

Rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfozadas asociadas al complejo ofiolítico Moa-Baracoa en el sector Camarioca Sur

Metamorphosed volcanic ultramafic rocks associated with the Moa-Baracoa ophiolite complex in the Camarioca Sur sector

Yurisley Valdés-Mariño^{1*}, José Nicolás Muñoz-Gómez¹, Gerardo Antonio Orozco-Melgar¹, Idael Francisco Blanco-Quintero², Kurt Menguel³, Jorge Urra-Abraira⁴

¹Universidad de Moa, Holguín, Cuba.

²Universidad de Alicante, España.

³Universidad Tu Clausthal, Alemania.

⁴Empresa Moa Nickel S.A.-Pedro Sotto Alba, Moa, Holguín, Cuba.

*Autor para la correspondencia: yvaldes@ismm.edu.cu

Resumen

En el sector Camarioca Sur del municipio de Moa se han documentado bloques exóticos de rocas metamórficas que no guardan relación con las litologías comunes del complejo ofiolítico y sobre los cuales apenas se desarrolla corteza de meteorización. Esta investigación tuvo el propósito de identificar los rasgos estructurales, texturales y mineralógicos de las rocas componentes de estos bloques para establecer su protolito y ambiente de formación. Se encontró que los protolitos de las rocas metamórficas están constituidos de picro-basalto y basaltos, revelando por primera vez rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfozadas asociadas a rocas ultramáficas del complejo ofiolítico en el macizo Moa-Baracoa. Se fundamentó el carácter mantélico de las rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfozadas, sustentado en la existencia y los contenidos de los elementos químicos: Ni, Cr, Cu, Co, V, Mg y Ti. Asimismo se corrobora que la génesis de estos basaltos presenta una afinidad con tipo MORB y de arcos de islas, respaldada por los valores de las relaciones entre Al_2O_3/TiO_2 y CaO/TiO_2 obtenidas en este estudio.

Palabras clave: metamorfismo; anfibolitas; complejo ofiolítico; picrobasaltos.

Abstract

In the Camarioca Sur sector of Moa municipality, exotic blocks of metamorphic rocks that are not related to the common lithology of the ophiolite complex and over which barely any crust develops have been documented. The aim of this study is identifying the textural, structural, and mineralogical features of the component rocks of these blocks to establish their protolith and formation environment. It was found that the protolith of the metamorphic rocks are made of picro-basalt and basalts, revealing for the first time ultramafic volcanic rocks metamorphosed associated with ultramafic rocks of the ophiolite complex in Moa-Baracoa massif. The mantle character of the metamorphosed ultramafic volcanic rocks is based on the existence and contents of the chemical elements: Ni, Cr, Cu, Co, V, Mg and Ti and it is corroborated that the genesis of these basalts has similarity with type MORB and island arcs, supported by the values of relationships between Al_2O_3/TiO_2 and CaO/TiO_2 obtained in this study.

Keywords: metamorphism; amphibolite rocks; ophiolite complex; picrobasalts.

1. INTRODUCCIÓN

En varias áreas del territorio cubano afloran rocas metamórficas generadas por procesos de carácter regional. Los protolitos, bien sean de naturaleza oceánica o continental, constituyen formaciones y complejos de edad Mesozoica, específicamente Jurásicos y Cretácicos, que constituyen grandes complejos rocosos.

Algunos complejos o formaciones metamórficas se componen esencialmente de anfibolitas, tales como el complejo Mabujina (Bibikova *et al.* 1988), la formación Yayabo en el macizo Escambray, las anfibolitas Perea en el norte de Cuba central -vinculadas con el complejo ofiolítico- y la formación Güira de Jauco, en el extremo oriental cubano. También se destacan bloques de anfibolitas de alta o de baja presión incluidos en las serpentinitas del complejo ofiolítico (Lázaro *et al.* 2013, 2014 y 2015).

Knipper y Cabrera (1974) caracterizan la asociación ofiolítica y relacionan los gabros y las diabasas con las rocas del complejo ultramáfico; consideran que el conjunto de los complejos ofiolíticos son parte de la corteza oceánica.

Sin embargo, Somin y Millán (1981) dudan de las relaciones que puedan existir entre estos complejos y un perfil oceánico típico.

Por otra parte, en una estrecha faja de melange serpentinitico que constituye la prolongación oriental del complejo ofiolítico de Cajálbana en Cuba occidental, se destacan numerosos bloques de anfibolitas metadiabásicas y metagabroidicas incluidos en peridotitas tectónicas muy serpentinizadas y cizalladas. Las anfibolitas están compuestas por hornblenda y oligoclasa hasta andesina, que generalmente conservan restos de estructuras y minerales magmáticos y, frecuentemente, presentan una marcada foliación metamórfica (Somin y Millán 1981; Millán 1996a).

En la composición de los melanges serpentiniticos aparecen bloques incluidos en peridotitas tectónicas serpentinizadas en el complejo ofiolítico cubano; suelen destacarse bloques de rocas metamórficas de alta presión, cuyos protolitos son principalmente elementos constituyentes de una corteza oceánica (ofiolíticos) metamorfizados en una zona de subducción, constituyendo lo que se conoce en la literatura como un complejo de subducción (Somin y Millán 1981; Kubovics, Andó y Szakmány 1989; Millán 1996b, 1997).

En algunos complejos ofiolíticos se han descrito rocas ígneas que poseen afinidades geoquímicas, entre basaltos de dorsal medio oceánica (MORB) y basaltos de arco de isla (IOB) (Lázaro *et al.* 2013). Entre las características geoquímicas que distinguen los basaltos MORB de los IOB se incluyen contenidos de $\text{TiO}_2 > 1 \%$ wt, empobrecimiento en elementos de tierras raras ligeras (LREE) y ausencia de empobrecimientos en elementos de alto potencial de ionización.

Las rocas básicas tipo MORB de complejos ofiolíticos se han caracterizado como basaltos de antearco generados en etapas tempranas de subducción (Stern *et al.* 2012). Por el contrario, los basaltos tipo IOB tienen menores contenidos en TiO_2 , están enriquecidos en elementos móviles en fluidos/fundidos, tales como elementos de alto radio iónico (LILE, incluyendo LREE) y presentan fuertes empobrecimientos en HFSE relativos a los LREE (Pearce 2004; Reagan *et al.* 2010; Lázaro *et al.* 2013).

Investigaciones recientes en el sector Camarioca Sur revelan la existencia de ultramafitas piroxénicas, con predominio de harzburgitas, dunitas y espinelas cromíferas como mineral accesorio, con alto porcentaje de cromititas podiformes y la ausencia de xenolitos de alta presión. En este sector se han documentado bloques exóticos dispersos de rocas compactas y duras, de variados tamaños y color gris oscuro sobre los cuales apenas

se desarrolla corteza de meteorización; estos bloques no guardan relación con las litologías comunes del complejo ofiolítico Moa-Baracoa.

Esta investigación tuvo el propósito de identificar los rasgos estructurales, texturales y mineralógicos de las rocas componentes de estos bloques para establecer su protolito y ambiente de formación.

1.1. Marco geológico regional

El área de estudio se encuentra ubicada en la región oriental de Cuba, la que, desde el punto de vista geológico, se caracteriza por la presencia de secuencias del cinturón plegado cubano y rocas del Neoautóctono (Figura 1). En el macizo montañoso Sagua-Moa afloran principalmente unidades oceánicas correspondientes a ofiolitas septentrionales y arcos de islas volcánicas del Cretácico y el Paleógeno (Cobiella 1988, 1997, 2000; Quintas-Caballero 1989; Iturralde-Vinent 1994, 1996, 1998; Iturralde-Vinent *et al.* 2006; Proenza 1997; Proenza *et al.* 2006).

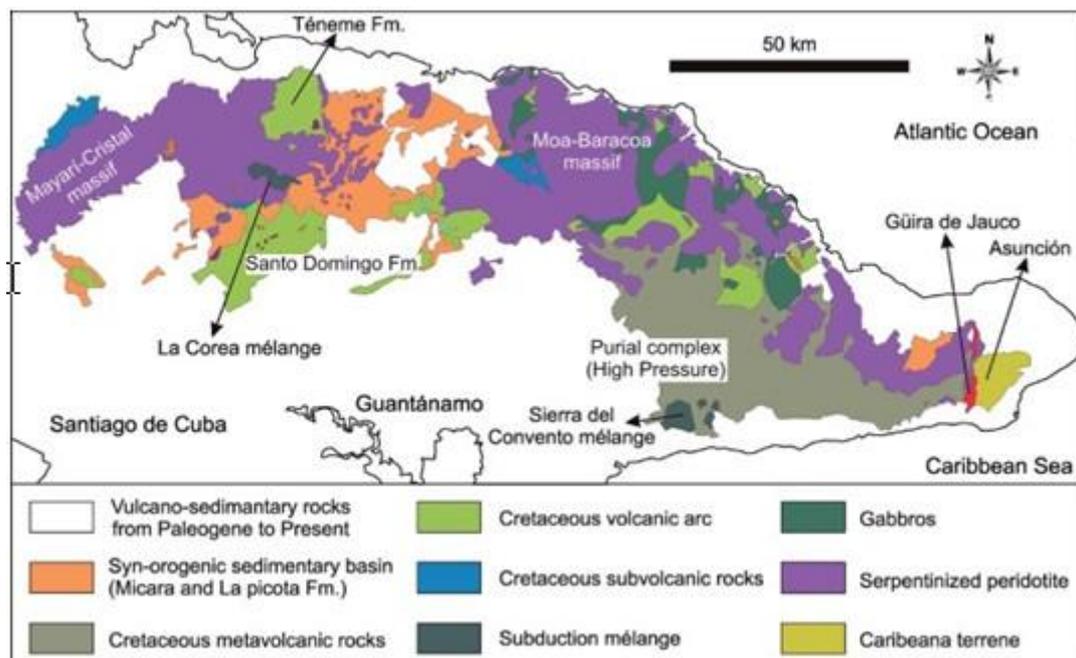


Figura 1. Mapa geológico de la región (Blanco-Quintero *et al.* 2011).

1.2. Geología del sector Camarioca Sur

El sector Camarioca Sur está ubicado geográficamente en el extremo nororiental del territorio cubano en el municipio de Moa, provincia de Holguín y en el sector norte del yacimiento de menas lateríticas de Fe-Ni-Co Camarioca Sur (Figura 2). Según el sistema de coordenadas Lambert Cuba Sur se encuentra delimitado por las coordenadas: X: 693 900–700 900 y Y: 213 200–205 400.



Figura 2. Ubicación geográfica del sector Camarioca Sur.

Sitnikov (1976) refiere que las peridotitas serpentinizadas están representadas por dunitas y harzburgitas serpentinizadas y en casos aislados por lherzolitas y wherlitas. Además, identifica áreas con la presencia de serpentinitas, variedad antigorita, asociadas a las zonas de falla y establece que el basamento de la corteza de meteorización está constituido por serpentinitas antigoríticas.

Entre las rocas del basamento se destacan las peridotitas piroxénicas serpentinizadas y serpentinitas; en menor grado aparecen gabros y disseminaciones de espinelas cromíferas (Aleojin *et al.* 1977). Las rocas predominantes en la zona son ultramafitas del complejo inferior de la asociación ofiolítica que están metamorizadas, tales como harzburgitas y dunitas, todas afectadas en mayor o menor grado por procesos metamórficos como serpentización, cloritización, talcificación, antigoritización y carbonatización (Figueras 2012).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Secciones delgadas de nueve muestras de roca se sometieron a análisis bajo microscopio petrográfico de luz polarizada, modelo NP-400B, marca NOVEL. Con una cámara modelo Power Shot A360, de 8.0 megapíxel y zoom óptico de 4x, modelo MDCE-5a se tomaron las micrografías.

Las técnicas de difracción de rayos X (DRX) y de fluorescencia de rayos X (FRX) sirvieron para caracterizar las muestras de roca desde el punto de vista mineralógico y químico, respectivamente. La FRX se realizó en la Universidad de Clausthal, Alemania, en un equipo marca Axios. Las muestras M1, M5, M6 y M8 se sometieron a DRX, mientras que con FRX se examinaron M1, M2, M3, M5, M6, M8 y M9.

3. RESULTADOS

3.1. Petrografía

Macroscópicamente las muestras de rocas se caracterizan por una granulometría fina que dificulta la correcta identificación de los minerales constituyentes (Figura 3).



Figura 3. Fotografía de muestras macroscópicas de las rocas.

La coloración oscura de las rocas se debe a la existencia de minerales máficos (anfíboles). Se determinó la presencia de dos tipos principales de estructuras: gnéisica y masiva (Figura 4 a y b). En la estructura gnéisica se observa una alternancia de bandas claras y oscuras que provocan cierto alineamiento de los minerales paralelamente a los planos de bandeamiento, mientras que en la masiva, los granos minerales se encuentran distribuidos de forma homogénea sin ningún signo de orientación.

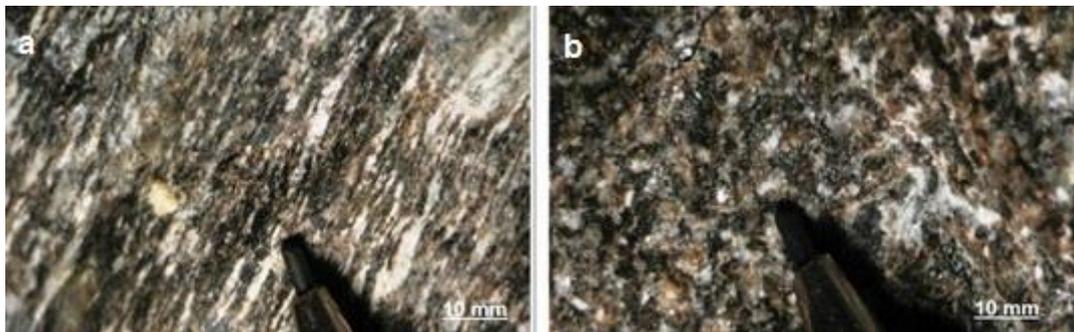


Figura 4. a) Estructura gnéisica en anfibolita gnéisica. b) Estructura masiva en granofels anfibolítico.

En Camarioca Sur se identificaron dos tipos de rocas metamórficas: anfibolitas gnéisicas y granofels anfibolíticos.

3.1.1. Anfibolitas gnéisicas

Las rocas exhiben textura granonematoblástica (gnéisica) en las que se observan una alternancia de anfíboles cálcicos (edenita, pargasita) y niveles constituidos por plagioclasa y feldspatos potásicos (Figura 5). Los anfíboles muestran forma prismática, con cierto grado de orientación en una dirección

determinada, mientras los cristales de plagioclasa (oligoclasa a andesina) se observan en forma subidiomórfica y con maclas polisintéticas y en cuña producto de los esfuerzos desviatorios. Los feldespatos potásicos son anhedrales y su tamaño de grano es de aproximadamente 0,2 mm.

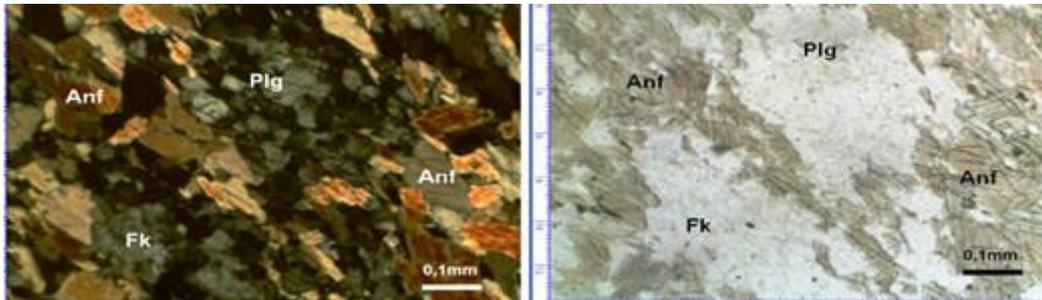


Figura 5. Microfotografía de M1 constituida por anfíboles (Anf), plagioclasa (Plg) y feldespatos potásicos (Fk) a) nicoles cruzados, 10x. b) nicoles paralelos 10x.

3.1.2. Granofels anfibolíticos

Son rocas con estructura masiva, sin orientación preferente de los minerales constituyentes definiendo una textura granoblástica decusada, como se puede observar en la muestra M2 (Figura 6); se caracterizan por el predominio de hornblenda y minerales de bajo grado de metamorfismo como clorita y minerales del grupo de la serpentina. Los anfíboles exhiben hábito prismático largo, acicular, fibroso, mientras la clorita y minerales del grupo de la serpentina son tabulares.

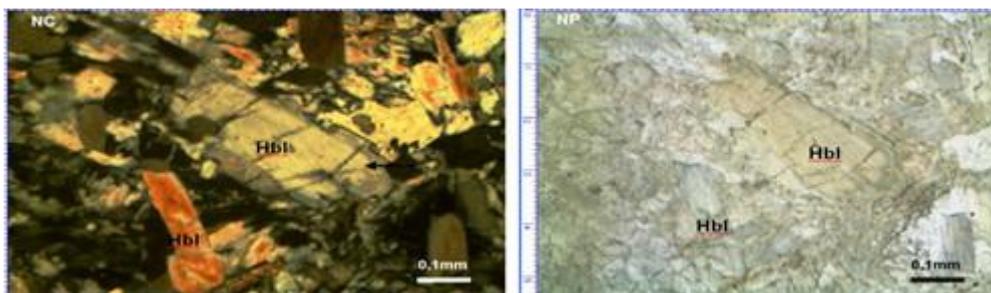


Figura 6. Microfotografía muestra M2. Cristales prismáticos de anfíboles hornblenda (Hbl) formando una típica textura granoblástica decusada. Nicles cruzados (NC), aumento 10x. Nicles paralelos (NP), aumento 10x.

La muestra M5 (Figura 7) está constituida por una matriz anfibolítico-clorítica de grano fino, la que engloba porfidoblastos de clinocloro (variedad de clorita), con dimensiones superior a los 2,0 mm. Los anfíboles por sus características ópticas se corresponden con minerales del grupo de la hornblenda (pargasita), presentan colores de interferencia que alcanzan el

azul de segundo orden, coloración verde-pálido a incolora y ángulos de extinción que oscilan entre 16° y 24° .

Los cristales de clorita muestran bajos colores de interferencia (gris de primer orden), incoloros y extinción recta; exhiben forma tabular a diferencia de los anfíboles que son prismáticos. En los porfidoblastos de clorita se observan maclas, las que en determinados puntos del mineral se encuentran deformadas debido a las acciones de esfuerzos tectónicos.

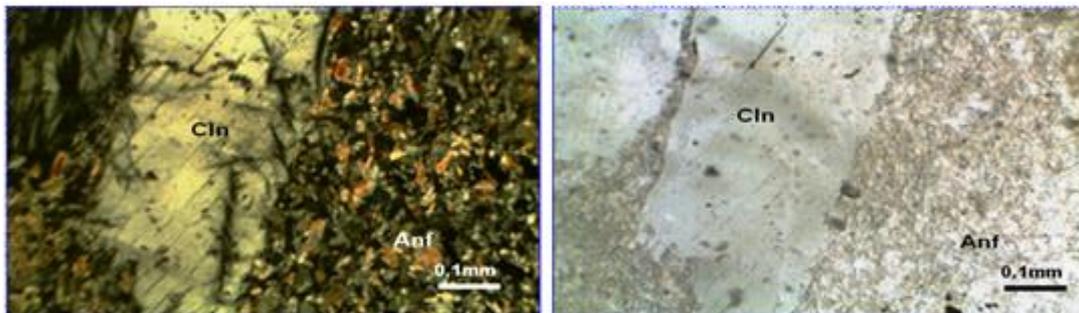


Figura 7. Microfotografía muestra M5. Porfidoblastos de clinocloro (Cln) en matriz constituida por anfíboles (Anf) y cristales de clinocloro de menor tamaño. Nícoles cruzados (NC), aumento 10x. Nícoles paralelos (NP), aumento 10x.

La muestra M8 (Figura 8) está constituida por un 45,0 % de hornblenda (pargasita), 37,0 % de tremolita y un 14,0 % de clorita (nimita). La hornblenda se manifiesta de forma prismática alargada; la tremolita posee forma acicular, formando grupos radiales de cristales que se han desarrollado a partir de un centro común a manera de fibrolitas. El color varía de verde muy pálido a incoloro; los colores de interferencia llegan hasta el azul verdoso de segundo orden. El relieve es elevado y los ángulos de extinción se encuentran en el rango de 15° - 23° . La clorita se presenta en agregados de cristales microcristalinos de muy baja birrefringencia e incoloros.

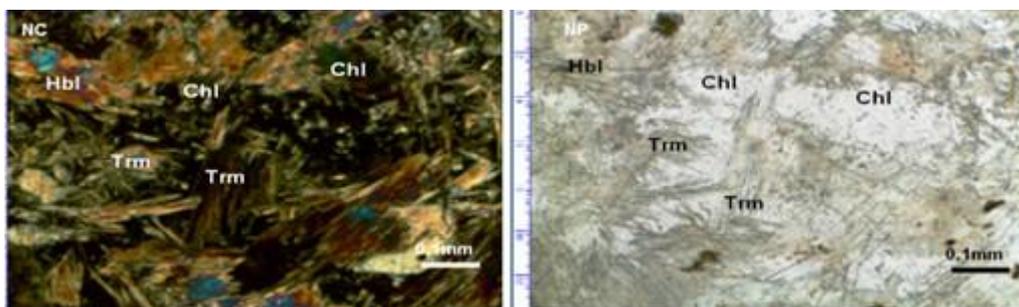


Figura 8. Microfotografía muestra M8. Constituido fundamentalmente por hornblenda (Hbl), clorita (Chl) y tremolita (Trm). NC (Nícoles cruzados, aumento 10 x), NP (Nícoles paralelos, aumento 10 x).

3.2. Mineralogía

3.2.1. Difracción de Rayos-X

En la Figura 9 aparecen los difractogramas de las muestras M1, M5, M6 y M8. En M1 se observa la presencia de dos fases minerales principales correspondientes a los picos de mayor intensidad: pargasita $\text{NaCa}_2(\text{Mg}_4\text{Al})(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ y edenita $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$. En M8 se encuentran como fases minerales principales: pargasita, tremolita $\text{Ca}_2(\text{Mg}_{5.0-4.5}\text{Fe}_{2+0.0-0.5})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ y, en menor medida, la nimita $(\text{Ni},\text{Mg},\text{Al})_6((\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ (grupo de la clorita). En las muestras M6 y M8 existen anfíboles cálcicos pargasita y tremolita, excepto en la muestra M5 en lugar de tremolita se encuentra clinocloro $(\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10}))(\text{OH})_8$ indicando que las paragénesis minerales se corresponden a un metamorfismo de grado medio a bajo.

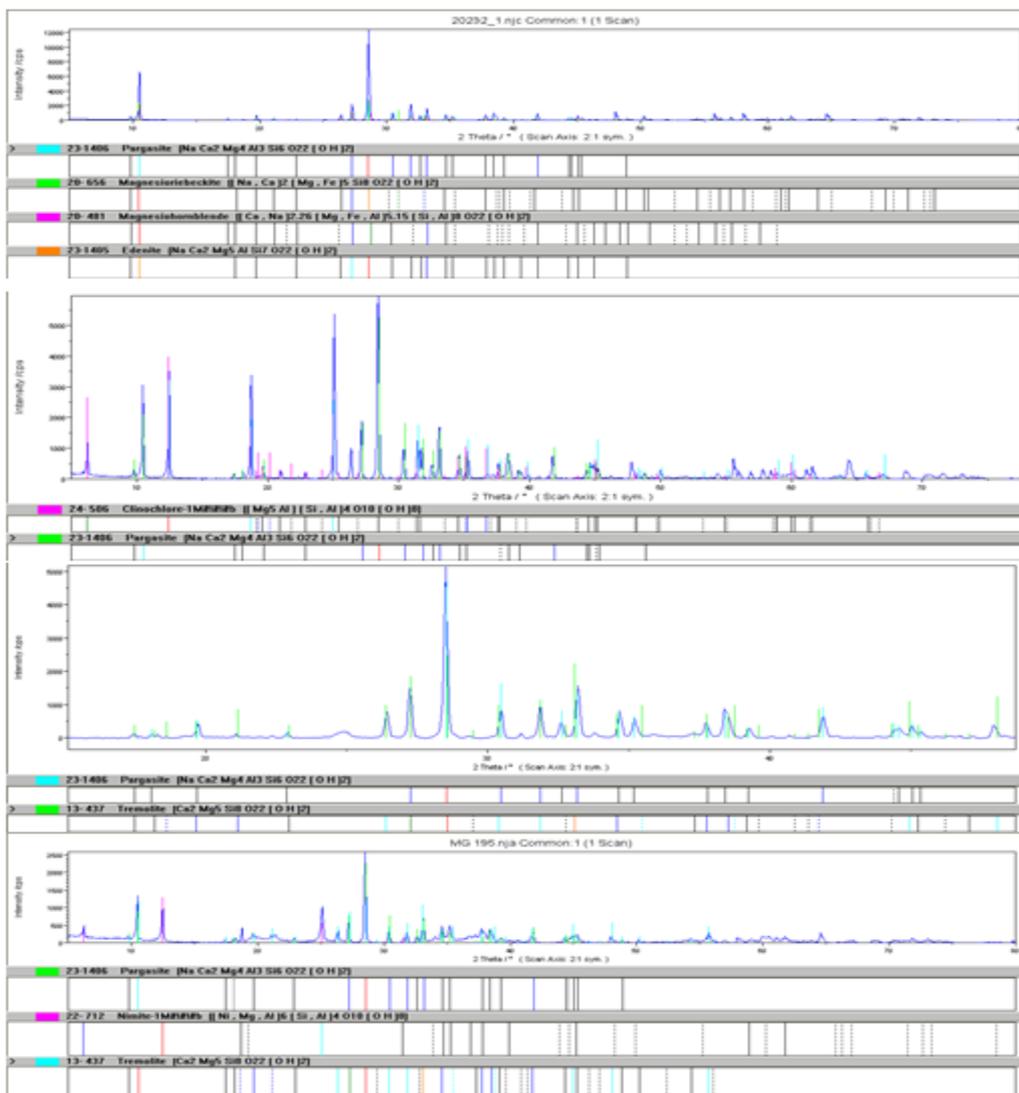


Figura 9. Difractogramas de las muestras M1, M5, M6 y M8.

3.3. Química

3.3.1. Fluorescencia de Rayos X

De las siete muestras de roca sometidas a análisis químicos una pertenece a las anfibolitas gnéisicas y seis a granofels anfibolíticos. Por los análisis de fluorescencia de rayos X se obtuvieron los datos de porcentajes en óxidos del contenido de elementos mayores existentes en las rocas (Tabla 1) y elementos químicos trazas en ppm (Tabla 2).

Tabla 1. Contenidos expresado en porcentaje en peso para los óxidos de los elementos químicos mayoritarios en las rocas del sector Camarioca Sur

Óxidos % wt	Muestras						
	M1	M2	M3	M5	M6	M8	M9
SiO ₂	42,99	45,59	44,37	45,35	42,09	39,83	45,76
TiO ₂	1,01	0,37	0,32	0,47	0,57	1,15	0,01
Al ₂ O ₃	17,44	13,73	14,56	12,22	16,45	22,36	0,97
Fe ₂ O ₃	10,69	11,29	8,17	7,87	10,88	13,82	9,09
MnO	0,16	0,17	0,14	0,09	0,16	0,12	0,12
MgO	13,24	17,95	27,3	23,56	15,66	16,09	43,46
CaO	11,04	9,00	4,33	8,30	10,79	5,50	0,48
Na ₂ O	3,02	1,80	0,74	1,98	2,78	1,06	0,10
K ₂ O	0,20	0,07	0,06	0,06	0,12	0,05	---
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01

Las variaciones presentan las anfibolitas en algunos elementos mayoritarios (Tabla 1). Los valores de SiO₂ dan una media de 43,71 %, con la muestra M9 con el contenido más elevado 45,76 % y la muestra M8 con el más bajo 39,83 %. La muestra M1 tiene los contenidos más elevados de Na₂O=3,2 % y K₂O=0,2 %.

En el caso del Cr se encuentran contenidos mayores a 2 590 ppm, excepto la muestra M1 que contiene 791 ppm. Los contenidos de Ni varían entre 831 ppm y 4 370 ppm, en el caso del V varían entre 31 ppm y 244 ppm; estos valores corroboran el carácter mantélico de las rocas identificadas (Tabla 2).

Tabla 2. Contenido de los elementos químicos minoritarios en las rocas del sector Camarioca Sur (valores en ppm-g/t)

Elementos químicos	Muestras						
	M1	M2	M3	M5	M6	M8	M9
Ba	74	35	21	84	188	156	11
Ce	---	---	6	15	22	---	---
Co	76	83	457	111	66	81	116
Cr	791	903	1187	1355	1255	1330	2596
Cu	40	109	70	14	133	159	---
La	---	---	15	1	16	---	---
Nb	3	5	2	4	4	8	---
Ni	831	1175	4370	2033	1902	2825	2538
Ga	16	9	8	8	12	15	2
Pb	44	13	15	66	456	116	10
Pr	---	---	1	---	3	---	---
Rb	---	---	---	---	---	---	---
Sr	25	67	7	44	240	23	---
Th	2	---	---	2	11	6	1
V	211	101	129	185	178	244	31
Y	18	14	48	29	42	18	---
Zr	50	28	19	25	30	45	9
Zn	89	83	77	116	232	265	42
Nd	---	---	3	---	30	---	3
U	4	7	---	3	---	6	5

Los datos obtenidos de la fluorescencia de rayos X permitieron la elaboración de diagrama de clasificación TAS para rocas volcánicas (Le Bas *et al.* 1986), con el objetivo de ubicar el tipo de protolito (Figura 10). La mayoría de las muestras (seis) se ubican en el campo composicional correspondiente a rocas tipo basaltos y una en picro-basaltos, las que se corresponden con rocas volcánicas ultramáficas metamorizadas, reportadas por primera vez en el complejo ofiolítico del nordeste de Cuba.

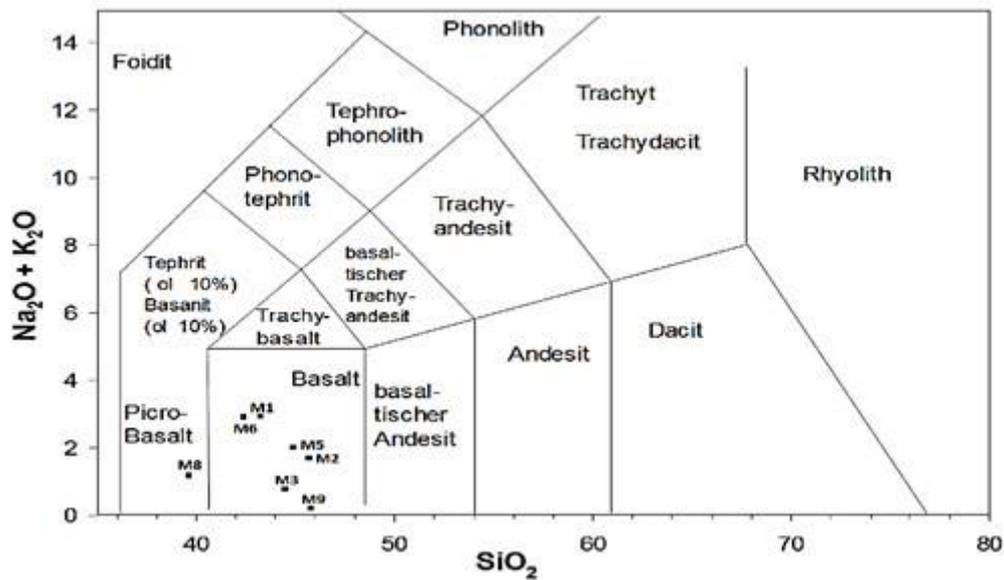


Figura 10. Diagrama de clasificación TAS (Le Bas *et al.* 1986).

Los elementos mayoritarios se representaron en diagramas para discriminar la serie magmática a la cual corresponden. Se utilizó el diagrama ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 de Irvine y Baragar (1971) (Figura 11a), donde las anfibolitas se ubican en el campo subalcalino; excepto la muestra M1 y M5 que corresponde al campo alcalino.

Las anfibolitas mostraron una afinidad toleítica, según el diagrama $\text{MgO-FeOt}-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de Irvine y Baragar de 1971 (Figura 11b) y el de $\text{FeOt}-(\text{FeOt}/\text{MgO})$ de Miyashiro de 1975 (Figura 11c).

Los análisis químicos revelaron valores de entre 39,83 % y 45,76 % para SiO_2 ; de 0,02 % a 0,12 % para K_2O y de 0,01 % a 1,15 % para TiO_2 . Los valores son similares a los propuestos por Miyashiro (1975) para rocas toleíticas abisales de un ambiente de dorsal mesoceánica (MORB).

La relación FeOt/MgO es un discriminante entre las rocas toleíticas abisales (MORB) y de toleítas de arcos de islas (IOB) o toleítas de fondo oceánico marginal. En este caso los valores obtenidos de 0,21 y 0,86 de FeOt/MgO indican que son rocas MORB.

Sun y Nesbitt en 1978 discuten las regularidades geoquímicas y el significado genético de basaltos asociados con complejos ofiolíticos usando las relaciones: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ y CaO/TiO_2 para establecer la génesis de basaltos en relación con su contenido de TiO_2 , en una serie ofiolítica. Ellos consideran que cuando hay un incremento en los grados de fusión del manto puede producirse un progresivo aumento en las relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ y CaO/TiO_2 en el fundido, pero a partir de un punto crítico estas relaciones no cambian.

Sobre estas bases, Sun y Nesbitt (1978) proponen que los basaltos derivados de magmas tipo MORB tienen altos contenidos de $\text{TiO}_2 > 0,7 \%$, mientras que los basaltos de arcos de islas y cuenca de interarco tienen bajos contenidos de $\text{TiO}_2 < 0,4 \%$. Utilizando estos diagramas y los contenidos en TiO_2 , para las anfibolitas, se encuentra una afinidad con basaltos de MORB y con basaltos de arcos de islas o cuencas de interarco con bajo contenido de titanio.

Se utilizaron diagramas de discriminación tectónica, entre ellos Ti-V de Shervais (1982) (Figura 11d) y Zr- TiO_2 de Pearce y Cann (1973) (Figura 11e) para determinar el posible ambiente tectónico de los protolitos de las rocas metamórficas. Como discriminante tectónico se emplea la relación Zr/Nb, en la que los valores mayores a 30 ppm serían de N-MORB (Shrivastava, Chandra y Shastry 2004) y valores entre 4 ppm-15 ppm, de tipo E-MORB o IOB; para las anfibolitas analizadas los valores oscilaron entre 7 ppm-15 ppm, en el rango del E-MORB o IOB.

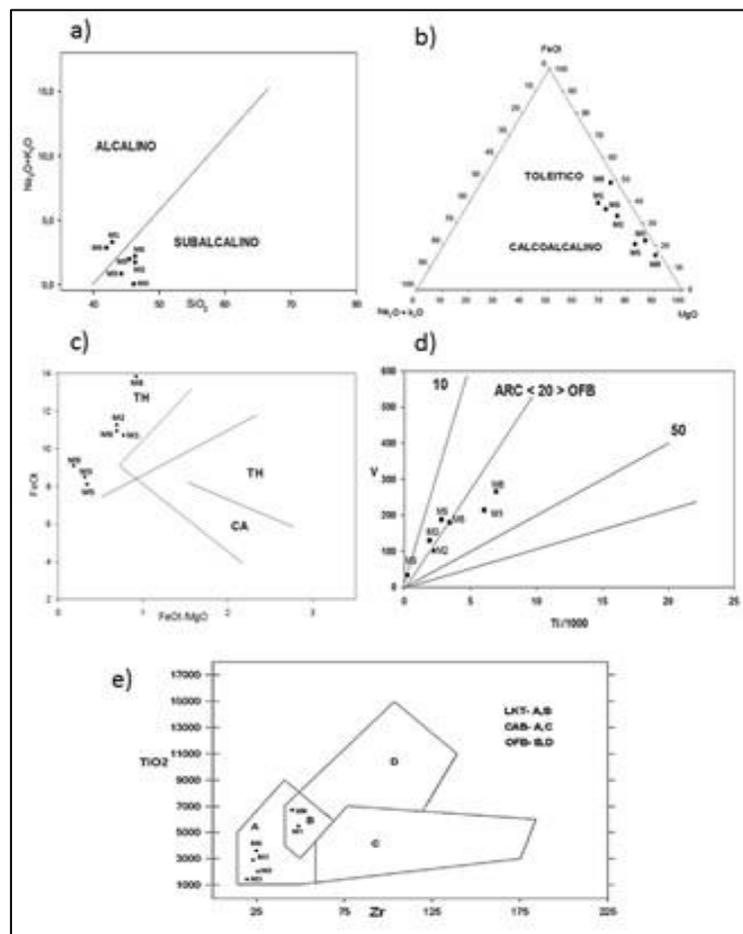


Figura 11. a) Diagrama SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de Irvine y Baragar (1971). b) diagrama $\text{MgO-FeO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ de Irvine y Baragar (1971). c) diagrama $\text{FeO} - (\text{FeO}/\text{MgO})$ de Miyashiro (1975). Toleítico (TH) y

calcoalcalino (CA); d) Diagramas de discriminación tectónica Ti-V de Shervais (1982). Referencias: basaltos de arco (ARC) y basaltos de fondo oceánico (Ofib). e) Diagramas de discriminación tectónica Zr-TiO₂ de Pearce y Cann (1973). Referencias: toleítas con bajo K (LKT); basaltos calcoalcalinos (CAB) y basaltos de fondo oceánico (Ofib).

4. DISCUSIÓN

Considerando los resultados de los análisis petrográficos, difracción de rayos X y fluorescencia de rayos X, se establece que las rocas metamórficas existentes en el sector Camarioca Sur, de acuerdo con su estructura y mineralogía dominante, se clasifican en anfibolitas gnéisicas y granofels anfibolíticos; caracterizadas por presentar una granulometría fina, elevada densidad y muy bajo grado de recristalización.

Las paragénesis minerales identificadas pertenecen al grupo de los anfíboles: hornblenda, pargasita y edenita, según los análisis de difracción de rayos X (DRX), además de otros minerales: tremolita, magnesiohornblenda, oxihornblenda; minerales del grupo de la clorita (clinocloro, nimita) y de la serpentina, menor medida plagioclasa (oligoclasa-andesina) y feldespatos potásicos.

Las rocas metamórficas identificadas se caracterizan por presentar una textura granoblástica decusada consistente en un mosaico de cristales hipidiomorfos inequidimensionales (prismáticos o tabulares) dispuestos aleatoriamente; solo en algunas muestras se observan texturas granonematoblástica (gnéisica) y porfidoblástica.

No existen plagioclasas en la mayoría de las muestras; este hecho está en correspondencia con la composición mineralógica de los protolitos, los que, según el diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986), se corresponden con rocas tipo picro-basalto y basaltos.

En las rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfizadas se perciben rasgos petrográficos que sugieren la ocurrencia de un metamorfismo de baja presión correspondiente a la parte inferior de la facies anfibolita, entre ellos: ausencia de minerales de alta presión (glaucofana, granate); predominio de estructuras sin foliación (masiva), lo cual es un indicativo de que durante su formación los esfuerzos tectónicos no fueron de gran intensidad y, por último, presencia de clorita primaria, tremolita y serpentina.

Por las características petrológicas expuestas y su forma de yacencia en el campo se considera que las rocas anfibolitizadas del sector Camaroca Sur

constituyen fragmentos de una antigua corteza oceánica sometida a metamorfismo de grado medio-bajo.

En correspondencia con los rasgos geoquímicos observados en las muestras analizadas se pueden observar diferencias entre las anfibolitas gnéisicas y granofels anfibolíticos; asociados al origen del protolito la muestra M8 presenta un comportamiento geoquímico a picro-basalto metasomático metamorfozido, lo que demuestra la existencia de rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfozadas asociados al complejo ofiolítico, identificándose por primera vez en el complejo ofiolítico Moa-Baracoa.

Las anfibolitas estudiadas aquí se encuentran dentro de la serie subcalina y en el campo toleítico; se corresponden con rocas toleíticas abisales. En los diagramas de discriminación tectónica utilizados, donde intervienen en general Ni, Cr, Cu, Co, V, Mg y Ti, las anfibolitas analizadas se ubican en el campo de las toleítas de arcos de islas o en el campo MORB. Los diagramas Al_2O_3/TiO_2 y CaO/TiO_2 y los contenidos en TiO_2 confirman una afinidad con basaltos tipo MORB. Las relaciones entre elementos trazas Zr/Nb permitieron esclarecer un ambiente tectónico de formación correspondiente al campo E-MORB o IOB.

5. CONCLUSIONES

- En Camarioca Sur las rocas anfibolitizadas se clasifican en dos grupos petrológicos principales: anfibolitas gnéisicas y granofels anfibolíticos.
- La composición de picro-basalto y basaltos encontrada en las muestras evidencian la existencia de rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfozadas asociadas a rocas del complejo ofiolítico.
- Se demuestra que las rocas identificadas constituyen fragmentos de una antigua corteza oceánica sometida a metamorfismo de grado medio-bajo, que corresponde a la parte inferior de la facies anfibolita.
- Se fundamenta el carácter mantélico de las rocas vulcanógenas ultramáficas metamorfozadas, sustentado en la existencia y contenidos de los elementos químicos: Ni, Cr, Cu, Co, V, Mg y Ti.
- Se corrobora que la génesis de estos basaltos presenta una afinidad con tipo MORB y de arcos de islas, sustentado en las relaciones entre Al_2O_3/TiO_2 y CaO/TiO_2 .

6. REFERENCIAS

Aleojin, V.; Fesenko, G.; Almaguer, A.; Kratsova, A.; Saunders, E.; Guerra, B. y Quesada, N. 1977: Sobre los resultados de los trabajos de

- exploración geológica detallada y orientativa realizada en el yacimiento Punta Gorda en los años 1973–1976. La Habana: ONRM. Inventario 2874.
- Bibikova, E. V.; Somin, M. L.; Gracheva, T. V.; Makarov, V. A.; Mil'yan, G. y Shukolyukov, Y. A. 1988: First results of U-Pb dating of metamorphic rocks of the Greater Antilles arc: age of the Mabujina complex (Cuba). *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 301(4): 924-928.
- Blanco-Quintero, I. F.; García-Casco, A. y Gerya, T. V. 2011: Tectonic blocks in serpentinite mélangé (eastern Cuba) reveal large-scale convective flow of the subduction channel. *Geology*, 39(1): 79-82.
- Cobiella, J. 1988: El vulcanismo paleogénico cubano. Apuntes para un nuevo enfoque. *Revista tecnológica*, 18(4): 25-32.
- Cobiella, J. 1997: Zonación estructuro facial del corte Paleoceno Eoceno Medio de Cuba. *Minería y Geología*, 14(1): 3-12.
- Cobiella, J. 2000: Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba. *International Geology Review*, 42(7): 594-616.
- Figueras, M. 2012: Informe de los trabajos de exploración detallada para la elevación de categoría de los recursos del yacimiento Camarioca Sur.
- Irvine, T. N. J. y Baragar, W. R. A. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5): 523-548.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1994: Geología de las ofiolitas. En: Iturralde-Vinent, M. (ed.) *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. La Habana: IGCP Project 364, p. 83-120.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1996: Geological interpretation of the Cuban K-Ar data base. Cuban ophiolites and volcanic arcs. En: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*. Miami: IGCP Project 364, p. 48-69.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1998: Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Acta geológica hispánica*, 33(1): 9-56.
- Iturralde-Vinent, M. A.; Díaz-Otero, C.; Vega, A. R. y Díaz-Martínez, R. 2006: Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous-Danian sections of Eastern Cuba. *Geologica Acta*, 4(1): 89.
- Knipper, A. L. y Cabrera, R. 1974: Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico. En: *Contribución a la Geología de Cuba*. La Habana: Ed. Academia de Ciencias de Cuba, p. 15-77.
- Kubovics, I.; Andó, J. y Szakmány, G. 1989: Comparative petrology and geochemistry of high pressure metamorphic rocks from eastern Cuba and western Alps. *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged*, 30: 35-54.
- Lázaro, C.; Blanco-Quintero, I. F.; Rojas-Agramonte, Y.; Proenza, J. A.; Núñez-Cambra, K. y García-Casco, A. 2013: First description of a metamorphic sole related to ophiolite obduction in the northern

- Caribbean: geochemistry and petrology of the Güira de Jauco Amphibolite complex (eastern Cuba) and tectonic implications. *Lithos*, 179: 193-210.
- Lázaro, C.; García-Casco, A.; Blanco-Quintero, I. F.; Rojas-Agramonte, Y.; Corsini, M. y Proenza, J. A. 2015: Did the Turonian-Coniacian plume pulse trigger subduction initiation in the Northern Caribbean? Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Moa-Baracoa metamorphic sole (eastern Cuba). *International Geology Review*, 57(5-8): 919-942.
- Lázaro, C.; García-Casco, A.; Blanco-Quintero, I. F.; Rojas-Agramonte, Y.; Cárdenas-Párraga, J.; Núñez-Cambra, K. y Proenza, J. A. 2014: Metabasitas y Serpentinitas de Antearco (La Tinta, Cuba oriental) y su significado para la evolución geodinámica del Caribe. *Macla, revista de la sociedad española de mineralogía*, 19, julio '14.
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Millán, G. 1996a: Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. In: M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. Miami: IGCP Project 364, p. 131-146.
- Millán, G. 1996b: Geología del Complejo Mabujina. In: M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. Miami: IGCP Project 364, p. 179-189.
- Millán, G. 1997: Geología del Macizo Isla de la Juventud. In: G. F. Furrázola; K. E. Núñez-Cambra (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*. La Habana: Instituto de Geología y Paleontología, p. 259-270.
- Miyashiro, A. 1975: Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *The journal of geology*, 83(2): 249-281.
- Pearce, J. A. y Cann, J. R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2): 290-300.
- Pearce, J. A. 2004: Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In: Dilek, Y. and Newcomb, S. (eds). *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*. Geological Society of America Special Paper, 373: 269-293.
- Proenza, J. 1997: *Mineralización de cromita en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). Ejemplo del yacimiento Merceditas*. Tesis doctoral. Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa.
- Proenza, J. A.; Díaz-Martínez, R.; Iriondo, A.; Marchesi, C.; Draper, M.; Carles, J. ... y Blanco-Moreno, J. A. 2006: Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: the Téneme Formation. *Geologica Acta*, 4(1-2): 103-121.

- Quintas-Caballero, F. 1989: *Análisis estratigráfico y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno de la provincia Guantánamo y áreas cercanas*. Tesis doctoral. Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. 145 p.
- Reagan, M. K.; Ishizuka, O.; Stern, R. J.; Kelley, K. A.; Ohara, Y.; Blichert-Toft, J. y Hickey-Vargas, R. 2010: Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Shervais, J. W. 1982: Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1): 101-118.
- Shrivastava, R. K.; Chandra, R. y Shastry, A. 2004: High-Ti type N-MORB parentage of basalts from the south Andaman ophiolite suite, India. *Earth and Planetary Science* 113(4): 605-618
- Sitnikov, V. 1976: *Informe sobre la exploración orientativa del yacimiento Camarioca con el cálculo de reservas*. La Habana: ONRM.
- Somin, M. L. y Millán, G. 1981: *Geología de los complejos metamórficos de Cuba*. Moscow: Nauka. 219 p.
- Stern, R. J.; Reagan, M.; Ishizuka, O.; Ohara, Y. y Whattam, S. 2012: To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, 4(6): 469-483.
- Sun, Shen-Su y Nesbitt, R. W. 1978: Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. *Geology*, 6(11): 689-693.

Recibido: 12/01/2018

Aceptado: 14/05/2019