

SIGNIFICADO GEOTECTÓNICO DE LAS ROCAS ECLOGÍTIAS DE CUBA CENTRAL. (1991)

Por: Humberto Álvarez ⁽¹⁾ ; Guillermo Millán ⁽²⁾ ; Virgilio Mainegra ⁽¹⁾ ; Luis Bernal ⁽¹⁾.

1- Empresa Geólogo-Minera del Centro. Santa Clara. Cuba.

2- Instituto de Geología y Paleontología del MINBAS. La Habana. Cuba.

Resumen

La presente investigación fue realizada en la Empresa Geólogo-Minera de Cuba Central y en el Instituto de Geología y Paleontología de Cuba; para su presentación en la 13ª Conferencia Geológica del Caribe, en el año 1992. En ella se estudia la petrología, posición estructural de las eclogitas y otras metamorfitas asociadas y sus implicaciones en el desarrollo geotectónico de Cuba Central. En el Norte de la región, la asociación rocosa de inclusiones de eclogitas y otras rocas de alta presión, yace en un melange serpentinitico, considerado como originado en una zona de subducción, posiblemente asociada a un antiguo prisma de acreción, cuya edad se desconoce. Al Sur; en las montañas del Escambray, un tipo de eclogitas yace en un melange serpentinitico de alta presión, colocado entre dos unidades de nappe y generado por la obliteración tectónica de una posible cuenca marginal "Escambray". Otras eclogitas del Escambray, al contrario, tienen una posición estratigráfica definida y se derivan de gabros y basaltos de un magmatismo temprano de carácter probablemente relacionado a un rift, autóctono del Escambray. La totalidad de las eclogitas de ambos dominios pertenecen al tipo de baja temperatura y se asocian estrechamente con esquistos glaucofánicos, jadeititas, anfibolitas granatíferas y otras metamorfitas de alta presión, metamórficamente coherentes. El desarrollo geológico del Sur de Cuba Central se explica a partir de una subducción hacia el Norte de una corteza portadora de un bloque con secuencias de margen continental (Microcontinente Escambray), bajo otra placa donde se desplegaba un arco volcánico ensimático del Jurásico-Cretácico. Esta subducción concluyó con la colisión y posterior cabalgamiento del arco de islas sobre el Escambray. Al Norte, se producía una apertura (back-arc) activa desde el Tithoniano, que separó y fragmentó un basamento heterogéneo de las Zonas Camajuaní y Placetas. El régimen de compresión

entre ambas estructuras convergentes, extrajo desde la profundidad un melange ofiolítico caótico preexistente, portador de un ensamble de metamorfitas de alta presión, de restos de basamento siálico y otras rocas heterogéneas criptógenas, mediante un mecanismo morfológicamente parecido a una subducción. La emergencia de este melange, destruyó y fragmento un complejo ofiolítico propio de la depresión transarco, creando otro melange, también de matriz ofiolítica pero diferente del primero por el carácter de sus inclusiones, llamado por los autores como “Melange Descanso”. El desarrollo tectónico de este último segmento del orógeno, estuvo regido por etapas de distensión, transcurrencia, transpresión y cabalgamiento final, desde el Sur hacia el Norte de este complejo estructural; suturando definitivamente la estructura cubana al Margen Continental Norteamericano, del cual es, ahora, una estructura de acreción.

Palabras clave: Eclogitas; subducción-colisión; melange serpentinitico poligenético; transpresión; cuenca back-arc.

Abstract.

Key words: Eclogites, subduction-collision, polygenetic serpentinite melange, transpression, back-arc basin.

1. Introducción.

Rocas de alta presión, eclogitas, esquistos glaucofánicos, anfibolitas granatíferas y otras metamorfitas espacialmente asociadas; afloran en varias áreas de la Isla de Cuba, como en el Cinturón Ultramáfico de Cuba Norte; el Macizo Metamórfico del Escambray; un melange serpentinitico en Cuba oriental y en olistolitos de olistostromas del Paleógeno de la Cordillera de Guaniguanico, en Cuba occidental.

Las relaciones espaciales que estas metamorfitas, gran parte de ellas de alta presión; guardan entre sí y con los complejos rocosos no metamórficos contiguos, las indicaciones barométricas y termométricas de sus asociaciones minerales progresivas y regresivas, su convivencia frecuente con otras rocas no metamorfizadas o metamorfizadas en otras condiciones; evidencian información clave para la reconstrucción de importantes etapas del desarrollo geológico de Cuba y del Caribe occidental; información que, en nuestra opinión, no se aprovechó completamente para la reconstrucción de los eventos geotectónicos y los modelos teóricos aplicables.

conformidad con las líneas tectónicas principales a modo de grandes lentes (megabudinage) y pueden alcanzar hasta 3 Km. de longitud.

En el corte del Ferrocarril Central (Crucero Margot) aflora la parte nuclear de una budina, con la roca poco fracturada, masiva, muy densa, de grano grueso.

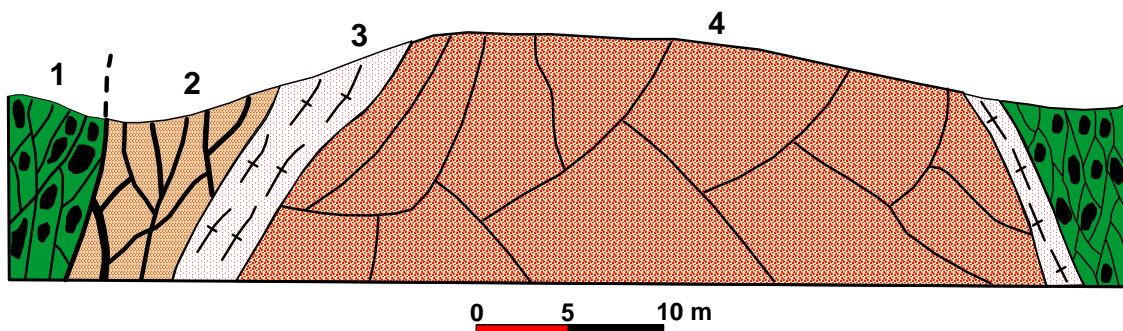


Figura 2. Eclogitas del Melange Santa Clara en la localidad del Crucero Margot: 1-Serpentinita foliada con bloques. 2-Zona rodingítica. 3-Eclogita diafoliada. 4-Eclogita fracturada masiva, con venas de cuarzo y epidota-clorita.

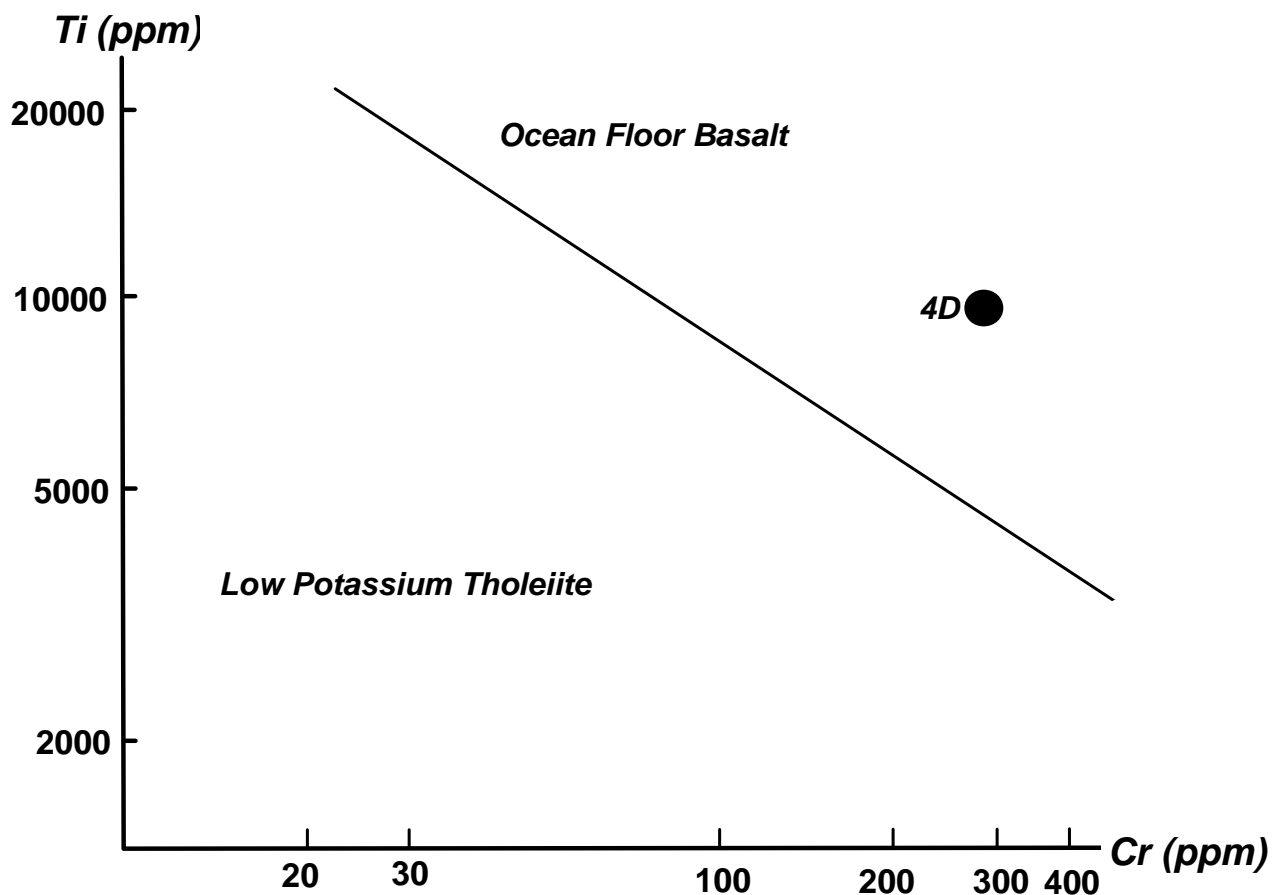
Son eclogitas con grandes porfidoblastos de granate euhédrico zonado, con una corona de granate de 2^{da} generación que se destaca claramente. La masa de clinopiroxeno verde pálido, apenas pleocróico, aparece en agregados finos conjuntamente con anfíbol pleocróico verde grisáceo azulado. El anfíbol es claramente posterior a las dos generaciones de granate y envuelve sus cristales o los corta con finas vetillas, a menudo sustituyendo al clinopiroxeno.

En las porciones periféricas de los cristales de granate aparecen abundantes granos de clinopiroxeno desorientados u ordenados en rotación, demostrando la formación anterior de este último con respecto al granate más tardío. El rutilo, alterado a esfena; aparece inalterado cuando se encuentra en el interior de los granates.

En la roca se expresan varias etapas de generación de las asociaciones minerales. La inicial está compuesta por granate-rutilo-onfacita-zoicita? Luego se superpone una asociación de glaucofana-granate-clinozoicita-mica blanca. Aún más tardía, otra asociación con epidota-clorita-albita-

stilpnomelano, donde casi siempre la albita forma coronas alrededor del anfíbol incluyendo, a veces, restos de granate previamente cloritizados.

El granate de estas eclogitas (sin diferenciar núcleo y periferia de los cristales) pertenece al grupo de las pirlaspitas, compuesto por una solución sólida entre almandino y espessartita fosfórica con un valor de la celda elemental de 11.50 Å°.



Eclogita del Crucero Margot, en el Melange Santa Clara.

Figura 3. Posición de la eclogita del Crucero Margot en el campo OFB

Según estas características, las eclogitas del Crucero Margot pueden considerarse integradas al tipo C de Coleman (Coleman et. al. 1965), análogas a las encontradas en complejos ofiolíticos o de sus representantes tectonizados, junto con bloques de otras metamorfitas de alta presión; tales como se describen en Dal Piaz y Ernst (1978); Dobretsov (1984); Sobolev et. al. (1968); Newton (1986); Moore (1986); y en otros muchos reportes.

Lamentablemente, no disponemos de datos de microsonda para diferenciar la zonación del granate.

En el diagrama de Pearce y Cann (1973); y Pearce y Norry (1979) (Figura 3); estas eclogitas se sitúan en el campo OFB; lo mismo que en el diagrama de Pearce et. al. (1974) (Figura 4), que corresponde a las rocas oceánicas. Se puede asumir que estas rocas se derivaron de algún basamento críptico antiguo y que se formaron a partir de rocas de la propia corteza oceánica.

***Eclogitas y esquistos glaucofánicos en el diagrama
 TiO_2 - K_2O - P_2O_5 (Pearce et. al., 1974)***

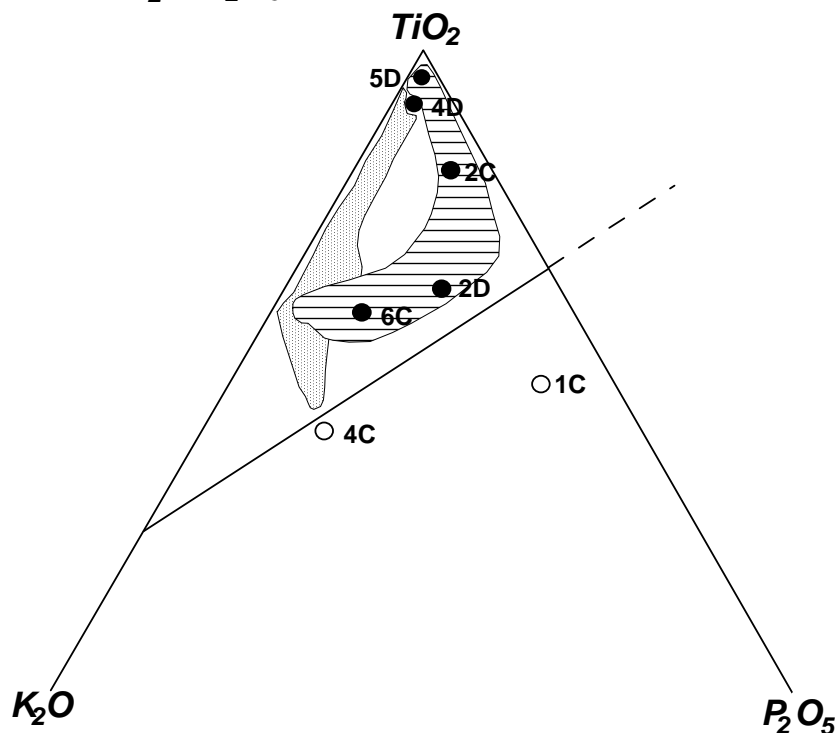


Figura 4. Eclogitas y esquistos glaucofánicos en el Diagrama TiO_2 - K_2O - P_2O_5 (Pearce et.al., 1974): 1C, 2C, 6C-Eclogitas del Escambray. 2D, 4C-Esquistos glaucofánicos del Escambray. 4D-Eclogita del Crucero Margot (ofiolitas del Norte de Las Villas) 5D-Eclogita de la zona de Mateo (ofiolitas del Norte de Cuba Oriental). Con línea continua las eclogitas de la Unidad Zermatt-Saas del Piedemonte de los Alpes Occidentales (según Dal Piaz y Ernst, 1978) Con línea interrumpida, las eclogitas de la Región de Gibara (Norte de Cuba Oriental) (según Kubovics, et. al., 1989)

Las rocas metamórficas asociadas a las eclogitas, que aparecen como inclusiones en una matriz tectónica de serpentinitas, aparecen como densas agrupaciones, formando pequeños bloques hasta pequeñas cadenas de

colinas en el macizo de la Sierra Alta de Agabama (Figura 1). La cantidad de variedades litológicas es grande y la composición muy heterogénea. Las rocas más estrechamente asociadas a las eclogitas son las anfibolitas clinozoicito-albita-granatíferas de textura gruesa, con hornblenda a veces glaucofanitizada y los esquistos glaucofánicos (hasta 60% de este anfíbol), con albita, cuarzo, clinozoicita y granate. Estas rocas fueron consideradas por Stanik et. al. (1981) como diaforitas. En efecto, frecuentemente pueden observarse gradaciones entre algunas de esas anfibolitas y las eclogitas debido a la diafóresis de estas últimas y su transformación en anfibolitas. Cerca de las anteriores se destacan jadeititas en forma de pequeños fragmentos en una matriz ofiolítica milonitizada.

Existen bloques hectométricos de gabros estratificados con cúmulos ultramáficos, en cuyos bordes se destacan asociaciones de cuarzo-albita-jadeita (E. de los Santos; com. escrita, 1987) y variable presencia de epidota, mica blanca y esfena. Además, aparecen enormes bloques de unos esquistos de bajo grado y alta presión (Millán y Somín, 1976) que, contienen la asociación glaucofana-pumpelleita-lawsonita.

Próximas en el espacio geológico con las anteriores, yacen un conjunto de fragmentos de rocas metavolcánicas, con las asociaciones de albita-actinolita-clinozoicita-epidota-clorita; metagabros clinozoicito-albíticos; anfibolitas de bajo grado y esquistos verdes diversos, diferentes a los arriba mencionados por el grado y tipo metamórfico. Del mismo modo, existen unos bloques de metamorfitas de protolito probablemente sedimentario y origen desconocido entre las que se cuentan las cuarcitas glaucofano-muscovíticas referidas por Vuagnat (1959); las cuarcitas micáceas grafíticas, esquistos cuarcíferos-micáceos, cuarcíferos anfibólicos y stilpnomelánicos con muscovita.

Una parte de estas rocas metamórficas transformadas en condiciones de alta presión, ya habían sido descritas por Millán y Somín (1976), comparándolas con análogas rocas del cinturón de alta presión de la costa de California. Llama la atención que dentro de una matriz de serpentinitas tectonizadas yacen los fragmentos de varias unidades metamórficas íntimamente mezcladas, destacándose los representantes de muy variadas condiciones termobarométricas y de composición protolítica.

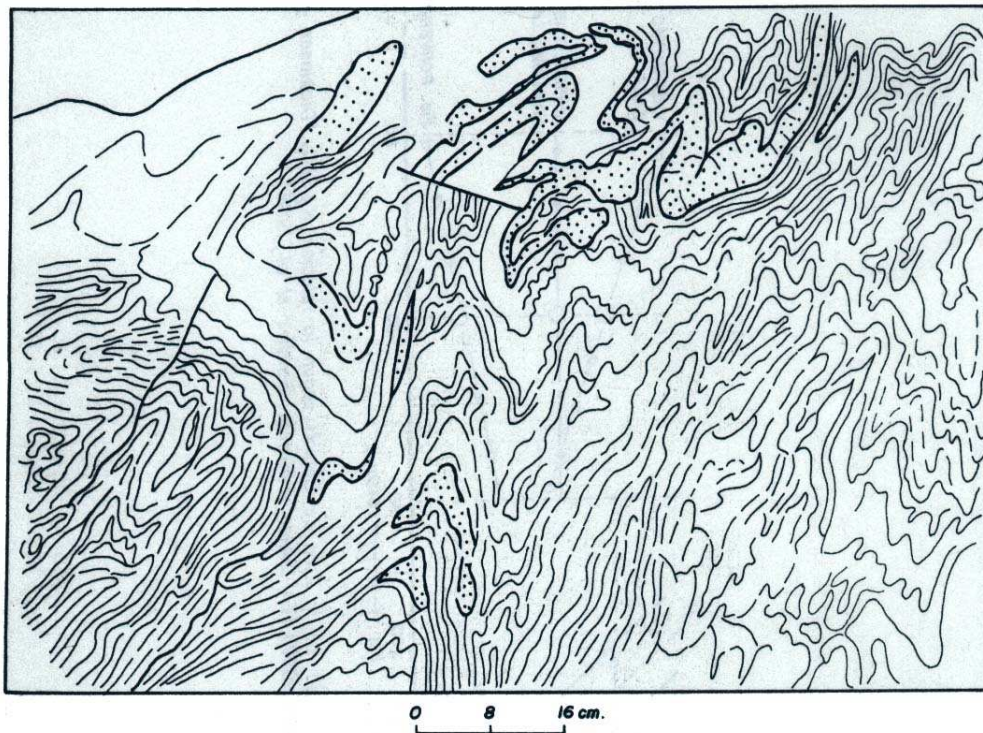


Fig Detalle de un bloque de cuarcitas con glaucofana y moscovita en el Melange Santa Clara, al Sur de la Sierra Alta de Agabama (sobre una foto de E. Stanik, 1981). Se aprecian las numerosas figuras de interferencia, superficies de transposición y venas de cuarzo (punteadas) semejantes a las venas ptigmáticas

El reciente mapeo geológico 1: 50,000 de esta región (Álvarez-Sánchez en Vasilev et. al., 1989) muestra que los bloques metamórficos de alta presión ocupan zonas definidas en forma de cinturones con tendencia a agruparse por su composición. Las agrupaciones principales yacen al Sur, en la Sierra Alta de Agabama, donde forman "clusters" en extremo alabeados por el plegamiento. Las metamorfitas de alta presión, sostenidas por serpentinitas miloníticas ("Waxy serpentine" de Pardo, 1975) constituyen zonas estrechas que enmarcan grandes cinturones de ofiolitas, pocas veces sesgando por su interior. Las corridas de serpentinitas, situadas más al Norte, solo contienen fragmentos de diques, rocas rodingíticas, gabros, y diabasas, a veces anfibolitizados o convertidos en rocas verdes; vulcanitas ofiolíticas e, incluso chert y calizas de las secuencias de Camajuaní y Placetas (Ducloz y Vuagnat, 1962).

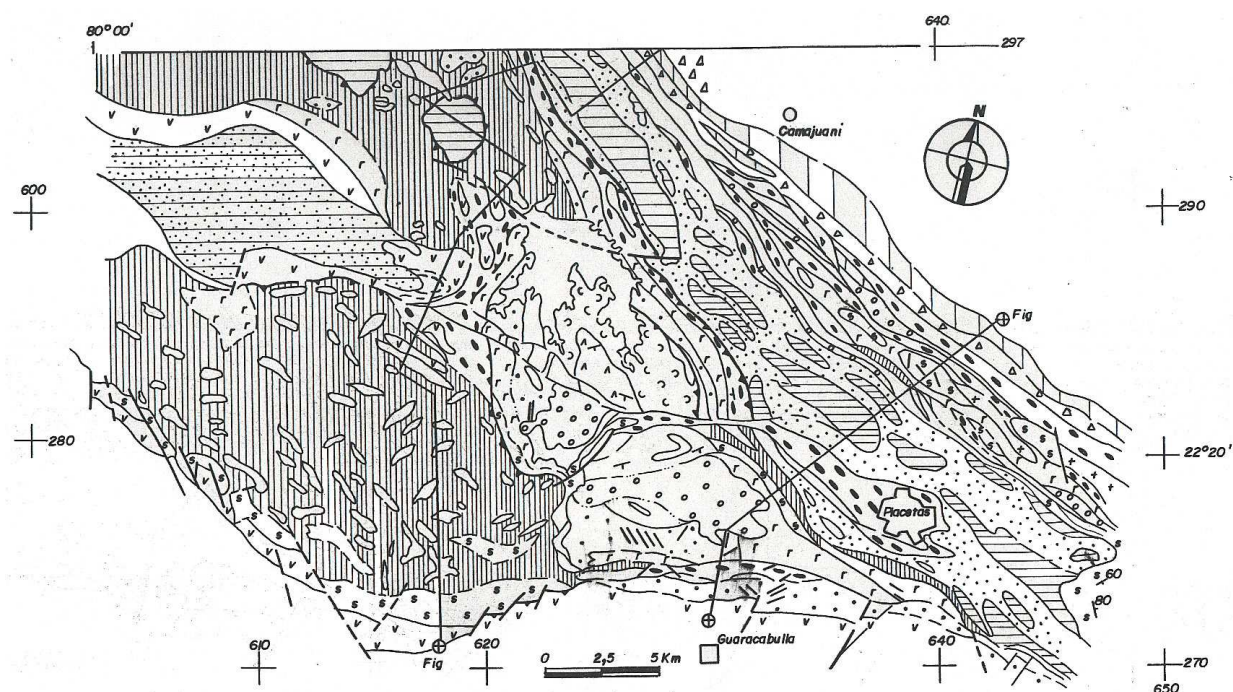


Fig. Mapa Geológico de la Region de Santa Clara (compilado principalmente de Vasilev. et al., 1989).

Arco Volcánico: 1 [v v v v] 2 [h h h h] 3 [v v v v] 4 [h h h h] 5 [v v v v] 6 [h h h h] 7 [v v v v] 8 [h h h h] Complejo Ofiolítico: 9 [s s s s] 10 [r r r r] 11 [s s s s] Melanges Serpentiníticos: 12 [h h h h] 13 [h h h h] Margen Continental de Bahamas: 14 [h h h h] 15 [h h h h] Olistostromas y Secuencias de Flysch: 16 [h h h h] 17 [h h h h] 18 [h h h h] 19 [h h h h] 20 [h h h h]

1. Fm. CABAIGUAN (Lavas y Tobsas ácidas hasta básicas; Alb.-Cen.); 2. Fm. PROVINCIAL (Sedimentos calcáreos, tufitas; Alb.-Tur.); 3. Fm. BRUJAS (Traquitas, Riolitas, Tobsas; Cen.-Tur.); 4. Fm. HILARIO (Tobsas zeolitizadas, sedimentos calcáreos; Cen.-Sant.); 5. Fm. CARLOTA (Andesitas, sedimentos calcáreos; Cen.-Sant.); 6. Fm. FELIPE (Flysch terrigeno, traquiandesitas. Sant.); 7. Granitoides Calcoalcalinos. 8. Diques ácidos Las Bocas (Tur?); 9. Ultrabásitas; 10. Gabros; 11. Fm. Sagua La Chica y Diques Zurrupandilla (basaltos y enjambres de diques; Apt. Alb.); 12. Melange Santa Clara; 13. Melange Descanso; 14. Secuencia Calcarea-Silicítica de la Zona Placetas (Tith.-Maest.); 15. Secuencia Calcarea-Silicítica de la Zona Camajuan (Tith.-Maest.); 16. Taguasco (Olist. Policompente, matriz arenosa); 17. Vega Alta (Olist. Policompente, matriz arcillosa); 18. Vega (Brechas polimicticas, matriz calcarea); 19. Fms de flysch Terrigeno-calcarea, Maest.-Paleog.; 20. sobre-corrimientos y otras fracturas.

Son frecuentes los fragmentos de un complejo ofiolítico tectónicamente desmembrado, compuesto por cuñas y bloques de cúmulos ultramáficos y máficos, enjambres de diques diabásicos (Formación Zurrupandilla) y de un complejo de basaltos espiliticos con silicitas pelágicas (Formación Sagua la Chica). Estas rocas ofiolíticas genéticamente vinculadas por sus relaciones cortantes o transicionales, así como por sus características petroquímicas, están atravesadas por intrusiones granitoídicas propias del Arco Volcánico Cretácico (AVC) de Zaza (Millán y Somín, 1985, b), las cuales también interceptan al melange serpentinitico.

Este complejo ofiolítico presenta rasgos de metamorfismo de baja presión y se observan dentro del melange formando cuñas kilométricas que conservan a menudo partes considerables de la secuencia ofiolítica normal, espacialmente en la proximidad de eclogitas, anfibolitas de alta presión, esquistos glaucofánicos y jadeititas. Un ejemplo excelente puede observarse cerca de la cortina NW de la presa Minerva, donde muy cerca de un gran cuerpo de apoeclogita con rumbo WNW, yace

otro cuerpo de anortosita y varios de basaltos espiliticos y lavas andesíticas.

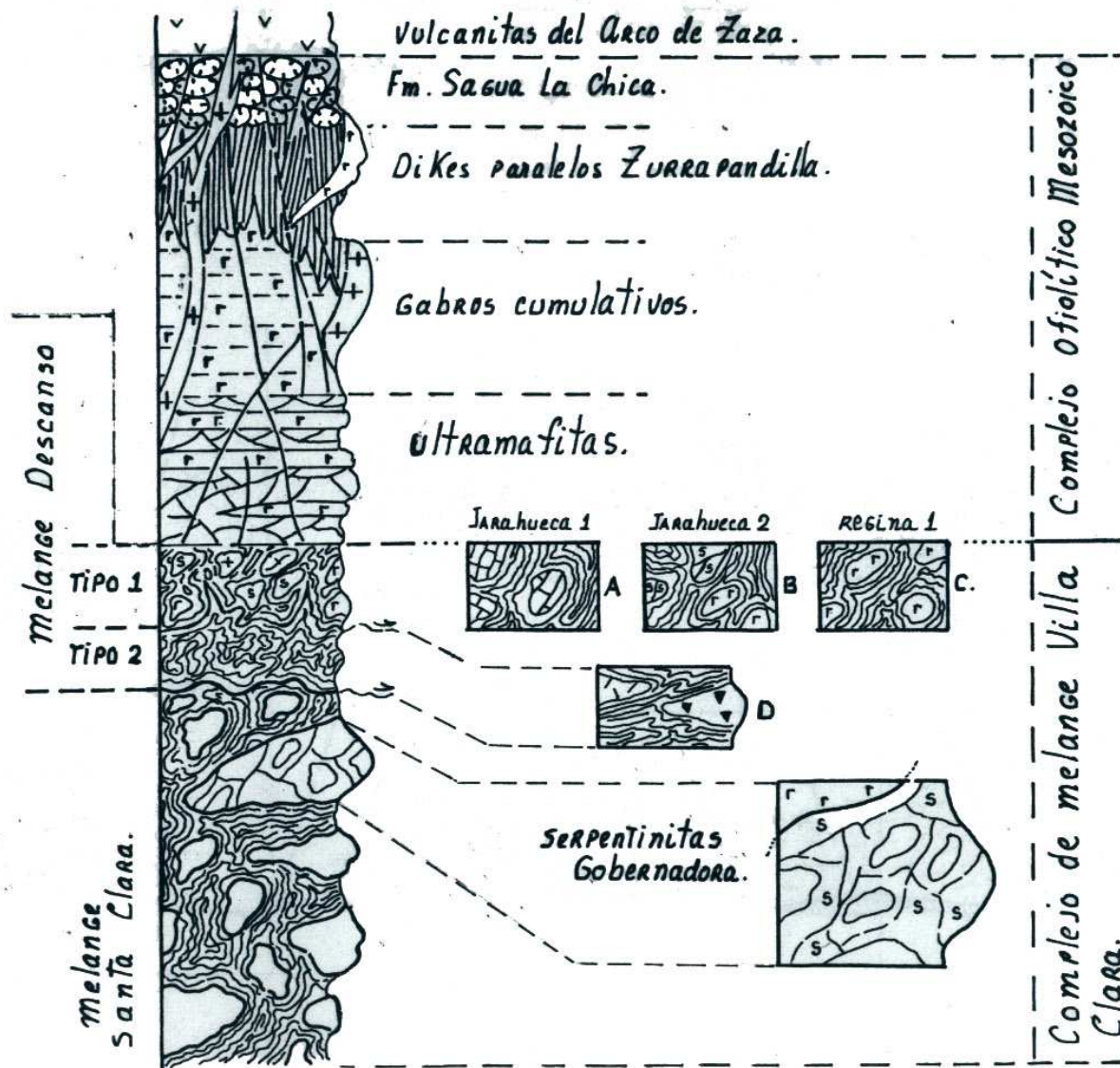


FIG. Secuencia estratigráfica ideal de las ofiolitas del Norte de Cuba Central y el complejo de melange serpentinitico asociado (A,B,C. - columnas de pozos petroleros en el area de Jarahueca, al Este de Santa Clara. D. Melange Descanso Tipo 2 con enclaves de vulcanitas. de las Fms. Hilario y Carlota.).

Muy significativo para encontrar el sentido geológico de esta convivencia espacial, son las discrepancias geoquímicas destacadas en Vasilev (op. cit.) entre los gabros de cúmulo y las ultrabasitas serpentinizadas supuestamente pertenecientes a un mismo complejo ofiolítico. Las serpentinitas integradas casi totalmente al melange en la Sierra Alta de Agabama, tienen las correlaciones: $Ni / Co = 15$; $Cr / Ti = 12$; $Cr / Va = 123$. Los gabros, en cambio, presentan: $Ni / Co = 3.5$; $Cr / Ti = 0.1$; $Cr / Va = 2$. Estos últimos valores son coherentes con los propios de las espilitas de la Formación Sagua la Chica y los enjambres de diques básicos de la Formación Zurrupandilla ($Ni / Co = 2$; $Cr / Ti = 0.04$; $Cr / Va = 0.4$); pero son manifiestamente contrastantes con las serpentinitas, pertenecientes al tipo geoquímico Fe-Ni-Cr (Vasilev et. al., 1989.)

En la parte Sur de las provincias centrales, entre el AVC y el Macizo Metamórfico del Escambray, yace el Complejo Anfibolítico de Mabujina (CAM), (Figura 5); metamorfozado en condiciones de alta relación T/P (Somín y Millán, 1981). El protolito de este Complejo se encuentra integrado por la parte basal del AVC y un complejo ofiolítico que constituyó su fundamento melanocrático (Haydoutov, et. al., 1989). Ningún resto o afloramiento de melange serpentinitico con inclusiones de alta presión se ha encontrado dentro del Complejo Mabujina.

A pesar de todo lo señalado, Vasilev et. al. (op. cit.) consideran la existencia de una “serie ofiolítica única” (sic.), comagmática con las vulcanitas toleíticas del Arco Insular Volcánico, producto del desarrollo homodrómico de una misma masa toleítica.

En la región más oriental de Camagüey, el magmatismo del AVC, desde sus inicios, tuvo un carácter subalcalino-alkalino (Díaz de Villalvilla, 1988). En las provincias centrales, las toleítas de la Formación Los Pasos (Neocomiano ?) del AVC, duplican el contenido de ciertos microelementos respecto a los basaltos toleíticos de la Formación Sagua la Chica, en el tope de las ofiolitas (Díaz de V., op. cit.). Estos contrastes entre las toleítas del AVC y las del complejo ofiolítico del Norte, enfatizados por la diferencia de los depósitos que se les asocian, su posición estructural, así como las edades presumibles del Complejo Ofiolítico (160 m.a K-Ar de una anortosita de Camaguey (Somin y Millán, 1981) y de las toleítas del Arco (Cretácico temprano) implican, según Haydoutov (op. cit.) una diferencia mínima en el tiempo de formación de ambos complejos, de unos 20 millones de años.

Otro complejo asociado al melange serpentinitico es la secuencia de formaciones calcáreo-terrágenas-silicíticas de aguas profundas de las llamadas Zonas de Camajuaní y Placetas que, muchas veces, yacen en forma de enormes losas empotradas en las serpentinitas portadoras de metamorfitas sin que sus masas rocosas sufran efecto alguno de metamorfismo.

Estas placas sedimentarias han sido plegadas conjuntamente con las serpentinitas y también con los restantes miembros del complejo ofiolítico desarticulado. La convivencia entre estos sedimentos, metamorfitas de alta presión con matriz serpentinitica y ofiolitas metamorfizadas o con metamorfismo de baja presión, se ilustra muy bien en la región de Loma Bonachea al NE de Santa Clara. Aquí, en un área de pocos kilómetros cuadrados, pueden observarse, un melange con eclogitas, calizas y silicitas, espilitas del techo ofiolítico y vulcanitas de la Formación Cabaiguán, del AVC.

Es probable que, al menos una parte de las rocas de Camajuaní-Placetas se depositaran directamente sobre una corteza oceánica o de sus restos, probablemente sobre el mismo melange serpentinitico preexistente. Tal idea fue planteada primeramente por Knipper y Cabrera (1972) y Haydoutov (1986). Los primeros señalaron que estas secuencias se depositaron sobre un fundamento siálico en su parte Norte y uno simático en su parte Sur. Las pruebas a favor de esto son el enriquecimiento anómalo, en las formaciones de la Zona Placetas en elementos propios de las ofiolitas (Cr, Ni, Co), (Cheleviev en Vasilev et. al., 1989). Además, estas formaciones contienen fragmentos de serpentinitas, ilmenitas, olivino, cromita, anfíbol con almandino, rutilo, clinopiroxeno y hierro nativo. Igualmente las formaciones de la Zona Camajuaní, contienen fragmentos de serpentinitas, agregados talcosericíticos, glaucofana, espinelas cromíferas, zoisita, ortopiroxeno, clorita, esquistos granate anfibólicos y otros esquistos cristalinos (Linares et. al., 1987; Vasilev et. al., 1989).

Este conjunto de fragmentos rocosos y de minerales sugiere provenir, en esencia, de un melange serpentinitico con bloques de metamorfitas de alta presión. Sin embargo, otra parte de la secuencia Camajuaní-Placetas deben haberse depositado sobre un basamento cristalino del margen continental de Norte América, cuyas exposiciones se conocen en Cuba como Complejo Socorro de edad Grenviliana, cortado por granitos del Jurásico Medio (Somin y Millán, 1981; Renne et. al., 1989).

De lo expuesto arriba se derivan evidencias de que el llamado “Complejo Ofiolítico” en Cuba Central, no se trata de una entidad única y coherente.

Es posible concebir que, una parte del mismo, esté constituido por una corteza oceánica pretithoniana, convertida parcialmente en un melange serpentinitico con bloques de metamorfitas de alta presión¹ (quizás debido a su procedencia de una zona de subducción; Millán y Somin, 1985, b) que sirvió parcialmente de basamento a una parte de las secuencias de Placetas-Camajuaní.

Podría presumirse que esa propia corteza oceánica pretithoniana, más al Sur contactaba con un complejo ofiolítico poco desmembrado que sirvió de fundamento melanocrático al AVC, el cual fue parcialmente convertido; junto con la parte baja de este último, en anfibolitas de baja presión (véase Complejo Anfibolítico de Mabujina).

Por otra parte, durante el Jurásico tardío a Cretácico temprano, se desarrolló una nueva corteza ofiolítica, correspondiente a una cuenca marginal interpuesta entre el AVC y el margen continental (Somin y Millán, 1976; Iturralde Vinent, 1981). Buenas evidencias de los estadios iniciales de esta depresión fueron dados por Iturralde Vinent y Mari (1984) (Basaltos Camaján).

Los posteriores eventos geológicos fueron responsables de la creación de un melange poligenético, vinculado a procesos de colisión en un régimen transpresivo, de cabalgamiento y soldadura al continente. Procesos de este tipo en la creación de melanges poligenéticos han sido descritos por Saleeby (1982), así como algunas variedades del emplazamiento de dichas mezclas (Saleeby, 1977), (Valdivia, 1984), y procesos de repetida separación y unión de placas tectónicas en una compleja interacción han sido llamados “Accordion Movement in Plate Tectonics” por Huang Jiquing (1984).

¹ Según Millán (en prensa) las edades K-Ar de estas metamorfitas fluctúan de 83 a 128 m.a., con frecuentes valores superiores a 100 m.a.; lo que concuerda con una probable relación de esa supuesta zona de subducción y el despliegue del AVC. Estas edades absolutas complican el análisis de la evolución de la región y podrían exigir una zona de subducción más antigua situada más al N.

3-Eclogitas y rocas asociadas del Macizo Metamórfico Escambray.

Datos previos sobre las eclogitas del Escambray se encuentran en Somin et. al. (1975), Millán y Somin (1981); Stanik et. al. (1981), Millán y Somin (1985 a, b), y Dublan y Álvarez-Sánchez et. al. (1985).

Los afloramientos principales de eclogitas se muestran en la Figura 5. Por su tipo de ocurrencia pueden ser divididas en dos grupos. El primero yace en el cinturón de melange que se extiende entre la Loma de los Guapos (al Norte de Jibacoa) por todo el borde septentrional de ambas cúpulas metamórficas (Álvarez Sánchez, en Dublan y Álvarez Sánchez et. al., 1985; Millán y Somin, 1985 b).

El **Melange Los Guapos** (Álvarez Sánchez, en Dublan y Álvarez Sánchez et. al., 1985), consiste de una mezcla tectónica compuesta por una matriz ultramáfica antigorítica densa, que sustenta bloques de eclogitas y sus productos diafóricos, desde decimétricos hasta hectométricos, acompañados por otras rocas cristalinas de alta presión tales como: anfibolitas granatíferas, zoisititas, clinopiroxenitas, glaucofanitas, metasilicitas y de los denominados Esquistos Cristalinos de Algarrobo (Millán y Somin, 1981; Stanik, et. a., 1981).

El cinturón del Melange Los Guapos, es una faja interpuesta entre el nappe de metamorfitas de alta presión integrado por las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito y el nappe más superior de la estructura del Escambray, compuesto por las Formaciones Herradura y Boquerones, (Millán y Somin, 1985 b).

Una muestra representativa de eclogitas de este melange se compone de una asociación de granate-rutilo-onfacita, con una asociación superpuesta de glaucofana-nefrita-clinozoisita-mica blanca-titanita \pm carbonato. Dentro de los porfidoblastos de granate se encuentra el rutilo inalterado y nunca la titanita. A menudo se observan eclogitas parcialmente reelaboradas demostrando una complicada historia evolutiva.

Los más comunes productos diafóricos de la eclogita son unos esquistos glaucofánicos granatíferos integrados por grandes porfiroblastos de granate (almandino por microsonda), rodeados de bandas kelifíticas (clorita-cuarzo-epidota) en una matriz de glaucofana que, a veces, es un tipo intermedio entre crossita y magnesioriebekita (Dublan y Álvarez Sánchez et. al., 1985), con clinozoisita-epidota, clorita y albita regresivas.

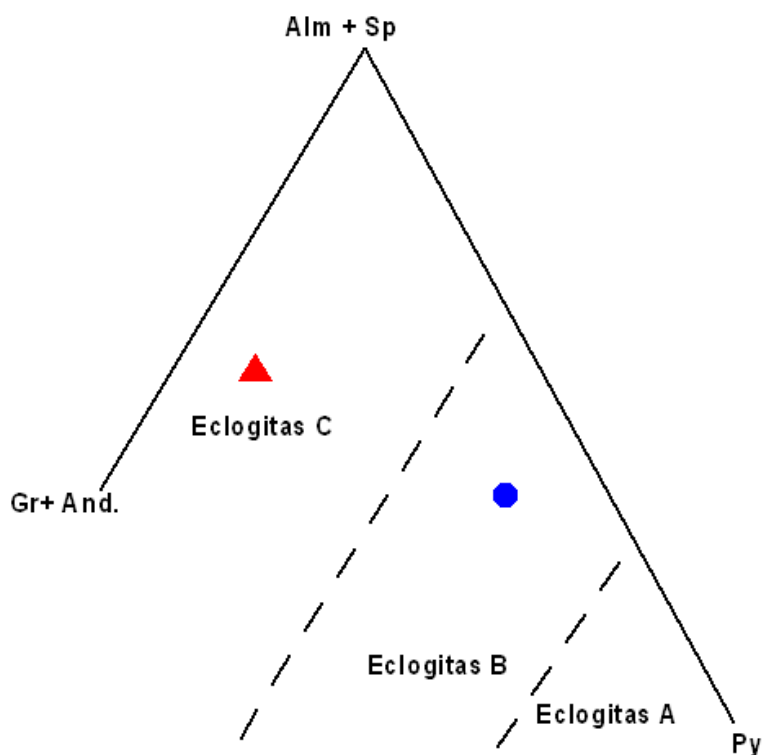
Otros bloques eclogíticos de esta localidad, contienen abundantes cristales gigantes relícticos de hornblenda de hasta 3 cm, previos a la formación de la eclogita. Esta última contiene la asociación: onfacita-granate-zoisita-rutilo, con la asociación regresiva, clinozoicita-mica blanca-glaucófana-esfena (Millán, comunicación personal, 1991).

La edad absoluta Ar-Ar de la hornblenda relíctica es de 85 m.a (Hatten, et. al., 1989) aunque por K-Ar arrojó una edad de 255 ± 7 m.a (Hatten, et. al., 1988) anormalmente antigua. Por otra parte, la edad K-Ar de la mica blanca (paragonita) es de 75 ± 4 m.a y la de U-Pb del zircón metamórfico accesorio es de 102 ± 2 m.a (Hatten, et. al., 1988). Otra edad U-Pb del propio zircón dio 106 m.a (Mattinson, com. Personal, 1992).

Los granates de las eclogitas aparecen como fenoblastos. El estudio detallado de laboratorio confirma la predominancia del componente almandínico (60-70%) con grossularia (24-28%) y pequeñas cantidades de piropo (7-12%) y espesartina (2-10%).

En 9 muestras de granate sometidas a estudio roentgenoestructural se estableció su carácter fundamentalmente almandínico con un parámetro de su celda elemental de 11.53 Å. Cierta cantidad de granate rojo pálido y negro resultó espesartina con un parámetro de su celda de 11.61 Å. Por su microdureza promedio de $H = 1274 \pm 80$ Kgf / mm², se sitúan en el grupo de las pirlaspitas (Mainegra et. al., 1990).

La microsonda confirma plenamente que estos granates pertenecen a los típicos de las eclogitas asociadas a los esquistos azules (Figura 6). Tanto la composición de los núcleos de granate como de sus coronas, los sitúan en el grupo C (Según Coleman et. al., 1965). La presencia de una asociación subordinada de zoisita, fengita-paragonita, lawsonita (dentro del cuarzo), como un resto de la etapa progresiva del metamorfismo, podría servir para situar estas rocas en el grupo de las eclogitas de baja temperatura de acuerdo a Newton (1986), **comparables a las eclogitas de Breuil-St.Jacques de los Alpes Occidentales (Según Dal Piaz y Ernst, 1978), correspondientes a un rango PT, entre 10-15 Kbars y 450-500 °C.**



Eclogitas del Melange Santa Clara y el Melange Los Guapos.

- Granate de la muestra HA 458. (Placetas; al Este de Santa Clara).
- ▲ Promedio de 11 muestras de granate de eclogitas del Escambray..

El segundo grupo de eclogitas, en contraste con el anterior, se observa en condiciones definidas de control estratigráfico, pues sus cuerpos aparecen dentro de los cortes de las Formaciones Loma Gloria y Cobrito en la zona de más alto grado metamórfico, (Millán y Somin, 1985 a, b).

Recientemente, Millán y Álvarez Sánchez estudiaron buenos ejemplos de estas eclogitas en la porción occidental de la Cúpula Trinidad, yacentes en forma de cuerpos interestratificados dentro de una secuencia de esquistos calcíferos, mármoles gráfíticos y esquistos metaterígenos cuarzo-moscovíticos de edad Jurásica (Formaciones Loma La Gloria y Cobrito), integradas al Nappe Monforte (Alvarez-Sánchez y Millán, inédito), que corona la pila de nappes en esa región. Las eclogitas, muestran una asociación de clinopiroxeno, granate, zoisita y rutilo. En algunos casos carecen de algunos minerales, con paso a rocas zoisito-clinopiroxénicas, zoisito-granatíferas e incluso eclogitas no zoisíticas.

La unidad infrayacente al Nappe Monforte (Nappe La Sierrita; Álvarez-Sánchez y Millán; inédito), así como los restantes nappes todavía más inferiores del área, no presentan indicios de un metamorfismo de alta presión, ni siquiera relíctico, y sus rocas solo fueron sometidas a un típico metamorfismo de las facies de los esquistos verdes (Millán y Álvarez Sánchez en preparación, 1992).

Estas eclogitas corresponden muy bien con las estudiadas por Macdonald (1977) en la localidad llamada por el “Garnet Ridge”, al NW de la Mina Carlota (Fig. 5). En este lugar Macdonald describe una gradación entre anfibolitas piroxénicas y las eclogitas, donde el contacto de las eclogitas con esquistos carbonáticos granatíferos es supuesto como termal relíctico. De acuerdo con el estudio realizado por microsonda de los granates y clinopiroxenos de esta localidad, las eclogitas son referidas por este autor, al tipo C en la clasificación de Coleman et. al. (1965).

Como plantean Millán y Somin (1985 a, b), las eclogitas del Escambray se diferencian de otras metamorfitas de ese macizo, por una historia petrológica aparentemente más complicada. Sin embargo, un origen ajeno al dominio de Escambray puede descartarse. En las Figuras 4, 8, 9; puede seguirse la conducta uniforme de estas eclogitas y de otras metabasitas. Es posible advertir la concordancia petrológica entre estas eclogitas, las anfibolitas de la Fm. Yayabo (5C, Figura 9), las metabasitas diaforizadas de la Formación Loma La Gloria y una metabasita de la Formación Arroyo Cangre (Figuras 9 y 10).

Todas estas rocas, expresan eventos magmáticos tempranos comunes a las regiones del Escambray y Guaniguanico de Cuba Occidental, ocurridos en el Jurásico temprano hasta tardío.

La conversión de una parte de estos protolitos magmáticos básicos, con afinidades oceánicas bien manifiestas, en eclogita, está vinculada con sumersión de grandes secciones del Escambray en un ambiente propio para la creación de estos productos metamórficos.

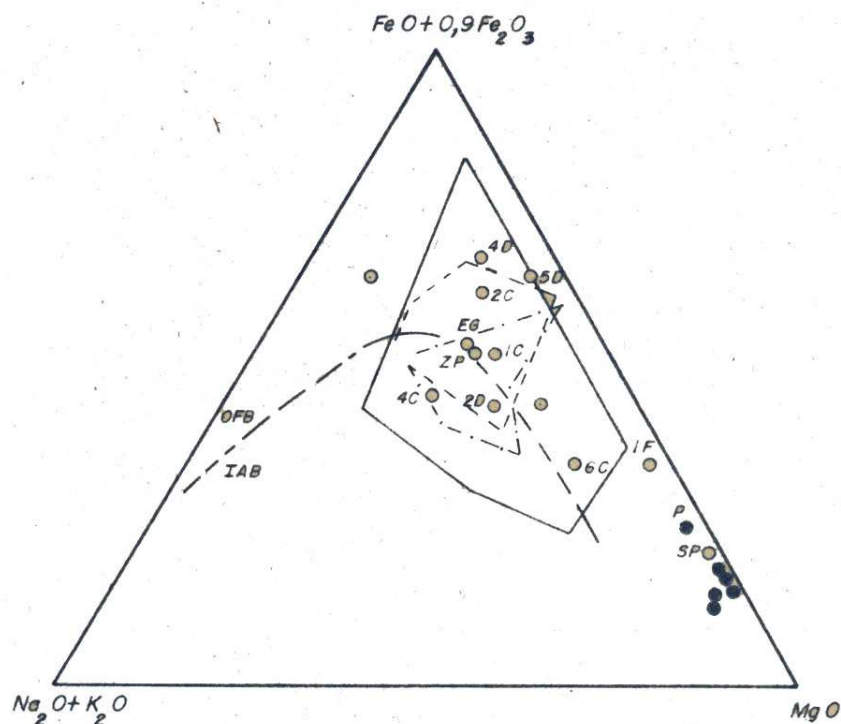


Fig. 8 Diagrama discriminante (según Miyashiro, 1974). Con línea continua el campo de las metamorfitas máficas de Franciscan y con línea interrumpida de la región de Sambagawa (Ernest et al., 1970). Con línea interrumpida punteada el campo de las eclogitas de Gíbará-Holguín (Cuba Oriental, según Kubovics et al., 1989).

Más complicado resulta el análisis de las eclogitas destacadas en bloques, dentro del melange serpentínico interpuesto entre dos diferentes nappes de orden principal del macizo, en los cuales cabe considerar su autoctonía o aloctonía con respecto a los cortes propios del Escambray. **Podemos suponer que tales eclogitas, al igual que la serpentinita matriz del melange, son autóctonas del dominio del Escambray.** En primer lugar, las edades absolutas U-Pb del Zircón metamórfico de alta presión de estas eclogitas es de 102-106 m.a, la cual parece corresponder con la época en que debió ocurrir el evento metamórfico de alta presión que afectó una parte de los cortes Jurásicos del macizo (Millán, en prensa b).

En segundo lugar, las restantes inclusiones rocosas encontradas dentro del propio melange corresponden siempre con otras rocas cristalinas típicas para el ámbito del Escambray, pues no se destacan bloques de rocas posiblemente exóticas o discordantes con respecto a la constitución del macizo.

Además, tenemos el caso de los numerosos pequeños cuerpos de rocas ultramáficas (convertidos en serpentinitas), con frecuencia asociados con metagrabos y metadiabasas. Estas últimas y las intercalaciones

metabasálticas concordantes, constituyen rocas eclogíticas en las condiciones del mayor grado metamórfico de alta presión encontrados en los cortes de las formaciones Jurasicas Loma La Gloria y Cobrito.

Estos cuerpos ultramáficos serpentinizados conservan, en ocasiones, cúmulos máficos relícticos y diques gabropegmatíticos. Ellos son frecuentes dentro de la Formación La Sabina y otras formaciones cretácicas metamorizadas en las condiciones de las facies de los esquistos verdes. Además son usuales dentro de los cortes Jurásicos sometidos al menor grado metamórfico de alta presión, donde las metabasitas son rocas y esquistos verdes lawsoníticos y en ocasiones jadeíticos (Millán y Somin, 1981; 1985 a, b; Millán, en prensa a y b).

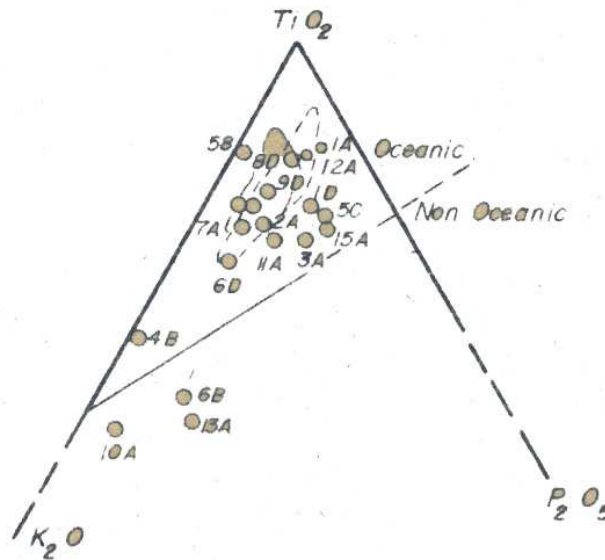


Fig 9. Metabasitas en el diagrama de Pearce et. al. 1974. Con línea continúa: metabasitas de la Unidad Zermatt-Saas de los Alpes Occidentales (Dal Piaz y Ernst, 1978). Con línea discontinua las prasinitas de la Unidad Combin de la misma localidad.

Los cuerpos de ultrabasitas serpentinizada también ocurren con frecuencia en el límite entre distintos mantos tectónicos y escamas de orden menor. Por todo lo anterior, estimamos que los cuerpos de ultramafitas serpentinizadas en el Escambray **corresponden con ofiolitas autóctonas de las secuencias con afinidades de margen continental que caracterizan a este macizo.**

El análisis de los datos petroquímicos de macroelementos, muestra que las serpentinitas del Escambray, así como casi todas las metabasitas, incluyendo las eclogitas, se asocian a los campos de rocas oceánicas en prácticamente todas las variantes de procesamiento. **Todas estas rocas se diferencian suficientemente de las ofiolitas nortenas, por un mayor contenido de álcalis, más bajo contenido de hierro y el contenido muy elevado de titanio.** Este último es dos veces mayor que en las anfibolitas del **Complejo Mabujina** y contrasta con las vulcanitas del AVC, pobres en **titanio**. El contenido elevado de este elemento alcanza notables valores en los esquistos derivados de traquibasaltos de la Formación Yaguanabo (K_1). Las metabasitas del macizo, incluyendo las eclogitas, indican el carácter netamente alcalino-subalcalino del magmatismo del Escambray, con una tendencia ascendente hacia el Na.

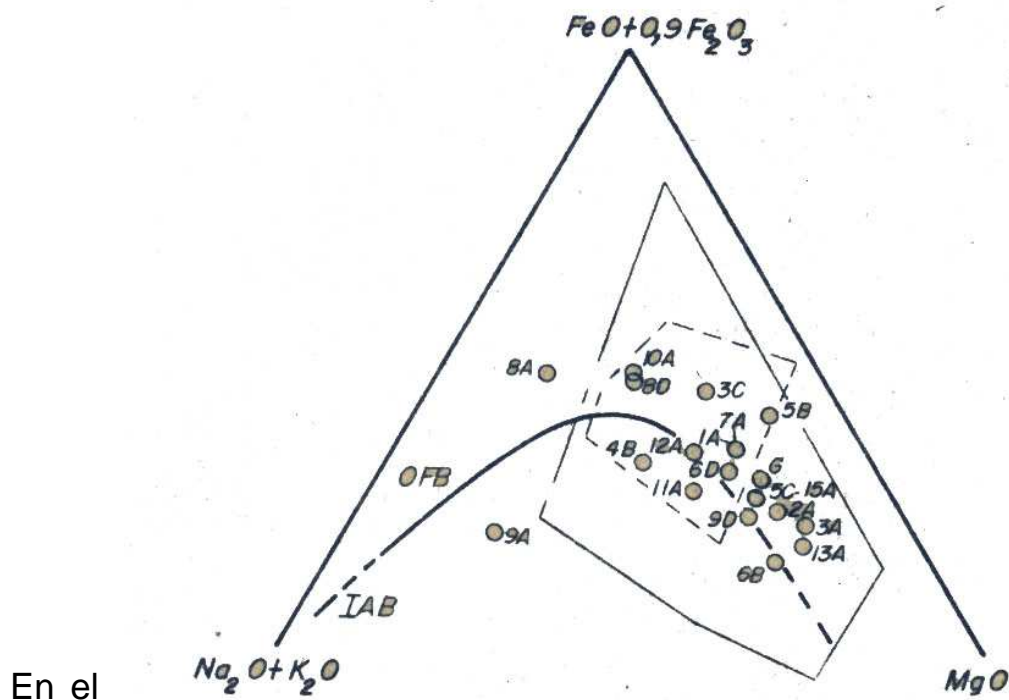


Fig.10. Metabasitas en el diagrama AFM.

diagrama JDG (Smulikowski, 1972) las eclogitas se sitúan en el campo de las **gricuaitas**, que corresponden químicamente con las **picritas** (Stanik et. al., 1981). **De acuerdo a lo anterior podemos sostener, como una hipótesis**

de trabajo, que tanto las eclogitas, como la matriz serpentinitica que las hospedan en el melange, se refieren al complejo ultramáfico autóctono del Escambray; los bloques eclogíticos procederían de las mafitas del mismo. Tal complejo y el posterior despliegue magmático debió originarse en una cuenca distensiva, dentro del dominio paleoestructural del Escambray, desarrollada entre el Jurásico Superior y el Cretácico temprano. Las manifestaciones magmáticas precursoras podrían fecharse desde el Jurásico Inferior-Medio, con las metabasitas de las Formaciones Loma La Gloria y La Chispa. Los restos de dicha cuenca yacen ahora destruidos, formando parte de un melange que ocupa las fronteras entre dos nappes principales caracterizados por una construcción determinada y específica de su corte estratigráfico y características de su metamorfismo.

4. Modelos Geotectónicos

En la Figura 14 está representada la posición y relaciones entre el Macizo Metamórfico Escambray (MME), el Complejo Anfibolítico Mabujina (CAM) y la parte Sur aflorada del Arco Insular Volcánico Cretácico (AVC). La sección está construida sobre la base de observaciones de superficie, perfiles sísmicos, perforaciones, datos gravimétricos y las especulaciones geológicas lo mismo que la Figura 15, que muestra el segmento Norte del perfil de Cuba Central.

La construcción de la complicada estructura del MME está muy simplificada. En esta, los nappes de rocas jurasicas metamorizadas en condiciones HP-LT, cabalgan sobre otros nappes, metamorizados esencialmente en las condiciones de las facies de esquistos verdes de presión normal, y constituidos por rocas cretácicas y jurasicas. Este cabalgamiento de unidades contrastantes ocurrió antes del evento metamórfico de las facies de los esquistos verdes. Por otra parte en el extremo septentrional del macizo, aflora, en una faja estrecha, el nappe más superior de la estructura, compuesto esencialmente por formaciones. Jurasicas terrígenas y calcáreas, sin indicios seguros de un metamorfismo de alta presión (Millán, 1985 b). Tal como se dijo, este nappe aparece separado de las metamorfitas de mayor grado por una estrecha faja de un melange serpentinitico con bloques de metamorfitas de alta presión, entre ellas las eclogitas.

Esta estructura parece reflejar un sistema de desplazamientos de nappes diferenciados a partir de la influencia de una zona estrecha y muy activa, parecido por sus efectos, aunque diferente en sus factores desencadenantes, al de las “diverticulaciones”, propuesto por Lugeon en 1943 (fide, Badoux, 1967). Los restos de esta “zona activa” se encontrarían en el límite Norte del Escambray, enmascarados por eventos superpuestos.

El emplazamiento del melange serpentinitico sería a favor de zonas estrechas de movimiento diferencial entre mantos, **de forma similar a las protrusiones o intrusiones frias.** De esta manera se explica también la presencia de bloques de zoisititas y otros tipos de metamorfitas, del mayor grado de alta presión, diaforizados en esquistos verdes, los cuales aparecen atrapados en el mismo límite entre diferentes mantos tectónicos metamorizados en la facies de los esquistos verdes de presión normal.

Se presenta esquemáticamente la composición estratigráfica limitada del corte de las unidades septentrionales externas, que contienen principalmente secciones inferiores del corte (Jurásicas), mientras que las sureñas internas cuentan además con silicitas, secciones vulcanógenas y de los flysch terrígeno-calcáreo, del Cretácico Inferior y Superior, metamorizados principalmente en las condiciones de las facies de los esquistos verdes.

El CAM yace sobre el MME, como se encuentra en la figura, aspecto conocido desde mucho antes (Millán y Somin, 1981, 1985 a, b; Somin y Millán, 1981; Dublan y Álvarez Sánchez et. al., 1985). Recientemente Haydoutov et. al. (1989), argumentaron la composición ofiolítica de una parte considerable de su corte. Otra porción del mismo, sin duda se deriva de secciones bajas del propio Arco Volcánico. En esta última fue encontrada una microflora de edad Jurásico a Cretácico temprano (Dublan et. al., 1989); además unos gneiss metagranitoídicos asociados con esta sección tienen un protolito de edad U-Pb de 108 ± 10 y 118 ± 15 m.a (Bibikova, et. al, 1988).

En la Figura 14, se muestra el borde meridional del AVC aflorado. Cabe señalar que las anfibolitas, las vulcanitas así como los granitoides cretácicos yacen también al Sur del Escambray e incluso suprayacieron a este macizo. **La sección estratigráfica del AVC conservada, presenta una clara tendencia petroquímica que expresa que dicho arco volcánico**

evolució en una direcció, desde el Sur hacia el Norte (Dublan y Álvarez Sánchez et. al., 1985; Díaz de Villalvilla, 1988).

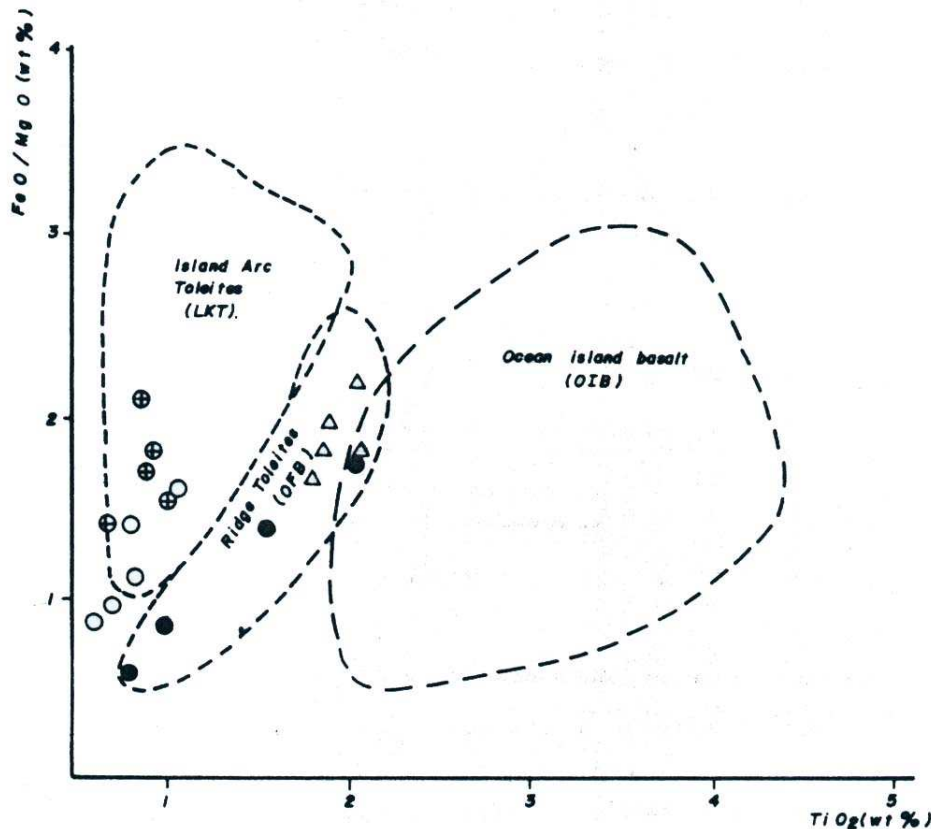


Fig Situación de las Anfibolitas Harabanilla (⊕), Fm Porvenir (○) y Las Gabros y Peridotitas La Lima (●) en el Diagrama discriminante de Glassley (1974). Δ Basaltos de la Fm Nueva Maria de Camagüey (segun Iturralde Vinent y Mari, 1988).

Para explicar la evolución del segmento sureño del perfil de Cuba Central, proponemos el modelo muy esquematizado de la Figura 16. El mismo recoge varias ideas interesantes formuladas por Mattson (1979), Millán y Somin (1981 b), Stanik et. al (1981), Iturralde Vinent (1981) y Puscharowski et. al. (1989) y justifica a nuestro juicio, el mecanismo de superposición de nappes con diferentes tipos y grados de metamorfismo en el Escambray, y el emplazamiento de un melange serpentinitico con metamorfitas de alta presión en zonas de movimiento diferencial.

También puede explicar la coexistencia de una cuenca marginal de larga duración, compatible con la subducción y la diferenciación facial que se destaca en las unidades de nappes principales del Escambray.

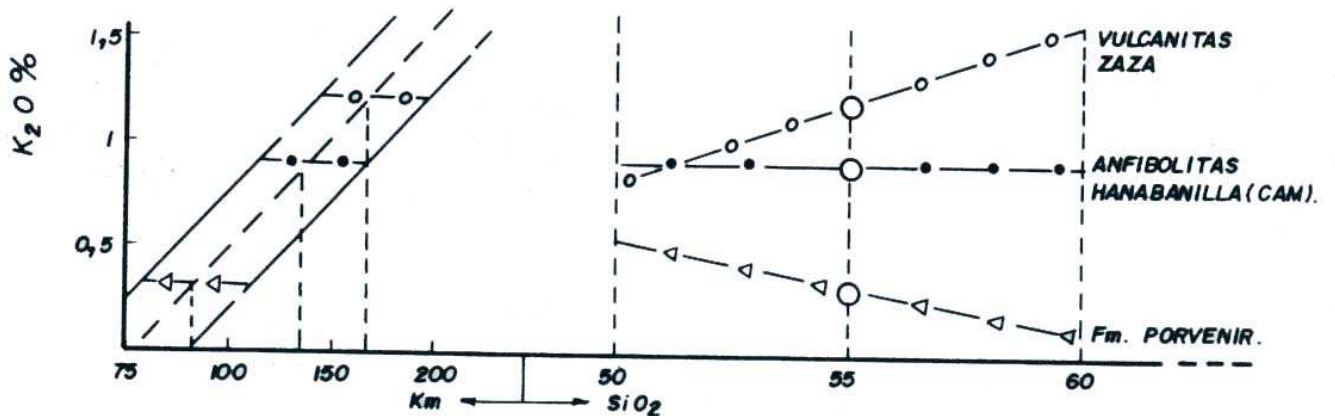


Fig Profundidad de la Zona de Benioff segun la relación K_2/SiO_2 (Dickinson y Hasheston, 1967). (En Dublan y Alvarez Sanchez et al., 1986).

Según parece, una parte de esos nappes, con metamorfismo de alta presión y sección estratigráfica limitada, se gestaron a partir de la temprana inserción de sus secuencias en la zona de subducción y su consiguiente sustracción de la esfera de la sedimentación, la cual continuaba normalmente en el resto del dominio (Álvarez Sánchez, 1989). De este modo, los nappes de alta presión deben haberse estructurado durante la etapa de subducción (probablemente en el Cretácico Inferior tardío) mientras que los restantes nappes, que involucraron también potentes secciones de rocas cretácicas, se desarrollaron en un régimen de colisión (en el Cretácico Superior premaastrichtiano) entre el AVC y el Escambray. Como consecuencia de la colisión ocurrió además el evento metamórfico de las facies de los esquistos verdes en el Escambray (Millán, en prensa b) y el sobrecorrimento de secciones del AVC y del CAM sobre este último.

El segmento Norte del perfil de Cuba Central se muestra en la Figura 15.

Esta región tiene una serie de peculiaridades.

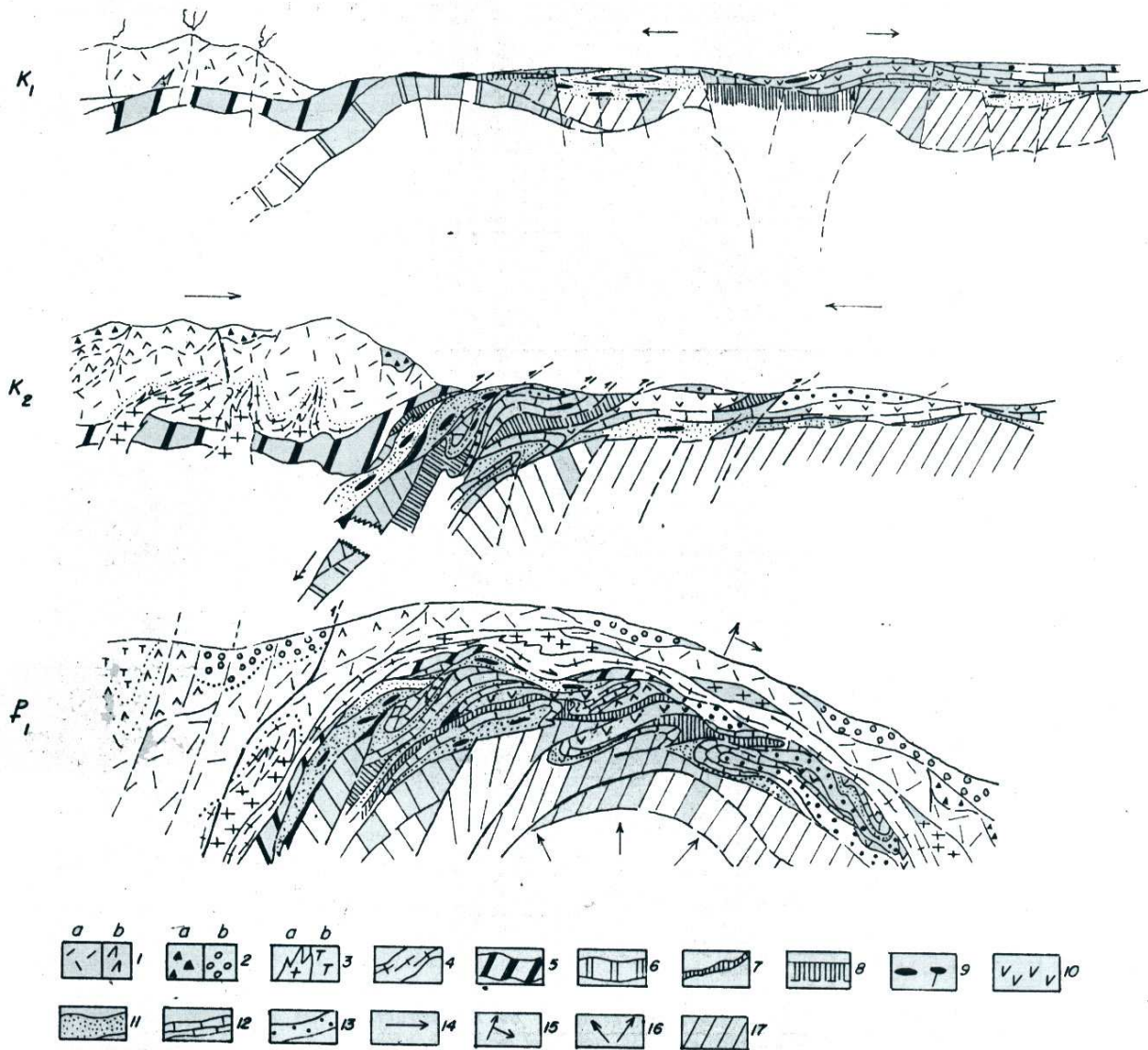


Fig. 16 Modelo de formación de los mantos tectónicos y del proceso de metamorfismo en el Macizo del Escambray. Leyenda: 1 a. Vulcanitas toleíticas; b. vulcanitas calcoalcalinas (a, b. AVC); 2 a. Flysch tefrítico, b. Sedimentos del Cretácico tardío; 3 a. Granitoides de la serie calcoalcalina, b. formaciones vulcanogeno-sedimentarias del AVC. 4. Anfibolitas Mabujina; 5. Fundamento melanocrático del AVC. 6. Corteza oceánica. 7. Basaltos protolíticos de la Fm. Yayabo; 8. Ofiolitas; 10. Basaltos alcalinos Yaguababo; Complejo Terrígeno-calcareo del Jurásico 12. Complejos calcareos del J_3 y K_1 . 13. Complejos silicíticos y flysch del K_1 - K_2 ; 14. Distensión-compresión. 15. Tendencia del deslizamiento gravitacional; 16. Esfuerzos Radiales; 17. Basamento sialico.

A partir de la Zona de Remedios, hacia el Sur, las secciones estratigráficas son de aguas progresivamente más profundas, hasta alcanzar, en la Zona de Placetas (Fm. Santa Teresa del Albiano) el nivel oceánico (Ducloz y Vuagnat, 1962; Knipper y Cabrera, 1974). Estos complejos calcáreo-silicíticos parecen haberse depositado sobre un basamento heterogéneo: siálico hacia el Norte y simático hacia el Sur. Este último podría tratarse, al menos en parte, de un melange serpentinitico con inclusiones de metamorfitas de alta presión.

Iturralde Vinent (1981) argumentó los estadios iniciales de la apertura de una depresión oceánica donde se gestó el complejo ofiolítico del Jurásico tardío a Cretácico temprano, que ahora observamos como entidades no metamorfizadas o sólo en condiciones de metamorfismo de baja presión, rotas y desmembradas dentro de un melange serpentinitico con bloques metamórficos de alta presión. Las evidencias muestran claramente un estadio de deformación conjunta de esos tres complejos (melange serpentinitico, ofiolitas, y secuencias de Camajuaní-Placetas) (Vasilev et. al., 1989).

En esta región se desarrolló una tectónica transcurrente en las fronteras entre las unidades principales, y aún dentro de ellas (Pardo, 1953; Rigassi – Studer, 1961; Duclos y Vuagnat, 1962). Las fallas transcurrentes tienen mayor relevancia en las unidades septentrionales próximas al margen continental norteamericano (Bahamas), con su expresión más clara y convincente en el tramo entre las Fallas de Cochinos y La Trocha (Figura 18). En este segmento de la estructura cubana se destaca el más extenso y notablemente recto de los campos gravitacionales negativos de la Isla (Soloviev et. al., 1964). Recientemente, Ducloz (1989) destacó nuevamente la tectónica transcurrente en el Norte de Cuba Central, enfatizando su destacado papel en las deformaciones de esa región.

Tomando en consideración lo apuntado anteriormente, así como los argumentos presentados, sobre las relaciones entre el melange serpentinitico, las ofiolitas, los complejos de Camajuaní y Placetas y las vulcanitas del AVC, se elabora el modelo que se esquematiza en la Figura 17.

Aquí se representa un mecanismo de emplazamiento de las ofiolitas. En el estadio temprano (Jurásico Superior pretithoneano), el corte estructural está compuesto por tres elementos principales: el bloque septentrional (Bahamas), el bloque intermedio o Basamento Socorro (Renne et. al., 1989),

y el bloque meridional de tipo “collage”, constituido por un melange y una corteza simática no tectonizada.

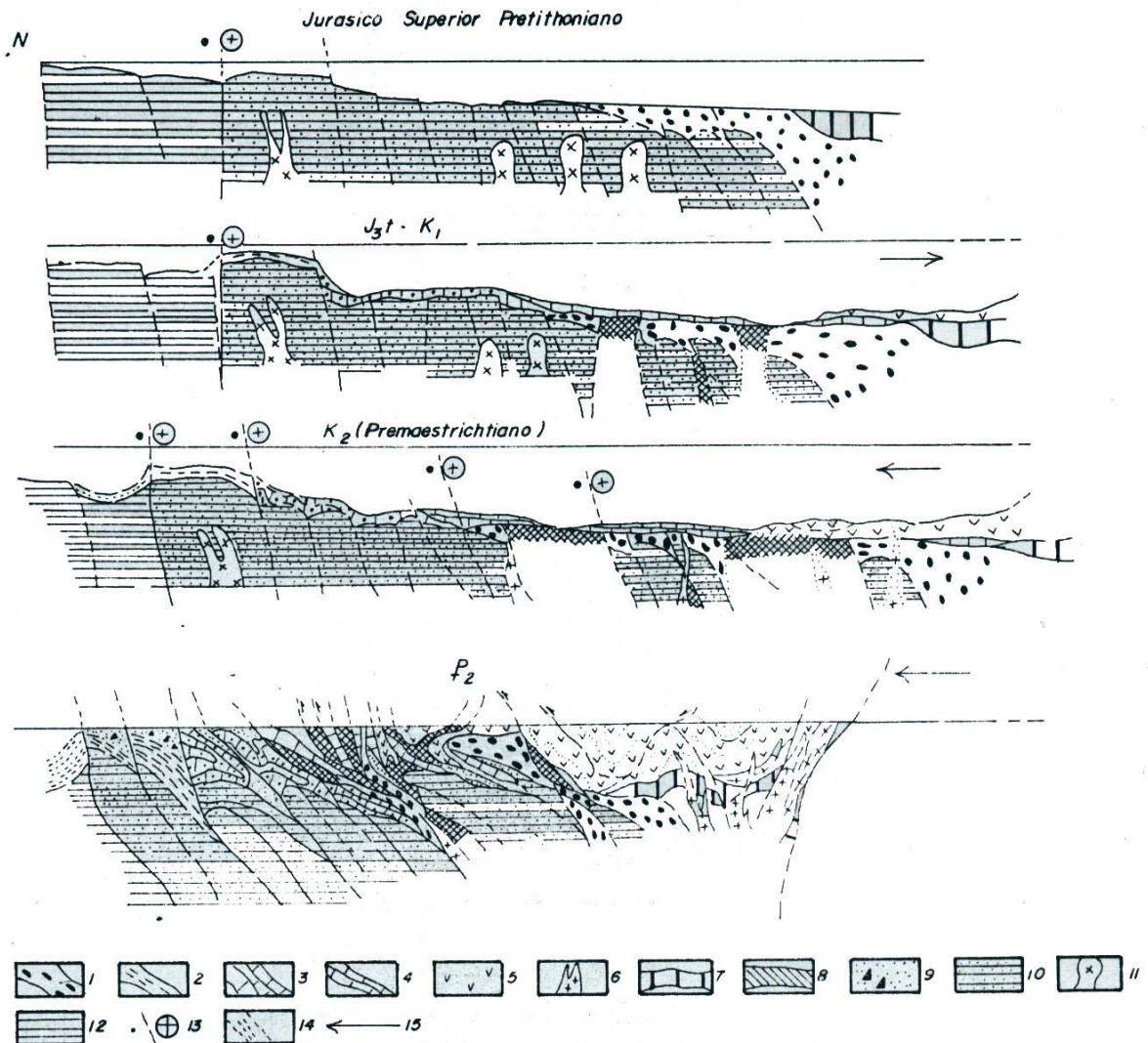


Fig. 17. Evolución Tectónica y modelo de formación de las estructuras de obducción del complejo ofiolítico, el melange serpentinitico y el AVC. sobre el margen continental de America del Norte. Leyenda: 1. Melange serpentinitico con metamorfitas de alta presión; 2. Zona Remedios; 3. Zona Camajuani; 4. Zona Placetas; 5. Vulcanitas cretácicas; 6. Granitoides cretácicos; 7. Basamento melanocrático del AVC; 8. Complejo ofiolítico del $J_3 - K_1$; 9. Flysch brechas y olistostromas del K_2 al P_2 ; 10. Complejo Socorro; 11. Granitos Río Cañas (172 m.a.); 12. Basamento de Bahamas; 13. Grandes fallas Transcurrentes; 14. Sedimentos de la Zona de Cayo Coco; 15. Esfuerzos de distension-compresion.

El segmento medio puede considerarse que corresponde con uno de los bloques que según Renne et. al., (1989), resultaron de la fragmentación del microcontinente “Caribbeana” y su consiguiente desplazamiento hacia

el oriente en estrecha conexión con los eventos de separación de Pangea e introducción de la Placa Caribe entre las dos Américas. En principio, esta explicación concuerda con la necesidad de justificar la discordancia de los eventos tectonotermiales a ambos lados de la Sutura Caribe Bahamas, es coherente con la transportación de material detrítico desde el Complejo Socorro hacia la Formación Constancia (tithoniana), primera unidad de la Zona Placetas y de las relaciones estratigráficas entre la Fm. Veloz (Tithoniano-Barremiano) y el Complejo Socorro (Pszczolkowski, 1983). Esto se complementa con las evidencias presentadas sobre la posible deposición de las secuencias de la zona Placetas sobre un basamento simático hacia el Sur.

En el segundo estadio (Tithoniano al Cretácico Inferior) se registra la apertura de la “depresión oceánica” y el inicio de la deposición de las secuencias de las Zonas Camajuaní, Placetas y del AVC. Es interesante, que la edad probable del desarrollo de esta depresión parece coincidir, en sentido general, con la edad postulada para la cuenca marginal Sur-Escambray hacia el Norte y que ambos estuvieron conectados como eventos parciales de un mismo proceso general. Si el AVC, como parece, se encuentra relacionado con esa zona de subducción, **la depresión norteña postulada por Iturralde (1981), debió ser similar a una cuenca de tipo back-arc, tal como lo indican algunos rasgos característicos como pueden ser, la naturaleza de su magmatismo (véase Klein, 1985).**

En el tercer estadio (Cretácico Superior premaastrichtiano) se representa la situación donde se produce la transformación a un estado de movimiento transpresivo. Esta etapa transpresiva, en nuestra opinión, se relaciona con el régimen de colisión establecido al Sur, entre el MME y el AVC (Figura 16), en el Cretácico Superior antes del Maestrichtiano. **La continuidad de este proceso de colisión conduce al desplazamiento y compresión del Arco Volcánico hacia el Norte, sellando y posteriormente exprimiendo la depresión “backarc”.** El desarrollo ulterior de este proceso refleja el paso definitivo a las condiciones de un cabalgamiento de este complejo en dirección al Norte, como se esquematiza en la Figura 17 (final), culminando en el Eoceno Inferior–Medio. **El melange serpentinitico, en estas condiciones, fue removilizado y exprimido hacia la superficie, englobando indistintamente a las ofiolitas del J₃-K₁ y a los Complejos de Camajuaní y Placetas. La intrusión fría del melange serpentinitico (con metamorfitas de alta presión) ocupó preferentemente, no una, sino**

varias vías de ascenso representadas por superficies principales, donde se operaban simultáneamente extensos movimientos transcurrentes.

Sección del Complejo Ofiolítico y Melange Ultramáfico al Norte de Cuba Central

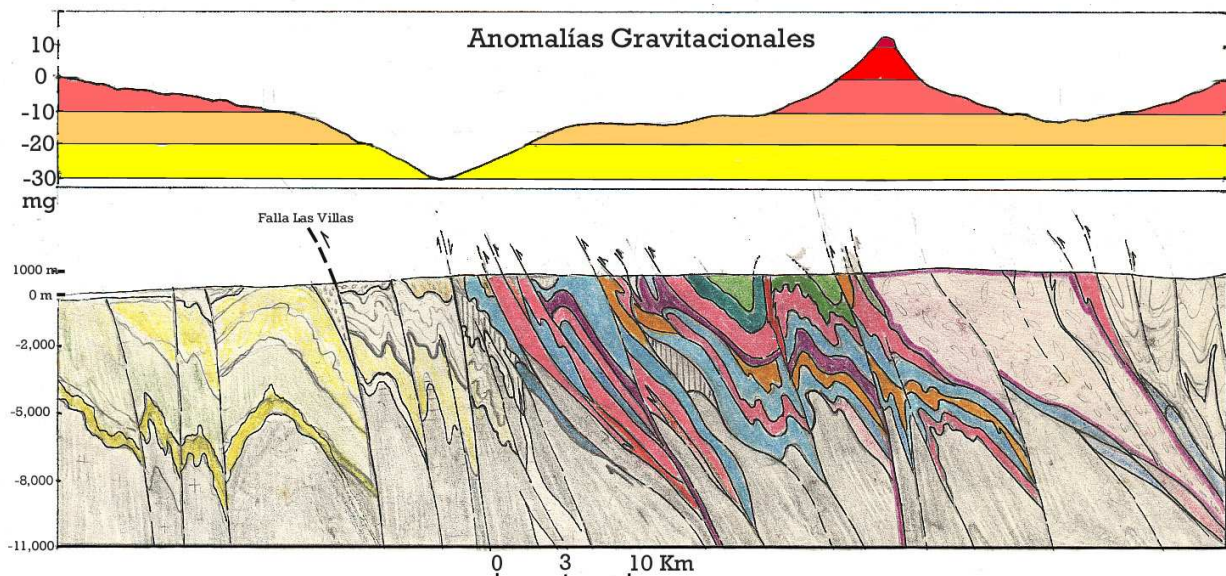
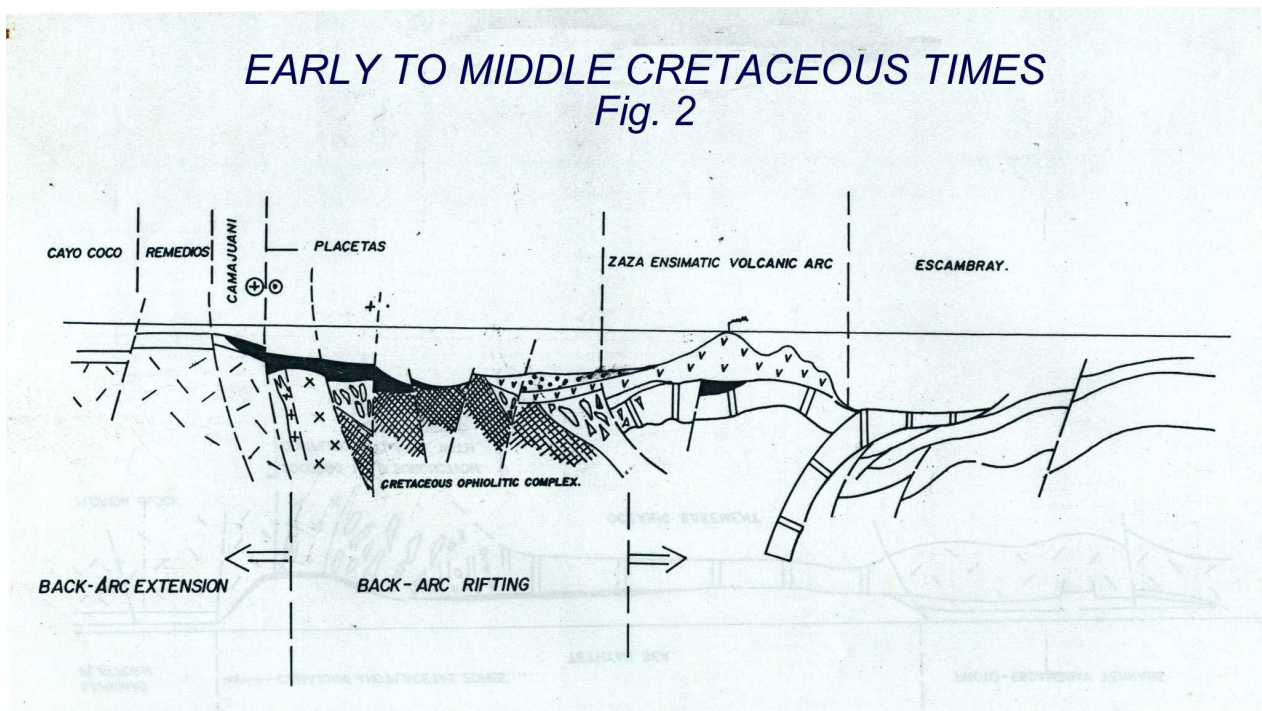
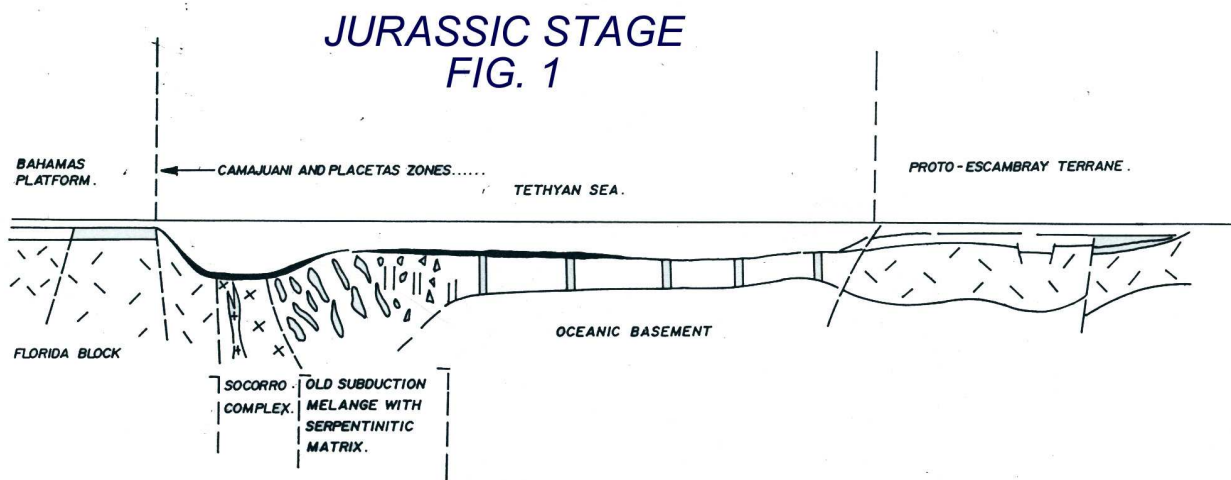


Figura.. Sección a través del Complejo Ofiolítico y Melange Ultramáfico al Norte de Cuba Central, en el contacto con la Plataforma de Bahamas (N) y la Zona Zaza (S).
1-Zona de Remedios. (1a-Evaporitas) 2-Zona Camajuaní (Tithoniano a Paleoceno-Eoceno Inferior); 3-Escamas tectónicas de la Zona Placetas; Fms. Constancia (Tithoniano); Veloz (Berriasiano-Barremiano); Santa Teresa (Albiano); Carmita (Cenomaniano); Amaro (Maestrichtiano); Vega Alta (Olistostroma del Paleógeno). 4-Complejo Ofiolítico del Cretácico Inferior; a-Cúmulos ultramáficos y máficos; b-Basaltos espilíticos y silicitas. 5-Arco Volcánico del Cretácico pre-Campaniano: a-Fm. Cabaiguan; b-Fm. Provincial; c-Fms. Brujas y Felipe; d-Olistostroma Taguasco; e-Granitoides. 6-Fragmentos del Basamento.

Por esa causa, hoy podemos observar que grandes cuñas tectónicas de Camajuaní y Placetas, que contienen olistostromas de edad Maestrichtiano–Eoceno Inferior, de ofiolitas que incluyen las vulcanitas máficas de su sección superior, e incluso de vulcanitas cretácicas del Arco Insular, aparecen enmarcadas por estrechas fajas de melange con metamorfitas de alta presión, que generalmente no superan 100 m de potencia (Vasilev et. al., 1989). Tales hechos dan la razón a los autores que, en el pasado y hasta la actualidad, destacaron el papel fundamental desempeñado por la combinación de la tectónica

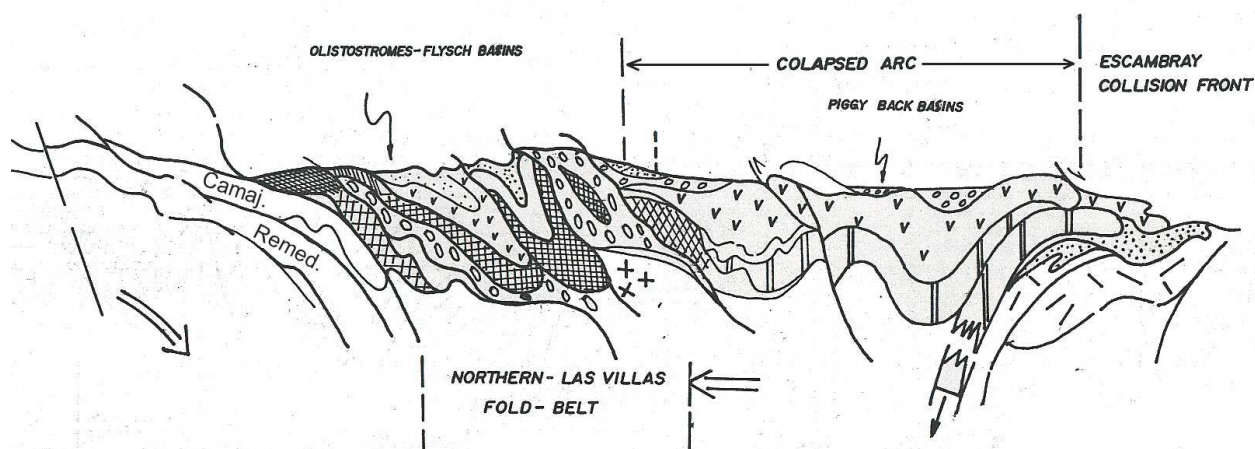
transcurrente con la compresión simultánea (transpresión), en la conformación de las estructuras de esta región (Wassall y Pardo, 1952; Pardo, 1953 y 1975; Rigassi-Studer, 1961; Duclos y Vuagnat, 1962; Iturralde Vinent, 1981; Duclos, 1989, y otros).

La etapa final de estos movimientos, desarrollados en el transcurso de la llamada "orogenia cubana" en el Eoceno Inferior a Medio, intensamente deformaron este prisma en su totalidad, comprimiéndolo fuertemente contra el margen continental norteamericano y soldándolo definitivamente a él.



LATER CRETACEOUS-EARLY PALEOGENE TIMES

FIG-3



Agradecimientos.

La presente investigación fue realizada en la Empresa Geólogo-Minera de Cuba Central y en el Instituto de Geología y Paleontología para su presentación en la 13ª Conferencia Geológica del Caribe. Los autores agradecen por el apoyo prestado a su realización. Una particular expresión de agradecimiento se la debemos a nuestro colega Osiel Puig. Igualmente agradecemos a los colegas Ángel Fernández, la Lic. Ileana Jiménez y al Ing. Juan A. Nazco por su ayuda personal en la preparación del manuscrito.

Referencias.

- Álvarez Sánchez, H. (1989): Mecanismo tectónicos y desarrollo estructural de la Sierra de los Órganos. 1er Congreso Cubano de Geología. (inédito)
- Badoux, H. (1967): De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogénèses. *Eclog. Geolog. Helv.*, v. 60, nro 2.
- Bibikova, E. V.; et al. (1988): Primeros resultados de dataciones U–Pb de rocas metamórficas del Arco de las Antillas Mayores: Edad del Complejo Anfibolítico de Cuba. *Dok., Akad. Nauk. SSSR*. Tom. 301, Nro 4, p. 924 – 928 (en ruso).
- Bibikova, E. V.; Hatten, Ch. W.; Kistler, E. W.; Mattinson, J. M.; Millán, G.; Renne, P. R.; Somin, M. L. (1989): Mabujina Complex of Cuba: Its age and geological position. 1er Congreso Cubano de Geología. (Resúmenes).
- Coleman, R. G.; Lee, D. E.; Beatty, L. B. and Brannock, W. W. (1965): Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, v. 76, p. 483 – 508.
- Dal Piaz, C. V.; Ernest, W. G. (1978): Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil St. Jacques Area, Italian Western Alps. *Tectonophysics*, 51, p. 99 – 126.
- Díaz de Villalvilla, L. (1988): Caracterización Geológica y petrológica de las asociaciones vulcanógenas del Arco Insular Cretácico en Cuba Central. Resumen de Tesis de grado. *Cienc. De la Tierra y el Espacio*.
- _____ (1989): Características geoquímicas de las series volcánicas principales del Arco Insular Cretácico en Cuba Central (Provincia Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus). 1er Congreso Cubano de Geología (Resúmenes).
- Dobretsov, N. L. (1984): Problem of the Jadeitic rocks, associating with ophiolites. *Mineralia Slovaca*, 16, 1; p. 3-12.

- Dublan, L.; Alvarez-Sánchez, H.; et. al. (1985): Informe final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles de Cuba Sur Central. CNFG, La Habana. (Inédito).
- _____; Snopkova, P.; Álvarez Sánchez, H. (1988): Datos preliminares sobre la edad de las anfibolitas del Cinturón de Mabujina de Cuba Central, según el método paleobotánico. Bol. de Geociencias. Universidad de P. del Río; v. 3, p. 48 – 53.
- Ducloz, Ch.; Vuagnat, V. (1962): A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. Aech. Sci., Soc. Phy. Hist. Nat., Geneve, 15 (2), p. 309 – 332.
- _____; (1989): Transcurrent faulting: a major tectonic feature of North Central Cuba. 1er Congreso Cubano de Geología. (Resúmenes).
- Ghent, E. D.; Coleman, R. G. (1973): Eclogites from Southwestern Oregon. Geol. Soc. of Am. Bull., v. 84, p. 2471 – 2488.
- Hatten, Ch. W. (1957): Geology of the Central Sierra de los Órganos, P. del Río. CNFG. La Habana (inédito).
- _____; Schooler, O.; Giedt, H.; Meyerhoff, A. A. (1958): Geología de Cuba Central (Este de Las Villas, Oeste de Camaguey). CNFG. La Habana (inédito).
- _____; et. al. (1988): Tectonostratigraphic units of Central Cuba. Memorias de la 11 Conf. Geol. del Caribe. Barbados.
- _____; Mattinson, J. M.; Renne, P. R.; Somin, M. L.; Millán, G.; et. Al. (1989): Rocas metamórficas de alta presión: Nuevos datos acerca de sus edades. CNFG. 1er Congreso Cubano de Geología. (Resúmenes).
- Hawkins, J. W. (1977): Origin and evolution of marginal basins and recognition of their remnants in orogenic belts. Geol. Soc. m., v. 9, p. 1006 – 1007.

Haydoutov, S. (1986): Model of the Cretaceous geotectonic evolution of Central Cuba. Contributions of Bulg. Geol., Sofia, p. 117-125.

_____; Boyanov, I.; Millán, G. (1989): Nuevos aspectos acerca de la génesis del protolito del Complejo Anfibolítico Mabujina, Sur de Cuba Central. 1er Congreso Cubano de Geología. (Resúmenes).

Huang, Jiging. (1984): New researchs on the tectonic characteristics of China. Tectonics of Asia. 27 Int. Geol. Congr., v. 5.

Irving, T. N.; Barager, W. R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks. Canadian Jour of Karth Scienc., v. 8, p. 523– 548.

Iturralde Vinent, M. A. (1981): Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. Cienc. de la tierra y el Esp., n. 3, p. 51-89

_____, y Marí, T. (1984): Basaltos toleíticos de la Sierra de Camaján (Zona de Placetas). Camaguey. Resúmenes 10. Jornada Cient. I.G.P. La Habana.

Klein, C. D. (1985): The control of depositional depth. Tectonic uplift and volcanism on sedimentation processes in the back-arc basins or the western Pacific Ocean. Jour of Geol., v. 93.

Knipper, A. L. y Cabrera, R. (1972): Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba. VI Conferencia Geol. del Caribe, Margar., Venezuela. Memorias, p. 167 – 170.

_____; _____(1974): Tectónica y Geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal del cinturón hiperbásico de Cuba. Public. Esp. n°2; Inst. de Geol.; Acad. de Cienc. de Cuba.

Kubovics, I.; Andó, J.; Szakmány, Gy. (1989): Comparative petrology and geochemistry of high-pressure metamorphic rocks from eastern Cuba and Western Alps. Acta Min Petrog.; Szeged, XXX. 35-54.

- Macdonald, G. C. (1977): A re-evaluation of the serpentinites and serpentized rocks of the Northwest Trinidad Mountains, Las Villas province, Cuba. Carleton University. Thesis. Ottawa.
- Macdonald, G. A. and Katsura, T. (1964): Chemical Composition of Hawaiian lavas. Jour. Of Petrol., v. 5, p. 82 – 133.
- Mattson, P. H. (1979): Subduction, buoyant breaking, flipping and strike slip faulting in the northern Caribbean. Jour. of Geol., v. 87, n° 2, p. 293-304.
- Mainegra, V. A. (1990): Informe mineralógico al proyecto de búsqueda de granate La Belleza. Arch. Geol. Empresa Geólogo-Minera del Centro. (inédito).
- Millán, C.; Somin, M. L. (1976): Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Serie geológica n° 27. Acad. de Cienc. de Cuba. La Habana.
- _____ (1981): Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del Macizo de Escambray. Edit. Academia. La Habana.
- _____ (1985, a): Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. Reporte de Investigación n° 2. Inst. de Geol. y Paleont.; Acad. de Ciencias. La Habana.
- _____ (1985, b): Condiciones Geológicas de la constitución de la capa granito – metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana.
- _____ (en prensa, a): Posición estratigráfica de las metamorfitas cubanas. 13 Conf. Geol. del Caribe; 1992. P. del Río. Cuba.
- _____ (en prensa, b): Análisis comparativo entre los macizos metamórficos de Isla de la Juventud y Escambray. 13 Conf. Geol. del Caribe; 1992. P. del Río. Cuba.

- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. of Science*, v. 274, p. 321-355.
- Moore, T. E. (1986): Petrology and tectonic implication of the blueschist bearing Puerto Nuevo melange complex; Viscaïno Peninsula, Baja California Sur, Mexico in *Blueschists and Eclogites*. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.
- Newton, R. C. (1986): Metamorphic temperatures and pressures of Group B and C eclogites. in *Blueschists and Eclogites*. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.
- Padera, K. (1972): Criqueaites in the Moldanubicum of the Bohemian Massif. Upper Mantle Project Progr. in Czechoslovakia Geol., Final Report, p 51-59.
- Pardo, G. (1953): Geologic exploration. Cuban Gulf Oil Company. CNFG. La Habana (inérito).
- _____(1975): Geology of Cuba. On: A. E. M. Nairn and F. G. Stehli (Editors), the Ocean Basins and Margins, v. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum, New York, p. 553-615.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Scienc. Letters*, v. 19, p. 290-300.
- _____; Gorman, B. E. and Birkett, T. C. (1974): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 Diagram: a method of discriminating between oceanic basalts. *Earth Planet Scienc. Letters*, v. 24, p. 419-426.
- Pearce, J. A.; and Norry, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to mineralogy and petrology*, v. 69, p. 33-47
- Piotrowski, J. (1976): First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bull. Acad. Polon. des Sciences*, v. XXIV, n° 3/4.

- Pszczolkowski, A. (1983): tectónica del miogeosinclinal cubano en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara. *Cienc. de la Tierra y el Espacio*, 6, p. 53-97.
- Puscharowskyi, Y. N. (1989) *Tektonika Respubliki Kuba*. Nauka. Mockva.
- Renne, P. R.; Mattinson, J. M.; Hatten, Ch. W., et. al. (1989): $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$, U_Pb Evidence for late Proterozoic (Grenville –Age) continental Crust in North-Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 325-341.
- Rigassi – Studer, D. (1961): Quelques vues nouvelles sur la geologie cubaine. *Chron. Mine. Rech. Min.*, v. 29 (302), p. 3-7.
- Rutten, M. G. (1938): Geología de la parte Norte de la Provincia de Santa Clara, Cuba. *Boletín de Minas* n° 16, p. 5-55. Secretaria de Agricultura. La Habana.
- Salooby, J. (1977): Fracture zone tectonics, continental margin fragmentation, and emplacement of the Kings-Kaweah ophiolite belt, Southwest Sierra Nevada, California. *Mineral Resources Bull.*, v. 95, p. 141-160.
- _____ (1982): Polygenetic ophiolite belt of the California Sierra Nevada; geochronological and tectonostratigraphic development. *Jour. of Geophys. Research*, v. 87, n°B.3, p. 1803-1824.
- Smulikowski, K. (1972): Classification of eclogites and allied rocks. *Krystalinikum*, 9, p. 107-130. Praha.
- Sobolev, N. V.; Dobretsov, N. L.; Bakirov, A. B.; Shatsky, V. S. (1986): Eclogites from various types of metamorphic complexes in the USSR and the problems of their origin in Blueschists and Eclogite. *The Geol. Soc. of Am. Memoir* 164, p. 349-363.
- Soloviev, O. N.; Skidan, S. A.; Skidan, I. K.; Pankratov, A. y Judoley, C. (1984): Comentarios sobre el mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. *Rev. Tec.*, 2(2), p. 8-19.

Somin, M. L.; Dobretsov, N. L.; Lavrentiev, Y. G.; Millán, G. (1975): Las rocas glaucofánicas y apoeclogíticas en Cuba Sur Central. Dokladi Akademi Nauk. T. 21, n^o 2, p. 454-457. (en ruso).

_____; y Millán, G. (1976): El complejo Anfibolítico de Cuba Sur Central y los problemas de la posición tectónica de la serie eugeosinclinal de la isla Bol. Sec. Moscovita de Amantes de la Naturaleza, Geol., 5, p. 73-93 (en ruso).

_____ (1981): Gueologia metamorfisheskij kompleksov Cuvi. Nauka, Mockba.

Stanik, E.; Mañour; J.; Ching, R. (1981): Informe de los levantamientos geológico, geoquímico, y trabajos geofísicos realizados en la parte Sur de Cuba Central (Escambray I). CNFG. La Habana. (inédito).

Valdiya, K. S. (1984): Tectonics of the folded fringe of the Indian Platform. Tectonic of Asia. 27 Int. Geol. Congress., v. 5.

Vasilev, E. et. al. (1989): Levantamiento geológico 1:50 000 y Búsqueda Norte Las Villas II Jíbaro Báez. CNFG. La Habana, (inédito).

Vuagnat, M. (1959): Preliminary Report on the investigation of ultramafic rocks in Cuba. Comisión de Fomento Nacional para el mapa geológico de Cuba. La Habana. (Edit. for private circulation).

Wassall, H.; Pardo, G. (1952): Geological memorandum HW-II, Sagua-Calabazar, Area. CNFG. La Habana (inédito).