

Significado geotectónico de las rocas eclogíticas de Cuba Central.

Alvarez Sanchez, H.¹ ; Millan, G.² ; Mainegra, V.¹ ; Bernal, L.¹ ; Andó, J.³

1. Empresa Geólogo-Minera del Centro, Santa Clara, Cuba.
2. Instituto de Geología y Paleontología del MINBAS, La Habana, Cuba.
3. Universidad "Eotvos Lorand", Budapest, Hungría.

Resumen.

Se estudian los aspectos petrológicos, posición estructural e implicaciones geotectónicas de las eclogitas y otras metamorfitas asociadas, en Cuba Central. Al Norte de esa región, estas rocas, yacen sustentadas por un melange ultramáfico probablemente originado en una zona de subducción y formando parte de un antiguo prisma de acreción. Las eclogitas del escambray se sitúan en un melange ultramáfico, pero generado por la tectonización parcial de una cuenca marginal propia de ese macizo y que ahora se observa en las fronteras entre los nappes. Otras eclogitas del mismo dominio se derivan de gabros y/o basaltos y tienen una posición estratigráfica definida. Tanto las eclogitas sureñas como norteñas pertenecen al tipo de baja temperatura y se asocian estrechamente con glaucofanitas, jadeititas, anfibolititas granatíferas y otras metamorfitas de alta presión.

El desarrollo geológico de Cuba Central se explica a partir de una secuencia de acontecimientos, compuesta por un proceso de subducción y colisión de una placa, con corteza oceánica portadora de una estructura continental (Escambray) de Sur a Norte; bajo otra corteza melanocrática donde se desplegó el Arco Volcánico de Zaza, y la transformación final a un régimen de colisión y obducción de Zaza sobre el Escambray. Al Norte, en cambio, se produjo la apertura de una depresión Back-Arc a partir del Tithoniano o del Cretácico Inferior, que separó y fragmentó el fundamento de las Zonas Cama Juaní y Placetas, acumuladas sobre un basamento heterogeneo. Las condiciones evolutivas de esta región estuvieron regidas por etapas de distensión, tectónica transcurrente, transpresión y obducción de la cuenca Back-Arc desde el Sur hacia el Norte; suturando definitivamente la estructura cubana al margen continental norteamericano del cual es, ahora, una estructura de acreción.

Palabras claves: Eclogitas; subducción-colisión; obducción; melange ultramáfico poligenético; transpresión; cuenca Back-Arc

1. Introducción.

Rocas eclogíticas; esquistos glaucofánicos, anfibolitas y otras metamorfitas asociadas, se presentan en varias estructuras geológicas de la Isla de Cuba, tales como el Cinturón Ultramáfico de Cuba Norte y el Macizo Metamórfico del Escambray, al Sur de Cuba Central. Las relaciones espaciales y petrológicas que a menudo estas rocas guardan entre sí y con los complejos rocosos no metamorfizados contienen; las indicaciones barométricas y termométricas de sus series minerales progresivas y regresivas, la convivencia frecuente de las mismas con otras rocas no metamorfizadas, o metamorfizadas en otras condiciones discrepantes, dentro de un mismo ambiente de sustento litológico; así como otros detalles y rasgos esenciales de sus historias metamórficas y condiciones primarias de formación; son indudablemente portadoras de importante, y en ocasiones, decisiva información para la solución de varias cuestiones de la geología de Cuba. Sin embargo, se registran pocos trabajos en la literatura cubana dedicados al estudio de las asociaciones metamórficas y a las eclogitas en particular, orientados a la especulación geotectónica.

En este artículo, los autores proporcionan información preliminar sobre ciertos grupos de rocas metamórficas y su contexto geológico a fin de obtener datos pertinentes para la reconstrucción de ambientes geotectónicos y su historia evolutiva.

En el sentido anterior, una de las regiones más ricas en ocurrencias de rocas eclogíticas y metamorfitas asociadas son las provincias centrales de Cuba. En este territorio existen dos localizaciones muy importantes. La primera corresponde al cinturón de ofiolitas del Norte; sobre todo en la Sierra Alta de Agabama (fig. 1), donde dicho cinturón experimenta un llamativo ensanchamiento cerca de la ciudad de Santa Clara. En este lugar, Rutten (1938), describió por primera vez grandes inclusiones de metamorfitas, incluyendo eclogitas. La segunda localidad se encuentra al Sur de Cuba Central, en el Macizo Metamórfico del Escambray, donde las eclogitas y rocas asociadas, al menos en un caso, ocupan una posición estratigráfica definida.

2. Eclogitas y rocas asociadas de la Sierra Alta de Agabama.

Un excelente ejemplo de bloques de rocas eclogíticas se observa en la localidad Crucero Margot (fig. 1). En este lugar y a lo largo de unos 8 km en dirección a la Presa Minerva, yacen en el interior de serpentinitas, enormes bloques de roca eclogítica con potentes bordes rodingíticos (fig. 2). Los cuerpos están en completa conformidad con las superficies tectónicas principales en forma de grandes budinas que pueden alcanzar hasta 3 km de largo. En el corte del ferrocarril (Crucero Margot) se observan buenos afloramientos en la parte nuclear de uno de los cuerpos, con las rocas solo fracturadas y prácticamente sin foliación, masivas, muy densas, melanocráticas, de grano grueso. Están formadas por grandes porfidoblastos de granate

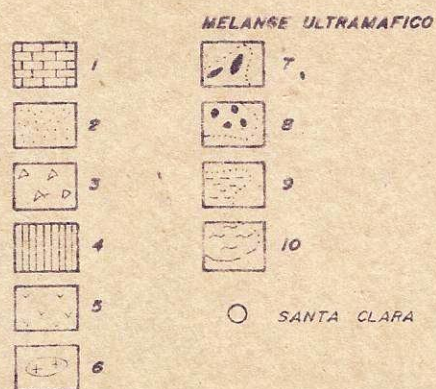
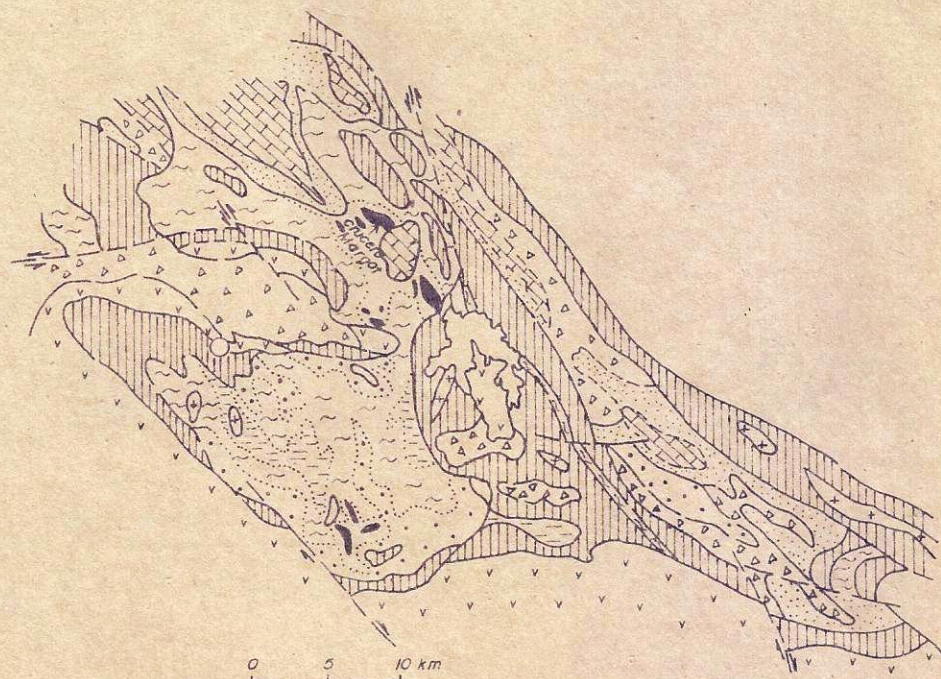


Fig. 1. Mapa geológico del melange ultramáfico y las ofiolitas de la Región de Santa Clara.

LEYENDA.

1, 2-Depositos calcáreos y silíceos de aguas profundas del Tithoniano al Maestrichtiano de las Zonas Camajuaní y Placetas. 3.-Flysch y Olistostromas del Maestrichtiano y Eoceno Inferior-Medio. 4.-Ofiolitas del Cretácico Temprano. 5.-Arco volcánico del Cretácico Inferior-Superior. 6.-Granitoides del Arco Volcánico Cretácico. 7.-Eclogitas y diaforitas de eclogitas predominantes. 8.-Glaucofanitas, jadeititas, anfíbolitas granatíferas. 9.-Esquistos verdes anfíbolitas de bajo grado, metagabros, rodingitas etc. 10.-Melange indiferenciado.

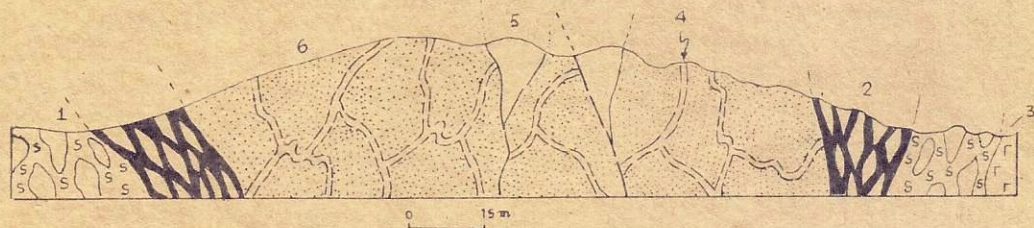


Fig. 2. Cuerpo eclogítico del Crucero Margot. 1. Melange serpentinitico con inclusiones de rocas con metamorfismo de baja relacion T/P. 2. Rodingitas milonitizadas con talco, carbonato, actinolita, clorita, con relictos ultramaficos y eclogiticos. 3. Cumulos maficos. 4. Actinolititas talcosas. 5. Cuarzo granuloso. 6. Eclogitas y diafforitas de eclogitas.

euhédrico zonado. La corona del granate de 2da generación se destaca muy claramente. La masa de clinopiroxeno verde pálido, apenas pleocroico, aparece en agregados finos conjuntamente con anfíbol verde grisáceo azulado pleocroico. El anfíbol, claramente posterior a las dos generaciones de granate, envuelve sus cristales o los corta con finas vetillas; a menudo se le observa sustituyendo al clinopiroxeno destacándose granos de este último sustituidos por glaucofana.

Tiene gran importancia que en las porciones periféricas del granate aparecen abundantes granos de clinopiroxeno desorientados u ordenados rotacionalmente demostrando la previa formación del mismo con respecto al granate más tardío y, por supuesto, también anterior al anfíbol que es posterior a ambas generaciones de granate. De modo similar ocurre con el abundante rutilo en tránsito hacia esfena, que cuando aparece en el interior de los granates se encuentra inalterado mostrando la posterioridad de la esfena respecto a los granates. En la roca están expresadas varias etapas de generación de las asociaciones minerales. A la inicial, compuesta por granate-rutilo-onfacita-zoicita? mica blanca, se superpone una asociación más tardía de anfíbol (glaucofana)-epidota-esfena-mica blanca. Aun más tarde otra asociación reflejada por clinozoicita-clorita-albita-stilpnomelana de carácter regresiva tardía donde casi siempre la albita forma coronas alrededor del anfíbol, incluyendo pseudopojilitos de granate previamente cloritizados.

El granate de estas eclogitas pertenece al grupo de las pirlaspitas, compuestas aquí por una solución sólida entre almandino y esfero, una fosfórica con un valor de 11.50 A⁻ de su celda elemental. Según estas características mineralógicas, las eclogitas del Crucero Margot pueden considerarse integradas al tipo C (según Coleman et al., 1965), análogas a las asociadas a complejos ofiolíticos o sus representantes tectonizados, portadores de asociaciones rocosas metamorfozadas en condiciones de HP-LT, tales como se describen en Dal Piaz y Ernst, 1978; Dobretsov, 1984; Sobolev et al., 1986; Newton, 1986; Moore, 1986, y en muchos otros trabajos.

En el diagrama de Pearce y Cann (1973), Pearce y Norry (1979), (fig. 3), las eclogitas del Crucero Margot se ubican netamente en el campo OFB, lo mismo que en el diagrama de Pearce et al. (1974), (fig. 4), donde corresponden al campo de las rocas oceánicas. Es posible presumir que estas eclogitas propiamente no se derivaron de algún basamento criptico, sino que se han formado a partir de rocas de la propia corteza oceánica, como gabros o basaltos de algunas de sus secciones, media o superior. Sin embargo, ¿de cual corteza oceánica se derivaron estas rocas?

En el origen y significado de las eclogitas de esta región se puede profundizar, considerando la naturaleza y características de las rocas metamórficas y no metamórficas que se le asocian espacialmente y de las rocas que forman el ambiente de sustentación de las mismas, del mismo modo que ciertos rasgos de la tectónica principal del

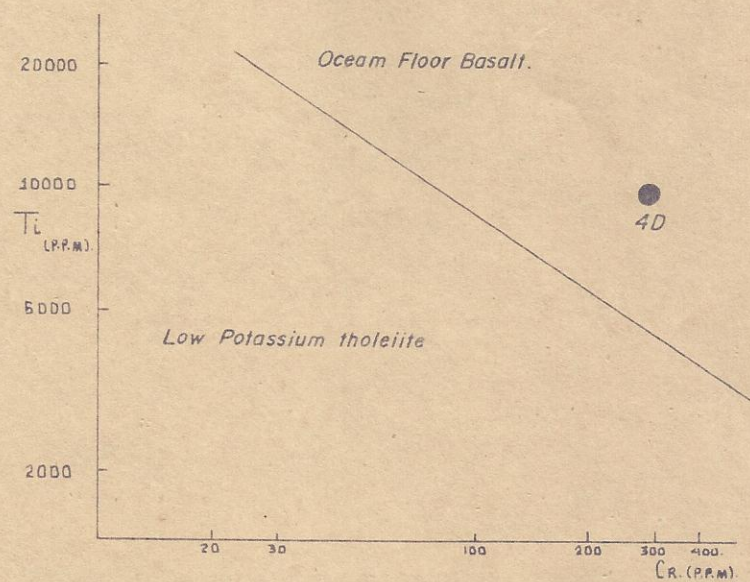


Fig. 3. Eclogita del Crucero Margot, del melange ofiolítico cerca de la Ciudad de Santa Clara.

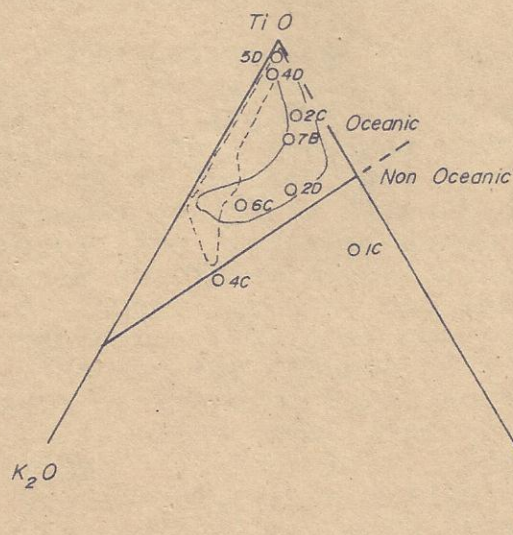


Fig. 4. Eclogitas y esquistos glaucofánicos en el diagrama $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ (Pearce et al., 1974). 1C, 2C, 6C-eclogitas del Escambray; 2D, 4C- esquistos glaucofánicos del Escambray; 4D-eclogita del Crucero Margot (ofiolitas del Norte de Las Villas) 5D-eclogita de la Zona de Mateo (ofiolitas del Norte de Oriente). Con línea continua las eclogitas de la Unidad Zermatt-Saas, del Piemonte de los Alpes Occidentales (según Dal Piaz y Ernst, 1978) Con línea interrumpida las eclogitas de la Region de Gibara (Norte de Oriente) (Kubovics et al., 1989).

dominio ofiolítico.

Las rocas metamórficas en las ofiolitas de Las Villas, por su composición y posición espacial, tienen ciertas características sobre las cuales no se ha enfatizado bastante en la literatura y con frecuencia se obvia este particular. Sin embargo, existen suficientes datos de campo y evidencias petrológicas que demuestran una cierta complejidad no mencionada aún en la geología de esta región.

En primer lugar, las rocas metamórficas que aparecen como inclusiones en una matriz tectónica de serpentinitas, difieren entre sí de forma contraste. Estas rocas forman grandes y a veces densas agrupaciones, desde pequeños bloques, hasta pequeñas cadenas colinosas en el macizo de la Sierra Alta de Agabama, que viene a ser el lugar casi exclusivo de su ocurrencia con tales dimensiones y abundancia fig.1. La cantidad de especies litológicas es numerosa y heterogénea. Las rocas más estrechamente asociadas a las eclogitas son las anfibolitas granatíferas, de textura gruesa, con anfíbol glaucofanizado; las anfibolitas clinozoicito-albiticas con glaucofana y epidota y, propiamente, las glaucofanitas (hasta 60 % de glaucofana), con albita, cuarzo, titanita y granate. Estas rocas habían sido consideradas por Stanik et. al. (1981) como diafforitas, parecidas a las llamadas "rocas extrañas" del Escambray. Independientemente de esa opinión, de hecho pueden observarse gradaciones entre algunas de esas anfibolitas y las eclogitas. La existencia de estas grandes masas, al parecer derivadas de las eclogitas, sugieren las considerables dimensiones de los cuerpos eclogíticos primarios. Muy cerca de las eclogitas y anfibolitas se destacan otras metamorfitas significativas, como son las rocas jadeíticas. Frecuentemente se trata de pequeños fragmentos en una matriz ofiolítica milonitizada, pero hay casos en que las rocas jadeíticas forman parte de enormes bloques hectométricos de gabros estratificados con cúmulos ultramáficos, con un perímetro metamorfozado en condiciones de alta presión, mostrando asociaciones de cuarzo - albita - jadeita, con variable presencia de epidota, mica blanca y esfena. A estas rocas además se relacionan una gran parte de los esquistos con asociaciones de alta presión (Millán y Somin, 1976), en su mayoría con protolitos vulcanógenos básicos, formados por glaucofana - pumpeleita; granate - lawsonita - anfíbol; glaucofana - tremolita - lawsonita; zoicito - actinolíticos; de prehnita - pumpeleita y otros. Próximas en el espacio geológico con las anteriores litologías yacen un conjunto de rocas con otras asociaciones; con predominio de material volcánico primario, y compuestas por, albita - actinolita - clinozoisita - epidota; biotita - anfíbol; albita - stilpnomelana - tremolita; y otras muchas rocas metagabroidicas, con anfíbol - epidota - plagioclasa ácida; así como muchas rocas verdes y anfibolitas de bajo grado. Dentro de estas asociaciones litológicas heterogéneas derivadas de rocas ígneas, llaman la atención unas metamorfitas de protolito probablemente sedimentario y origen desconocido. Entre ellas se encuentran las cuarcitas glaucofano - muscovíticas (Piedra de Amolar) referidas por Vuagnat (1959);

las cuarcitas (cuarzo 95 %) y cuarcitas micáceas grafiticas, esquistos cuarcíferos - micáceos, esquistos cuarcíferos anfibólicos granatíferos, esquistos stilpnomelánicos con muscovita y metapeder nales (metachert). Una parte de estas rocas metamórficas, sobre todo aquellas derivadas de ignitas básicas, transformadas en condiciones de alta presión, ya habían sido descritas por Millán y Somin (1976) como "Complejo Vulcanógeno - Sedimentario Pre - Eugeosinclinal", comparado con el cinturón de alta presión de la costa de California y considerada su generación en una típica región de desarrollo oceánico, probablemente una fosa o surco pre - Cretácico, cuyos productos sirvieron parcialmente de basamento al Arco Insular Volcánico del Cretácico. Por consiguiente, dentro de una matriz ofiolítica por completo tectonizada, yacen los fragmentos de varias unidades metamórficas íntimamente mezoladas, destacándose los representantes de un complejo metamórfico de alta presión: esquistos verdes; anfibolitas de bajo grado y rocas alteradas (dioritas, gabros piroxénicos, etc) en condiciones de metamorfismo oceánico de baja presión, si son coherentes con los valores de los enjambres de Aguas Zurrupandilla y el complejo superior de espilitas de la zona. El examen de los mapas geológicos más recientes (Vasilev et al., 1989) muestra consistentemente que los fragmentos metamórficos ocupan zonas definidas, a modo de bandas, con tendencia a agrupar ciertos tipos de inclusiones. Las principales y más importantes agrupaciones de esas rocas yacen en la parte Sur de las ofiolitas; sobre todo en la Sierra Alta de Agabama, donde forman a manera de "clusters" en extremo replegados sobre sí mismo. Las grandes corridas de ofiolitas situadas más al Norte, al parecer solo contienen fragmentos de diques, esquistos verdes, rodingitas, gabros y diabasas, vulcanitas ofiolíticas e incluso de chert y calizas de las secuencias de tipo Camajuani y Placetas (Ducloux y Vuagnat, 1962), o ningún fragmento. Cuando se observan metamorfitas de alta presión sostenidas por milonita serpentínica ("Waxy serpentine", de Fardo, 1975) se trata de zonas muy lineales y estrechas que enmarcan los grandes cinturones de ofiolitas; muy pocas veces sesgando por su interior, rocas basálticas y hasta andesíticas, gneises leucocráticos y otras rocas que se paralelizan bien con vulcanitas. Pero, además de las rocas metamórficas, sobre y dentro de este melange, existen otros complejos litológicos. El primer de ellos está representado por los fragmentos de un complejo ofiolítico tectonicamente desmembrado compuesto por grandes cuñas y bloques de cúmulos ultramáficos, cúmulos máficos, enjambres de diques diabásicos y diabasas (Zurrupandilla) y un complejo de basaltos espiliticos con sedimentos silicíticos pelágicos (Fm. Sagua La Chica). Estas rocas, sin duda genéticamente vinculadas por sus relaciones cortantes o transicionales, así como por sus rasgos petroquímicos, están atravesadas por rocas leucocráticas propias del Arco Volcánico Cretácico (Millán y Somin, 1985 b), las cuales también intersectan al melange. Las rocas de este complejo ofiolítico presentan rasgos de metamorfismo de baja presión (zeolitas, praxinitas, rodingitas, anfibolitas de bajo grado) y se les observan dentro del melange, a veces formando cuñas kilométricas, prácticamente sin alteraciones.

junto con eclogitas, anfibolitas de alta presión, glaucofanitas y jadeitas. Un ejemplo excelente entre muchos, puede observarse cerca de la cortina NW de la presa Minerva, donde junto a un gran cuerpo de apoclogita de rumbo WNW, yace un cuerpo de anortosita (en contacto directo) y varios cuerpos de basaltos espiliticos y vulcanitas de la Fm. Cabaiguan, a distancia insignificante. A pesar de esto, muchos autores, p.e. Vasilev et. al. (1989), describen estos perfiles como un único complejo ofiolítico. Sin embargo este mismo autor (Vasilev et. al., op. cit.) resalta en su informe una discrepancia notable e inexplicada de la correlación de los elementos geoquímicos fundamentales (Ni, Co, Cr, Ti, V) de las serpentinitas respecto a los valores propios de los gabros bandeados, supuestamente pertenecientes a un mismo complejo ofiolítico. Las relaciones $Ni/Co=15$; $Cr/Ti=12$; $Cr/V=123$; características de las serpentinitas (integradas casi totalmente al melange) pueden compararse con las de los gabros; $Ni/Co=3.5$; $Cr/Ti=0.1$; $Cr/V=2$; para comprender el extraordinario contraste de dichos valores. Los propios valores de los gabros, en sí son coherentes con los valores de los enjambre de diques Zurrupandilla y el complejo superior de espilitas de la Fm. Sagua La Chica; la cual sirve de soporte a los basaltos de la Fm. Cabaiguan (Hatten et. al., 1958) que ya pertenecen al AVC. Las secuencias de este último solo tienen relaciones estratigráficas con las ofiolitas de esta manera; pues ninguna formación de las vulcanitas eugeosinclinales yacen, en la actualidad, estratigráficamente sobre el melange.

Lo mismo ocurre en el borde Sur del AVZ, donde entre esa unidad y el Macizo del Escambray, yace el complejo Anfibolítico de Mabujina (CAM), (Fig. 5), metamorfozado en condiciones de alta relación T/P (Somín y Millán, 1981). Este complejo indudablemente, forma la sección basal del AVC y la parte baja de su corte está integrada por los restos metamorfozados de un complejo ofiolítico que constituyó su fundamento melanocrático (Millán y Somín, 1976; Haydoutov et. al., 1989). Sobre las anfibolitas metaofiolíticas yacen otras anfibolitas metavulcanógenas basálticas y hasta andesíticas, gneises leucocráticos y otras rocas que se paralelizan bien con vulcanitas cretácicas. La edad del protolito de las últimas ha sido demostrada que no es más antigua que el Jurásico (Dublan et. al., 1988; Bibikova et. al., 1989). Ningún resto o afloramiento de melange ultramáfico con inclusiones de alta presión se ha encontrado dentro del Complejo Mabujina. Por esta razón podemos pensar que, en algún lugar el melange ultramáfico y el basamento de la Zona Zaza transicionaban entre sí o tenían un contacto heredado de una etapa anterior de desarrollo. No obstante que estas relaciones indicadas están bien fundamentadas, Vasilev et. al. (1989), consideran la existencia de una "serie ofiolítica única", comagmática con las vulcanitas toleíticas del Arco Insular Volcánico, producto del desarrollo homodrómico de una misma masa toleítica. Pero según Haydoutov (1986), existe otra discrepancia geoquímica y petrológica entre las vulcanitas basálticas y rocas calcoalcalinas del AVC y aquellas vulcanitas toleíticas propias de la asociación ofiolítica. Esta discrepancia se

parte de estas secuencias (Camajuani - Placetas) en efecto, destaca bien en las provincias centrales y orientales. En la región de Camaguey, el magmatismo del Arco, desde sus inicios, tuvo un carácter subalcalino - alcalino (Díaz de Villalvilla, 1988). En las provincias centrales, las toleitas de la Fm. Los Pasos (Neocomiano?), según Díaz de Villalvilla (1989), duplican el contenido de ciertos microelementos respecto a los basaltos toleíticos de la Fm. Sagua la Chica, en el tope de las ofiolitas. Estos contrastes petroquímicos entre las toleitas del Arco y las del complejo ofiolítico, enfatizados por la diferencia entre 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) y de las toleitas del Arco (Cretácico temprano), implican según Haydoutov una diferencia mínima en el tiempo de formación de ambos complejos de 20 m.a.

El segundo complejo asociado al melange es la secuencia de Fms. calcáreo - terrígeno - silicíticas de aguas profundas de las llamadas Zonas Camajuani - Placetas (Ducloz y Vuagnat, 1962) que, a veces, yacen en forma de enormes losas empotradas en las serpentinitas portadoras de metamorfitas, sin que las masas calcáreas y de silicitas presenten efecto alguno de metamorfismo. Numerosas evidencias demuestran que 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 no metamorfizadas tiene un ejemplo perfecto en la región de Loma Bonachea al NE de Santa Clara; donde en un área de pocos kilómetros cuadrados pueden observarse, melange con eclogitas; calizas y silicitas; espilitas del techo ofiolítico e incluso, vulcanitas de la Fm. Cabaiguan, propias del AVC. Aquí puede argumentarse que, al menos una parte de las rocas de Camajuani - Placetas, fueron depositadas directamente sobre una corteza oceánica o sus restos, probablemente sobre el mismo melange ultramáfico. Tal idea o muy similar, fue planteada primeramente por Knipper y Cabrera (1972) y Haydoutov (1986). Los primeros señalaron que el leptogeosinclinal estaba depositado sobre un fundamento siálico en su parte Norte y uno simático en su parte Sur. Las pruebas a favor son el enriquecimiento anómalo, en las Fms. de la Zona Placetas en elementos propios de las ofiolitas (Cr, Ni, Co), tal como se ha demostrado por el levantamiento geoquímico regional (Cheleviev en Vasilev et. al., 1989). Esta prueba se refuerza cuando se considera que esas mismas Fms. contienen un surtido de fragmentos, entre los cuales se cuentan; serpentinitas, ilmenitas, olivino, cromita, anfíbol con almandino, biotita, rutilo, clinopiroxeno y hierro nativo. Muy similar surtido de fragmentos ocurre en las formaciones de la Zona Camajuani, las cuales contienen serpentinitas, agregados talcosericíticos, glaucófana, espinelas cromíferas, zoisita, ortopiroxeno, clorita, fragmentos de esquistos granate-anfibólicos y otros esquistos cristalinos (Linares et. al., 1987; Fide Vasilev et. al., 1989). ¿En cual fuente puede obtenerse esta colección específica de fragmentos? y sus productos diastóricos, desde diastóricos hasta

Otra parte de estas secuencias (Camajuani - Placetas), en efecto, pudo depositarse simultaneamente sobre un basamento cristalino que podría identificarse con el Complejo Socorro (Renne et al., 1989) de edad Grenvilliana, cortado por granitos pre-Tithonianos (Rio Cañas).

De todo lo expuesto hasta ahora se derivan evidencias de que el llamado Complejo Ofiolítico de Cuba Central, probablemente no es una entidad única y genéticamente coherente. Es posible concebir que una parte del mismo, en realidad está constituido por los restos de una corteza oceánica tectonizada y convertida en un melange con asociaciones de alta presión litológicamente expresadas por eclogitas, esquistos azules, jadeititas, etc; generada en una zona de subducción o colisión que formó parte de un prisma de acreción. Este mismo prisma de acreción desempeñó el papel de basamento para la sedimentación en una cuenca de aguas profundas en una cierta dirección, y de pedestal a un arco insular ensimático en la dirección contraria. En este dominio y durante el Jurásico tardío o Cretácico temprano, se desarrolló una nueva corteza ofiolítica, correspondiente a una cuenca marginal interpuesta entre el arco insular volcánico 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). La diferencia de edades entre la corteza oceánica metamorfozada y las ofiolitas del Jurásico-Cretácico Inferior, no se conoce. Los posteriores eventos geológicos fueron responsables de la creación de un melange poligenético, vinculado a procesos de colisión en un régimen transpresivo, de obducción y nueva acreción 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) (Valdiya, 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).

3. Eclogitas y rocas asociadas del Macizo Metamórfico Escambray.

Esta es la segunda localidad de rocas eclogíticas relativamente abundantes y algo mejor estudiadas en Cuba Central. 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), y Dublan y Alvarez Sánchez et al. (1985). Las ocurrencias principales de eclogitas se muestran en la Fig. 5.

Por su posición estructural y estratigráfica las eclogitas del Escambray pueden ser divididas en dos grupos. El primer grupo de eclogitas yace en el cinturón de melange que se extiende entre la Loma de los Guapos (al Norte de Jibacoa) y La Belleza; con rumbo NW-SE. El Melange Los Guapos (Alvarez Sánchez, en Dublan y Alvarez 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

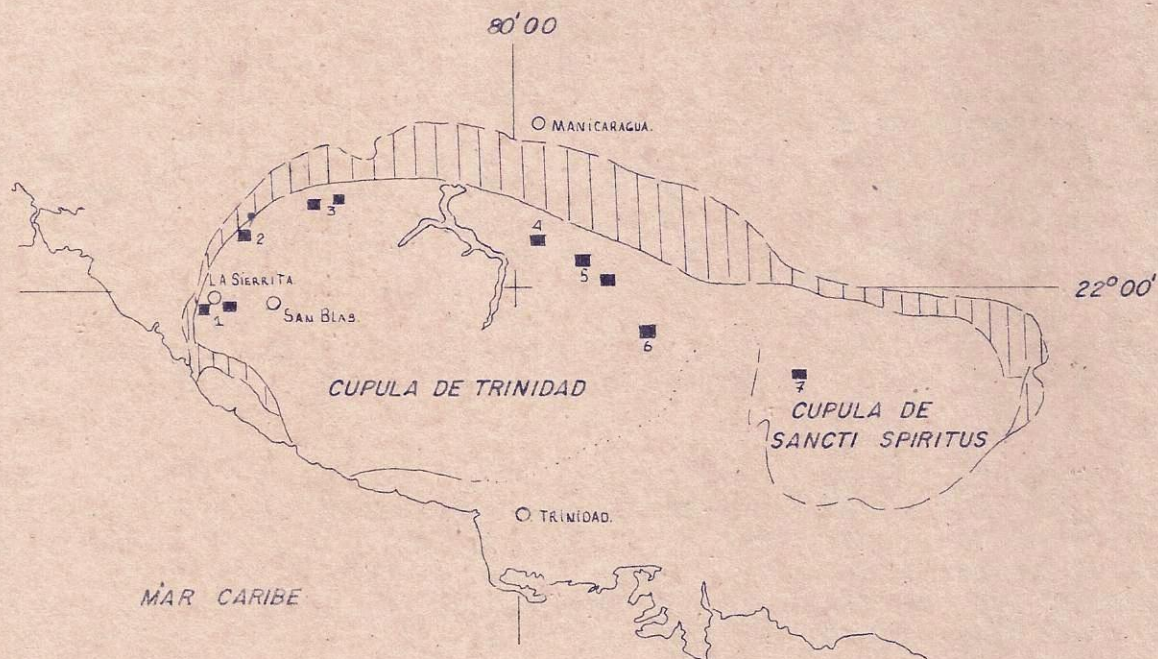


Fig.5. Localidades de eclogitas en el Macizo Metamórfico Escambray. 1. La Sierrita, 2. Las Moscas, 3. San Narciso, 4. Picos Blancos; 5. La Belleza; 6. Algarrobo; 7. Caracusey. 1, 2, 3, 6, 7 - Eclogitas de los Nappes de Tipo Monforte. 4, 5 Eclogitas en el Melange ultramáfico Complejo Anfibolítico de Mabujina.

hectométricos, acompañados por otras rocas metabásicas, anfibolitas, zoisititas, clinopiroxenitas, glaucofanitas, esquistos stilpnomelánicos, metasilicitas, jadeititas y otras. En una estrecha asociación con las eclogitas se destacan grandes losas de los enigmáticos Esquistos Cristalinos de Algarrobo (Millán y Somin, 1981), de carácter polimineral. El cinturón del melange Los Guapos, en sí, puede interpretarse como una faja metamórfica de alta presión interpuesta entre los nappes de tipo "Monforte" (Millán y Alvarez Sánchez, en preparación) caracterizados por un metamorfismo de baja relación T/P y los restantes nappes del Escambray de presión normal, correspondientes, en su mayoría, a la facies de esquistos verdes.

Las eclogitas yacientes en este melange se componen de una asociación de granate - rutilo - onfacita ± mica blanca ± lawsonita, con una asociación superpuesta de glaucofana - nefrita - clinozoisita titanita ± cuarzo ± carbonato. Dentro de los porfidoblastos de granate se encuentra el rutilo y nunca la titanita destacando el carácter primario del rutilo. A menudo se observan, en el cinturón de melange, todas las gradaciones de conversión de las eclogitas en otras rocas, demostrando una complicada historia de reequilibrio. Los más comunes productos diacríticos de la eclogita son unas glaucofanitas granatíferas transicionales a las eclogitas, integradas por grandes porfidoblastos de granate (almandino por microsonda), rodeados de bandas kelfíticas (clorita - cuarzo - epidota) en una matriz de glaucofana que, a veces, es un tipo intermedio entre grossita y magnesioriebeckita (Dublan y Alvarez Sánchez et. al. 1985), con clinozoisita - epidota, clorita y albita regresivas.

Los granates de las eclogitas aparecen como fenoblastos (excepcionalmente se conoce una granatita) de dimensiones entre 1 y 10 mm, alcanzando hasta el 18% de la roca. 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 espsartina (2-10%). De 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 espsartina 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 piraipitas (Mainegra et. al. 1990). El estudio por microsonda confirma plenamente que estos granates pertenecen a los típicos de las eclogitas asociadas a los esquistos azules (Fig. 6). Tanto la composición de los núcleos de granate y de sus coronas, así como sus relaciones de yacencia los sitúan en el grupo C (Según Coleman et. al., 1985). La presencia de una asociación subordinada de zoisita, fengita ± paragonita, lawsonita (dentro de cuarzo), además de la glaucofana, podría servir para ubicar 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

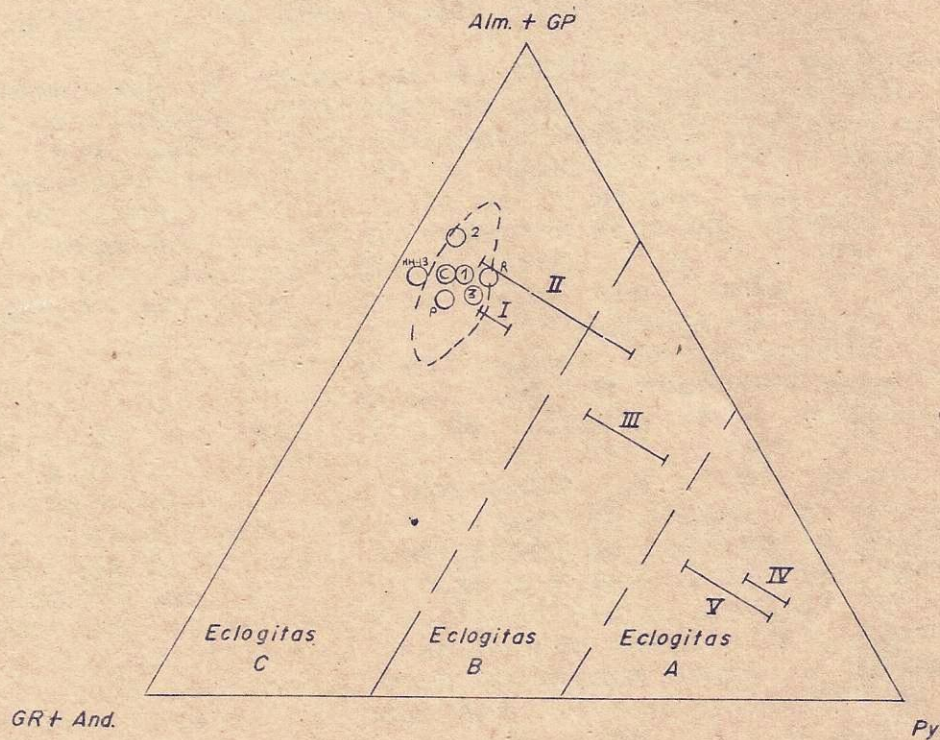


Fig. 6. Composición de los granates de eclogitas y rocas verdes asociadas. El Campo en línea discontinua pertenece a los granates de eclogitas en esquistos azules. I-Granates de anfibolitas; II de las charnokitas y granulitas; III del Grupo B de eclogitas; IV en dunitas y peridotitas; V de eclogitas asociadas a Kimberlitas (según Ghent y Coleman, 1973). 1. Promedio de 11 muestras de eclogitas de la Belleza (Escambray). 2. Granates con menor contenido de grossularia; 3. Granates con menor contenido de Alm. + Sp; HH-13 granates de esquistos verdes asociados a eclogitas; C. Promedio del centro de tres granos de la eclogita GR-2 Y R. Promedio de la corona del granate de la misma muestra (Mac, Donald, 1977). P. eclogita promedio de California (según Coleman et. al., 1965).

rango PT, entre 10 - 15 Kbars y 450 -500 °C.

En contraste con el anterior, el segundo grupo de eclogitas se observa en condiciones definidas de control estratigráfico; (Millán y Somin, 1981, 1985). Recientemente Millán y Alvarez Sánchez (en preparación) estudiaron muy buenos ejemplos de estas eclogitas en la porción occidental de la Cupula de Trinidad. Allí las eclogitas yacen en forma de cuerpos interestratificados, dentro de una secuencia de esquistos calcíferos, mármoles grafiticos y esquistos metaterrígenos de edad Jurásica (Fms. Loma Gloria y Cobrito, sensu Millán y Somin, 1985 a, b) (Fig.7); integradas al Nappe Monforte, que corona la pila de nappes en esa región. Las eclogitas, frescas y relativamente menos tectonizadas que sus homónimas del melange Los Guapos, muestran una asociación de clinopiroxeno, granate, zoisita y rutilo. En algunos casos se destacan asociaciones que carecen de algunos minerales, con la formación de rocas zoisito-clinopiroxénicas, zoisito-granatíferas e incluso eclogitas no zoisíticas. Sobreimpuesta a la anterior asociación se observa la diaftóresis de alta presión, donde el clinopiroxeno y la zoisita se transformaron, parcial o completamente, en glaucofana o anfíbol verde azulado asociado con mica blanca, un granate más tardío (como coronas alrededor del granate temprano) que en ocasiones contiene inclusiones de clinozoisita y esfena, así como anfíbol azul pálido, con evidencias del crecimiento sintectónico de este granate. Albita y epidota pueden observarse en vetillas y la albita a veces en forma de corona alrededor del granate. Posteriormente tuvo lugar una diaftóresis aun más tardía, propia de la facies de los esquistos verdes sin indicios de alta presión. Tal complicada historia metamórfica de reequilibrio se refleja también en los esquistos apoterrígenos caracterizados por una asociación progresiva de alta presión cuarzo - granate - zoisita - rutilo; con una sobreimposición de clinozoisita - esfena - albita - clorita ± carbonato. A poca distancia de los cuerpos eclogíticos, en idéntica posición estratigráfica, dentro del mismo Nappe Monforte, yacen rocas protolíticas de las eclogitas. Se trata de los metagabros, compuestos por anfíbol verde azulado, zoisita, granate, rutilo y clinozoisita, en los cuales frecuentemente se preservan grandes relictos de plagioclasa magmática maclada. La unidad infrayacente al Nappe Monforte (Nappe La Sierrita), así como los restantes todavía más inferiores no presentan indicios de un metamorfismo previo de alta presión; aun ni en grado menor que la sección meridional del Nappe Monforte donde se conservan los metagabros con relictos magmáticos (Millán y Alvarez Sánchez en preparación).

Las eclogitas anteriores, corresponden muy bien con las estudiadas por McDonald (1977) en la localidad llamada por él "Garnet Ridge", al NW de la Mina Carlota (Fig.5). En este lugar McDonald describe una gradación entre anfíbolitas piroxénicas y las eclogitas, donde el contacto de las eclogitas con esquistos carbonáticos granatíferos es supuesto como termal relictico. 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

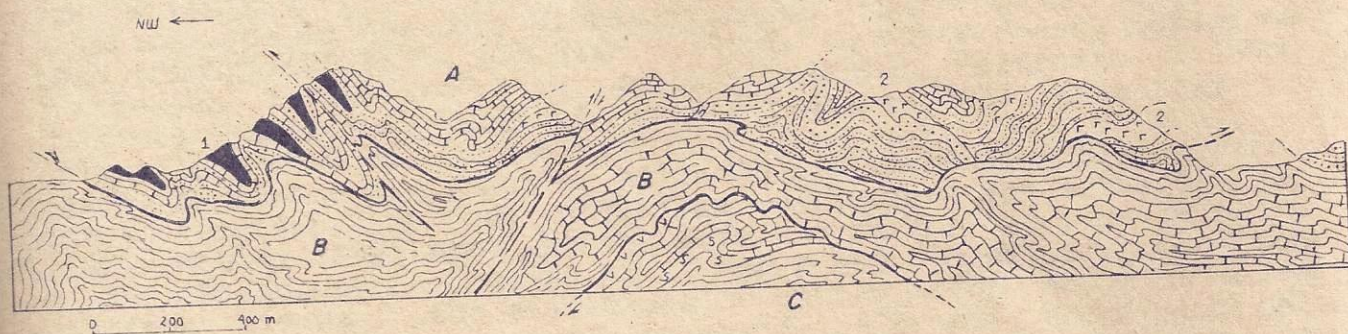


Fig. 7. A. Nappe Monforte (secuencias Jurásicas con metamorfismo HP-LT). B. Nappe La Sierrita (secuencias calcáreas y metaflysch Terrígeno-silíceo). C. Nappe El Naranjal (secuencias calcáreas y metavulcanógenas del Jurásico Superior y Cretácico). Los Nappes La Sierrita y el Naranjal corresponden a la facies de esquistos verdes sin asociaciones de alta presión. 1. Eclogitas (Apoeclogitas). 2. Metagabros con relictos magmáticos. (SW de la Cupula de Trinidad).

clasificación de Coleman et. al. (1965). Al igual que en la región de la Sierrita y de manera más estrecha, como señala McDonald, este es un notable ejemplo de una eclogita directamente relacionada con su protolito.

Como plantean Millán y Somin (1985 b), las eclogitas del Escambray se diferencian de otras metamorfitas de ese macizo por una historia petrológica más complicada. Sin embargo, al menos en el caso de la eclogita del Nappe Monforte, un origen ajeno al dominio del Escambray puede descartarse. En las Figs. 4, 8, 9; puede seguirse la conducta uniforme de estas eclogitas y de su protolito. Como un elemento sugerente puede advertirse la buena concordancia petrológica entre estas eclogitas y la anfibolita Yayabo típica (5C, Fig. 9), las diatexitas de la Fm. Loma Gloria y una metabasita de la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski, 1976) (5B, Figs. 9, 10). Todas estas rocas, netamente situadas en la sección estratigráfica inferior, expresan eventos magmáticos tempranos, comunes en las regiones del Escambray y Guaniguanico de Cuba Occidental.

Tomando en cuenta estos datos, así como los elementos precedentes, podemos considerar corroborada la edad estratigráfica, supuesta por Millán y Somin, (1985) previamente, para uno de los tipos de eclogitas del Escambray. La conversión de una parte de estos protolitos magmáticos básicos, con afinidades oceánicas bien manifiestas, en eclogita, está vinculada con la sumersión de grandes secciones del Macizo del Escambray en un ambiente propio para la creación de estos productos metamórficos.

Más complicado resulta el análisis de las eclogitas del melange. Su yacencia en esta formación caótica de matriz ultramáfica implica considerar su autoctonía o aloctonía respecto a la propia sección estratigráfica del Escambray. Importancia crítica para concluir sobre esto, la tiene la relación entre las ultramafitas internas del Escambray, frecuentemente asociadas con metabasitas (metagabros y metadiabasas) y las eclogitas. Las repetidas observaciones demuestran que estas metabasitas se transforman en zoisititas, eclogitas y glaucofanitas cuando las secciones estratigráficas huéspedes yacen en el nivel de los nappes de tipo Monforte. Tales rocas, con la misma correlación entre ultramafitas y metabasitas, incluso con términos transicionales entre ellos (cúmulos máficos relictos y antigoritita de la Formación La Sabina, según Álvarez Sánchez y Millán, 1985) se observan como esquistos verdes con lawsonita y a veces con granate, en la zona más interna y estructuralmente inferior. ¿Pertenecen las ultramafitas del Escambray a un complejo ofiolítico autoctono de las secuencias con afinidad de margen continental de este macizo? Hoy no se puede contestar a esta pregunta unívocamente. Sin embargo, el análisis de los datos petroquímicos (Figs. 4, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 13) de macroelementos, aunque de forma preliminar, conduce a ciertas conclusiones: Las serpentinitas del Escambray así como casi todas las metabasitas, se asocian a los campos de rocas oceánicas en prácticamente todas las variantes de procesamiento. Estas mismas rocas se diferencian sufi-

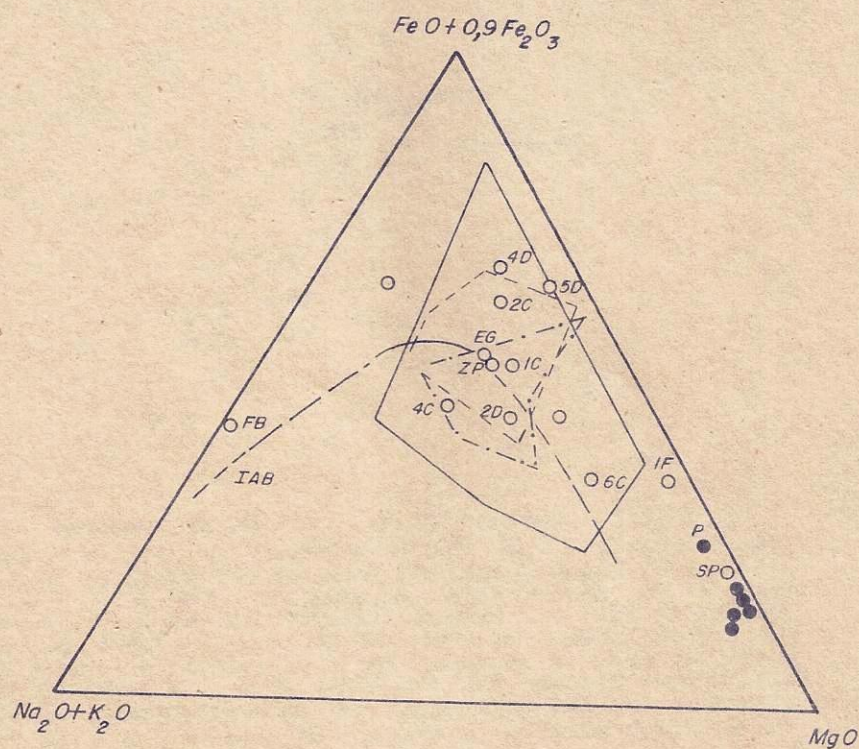


Fig. 8 Eclogitas y esquistos glaucofánicos en el diagrama $\text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - MgO (Miyashiro, 1974). EG - Esquisto glaucofánico promedio y P - Fe-ridotita, promedio (Segun Ernst et. al., 1970) ● - Serpentinitas y ○ - esquistos glaucofano-granatíferos del Escambray (Dublan y Alvarez Sanchez et. al., 1981). Con línea continua, el campo de la metamorfitas máficas de la Región de Franciscan y con líneas interrumpidas el de la Región de Sambagawa (Segun Ernst et. al. 1970). Con línea interrumpida punteada el campo de las eclogitas de la Región Gibara-Holguin (Segun Kubovics et al. 1989). IF - Griquaita promedio de Smulikowski (en Padera, 1972). La muestra ZP es el promedio de 6 diabasas de Arroyo Blanco del complejo Ofiolítico de las Villas. La muestra SP es el promedio de 4 serpentinitas de la misma localidad. Los restantes símbolos como en las Figs.

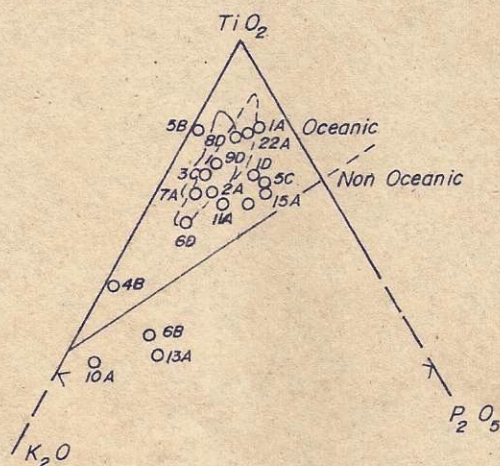


Fig. 9. Metabasitas del Escambray en el diagrama: TiO_2 - K_2O - P_2O_5 (Pearce et al. 1974). 1A_ Esquisto verde (K_1); 2A; 3A_ Esquistos verdes (Fm. Loma La Gloria); 5B_ Metabasita (Fm. Arroyo Cangre; P. de Río (según Cruz et al., 1987); 3C_ Metagabro Nappe Monforte; 1D_ Metabasalto de la Fm. Yaguánabo; 6D_ Metabasita (Melange Los Guapos); 8D_ Metagabro; 9D_ Anfibolita granatífera. 5C_ Anfibolita Yayabo; 4B_ Promedio de 5 análisis de diabasas de la Fm. Sabalp de la Sierra del Rosario, P. del Río (según Cruz et al., 1987) Con línea continua: 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 anterior.

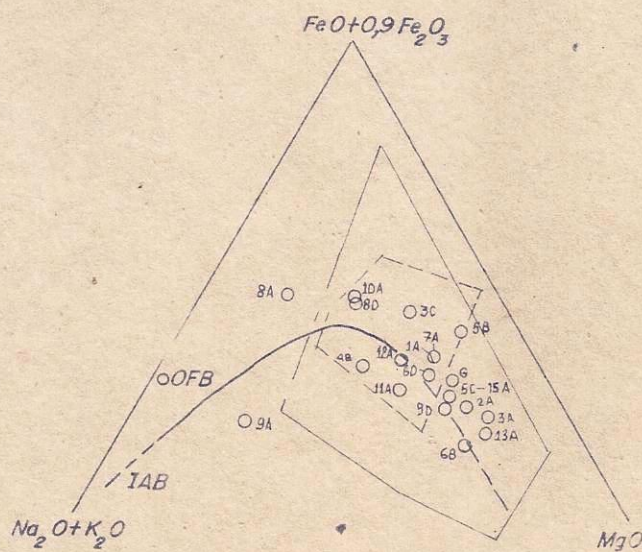


Fig. 10. Metabasitas del Escambray en el diagrama AFM. La muestra G es el gabro promedio (según Ernest et al. 1970, fide Dublan, y Alvarez et al., 1985). El resto de los símbolos según las Figs.

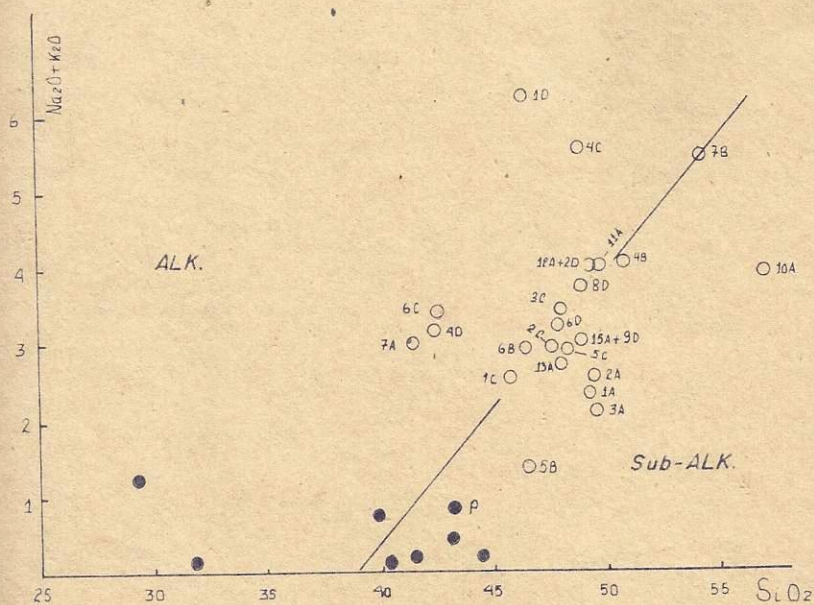


Fig. II. Metabasitas, esquistos glaucofánicos y eclogitas en el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ Y SiO_2 (Macdonald y Katsura, 1964). ● Serpentinitas ápaperidotíticas del Escambray. P. Peridotita promedio (según Ernest et al., 1970, fide Dublan y Alvarez Sanchez et al., 1985). Los restantes símbolos como en las Figs.

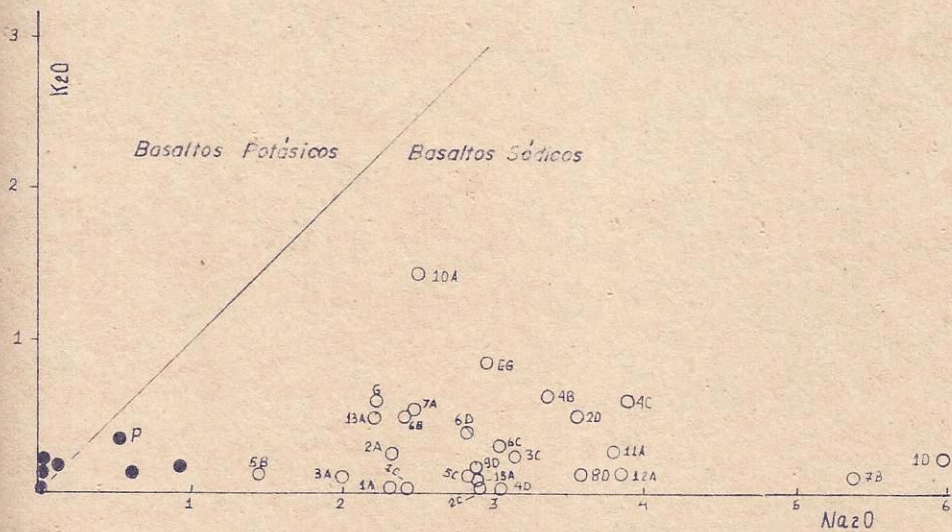


Fig. 12. Eclogitas, metabasitas, y esquistos glaucofánicos en el diagrama K_2O v. Na_2O . Símbolos como en la Fig

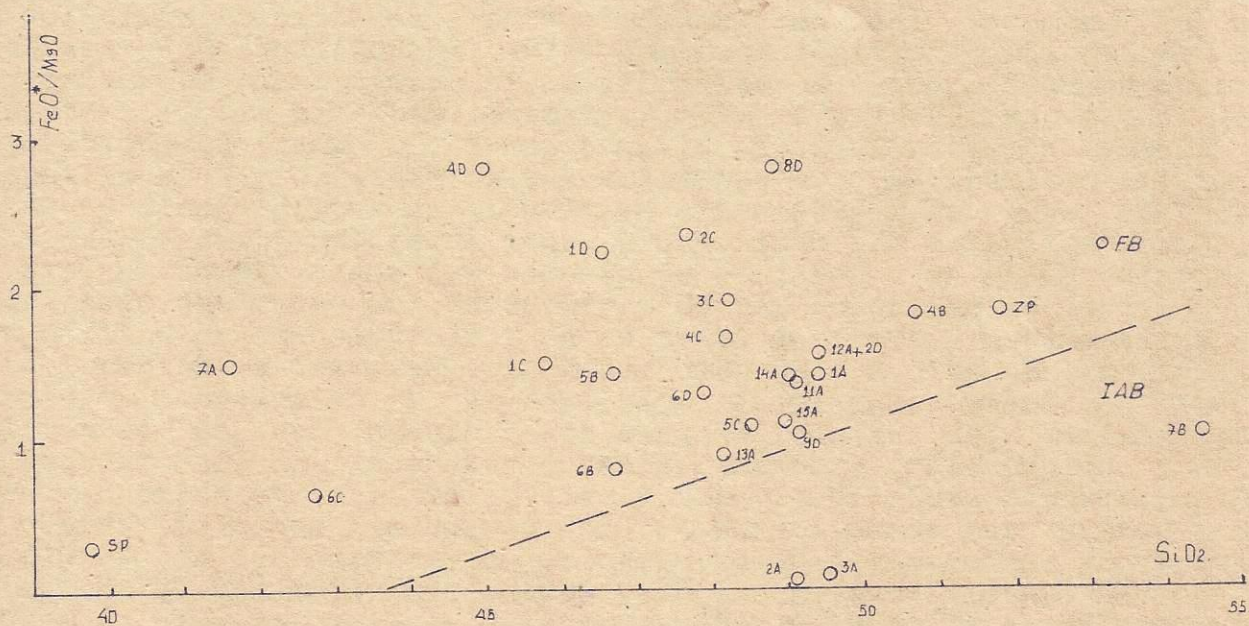


Fig. 13. Metabasitas, esquistos glaucofánicos y eclogitas en el diagrama FeO^*/MgO v. SiO_2 (Irvine y Barager, 1971).

cientemente de las ofiolitas norteñas, por un más alto contenido de alcalis, más bajo contenido de hierro y el contenido muy elevado de titanio, que alcanza el doble que en las metabasitas del Complejo Anfibolitico y contrastan con las vulcanitas del Arco Insular, pobres en titanio. El contenido elevado de este elemento alcanza notables valores en los esquistos verdes ricos en titanio derivados de los traquibasaltos de la Fm. Yaguanabo. Al observar las metabasitas asociadas a las serpentinitas con las metavulcanitas de la Fm. Yaguanabo se destaca el caracter netamente alcalino-subalcalino del magmatismo del Escambray, con una tendencia ascendente hacia el sodio. Al observar la conducta de las eclogitas en el contexto anterior, se evidencia una coherencia con las particularidades petrológicas mencionadas para el magmatismo del Escambray. En el diagrama JGD (Smulikowski, 1972) las apoclogitas se ubican satisfactoriamente en el campo de las gricuitas que, corresponden químicamente con las picritas (Stanik et. al., 1981). Por eso y por las asociaciones de campo que demuestran la estrecha relación espacial y transiciones litológicas de las eclogitas con metabasitas, anfibolitas y glaucofanitas en el melange ultramáfico; podemos sostener como una buena hipótesis de trabajo que tanto las eclogitas como la matriz ultramáfica que las hospeda se refieren a un mismo complejo ofiolítico autóctono del Escambray y dichas eclogitas se derivan de las mafitas de ese complejo y no se trata de ciertas metamorfitas de alta presión anteriores a la generación del Macizo Escambray. Tal complejo ultramáfico y el posterior despliegue magmático pudo originarse en una cuenca o mar marginal, dentro del dominio paleoestructural del Escambray (Stanik y Manour, 1981; Dublán y Alvarez Sanchez et. al., 1985; Millan y Somin, 1985). Esta consideración concuerda bien con las edades absolutas publicadas por Hatten et. al. (1989) de dos muestras de eclogita tomadas dentro de serpentinitas en el Escambray. Las edades U-Pb son respectivamente de 105 y 102 m.a.; mientras que las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la hornblenda de esas rocas registró 85 m.a.. La concordancia se expresa en cuanto a la edad más probable de apertura de esta cuenca marginal, cuyas manifestaciones magmáticas precursoras pueden fecharse desde el Jurásico (metabasitas de la Fm. Loma Gloria); mientras que la entrada del Escambray en un sistema de subducción-colisión sería más tardía (parte media del Cretácico o incluso parte baja del Cretácico Superior). Una parte de los productos magmáticos de dicha cuenca marginal yacen ahora destruidos, formando parte de un melange el cual ocupa las fronteras entre los nappes principales, caracterizados por una construcción determinada y específica de su corte estratigráfico e intensidad y condiciones de su metamorfismo.

4. Modelos Geotectónicos.

En la Fig. 14 está representada la posición y relaciones entre el Macizo Metamórfico Escambray (MME), el Complejo Anfibolitico Mabujina (CAM) y la parte Sur aflorada del Arco Insular Volcánico de Zaza (AVZ). La sección está construida sobre la base de observación superficial, algunos perfiles sísmicos y perforaciones, datos

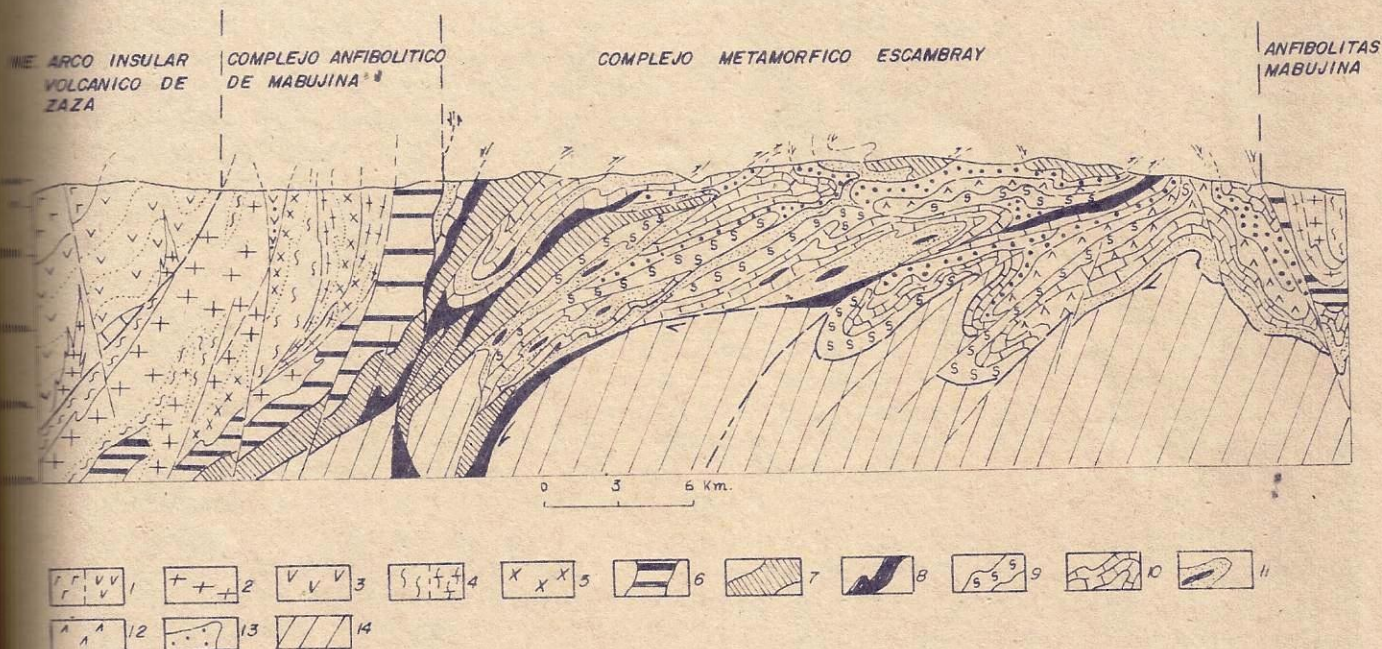


Fig. 14. Sección Esquemática a través de los Macizos metamórficos de Cuba Sur Central en el contacto con la Zona Zaza (Arco Insular Volcánico del Cretácico) Leyenda: 1. Vulcanitas del Cretácico Inferior (a. calcoalcalinas, b. toleíticas). 2. Granitoides y cuarzodioritas de la serie calcoalcalina normal. 3. Metabasaltos hasta metaandesitas metamorizadas en la facies de esquistos verdes. 4a. Anfibolitas metavulcanógenas, metaaglomeráticas, metatufogénicas y metaporfiriticas de composición basalto-andesítica (metavulcanitas de Zaza). 4b. Anfibolitas máficas de grano fino, microgneises, metasilicitas. 5. Plagiogranitos bimicaceos foliados, metacuarzodioritas Granatíferas, Gneises biotíticos. 6. Piroxenitas hornblendicas, hornblenditas, Peridotitas, metagabros Piroxenicos. 7. Nappes y escamas con metamorfismo de alta presión (HP LT). 8. Melange de matriz ultramáfica con bloques de metamorfitas de alta presión (incluyendo eclogitas y jadeitas). 9. Antigoritas Tectonizadas con bloques de metagabros y metadiabasas, mármoles y metasilicitas. 10. Mármoles de Formaciones Jurásicas y Cretácicas Inferiores con cuerpos de metabasitas. 11. Complejo de Formaciones metaterrígenas y metaterrígeno-calcareas con ocasionales cuerpos metabasíticos del J₂-J₃. 12. Metavulcanitas alcalinas (Metabasaltos Yaguanabo del Cretácico Inferior). 13. Complejos de Fhysch silícicos y silicocalcareo-Terrígenos del K₁ al K₂. 14. Basamento sídico del Escambray

gravimétricos y la especulación geológica; lo mismo que la Fig. 15, que muestra el segmento Norte del perfil de Cuba Central.

Por supuesto, la construcción de la complicadísima estructura del MME es altamente especulativa y además está muy simplificada. A pesar de ello, se pueden comentar varios rasgos fundamentales: Entre ellos ; la colocación de los nappes de rocas metamorizadas en condiciones AP-BT (HP-LT) (tipo Monforte), en una posición superior que coincide con la Zona Metamórfica 3 (Millan y Somin, 1985a). Estas unidades cabalgan sobre otros nappes de grado metamórfico menor (en gran medida coincidentes con la Zona Metamórfica 2 de los mismos autores) indicando sobrecorrimientos postmetamórficos (Millan y Somin, 1985a). Sin embargo, paradójicamente, sobre los nappes de este tipo, al Norte de las Cúpulas de Trinidad y Sancti Spiritus, se encuentran cabalgando algunas escamas (Unidad Tectónica no. 6 de Millan y Somin, 1985 a) compuestas por formaciones terrígeno-calcareas de la parte inferior del corte (J₂-J₃) con un grado metamórfico menor y según parece, sin asociaciones de alta presión; separadas de su yacente por una faja de melange ultramáfico con rocas eclogíticas, jadeíticas y glaucofánicas. Al menos un dato parece mostrar que este caso podría ser general para la parte Norte del MME. Se trata del pozo Seibabo 5 (Dublan, Alvarez Sanchez et al., 1985; véase también Millan y Somin, 1985b), el cual cortó sucesivamente rocas del AVZ, del CAM y debajo, las metamorfitas mencionadas. Considerando la construcción geológica planteada en la Fig. 14, donde se refleja un sistema de desplazamientos de nappes diferenciados, de sobrecorrimientos e infracobijaduras más o menos simultáneos, a partir de la influencia de una zona estrecha, y muy activa, se puede concebir un mecanismo para explicar esta paradoja, parecido por sus efectos aunque diferente en sus factores desencadenantes al de las "diverticulaciones", propuesto por Lugeon en 1943 (fide Badoux, 1967). De todas formas, en la profundidad, se supone la presencia de otras unidades de alta presión que deben asociarse estrechamente a la "zona activa" que se coloca, ahora, al Norte del Escambray, alterada y enmascarada por eventos superpuestos.

Otro aspecto a considerar es la forma de emplazamiento del melange ultramáfico, a favor de zonas estrechas de movimiento diferencial entre-mantos, de forma similar a las protrusiones. Esto explicaría la presencia de enormes bloques de zoisititas atrapados en el contacto entre nappes con metamorfismo discrepante, por sus asociaciones de presión normal, con estas metamorfitas de alta presión, descritas recientemente en esa posición en la región de La Sierrita, al Sur de la Cupula de Trinidad (Millán y Alvarez Sánchez, en preparación). Por último, se presenta esquemáticamente la composición estratigráfica limitada de las unidades septentrionales, las cuales tienden a contener solo las secciones inferiores del corte (Jurásicas), mientras que las sureñas cuentan además con desarrolladas secciones vulcanógenas y de los flysch silicítico-calcareos, ignitas máficas y metaterriígenos grauvacosos y calcáreos, del Cretácico Inferior y Superior. Si esta situación se mantiene en la sección vertical pro

ANOMALIAS DE BOUGUER

20
10
0
-10
-20
m/g

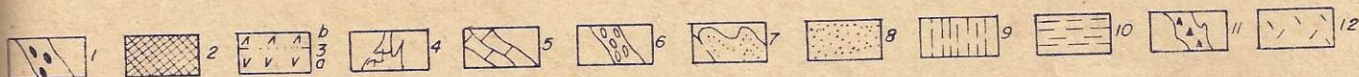
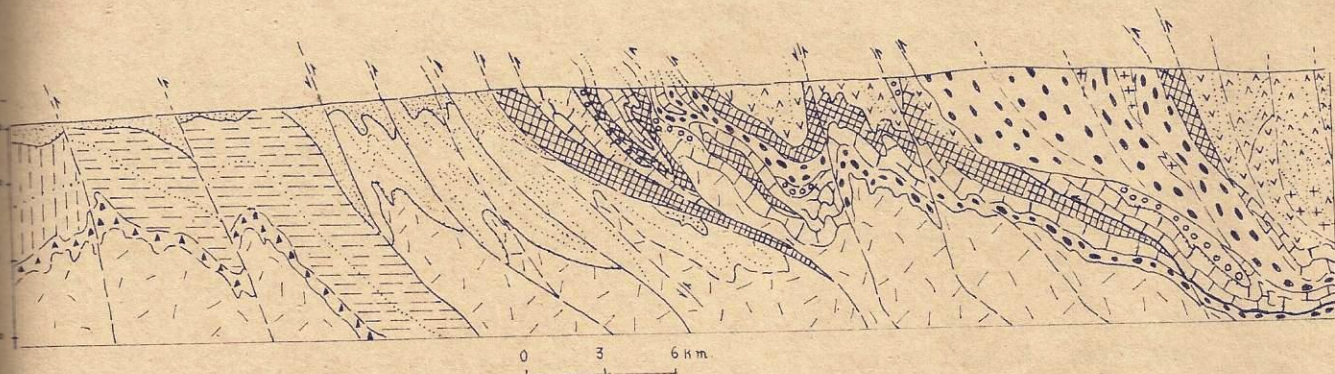


Fig. 15. Sección a Travez del Complejo Ofiolítico y mélangé ultramáfico al Norte de Cuba Central en el contacto con la Plataforma de Bahamas (N) y la Zona Zaza (S). Leyenda: 1. Mélangé ultramáfico con metamorfitas de alta presión; 2. Complejo Ofiolítico del Cretácico Inferior. 3. Arco Insular volcánico de Zaza (a. Fm. Cabaiguan, b. Fms. Provincial y Brujas). 4. Granitoides cretácicos; 5. Zona de Placetas (Complejo calcareo silicítico de Aguas profundas) 6. Olistostromas del Paleoceno-Eoceno Inferior; 7. Zona de Camajuani (complejo calcareo-silicítico, brechas; de aguas progresivamente profundizadas). 8. Flysch y brechas del Maestrichtiano-Paleoceno-Eoceno Inferior. 9. Zona de Cayo Coco 10. Zona de Remedios; 11. Evaporitas, 12. Basamento (Campo Gravitacional según Soloviet et. al, 1964, con algunas correcciones según Vasilev et. al., 1989).

funda de los nappes del Escambray, indudablemente tendrá ese significado paleogeográfico específico y en este trabajo se acepta así a título hipotético.

El CAM yace sobre el MME, como se muestra en la figura: aspecto conocido desde mucho antes (Millán y Somin 1976; Somin y Millán, 1981; y Dublan y Alvarez Sánchez et.al. 1985). Recientemente Haydoutov et.al. (1989), argumentaron la composición ofiolítica de una parte considerable de su corte. Otra sección superior del mismo, a todas luces, parece derivarse de secciones bajas del propio Arco Volcánico, tales como las "anfíbolitas bandeadas", con un grado atenuado de recrystalización, en las cuales fue encontrada una microflora de edad jurásica a cretácica temprana (Dublan et. al., 1989). Si esto último es cierto, cabe poner en duda que la Fm. Los Pasos (vulcanitas ácidas del Hauteriviano) sea la Fm. debutante del magmatismo del AVZ.

En la Fig. 14, se muestra el borde meridional de Zaza actualmente aflorado, expresado justamente por la Fm. Los Pasos. Hay que decir que tal límite es convencional. Primero, por que tanto las anfíbolitas como las vulcanitas, así como las granodioritas del K₂ yacen al Sur del Escambray también. Segundo, porque tales complejos los suprayacen como se indicó. Sin embargo, conviene poner de manifiesto que la sección estratigráfica del AVZ conservada, así como las tendencias petroquímicas que se expresan de Sur a Norte, fundamentan esa dirección como la primaria en la evolución de la pila volcánica (Dublan y Alvarez Sánchez et. al., 1985; Díaz de Villalvilla, 1988).

Para explicar la evolución del segmento sureño del perfil de Cuba Central, proponemos el modelo muy esquematizado de la Fig. 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). El modelo sobre todo explica satisfactoriamente, a nuestro juicio, el mecanismo de superposición de los nappes más metamórficos sobre los menos metamórficos, el emplazamiento del melange ultramáfico con metamorfitas AP-BT en zonas de movimiento diferencial y el desarrollo de los dos tipos de eclogitas hasta ahora conocidos en esta región. 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. Una parte de esos nappes con metamorfismo de alta presión y sección estratigráfica limitada, probablemente se originaron a partir de su temprana inserción en la zona de subducción y su consiguiente sustracción de la esfera de la sedimentación, la cual continuaba normalmente en el resto del dominio (Alvarez Sánchez, 1989). De este modo, se puede concebir que los nappes de alta presión pertenecieron a la etapa de subducción (precampaniana) mientras que los restantes se desarrollaron en el régimen de colisión (etapa campaniana); cuando la interacción entre el AVZ y el Escambray se

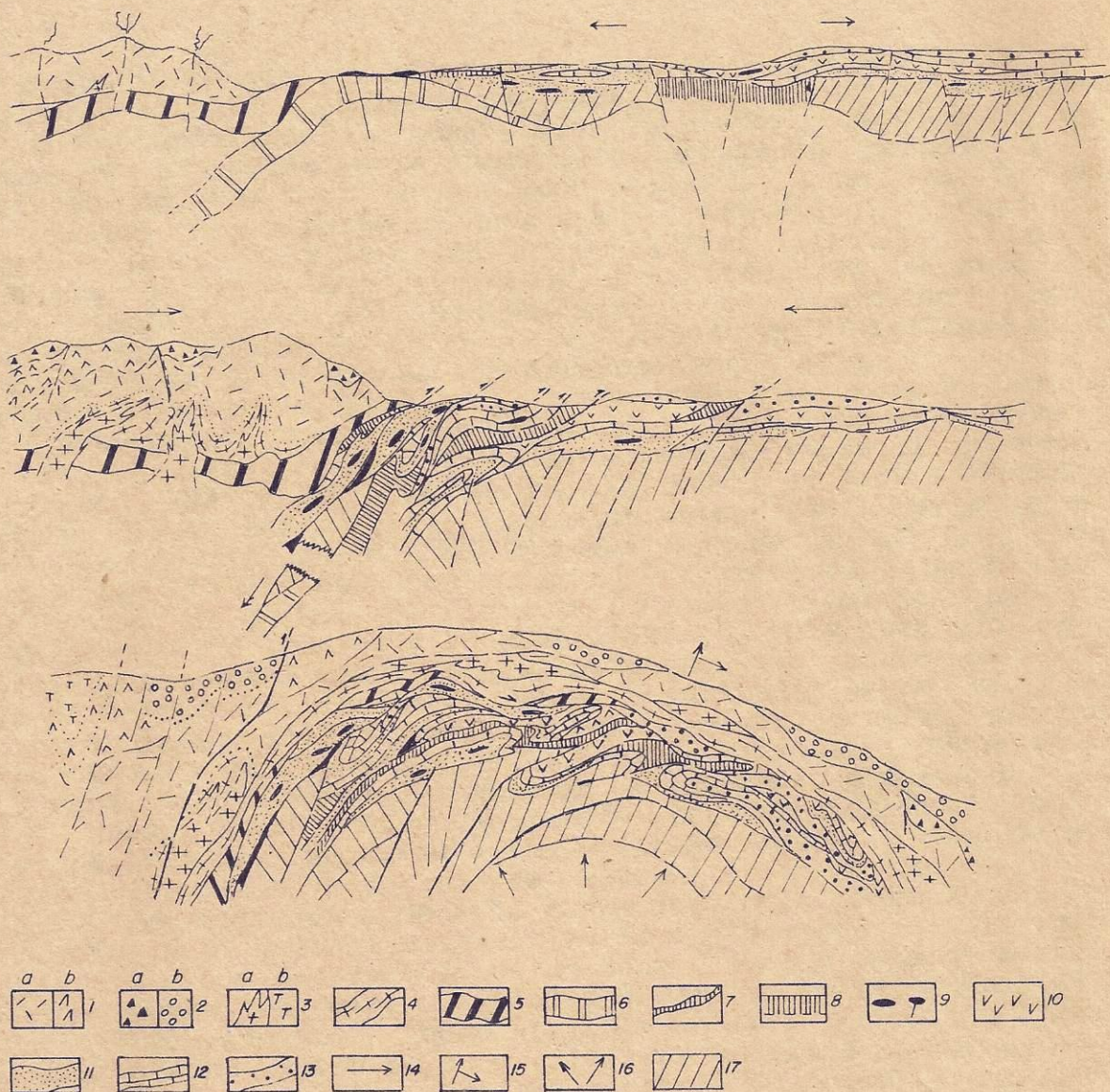


Fig. 16 Modelo de formación de los mantos tectónicos y del proceso de metamorfismo en el Macizo del Escambray. Leyenda: 1 a. Vulcanitas toleíticas, b. vulcanitas calcoalcalinas (a, b-Zona Zaza); 2 a. Flysch tefrítico, b. Sedimentos del Cretácico tardío; 3 a. Granitoides de la serie calcoalcalina, b. formaciones vulcanogeno-sedimentarias de la Zona Zaza; 4. Antibolitas Mabujina; 5. Fundamento melanocrático de la Zona Zaza; 6. Corteza Oceánica; 7. basaltos Yayabo; 8. Ultramafitas y Gabros; 9. basaltos alcalinos Yaguanabo; 10. Complejo de Formaciones Terrígenas y Terrígeno-calcareas del Jurásico temprano; 11. Complejos calcareos del Jurásico Superior y Cretácico Temprano; 12. Complejos silíceos y Flysch calcareo-Terrígeno del $K_1 - K_2$; 13. Complejos silíceos y Flysch calcareo-Terrígeno del $K_1 - K_2$; 14. Esfuerzos de distensión-compresión; 15. Tendencia del deslizamiento gravitacional; 16. Esfuerzos radiales de levantamiento; 17. Basamento siálico del Escambray

tornó sumamente compleja y adoptó el carácter de una obducción del primero sobre el MME; induciendo una intrincada estructura de nappes sin y postmetamórficos. De manera que, la historia geológica del escambray se sintetiza en la subducción durante un periodo y el metamorfismo de una parte de sus secuencias. La apertura de una cuenca marginal, que alcanzó su apogeo en el Cretácico Inferior. La oclusión de la cuenca y la colisión con el Arco Volcánico, con el metamorfismo del resto de sus unidades, y la obducción del Arco. La relativa simplicidad de esta secuencia de acontecimientos, seguramente, es una especie de esquema simplificado de la realidad y no debe considerarse más que como una aproximación a ella.

El segmento Norte del perfil de Cuba Central se muestra en la Fig. 15. Esta región tiene una serie de peculiaridades especiales y sobre ella abundan los estudios y comentarios, (Wassall y Pardo, 1952); Pardo, 1953 y 1975; Hatten et. al., 1958; Ducloz y Vuagnat, 1962; Knipper y Cabrera, 1974; Iturralde Vinent, 1981; Pszczolkowski, 1983). A partir de la Zona de Remedios, hacia el Sur, las secciones estratigráficas son de aguas progresivamente profundas hasta alcanzar, en la Zona de Placetas (Fm. Sta Teresa del Albano) el nivel oceánico (Ducloz y Vuagnat, 1962). En este trabajo hemos presentado argumentos para fundamentar que, una parte de estos complejos calcáreos-silíceos fueron depositados sobre un basamento heterogéneo; siático hacia el Norte, simático hacia el Sur. Las relaciones entre las Fms. de la Zona de Placetas (Constancia, Veloz, Carmita, Sta Teresa, Amaro) con el basamento siático de tipo Socorro, fueron mostradas recientemente por Pszczolkowski, 1983) y Renne et. al. (1989). Un estudio más detallado sobre la edad de este basamento (Complejo Socorro) se encuentra en Renne et. al. (op.cit.). Las relaciones de esta misma secuencia formacional con las ofiolitas y el melange ultramáfico se destaca mejor en la región entre Santa Clara y Meneses, donde la Zona Placetas está desmembrada en enormes cuñas (Placetas, Cifuentes y Jarahueca; según Knipper y Cabrera, 1974) incluidas completamente en las ofiolitas. Puede postularse que una parte de esas ofiolitas existían en forma de un melange, desde antes del debut sedimentario de Placetas. Suposiciones de indole similar fueron expresadas, aunque no explícitamente argumentadas, por Millán y Somin (1976). Iturralde Vinent (1981), señala la probabilidad de que "las ofiolitas (o una parte de ellas) ya estuvieran formadas en el Tithoniano, pues la vulcanitas del Tithoniano y al Campaniano se depositaron probablemente en discordancia sobre el basamento ofiolítico" (sic). Este mismo autor argumentó convincentemente los detalles de los estadios iniciales de la apertura de la depresión oceánica, donde se gestó el complejo ofiolítico del Jurásico tardío o Cretácico temprano, que ahora observamos como entidades no metamorizadas o solo en condiciones de metamorfismo oceánico, rotas y desmembradas dentro de un melange con bloques metamórficos de alta presión, típicos de una zona de subducción (Millán y Somin, 1976). Las evidencias muestran claramente un estadio de deformación de esos tres complejos (melange; ofiolitas, y Camajuaní - Placetas) (Vasilev et. al., 1989).

Otro rasgo importante de la estructura de esta región (y de toda

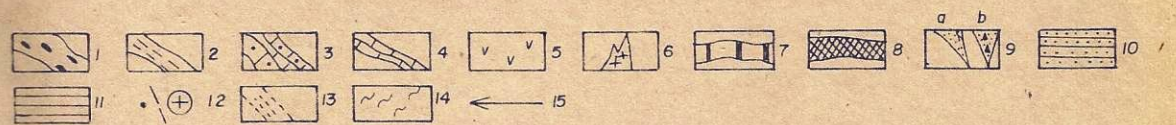
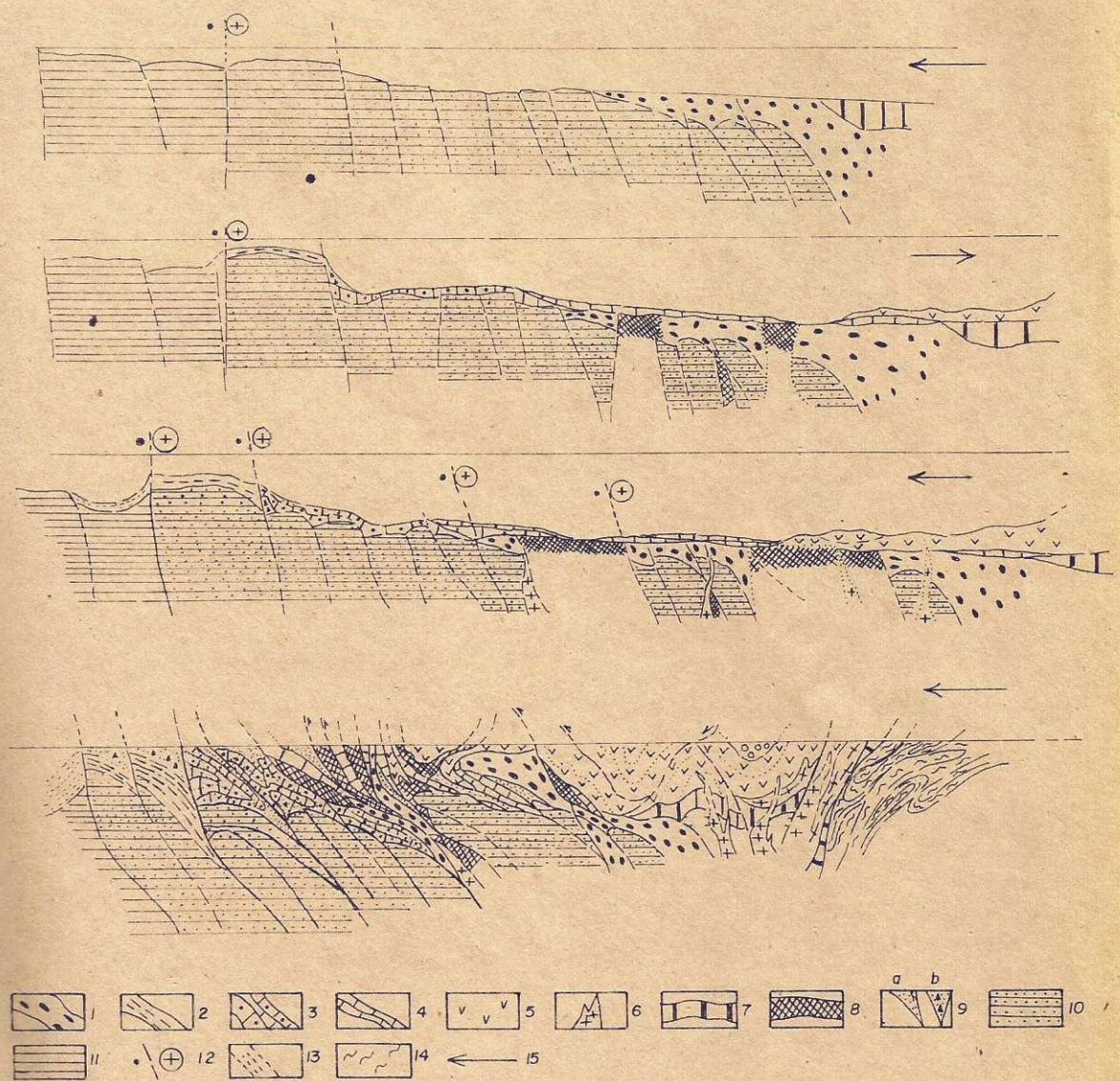


Fig. 17. Evolución Tectónica y modelo de formación de las estructuras de obducción de los Complejos; ofiolítico, melange ultramáfico y Arco Insular Volcánico sobre el Margen Continental de America del Norte. Leyenda: 1. melange ultramáfico con metamorfitas de alta presión; 2. Zona Remedios; 3. Zona Camajuani; 4. Zona Placetas; 5. Granitoides Cretácicos; 6. Granitoides; 7. Basamento melanocrático de Zaza; 8. Complejo Ofiolítico del Cretácico Temprano; 9. Complejos de flysch, brechas y olistostromas del Cretácico Superior al Eoceno Mediò; 10. Complejo Socorro; 11. Basamento de Bahamas; 12. Grandes Fallas Transcurrentes; 13. Sedimentos de la Zona de Cayo de Coco; 14. Complejo Metamórfico Mesozoico del Escambray. 15. Esfuerzos de compresión - distensión.

GOLFO DE MEXICO

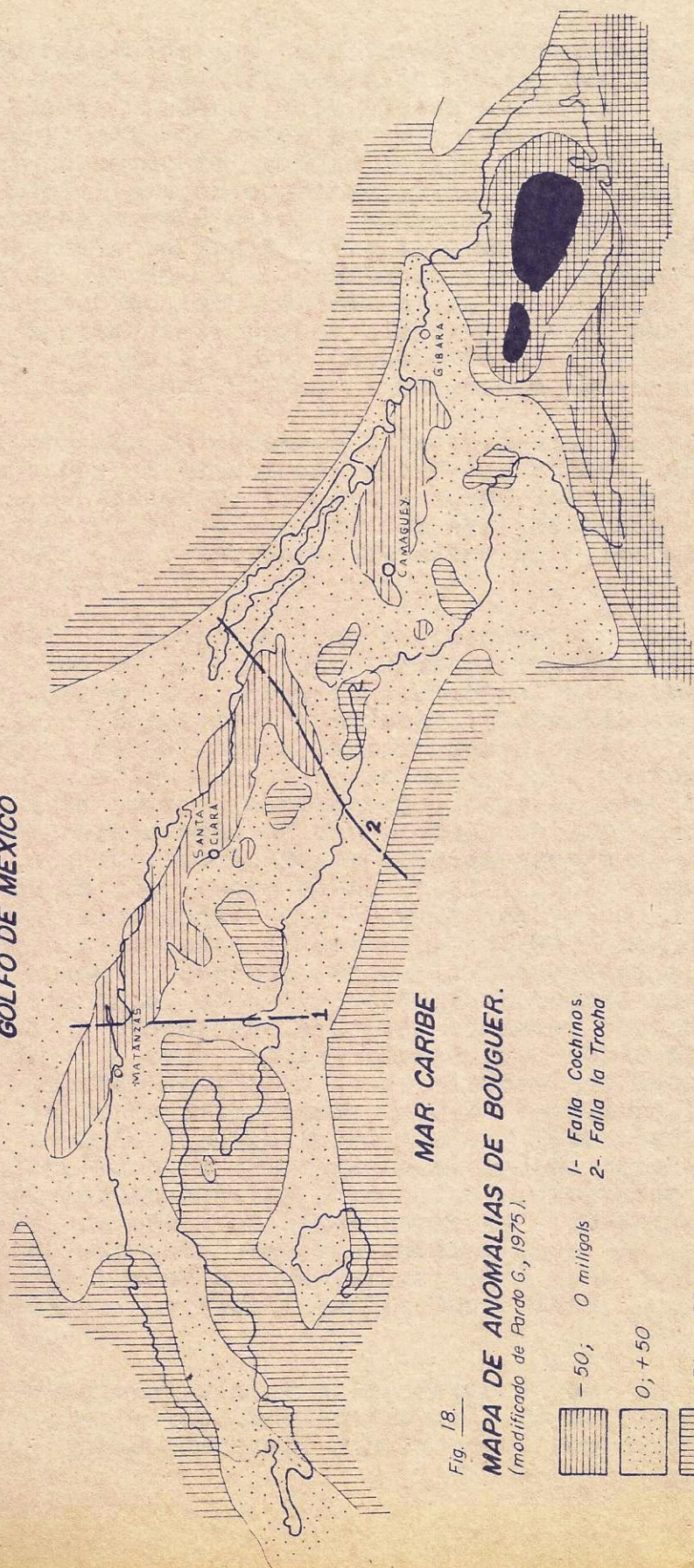
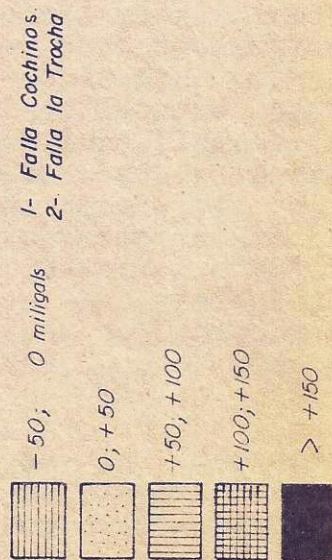


Fig. 18.

MAPA DE ANOMALIAS DE BOUGUER.

(modificado de Pardo G., 1975).



0 50 100
MILLAS

Cuba) es el desarrollo de una tectónica trascurrente en las fronteras entre las unidades principales, y aun dentro de ellas (Pardo, 1953; Rigassi-Studer, 1961; Duclos y Vuagnat, 1962). Sin subestimar la importancia de estos movimientos, se puede sostener que: 1ro, tienen una mayor relevancia en las unidades más septentrionales y próximas al margen continental norteamericano (Bahamas); 2do, tienen una expresión más clara y convincente en el tramo entre las Fallas de Cochinos y La Trocha (Fig. 18). En este segmento de la estructura cubana se destaca el más extenso y notablemente recto de los campos gravitacionales negativos de la Isla (Soloviet et al., 1964). Recientemente, Duclos (1989) destacó nuevamente la tectónica trascurrente en el Norte de Cuba Central, enfatizando su destacado papel en las deformaciones tectónicas de esa región.

Tomando en consideración lo apuntado anteriormente, así como los argumentos presentados al principio, sobre las relaciones entre el melange ultramáfico, las ofiolitas cretácicas, los complejos de Camajuani y Placetas y las vulcanitas del AVZ; es posible elaborar un modelo que integre los principales detalles mencionados y que se esquematiza en la Fig. 17.

En esta construcción hipotética, se representa un mecanismo de emplazamiento de las ofiolitas. En el estadio temprano, el corte estructural está compuesto por tres elementos principales: la corteza septentrional (Bahamas); la corteza intermedia o Basamento Socorro (Renne et al., 1989); y la corteza meridional, heterogénea, de tipo "collage", constituida por un melange y una corteza simática no tectonizada. Este último segmento se podría identificar, en parte, con el borde norcaribeño de una placa oceánica de proveniencia pacífica. El segmento medio puede considerarse que corresponde con uno de los bloques que supone 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 tectonotermales a ambos lados de la Sutura Caribe-Bahamas. Es coherente con la proveniencia de material detrítico desde el Complejo Socorro hacia la Fm. Constanza (tithoniana), primera unidad de la Zona Placetas, y de las relaciones conocidas entre la Fm. Veloz (Tithoniano - Barremiano) y el Complejo Socorro (Pszczolkowski, 1983; Renne et al., 1989) que se complementan con las evidencias presentadas sobre la posible deposición de ambas unidades sobre el basamento simático hacia el Sur. Por supuesto, todo se coordina con las relaciones transicionales que se pueden argumentar entre la Zona de Remedios y las Zonas de Camajuani y Placetas; incluso Zaza, como plantea Iturralde Vinent (1981).

En el segundo estadio se registra la apertura de la "depresión oceánica". Es interesante que la edad probable de su pleno desarrollo coincide, en sentido general, con la edad postulada en este

trabajo para la culminación de una cuenca marginal en Sur en Escambray (Cretácico Inferior). En todo caso puede considerarse que la apertura de la depresión oceánica en la región Norte de protocubana, fue coetánea con la subducción del frente de avance en el SE de Escambray y que ambos estuvieron conectados como eventos parciales de un mismo proceso general. Si la Zona Zaza, como parece, se encuentra relacionada con esa zona de subducción, con su frente volcánico hacia el sur, la depresión norteña postulada por Iturralde (1981), parece bastante similar, cuando no idéntica, a una cuenca de tipo Back-Arc por varios de sus rasgos característicos como pueden ser: su mecanismo de formación, la naturaleza de sus magmatismos (Hawkins, 1977), la influencia de la tectónica transcorriente, y en gran medida su perfil sedimentario (Klein, 1985). Placetas y Remedios (Hatten, 1975; Mossakovsky y De Albornoz, 1979; Alvarez Sanchez,

En el tercer estadio se ha representado la situación durante la cual se produce la transformación de un estado distensivo-transcorriente, a un régimen de movimiento transpresivo. Esta etapa transpresiva, en nuestra opinión, se relaciona con el régimen de colisión establecido al Sur, entre el MME y el AVZ (Fig. 16), a finales del Campaniano. La continuidad del proceso de colisión desplaza y comprime al Arco Volcánico hacia el Norte, entre cuyas líneas de compresión se encuentra la depresión "Back-Arc". El desarrollo de este proceso refleja el paso definitivo a las condiciones de una completa obducción de ese complejo en dirección al Norte, como se esquematiza en la Fig. 17 (final). El melange ultramáfico infrayacente, en estas condiciones, fue removilizado y exprimido hacia la superficie, englobando indistintamente a las ofiolitas cretácicas y a los Complejos de Camajuani y Placetas. La protrusión del melange ultramáfico con metamorfitas de alta presión ocupó preferentemente, no una, sino varias vías de ascenso representadas por superficies principales, donde puede presumirse que se operaban simultáneamente extensos movimientos transcorrientes. Por esa causa, hoy podemos observar que grandes cuñas tectónicas de Camajuani y Placetas, suprayacidas por olistostromas de edad Maestrichtiano-Eoceno Inferior; de ofiolitas cretácicas que incluyen las vulcanitas máficas de su sección superior, e incluso de vulcanitas cretácicas del Arco Insular; se encuentran enmarcadas por estrechas fajas de melange ultramáfico con metamorfitas de alta presión, que generalmente no superan 100 m de potencia (Vasilev et al., 1989). Tales hechos, constatados mediante detalladas observaciones de campo, dan la razón a muchos autores que en el pasado y recientemente, argumentaron sobre el papel fundamental desempeñado por la combinación de la tectónica transcorriente y la compresión simultánea (Transpresión), en la conformación de las estructuras de esta región (Rigassi - Studer, 1981; Duclos y Vuagnat, 1962; Iturralde Vinent, 1981; Duclos, 1989).

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

soldándolo definitivamente a él (acreción). El desplazamiento en dirección al Norte ha sido evaluado de modo más o menos uniforme en varios perfiles transversales a Cuba. Pszczolkowski (1983) considera un desplazamiento de 50-70 km al Norte, de la Unidad La Sierra (de la Zona Placetas), al Este de la provincia de Matanzas. Pardo (1975) considera desplazamientos de hasta 100 km al Norte para algunas unidades de Cuba Central. Iturralde Vinent (1981) cita los resultados del Pozo Morón Norte, que cortó vulcanitas cretácicas sobre las evaporitas y carbonatos de la Zona Remedios. La Zona de Bahía Honda en Pinar del Río (Oeste de Cuba), compuesta por un gigantesco manto tectónico de ofiolitas y vulcanitas, está cabalgada hacia el Norte, muy lejos de sus raíces, por encima de la Zona Guaniguanico (en parte equivalente de Camajuaní, Placetas y Remedios) (Hatten, 1957; Pardo, 1975; Mossakovskiy y De Albear, 1979; Alvarez Sánchez, 1989). El desplazamiento mínimo no es menor de 60 km y probablemente alcanza más de 80 km.

En este contexto geológico evolutivo de tan impresionante complejidad, es natural que surja la cuestión de si es posible extraer alguna conclusión válida sobre las hipótesis y modelos geotectónicos en cuanto a su capacidad de explicar los hechos. Iturralde Vinent (1981) consideró que, como resultado de los procesos relacionados, el arco de circunferencia perpendicular a la Isla de Cuba aumentó decenas y hasta un centenar de kilómetros. Sin embargo, al tomar en consideración todas las etapas de distensión - compresión, apertura de depresiones y oclusión de las mismas, procesos constructivos y destructivos, estrechamiento del espacio rocoso y desplazamientos laterales combinados, probablemente se llegue a la conclusión de que el incremento total del espacio geométrico es muy próximo a cero y que solamente ha cambiado la naturaleza geológica de dicho espacio. Los autores, en la actualidad, no observan discrepancias sustanciales entre la evolución geológica cubana y los modelos típicos de la NTG. No obstante, hay cierta analogía entre el concepto de una tierra pulsante y la idea presentada por Huang Jiquing (1984), para denominar los complejos procesos de acoplamiento y desacoplamiento entre las placas o porciones de las mismas (Accordion Movement in Plate Tectonics). En nuestro concepto, la historia geológica de Cuba será más clara cuando se sumen al análisis las informaciones detalladas de las estructuras internas de Cuba, que por desgracia todavía son muy incompletas y cuando dichas informaciones se integren a los modelos conceptuales que se aplican actualmente a toda el área del Caribe.

(1989): Características Geológicas de las series volcánicas principales del sector insular Cretácico en Cuba Central (Provincia Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus). I Congreso cubano de Geología, Resumenes.

Dobretsov, N. L. (1984): Problem of the Jadeditic rocks, associating with ophiolites. Mineralia Slovaca, 19, 1: p. 34-42

Agradecimientos.

La presente investigación fue realizada en la Empresa Geólogo-Minera de Cuba Central y en el Instituto de Geología y Paleontología. Los autores agradecen a dichas entidades por el apoyo prestado en su realización. Igualmente agradecemos al Ing. Rafael Rodríguez por gestiones para el estudio de R-X de granates. Una expresión de gracias al Dr. Armando Fernández de la Empresa Geológica por la lectura crítica del manuscrito. Estamos muy agradecidos por la inestimable ayuda de los Ings. Osiel Puig y Angel Fernández en la preparación del manuscrito y su ayuda personal.

Referencias.

- Duclos, Ch.; Vuagnat, V. (1962): A propos de l'age des serpentinites de Cuba. Arch. Sci., Soc. Phy. Hist. Nat., Geneva, 15(2): p.303-332.
- Alvares Sánchez, H. (1989): Mecanismos tectónicos y desarrollo estructural de la Sierra de los Organos. 1er Congreso cubano de Geología. (inédito).
- Badoux, H. (1967): De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogénèses. - Eclog. Geol. Helv., v. 60, nro 2.
- Bibikova, E. V.; Hatten, Ch. W.; Kistler, R. 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, G. 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 Petroológica 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 (Provincias 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.; Álvarez Sánchez, H.; et. al. (1985): Informe final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles de Cuba Sur Central. CNFG. La Habana. (inédito).
- Iturralde Vincent, M. A. (1985): Nuevo modelo interpretativo de la ...; Snopkova, V. 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. (Zona de Placetas). Camagüey. Resúmenes 10. Jóvenes Cient. I. G. P. La Habana.
- Duclos, Ch.; Vuagnat, V. (1962): A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. Arch. Sci., Soc. Phy. Hist. Nat., Geneve, 15(2), p. 309-332.
- Klein, G. D. (1985): ... on sedimentation processes in the back-arc basins of the western Pacific ... (1989): Transcurrent faulting: a major tectonic feature of North Central Cuba. 1er Congreso cubano de Geología. Resúmenes.
- Knöpper, A. L. (1989): ... position of ultramafic bodies of Cuba. Conferencia Geol. del Caribe.
- 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 Organos, 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 Camagüey). CNFG. La Habana (inédito).
- ...; 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. 1er Congreso cubano de Geología. Resúmenes.
- Mackdonald, G. A. (1977): ... of marginal basins and recognition of their remnants in orogenic belts. Geol. Soc. Am., v. 9, p. 1006-1007.
- Hawkins, J. W. (1977): ... of marginal basins and recognition of their remnants in orogenic belts. Geol. Soc. Am., v. 9, p. 1006-1007.
- Mackdonald, G. A. (1977): ... of marginal basins and recognition of their remnants in orogenic belts. Geol. Soc. Am., 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.
- Mattson, P. (1987): ... in the northern Caribbean. Jour. of Geol., v. 87, n. 2, p. 293-304.
- ...; 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 Jiqing. (1984): New researches on the tectonic characteristics of China. Tectonics of Asia. 27 Int. Geol. Congr., v. 5.

- Millán, G. y Somila, M. L. (1975): A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks. Canadian Jour. of Earth 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 Mari, T. (1984): Basáltos toleíticos de la Sierra de Camaján (Zona de Placetas). Camaguey. Resumenes 10. Jornada Cient. I.G.P. La Habana.
- Klein, G. 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.
- Pardo, G. (1953): Exploration Cuban Gulf Oil Company, UNFC.
- Macdonald, G. A. and Katsura, T. (1964): Chemical Composition of Hawaiian lavas. Jour. of Petrol., v.5, p.82-133.
- (1975): ----- and P. G. Stehli. (1975): Subduction, bouyant breaking, flipping and strike-slip faulting in the northern Caribbean. Jour. of Geol., v.87, n°2, p.293-304.
- Pesron, J. A. and Mainegra, V. A. (1990): Informe mineralógico al proyecto de búsqueda de granate La Belleza. Arch. Geol. Empresa Geológico-Minera del Centro. (inédito).
- Gorman, S. E. and Birkett, T. C. (1974): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth Planet. Scienc. Lett., v.24, p.419-426.

- Millán, G.; 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): 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): Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito - metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana.
- 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; Viscaíno Peninsula, Baja California Sur, Mexico. in Blueschists and Eclogite. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.
- Newton, R. C. (1986): Metamorphic temperatures and pressures of Group B and C eclogites. in Blueschists and Eclogite. The Geol. Soc. of Am. Memoir 164.
- Padera, K. (1972): Grignaites 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. CNEG. La Habana, (inédito).
- _____. (1975): Geology of Cuba. In: 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.
- _____.; Gorman, B. E. and Birkett, T. C. (1974): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 Diagram: a method of discriminating between oceanic and non 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. de la Acad. Polon. des Sciences*, v. XXIV, n° 3/4.
- Pszczolkowski, A. (1983): Tectónica del miogeosinclinal cubano en el área limitrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara. *Cienc. de la Tierra y el Espacio*, 6, p. 53-67.
- Puscharowskyi, Y. N. (1989): Tektonika Respubliki kuba. *Nauka. Moskba*.
- 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 géologie cubaine. *Chron. Mine. Rech. Min.*, v. 29 (302), p. 3-7.
- Rutten, M. G. (1938): Geología de la parte Norte de la Provincia de Sta. Clara, Cuba. *Boletín de Minas* n° 16, p. 5-55. Secretaría de agricultura. La Habana.
- Saleeby, 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): Clasificación 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. (1964): Comentarios sobre el mapa gravimétrico de la Isla de Cuba. *Rev. Tec.*, 2(2), p. 8-19.

- Semin, M. L.; Dobretsov, N. L.; Lavrentiev, Y. G.; Millán, G. (1975): Las rocas glaucofánicas y apoeoclogíticas en Cuba Sur Central. *Dokladi Akademi Nauk. T.* 21, n°2, p.454-457. (en ruso).
- 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): *Gueologuia metamorfisheski kompleksov kubi.* 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 Villa- II-Jibaro Baez. 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).