % .

En el gabro olivínico observaron textura masiva y granulometría de fina a media, algunos en su superficie presentan aspecto de fino diente de perro. Presentan estructura idiomórfica, hipidiomórfica, gabroide y reticular. Contiene de un 5-30 % de olivino, plagioclasa en un 40-80 % y clinopiroxeno en 5-30 %. La plagioclasa se reporta saussuritizada y el piroxeno enstatita bastitizado; el olivino alterado a minerales del grupo de la serpentina. Como minerales accesorios, cromita y magnetita.

El gabronorita fue descrito con textura masiva, fluidal y granulometría de media a gruesa, compuesto por plagioclasa en un 50-80 %, clinopiroxeno 10-30 % y ortopiroxeno de 5-20 %; 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 porciento.

Además se describe gabro troctolita con textura masiva, con predominio de minerales félsicos, presenta plagioclasa en 60-80 % y olivino de 5-30 %, con estructura hipidiomórfica, en partes reticular, donde el olivino se presenta en forma de reliptos. Se describe por primera vez norita. Durante este estudio se señala un marcado

bandeamiento en los gabros y la existencia de texturas primarias de flujo magmático (véase Ríos y Cobiella, 1984).

En el área del yacimiento Mercedita 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 aparece serpentina, anfíbol y magnetita (Proenza, 1999).

En los gabroides del cinturón septentrional se destaca un comportamiento distinto de los contenidos de elementos minoritarios. El Ti y Sc aumentan su concentración respecto a las ultramafitas, disminuye el V y se reducen considerablemente los valores de Cr, Co, Ni (Iturralde Vinent, 1996).

2.1.1.4 La zona del complejo de diques de diabasa.

En Cuba las rocas del complejo de diques de diabasa están poco desarrolladas; sin embargo Iturralde-Vinent, (1996); plantea que en la región de Mayarí aparecen algunos diques de este tipo, de pocos centímetros de espesor, en forma de haces paralelos entre las ultramafitas, a una distancia de 1 a 5 metros uno de otro.

En el Macizo Moa Baracoa este complejo de diques está muy mal representado; las diabasas descritas en la región aparecen principalmente en forma de bloques tectónicos, incluidos en los niveles de gabro, principalmente en la parte superior del complejo cumulativo (Torres, 1987).

2.1.1.5 Complejo efusivo sedimentario.

El complejo efusivo sedimentario en esta área está representado por la Formación Quibiján (Quintas, 1988), constituida 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 monoclínicos, 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).

2.2 Zona de transición manto-corteza en los macizos ofiolíticos. Generalidades.

La denominada Zona de Transición de Moho (*Moho Transition Zone*, MTZ) en los complejos ofiolíticos representa la transición física del manto a la corteza (Benn et al , 1988). Esta zona puede ser equivalente a los denominados Moho petrológicos (Greenbaum, 1972; Malpas y Sterens, 1977) y Moho geofísico (Cann, 1970). Según Benn et al (1988), la MTZ se caracteriza por ser una zona compleja que representa una importante continuidad lateral (con variaciones en su espesor), localizada entre las peridotitas residuales infrayacentes y la sección cortical de gabros que representan la parte basal de la corteza inferior.

Las rocas del manto presentan generalmente texturas de "tectonitas metamórficas", las cuales se forman por deformación dúctil a elevadas temperaturas; y muestran mayoritariamente texturas porfiroclásticas, según la clasificación de Mercier y Nicolás, 1975, caracterizadas por una distribución bimodal del tamaño del grano. Los porfiroclástos suelen ser cristales deformados de ortopiroxenos, los cuales aparecen incluidos en una matriz equigranular de neoblastos de olivino.

Las texturas equigranulares o granoblásticas de tamaño de grano fino son mas escasas, aunque suelen presentarse en relación con zonas de cizalla en rocas fuertemente deformadas. Junto a esta textura metamórfica, los procesos de impregnación magmática coetáneas o no a la deformación y sobre todo los de interacción magma/peridotita, pueden dar lugar al desarrollo de texturas de reemplazamiento (fundamentalmente piroxeno por olivino).

La MTZ está representada petrológicamente por: harzburgitas, dunitas, cromititas, wehrlitas, troctolitas, piroxenitas, también sills y diques de gabro.

El límite superior de la MTZ en los complejos ofiolíticos está definido por niveles de gabros bandeados que reflejan la composición y estructura de la base de la corteza oceánica inferior. Son generalmente unidades cíclicas de gabros que muestran un bandeado composicional, definido por las variaciones en la proporción modal de los

componentes mayoritarios: clinopiroxenos, plagioclasas y/o olivino (véase Nicolas, 1989).

Los gabros con ortopiroxenos no suelen ser muy abundantes, sin embargo la presencia de gabronorita es un buen indicador geodinámico porque tales tipos litológicos son característicos de los niveles corticales inferiores en zonas de suprasubducción (SSZ); así ocurre con las del Complejo de Troodos en Chipre (Hebert y Saurent, 1990) o las del bloque Haylayn en las ofiolitas de Semail en Omán (Lachize et al, 1996).

La zona de contacto entre los niveles de gabro bandeado y la MTZ suele ser paralelo y localmente gradual (Nicolas y Prinzofer, 1983; Nicolas, 1989; Boudier et al, 1996). Los gabros bandeados presentan una foliación definida normalmente por la fábrica de la plagioclasa y por agregados de olivino elongados (Boudier et al, 1996).

La secuencia de cristalización de los componentes mayoritarios (piroxenos y plagioclasa) se ha utilizado como indicador geodinámico (Pearce et al, 1984). De acuerdo con esta concepciónen en las ofiolitas de zona de suprasubducción (SSZ) el clinopiroxeno y algunas veces el ortopiroxeno cristaliza primero que la plagioclasa, mientras que en ofiolitas tipo MORB de zonas de acrección en dorsales medioceánicas cristaliza primero la plagioclasa.

Según Pearce et al, (1984) este contraste en el orden de cristalización corresponde al que existe entre una boninita (ol_opx_cpx), una toleíta de arco de islas (ol_cpx_pl) y un MORB (ol_pl_cpx) en los contextos oceánicos actuales.

La interpretación de la MTZ ha sido muy debatida y de esta forma han surgido dos escuelas que interpretan de forma diferente su origen y significado petrogenético. Una primera escuela considera la MTZ como la parte más profunda de la secuencia magmática y asumen su génesis a partir de procesos de cristalización magmática. Según esta interpretación la MTZ es parte integrante de la sección cortical (Coleman, 1997; Elthon et al, 1982; Lippard et al, 1986).

En el segundo caso se sugiere un origen residual para la MTZ y se considera parte del manto superior. Esta interpretación se ha basado en el reconocimiento de determinadas características microestructurales en las peridotitas refractarias, tales como fábricas tipicamente mantélicas y de ortopiroxenos residuales (Nicolas y Prinzhofer, 1983; Boudier y Nicolas, 1995).

De acuerdo con esta escuela, los gabros, websteritas, cromititas, wehrlitas y troctolitas en esta zona pueden ser producto de la impregnación/cristalización magmática y de la inyección de diques y sills en el manto peridotítico. Esta está avalada además por datos estructurales y en observaciones de campo (Nicolas y Prinzhofer, 1983) y es soportada por detalles de estudios mineralógicos y geoquímicos (Lorand, 1987, Budinier, 1988) que plantean que las dunitas en la zona de transición ofiolíticas son el producto de un importante reequilibrio de las peridotitas del manto por percolación de un magma basáltico y/o fluidos magmáticos (Benn et al, 1988).

CAPITULO III. LAS ROCAS DE AFINIDAD OFIOLITICA PORTADORAS DE ILMENITA EN LA ZONA DE CAYO GRANDE.

Introducción

Los estudios de química mineral de las rocas plutónicas del Macizo Moa-Baracoa son muy escasos, pudiendo destacarse los realizados por Lewis at al. (1994) y Proenza (1998), estos no cubren el área de Cayo Grande, donde afloran los cumulados máficos portadores de ilmenita.

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 et al., 1999a). Además de estos tipos litológicos aparece un tipo de peridotita (principalmente dunita) con contenidos relativamente elevados de plagioclasas y clinopiroxenos. Estas rocas fueron descritas por Proenza (1998), en el área del yacimiento Mercedita, bajo la denominación de "peridotitas impregnadas". Las "peridotitas impregnadas" también han sido descritas como dunitas con plagioclasas y/o troctolitas (Guild et al., 1947; Torres, 1987; Fonseca et al., 1990).

El Macizo Moa-Baracoa adolece 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 Mercedita, Proenza, 1998) se ha podido contrastar que el límite inferior de la MTZ es transicional hacia las peridotitas con texturas de tectonitas (principalmente 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 (véase Nicolas, 1989).

Estos niveles de gabros bandeados en el macizo Moa-Baracoa suelen estar representado, 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 (Hébert y Laurent, 1990) o las del bloque Haylayn en las ofiolitas de Semail en Omán (Lachize et al., 1996). Característica de ofiolitas de suprasubducción fueron reconocidas por Proenza (1998) en los niveles mantélicos y de gabros en el Macizo Moa-Baracoa.

En nuestra área de estudio, reportamos este conjunto litológico, y se pudo constatar que los mayores contenidos de ilmenita se asocian a las gabronoritas, en la zona de gabros bandeados.

3.1 Generalidades sobre la ilmenita.

La ilmenita es frecuentemente un mineral accesorio en muchas rocas eruptivas y metamórficas, también en gabros: noritas, anortositas, este mineral se encuentra generalmente en rocas ricas en piroxenos frecuentemente ortopiroxenos. En las rocas metamórficas aparece en ortogneiss particularmente en rocas de facies granulíticas. En sedimentos detríticos puede formar concentraciones en áreas de playas como en La Florida, India, Nueva Zelandia con millones de toneladas de arenas que contienen como promedio un 5.5 % de este mineral (Deer, Howie y Zussman, 1966). Estas concentraciones son denominadas placeres. La ilmenita se encuentra en grandes cantidades en la cordillera Ilmen, que dio su nombre al mineral, en los Urales (Rusia), y también en algunas zonas de Noruega, Finlandia, Malasia, Australia. Las mayores reservas de ilmenita se encuentran en la India, Canadá y Noruega. (*Enciclopedia Microsoft*® *Encarta*® 99.)

3.1.1 Importancia económica

Es la principal fuente de obtención de titanio en la industria metalúrgica, se emplea como abrasivos, esmaltes, revestimiento de electrodos y como refractario. Cuando el contenido de P_2 O₅ es inferior a 0.15 % se emplea en la producción de pigmentos.

Debido al elevado valor de la relación resistencia/peso el titanio es un material idóneo para la construcción de armazones, motores de aviación y naves espaciales.

Debido a su resistencia y su peso ligero, el titanio se usa en aleaciones metálicas y como sustituto del aluminio. Aleado con aluminio y vanadio, se utiliza en los aviones para fabricar las puertas de incendios, la capa exterior, los componentes del tren de aterrizaje, el entubado hidráulico y las protecciones del motor. Los álabes del compresor, los discos y los revestimientos de los motores a reacción también están hechos de titanio. Se usa ampliamente en mísiles y cápsulas espaciales; las cápsulas *Mercurio, Gemini y Apolo* fueron construidas casi totalmente con titanio. Otras aleaciones comunes de titanio son: el ferrocarbono titanio, que se obtiene reduciendo la ilmenita con coque en un horno eléctrico; el cuprotitanio, que se produce por la reducción de rutilo al que se ha añadido cobre, y el manganotitanio, que se obtiene reduciendo el rutilo al que se ha añadido manganeso u óxidos de manganeso.

La relativa inercia del titanio le hace eficaz como sustituto de los huesos y cartílagos en cirugía, así como para las tuberías y tanques que se utilizan en la elaboración de los alimentos. Se usa en los intercambiadores de calor de las plantas de desalinización debido a su capacidad para soportar la corrosión del agua salada. En metalurgia, las aleaciones de titanio se usan como desoxidantes y desnitrogenantes para eliminar el oxígeno y el nitrógeno de los metales fundidos. El dióxido de titanio (conocido como titanio blanco), es un pigmento blanco y brillante que se utiliza en pinturas, lacas, plásticos, papel, tejidos y caucho. (*Enciclopedia Microsoft*® *Encarta*® *99.*)

3.1.2 Mineralogía

La ilmenita cristaliza en el sistema hexagonal, con cristales tabulares, gruesos con plano basal bien desarrollado y pequeñas truncaduras romboédricas. En su composición hay un 36.8 % de Fe, 31.6 % de titanio y un 31.6 % de O.

Su fórmula química puede expresarse de forma más completa como (Fe, Mg, Mn) TiO₃ con sustitución limitada de Mg y Mn, formando especies relacionadas como la geikielita (MgTiO₃) y la pirofanita (MnTiO₃). Usualmente contiene considerables cantidades de Fe₂O₃, las cuales a altas temperaturas es completamente miscible, a bajas temperaturas es muy poco soluble en la ilmenita. A altas temperaturas pueden existir considerables soluciones sólidas con Fe_3O_4 y en ocasiones con Al_2O_3 . Esto es importante para su beneficio industrial, pues en sus formas puras la ilmenita no es magnética a temperatura ambiente; pero cuando existen soluciones sólidas que contienen más de un 25 % de Fe_2O_3 es magnética (Kume, 1955; Ramdohr, 1980).

La ilmenita es más un titanato de hierro ferroso (Fe²⁺ T⁴ O³⁾ que un óxido doble de hierro férrico y titanio (Fe³⁺Ti³⁺o³). En su estructura es un poco semejante a la hematita (Deer, Howie y Zuss, 1966). Puede encontrarse en distintas formas: como cristales romboédricos tabulares envueltos por rocas cristalinas metamórficas, como mineral accesorio en rocas ígneas o en partículas de arena. Es un mineral opaco, de color entre negro y rojo castaño, y tiene un lustre metálico o submetálico. Su dureza oscila entre 5 y 6, y su densidad relativa, entre 4,5 y 5,0. (*Enciclopedia Microsoft*® *Encarta*® *99.)*

La ilmenita natural pueden poseer hasta cerca del 6 % de Fe ₂ O³ en solución sólida, y pueden estar presentes también lamelas de exsolución de hematita. La alteración de la ilmenita puede pasar por tres estadíos sucesivos: ilmenita con manchas de alteración, óxidos de hierro y titanio amorfo y leucoxeno (Deer, Howie y Zuss, 1996).

Su presencia en diferentes tipos de rocas tiene sus particularidades. En los granitos del sureste de Australia, la ilmenita inicial aparece asociada con granos de magnetita y como inclusiones anhedrales y suredondeadas en silicatos máficos; una ilmenita tardía se presenta en exsolución dentro de la magnetita. También se encuentra junto al rutilo en los planos de clivaje de la biotita o dentro de sus granos y ocurren además lamelas de exsolución de hematita en ilmenita (Whalen y Chappell, 1988). Los sulfuros, pirita y calcopirita ocurren como inclusiones en los silicatos máficos y en los óxidos de hierro y titanio.

En las rocas calcoalcalinas del sureste de España, constituidas por andesitas basálticas, andesitas y dioritas, la ilmenita aparece en microfenocristales, incluida en piroxenos, anfíboles y biotita, también formando parte de la matriz, los microfenocristales son subhidiomórficos, alotriomórficos y no presentan bordes corroídos como la titanomagnetita, que a su vez aparece en microfenocristales, en microcristales incluida en los distintos silicatos y como constituyente de la matriz, indicando su cristalización en todos los estadios de cristalización de las lavas (López Ruíz et al, 1984).
En algunas andesitas silíceas y dacitas la titanomagnetita está parcialmente alterada a maghemita, con una alteración irregular con planos de oxidación mal definidos, acompañado de finas grietas que se originan por la reducción del volumen que implica esta transformación. No se observan lamelas de ilmenita en los granos de magnetita.

3.2 Características físico geográficas y geológicas de la cuenca hidrográfica del Rió Cañete.

En la cuenca hidrográfica del Río Cañete se manifiesta una geología bastante sencilla, afloran rocas de afinidad ofiolítica, fundamentalmente harzburgitas, peridotitas, "dunitas impregnadas", serpentinitas y garbos, figura 3.

En la parte alta, en el extremo noroccidental de Cayo Grande, se desarrollan los cuerpos de gabros, con diferentes texturas: gruesa, media y fina, que son portadores de mineralización ilmenítica, y que se encuentran muy alterados formando una corteza de meteorización que puede ser de color pardo rojiza, parda o gris verdoso en dependencia de los minerales componentes de la roca.



Figura 3. Mapa geológico y tectónico de la zona de Cañete. Simbología en figura 2a (modificado de Batista, 1999). En la parte alta de la cuenca es frecuente

observar procesos de alteración hidrotermal que se

manifiestan tanto en las rocas ultrabásicas como dentro de los gabros del complejo cumulativo. Asociados con esta alteración aparecen sulfuros de cobre (Díaz, 1996).

En la parte media de cuenca se desarrolla una potente corteza ferroniquelífera de color pardo - rojiza y en la parte más baja existen depósitos palustres y parálicos típicos de las zonas costeras de la región. Los depósitos cuaternarios compuestos por arena y gravas se desarrollan fundamentalmente en el cauce principal del Río Cañete y son poco abundantes.

Las zonas donde afloran los gabros se encuentran deprimidas morfológicamente con respecto a las zonas donde existen rocas ultrabásicas. Los contactos entre estos tipos de rocas son tectónicos. En la zona se puede observar un variado relieve con características particulares. Se observa un aumento gradual de las pendientes desde la desembocadura hasta el nacimiento del río. En el curso inferior del mismo existe un relieve de llanura cumulativa con pendientes de 0-2⁰, ya hacia el curso superior oscilan de 6-8^{0.}

Los valores de disección vertical disminuyen desde el nacimiento hasta la desembocadura (70 m/Km²⁾ hasta (50 m/Km²⁾ y los de disección horizontal aumentan hacia la parte inferior del curso del río, alcanzando valores que oscilan entre 1825 y 1975 m/Km²

Los valores de pendientes de 0-2[°] y de 4-6[°] con una disección vertical pequeña y una gran disección horizontal son las zonas mas perspectivas para la acumulación aluvial de minerales pesados y estables químicamente (González y Rodríguez, 1993).

Según González y Rodríguez (1993) los sedimentos aluviales del Río Cañete corresponden al tipo gravo-arenoso hacia la parte alta del río, en la parte baja es arenogravoso y arenoso hasta llegar a ser arcilloso en las zonas de desarrollo de la llanura de inundación del río.

El grado de clasificación de las arenas es mayor hacia la parte baja del río, disminuyendo hacia la parte alta, esto evidencia un mayor transporte y acumulación del material arenoso, lo que no ocurre con el material grueso (bloques y fragmentos).

Estas particularidades están en correspondencia con las características de esta cuenca hidrográfica que presenta un curso principal de pequeña longitud, caudal y energía, que no permiten la formación de grandes bancos de arena. Sin embargo los resultados obtenidos por González y Rodríguez, (1993) y Díaz (1996) demostraron que los que se han formado son extremadamente ricos en ilmenita.

El área muestra una complicada tectónica que fue analizada a través de fotointerpretación. Se observan dos sistemas principales de fallas, uno con dirección NW - SE y otro NE - SW. Estos sistemas coinciden con exactitud con las anomalías aeromagnéticas.

Durante el estudio de la cuenca hidrográfica del Río Cañete se utilizó el levantamiento aeroganma espectral de Cuba Oriental con la finalidad de determinar el grado de madurez de la corteza sobre gabro. Según Batista (com. pers.) las anomalías de U, Th permiten mapear el desarrollo de cortezas generadas sobre rocas de afinidad ofiolítica. Las anomalías de Th, U analizadas reflejan un desarrollo de cortezas de meteorización

sobre serpentinitas al SE de Cayo Grande, mientras que las anomalías de potasio se concentran sólo en un área al W del poblado de Cupey donde aflora, según el Mapa de

Levantamiento Cubano Húngaro, la Fm. Santo Domingo, figura 4.

De ésta forma, como se pudo comprobar a través de los trabajos de campo, la corteza sobre gabro en el área de Cayo Grande no es una corteza madura, en ella se observa la estructura original de la roca, hay poco desarrollo de zonas arcillosas; éstas sólo ocurren en pequeños parches dentro del área de gabros, que no es cartografiable por el levantamiento aeroganma espectral.

3.3 Las rocas de afinidad ofiolítica en la zona de Cayo Grande.

Las rocas presentes en el área de Cayo Grande son predominantemente harzburgitas, cuerpos de gabros, fundamentalmente gabronoritas y gabro olivínico, "dunitas impregnadas", con plagioclasas y piroxenos y diques de pegmatoides gabroicos.



Figura 4. Mapa de anomalías radiométricas.

El contacto entre los harzburgitas y los cuerpos de gabros es tectónico, los gabros están alterados en toda su área, sobre ellos se desarrolla una corteza medianamente madura.

3.3.1 Harzburgitas. Descripción petrográfica

Las harzburgitas constituyen alrededor del 80% del área estudiada. En estas rocas la presencia de olivino oscila en un 70-80%, ortopiroxeno (enstatita) de un 10-20%, el clinopiroxeno aparece en menor medida, alrededor de un 1%.

Son rocas que muestran predominantemente texturas porfiroclásticas; los porfiroclastos de ortopiroxeno se presentan aislados en una matriz granoblástica de olivino.

Los cristales de ortopiroxenos se encuentran deformados a favor de los planos de exfoliación y presentan bordes cóncavo / convexos o golfos de corrosión los que pueden estar dados por la incidencia de procesos de reacción/disolución a partir de la cual ocurre la disolución del ortopiroxeno y la cristalización del olivino.

El reemplazamiento del ortopiroxeno por olivino tiene lugar siempre que la reacción entre el magma saturado en olivino intergranular y la matriz peridotítica tenga lugar en condiciones de aumento del volumen de magma (Kelemen, 1990).

Como minerales secundarios aparecen minerales del grupo de la serpentina, clinocloro y magnetita y en grietas más tardías calcita y dolomita.

3.3.2 "Dunitas impregnadas". Descripción petrográfica

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, siendo la proporción de plagioclasa siempre mayor que la de clinopiroxeno. En las muestras estudiadas no se observaron ortopiroxenos.

Los granos de olivinos (subredondeados) están rodeados de plagioclasas y de clinopiroxenos. El olivino presenta un tamaño de grano entre 1 y 4 mm, y muestra 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 Mercedita, las "dunitas impregnadas" de la zona de Cañete presentan las plagioclasas bastante frescas. Los cristales de plagioclasas tienen un tamaño de grano variables 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 idiomórfico y subidiomórficos.

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

3.3.2.1 Química mineral

Olivino

Los cristales de olivinos han sido analizados en las "dunitas impregnadas" y presentan una composición bastante uniforme. Los contenidos en forsterita varían entre 85.1 y 85.8 y los de Ni varían entre 1014 y 1875 ppm, figura 5 y Tabla 1. Los contenidos de Fo son inferiores a los descritos por Proenza (1998) para las rocas presentes en la *Moho Transition Zone* (MTZ) en el área del yacimiento Mercedita, figura 5. Sin embargo, se ubican dentro del campo composicional de los gabros bandeados en el área de Mercedita. Figura 6. 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 Mercedita. Asimismo los valores de Ni en los olivinos



Figura 5 Contenido en Ni (ppm) respecto al componente forsterita (Fo) en el olivino de las "dunitas impregnadas" de la zona de Cañete. A modo de comparación también se muestra los campos composicionales de este mineral en las harzburgitas, las dunitas y las "peridotitas impregnadas" presentes en la MTZ del área de Mercedita, así como en los niveles de gabros bandeados en dicha zona (Proenza, 1998; Proenza et al, 1999 a.).

analizados son ligeramente superiores a los presentes en los niveles de gabros bandeados descritos por Proenza (1998) en Mercedita, figura 5.

Los olivinos de las "dunitas impregnadas" de la zona de Cañete no muestran ninguna correlación entre el % molecular de Fo y el contenido de Ni, figura 5. Este hecho, en principio, cuestiona la incidencia de procesos de fusión parcial o de cristalización

fraccionada como únicos responsables de la formación de estas rocas. En la figura 6, también podemos apreciar como 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 (Hébert 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).



Figura 6. Contenido de Ni (ppm) respecto al componente forsterita en el olivino de las "dunitas impregnadas" de la zona de Cañete. 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).

Clinopiroxeno

Los clinopiroxenos presentes en las "dunitas impregnadas" de la zona de Cayo Grande corresponden, de acuerdo a la clasificación de Morimoto et al. (1989), a augita, figura 7 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 Cr₂O₃ y entre 1.63 y 3.35 % en peso de Al₂O₃. El contenido en TiO₂ oscila entre 0.54 y 1.54 % en peso, mientras que el Na₂O 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 Mercedita (Proenza, 1998) (Fig. 5). También los clinopiroxenos de las "dunitas impregnadas" de la zona de Cañete presentan contenidos superiores de TiO₂ e inferiores de Cr₂O₃ que los descritos en la MTZ del área de Mercedita.



Figura 7. 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 Cañetes. Términos extremos: En (Mg), Wo (Ca) y Fs (Fe²⁺+Fe³⁺+Mn). A manera de comparación también se muestra los campos composicionales de los piroxenos presentes en las "peridotitas impregnadas" y en los gabros bandeados del área de Mercedita (Proenza, 1998).

3.3.3 Cumulados de gabro.

En el área aparecen cuerpos de cumulados de gabro, en forma aisladas dentro de las harzburgitas, generalmente se encuentran alterados en una u otra medida y son

escasos los afloramientos de rocas frescas. Estos afloramientos sólo aparecen en el cauce de los ríos, donde fueron determinados fundamentalmente gabronorita y gabro olivínico; el tamaño de los granos es variable desde 0,2-2,5 mm hasta 3-4 mm; también se observaron cuerpos de pegmatoides gabroicos.

Esta área está completamente complicada por la tectónica y por los procesos de alteración que han sufrido las rocas que no permiten observar en detalle sus particularidades; sin embargo su apariencia general sugiere un bandeado de los mismos. Este bandeamiento es debido a variaciones modales de los minerales mayoritarios, (Proenza, 1997).

3.3.3.1 Gabronorita. Descripción petrográfica.

La gabronoritas estudiadas presentan una composición bastante homogénea, con un predominio de los clinopiroxenos. Un estudio modal de estas gabronoritas indica la siguiente composición: 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 exfolación.

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

3.3.3.1.1 Química mineral

Clinopiroxenos

La composición de los clinopiroxenos presentes en las gabronorita varía entre $En_{42.74-45.96}Fs_{11.00-14.92}Wo_{39.72-45.18}$. Los contenidos de Cr_2O_3 oscilan entre 0.12 y 0.20 % en peso y los Al_2O_3 varía entre 1.33 y 2.47 % en peso. Los contenidos de TiO₂ oscilan

entre 0.48 y 0.84 % en peso, mientras los de Na₂O alcanzan valores de hasta 0.36 % en peso. El #Mg de los clinopiroxenos en las gabronorita varía entre 78 y 87. Los clinopiroxenos de las gabronorita presentan valores más altos del componente Fs que los clinopiroxenos de las "dunitas impregnadas", y que los clinopiroxenos descritos en los diferentes tipos litológicos del área de Mercedita (Proenza, 1998), figura 7

Los clinopiroxenos de las gabronoritas presentan valores relativamente altos de #Mg (78-87). Sin embargo, estos clinopiroxenos presentan contenidos de Fo y de Cr_2O_3 inferiores a los clinopiroxenos de los gabros bandeados del área de Mercedita, figura 8. En esta figura 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 definido por Elthon (1987).

Los clinopiroxenos de las gabronoritas estudiadas presentan contenidos de TiO₂ superiores a los clinopiroxenos descritos en los gabros bandeados del área de Mercedita (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), figura 9. En cambio, las composiciones de los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Cañete se proyectan en el campo composicional de los gabros de las Ofiolitas de *Bay of Island* (Elthon, 1987).



Figura 8. Porcentaje de Cr₂O₃ frente al #Mg [100Mg/(Mg+Fe²⁺)] de los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Cañete. El área sombreada representa el campo composicional de los clinopiroxenos de los acumulados máficos de las ofiolitas de Mersín en Turquía, las cuales se han formado en un ambiente de arco volcánico (Parlak et al., 1996). El área rallada corresponde al campo composicional de los clinopiroxenos de los gabros bandeados en el área de Mercedita (Proenza, 1998). El campo de los clinopiroxenos de bajas presiones (estudios experimentales con N-MORB) procede de Elthon (1987).

Ortopiroxeno

La composición del ortopiroxeno de las gabronoritas varía entre $En_{68.48-68.94}$, $Fs_{27.25-28.32}$ y $Wo_{3.14-3.91}$, figura 7 y Anexo 2. Tabla 3, con un #Mg oscilando entre 73 a 74. Los valores de Al_2O_3 varían entre 1.12 y 1.18 % en peso y son inferiores a los de los clinopiroxenos coexistentes. Los contenidos de Cr_2O_3 y Na_2O son muy bajos, muchas veces por debajo de los límites de detección de la microsonda. Los contenidos de TiO_2 son relativamente alto, alcanzando valores de 0.6 % en peso.



Figura 9. Porcentaje de TiO₂ frente al #Mg [100Mg/(Mg+Fe²⁺)] de los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Cañete. 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 Mersín, de Parlak et al. (1996), y los de los niveles de gabros bandeados del área de Mercedita de Proenza (1998).

Plagioclasa

La composición de las plagioclasas presentes en las "dunitas impregnadas" y en las gabronoritas de la zona de Cañete se muestra en la figura 10 y Anexo 2. Tabla 4.

Las plagioclasas de ambos tipos litológicos presentan composiciones muy similares, figura 10. La composición de las plagioclasas de las "dunitas impregnadas" varía entre An₆₀₋₆₇Ab₃₃₋₃₉Or_{0.4-0.7}. La composición de las plagioclasas de las gabronoritas varía entre An₆₀₋₆₈Ab₃₂₋₃₉Or_{0.3-0.6}.

Los contenidos en An de la plagioclasa frente al #Mg del clinopiroxeno figura 11 muestran que las gabronoritas de la zona de Cañete 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 Mercedita (Proenza, 1998), así como a los descritos en las

secuencias basales de los acumulados máficos de otros complejos ofiolíticos relacionados con arcos volcánicos (Troodos, Hébert 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_{H_2O} (hasta 5 kbar) (Thy, 1987).



Figura 10 . Composición de las plagioclasas presentes en las "dunitas impregnadas" y en las gabronoritas en la zona de Cañete.



Figura 11. Relación 100Mg/(Mg+Fe²⁺) 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 Mercedita es tomado de Proenza (1998).

3.3.3.2 Gabro olivínico. Descripción petrográfica.

El gabro olivínico muestra hasta un 35 % de olivino, clinopiroxeno en un 20-50 % y las plagioclasas, muchas veces saussuritizadas ocupan alrededor de un 30-40 %. El orden de cristalización mostrado es olivino - clinopiroxeno - plagioclasa. Como productos de alteración aparecen olivino alterado a minerales del grupo de la serpentina y los piroxenos bastitizados.

Los minerales metálicos presentes en este tipo de rocas son: ilmenita, magnetita y sulfuros de Fe - Ni - Cu.

3.3.4 Mineralización ilmenítica en los cumulados de gabro.

En éstas rocas la ilmenita se presenta en microcristales alotriomórficos, siguiendo los planos de exfoliación de los clinopiroxenos o como inclusiones dentro de ellos, a veces en forma dispersa. El tamaño de los cristales va desde 0.01 - 0.8 mm.

La ilmenita se encuentra alterada a leucoxeno, esta alteración se desarrolla de forma irregular, sin planos definidos dentro de los cristales de ilmenita, también se desarrolla en los bordes de los granos, con nicoles cruzados muestra diferentes colores, propios de los reflejos internos del leucoxeno.

En algunos casos la ilmenita se presenta maclada, este fenómeno se observa mejor en los cristales de mayor tamaño. En los gabros bandeados además de ilmenita hay magnetita, en menor proporción, este mineral metálico se desarrolla en las fracturas del olivino, como resultado del proceso de serpentinización del mismo.

Los sulfuros se encuentran dentro de los piroxenos y plagioclasas o de forma intersticial vinculados a las zonas de grietas.

3.3.4.1 Química mineral

Se analizó, mediante microsonda electrónica la composición química de las ilmenitas de una muestra de gabronorita de Cayo Grande. En el Anexo 2. Tabla 5, donde se muestran las particularidades composicionales de las mismas.

Estas ilmenitas contienen hasta un 4.74 % en peso de MnO. En cambio los contenidos de MgO son extremadamente bajos (< 0.22 % en peso). Los valores de Cr_2O_3 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 (1999b) describen inclusiones de ilmenitas en menas de cromitas (ricas en sulfuros) en la mina Potosí. Sin embargo, estas ilmenitas presentan valores altos MgO (hasta un 13 % en peso).

3.3.5 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 obtienen temperaturas entre 873 y 953 °C. Las temperaturas 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 Mercedita. 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 Cañete comprendida entre 1152 y 1246 °C. El máximo térmico estimado (1246°C) podría ser considerado como un valor próximo al de la temperatura de cristalización de las gabronoritas. Estas temperaturas de alrededor de 1200°C están próximas a las temperaturas estimadas para la base de la corteza oceánica (isoterma que define la transición manto-corteza).

3.3.6 Interpretación de los resultados obtenidos

Las características texturales de las "dunitas impregnadas" de la zona de Cañete son similares a las "peridotitas impregnadas" descritas en el área de Mercedita (Proenza, 1998). Este tipo de rocas son relativamente frecuentes 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 (ej: Nicolas, 1989).

Sin embargo, actualmente no existe un consenso sobre el origen de este tipo de rocas en los complejos ofiolíticos, existiendo dos puntos de vistas 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 él clinopiroxeno responderían a la cristalización de magmas tardío que han impregnado a las peridotitas preexistentes (véase Nicolas y Prinzhofer, 1983; Benn et al., 1988).

Las características microestructurales de las "dunitas impregnadas" de la zona Cañete no pueden ser explicadas, en ningún caso, por un proceso de fusión parcial o de cristalización fracionada. 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 (Figura 7).

Las "dunitas impregnadas" de la zona de Cañete pueden haber sido formadas por la cristalización preferencial 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 et al., 1999a).

Un aspecto importante a tener en cuenta en la interpretación de las denominadas secuencias de acumulados en las ofiolitas es orden en que aparece 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 acrección en dorsales medioceánicas cristaliza primero la plagioclasa. Según estos autores, este contraste en el orden de cristalización corresponde al que existe entre una boninita (ol \rightarrow opx \rightarrow cpx), una tholeiíta de arco de islas (ol \rightarrow cpx \rightarrow pl) y un MORB (ol \rightarrow pl \rightarrow cpx) en los contextos oceánicos actuales. El orden de cristalización (clinopiroxeno anterior a la plagioclasa) de las gabronoritas presentes en la zona de Cañete está de acuerdo con el establecido en las secuencias de acumulados en ofiolitas de zonas de SSZ (Pearce et al., 1984).

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 Cañete 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 TiO₂ 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 a partir del cual cristalizaron los clinopiroxenos de las gabronoritas presentes en la zona de Cañete debió ser relativamente rico en Ti.

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 bac ark basin basalts (BABB). Muchas veces son indistinguibles tanto a partir de elementos mayores como de trazas, sobre todos en cuencas de back arc evolucionadas. Por otra parte, la composición de las plagioclasas de las gabronoritas de la zona de Cañete queda comprendida en el intervalo composicional de los gabros cumulíticos de los complejos ofiolíticos de Border Ranges en Alaska (Burns, 1985), de Oman (Browning, 1984; Amri et al., 1996), y de Northland en Nueva Zelandia (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 Cañete una zona de expansión en una cuenca de trasarco. Esta interpretación es apoyada por las características geoquímicas de suprasubducción descritas en los niveles mantélicos y corticales del Macizo Moa-Baracoa (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a), y por las características geoquímicas de IAT presentes en las muestras de basaltos de afinidad ofioítica 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 esta caracterizado por un predominio de magmas tholeiíticos formados por fusión adiabática de un manto (MORB) empobrecido, modificado por procesos asociados con la desidratación de la placa subducente. Todas las características del quimismo mineral de las gabronoritas de Cañete 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).

3.3.7 Las dunitas "impregnadas" y gabronoritas en las zonas de Cayo Grande y de Mercedita. Una comparación

El quimismo mineral de las "dunitas impregnadas" y de las gabronoritas de Cañete es diferente al que presentan estos mismos tipos litológicos en el área de Mercedita (Proenza, 1998).

Los olivinos de las "dunitas impregnadas" de la zona de Cañete presentan un menor contenidos de Fo y de Ni que los olivinos de las "peridotitas impregnadas" de la zona de Mercedita. En cambio, los contenidos de forsterita de los olivinos de las "dunitas impregnadas" de Cañete son similares a los de los olivinos presentes en gabros olivínicos del área de Mercedita (Proenza, 1998). Por otra parte, los clinopiroxenos de las "dunitas impregnadas" de Cañete muestran menor #Mg y contenido de Cr₂O₃, así como mayor de TiO₂ que los clinopiroxenos de las "peridotitas impregnadas" de Mercedita.

Los clinopiroxenos y ortopiroxenos de las gabronoritas de Cañete muestran menor #Mg y contenido de Cr_2O_3 , así como mayor de Ti O_2 que los clinopiroxenos de las gabronoritas de la zona de Mercedita. Las plagioclasas de las gabronoritas de Cañete son más sódicas (menor % de An) que las plagioclasas presentes en las gabronoritas de Mercedita.

Estas diferencias sugieren que las rocas de afinidad ofiolítica de las zonas de Cañete y de Mercedita 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 rollback*, provoca características geoquímicas muy heterogéneas. Estas series plutónica pueden presentar desde típicas signaturas tholiíticas 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.

3.4 Mineralización ilmenítica en la corteza de meteorización sobre gabro.

Los cuerpos de gabro se desarrollan hacia el extremo noroccidental de la cuenca hidrográfica. Sus contornos son nítidos porque sobre ellos se desarrolla una vegetación compuesta por árboles frutales, cocales y palmeras que contrastan con la vegetación de matorrales que se desarrolla sobre las peridotitas.

Durante los trabajos de campo desarrollados por González y Rodríguez (1993) y Díaz (1996) se determinaron elevadas concentraciones de ilmenita en los flujos de dispersión mecánica del Río Cañete y se recomendó el mapeo de la corteza de meteorización desarrollada sobre estos cuerpos por considerarlos la fuente de aporte del mineral ilmenítico.

Esta corteza de meteorización esta ampliamente desarrolladas sobre toda la zona que ocupan los cuerpos de gabro, lo que hace que los afloramientos de rocas frescas sean muy escasos. La corteza de meteorización es de color amarillo-marrón en algunas áreas, como en la que se ubicó la muestra (M-1), figura 12, donde se conserva aún la estructura primaria de la roca, y es posible observar restos de cristales de piroxenos y plagioclasas.

Es característico para esta zona que al ocurrir el lavado la corteza por las aguas meteóricas arrastren sedimentos de color negro, que se observan a lo largo del camino a partir de los partes de agua y que contienen minerales metálicos. Sin embargo el área donde fue tomada la muestra (M-3) la corteza es de color gris verdoso, en ocasiones se observa la estructura primaria de la roca, pero no se observan en las zanjas abiertas por el escurrimiento superficial los sedimentos de color negro.

En el caso de la muestra (M-2), que fue tomada en el camino, a unos 7 m antes del cruce del río, la corteza es de color amarillo parduzco con aspecto arcilloso. En esta área se observan además grietas rellenas de cuarzo que se encuentra muy fracturado.

En esta zona se desarrolla una pobre red hidrográfica, representada por el Río Cañete como curso de primer orden y numerosos tributarios de segundo y tercer orden que conforman una red tipo dendrítica.

La mineralizaron ilmenítica es arrancada fundamentalmente por el escurrimiento superficial que erosiona directamente a los gabros y aportan estos sedimentos a los afluentes de segundo y tercer orden, que nacen hacia el noreste de la zona de estudio, y éstos a su vez los depositan el curso principal que es el Río Cañete.

Para caracterizar de forma general la mineralizaron ilmenítica de la corteza de meteorización sobre gabro fue necesario realizar la preparación de las muestras para el análisis según el esquema de la figura 2. Las muestras fueron tomadas con un peso inicial de 10 000 y 11 000 g.

Durante este procedimiento se utilizó un juego de tamices que permitió la separación granulométrica desde la fracción 4.0 hasta la < 0.1 mm., haciendo un estudio detallado de la granulometría de esta corteza.

El objetivo fundamental de esta fase del trabajo fue determinar la frecuencia de aparición de la ilmenita en la Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM) y la Fracción Débilmente Electromagnética (FDEM) para las fracciones menores de 1.19 mm y en la FNM para las fracciones mayores de 1.19 mm hasta 4.0 mm y, a través de ella calcular el contenido del mineral en la muestra y hacer una valoración preliminar del contenido de ilmenita en la corteza de meteorización sobre gabro.

Muestra M-1

Con el desarrollo de la separación granulométrica de la muestra M-1, se pudo determinar que su masa mayor se concentra en las clases: 2.80-4.0 mm. (23.45 %); 0.71-1.19mm. (18.2 %) y 0.42-0.50mm. (3.13 %). Anexo 2. Tabla 6

Después de realizada la separación magnética y electromagnética según el esquema de la figura 2, es posible observar que la Fracción Magnética (FM) representa desde el 1.94 - 4.85 % de la muestra. Su mayor concentración ocurre en la clase granulométrica 0.21 - 0.25 mm. y la menor en la clase 0.25 - 0.42 mm.

La Fracción Fuertemente Electromagnética en esta muestra refleja su menor concentración en la clase granulométrica de 0.1-0.21 mm. y la mayor en la clase 0.25-0.42 mm. Ver Anexo 2. Tablas 7-13

El contenido de ilmenita en esta muestra para la Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM), figura 13 y Anexo 2. Tabla 14-15, varía de 17.0 - 30.0 %. Su menor concentración ocurre en la clase granulométrica de 0.21 - 0.25 mm. y el mayor en la clase granulométrica de 0.71 1.19 mm.

Para las clases granulométricas superiores a 1.19 mm, en las que no se realizó la separación electromagnética, el contenido de ilmenita varía entre el 11.29-14 %; siendo mayor en la clase 2.80-4.0 mm., donde los granos del mineral son de mayor tamaño y por tanto de mayor peso.

Muestra M-2

Como puede observarse en el Anexo 2. Tabla 6, para la muestra M-2, la separación granulométrica presenta la particularidad de que, la mayor masa del material está en las clases granulométricas: > 4.0 mm. (20.99 %); 2.80-4.0 mm. (5.49 %); 1.40-2.36 mm. (4.25 %) y 0.21-0.1 mm. (3.17 %)

Los resultados de la separación magnética y electromagnética que caracterizan el comportamiento de muestra se reflejan en el Anexo 2. Tablas 7-13

Los contenidos de la Fracción Magnética (FM) varían en un rango que abarca desde 1.09 -4.74 %, el mayor contenido aparece en la clase granulométrica de 0.71 -1.19 mm. con 4.74 % y el menor en la clase granulométrica < 0.1 mm.

El comportamiento de la Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM) se manifiesta con una variación de 14.47 - 43.29 %. Su mayor concentración ocurre en la clase granulométrica de 0.71 - 1.19 mm. y el menor en la clase granulométrica < 0.1 mm. Anexo 2. Tabla 7-13

De la misma forma los mayores contenidos de ilmenita aparecen en la clase granulométrica 0.42 - 0.50 mm. Anexo 2. Tabla 14-15, sin embargo se mantienen altos desde la clase 0.71 - 0.50 mm. hasta la 0.21 - 0.25 mm. La menor concentración de ilmenita se da en la clase < 0.1 mm. El comportamiento del contenido de ilmenita para las clases granulométricas mayores de 1.19 mm. se manifiesta en un rango de 10.5-15.24 %; siendo mayor en la clase 1.19-1.4 mm. (15.24 %).

Muestra M-3

El comportamiento de la separación granulométrica de la muestra M-3, mostrado en el Anexo 2. Tabla 6, donde se indica que las mayores concentraciones de la masa del material se manifiestan en las clases granulométricas > 4.0 mm. (37.8 %); 2.80-4.0 mm (15.25 %); 2.36-2.80 mm. (11.5 mm.) y 0.71-1.19 mm. (6.46 %).

Teniendo en consideración los resultados de la separación magnética y electromagnética mostrados en Anexo 2. Tablas 7-13, la concentración de la Fracción Magnética (FM) varían desde 0.06 -0.17 %, manifestándose la menor concentración en la clase granulométrica 0.50 - 0.71 mm. y la mayor concentración en la clase 0.1 -0.21 mm..

La Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM) muestra concentraciones que van desde 2.07 - 11.94 %. La mayor concentración se da en la clase granulométrica 0.21 - 0.25 mm. y la menor en la clase de 0.71 -1,19 mm. Anexo 2. Tabla 7 –13.

Dentro de la Fracción Fuertemente Electromagnética el mayor contenido de ilmenita se manifiesta en la clase granulométrica 0.50 -0.71 mm., se mantiene relativamente alto hasta la clase 0.21 -0.25 mm, baja ampliamente en la clase 0.1 -0.21 mm. y se incrementa nuevamente en la clase < 0.1 mm.



Figura 12. Mapa de ubicación de las muestras de corteza sobre gabro.



Figura 13. Concentración de ilmenita (%) en las clases granulométricas menores de 1.19 mm.

3.4.1 Análisis de Rayos X

El análisis de difractogramas de Rayos-X realizados a muestras compósito de los granos de ilmenita, de las diferentes fracciones granulométricas, en las muestras M-1 y M-2 exhibe como fase principal, ilmenita, figuras 14 y 15.

3.4.2 Interpretación de los resultados obtenidos

Con el estudio realizado a las tres muestras analizadas, se pudo determinar que los mayores contenidos de ilmenita se manifiestan en las muestras M-1 y M-2 y los menores en la muestra M-3. Al examinar los resultados de los análisis de la muestra M-2 se puede observar que no existe relación en el comportamiento del contenido de ilmenita en correspondencia con a la masa de la Fracción Fuertemente Electromagnética de las diferentes clases granulométricas. Sin embargo el contenido se mantiene alto, en el rango de 17.0-30 %. Esta particularidad se señala en el Anexo 2. Tabla 15, donde se puede observar que en esta muestra se dan los mayores contenidos del mineral con 105.2 Kg/tn para esta tipo de corteza. La mayor concentración de mineral ilmenítico ocurre en la clase granulométrica de 0.71-1.19 mm.

En el caso de la muestra M-2 se observa que la mayor masa de material en la Fracción Magnética y Electromagnética se concentra en las fracciones mayores y disminuye



paulatinamente a medida que disminuye la granulometría, mientras que el contenido de Figura 14. Difractograma de Rayos-X de la muestra de corteza sobre gabro, M-1.



Figura 15. Difractograma de Rayos-X de la muestra sobre gabro, M-2

ilmenita se mantiene relativamente alto desde la clase granulométrica 0.21-0.25 hasta 0.50-0.71 y es mucho menor en las fracciones más finas y en las mayores de 1.19 mm. La mayor concentración de mineral se determinó para la clase granulométrica de 0.42-0.50 mm.

Es también una particularidad de esta muestra que durante el proceso de separación granulométrica por vía húmeda existió una marcada pérdida del material arcilloso que es muy abundante en la misma, lo que influyó en la disminución de la masa inicial de la muestra.

Según los resultados obtenidos en la muestra M-2, el contenido del mineral ilmenítico para este tipo de corteza es de 22.8 Kg/tn.

La muestra M-3 tiene como particularidad que los minerales metálicos se encuentran intercrecidos, dentro de los granos de olivino y piroxenos, en todas las clases granulométricas, por lo que es muy difícil encontrar granos de ilmenita libres como sí ocurre en las muestras M-1 y M-2, donde también ocurren intercrecimientos, pero en menor medida. Teniendo en consideración las características de la muestra M-3 se estimó innecesario realizar el análisis mineralógico para determinar el contenido del mineral ilmenítico en las fracciones mayores de 1.19 mm., por el marcado

empobrecimiento de mineralización de este tipo de corteza. Otra particularidad en esta muestra es que, cuando el contenido de la Fracción Magnética (FM) es menor (0.06 %), es mayor el contenido de ilmenita 20.5 % en la clase granulométrica 0.50 -0.71 mm. De la misma forma cuando el contenido de la Fracción Magnética (FM) es mayor 0.17 % se da el menor contenido de ilmenita 5 % en la clase granulométrica 0.1 -0.21 mm. Los cálculos realizados para esta muestra señalan un contenido de 1,5 Kg/tn, sin tomar en consideración las clases granulométricas superiores a 1.19 mm.

3.5 Mineralización ilmenítica en los concentrados pesados del Río Cañete.

Los concentrados pesados por nosotros analizados, fueron muestreados por Díaz, (1996) en el Río Cañete; y se caracterizan por presentar granulometrías gruesas. La clase 0.1 - 0.5 mm. es la más abundante, con un contenido promedio en el concentrado de 69.18 %; la clase 0.5 - 1.0 mm. le sigue con un contenido promedio de 26.49 %. Las restantes clases granulométricas son muy pequeñas y no desempeñan un papel importante en la composición de los sedimentos pesados del Río Cañete (Díaz, 1996). Los principales minerales presentes en las diferentes fracciones, determinados por

Díaz (1996) son:

Fracción magnética (FM): magnetita, óxidos e hidróxidos de hierro y piroxenos intercrecidos con magnetita.

Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM): ilmenita, cromita, olivino, piroxenos, serpentinas y óxidos de hierro.

Fracción Débilmente Electromagnética (FDEM): cromita, ilmenita, óxidos de hierro y serpentina.

Fracción no Electromagnética Pesada: circón, rutilo, leucoxeno, sulfuros, oro.

Fracción no Electromagnética Ligera: plagioclasas, cuarzo, carbonatos.

3.5.1 Análisis de Rayos-X

Se analizaron seis muestras correspondientes a la Fracción Fuertemente Electromagnética (FFEM) con una granulometría de 0.1-0.5 mm, por ser ésta la más abundante en la cuenca con un 68.18 %, según Díaz, (1996). Anexo 1. Difractogramas de Rayos-X.

En el Anexo 2. Tabla 16 se hace una comparación de los difractogramas típicos de la ilmenita según la ASTM y según el Manual de Mineralogía de Dana con los

difractogramas resultantes de las muestras analizadas y se pudo determinar que la fase mineral presente es la ilmenita al estar representados todos sus picos característicos.

3.5.2 Interpretación de los resultados obtenidos

En todos los casos se observa una clara coincidencia de los picos característicos de la fase mineral ilmenita reconocidos por la ASTM y por Dana con los de las muestras analizadas; (Anexos 1-6), además los picos de mayor intensidad, el 2.74 con I=10 y el 1.72 con I=10 son los que con mayor intensidad se reflejan en las seis muestras procesadas, lo que demuestra que éstas son prácticamente un monoconcentrado de la fase mineral ilmenita, como se había determinado por Díaz (1996).

Difractograma de Rayos-X # 1. Concentrados pesados M-4



Difractograma de Rayos-X # 2. Concentrados pesados M-5







Difractograma de Rayos-X #4. Concentrados pesados M-11

Difractograma de Rayos-X # 5. Concentrados pesados M-13





Difractograma de Rayos-X #6. Concentrados pesados M-18

Tabla 1. Olivinos en "dunitas impregnadas"

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	38,8	38,5	38,8	38,6	39,0	38,8	38,0	38,5	38,9
	7	5	0	6	7	1	5	4	3
TiO ₂	0,03	0,04	0,01	0,04	0,02	0,05	0,00	0,03	0,04
AI_2O_3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	43,7	43,8	44,1	43,9	43,7	43,7	43,5	43,9	43,9
_	8	2	1	3	6	8	0	0	9
MnO	0,24	0,26	0,26	0,20	0,24	0,35	0,21	0,29	0,32
FeO	16,1	15,8	16,0	15,8	16,1	16,0	15,6	16,3	15,5
	8	6	7	9	0	4	9	3	6
NiO	0,24	0,23	0,20	0,20	0,13	0,19	0,18	0,17	0,19
Total	99,3	98,7	99,4	98,9	99,3	99,2	97,6	99,2	99,0
	4	7	3	4	2	2	3	7	7
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
AI	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	0,00	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	85,2	85,4	85,4	85,4	85,3	85,4	85,4	85,1	85,7
	9	7	0	7	6	0	7	4	6
Ni(ppm)	1875	1766	1537	1597	1014	1489	1414	1368	1507

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,2	51,4	51,0	51,6	51,8	51,7	52,4	52,0	52,3	52,0
	5	3	2	0	9	2	5	9	2	5
TiO ₂	0,73	0,67	0,78	0,71	0,57	0,80	0,56	0,80	0,54	0,60
Al ₂ O ₃	2,12	2,04	2,10	2,18	2,29	2,31	1,63	2,31	2,19	2,00
V ₂ O ₃	0,07	0,04	0,03	0,04	0,07	0,07	0,06	0,04	0,10	0,05
Cr ₂ O ₃	0,16	0,12	0,13	0,15	0,18	0,18	0,12	0,24	0,21	0,11
Fe ₂ O ₃	2,10	2,35	2,57	1,79	0,53	1,65	0,74	0,67	0,45	2,42
MgO	15,3	16,2	15,2	15,2	15,2	16,6	16,7	16,4	16,5	18,6
	2	3	1	4	5	9	7	9	0	2
CaO	20,8	19,5	21,7	21,8	20,6	21,4	21,8	21,6	21,6	19,0
	8	0	7	9	7	9	2	5	3	6
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
Na2O	0,31	0,28	0,28	0,31	0,29	0,40	0,30	0,39	0,37	0,34
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Total	99,3	99,5	99,2	99,5	99,2	98,7	98,4	98,7	98,5	98,8
	8	4	9	9	7	4	5	3	2	3
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
AI	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 ³⁺	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 ²⁺	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 ²⁺ +Fe ³⁺ +	0,26	0,28	0,24	0,23	0,25	0,15	0,14	0,14	0,14	0,18
Mn										
Wo	42,9	39,7	44,4	44,9	42,9	44,2	44,7	44,9	44,9	38,5
	2	2	8	2	2	8	9	3	0	4
En	43,8	45,9	43,2	43,4	44,0	47,8	47,8	47,5	47,6	52,3
	0	6	5	8	7	7	8	9	2	8
Fe	13,2	14,3	12,2	11,6	13,0	7,85	7,33	7,48	7,48	9,07
	8	1	7	0	1					
#Mg	81,4	81,5	83,9	83,3	79,0	90,0	88,8	88,3	87,7	90,7
	4	0	3	8	8	3	0	5	6	6

 Tabla 2. Clinopiroxenos en "dunitas impregnadas" y en las gabronoritas

1 a 5, "dunitas impregnadas"; 5 a 10, gabronoritas
Tabla 3. Ortopiroxenos engabronoritas

			-		
	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,9	53,1	52,8	52,8	52,66
	3	9	2	0	
TiO ₂	0,59	0,47	0,50	0,46	0,48
Al ₂ O ₃	1,12	1,17	1,16	1,18	1,15
V_2O_3	0,00	0,04	0,02	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	0,06	0,07	0,08	0,03	0,05
Fe ₂ O ₃	1,81	0,95	1,61	2,10	2,91
MgO	25,1	24,9	25,1	25,1	25,26
	6	0	3	5	
CaO	1,98	1,96	1,62	1,70	1,62
MnO	0,41	0,33	0,42	0,27	0,44
FeO	15,7	16,7	16,2	16,0	15,56
	0	1	4	6	
NiO	0,06	0,09	0,08	0,06	0,02
Na2O	0,05	0,00	0,00	0,03	0,05
K2O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
Total	99,8	99,8	99,6	99,8	100,2
	6	8	8	5	5
Si	1,94	1,95	1,94	1,93	1,92
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
AI	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 ³⁺	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 ²⁺	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 ²⁺ +Fe ³⁺ +	0,54	0,55	0,56	0,56	0,57
Mn					
Wo	3,91	3,88	3,21	3,35	3,14
En	68,8	68,4	68,9	68,6	68,54
	4	8	4	8	
Fe	27,2	27,6	27,8	27,9	28,32
	5	3	5	6	
Y	3,91	3,88	3,21	3,35	3,14
x	29,2	29,5	29,4	29,6	29,89
	0	8	5	4	
#Mg	74,0	72,6	73,4	73,6	74,32
	8	2	0	2	

			-				-		-	-
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,39	51,73	51,62	51,79	51,83	51,45	51,53	51,73	50,98	51,33
TiO ₂	0,07	0,09	0,10	0,12	0,12	0,14	0,13	0,09	0,14	0,12
AI_2O_3	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 ₂ O	3,94	4,45	4,49	4,35	4,31	4,34	4,39	4,43	4,30	4,32
K ₂ 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
AI	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
4 o C	<u>م ا</u> : مر بام				- 10					

Tabla 4. Plagioclasas en "dunitas impregnadas" y

 gabronoritas

1 a 5, "dunitas impregnadas"; 6 a 10, gabronoritas

Tabla 5. Ilmenitas en gabronoritas

3		-								
	1,00	2,00	3,00	4,00	5,00	6,00	7,00	8,00	9,00	10,0
										0
SiO ₂	0,08	0,07	0,23	0,07	0,33	0,02	0,08	0,04	0,04	0,03
TiO ₂	49,3	49,0	49,3	49,2	49,5	50,4	49,9	50,4	50,0	49,4
	8	7	3	5	5	4	6	4	1	7
Cr ₂ O	0,34	0,37	0,29	0,32	0,30	0,46	0,44	0,43	0,41	0,22
3										
Fe ₂ O	3,55	3,84	3,78	3,56	3,32	1,95	2,64	2,84	2,47	3,61
3										
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	41,4	41,0	41,6	41,3	41,4	40,9	40,2	40,9	40,6	39,8
	5	2	1	7	1	9	6	3	5	5
Total	98,5	98,0	98,6	98,0	98,6	98,6	98,4	99,4	98,3	98,3
	2	9	9	8	8	2	3	3	2	2
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 ³⁺	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
Са	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 ²⁺	1,78	1,77	1,78	1,78	1,77	1,76	1,73	1,74	1,75	1,72
L										

Clases			Muest	tras		
granulométricas	M-1 Peso i	nicial	M-2 Peso ir	nicial 10	M3- Peso ii	nicial 10
(mm)	11 00 g		00 g		00 g	
	Peso de		Peso de la		Peso de	
	la clase		clase		la clase	
	granulom	%	granulomé	%	granulom	%
	étrica		tri		étrica (g)	
	(g)		ca (g)			
>4.0	2140	19.5	2099	20.99	3780	37.8
3.80-4.0	2580	23.45	549	5.49	1525	15.25
2.36-3.80	1150	10.45	130	1.30	1150	11.5
1.4-2.36	1280	11.63	425	4.25	570	5.70
1.19-1.40	775.29	7.04	102.30	1.02	410.7	4.10
0.71-1.19	1994	18.12	250.98	2.50	646.5	6.46
0.50-0.71	856.15	7.78	212.08	2.12	317.25	3.17
0.42-0.50	345.10	3.13	128.50	1.28	231.1	2.31
0.25-0.42	243.07	2.20	189.7	1.89	274.45	2.74
0.21-0.25	61.54	0.59	63.92	0.63	44.04	0.44
0.1-0.21	235.27	2.13	317.78	3.17	191.79	1.91
<0.1	25.01	0.22	154.74	1.54	52.0	0.52

Tabla 7. Separación magnética y electromagnética de la fracción 0.71-1.19 mm								
			FM	FFEM	FDEM	FNM		

Muestra	Peso	Peso de	Pes	%	Pes	%	Pes	%	Pes	%
	inicial (g)	la clase	o (g)		o (g)		o (g)		o (g)	
		(g)								
M-1	11 000	1994.86	45.0	2.25	840.	42.1	383.	19.2	195	97.8
			1		49	3	39	1	2.4	7
M-2	10 000	250.98	11.9	4.74	108.	43.2	59.6	23.7	238.	95.1
					86	9	9	8	81	5
M-3	10 000	646.5	0.07	0.01	17.4	2.7	19.2	2.96	644.	99.7
					7				72	2

Tabla 8. Separación magnética y electromagnética de la fracción 0.50-1.71 mm.

			F	M	FFE	ΞM	FD	ΞM	FN	IM
Muestra	Peso	Peso de	Pes	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%
	inicial (g)	la clase	o (g)		(g)		(g)		(g)	
		(g)								
M-1	11 000	856.15	17.2	2.0	368.	43.0	161.	18.8	837.	97.8
			9	1	87	8	27	3	39	
M-2	10 000	212.08	6.48	3.0	92.6	43.6	43.7	20.6	205.	96.9
				5	6	9	9	4	55	2
M-3	10 000	317.25	0.06	0.0	12.0	3.80	41.9	13.2	317.	99.9
				1	6		7	2	01	2

Tabla 9. Separación magnética y electromagnética de la fracción 0.42-0.50 mm.

			FI	M	FFE	ΞM	FD	EM	FN	M
Muestra	Peso	Peso de	Pes	%	Peso	%	Pes	%	Peso	%
	inicial (g)	la clase	o (g)		(g)		0		(g)	
		(g)					(g)			
M-1	11 000	345.1	7.38	2.13	159.	46.1	70.9	20.5	336.	97.3
					23	4	5	6	09	9
M-2	10 000	128.8	4.35	3.38	46.3	36.0	23.1	18.0	124.	96.5
					2	5	4		05	4
M-3	10 000	231.1	0.1	0.04	18.8	8.14	42.0	18.1	230.	99.9
					3		1	7	99	

Tabla 10.	Separaciór	n magnética	y electrom	agnética de	la fracción 0	.25-0.42 mm.
			FM	FFEM	FDEM	FNM

Muestra	Peso	Peso de	Pes	%	Peso	%	Peso	%	Peso	%
	inicial (g)	la clase	o (g)		(g)		(g)		(g)	
		(g)								
M-1	11 000	243.07	4.72	1.9	168.	69.4	119.	49.0	236.	97.4
				4	76	3	3	8	99	9
M-2	10 000	189.7	4.98	2.6	56.1	29.5	28.0	14.8	181.	95.8
				2	4	9	8		91	9
M-3	10 000	274.45	0.11	0.0	21.0	7.67	44.5	16.2	274.	99.5
				4	7		7	3	12	1

 Tabla 11. Separación magnética y electromagnética de la fracción 0.21-0.25 mm..

			FI	М	FF	EM	FD	EM	FN	IM
Muestra	Peso	Peso de	Pes	%	Pes	%	Pes	%	Pes	%
	inicial (g)	la clase	o (g)		0		0		0	
		(g)			(g)		(g)		(g)	
M-1	11 000	81.54	2.99	4.85	28.7	46.6	10.6	17.3	58.5	95.0
					3	8	8	5		8
M-2	10 000	63.92	1.63	2.55	19.2	30.1	14.6	22.9	62.0	97.0
					7	4	9	8	2	2
M-3	10 000	44.04	0.07	0.18	5.26	11.9	9.67	21.9	43.8	99.5
						4		5	3	2

Tabla 12. S	Separación magr	nética y electroma	agnética de la	fracción 0.1-0.21 mm.
-------------	-----------------	--------------------	----------------	-----------------------

			FM			EM	FD	EM	FNM		
Muestra	Peso	Peso de	Pes	%	Pes	%	Pes	%	Pes	%	
	inicial (g)	la clase	o (g)		0		0		0		
		(g)			(g)		(g)		(g)		
M-1	11 000	235.27	5.09	2.16	89.9	38.2	66.7	28.3	229	97.4	
M-2	10 000	317.78	6.08	1.91	55.7	17.5	72.1	22.7	309	97.3	
M-3	10 000	191.79	0.17	0.08	12.8	6.68	22.6	11.8	192	99.9	

Tuble Tel Copulation magnetica y croca emagnetica de la nacene	······································	
FM FFEM FDEM	M FNM	

Muestra	Peso	Peso de	Pes	%	Pes	%	Pes	%	Pes	%
	inicial (g)	la clase	o (g)		0		0		0	
		(g)			(g)		(g)		(g)	
M-1	11 000	25.01	1.0	3.99	11.8	47.3	6.45	25.7	24.0	96
					3			8		
M-2	10 000	154.74	1.70	1.09	22.4	14.4	32.6	21.1	151.	97.6
						7	9	2	1	
M-3	10 000	52.09	0.09	0.17	1.08	2.07	2.52	4.84	51.5	99.0
									5	

	2.80-	2.36-	1.4-	1.19-	0.70-	1.19	0.50	-0.71	0.42	-0.50	0.25	-0.42	0.21-	0.25	0.1-0).21	<0.1	
Muestra	4.0	2.80	236	1.4	(mi	m)	(m	m)	(m	ım)	(mm	ו)	(mm)	(mn	ר)	mm	
	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)														
	FNM	FNM	FNM	FNM	FFE	FD	FFE	FDE	FFE	ED	FF	FD	FFE	FDE	FF	FD	FFE	FDE
					М	EM	Μ	Μ	М	EM	EM	EM	М	М	EM	EM	М	М
M-1	14.0	12.2	11.29	11.59	30.0	55	17.5	9.5	28.0	8.5	20.	6.5	17.0	5.5	23.	5.0	20.0	6.0
											0				5			
M-2	11.3	10.5	12.6	14.89	18.0	8.5	21.0	18.0	30.5	6.5	21.	6.5	23.0	7.5	19.	9.0	16.0	6.0
											5				0			
M-3					15.0	9.0	20.5	11.0	16.5	13,5	21.	12.	21.0	12.0	5.0	13.	16.0	16.0
											0	5				5		

Tabla 14. Análisis mineralógico cuantitativo, por clases granulométricas, del contenido de ilmenita en la corteza sobre gabro (%)

M-1	M-2	M-3
Ilmenita (g)	llmenita (g)	Ilmenita (g)
No determinado	No determinado	No determinado
361.2	62.58	No determinado
140.3	13.65	No determinado
144.6	53.55	No determinado
89.93	15.24	No determinado
252.147	19.558	2.62
64.552	19.458	2.47
44.58	14.127	3.10
32.75	12.070	4.42
4.884	4.432	1.10
21.131	10.577	1.92
2.366	3.584	0.34
1158.44	22.826	15.97
	M-1 Ilmenita (g) No determinado 361.2 140.3 144.6 89.93 252.147 64.552 44.58 32.75 4.884 21.131 2.366 1158.44	M-1M-2Ilmenita (g)Ilmenita (g)No determinadoNo determinado361.262.58140.313.65144.653.5589.9315.24252.14719.55864.55219.45844.5814.12732.7512.0704.8844.43221.13110.5772.3663.5841158.4422.826

Tabla 15. Contenido de ilmenita (g) por fracciones granulométricas de las muestras de corteza sobre gabro

Tabla 16. Comparación de los difractogramas de Rayos-X con los patrones de ASTM y Dana

Segúr	l	Segú	n	Mues	stra 4	Mues	stra	Mues	stra	Muestr	uestra 11 Muestra		stra 1	3 Mu	estr
ASTM	I	Dana				5		9						a 1	8
d	I	d	Ι	D	I	D	I	D	I	D	Ι	D	I	D	Ι
(Ao)		(Ao)		(Ao)		(Ao)		(Ao)		(Ao)		(Ao)		(Ao)	
3.73	5			3.74	3.5	3.73	4.8	3.74	5.4	3.73	3.5	3.73	5.4	3.73	4
<u>2.74</u>	<u>10</u>	<u>2.75</u>	<u>10</u>	<u>2.75</u>	<u>10</u>	<u>2.75</u>	<u>10</u>	<u>2.75</u>	<u>10</u>	<u>2.74</u>	<u>10</u>	<u>2.74</u>	<u>10</u>	<u>2.75</u>	<u>10</u>
2.54	8.5	2.54	7	2.54	3.5	2.54	5.8	2.54	4.5	2.54	7	2.53	3.8	2.54	5
2.23	7			2.24	2.5	2.23	2.8	2.23	2.8	2.23	2	2.23	3.7	2.23	3.5
1.86	8.5	1.86	5	1.87	2.8	1.86	4.7	1.86	4	1.86	3.2	1.86	7.9	1.86	3.2
<u>1.72</u>	<u>10</u>	1.72	<u>8</u>	<u>1.72</u>	<u>4.3</u>	1.72	<u>6.4</u>	1.72	<u>6</u>	<u>1.72</u>	<u>3.5</u>	<u>1.72</u>	<u>6</u>	<u>1.72</u>	<u>6.5</u>

CONCLUSIONES

La ilmenita encontrada en los cumulados máficos aparece en forma de microcristales alotriomórficos siguiendo los planos de exfoliación de los clinopiroxenos y en la mayoría de los casos se encuentra alterada a leucoxeno. El tamaño de los microcristales varía de 0.01 a 0.8 mm.

La mayor concentración de ilmenita aparece en la grabonorita, con una composición promedio de TiO2 de 49.74%, FeO 40.94%, MnO de 3.77% y contenidos bajos de MgO aproximadamente de 0.09%.

En la corteza sobre gabros la ilmenita se concentra fundamentalmente según la muestra M-1 en las fracciones granulométricas de 0.71-1.19 mm. y 0.42-0.50 mm; la muestra M-2 los valores de concentración se mantienen altos en las fracciones granulométricas desde 0.71-0.25mm. y disminuyen considerablemente en las fracciones más finas y en la muestra M-3 la ilmenita se encuentra muy intercrecida dentro de los cristales de piroxenos.

La Fracción Fuertemente Electromagnética de la clase granulométrica 0.1-0.5 mm. de los concentrados pesados del río Cañete constituyen un monoconcentrado de ilmenita

Los clinopiroxenos de las gabronoritas de Cayo Grande cristalizaron a partir de un magma que debio ser relativamente rico en titanio.

Las características texturales de las dunitas impregnadas de la zona de Cayo Grande son similares a las peridotitas impregnadas de la zona de Merceditas.

La diferencia existente en el quimismo mineral de las dunitas impregnadas y las grabonoritas pertenecientes a las zonas de Cañete y Mereceditas sugiere que su origen fue a partir de magmas con composiciones diferentes.

Las características texturales indican condiciones de desequilibrio entre el olivino y la asociación plagioclasa + clinopiroxeno, donde el quimismo del olivino no muestra correlación entre los contenidos de forsteritas y de níquel.

La cristalización clinopiroxeno anterior a plagioclasas en la zona de Cayo Grande está acorde con lo establecido para la secuencia de acumulados en ofiolitas en zonas de suprasubducción.

RECOMENDACIONES

Realizar estudios de elementos trazas para las rocas de afinidad ofiolítica, fundamentalmente los gabros

Realizar un estudio litológico detallado de los gabros de Cayo Grande

Desarrollar estudios de química mineral, características texturales, petrográficas y de termometría para los gabros olivínicos.

Realizar una cartografía de detalle para profundizar en el estudio de la corteza de meteorización y su madurez.

Valorar la posible explotación de las ilmenitas de la corteza de intemperismo, teniendo en consideración la legislación ambiental vigente

BIBLIOGRAFÍA

- Adamovich, A. F. y Chejovich, V. 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., Benoit, M., Ceuleneer, G. 1. 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., Kosák, M., Ríos, Y. 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., Nicolas, A. y Reuber, I.. Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: evidence from the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151: 75-88, 1988
- Bloomer, S.H., Hawkins, J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from Mariana Trench: an island arc ophiolite. En: Hayes, D. E. (ed.). The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, Part 2. *Geophysical Monographs* Washington, 27: 294-317, 1983
- Brey, G.P. y Köhler, T. 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: Gass, I.G., Lippard, S.J., Shelton, A.W. (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. y Coleman, R.G. 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., Casey, J.F. y Komor, S. 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, Zelepugin, V. N. Y Heredia, M. Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonic*, 19: 321-329, 1985.
- Fonseca, E., Sladkevich, V., Santa Cruz, M., Morales, A., Rodríguez, R., Capote, C., Navarrete, M. y García, I. 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
- Hébert, R. y Laurent, R. Minerals chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites. En: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A. y Xenophontos, A. (eds.), *Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues.* Proc. Troodos Ophiolite Symp., 149-163, 1990
- Heredia, M., Teperín, A. 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. IGCP* Projec 364. Special Contribution N 1. p 83 130, 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., Iturralde-Vinent, M., Saunders, A.D., Babbs, T.L., Tarney, J. 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., Elthon, D., Casey, J.F. Petrology of a leucogabbroic interval within basal layered gabbros at North Arm Mountain, Bay od Islands ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 278-300, 1987

- Lachize, M., Lorand, J.P. y Juteau, T. 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., Dupuy, C., Merlet, C. Nickel content of olivine as discriminatory factor between tectonite and cumulate peridotite in ophiolites. *Sci. Geol. Bull.*, 37: 131-135, 1984
- Lewis, J.F., Muñoz, J.N., Peng, G., Campos, M., Quintas, F. Mineralogy of silicate and chrome-spinel phase in the ophiolite rock and chromite deposits of the Moa-Baracoa area. Resúmenes del Segundo Congreso Cubano de Geología (Santiago de Cuba), 108 (abstr), 1994
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.:KGinzburg, I.V.; Ross, M; Seifert, F.A.;Zussman, J.;Aoki, , K.; Gottardi, G. Nonmenclaturade piroxenos. Bol. Soc. Esp. Min., 12, 31-49. (Traducción al castellano por Fenoll, P. y Velilla, N.), 1989
- Nekrasov, G.; Oro, J.; Sokolov, S. D.; Flores, R.; Shavyrina, M. V. Ophiolites of eastern Cuba. *Geotectonics*, 23: 60 – 71, 1989.
- Nicolas, A. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Dordrech, Kluwer, 367 pp. 1989.
- Nicolas, A. y Prinzhofer, A. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *Jour. Petrol.*, 24: 188-206, 1983
- Parlak, O., Delaloye, M. y Bíngöl, E. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulate as an indicator of the arc-related origin of the Mersín ophiolite (southern Turkey). *Geol. Rundsch.*, 85: 647-661, 1996
- Pearce, J.A. y Norry, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47, 1979
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S. 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, 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., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Lavaut, W., Reve, D., Rodríguez, G. Cromititas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). *Acta Geológica Hispánica*, v.33, n⁰ 1- 4, p. 153-177, 1998

- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C. 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, 1999a
- Proenza, J., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Vera, O., Alfonso, P., Fallick, A. 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*. Vol. 1: 775-778, 1999b
- 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 Científico Técnica, ISMM, 1989.
- Ríos Y., Cobiella, J. L. 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. y Soto, V.M. 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., Malpas, J., Smith, I.E.M. 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 y Fonseca. Características geólogo petrológicas del contacto entre la asociación ofiolítica y el arco volcánico en Moa Baracoa. *Boletín de geociencias*, 4: 18 32, 1990.
- Witt-Eickschen, G. y Seck, H.ool A. 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. y Banno, S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 109-124, 1973