

Significado de las paragénesis de anfíboles en metagabros relacionados con secuencias de margen continental en el NW de Cuba

Esther M. Cruz-Gómez^{1,*}, Walter V. Maresch², Dámaso Cáceres-Govea¹ y Natalia Balcázar²

¹ Universidad de Pinar del Río, Martí 270, CP 20100, Pinar del Río, Cuba.

² Institut für Geologie-Mineralogie und Geophysik, Ruhr-Universität Bochum, D-44780 Bochum, Germany.

* ecruz@geo.upr.edu.cu

RESUMEN

El Terreno Guaniguanico se extiende por todo el NW de Cuba occidental. Está compuesto por depósitos sedimentarios jurásicos–paleógenos de margen continental pasivo. En su extremo meridional se localiza la Faja Cangre, la cual a través de un plano de sobrecorrimiento ocupa la posición más alta en el corte y está integrada por intercalaciones de rocas metasiliciclásticas y metacarbonatadas (formaciones Arroyo Cangre, San Cayetano, Jagua y Guasasa). Los cuerpos estudiados de metagabros se encuentran dentro de las metasiliciclastitas de la Formación Arroyo Cangre (Jurásico Inferior? – Jurásico Superior), secuencia que experimenta el mayor grado de metamorfismo dentro de esta faja. Los metagabros fueron estudiados en el microscopio de polarización y mediante microsonda electrónica; a partir de estas técnicas se pudo determinar que están integrados por la asociación mineral anfíbol-albita-cuarzo-epidota-clorita-zoisita. La variabilidad composicional de los anfíboles brinda información acerca del metamorfismo, variando desde cálcicos hasta sódicos, con la existencia de actinolita, magnesiohornblenda y glaucofana. Los anfíboles no se generaron bajo las condiciones de P/T vinculadas con el transporte tectónico (Paleoceno Superior – Eoceno Inferior), que afectó las secuencias de todo el terreno, sino en una etapa anterior asociada a un metamorfismo regional. Los diferentes tipos de anfíbol en los metagabros indican varias facies (esquistos verdes; esquistos verdes–anfíbolitas; esquistos glaucofánicos) en la evolución metamórfica experimentada por esas rocas. Probablemente, la Formación Arroyo Cangre y demás secuencias de la Faja Cangre son representativas del metamorfismo regional ocasionado por uno de los eventos de subducción propuestos para el Cretácico; o quizás hayan servido de “rampa frontal” al inicio de los cabalgamientos originados por la Orogenia Laramide, generándose presiones dirigidas elevadas y, como consecuencia, un metamorfismo que no afectó al resto del Terreno Guaniguanico.

Palabras clave: anfíbol, metagabro, margen continental, metamorfismo, Cuba.

ABSTRACT

The Guaniguanico terrane crops out in the NW of western Cuba. It is mainly composed of sedimentary deposits of Jurassic – Paleogene age formed in a continental margin. The Cangre Belt, located at the southern margin end of this sequence, occupies the highest position in the whole sequence due to an overthrust. The Cangre Belt mainly consists of metasiliciclastic and metacarbonate rocks (Arroyo Cangre, San Cayetano, Jagua and Guasasa formations). Some metagabbro bodies are hosted within the metasiliciclastic part of the Arroyo Cangre Formation (Lower? – Upper Jurassic). This sequence shows

the highest metamorphic grade of the whole belt. The metagabbros were studied under the polarizing microscope and with the electron probe microanalyzer (EPMA). Based on this, we determined the mineral assemblage amphibole-albite-quartz-epidote-chlorite-zoisite. The compositional variability of amphiboles gives clues on the metamorphism; it ranges from calcic to sodic, corresponding to actinolite, magnesiohornblende and glaucophane. These amphiboles may not have formed under the pressure-temperature (P/T) conditions associated with tectonic transport during Late Paleocene to Early Eocene, but indeed in a previous stage of regional metamorphism. The different types of amphiboles in the metagabbro indicate distinct metamorphic facies (greenschist, greenschist to amphibolite, and blueschist facies) experienced during metamorphic evolution. Probably, the Arroyo Cangre Formation and the rest of the sequences of the Cangre Belt were affected by regional metamorphism related to one of the subduction events proposed for the Cretaceous in Cuba. They may also be associated with a frontal ramp at the beginning of thrusting during the Laramide Orogeny; this whole process may have caused directed high pressure and, consequently, a metamorphic event restricted to this area and indeed not present in the rest of the Guaniguanico Terrane.

Key words: amphibole, metagabbro, continental margin, metamorphism, Cuba.

INTRODUCCIÓN

En el noroeste de Cuba existen partes de un antiguo margen continental pasivo relacionado con los procesos de fracturación de Pangea, conocidas como Terreno Guaniguanico (Iturralde-Vinent, 1994, 1996), el cual constituye un extenso afloramiento de estructura interna compleja (Figura 1). Las secciones expuestas abarcan depósitos desde el Jurásico Inferior? al Paleoceno–Eoceno Temprano (Hatten, 1957; Pszczolkowski *et al.*, 1975; Martínez y Fernández de Lara, 1988; Cobiella-Reguera, 1996, 2003; Mann, 1999). y contienen espesores significativos de rocas siliciclásticas con escasos cuerpos de gabroides y diabasa (espesores de 2 a 7 m) en forma de sills. Las series

sedimentarias representan una llanura continental litoral, con ambientes deltáicos que progresivamente, y debido a transgresiones marinas, se transformaron en ambientes de aguas someras marinas y más profundas, ocurriendo de este modo una transición a depósitos carbonatados. Este terreno ha sido dividido para su estudio en diferentes áreas con características tectónicas y estratigráficas propias (Pszczolkowski *et al.*, 1975, Martínez y Vázquez, 1987; Iturralde-Vinent, 1996; Pszczolkowski, 1999; Cobiella-Reguera, 2003). Pszczolkowski (1999) distingue las fajas tectonoestratigráficas Cangre, Sierra de los Órganos, Rosario Norte (incluyendo La Esperanza), Rosario Sur y Guajaibón–Sierra Azul. De todas, la Faja Cangre (FC) es la que manifiesta metamorfismo; está constituida por rocas

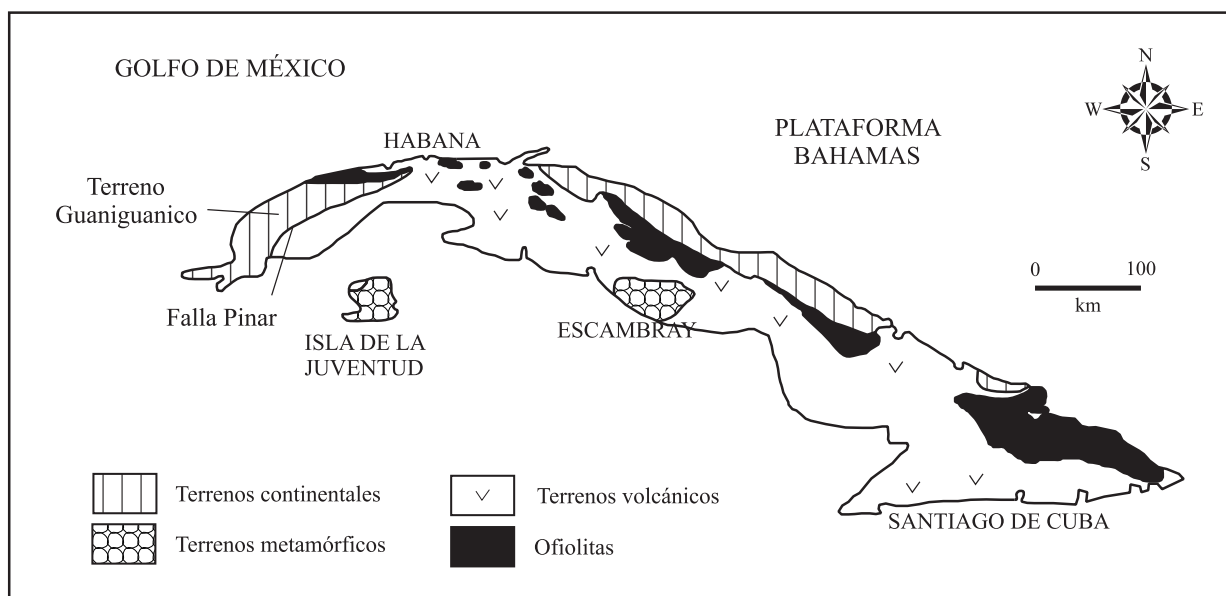


Figura 1. Ubicación del Terreno Guaniguanico en el contexto geológico de Cuba.

del Jurásico – Cretácico Inferior y está plegada según tres fases deformacionales diferentes (Cáceres, 1997). Dicha faja está dispuesta según el rumbo de la falla Pinar en su porción meridional (aproximadamente NE 600), limitando al norte con la Faja Sierra de los Órganos (Figura 2).

La faja metamórfica está constituida íntegramente por la Formación Arroyo Cangre (Jurásico Inferior?–Oxfordiano medio), y por secuencias clásticas de similar edad (Formación San Cayetano) y calcáreas más jóvenes: Formación Jagua (Oxfordiano medio a superior) y Guasasa (Oxfordiano superior – Valanginiano); todas metamorfizadas con menor grado que la Formación Arroyo Cangre. Esta última contiene las asociaciones de anfíboles estudiados, siendo éstos los minerales principales de los cuerpos de metagabros pertenecientes a esta Formación. Piotrowski (1987) describió los metagabros con aspecto cataclástico, compuestos de albita, augita diopsídica, cuarzo y, como producto de alteración, clorita, epidota, zoisita y calcita, así como algunos granos de piroxeno, con alteración intensa de anfíbol. Indicó además la facies de los esquistos verdes para la formación.

Sin embargo, dichos anfíboles han sido poco estudiados. En el presente trabajo se enfatiza la variabilidad composicional de los anfíboles, al considerarse que estos minerales son la clave para el esclarecimiento del metamorfismo, pues constituyen los principales testigos de la evolución metamórfica experimentada por estas rocas.

A partir del trabajo de Hatten (1957), donde se señala el metamorfismo de esta zona por primera vez, diferentes investigadores interpretan el mismo debido a: 1) un acontecimiento relacionado con los cabalgamientos de la Orogenia

Laramide (Millán, 1972, 1987; Pszczolkowski, 1985; Piotrowska., 1987; Martínez y Fernández de Lara, 1988); 2) vinculado con una zona de subducción de edad Jurásico Superior – Cretácico Inferior parte alta (Simón, 1987); 3) un evento de finales del Cretácico Superior, durante una etapa anterior al establecimiento de las estructuras de napas escamadas del Paleoceno Superior – Eoceno Inferior (Piotrowska, 1993); y 4) dos eventos metamórficos independientes, un primero del tipo hidrotermal en el que se formó la hornblenda, y otro posterior, en el que se originó el resto de los minerales (albita, epidota, actinolita, clorita y zoisita), relacionado con la subducción del Cretácico Inferior al consumirse parte del margen continental cubano y metamorfizarse (Cáceres, 1997; Cruz-Gómez et al., 2003).

MATERIALES Y MÉTODOS

El trabajo de campo se desarrolló a través de un recorrido por el Río Cangre. Se inició al norte de la zona de Falla Pinar en la localidad de El Cangre con dirección 308°, con el objetivo de ver las relaciones estructurales de los metagabros en la Formación Arroyo Cangre con respecto al resto de las secuencias que integran la FC (Figura 3). En el mismo sector se efectuaron descripciones, mediciones de elementos estructurales y toma de muestras para 25 secciones delgadas; de ellas, tres (cc-9, cc-10 y cc-11) se analizaron mediante microsonda electrónica (ME) para caracterizar químicamente los minerales del grupo de los anfíboles (Tablas 1 y 2). Las secciones delgadas se describieron y fotografiaron en un microscopio de luz polarizada marca JENALAB Pol de la Universidad de Pinar del Río, Cuba.

La ME utilizada fue una CAMECA (tipo SX 50) perteneciente al Institut für Geologie-Mineralogie und Geophysik, Ruhr-Universität Bochum, Alemania. Para los análisis se trabajó con secciones delgadas doblemente pulidas y cubiertas por una capa de carbón.

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE TRABAJO

Para el Terreno Guaniguanico, formado por rocas que corresponden a secuencias de margen continental pasivo, se han propuestos diferentes esquemas litoestratigráficos (Pszczolkowski et al., 1975; Martínez y Fernández de Lara, 1988; Pszczolkowski, 1987, 1999). La FC está integrada por las formaciones metamorfizadas Arroyo Cangre, San Cayetano, Jagua y Guasasa (Tabla 3).

La Formación Arroyo Cangre fue descrita por Piotrowski en Pszczolkowski et al. (1975). Sus relaciones estratigráficas no están bien definidas, en algunas regiones contacta tectónicamente con calizas de las formaciones Guasasa y Jagua que la subyacen. Su espesor es de aproximadamente 700 m. Está constituida por metapsamitas con mica blanca y clorita subordinada, metapelitas satinadas con cuarzo, mica blanca, clorita y a veces enriquecida con

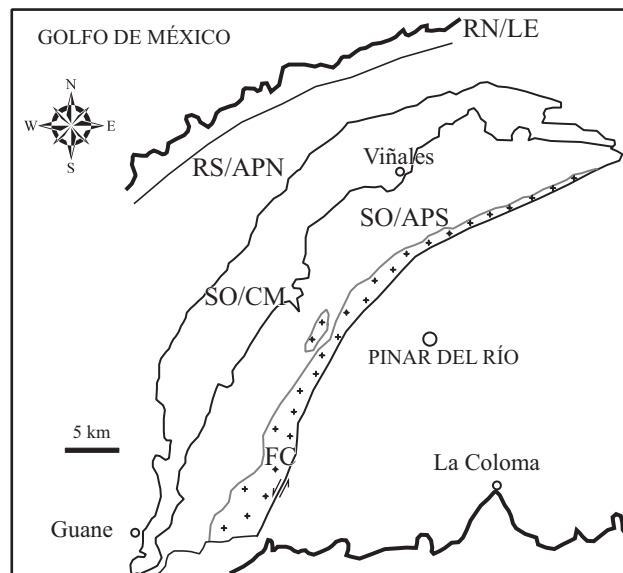


Figura 2. Ubicación de la Faja Cangre (FC) y demás fajas tectonoestratigráficas del Terreno Guaniguanico. SO: Sierra de los Órganos (APS: Alturas de Pizarra del Sur y CM: unidad Cinturón de Mogotes); RS: Rosario Sur (APN: unidad Alturas de Pizarra del Norte) y RN: Rosario Norte (LE: unidad La Esperanza).

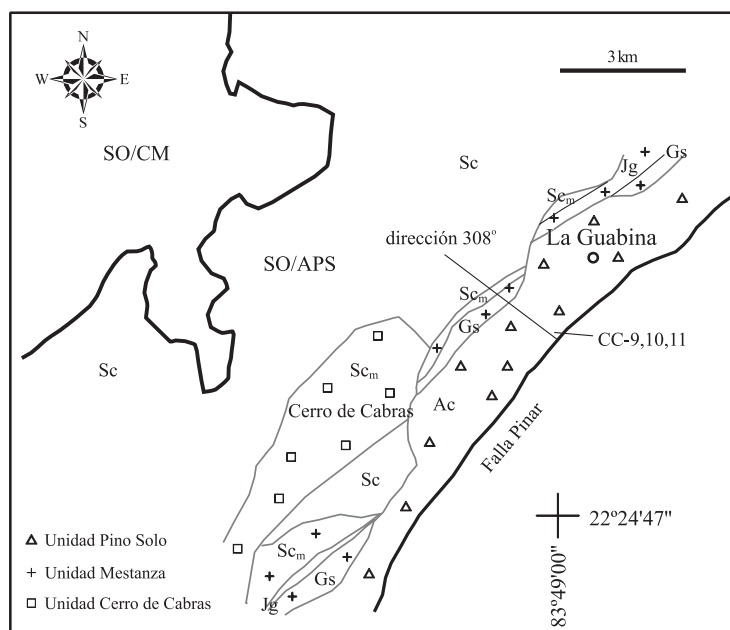


Figura 3. Unidades tectónicas y formaciones geológicas de la FC con sus límites septentrionales. Faja Cangre: 1) Unidad Pino Solo, Ac: Formación Arroyo Cangre; 2) unidad Mestanza, Sc_m: Formación San Cayetano metamorfozada, Jg: Formación Jagua, Gs: Formación Guasasa; y 3) unidad Cerro de Cabras, Sc_m: Formación San Cayetano metamorfozada. Faja Sierra de los Órganos (SO): 1) unidad Alturas de Pizarra del Sur (APS), Sc: Formación San Cayetano (no metamorfozada); 2) unidad Cinturón de Mogotes (CM).

materia carbonosa, e intercalaciones aisladas de metacalizas cortadas por sills de gabros y metagabroides. La edad se considera Jurásico Inferior? al Jurásico Superior (Oxfordiano medio) por la posición estratigráfica.

La Formación San Cayetano (De Golyer, 1918, *en* Pszczolkowski, 1987) posee un espesor que no sobrepasa los 600 m. Tiene intercalaciones de psamitas gris oscuro de grano fino a medio, con metapelitas de diferentes tonalidades de gris. Muestran un incipiente metamorfismo que la diferencian de paquetes similares que se describen en otras partes del Terreno Guaniguanico (por ejemplo, la unidad tectónica Alturas de Pizarra del Sur, Figura 3). Su edad varía entre Jurásico Inferior y Jurásico Superior (Oxfordiano medio), y se ha determinado sobre la base de ammonites, pelecípodos y helechos encontrados en Sierra de los Órganos y Sierra del Rosario. Se depositó en un ambiente deltáico.

La Formación Jagua (Palmer, 1945, *en* Pszczolkowski, 1987) yace concordantemente sobre la Formación San Cayetano y su espesor puede alcanzar hasta 160 m. Está integrada por metacalizas, metabasaltos y metapelitas. Los metabasaltos tienen una distribución muy restringida. En algunas partes contacta tectónicamente con la Formación Arroyo Cangre (Figura 3). La edad se ha establecido como Jurásico Superior (Oxfordiano medio – superior), a partir de foraminíferos, bivalvos y amonites, encontrados en la FC y Sierra de los Órganos. Se depositó en un ambiente nerítico poco profundo dentro de la plataforma.

La Formación Guasasa (Herrera, 1961, *en* Pszczolkowski, 1987) yace concordantemente sobre la

Formación Jagua y su espesor oscila entre 300 y 800 m. Esta constituida por metacalizas y lentes de pedernal. La caliza a veces es granular y frecuentemente laminada. En parte contacta tectónicamente con la Formación Arroyo Cangre (Figura 3). Su edad ha sido determinada del Jurásico Superior (Oxfordiano superior) al Cretácico Inferior (Valanginiano), a partir de foraminíferos, ammonites, tintínidos, calpionélidos y nanoplancton, encontrados en la Sierra de los Órganos.

Estructuralmente, la FC está representada por mantos cabalgados, y por la superposición de diferentes eventos tectónicos con sus implicaciones en las subsiguientes deformaciones plicativas y disyuntivas, que complican su interpretación. De sur a norte se han distinguido para la misma las unidades tectónicas Pino Solo, Mestanza y Cerro de Cabras (Piotrowska, 1987), ocupando una posición más alta entre las fajas tectonoestratigráficas del Terreno Guaniguanico (Figura 3).

La unidad Pino Solo está compuesta por la Formación Arroyo Cangre. Las observaciones de campo señalan un amplio desarrollo de las más variadas estructuras plicativas y disyuntivas. La unidad Mestanza está integrada por las formaciones San Cayetano, Jagua y Guasasa, ocupando una estrecha y alargada franja (Figura 3); el tipo y distribución de las estructuras plicativas y disyuntivas en ésta es bastante uniforme. Según Pszczolkowski (1985) esta unidad además contiene las formaciones Ancón (miembro La Güira) y Manacas (miembro Pica Pica) presentes en la Sierra de los Órganos, a las que se ha atribuido una edad del Paleoceno Superior a Eoceno Inferior. La unidad Cerro de Cabras se

Tabla 1. Algunos de los análisis químicos (% en peso) realizados en la microsonda electrónica en cristales de hornblenda (muestra cc-11) y su fórmula mineral (átomos por unidad de fórmula). Datos incluidos en la Figura 5 y promediados en la Tabla 2.

Medición	34	58	63	64	66
SiO ₂	47.07	47.32	47.01	47.53	47.35
TiO ₂	0.51	0.4	0.52	0.47	0.44
Al ₂ O ₃	8.41	8.17	8.27	7.84	7.97
Fe ₂ O ₃	4.7	4.88	5.82	3.92	5.48
FeO	13.11	12.76	11.86	13.48	12.3
MnO	0.46	0.39	0.48	0.4	0.46
MgO	10.91	11.2	11.29	11.3	11.31
CaO	10.55	10.7	10.75	10.97	10.91
Na ₂ O	2.55	2.37	2.18	2.3	2.05
K ₂ O	0.23	0.21	0.2	0.21	0.21
F	0.11	0	0.11	0.07	0.04
Suma	98.13	97.92	97.91	98.08	97.97
H ₂ O	1.99	2.04	1.99	2.01	2.03
Sitio T					
Si	6.9134	6.9419	6.891	6.9809	6.9376
Al ^{IV}	1.0866	1.0581	1.109	1.0191	1.0624
Sitio C					
Ti	0.0558	0.0438	0.057	0.0521	0.0481
Al ^{VI}	0.3695	0.3549	0.32	0.3376	0.314
Fe ³⁺	0.5196	0.5388	0.6415	0.433	0.6044
Fe ²⁺	1.6097	1.5652	1.4545	1.6553	1.5064
Mn	0.0578	0.0481	0.0601	0.0491	0.0575
Mg	2.3876	2.4493	2.4669	2.4729	2.4695
Sitio B					
Ca	1.6594	1.6814	1.688	1.7259	1.713
Na	0.3406	0.3186	0.312	0.2741	0.287
Sitio A					
Na	0.3844	0.3561	0.309	0.3799	0.2953
K	0.0422	0.0394	0.0365	0.0386	0.0394
F	0.0506	0.0014	0.0505	0.0311	0.0181
OH	1.9494	1.9986	1.9495	1.9689	1.9819
Na	0.725	0.6747	0.621	0.654	0.5823

compone de metapsamitas cuarzomícáceas, y a veces cuarcitas y esquistos, pertenecientes a la Formación San Cayetano; las deformaciones plicativas y disyuntivas, resultan menos abundantes que en las unidades anteriores. Esta unidad descansa discordantemente en forma de *klippen* sobre las rocas de la Formación San Cayetano no metamorfizada de la unidad Altura de Pizarras del Sur (Figura 3).

Según Cáceres (1997) esta región manifiesta el funcionamiento de una zona de cizallamiento de orientación noroeste durante el transporte tectónico de los mantos, y otra de orientación noreste relacionada con la última etapa de los sobrecorrimientos y con la rotación horaria del máximo esfuerzo comprensivo regional. Plantea que durante este período las secuencias rocosas fueron sometidas a elevadas presiones, apareciendo abundantes sombras de presión asimétricas, constituidas por material silíceo y micáceo

orientado, como consecuencia de la reorientación de los minerales y la recrystalización dinámica del cuarzo.

RESULTADOS

Los metagabros de la localidad El Cangre

Según un itinerario con dirección 308° realizado al norte de la zona de falla Pinar en la localidad El Cangre en la FC (Figura 3), se constata la relación de los metagabros con el resto de las litologías que integran dicha faja y la Formación Arroyo Cangre. Al inicio, desde el sureste, aparecen lentes de calizas recrystalizadas, finamente estratificadas, de color gris claro a oscuro con abundante cuarzo orientado en planos, en las que se desarrollan numerosos pliegues con charnelas retorcidas. Los lentes de caliza están intercalados en metapelitas de color gris verdoso compuestas por la asociación moscovita-cuarzo-calcita. Las rocas en su conjunto se muestran intensamente foliadas. Más al norte aparece un cuerpo magmático (sills de metagabro) de color verde oscuro encajonado en un esquistos cuarzo-micáceo, que sobreyace tectónicamente una secuencia constituida por metapsamitas de grano fino y color verdoso finamente estratificadas, y metapelitas esquistosas muy alteradas, plegadas y fracturadas. Las rocas están muy silicificadas y presentan abundantes vetillas de cuarzo. Más adelante, en esa misma dirección predominan las metapelitas cuarzo-micáceas de color crema, intensamente plegadas, se desarrollan además pliegues de *kink band* con planos axiales subhorizontales. Además hay metapsamitas esquistosas, en las que también tiene lugar el clivaje de crenulación y los pliegues con vergencia noroeste. Ya en el extremo norte de la Formación aparecen metapsamitas y calizas recrystalizadas de color gris claro, interestratificadas, con abundantes planos de clivaje S1 de ángulos ligeramente menores a los de estratificación (S0>S1). Las rocas de esta unidad poseen buzamientos entre 25° y 45° al sureste, desde sureste 138° hasta sur. Contactando tectónicamente mediante un plano de sobrecorrimientos buzando hacia al sur, se encuentran calizas de color gris oscuro y estratificación fina a gruesa de la Formación Guasasa.

Los metagabros estudiados poseen texturas nematoblásticas, en ocasiones algo orientadas. Están constituidos principalmente por anfíboles en un 80% y epidota (10%). La plagioclasa aparece en un 5%, el cuarzo en un 3–2%, la titanita en un 2% y la calcita y la zoisita en un 1%. En vetas (0.5–1 mm) de diferentes direcciones, hay asociados minerales como cuarzo, albita, epidota y clorita (Figura 4a). En ocasiones, estas rocas conservan sus rasgos primarios, al poseer piroxenos y plagioclasa hipidiomórficos de origen magmático.

El anfíbol más común es la hornblenda, le sigue la glaucófana y la actinolita (Figura 4b). La hornblenda (0.5 mm) forma granos con hábito prismático mostrando sus secciones pseudo hexagonales. La glaucófana es más común

Tabla 2. Composición promedio en átomos por unidad de fórmula de los anfíboles en los metagabros de la Formación Arroyo Cangre. n: Número de mediciones.

Anfibol	Glaucófana			Hornblenda			Actinolita		
	Muestra	cc-9 (n=7)	cc-10 (n=18)	cc-11 (n=8)	cc-9 (n=15)	cc-10 (n=12)	cc-11 (n= 5)	cc-11 (n=9)	cc-9 (n=2)
Si		7.91	7.84	7.85	6.87	6.83	6.93	7.61	7.63
Al ^{IV}		0.08	0.15	0.14	1.12	1.16	1.06	0.38	0.3
Suma T		8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	7.93
Ti		0.002	0.004	0.004	0.04	0.05	0.05	0.003	0.002
Al ^{VI}		1.45	1.3	1.13	0.4	0.34	0.33	0.12	0.008
Fe ³⁺		0.38	0.5	0.56	0.47	0.5	0.54	0.69	0.91
Fe ²⁺		1.31	1.38	1.28	1.5	1.84	1.55	1.56	1.44
Mn		0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.06
Mg		1.82	1.75	1.97	2.53	2.2	2.44	2.55	2.61
Suma C		5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.05
Ca		0.25	0.3	0.4	1.77	1.82	1.69	1.45	1.55
Na		1.71	1.69	1.59	0.22	0.17	0.3	0.53	0.34
Suma B (M4)		1.97	1.99	1.99	2.00	2.00	2.00	1.99	1.89
Na		0.005	0.01	0.02	0.34	0.35	0.34	0.07	0.006

en los bordes de la hornblenda, pero también ocurre en granos independientes (0.2 mm). La actinolita forma cristales aciculares (0.17 mm), en vetas (0.3–0.5 mm), acompañada de clorita, cuarzo y albita; a veces aparece en los bordes de la glaucófana formando ribetes muy finos (Figura 4b). Millán (1987) describe pumpellita junto con glaucófana en estas rocas, sin embargo este mineral no fue observado en el presente estudio.

Las asociaciones minerales del resto de las litologías de la FC y de la unidad Alturas de Pizarras del Sur (Cáceres, 1997; Cruz-Gámez *et al.*, 2003) se muestran en la Tabla 3. Los minerales de las unidades Mestanza y Cerro de Cabra señalan un metamorfismo de más bajo grado dentro de esta faja. Además, secuencias de similar composición y edad del Terreno Guaniguanico, como es el caso de la Formación San Cayetano de la unidad Alturas de Pizarra del Sur, no manifiestan metamorfismo.

Composición de los anfíboles

En las Tablas 1 y 2 se muestran algunos resultados de los análisis con microsonda de cristales de anfíbol. La fórmula general utilizada para los cálculos fue $A_{0-1}B_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH,F,Cl)$ según Leake *et al.* (1997). Composicionalmente, varían desde cálcicos hasta sódicos, constatándose tres miembros según la clasificación de los anfíboles de Leake *et al.* (1997): magnesiohornblenda, glaucófana y actinolita (Figuras 5 y 6). En ocasiones se observan zonaciones en un mismo grano (Figura 4b), evidenciando transiciones composicionales: magnesiohornblenda-glaucófana, magnesiohornblenda-glaucófana-actinolita y

glaucófana-actinolita.

En un análisis realizado en la muestra cc-11, al agrupar las mediciones de granos que representan los tres anfíboles presentes (Tabla 2 y Figura 7), se reflejan los cambios en la composición de éstos debido a los efectos de la P/T a que estuvieron sometidos, destacándose las siguientes particularidades:

1) En las sustituciones magnesiohornblenda-glaucófana se dio un incremento de Na^{M4} (Na en el sitio B) y Al^{VI} (aluminio en el sitio C, octaédrico) (Figura 7a) y un decremento en la ocupación del sitio A, Al^{IV} (aluminio en el sitio T, tetraédrico) y Ti (Figura 7 b y c).

2) En las sustituciones glaucófana-actinolita hay una disminución de Na^{M4} y Al^{VI} (Figura 7a), valores similares de Ti, sitio A (Na, K) y algo superiores de Al^{IV} (Figura 7 b y c).

Según Raase (1974), Brown (1977), Thiéblemont *et al.* (1988) y Ernst y Liu (1998), los incrementos en Na^{M4} y Al^{VI} son debido al aumento de la presión, mientras el incremento en Si, en la ocupación del sitio A, Ti y Al^{IV} es ocasionado por la temperatura (Leake, 1965; Tágari, 1977; Spear, 1981; Vitel y Fabriés, 1982 *en* Thiéblemont *et al.*, 1988). Entonces se puede indicar que en la formación de magnesiohornblenda influyeron las mayores temperaturas del proceso metamórfico ocurrido en estas rocas y las menores durante la formación de la glaucófana. Por otro lado, la cristalización de actinolita tuvo lugar bajo presiones semejantes a las de la magnesiohornblenda, y temperaturas similares a las de la glaucófana. Estas variaciones indican cambios en las relaciones P/T al menos en tres momentos, el primero dominado por la T, el segundo por la P, dentro del metamorfismo progresivo, y el tercero con relación P/T

Tabla 3. Minerales en el complejo litológico de las secuencias de la Faja Cangre y la unidad Alturas de Pizarras del Sur (Cáceres, 1997; Cruz *et al.*, 2003).

Unidad Tectónica	Formación	Tipo de roca	Minerales	
Pino Solo (Faja Cangre)	Arroyo Cangre Jurásico Inferior? – Jurásico Superior (Oxfordiano medio)	metacaliza	calcita, mica blanca, cuarzo.	
		metapsamita metapelita	cuarzo, mica blanca, clorita, titanita, calcita, circón.	
		metagabro	hornblenda, actinolita, glaucofana, epidota, albita, cuarzo, mica blanca, clorita, zoisita, calcita, titanita.	
Mestanza (Faja Cangre)	San Cayetano Jurásico Inferior – Jurásico Superior (Oxfordiano medio)	metapelita metapsamita cuarcita	cuarzo, mica blanca, albita, clorita, feldespato K, titanita, calcita, sericita, circón, apatito.	
		Jagua Jurásico Superior (Oxfordiano medio a superior)	metacaliza metapelita metabasalto	calcita, mica blanca, cuarzo. cuarzo, mica blanca, clorita, titanita, sericita. mica blanca, clorita, albita, titanita, sericita.
		Guasasa Jurásico Superior (Oxfordiano superior) – Cretácico Inferior (Valanginiano)	metacaliza	calcita, dolomita, mica blanca, cuarzo, plagioclasa, sericita, leucoceno.
Cerro de Cabras (Faja Cangre)	San Cayetano Jurásico Inferior – Jurásico Superior (Oxfordiano medio)	metapsamita cuarcita	cuarzo, mica blanca, plagioclasa, feldespato K, circón.	
Alturas de Pizarras del Sur (Faja Sierra de los Órganos)	San Cayetano Jurásico Inferior-Jurásico Superior (Oxfordiano medio)	psamita limolita lutita	cuarzo, plagioclasa, mica blanca, feldespato K, sericita, calcita, circón, turmalina.	

diferente a la alcanzada en eventos anteriores, correspondiendo a un metamorfismo retrógrado.

DISCUSIÓN

Con base en las investigaciones realizadas por algunos autores acerca del metamorfismo de la FC (Millán, 1972, 1987; Pszczolkowski *et al.*, 1975; Piotrowski, 1987; Simón, 1987; Piotrowska, 1987, 1993; Martínez y Fernández de Lara, 1988; Cáceres, 1997; Cruz-Gómez *et al.*, 2003) y los resultados obtenidos en el presente trabajo, se discuten a continuación los criterios más controvertidos: 1) Variación sur-norte del grado de metamorfismo de la FC; 2) el metamorfismo como posible efecto de los cabalgamientos de la Orogenia Laramide (Paleoceno Superior–Eoceno Inferior); y 3) posible vínculo entre el metamorfismo y un proceso de subducción.

Variación sur-norte del grado de metamorfismo de la Faja Cangre

En esta faja metamórfica se han descrito paragénesis con cuarzo, albita, calcita, moscovita, clorita, plagioclasa, zoisita y titanita (Tabla 3) en las formaciones San Cayetano,

Jagua y Guasasa, minerales característicos de facies de los esquistos verdes (Millán, 1972, 1987; Piotrowski, 1987; Piotrowska, 1987; Martínez y Fernández de Lara, 1988; Cáceres, 1997; Cruz-Gómez *et al.*, 2003). Dichos minerales también están presentes en la Formación Arroyo Cangre, pero además se constató que en los metagabros hay otras asociaciones: glaucofana-hornblenda-albita-cuarzo-epidota-clorita-actinolita-zoisita.

Como se indicó anteriormente, en los anfíboles se dieron dos sustituciones catiónicas: a) magnesiohornblenda-glaucofana, con un incremento de Na^{M4}, Al^{VI} y un decremento en la ocupación del sitio A, Al^{IV} y Ti; así como b) glaucofana-actinolita, con una disminución de Na^{M4} y Al^{VI}, valores similares de Ti, ocupación del sitio A y algo superiores de Al^{IV} (Figura 7). Estos cambios registran una transición de facies metamórfica, que evidencia una complicada evolución de las condiciones P/T del metamorfismo para la Formación Arroyo Cangre, que va desde la parte baja de la facies de los esquistos verdes (predominante), hasta los esquistos glaucofánicos (parte baja), seguido por un proceso retrógrado en su fase final. Entonces, las relaciones de P/T deducidas de anfíboles contrastan con las indicadas por las asociaciones minerales presentes en las unidades Mestanza y Cerro de Cabras (Figura 3, Tabla 3), que corresponden a la facies de los esquistos verdes. De este modo, existe un decremento en el grado del metamorfismo de sur a norte.

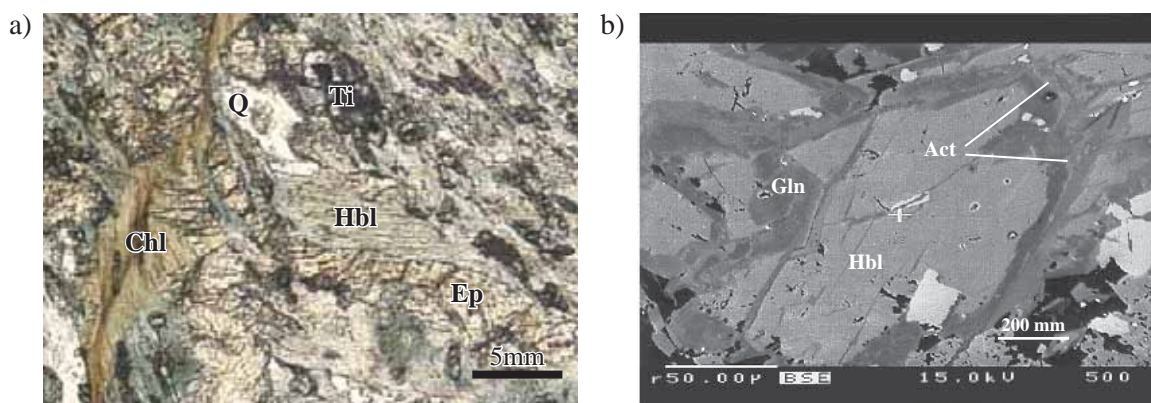


Figura 4. Microfotografías del microscopio petrográfico y el electrónico. a) Metagabro de la Formación Arroyo Cangre con hornblenda (Hbl), epidota (Ep), cuarzo (Q), clorita (Chl) y titanita (Ti); b) Relación de los anfíboles en esta roca, en el centro un cristal de hornblenda rodeado de glaucofana (Gln) y ésta a su vez con ribete muy fino de actinolita (Act).

Como se infiere de la Tabla 3, ya los minerales de la unidad Alturas de Pizarras de Sur no representan un proceso metamórfico, contrastando significativamente en este sentido con la FC.

El metamorfismo como posible efecto de los cabalgamientos de la Orogenia Laramide (Paleoceno Superior – Eoceno Inferior)

Se acepta que el Terreno Guaniguanico (Figura 1) está estructurado como un apilamiento de mantos tectónicos resultado de los cabalgamientos a causa de la Orogenia Laramide (Millán, 1972, 1987; Pszczolkowski *et al.*, 1975; Piotrowska, 1987; Martínez y Fernández de Lara, 1988), sin embargo sólo en la FC se manifiesta metamorfismo, por lo que en ésta debió ocurrir algo diferente. Cáceres (1997), al estudiar los cabalgamientos en la FC y la unidad tectónica Alturas de Pizarras del Sur, señaló que el transporte tectónico ocasionó presiones que desarrollaron abundantes sombras de presión asimétricas, constituidas por material silíceo y micáceo orientado, así como una reorientación de los minerales y la recrystalización dinámica del cuarzo. Cáceres (1997) indicó el probable entrapamiento frente a una “rampa frontal”, desde el inicio de los cabalgamientos, de una unidad primitiva mayor (previo al desmembramiento de las unidades tectónicas Pino Solo, Mestanza y Cerro de Cabras) sometida a presiones dirigidas relativamente más elevadas, lo que permitiría explicar la lineación por recrystalización y solucionar la problemática referida a la intensidad del metamorfismo que afecta las unidades Pino Solo, Mestanza y Cerro de Cabras en comparación con el resto de las unidades de la cordillera. Este proceso debió ocurrir en un tiempo anterior al Paleoceno Superior.

Como se observa en la Tabla 3, en la FC están presentes otros minerales (por ejemplo glaucofana) que responden a condiciones de P/T muy distintas a las que podrían ser generadas por los cabalgamientos. Estos argumentos apuntan hacia el hecho de que éstos no son la causa de los principales

procesos metamórficos que se manifiestan en las rocas de la FC. En tal sentido Piotrowska (1993) vinculó este metamorfismo a una fase regional del Cretácico Superior.

Posible vínculo entre el metamorfismo y un proceso de subducción

Otra posibilidad es que la causa del metamorfismo en la FC esté vinculada a una zona de subducción, posiblemente de edad Jurásico Superior–Cretácico Inferior parte alta según Simón (1987). Los modelos recientes del desarrollo geológico de Cuba están bajo discusión y necesitan de la adquisición de nuevos datos estructurales y petrológicos en varias regiones de la Placa Caribe. Actualmente, la mayoría muestran dos subducciones en el Cretácico (Iturralde-Vinent, 1994, 1996; Kerr *et al.*, 1999; Cobiella-Reguera, 1998, 2005). En esos modelos existen varios criterios en cuanto a edad, dirección de las subducciones y naturaleza de las cortezas que involucradas: Iturralde-Vinent (1996) propone

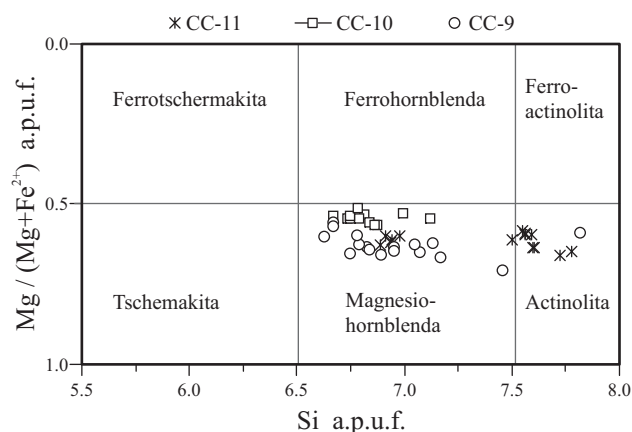


Figura 5. Clasificación de los anfíboles cálcicos según la relación Si vs. $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ a.p.u.f. de los metagabros de la Formación Arroyo Cangre. Con $(Na+K)_A < 0.50$, según Leake *et al.* (1997); a.p.u.f.: átomos por unidad de fórmula.

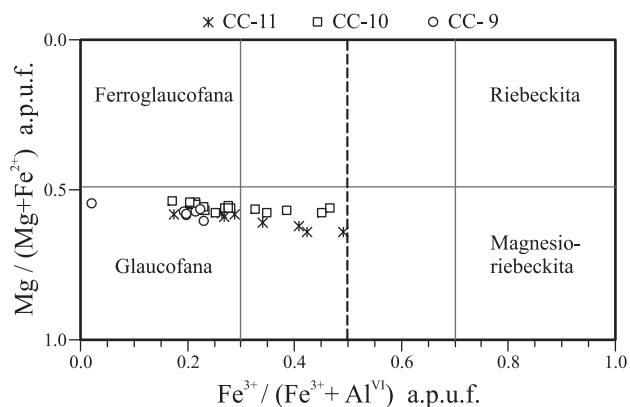


Figura 6. Clasificación de los anfíboles sódicos según la relación $Mg / (Mg+Fe^{2+}) - Fe^{3+} / (Fe^{3+}+Al^{VI})$ de los metagabros de la Formación Arroyo Cangre. Con $(Na+K)_A < 0.50$, según Leake et al. (1997); a.p.u.f.: átomos por unidad de fórmula.

un arco primitivo Valanginiano–Aptiano y otro de mayor desarrollo en Cuba de edad Albiano–Cenomaniano; Kerr et al. (1999) reconocen dos subducciones que se inician juntas en la corteza protocaribeña durante el Neocomiano–Aptiano, una nombrada Arco Boninítico Primitivo sólo desarrollada en ese periodo, mientras que la otra (Arco Cretácico) la extienden hasta el Campaniano; Cobiella-Reguera (1998) indica una subducción en el Aptiano–Albiano y otra en el Turoniano–Santoniano. Se necesitaría más información de la que se posee, especialmente geocronológica, para atribuir la formación de los anfíboles estudiados a una u otra subducción.

Es probable que las secuencias de la FC hayan sido afectadas por un metamorfismo regional vinculado a una subducción del Cretácico, con la que se consumió parte del margen continental y se metamorfizó, quizás por el mismo proceso que afectó las rocas del Escambray (Figura 1), pero antes de que ocurriera el cabalgamiento de los mantos, para lo que fue necesario una presión litostática elevada de aproximadamente 6 kb.

CONCLUSIONES

Las paragénesis metamórficas ricas en anfíboles corroboran una variación en el grado de metamorfismo en la FC, que disminuye de sur a norte con las siguientes particularidades: 1) La unidad Pino Solo, constituida por la Formación Arroyo Cangre, manifiesta la parte baja de la facies de los esquistos verdes (predominante), hasta los esquistos glaucofánicos (parte baja), evidenciándose un proceso retrógrado en su fase final, y 2) las unidades Mestanza (formaciones San Cayetano, Jagua y Guasasa) y Cerro de Cabras (Formación San Cayetano) sólo experimentaron la parte baja de la facies de los esquistos verdes.

Las causas y edad del metamorfismo aún no están claras a la luz de los datos que se poseen, pero el mismo podría

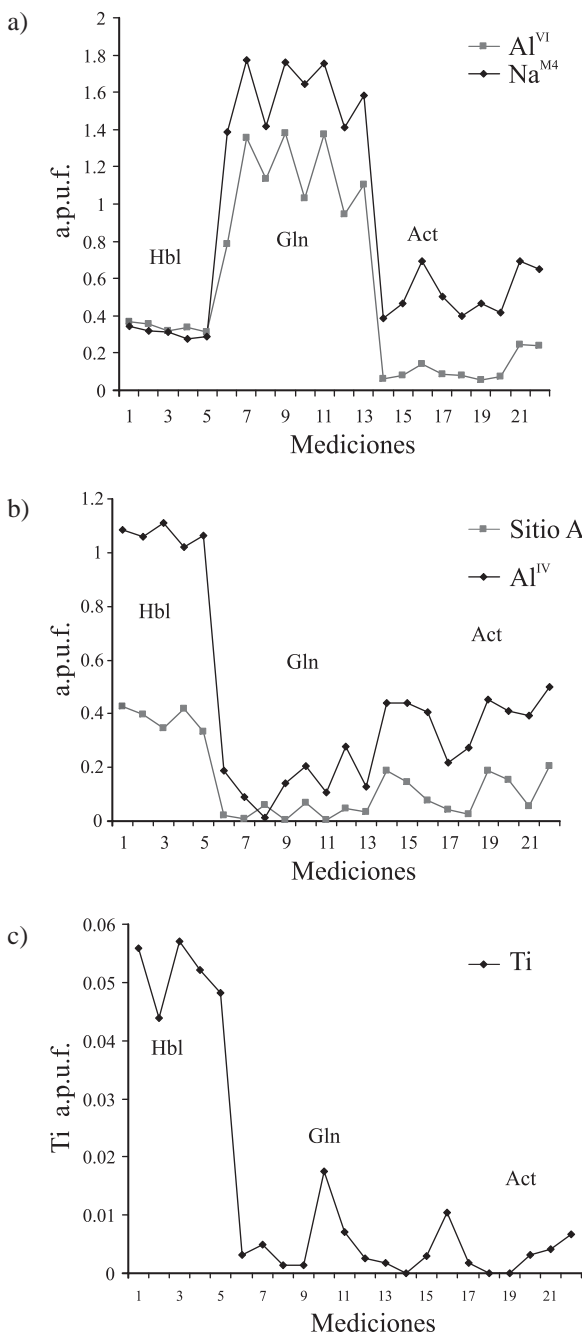


Figura 7. Variación espacial, en cristales de anfibol, de los contenidos de a) $Na^{M4}-Al^{VI}$, b) Sitio A- Al^{IV} , y c) Ti, por tipo de anfibol (muestra cc-11) en los metagabros de la Formación Arroyo Cangre. Hbl: hornblenda (n=5), Gln: glaucofana (n=8) y Act: actinolita (n=9).

estar relacionado con (1) los cabalgamientos vinculados con la Orogenia Laramide, si las secuencias que integran la FC actuaron como “rampa frontal” para el deslizamiento del resto de las unidades que integran la Sierra de los Órganos, correspondiéndole una edad Cenozoica pero anterior Paleoceno Superior; (2) Una de las subducciones que se describen para el Cretácico en los modelos del desarrollo geológico de Cuba.

AGRADECIMIENTOS

Los autores del trabajo agradecen a los especialistas de la microsonda electrónica del Institut für Geologie-Mineralogie und Geophysik, Ruhr Universität Bochum, Germany, por ofrecer la posibilidad de realizar los análisis. A los doctores Jorge Cobiella Reguera de la Universidad de Pinar del Río, Cuba; Guillermo Millán Trujillo del Instituto de Geología y Paleontología, Cuba y Andrzej Pszczolkowski del Instituto de Ciencias Geológicas de la Academia de Ciencias de Polonia, por sus oportunas sugerencias al trabajo. También al Dr. Giuseppe Giunta del Dipartimento di Geologia e Geodesia Università di Palermo, Italia y el Dr. Carles Canet Miquel del Instituto de Geofísica, UNAM, México, por las recomendaciones dadas en la revisión final del trabajo.

REFERENCIAS

- Brown, E.H., 1977, The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism: *Journal of Petrology*, 18, Part 1, 52-72.
- Cáceres, D., 1997, Estructura geológica y pronóstico preliminar para metales básicos más barita, en la parte central de las Alturas de Pizarras del Sur. Pinar del Río: Cuba, Universidad de Pinar del Río, Tesis de Doctor en Ciencias Geológicas, 100 p.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1996, El magmatismo jurásico (Calloviano-Oxfordiano) de Cuba occidental: ambiente de formación e implicaciones regionales: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51, 15-28.
- Cobiella-Reguera, J.L., 1998, The Cretaceous system in Cuba – an overview: *Zentralblatt für Geologie und Palaeontologie*, Teil I, H, 3-6, 431-440.
- Cobiella-Reguera, J.L., 2003, Estratigrafía mesozoica de Cuba occidental (cordillera de Guaniguanico), implicaciones para el sureste del Golfo de México, en *Memorias GEOMIN 2003*, V Congreso de Geología y Minería (cd-rom): La Habana, Cuba, Sociedad Cubana de Geología, ISBN 959-7117-11-8.
- Cobiella-Reguera, J.L., 2005, Emplacement of Cuba ophiolites: *Geologica Acta*, 3, 273-294.
- Cruz-Gámez, E.M., Maresch, W.M., Cáceres, D., Balcázar, N., Martín, K., 2003, La Faja Cangre y sus rasgos metamórficos, Pinar del Río, Cuba, en *Memorias GEOMIN 2003*, V Congreso de Geología y Minería (cd-rom): La Habana, Cuba, Sociedad Cubana de Geología, ISBN 959-7117-11-8.
- Ernst, W.G., Liu, J., 1998, Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB – A semiquantitative thermobarometer: *American Mineralogist*, 83, 952-969.
- Hatten, C.W., 1957, Geologic report on Sierra de los Órganos: La Habana, Cuba, Fondo Geológico (MINBAS), informe interno.
- Iturralde-Vinent, M., 1994, Cuban geology: a new plate-tectonic synthesis: *Journal of Petroleum Geology*, 17, 39-70.
- Iturralde-Vinent, M., 1996, Introduction to Cuban geology and tectonics, en Iturralde-Vinent, M. (ed.), *Cuban Ophiolites and Volcanic Arcs*: IUGS/UNESCO Project 364, 3-35.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., Tarney, J., 1999, A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuba Mesozoic volcanic rocks: *Geological Society of American Bulletin*, 111, 1581-1599.
- Leake, B.E., Woolley, A.L., Arps, C., Birch, W. D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names: *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.
- Mann, P., 1999, Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to present, in Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins*: Amsterdam, Elsevier Science B.V., *Sedimentary Basins of the World*, 4, 3-31.
- Martínez, D., Fernández de Lara, R., 1988, Informe de los trabajos del levantamiento geológico y búsqueda a escala 1:50 000 de la parte central de la provincia de Pinar del Río: Pinar del Río, Cuba, Fondo Geológico (MINBAS), informe interno.
- Martínez, D., Vázquez, M., 1987, Alturas Pizarras del Norte, extremo occidental de la subzona Sierra del Rosario, en *Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología en Pinar del Río*: Sociedad Cubana de Geología, 57-71.
- Millán, G., 1972, El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica más suroriental de Sierra de los Órganos: *Academia de Ciencias de Cuba, Actas del Instituto de Geología*, 2, 33-35.
- Millán, G., 1987, La asociación glaucofana-pumpellita en metagabroides de la faja metamórfica Cangre: *Boletín de Geociencias*, 3, 35-36.
- Piotrowska, K., 1987, Las Estructuras de Nappes de la Sierra de los Órganos, en Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., de la Torre, A., Myczynski, R., Haczewski, G. (eds.), *Contribución a la Geología de la Provincia de Pinar del Río*: La Habana, Editorial Científico Técnica, 85-156.
- Piotrowska, K., 1993, Interrelationship of the terrains in western and central Cuba: *Tectonophysics*, 220, 273-282.
- Piotrowski, J., 1987, Primeras manifestaciones de vulcanismo en el Geosinclinal Cubano, en Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., de la Torre, A., Myczynski, R., Haczewski, G. (eds.), *Contribución a la Geología de la Provincia de Pinar del Río*: La Habana, Editorial Científico Técnica, 163-169.
- Pszczolkowski, A., 1985, Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la Faja Cangre, Provincia de Pinar del Río, Cuba: *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 10, 31-35.
- Pszczolkowski, A., 1987, Secuencias miogeosinclinales de la Cordillera de Guaniguanico. Litoestratigrafía, desarrollo de facies y paleogeografía, en Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Piotrowski, J., de la Torre, A., Myczynski, R., Haczewski, G. (eds.), *Contribución a la Geología de la Provincia de Pinar del Río*: La Habana, Editorial Científico Técnica, 5-84.
- Pszczolkowski, A., 1999, The exposed passive margin of North America in western Cuba, in Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins*: Amsterdam, Elsevier Science B.V., *Sedimentary Basins of the World*, 4, 93-121.
- Pszczolkowski, A., Piotrowska, K., Mycznski, R., Piotrowski, J., Skupinski, A., Grodzicki, J., Danilewski, D., Haczewski, G., 1975, Texto explicativo al mapa geológico de escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Río: La Habana, Instituto de Geología y Paleontología, informe interno.
- Raase, P., 1974, Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 231-236.
- Simón, A., 1987, Extremo occidental del arco septentrional cubano: *Boletín de Geociencias*, 2, 3-27.
- Thiéblemont, D., Triboulet, C., Godard, G., 1988, Mineralogy, petrology and P-T-t path of Ca-Na amphibole assemblages, Saint-Martin des Noyers Formation, Vendée, France: *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 697-716.

Manuscrito recibido: Diciembre 7, 2006

Manuscrito corregido recibido: Junio 25, 2007

Manuscrito aceptado: Julio 2, 2007