

FALLA LAS VILLAS–NUEVITAS: IMPORTANTE TRANSCURRENCIA SINISTRAL EN EL NORTE DE CUBA CENTRAL

Guillermo Millán, Luis Bernal, Carlos Pérez, Dora García y Yamirka Rojas

RESUMEN

La Falla Las Villas – Nuevitas es un elemento tectónico de orden principal ocurrido durante la colisión entre las placas caribeña y norteamericana en el Paleogeno Inferior. Su traza coincide aproximadamente con la de la sutura de la colisión, pues marca además el límite del frente de sobrecorrimiento de las ofiolitas sobre el paleomargen de Las Bahamas. La transcurrancia sinistral de esta falla está determinada por los rasgos estructurales de una serie de antiformas periclinales destacadas en su lado sur, que demuestran que el desplazamiento sinistral fue considerable, testificando el carácter oblicuo de la colisión. Aunque la transcurrancia parece haber ocurrido en una etapa relativamente tardía de la colisión, posteriormente al desplazamiento sinistral de la Falla Las Villas–Nuevitas hubo una renovación de los sobrecorrimientos hacia el norte.

ABSTRACT

The Las Villas–Nuevitas fault is a major tectonic feature taking place at the time of the collision between the caribbean and norteamerican plates in the Lower Paleogene. Its fault trace is approximately coincident with the collisional suture trace, showing the overthrusting front of the ophiolites onto the Bahamas paleomargin. The sinistral wrench character of this fault is determined by the structural features of several periclinal type antiforms in its southern side, showing that the sinistral displacement was colossal, an evidence of the oblique character of the collision. The wrench faulting must have occurred in a late collisional stage, but there was a renovation of the north verging thrusting after the sinistral displacement of the Las Villas–Nuevitas fault.

INTRODUCCION

Hasta el momento se ha estado considerando que, en el norte de Cuba Central, la colisión ocurrida en el Paleogeno Inferior entre las placas Caribeña y Norteamericana, se manifestó esencialmente por un sobrecorrimiento de las ofiolitas y las secuencias del arco volcánico cretácico sobre el paleomargen de Las Bahamas, estimándose, como regla, que los movimientos transcurrentes desempeñaron un papel secundario durante este evento tectónico. Charles Ducloz fue el primero en destacar el importante rol que jugó la transcurrancia sinistral en esta colisión, señalando que el estilo tectónico de la región norcentral cubana estuvo regido, en gran medida, por fallas sinistralas que separan diferentes zonas estructuro–formacionales (Ducloz y Vuagnat, 1962; Ducloz 1989). Mas adelante, Iturralde–Vincent (1996) señaló que el sobrecorrimiento de las ofiolitas sobre el paleomargen de Las Bahamas en el Eoceno Inferior y Medio estuvo complicado con fallamientos sinistralas de dirección noroeste, expresados principalmente en la secuencia de la Zona Placetas.

En este trabajo se pretende llamar la atención acerca de la existencia de algunas estructuras, representadas cartográficamente en el mapa geológico 1: 250,000 (Kantchev et al. 1978) y en el mapa tectónico 1: 500,000 (Mossakovskiy et al. 1989), las cuales parecen evidenciar que durante la colisión entre el eugeoclinal consolidado en la parte alta del Cretácico Superior (asociación ofiolítica, arco volcánico cretácico y núcleo metamórfico) y el

paleomargen de Las Bahamas (zonas Cayo Coco, Remedios, Camajuaní y Placetas), ocurrió una colosal falla transcurrente sinistral. Esta fue denominada en un trabajo anterior como Falla Las Villas, considerándose como un elemento tectónico de primer orden cuya orientación noroeste es subconcordante con la de la estructura regional (Millán et al. 1998). La presumible prolongación de esta dislocación regional al este de la falla sinistral transversal La Trocha, aunque generalmente cubierta por depósitos de la cobertura neoplatafórmica, parece pasar justo al norte de la Sierra de Cubitas, muy cerca de la ciudad de Nuevitas. De aquí la decisión de denominarla Falla Las Villas – Nuevitas.

LA FALLA LAS VILLAS – NUEVITAS Y SU TRANSCURRENCIA SINISTRAL

La Falla Las Villas–Nuevitas se trata de un elemento tectónico regional ocurrido durante la colisión entre un eugeoclinal consolidado en el Campaniano--Maastrichtiano (constituido en este caso por los complejos oceánicos de la Placa Caribeña y los macizos metamórficos mesozoicos de Escambray e Isla de la Juventud ya acrecionados) y el paleomargen continental de Las Bahamas, o sea, la colisión entre las placas caribeña y norteamericana. Se puede decir que su traza coincide, en sentido general, con la de la sutura de esta colisión, marcando el límite septentrional del frente de sobrecorrimento de las ofiolitas sobre el paleomargen continental. El carácter tan sinuoso de la traza de esta falla en todo el sector al oeste de la Falla La Trocha, atestigua que después de la transcurrancia sinistral tuvo lugar una continuación del sobrecorrimento hacia el norte.

El estilo tectónico es marcadamente diferente a un lado y otro de la traza de la Falla Las Villas–Nuevitas, lo que es sintomático de la ocurrencia de un desplazamiento transcurrente apreciable. Además, las características estructurales de su lado sur indican que la transcurrancia fue sinistral y su desplazamiento de una magnitud considerable.

Al norte de esta falla regional siempre aflora un cinturón rocoso compuesto por secuencias muy dislocadas del paleomargen continental, que contiene escamas imbricadas de unos depósitos del Paleoceno Superior – Eoceno Inferior a Medio típicos de una cuenca frontal, formando un conjunto plegado–escamado lineal y coherente con vergencia noreste. Por sus características, éste constituye un típico cinturón plegado–escamado miogeoclinal, los cuales son elementos geotectónicos característicos para las zonas externas de la mayoría de los cinturones orogénicos del planeta (Kearey and Vine, 1990; Moores and Twiss, 1995).

Al oeste de la Falla La Trocha y hasta la provincia de Matanzas, el cinturón plegado–escamado miogeoclinal está muy bien expuesto y se compone por la secuencia de la Zona Camajuaní y los depósitos del Paleogeno Inferior de una cuenca frontal. Mientras que al este de esta falla transcurrente transversal, la presumible prolongación del propio cinturón plegado–escamado, pobremente aflorada, está formada por la secuencia de la Zona Cayo Coco y sus respectivos depósitos de cuenca frontal.

Por otra parte, al sur de la traza de la Falla Las Villas–Nuevitas el panorama es muy diferente, ya que no existe tal coherencia y linealidad, destacándose una mezcla de diferentes complejos rocosos muy dislocados, a veces en forma aparentemente caótica. Aquí se exponen ofiolitas muy desmembradas, escamas tectónicas de secuencias del arco volcánico, y diferentes elementos del paleomargen continental (junto con depósitos del Paleogeno Inferior de cuenca frontal plegados y escamados conjuntamente) expuestos en los núcleos de varias estructuras antifórmicas características para este sector.

Al oeste de la Falla La Trocha, el lado meridional de la Falla Las Villas--Nuevitas se caracteriza por una serie de antiformas periclinales en echelon, cuyos rasgos estructurales son similares y sugieren que se generaron por causa de un considerable desplazamiento transcurrente sinistral a lo largo de la misma (Millán et al. 1998). Sus características son las siguientes: núcleos muy deformados, donde generalmente se exponen secuencias del

paleomargen continental y depósitos de una cuenca frontal; flancos compuestos por ofiolitas muy desmembradas con algunas escamas de vulcanitas del arco cretácico; cierres periclinales al sureste, mientras que al noroeste las antiformas se adelgazan y estiran hasta acuñarse contra la Falla Las Villas–Nuevitas, convirtiéndose por el intenso cizallamiento en típicas estructuras periclinales; flancos septentrionales muy reducidos o cortados; ejes que interceptan a la traza de esta falla bajo un ángulo muy bajo.

Se destacan las siguientes estructuras en dirección oeste a este: Mata (1), la más occidental, en cuyo núcleo aflora la secuencia de la Zona Camajuaní muy dislocada; Placetas (2) y Sabanas Nuevas (3), en cuyos núcleos se exponen la secuencia de la Zona Placetas y los depósitos de cuenca frontal, formando un conjunto muy dislocado, a veces caóticamente; Guadalupe (4), que aparece cortada al este por la Falla La Trocha, tratándose de la única estructura donde solo afloran ofiolitas desmembradas, en gran parte anfibolitas metagabroídicas y metadiabasas (metamorfitas Perea), pues en ésta no se manifiesta un núcleo con rocas del paleomargen continental. Tal como se señaló, todas estas antiformas periclinales dispuestas al oeste de la Falla La Trocha, limitan al norte, a través de la Falla Las Villas–Nuevitas, con un cinturón plegado–escamado compuesto por la secuencia de la Zona Camajuaní y los depósitos de cuenca frontal del Paleogeno Inferior.

Por otra parte, al este de la Falla La Trocha se distingue la estructura antifórmica Sierra de Cubitas (Belmustakov et al. 1981), cuyas características son similares a las de las estructuras destacadas más al oeste. Todo parece indicar que, a pesar de sus mayores dimensiones, ésta también podría haber sido generada por la misma causa: el considerable desplazamiento sinistral que tuvo lugar a lo largo de la Falla Las Villas–Nuevitas. En este caso, el núcleo plegado y escamado de la antiforma está formado por la secuencia de la Zona Remedios y sus respectivos depósitos de cuenca frontal del Paleoceno Superior–Eoceno Medio. Su flanco septentrional está totalmente cortado por la prolongación oriental de esta falla regional, destacándose al norte de su traza la secuencia de la Zona Cayo Coco pobremente expuesta. El flanco meridional y todo el cierre periclinal suroriental de la estructura se componen de ofiolitas desmembradas. Hacia el noroeste la antiforma se adelgaza hasta que es truncada por la Falla La Trocha.

En correspondencia con los datos geofísicos (Pérez et al. 1999), la Falla Las Villas–Nuevitas se prolonga hacia el este, al parecer sin un desplazamiento aparente por causa de la llamada Falla Camaguey, paralela a la Falla La Trocha y también de carácter sinistral (Belmustakov et al. 1981). Su traza se extiende, bajo la cobertura sedimentaria neoplatafórmica, mucho más allá de Nuevitas, sirviendo de límite septentrional a los afloramientos del cinturón ofiolítico, por lo que coincide también con la traza de la sutura de la colisión.

Por otra parte, a partir del extremo occidental de la región aquí considerada y hacia el oeste, la prolongación de la traza de la Falla Las Villas–Nuevitas corresponde con el límite entre las exposiciones de las zonas Placetas (al sur) y Camajuaní (al norte), hasta que sale al mar y se pierde su continuación a la altura de la Península de Hicacos. Al respecto, justo al oeste de la antiforma Mata, en cuyo núcleo aflora la secuencia de la Zona Camajuaní, los afloramientos de las zonas Placetas y Camajuaní aparecen separados por un melange poligénico con una matriz de milonita serpentinitica, donde aparecen bloques de metamorfitas de alta presión (Millán, 1996). Sin embargo, más al occidente las secuencias de ambas zonas contactan directamente, al parecer sin mediar otros complejos rocosos. De acuerdo con las perforaciones profundas, la traza de la Falla Las Villas–Nuevitas también corresponde aquí con la del frente de sobrecorrimiento de la secuencia de la Zona Placetas sobre la de la Zona Camajuaní, cada una con sus respectivos depósitos de cuenca frontal plegados y escamados conjuntamente (Valladares et al. 1997 a y b), atestiguando la continuación de los sobrecorrimientos hacia el norte después del desplazamiento sinistral

CONCLUSIONES

La Falla Las Villas–Nuevitas constituye un rasgo tectónico principal o de primer orden relacionado con la colisión ocurrida entre las placas caribeña y norteamericana en el Paleogeno Inferior, constituyendo un elemento demostrativo del carácter oblicuo de este evento. Su carácter transcurrente está bien manifiesto en el norte de Cuba Central por las características estructurales tan diferentes a uno y otro lado de su traza. En su lado sur se destaca una serie de antiformas periclinales en echelon, cuyos rasgos estructurales son similares, que parecen haberse originado por causa de un considerable desplazamiento sinistral a lo largo de esta falla, probablemente del orden de las decenas de kilómetros. La traza de esta dislocación regional coincide generalmente con la de la sutura de la colisión, pues marca además el límite septentrional del frente de sobrecorrimiento de las ofiolitas sobre el paleomargen de Las Bahamas. Aunque la transcurrencia sinistral parece haber tenido lugar en una etapa relativamente tardía de la colisión después de ocurrir la mayor parte del acortamiento cortical, los datos indican que posteriormente a la transcurrencia hubo una renovación de los sobrecorrimientos hacia el norte. Se estima que esta colosal falla sinistral debe haberse extendido a lo largo de una gran parte del territorio cubano, tanto al este como al oeste de la región aquí considerada, coincidiendo su traza, en gran medida, con la de la sutura de la colisión. La misma puede haber tenido también un plumaje o fallas secundarias relacionadas.

Es probable que el colosal desplazamiento sinistral de la Falla Las Villas-Nuevitas esté relacionado con un sistema transformante ocurrido durante la convergencia y colisión de las placas caribeña y norteamericana, el cual se caracterizó por una intensa transcurrencia sinistral (véase Rosencrantz 1996). Es interesante señalar, que el citado autor documentó la principal falla sinistral de este sistema (denominada por él Belice-Yucatán-Cuba) hasta las inmediaciones de la Península de Guanahacabibes, extendiéndola luego supuestamente hacia el este, bordeando la costa norte de la Provincia Pinar del Río y limitando por el norte al terreno Guaniguanico, convirtiéndose luego, en el territorio de Cuba Central, en la sutura de la colisión. De acuerdo con esto y con lo que hemos aquí expuesto, el desplazamiento sinistral de la Falla Las Villas-Nuevitas podría estar directamente relacionado con la falla sinistral Belice-Yucatán-Cuba de Rosencrantz (arriba citado), constituyendo la misma la posible prolongación de esta última.

REFERENCIAS

Belmustavov, E., et al. (1981): Geología del territorio Ciego-Camaguey-Las Tunas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1:250,000. (Inédito). ONRM, IGP MINBAS.

Ducloz, Ch. (1989) : Transcurrent faulting: a major tectonic feature of north–central Cuba. Resúmenes. Primer Congreso Cubano de geología. P. 102 – 103. C. Habana.

Ducloz, Ch., M. Vuagnat (1962): A propos de l ‘age des serpentinites de Cuba. Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. Nat. Geneve, v. 15, n. 2, p. 309 – 332.

Iturralde – Vinent, M. (1996): Introduction to cuban geology. En : ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. Proy. 364, Spec. Contr. N. 1, p. 3 – 35. IUGS. UNESCO. Miami.

Kantchev, I., et al. (1978): Geología de las provincias de Las Villas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250,000 realizados entre 1969 y 1975. (Inédito). Archivo ONRM, Archivo IGP. C. Habana

Kearey, P., F. J. Vine (1990): Global tectonics. Blackwell Sci. Pub. , 302 pp.

Millán, G. (1996): Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. En: ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. Proy. 364, Spec. Contr. N. 1, p. 131-146, IUGS. UNESCO. Miami.

Millán, G., C. Pérez, D. García (1998) : El cinturón orogénico en Cuba Central. GEOMIN 98. Mem. 1, p. 423 – 426. CNIG. IGP.

Mossakovskiy, A.A., et al. 1989 : Mapa tectónico de Cuba a escala 1: 500,000. AC URSS y ACC.

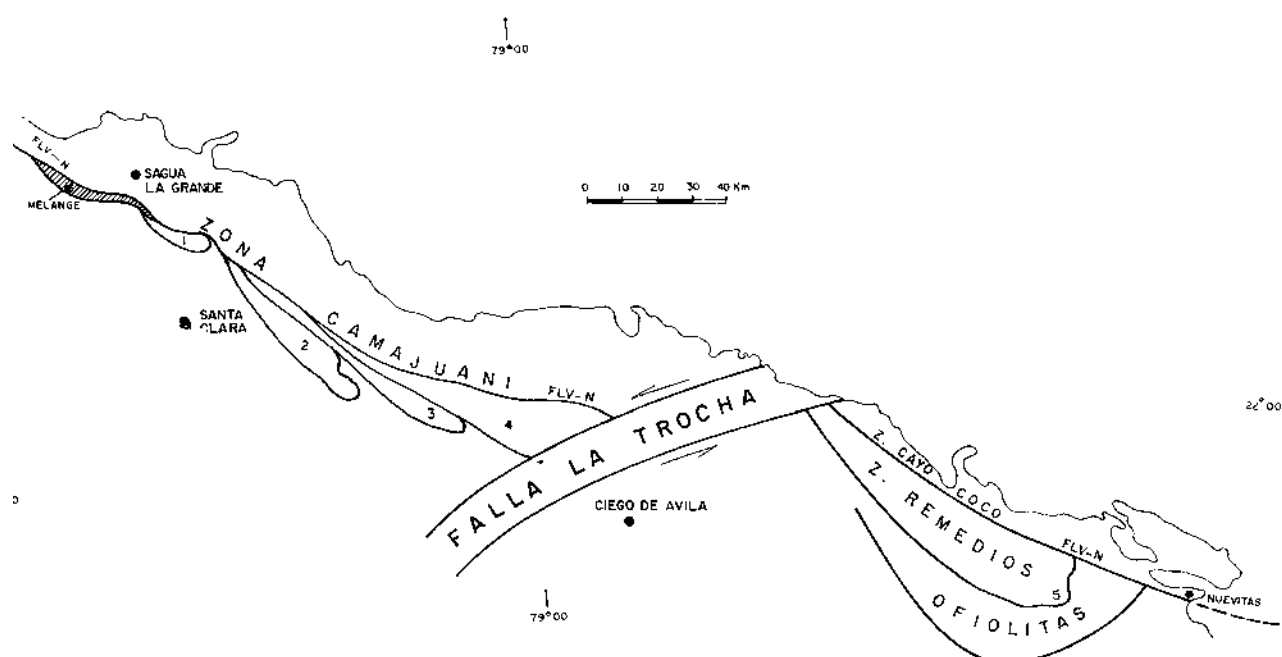
Moore, E. M., R. J. Twiss (1995): Tectonics. Freeman and Company. New York.

Pérez, E., H. Pimentel, M. Pardo, R. Lugo (1999): Generalización estructuro-tectónica según datos geofísicos de la región Ciego-Camaguey-Tunas. (Inédito). Archivo IGP.

Rosencrantz, E. (1996): Basement structures and tectonics in the Yucatan Basin. En: Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. Proy. 364, Spec. Contr. N. 1, p. 36-47, IUGS-UNESCO. Miami.

Valladares, S., R. García, et al. (1997): Reservorios carbonatados pertenecientes a la UTE Placetas. Etapa 1. CEINPET. Archivo Técnico. C. Habana.

Valladares, S., R. García, et al. (1997): Reservorios carbonatados pertenecientes a la UTE Camajuaní. Etapa 2. CEINPET. Archivo Técnico. C. Habana



LA FALLA LAS VILLAS - NUEVITAS (FLV-N) Y LAS CINCO ESTRUCTURAS ANTIFORMICAS PERICLINALES CIZALLADAS DESTACADAS AL SUR DE SU TRAZA .



LAS DEFORMACIONES OCURRIDAS EN LA PENDIENTE SUR DE LAS MONTAÑAS DE LA SIERRA MAESTRA: EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA FALLA TRANSFORMANTE ORIENTE

Yamirka. Rojas-Agramonte¹, Franz. Neubauer², Robert. Handler², Dora E. Garcia-Delgado¹, Raisa Delgado-Damas¹

¹ Instituto de Geología y Paleontología. MINBAS. Vía Blanca s/n y Carretera Central. San Miguel del Padrón. CP 11000. Ciudad de la Habana, Cuba. Fax: (537) 55-7004, Teléfonos: 55-7232, 55-7079. Email: igpcnig@ceniai.inf.cu

² Institute of Geology and Paleontology University of Salzburg, Hellbrunner StraBe 34 A-5020, Salzburg, Austria. Email: franz.neubaue@sbg.ac.at robert.handler@sbg.ac.at

RESUMEN

Un estudio tectónico llevado a cabo en la vertiente sur de la Sierra Maestra (porción sur-oriental de Cuba) destacó diferentes etapas de deformación en el área (D₁, D₂, D₃, D₄, D₅, D₆, D₇). Diques de dirección N-S aparecen con una dirección máxima principal de stress N-S. Granitoides eocénicos intruyeron a profundidades medias de 1.8-3 kbar. Una compresión N-S oligocénica resultó en extensos pliegues de dirección E, así como sobrecorrimientos y fallas inversas, las cuales engrosaron la corteza principalmente en las áreas meridionales. La historia tectónica posterior está relacionada con la actividad de la Falla Oriente. Investigaciones de paleostress muestran diferentes etapas de deformaciones (d₁, d₂, d₃, d₄) y una variación de las estructuras a lo largo del rumbo.

ABSTRACT

Tectonic studies examine several deformation stages (D₁, D₂, D₃, D₄, D₅, D₆, D₇) along the southern Sierra Maestra (SE-Cuba). Paleogene, N-S-trending dykes record N-S principal stresses and exclude major later, local-scale block rotation. Eocene granites intruded in depths corresponding to 1.8-3 kbar. Oligocene N-S-shortening resulted in E-trending folds, thrust and reverse faults which thickened the crust mainly in southern areas. The further tectonic history of the area is related with the activity of the Oriente Fault. Paleostress investigations within Miocene to Quaternary limestones show a complex succession of deformation stages along strike (d₁, d₂, d₃, d₄).

INTRODUCCION

A lo largo del flanco sur de la Sierra Maestra, SE de Cuba, fue llevado a cabo un estudio tectónico (datos estructurales, evaluación de paleostress y estrías). Este tipo de investigaciones detalladas nunca se había realizado en el área, a pesar de los numerosos trabajos de levantamiento geológico realizados. La región de estudio comprende alrededor de 190 km en dirección E-W, limitada al sur por la escarpada pared submarina de la Falla Oriente.

La Sierra Maestra está formada por dos arcos volcánicos con una evolución geológica independiente. El Arco Volcánico del Cretácico de edad Aptiano-Maastrichtiano Inferior y el Arco Volcánico del Paleogeno de edad Paleoceno-Eoceno Medio.



Las etapas de deformación en el área se determinaron a través del análisis de las deformaciones superpuestas e indicadores de la dirección. La evolución tectónica más antigua se manifiesta en una sucesión de estructuras (D_1 , D_2 , D_3 , D_4 , D_5 , D_6 , D_7) que se determinaron en el Grupo El Cobre y la Fm. Pilón. El emplazamiento de los plutones ocurrió a profundidades aproximadas de 1.8-3 kbar.

Investigaciones de paleostress muestran diferentes etapas de deformaciones (d_1 , d_2 , d_3 , d_4) y una variación de las estructuras a lo largo del rumbo en las mediciones realizadas en los depósitos recientes al sur de la Sierra Maestra (Fms Jaimanitas, Río Maya y La Cruz).

Palabras Claves: Falla transformante, Arco volcánico, Sierra Maestra, Técnicas de paleostress.

ESTRUCTURA DE LA FALLA ORIENTE

La geometría de la Sierra Maestra está determinada por su posición en la zona de interacción de las placas litosféricas norteamericana y caribeña, quienes se encuentran separadas por la falla transformante siniestra Oriente. Dicha falla se encuentra ubicada al sur del territorio cubano y se corresponde, en el área de estudio, con un gran gradiente topográfico que va desde 2000 m de altura en La Sierra Maestra a una profundidad de 6500 m en la depresión Oriente.

El estudio de los mecanismos focales de los terremotos ha ayudado a definir el trazo de la Falla Oriente a lo largo del límite norte de la placa caribeña, debido a que las dos terceras partes de este límite de placas aparece en el mar. La primera solución del movimiento indica un desplazamiento lateral siniestro para este límite transformante y un movimiento para la placa caribeña respecto a la estable placa norteamericana de 1.3-3 cm por año.

Desde el centro de la zona de expansión de la Fosa Caimán hasta la parte más occidental de la costa sur del área, la geometría de la Falla Oriente se conoce muy poco, pero el mecanismo focal de los terremotos indica un movimiento puro de desplazamiento por el rumbo. En la parte oeste, esta falla se manifiesta como una transtensión siniestra, destacándose un sistema de fallas en echelón asociados con cuencas de pull apart. Por el contrario, las partes central y oriental se caracterizan por una transpresión, con la presencia de fallas inversas y sobrecorrimientos que buzcan al sur asociadas con terremotos frecuentes moderados, los cuales presentan un mecanismo focal que evidencia sobrecorrimientos o la combinación de sobrecorrimientos y fallas de desplazamientos por el rumbo.

El Cinturón Deformado de Santiago, se encuentra ubicado al sur del bloque de la Gran Piedra y está relacionado con los sedimentos jóvenes costeros, mostrando evidencias de compresión activa. Este cinturón se vincula con un régimen tectónico transpresional que está ocurriendo a lo largo de esta parte de la Falla Oriente y existe probablemente desde el Plioceno tardío. El mismo se encuentra todavía activo, por lo que se infiere que los regímenes compresivos y de desplazamiento por el rumbo están actuando simultáneamente en estos momentos.

GEOLOGIA DEL AREA

La Sierra Maestra está formada principalmente por las secuencias de dos arcos volcánicos superpuestos con una evolución geológica independiente. El arco volcánico cretácico (Aptiano-Maastrichtiano inferior) está representado principalmente por las formaciones Turquino y Manacal, compuestas por rocas subvolcánicas, flujos de lava y rocas piroclásticas de grano grueso. Estas formaciones probablemente se corresponden con un régimen de retroarco. El arco volcánico paleógeno (Paleoceno Inferior-Eoceno Medio) está representado por el Grupo El Cobre, el cual incluye a las formaciones Pilón, Caney y tres niveles indiferenciados, así como intrusiones de granitoides. Sobre el Grupo El Cobre se depositaron rocas carbonatadas de las formaciones Charco Redondo y Puerto Boniato. A final del Eoceno se depositaron unidades fragmentarias, como las formaciones Camarones y Farallon Grande y la formación San Luis de carácter terrígeno. Mientras que hacia el tope del Oligoceno y bordeando la estructura de La Sierra Maestra aparecen unidades terrígeno-carbonatadas que se extienden hasta el Cuaternario (ver anexo1).

La intrusión de los granitoides ocurrió durante el Eoceno, a profundidades correspondientes a 1.8-3 kbar (4.5-8 km). Estos aparecen como pequeños cuerpos en varias localidades en el flanco sur de la Sierra Maestra, pero los datos geofísicos y nuestras propias investigaciones muestran que estamos en presencia de una sola cámara magmática que originó estos plutones.

Mineralógicamente los plutones están compuestos por minerales magmáticos como anfíboles, plagioclasa, biotita, esfena, etc y minerales secundarios como clorita y epidota.

La presión y la temperatura de formación en algunos de estos plutones se determinó por escaneo de microsonda en hornblenda y plagioclasa, minerales que aparecen con una buena zonación.

La presión se calculó a través de la hornblenda tomando el barómetro de Schmit y para la temperatura se usó el termómetro de Holland y Blöndi. Con este método solo se obtuvieron resultados factibles en los granitoides situados en la parte este de la Sierra Maestra (zona de Gran Piedra), debido a su composición química apropiada. La hornblenda aquí aparece rica en Mg, mientras que en la parte occidental es rica en Fe. La temperatura calculada en las muestras de los macizos ubicados en la zona de la Gran Piedra tiene un amplio rango que va desde los 600°C hasta los 900°C, lo que puede deberse a que está mostrando la temperatura de cristalización de los mismos junto con el sobrecrecimiento que se puede apreciar en la hornblenda. La presión calculada va desde 2.0 a 3.0 kbar. En algunas muestras aparecen mediciones del núcleo con concentraciones bajas de alúmina, lo que puede indicar que son relictos de rocas más antiguas.

Tal como se señaló anteriormente, en las muestras tomadas en la parte occidental del área no se pudo calcular la presión con el barómetro debido a su composición química. No obstante, se concluyó que no habían presiones mayores a 4.0 kbar. La temperatura tiene un rango de 700 °C a 800°C.

Determinaciones de edad absoluta por diferentes métodos, se están realizando actualmente con estos granitoides, como son: Ar_{39}/Ar_{40} y trazas de fisión en circonio y apatito. En estos momentos solo contamos con algunos datos preliminares de longitud de trazas en apatito (ver anexo2), donde la curva corresponde con una típica distribución de frecuencia bimodal, probablemente debido a un

enfriamiento por paso. Este fue modelado con una edad supuesta de 20 Ma. Cuando obtengamos la edad final, la forma de la curva no va a variar, pues solo se moverá hacia la derecha o hacia la izquierda. Se espera que lo haga hacia la derecha, suponiendo que la edad de la intrusión sea aproximadamente de 45 Ma, donde el último y rápido enfriamiento pudiera estar relacionado con la apertura de la Fosa Caimán.

ESTUDIOS DE PALEOSTRESS EN EL AREA

Se obtuvieron datos de estrías y de superficies pulidas (slickensides) en aproximadamente 80 localidades, desde La Gran Piedra hasta Pilón, para evaluar la cinemática de las fallas. En muchos afloramientos se observaron estrías y superficies pulidas superpuestas, lo que indica una reactivación polifásica de estas fallas. Para la determinación de la sucesión del fallamiento y los desplazamientos se siguió el criterio propuesto por Petit (1987) y Gamond (1983, 1987). La orientación de los patrones de paleostress fueron evaluados y analizados usando métodos de inversión numérica y gráfica propuesta por Angelier & Mèchler (1977), Angelier (1979, 1989), Armijo et al. (1982) y Marret & Almendiger (1990).

Las etapas de deformación en el área se determinaron a través del análisis de las deformaciones superpuestas e indicadores de la dirección. La evolución tectónica más antigua se manifiesta en una sucesión de estructuras (D_1 D_2 D_3 D_4 D_5 D_6 D_7) que se determinaron en el Grupo El Cobre y la Fm. Pilón. La primera etapa (D_1) se relaciona con la intrusión de diques de dirección N-S, debido a una dirección máxima principal de stress N-S.

La etapa D_2 (ver anexo3) corresponde con una compresión N-S, como resultado de la cual se formaron extensos plegamientos con dirección E-W, así como sobrecorrimentos y fallas inversas que comprimieron la corteza fundamentalmente en la parte sur, provocando el afloramiento de rocas más antiguas. Durante esta etapa se formó una cuña orogénica debido al emplazamiento final de La Sierra Maestra en el territorio cubano. Luego apareció otro régimen compresivo (D_3) de dirección NE-SW, que, además de fallas inversas y sobrecorrimentos, dió lugar a la formación de grietas de dirección NW-SE rellenas con calcita, así como fallas normales en la misma dirección. La etapa D_4 (ver anexo3) corresponde con grietas rellenas, reactivadas en su mayoría como fallas normales, cuyos azimut varían en un diapason que evidencia una extensión general de dirección N-S. Superpuestos a los elementos de la etapa anterior, se destacan fallas normales de la etapa D_5 siguiendo una dirección NW-SE, indicando una extensión en dirección NE-SW. A finales del Oligoceno-Mioceno Medio (?) apareció de nuevo un régimen compresivo, claramente superpuesto a las etapas anteriores. La etapa D_6 fue de compresión E-W y D_7 de compresión NW-SE. En relación con ambas etapas se formaron fallas inversas y sobrecorrimentos.

Los granitoides manifiestan una fuerte inclinación hacia el norte, la cual está relacionada con una extensión N-S. Diferentes procesos pudieron haber contribuido a la exhumación de estos granitoides destacándose una compresión inicial y un levantamiento tectónico posterior por fallas normales que cortaron la corteza debilitada termalmente.



La historia tectónica posterior del área está relacionada con la actividad de la Falla Oriente. Investigaciones de paleostress muestran diferentes etapas de deformaciones y una variación de las estructuras a lo largo del rumbo. Las mediciones se realizaron en los depósitos Neógeno-Cuaternarios al sur de la Sierra Maestra (Fms. Jaimanitas, Río Maya y La Cruz), comprobándose, en las propias rocas del Grupo El Cobre, que estas deformaciones aparecen superpuestas a las ya reseñadas anteriormente. La etapa d_1 fue de extensión E-W, formando grietas rellenas de calcita y un desarrollo del carso con una dirección N-S. La etapa d_2 fue de una extensión NW-SE y aparece asociada a grietas y fracturas rellenas de calcita que posteriormente fueron reactivadas como fallas normales. Las etapas d_1 y d_2 están comunmente relacionadas con fallas transcurrentes diestras de dirección E-W. Luego aparece d_3 con compresión E-W, asociada con fallas diestras y siniestras de desplazamiento por el rumbo. Finalmente ocurrió la etapa d_4 con extensión N-S, la cual se manifiesta marcadamente en un sistema de fallas normales y grietas con una dirección preferencial E-W (Ver anexo 4).

En la actualidad en toda el área predomina un cizallamiento siniestro, evidenciado en la actividad sísmica de la región, la cual está relacionada con la Falla Oriente.

CONCLUSIONES

Por vez primera, se emplea en La Sierra Maestra una metodología capaz de revelar una sucesión de estructuras, tanto en las rocas del Grupo El Cobre y sus intrusivos, como en los depósitos costeros Neógeno-Cuaternarios de su flanco sur.

En las rocas del Grupo El Cobre se detectó una sucesión de 7 etapas de deformaciones más antiguas, establecidas por una documentación detallada de estrías, superficies pulidas, intrusiones de diques, fracturas, entre otros elementos estructurales.

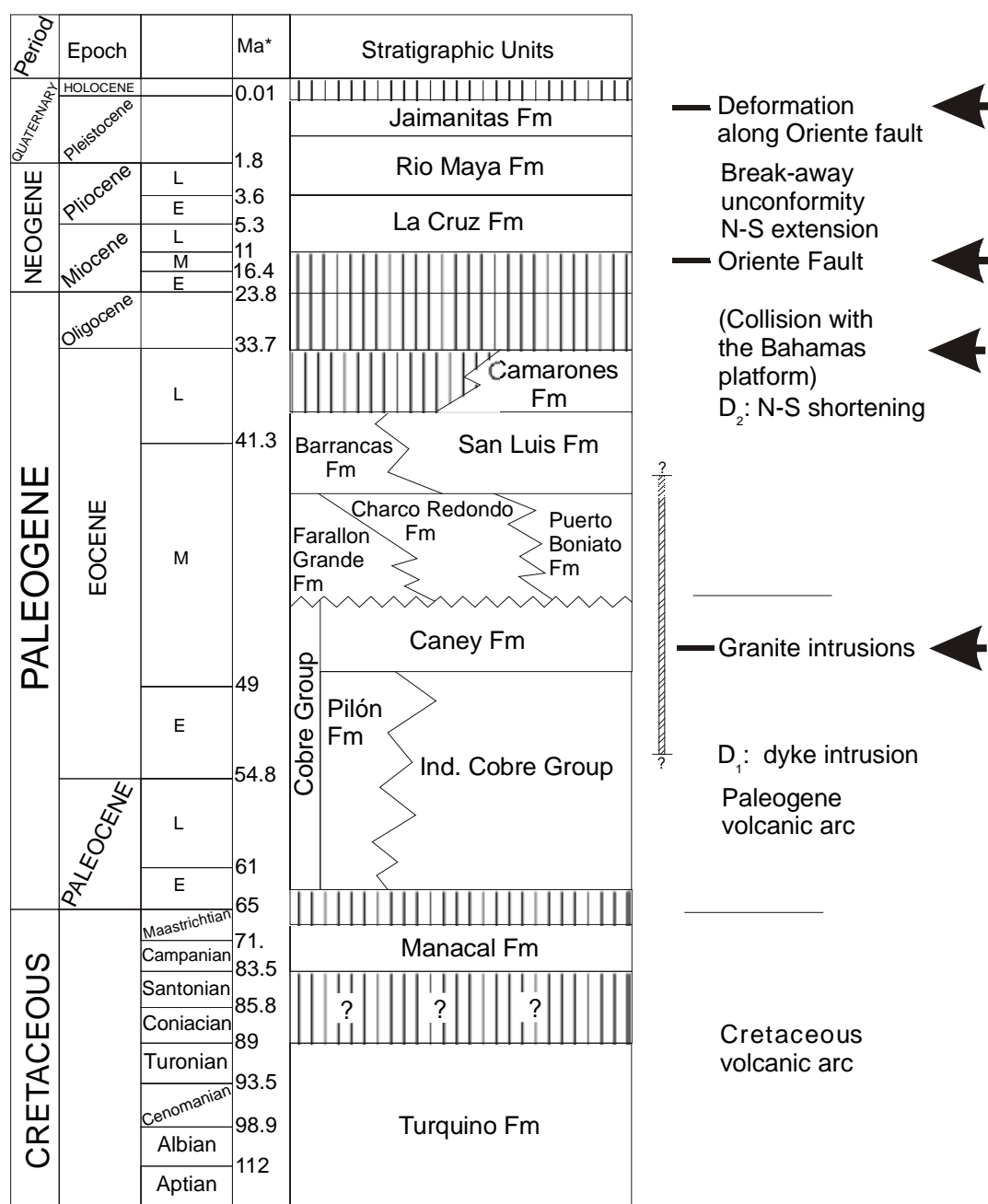
En los depósitos Neógeno-Cuaternarios se determinaron 4 etapas de deformaciones más jóvenes relacionadas con la actividad de la falla siniestra Oriente. La geometría general de la región montañosa de la Sierra Maestra está determinada por la acción de esta falla.

REFERENCIAS

- Angelier, J. & Méchler, P. 1977: Sur une methode de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode de dièdres droits. Bull. Soc. Geol. France (7) 19/6, 1309-1318.
- Angelier, J. 1989: From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. J. Struct. Geol., 11, 37-50.
- Angelier, J., 1979: Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics 56, T17-T26.
- Calais, E., Perrot, J. & Mercier de Lépinay, B. 1998: Strike slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola: Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 326: 125-141.

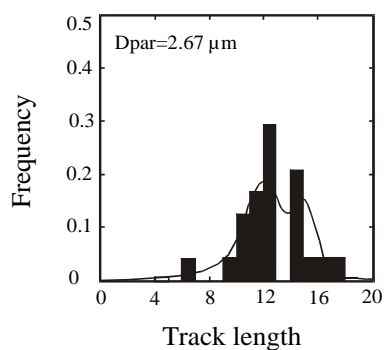
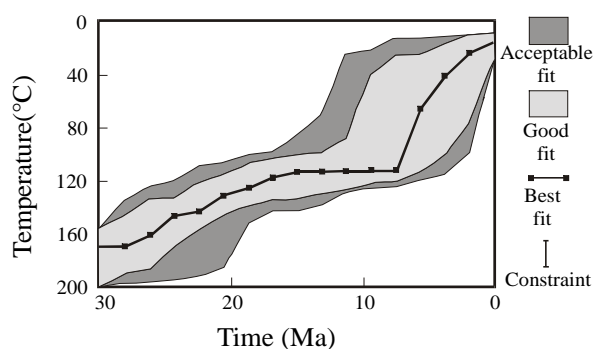
Iturralde-Vinent, M. 1996: Introduction to Cuban geology and tectonics in: Cuban ophiolites and volcanics arcs Proj. 264. Inter. Geol. Correl. Prog. Esp. Cont. (1) : 3-35.

Schmidt, M. 1992: Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contrib. Mineral. Petrol. 110: 304-310.



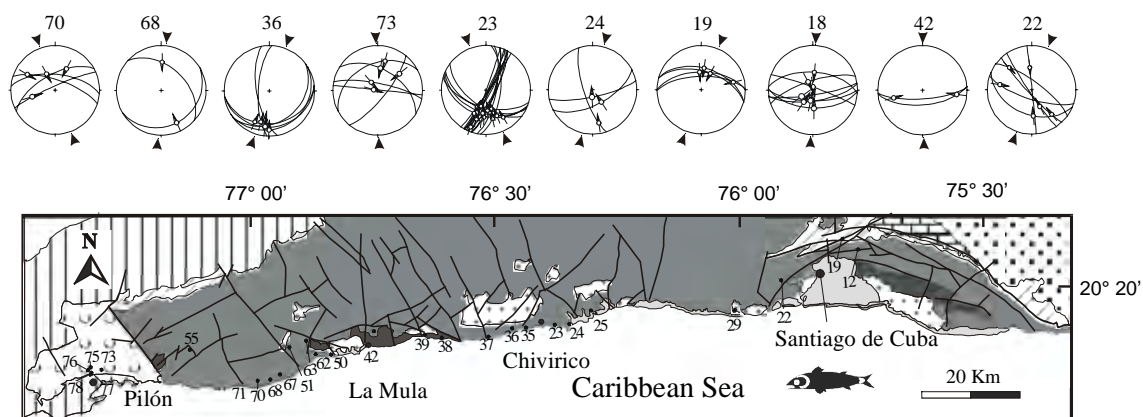
*Geological time scale, Calibration after Gradstein and Ogg (1996)

Anexo 1: Columna estratigráfica del área

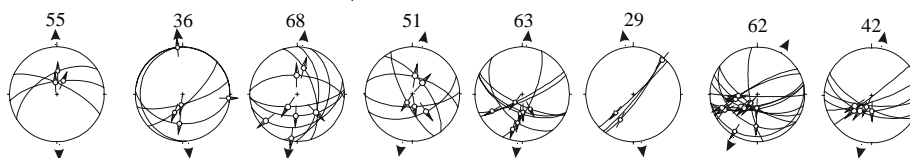


Anexo 2: Datos de trazas de fisura

D₂: N-S COMPRESSION



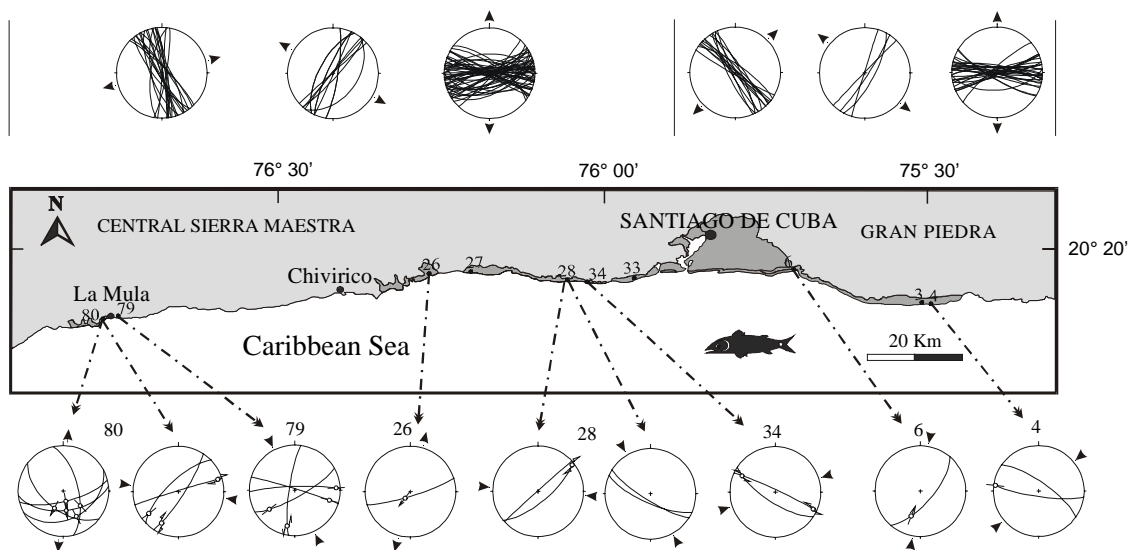
D₄: N-S EXTENSION



Anexo 3:



D₁, D₂, D₄: FILLED EXTENSIONAL JOINTS IN LA CRUZ-JAIMANITAS



D₃: FAULT AND STRIAE IN LA CRUZ-JAIMANITAS FMS

■ Jaimanitas and La Cruz Fms

Anexo 4:

SUBDUCCIÓN Y TRANSPRESIÓN: GÉNESIS DE LA EXHUMACIÓN DE CORTEZA OCEÁNICA. UN ANÁLISIS A PARTIR DEL EXTREMO SUROCCIDENTAL DE LA SIERRA DEL PURIAL.

Jorge L Chang Bravo

Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca y Carretera Central, San Miguel del Padrón, Ciudad de la Habana, CP 11000, Cuba. E-mail: igpcnig@ceniai.inf.cu

RESUMEN.

A partir de los resultados de procesamiento magnético, se llegan a formular hipótesis sobre la posible ocurrencia de eventos tectónicos primarios en la región de Cuba oriental. Se argumenta la hipótesis de que Sierra del Convento representa un vestigio o resto de elementos de una antigua zona de subducción cretácica que propició la obducción de masas de corteza oceánica conjuntamente con complejos metamórficos actualmente emplazados en la región suroccidental de la Sierra del Purial. Las antiguas condiciones geotectónicas de la región son plasmadas a partir del posible desarrollo cinemático de las placas Caribe y Norteamericana como márgenes convergentes, el desarrollo de una zona de subducción en el cratácico, y el posterior desenlace de una sutura colisional.

ABSTRACT.

From magnetic data processing results, some hypothesis on the possible occurrence of primary tectonic events in eastern Cuba are formulating. One argues the hypothesis that Sierra del Convento represents a vestige or rest of elements of an old cretacic subduction zone that propitiate the obduction of oceanic crust jointly with some metamorphic complex now emplacement at the south-west part of Sierra del Purial. The ancient geotectonics condition of the region are shown are captured starting from the possible development cinematic of the Caribbean and North American plates as convergent margins, the development of a subduction zone during the cratatic, and the later outcome of a colisional suture .

INTRODUCCIÓN. LA FRACTURA ORIENTAL.

Unos pocos años atrás el resultado de estimaciones puntuales de profundidades para fuentes anómalas a partir de la deconvolución 3D de Euler en datos magnéticos aéreos (Chang y Suárez, 1998) posibilitó, establecer una marcada zonación en forma de estrecha franja a todo lo largo de la región central del territorio oriental cubano. Esta disposición alineada de las anomalías magnéticas más profundas (Fig. N° 1) además de sugerir la contribución de rocas muy magnéticas desde profundidades superiores a 4 km, revelaba la huella de antiguos eventos tectónicos cuya expresión abarcaba todo el contexto regional.

Esta singularidad en la alineación de soluciones de profundidad para anomalías magnéticas fue descrito entonces como la expresión de una antigua fracturación de la corteza a partir de un inusual adelgazamiento de la corteza superior, que pudo estar derivado de un estiramiento de la litosfera; interpretación que trataba de sustentar la extrusión a la superficie de restos de corteza oceánica en

situación similar al emplazamiento de las ofiolitas en Samaíl (Omán) sugerido por Coleman (1981), lo cual es también conocido en otras partes del mundo y que podría suponer una hipótesis alternativa para argumentar el emplazamiento de potentes mantos ultrabásicos alóctonos en el noreste de Cuba oriental.

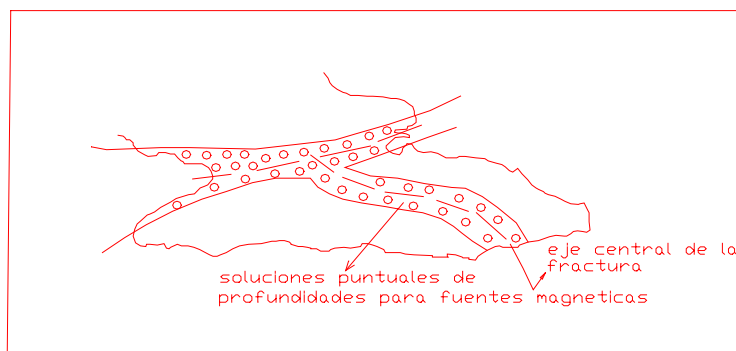


Fig. N° 1 Esquema ilustrativo de la Fractura Oriental, mostrando el eje de distribución de las soluciones de profundidad para fuentes magnéticas anómalas a profundidades superiores a 4 km.

Estudios recientes permiten formular nuevas hipótesis sobre la naturaleza y desarrollo de lo que entonces se denominó "**Fractura Oriental**", pues múltiples rasgos geológicos y geofísicos permiten considerar e inferir la posibilidad de que al este de la alineación Cauto-Nipe, porción este de dicha fractura, esta represente el vestigio actual de un límite primitivo, extinta frontera entre placas o en otras palabras, evidencie la presencia de un **Margen de Convergencia** que maduro luego del lógico desarrollo de eventos tectónicos sucesivos que en estos tiene lugar. La complejidad y sucesión de eventos en la cuenca Cauto-Nipe no será objeto de análisis en este trabajo pese a que debe existir similitud y congruencia en muchos aspectos de su evolución geológica.

EVIDENCIAS GEÓLOGO-GEOFÍSICAS. NUEVAS HIPÓTESIS.

Algunas estructuras en el complejo Sierra del Purial muestran en la actualidad evidencias y rasgos geológicos y geofísicos que denuncian la ocurrencia de profundos procesos tectónicos no abordados con claridad. La Sierra del Convento, un pequeño afloramiento enclavado en el extremo suroccidental de la Sierra del Purial, podría representar pieza clave en el esclarecimiento de una evolución geológica congruente con la sucesión de eventos tectónicos de primer orden y la actual disposición estructural en las diferentes unidades geológicas del área.

La entonces denominada Fractura Oriental, justo en el límite sur de las ofiolitas nororientales pudo resultar el punto de partida de los mantos ofiolíticos Nipe-Cristal, y Moa-Baracoa (ya con anterioridad otros autores (Iturralde-Vinent, 1989) sostenían la hipótesis de que el punto de partida de dichos mantos

debió estar situada en una posición mas meridional respecto a la actual), a pesar de sus diferencias formacionales cuya explicación será objeto de un posterior análisis; por lo que pudiera asumirse entonces que, Sierra del Convento represente un exponente tardío y bien conservado de la exhumación de corteza oceánica en el extremo este-sureste de la Fractura oriental, entiéndase margen convergente, como resultado del desarrollo de una **Zona de subducción**.

Hacia el cretácico inferior – medio el margen convergente entre las placas Norteamericana y Caribeña pudo haber estado enmarcado en una posición más septentrional respecto a su posición actual. Variados rasgos geológicos posibilitan hoy formular la hipótesis de considerar la Sierra del Convento como un vestigio o restos de elementos de una antigua zona de subducción, lo cual implicaría aceptar que dicho afloramiento pudo marcar una posición previa del margen de consumo de placas, toda vez conocido que la posición de los márgenes convergentes migra como resultado de su propia evolución y desarrollo cinemático.

Durante la evolución de la subducción generalmente la placa que sobrecorre avanza en proporción al aumento del grado de buzamiento o inclinación que va alcanzando la subducida, y una vez que cesa su desarrollo y se propicie la colisión entre las placas involucradas generalmente el límite o borde de consumo salta o se desplaza cientos de kilómetros luego de desarrollarse un arco de islas volcánico como expresión de su madurez.

Uno de los rasgos regionales de mayor expresión sería por tanto su configuración misma o forma geométrica (Fig. N° 1). La mayoría de los márgenes de convergencia son curvados en su expresión regional, geometría reflejada en forma de convexidad en virtud de la desigual distribución e intensidad de las fuerzas geodinámicas en cada punto de congruencia. De esta forma el movimiento de cada una de las placas litosféricas que convergen no es en todas partes perpendicular a la fractura o margen de consumo. Esta forma curva en la porción central de Cuba oriental tendría entera correspondencia con los actuales patrones geométricos de las Antillas Menores en su contexto regional, de manera que puede de por si representar o haber constituido el extremo noroeste, o parte de este, de un fenómeno tectónico en todo el Caribe.

Por su parte los datos geofísicos contribuyen al entendimiento de la estructura de los márgenes de consumo de placas y de los procesos tectónicos. En general las zonas de subducción dejan huellas en el campo gravitatorio local, al marcar anomalías gravimétricas positivas sobre los lóbulos o promontorios del bloque que se hunde, una anomalía negativa de gran magnitud sobre la zona de ruptura o prisma de acreción debida al desplazamiento de grandes volúmenes de corteza por material sedimentario y agua, y otra notable anomalía positiva sobre el arco de isla (Fig. N° 2). Ambas anomalías positivas resultan del equilibrio dinámico impuesto sobre el sistema por la compresión, de manera que el bloque que se



sumerge es presionado hacia abajo por las fuerzas que mueven y accionan sobre las placas, con la misma expresión en que el arco es asistido en su salida del equilibrio isostático.

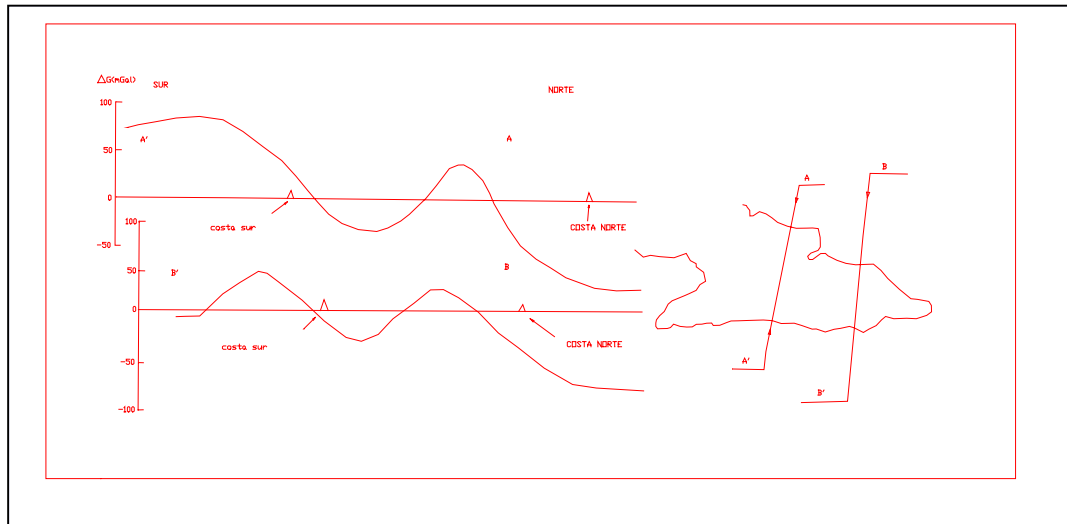


Fig. N° 2 La respuesta del campo gravitacional sobre el área, muestra el comportamiento típico de zonas de subducción en otras partes del mundo, mas aquí se adiciona el efecto resultante de la colisión posterior.

SUBDUCCION. RASGOS PERCEPTIBLES EN LA ACTUALIDAD.

Muchos rasgos propios del desarrollo de una zona de subducción resultan distintivos y aun en el presente pueden ser reconocidos en el extremo sur de Sierra del Purial. En los límites de consumo de placas el metamorfismo característico resulta una de las evidencias más marcadas de los cambios que en ellos tienen lugar.

Las particulares condiciones anómalas de temperatura y presión asociadas a zonas de subducción aparecen reflejadas por un gradiente geotérmico anormalmente bajo (generalmente 10^0C km^{-1}) y un intenso plegamiento como consecuencia del rápido descenso de una litosfera relativamente fría en primer termino y una intensa transpresión entre las diferentes capas de la corteza envueltas en el proceso en segundo lugar. Este último, mucho más característico, comúnmente se traduce en una presión o esfuerzo directo sobre las rocas, las que son comprimidas, prensadas, apañuscadas y tensadas, desencadenando finalmente violentos procesos orogénicos. El resultado más común del esfuerzo directo durante el metamorfismo es sin dudas la intensa deformación o plegamiento de las rocas en cuestión.

Otra muy singular particularidad de los fenómenos relativos a zonas de subducción es la asociación petrográfica característica dado que las altas presiones y bajas temperaturas en estos ambientes son favorables a la aparición de complejos metamórficos típicos.

Descripciones petrográficas detalladas de Sierra del Convento (Flores, Millán y otros, 1996) califican este afloramiento como un bloque ultrabásico serpentinizado con numerosas inclusiones de metamorfitas de alta presión y bajo grado (rocas eclogíticas, glaucofánicas, jadeíticas, y numerosos esquistos zoisíticos o clinopiroxénos zoisíticos según), así como anfibolitas granatíferas a veces cortada por metagranitoides, también zoisíticos parecidos a los encontrados en Sierra Cristal (Somin y Millán, 1981) entre otras; el cual aparece de forma alóctona imbricado sobre el extremo sur de las metavulcanitas del complejo Purial.

La presencia en el área de rocas glaucofánicas y jadeitas, indicativas de fácies de esquistos azules, así como la existencia misma de abundantes micas blancas en las inmediaciones, resulta un rasgo típico de un ambiente de alta presión y bajo grado de temperatura característico del metamorfismo propio de zonas de subducción; permiten inferir la existencia en la región de restos de una antigua zona de subducción cretácica cuya posición pudo representar en aquel momento, el margen de consumo o límite temporal entre las placas Caribe y Norteamericana. Sierra del Convento, podría representar fragmentos o un relícto aflorado de corteza oceánica abortada, relacionada a la ocurrencia de una subducción.

En sentido general las rocas transmiten pobremente el calor por lo que durante la subducción el bloque que desciende puede permanecer relativamente frío por un largo tiempo, mientras esta sujeto a un considerable esfuerzo de compresión; situación en la cual se favorecen los procesos de formación de esquistos azules.

Estos esquistos azules son terrenos asociados prácticamente en todo el mundo a secuencias ofiolíticas en situación muy semejante a la que muestra el cuerpo de Sierra del Convento. De manera similar, muchas ofiolitas tectónicamente emplazadas sobre arcos de islas generalmente exhiben una estrecha capa de anfibolitas en sus bases.

A tenor de las consideraciones precedentes la exhumación de estas masas oceánicas podría ser interpretada como la interrupción abrupta o colapsada de una orogénia intermitente (en el sentido de diferentes etapas o eventos en el desarrollo de un mismo proceso tectónico, reflejado en las diferencias geológicas y geofísicas de los mantos ofiolíticos al este de la alineación Cauto-Nipe.) relacionada con la disminución, acortamiento y fracturación por compresión del basamento profundo, a consecuencia de las condiciones dinámicas de dos mecanismos generadores: La tensión oblicua (transpresión) durante el movimiento relativo de las placas y el desarrollo de una subducción.

La magnitud de la orogénia resultante de esta subducción en el territorio nororiental cubano pudiese ser responsable de la gran dislocación en los bloques de corteza oceánica expuestos en la región.

Consecuencia de ello, los complejos ofiolíticos obducidos se encuentran tanto desmembrados como bien preservados (sin que su preservación signifique que todos ellos posean una secuencia completa de sus rocas tipos), todo lo cual expresa diferencias en su desarrollo formacional.

Sierra del Convento podría representar por tanto una muy bien preservada evidencia de los restos de una antigua subducción, de cuyo escenario no pueden aislarse del resto de las metamorfitas: Complejo Purial, algunos exponentes en el bloque Asunción y los melange de matriz serpentinitica con abundante presencia de anfibolitas y fácies de esquistos azules, en el extremo noreste de Cuba oriental.

En este contexto las ofiolitas nororientales se entenderían como fragmentos del basamento debajo del arco cretácico o restos de una pequeña cuenca marginal interarco, que conjuntamente con los exponentes metamorfizados (elementos del arco) antes referidos tomaron parte de un gran proceso de obducción, previo al colapso y cese de la subducción y que tuviese lugar la colisión entre los dos arcos de islas cretácicos: uno activo meridional (hoy representa el basamento del arco paleógeno en el oriente cubano), y otro septentrional ya extinto.

LA SUTURA COLISIONAL. CONCLUSIÓN DEL DESARROLLO TECTÓNICO.

Una vez colapsada y cesada la subducción el evento inmediato posterior lógicamente sería la colisión de las cortezas que intervienen desplazándose con movimientos opuestos, proceso que finaliza con la acreción o sutura de las capas en cuestión, cuya expresión no sería en ningún caso una simple falla o plano sino en una compleja zona de deformación de varios kilómetros de ancho comúnmente denominada: sutura colisional.

Las suturas y/o antiguas zonas de subducción pueden ser reconocidas por cualquiera de sus peculiaridades mismas: ya sea por las características de sus límites mismos, o por discontinuidades a lo largo de sus fronteras tales como: marcados cambios litológicos, diferencias formacionales en su historia geológica, diferentes estilos estructurales, vectores paleomagnéticos diferentes, etc. Por supuesto una combinación de cualquiera de estas evidencias reafirmaría grandemente la existencia de la sutura.

Una sutura colisional marca por tanto el sitio o posición de una extinta subducción que separó en el pasado dos bloques de corteza antes de su colisión. Las estructuras en ambos lados de la sutura podrían entonces estar conformadas por cualquiera de los elementos de las cortezas colisionadas que intervinieron en dicho proceso.

La presencia misma de un cinturón ofiolítico entre dos arcos denota evidentemente el antiguo desarrollo de un fenómeno tectónico primario causativo, y es la más directa evidencia de la existencia de una sutura

colisional. La cantidad de ofiolitas destacadas al noreste de Cuba oriental permite suponer una relativa madurez para el proceso de subducción, el cual debió desarrollarse durante prolongado lapso de tiempo.

En general los cinturones ofiolíticos pueden ser considerados representen en términos regionales suturas colisionales donde antiguas cuencas oceánicas fueron subducidas y restos de ellas han sido volcadas sobre los arcos volcánicos de islas asociados a las zonas de subducción.

En el presente la fractura oriente representa la evidencia o resto de una sutura colisional o residuo de la colisión antes referida. La actividad magmática relativa a la subducción cesa aparentemente con el referido evento colisional durante el Campaniano, toda vez que no existen evidencias de un magmatismo mas reciente (Maestrichtiano o más joven) reconocido en Cuba.

Como es sabido la actividad magmática se resumió en el Paleoceno en Cuba oriental (Sierra Maestra), donde solo se extienden al sur del territorio hasta terminar abruptamente en la falla transformante Oriente (Falla Oriente o Bartlett-Caimán), hoy limite norte de la placa Caribe y que ha juzgar por las evidencias geológicas y el criterio de muchos investigadores puede correlacionarse con los terrenos Paleogénicos observados en La Española.

Algunos autores tratando de abordar una explicación para el desarrollo del arco paleógeno (Draper y Barros, 1994) plantean que este fue depositado sobre las rocas de la orogénia mesozoica del oriente cubano, las que hoy parecen estar prácticamente acrecidas y soldadas al margen sur de la placa norteamericana, y continúan sosteniendo la hipótesis de que las rocas exponentes del magmatismo paleógeno en el oriente cubano están relacionadas a una contigua continuidad con sus similares en La Española, subsecuentemente separadas y dispersadas por la falla sinistral strike-slip Bartlett- Caimán (Paleógeno tardío - Neógeno). De igual forma esgrimen que desde que solo corteza continental se presenta en el norte, una zona de subducción con buzamiento sur seria la única explicación posible, toda vez que no existen evidencias (no son visible elementos de un prisma de acreción o complejo de esquistos azules) correspondientes a una zona de subducción paleogénica con buzamiento norte.

CONTEXTO TECTÓNICO ACTUAL.

Como fue analizada con anterioridad la expresión geométrica convexa de la zona de subducción cretácica en el oriente cubano, puede conservar en la actualidad similitud en su forma respecto al evento tectónico en su conjunto (integrando en dicho contexto regional el resto de las Antillas Menores), salvo que el margen de consumo de placas sufrió un salto en su posición.

De hecho las particulares condiciones de animación dinámica y empuje de las cortezas, incluyendo el arco de isla tienden a colapsar o terminar la subducción en los márgenes convergentes. Resultado de

esto podría suceder un cambio en la ubicación de la subducción o una alteración de la geometría de las placas tectónicas y su cinemática.

El Caribe y América Central conforman una pequeña placa litosférica insertada entre Norte y Sudamérica con un lento movimiento en dirección este respecto a la América del Norte; resultando el extremo sur de Cuba oriental el margen transpresivo septentrional donde esfuerzos tensionales se canalizan a través de la falla transcurrente sinistral Oriente Bartlett- Caimán. Donde el desplazamiento relativo de las placas es oblicuo a la dirección de la fractura, las fallas en el prisma de acreción pueden incluir una componente de desplazamiento strike-slip además del empuje frontal. Estas tensiones opuestas en el plano horizontal generando movimientos strike-slip reafirman hoy el límite actual entre dichas placas, mientras tanto persisten hacia el extremo este o borde exterior de las Antillas menores procesos de consumo de placas.

De manera concluyente puede decirse que la posición espacial de eventos o procesos tectónicos primarios tales como zonas de subducción en márgenes convergentes, puede ser determinada en el presente en virtud de las huellas o rasgos que perduran durante gran parte de la historia geológica de un territorio en cuestión.

BIBLIOGRAFIA.

- Coleman R. G. (1981) *Tectonic Setting for Ophiolite Obduction in Oman*. Journal of Geophysical Research, Vol. 86 No B4, pp 2497-2508.
- Chang J. L. y V. Suárez (1998). **Fuentes magnéticas profundas y su implicación en el modelo tectónico de Cuba Oriental**. Resúmenes del III Congreso Cubano de Geología y Minería. La Habana, Cuba, pp 169-172.
- Chang J. L. (1999). **Apuntes sobre el viaje de campo al "Polígono Sierra del Purial", para el Proyecto 215**. Manuscrito inédito. IGP.
- Draper G. y J. A. Barros (1994). **"General Geology of Cuba"**. en *Caribbean Geology, an Introduction*. U. W. I. Publishers Association. Kingston. Jamaica.
- Flores R, G. Millán y otros (1996). **Tectónica y Paleogeografía de Cuba oriental**. Tema 512. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana. Cuba.
- Kearey Ph y F. J. Vine (1990). **Global Tectonics**. Blackwell Scientific Publications. U.K. pp 302.
- Millán G (1996). **Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba**. Project 364 IPGC " Caribbean Ophiolites and volcanic Arcs" Special Contribution No 1, pp 131-146.
- Moore E. M y R. J. Twiss (1995). **Tectonics**. W. H. Freeman & Company. New York. USA. pp 232.



OSCILLATORY METAMORPHISM IN HIGH-P BLOCKS OF THE NORTHERN SERPENTINITE MELANGE (CUBA): IMPLICATIONS FOR THE TECTONIC EVOLUTION OF SUBDUCTED OCEANIC CRUST

Antonio García Casco⁽¹⁾, Rafael Luís Torres Roldán⁽¹⁾, Guillermo Millán Trujillo⁽²⁾, Patrick Monié⁽³⁾ y Julie Schneider⁽³⁾

(1) Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18002-Granada, España, C. Eléct.: agcasco@ugr.es

(2) Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca y Carretera Central, La Habana, Cuba, C. Eléct.: igpcnig@ceniai.inf.cu

(3) Laboratoire de Tectonique et Géochronologie, URA CNRS 1371, USTL, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cédex, Francia, C. Eléct.: monie@dstu.univ-montp2.fr

ABSTRACT

The metamorphic evolution of high-P exotic blocks of the northern serpentinite- and western mud-melanges of Cuba includes prograde sections evolved within the epidote-blueschists and amphibole-eclogite facies (450-650 °C, >15 kbar) during (southward?) pre-Aptian (pre-118 Ma) subduction of the proto-Caribbean lithosphere and its accretion to the overriding plate mantle, while the retrograde sections passed through the albite-epidote amphibolite and greenschists facies (<500 °C, <10 kbar) during Aptian/Albian (118-103 Ma) formation of the serpentinite melanges and onset of exhumation. Further thermal events and/or uplift may have taken place during the Late Cretaceous to Eocene collision of the Cretaceous volcanic arc with the North-American/Yucatan margins. Oscillatory and patchy zoning of the minerals have revealed, however, a complex metamorphic history during the prograde paths, characterized by episodic cooling events probably accompanied by changes in pressure and fluid infiltration. This type of prograde/retrograde "oscillatory metamorphism" may have been caused by oscillatory kinematics during the subduction/accretion history of the blocks. Among others, a possible mechanism that may cause tectonic disruption of the subducting slab and oscillatory kinematics of the system is alternate advance-retreat events of the subduction zone, that translate into alternate contraction-extension of the fracture zone and increase-decrease in pressure and temperature of the tectonic slices. These events may bear relation with the Barremian/Aptian (ca. 120 Ma) reorganization of plates associated with the onset of equatorial Atlantic opening, that may have also influenced the onset of formation of an opposite-facing (northward?) subduction zone below the Cretaceous volcanic arc of Cuba at this time.

INTRODUCTION

Since the advent of plate-tectonics theory, eclogite- and blueschist-bearing coherent and incoherent terranes have received much attention as these high pressure and low to moderate temperature metamorphic rocks are generally taken as diagnostic of destructive plate margin settings and, thus, allow for the location of ancient subduction zones and accretionary wedges. In Cuba, the occurrence of high pressure rocks in different geologic settings (Cangre sliver, Escambray, northern serpentinite melange, western mud-melange, Asunción terrane,...) allow to infer several destructive margins during the Cretaceous and Tertiary that point to a complex geotectonic history of the region. In this paper, we

present preliminary results of a on-going study of the exotic blocks metamorphosed to high pressure that occur within the northern serpentinite- and western mud-melanges. A variety of metasedimentary and metaigneous high-pressure blocks occur in these melanges, including blueschists, eclogites, amphibolites, amphibolitites, metapelites, metagraywackes and quartzites (Somin and Millán, 1981, Millán, 1996). In the western mud melange the exotic blocks are set in a Paleocene to Eocene sedimentary matrix, but they are commonly enveloped by serpentinite, indicating provenance from a former serpentinite melange. Indeed, the age determinations of the blocks from different melanges suggest a common geologic history, at least during the Early Cretaceous (Millán, 1996, Iturralde-Vinent et al. 1996).

SAMPLES AND ANALYTICAL TECHNIQUES

The studied samples are eclogites (DGG6521A and DG6521B from Holguín, LV36 and LV36A from Santa Clara), “amphibolitites” (LV4 from Santa Clara), and garnet amphibolites (SRO1A and SRO1B from Pinar del Río). Whole-rock major and trace element determinations were done at the universities of Granada (Spain) and Montpellier II (France) by means of XRF and ICP-MS. The analyses and XR maps of the minerals were obtained at the University of Granada through WDX and EDS microanalysis using a CAMECA SX-50 and a ZEISS DSM 950. Isotope analyses ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb/Sr) of phengite, amphibole, omphacite and whole-rock in sample LV36A were determined at the University of Montpellier II.

The eclogites are coarse grained and consist in garnet (up to a few millimeters in width) set in a matrix formed by omphacite, calcic and sodic-calcic amphibole, clinozoisite/epidote, rutile, and sphene. Sample LV36 has accessory apatite, and quartz inclusions within garnet. Sample LV36A, taken from the same block as LV36, also bears small amounts of phengite. Small amounts of nearly pure albite plagioclase ($X_{\text{ab}}=0.98-0.99$) are present in all samples as late albite films and replacements that attest for a albite-epidote amphibolite to greenschists facies overprints. All the samples are classified as amphibole-eclogites because amphibole is always present and its textural relationships (inclusions, zoning of porphyroblast/matrix grains, replacements) indicate its stability during pre-, syn- and post-peak eclogitic metamorphism.

The amphibolitite sample is medium grained and composed almost exclusively by granoblastic amphibole, epidote and sphene. It bears scarce xenomorphic and fine grained relicts of garnet and omphacite that attest for an earlier eclogitic assemblage transformed after pervasive hydration. Based on the lack of plagioclase and/or diopsidic clinopyroxene, and the composition of amphibole (see below), we interpret that hydration of eclogite occurred at high pressure. Relict garnet and omphacite are contained within replacements of albite, epidote and late amphibole. Discrete clots of chlorite appear dispersed within the amphibole matrix.

The garnet amphibolite samples have a finer grain size than the amphibole-eclogites and amphibolitites. Their mineral assemblages are also distinctive in that they lack omphacite and bear glaucophane, in

addition to garnet, calcic to sodic-calcic amphibole, clinozoisite/epidote, rutile, sphene, albite, and chlorite. Calcic to sodic-calcic amphibole, epidote, and chlorite are oriented and define a faint foliation. Amphibole, albite and sphene are abundant, while garnet is scarcer than in the eclogites. Garnet porphyroblasts ($\approx 500 \mu\text{m}$ in width) appear slightly corroded by the matrix assemblage, and contain inclusions of calcic amphibole, glaucophane, epidote, albite and sphene. Matrix glaucophane is scarce, and appears as xenomorphic blasts set in the matrix of calcic to sodic-calcic amphibole. Albite is fine to medium grained, locally porphyroblastic, and have inclusions of all the phases (including garnet) with which it seems in textural equilibrium.

WHOLE ROCK COMPOSITION

The analyzed samples are chemically similar, whatever their geological context (serpentinite vs mud melanges) or type of rock (amphibole eclogite vs. garnet amphibolite). All of them are of basaltic composition ($\text{SiO}_2 = 46.9\text{-}49.3 \text{ wt } \%$), poor in K_2O ($< 0.49 \text{ wt } \%$) and Rb ($< 10.5 \text{ ppm}$), relatively rich in Nb and Ta but poor in Hf ($1.34\text{-}3.32$, $0.10\text{-}0.27$, and $0.20\text{-}0.48 \text{ ppm}$, respectively), and have a subtle but distinctive light rare element depletion (Figure 1). All of these characteristics are typical of depleted normal mid-ocean ridge (N-MORB) or back-arc basalts, although the concentration of some large-ion lithophile elements (LILE), such as Ba, is high and similar to island-arc basalts. Since alkalis and LILE may be mobile during metamorphism, their geochemical significance is suspect. Diagrams based on immobile elements classify the analyzed samples under mid-ocean ridge, back-arc or island-arc environments. Since the studied blocks were subducted, we interpret that mid-ocean ridge or back-arc settings are more likely environments for the generation of their basaltic protoliths.

MINERAL COMPOSITION AND ZONING

Eclogite DG6521B

Garnet is Fe-rich ($X_{\text{alm}} = 0.47\text{-}0.63$, $\text{Mg\#} = 0.10\text{-}0.32$), typical of the type-C eclogites. It is texturally zoned, bearing cores rich in inclusions of omphacite, clinozoisite, sphene, rutile, and less abundant amphibole, and mantles free of inclusions except for rutile that suggests formation at higher pressures. Within a typical prograde growth zoning, with decreasing Mn and increasing Mg and Mg# from core to rim, the distribution of these elements is oscillatory at the outermost parts of the overgrowths (Figure 2). The coupled reversals in Mn and Mg that define the oscillations are a few tens of μm in width and mostly euhedral but, in the detail, they also crosscut the crystal faces of garnet defined by earlier reversals. The behavior of Ca is distinct. Its concentration remains essentially constant across the grains, but sharply increases at the outer overgrowths, just at the end of one of the Mn-Mg reversals. The most external rims of garnets have the Mg-richer compositions, compatible with the highest temperature attained during garnet growth. This supports that element oscillations and the shoulder in Ca formed during the progress of metamorphism towards peak-eclogite facies conditions. The local irregular geometry of the Mn-Mg

reversals and the shoulder in Ca indicates episodic garnet dissolution events, probably triggered by episodic retrograde pulses.

Omphacite is relatively restricted in composition ($X_{jd}=0.40-0.50$, $Mg\#=0.74-0.89$), though the matrix grains bear patchy zoning characterized by areas richer in Al, Na, and Fe and areas richer in Ca and Mg. Preferentially at the rims of matrix grains, however, areas richer in Al and Na may also have low Fe, that translates into erratic variation of $Mg\#$ relative to jadeite contents. Omphacite inclusions within garnet cores are slightly richer in jadeite and poorer in $Mg\#$ contents, as a likely result of the lower temperature and pressure of entrapment. We interpret that the development of patchy zoning in omphacite is related to the development of zoning in coexisting garnet and amphibole.

The compositional spectrum of amphiboles is large ($Si=7.09-7.70$, $Na(B)=0.06-0.65$, $\Sigma(A)=0.16-0.59$, $Mg\#=0.64-0.89$), and includes calcic (actinolite and magnesiohornblende) to sodic-calcic (barroisite) compositions. Amphibole porphyroblasts and grains from the matrix display concentric prograde zoning. The inner cores are Mg-rich actinolite and, importantly, have strongly irregular shapes that attest for dissolution of this type of amphibole early in the metamorphic evolution of the sample, probably in response to garnet+omphacite forming reactions. The outer cores are Mg-rich magnesiohornblende ($Mg\# \approx 0.85$), distinctively richer in Al, Ti, and Na (in A and B positions), while Fe^{2+} and $Mg\#$ slightly increase and decrease, respectively. Besides this general prograde growth trend, in the detail, the zoning is oscillatory, with at least one retrograde reversal in Si, Ti, Al and Na, Fe, Mg, and $Mg\#$ formed within the overall prograde growth of amphibole. Ensuing prograde growth is denoted by $Mg\#$ -poorer magnesiohornblende to barroisite outer mantles ($Mg\#$ down to 0.65), where Al, Ti, Na and Fe increase, the latter sharply, while Mg, Mn and Ca decrease, making these mantles to represent the peak P-T compositions for amphibole growth. At this stage, the temperature was sufficient for intracrystalline diffusion at the inner lower T cores to generate patches, that preferentially rim the omphacite inclusions, poorer in Si and richer in Al, Ti, Fe, and Na. Fe-rich actinolite ($Mg\# \approx 0.75$) characterize the outer rims and compositions associated to late albite films and replacements formed during retrograde albite-epidote amphibolite facies overprints. They have the highest Si contents, and are poor in Al, Ti, and Na and rich in Ca, Fe, and Mn, indicating formation at the expense of garnet dissolution during retrogression. Consequently, peak barroisitic amphibole was at equilibrium with peak garnet rims at high pressure.

Clinozoisite/epidote is also heterogeneous, with $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)=0.09-0.18$. The inclusions within garnet and amphibole cores overlap with the population of matrix grains. The latter have oscillatory and patchy zoning characterized by changes in Fe^{3+} counterbalanced by Al that, in addition to varying f_{O_2} , may be related to fluctuating P-T conditions.

Eclogite LV36

The mineral assemblages, compositions and textures of sample LV36 are similar to sample DG6521B. Sample LV36A, that was taken from the same block as LV36, bears phengite (with up to 6.4 atoms of Si

per 22 oxygens). The earliest core compositions of amphibole are Mg#-rich sodic-calcic amphibole (barroisite) that upon prograde growth trend to Mg#-poorer and Ti-, Al-, Fe-, Na-, and K-rich barroisite mantles (peak P-T amphibole). The zoning trends backwards to retrograde magnesiohornblende and actinolite compositions at the rims, similar to the retrograde calcic amphibole of the albite-epidote amphibolite facies overprints of DG64521B. Garnets are crosscut by fractures filled by omphacite+sodic-calcic amphibole and calcic amphibole+epidote+albite. Omphacite is similar to matrix grains, and sodic-calcic amphibole is similar to matrix peak barroisite, indicating that the fractures were filled at near peak eclogite facies conditions. When associated to albite and epidote in the fractures, amphibole is calcic and similar to the retrograde amphibole from the matrix.

The core-to-rim compositional trend of garnet porphyroblasts is prograde, although coupled oscillatory zoning in Mn and Mg occurs at the 200 μ m outer shield of the grains (Figure 2). The trace of the reversals is mostly euhedral, but their local rounded and irregular outlines suggest garnet dissolution episodes. The distribution of Ca is characterized by increasing Ca contents from the core to the major Mn upturn, where it reaches a maximum, then it decreases-increases-decreases toward the rim. These external oscillations are concentric and euhedral, and are coupled with the external euhedral oscillations of Mg. In this sample, the concentric (prograde+oscillatory) zoning of garnet is largely disturbed by patches not observed in sample DG6521B. This patchy zoning involves the formation of Mg-rich and Fe- and Mn-poorer areas that trend in composition towards that of the peak-T rims. These areas are elongate in shape and radial, penetrating garnet from the exterior, but are also associated to fractures (locally filled with omphacite) and to the surfaces of former grains that later coalesced into larger grains. This type of zoning was the result of the diffusional modification of garnet interiors at near-peak eclogite facies conditions (600-650 °C, see below).

Amphibolitite LV4

The compositions of garnet, omphacite, epidote and albite are similar to those of amphibole-eclogite samples DG6521B and LV36. Amphibole is distinctive in that it is slightly zoned, with magnesiohornblende rather than barroisite composition at the cores that have Mg# similar to the peak sodic-calcic amphibole from the eclogites. The composition of amphibole trends toward retrograde magnesiohornblende at the rims of matrix grains and the albite-bearing replacements after relict garnet and omphacite. These calcic compositions are richer in Mg#, same as the retrograde amphibole from the eclogites.

Garnet amphibolite SRO1A

The composition of epidote and albite are similar to the amphibole-eclogites. The prograde growth zoning of garnet is disturbed by several reversals in Mn, Mg, Ca, and Fe at the external overgrowths (Mn-poorer, and Ca- and Mg#-richer). In terms of Mg (and Mg#), the overgrowths display up to five reversals. The upturns in Mn are less well defined, but in general they match the downturns in Mg. The coupled behavior

of Mn and Mg suggest retrograde episodes during their formation, although in this case the outlines of the reversals are euhedral and do not show evidences of garnet dissolution. The oscillatory zoning is crosscut by the irregular outlines of the garnet grains, indicating that dissolution occurred after the formation of the oscillations. At this stage, the replacing garnet surface did not modify its composition.

The matrix calcic to sodic-calcic amphibole shows a rather irregular patchy zoning, although concentric zoning is preserved in some grains. In these, the cores are actinolitic, while the overgrowths range from magnesiohornblende to barroisite with lower Mg#, indicating prograde growth. The rims are retrograde as they trend backwards to magnesiohornblende and actinolite with increasing Mg# relative to peak sodic-calcic amphibole. The inclusions of amphibole within garnet cores are similar to the actinolitic cores of matrix amphibole. Consequently, the prograde zoning of matrix amphibole correlates, at least in part, with the oscillatory zoning of garnet. Chlorite is associated with actinolitic amphibole, and has Mg# = 0.54-0.52 similar to the retrograde chlorite of amphibolite LV4. Glaucofane has high Si (ca. 8 atoms pfu) and intermediate Mg# (ca. 0.6) contents, slightly higher than the Mg# contents of prograde barroisitic amphibole and lower than calcic amphibole.

P-T EVOLUTION

Metamorphic temperatures and pressures were estimated using a number of methods (Figure 3). Temperature was estimated with the garnet-omphacite and garnet-amphibole thermometers (Krogh-Ravna, 2000a, 2000b). Thermocalc (Holland and Powell, 1998) was used to calculate minimum pressure for the eclogitic stage (reaction jadeite = albite + quartz), and maximum pressure for the retrograde overprints (reaction pargasite + quartz = tremolite + tschermakite + albite). The amphibole-plagioclase thermometer (Holland and Blundy, 1994) was used to estimate maximum temperature for the retrograde overprints (reaction tremolite + albite = edenite + quartz), although the results are imprecise because plagioclase is nearly pure albite. Only the results for sample DG6521B are given in Figure 3.

The omphacite and calcic amphibole inclusions within garnet cores, and the omphacite inclusions within the calcic cores of amphibole, in sample DG6521B indicate the stable coexistence of the three phases during early eclogitic metamorphism. The calculated temperatures span 400-500 °C (Figure 3) at pressures in the range of 12-18 kbar. The ensuing formation of oscillatory zoning in garnet and amphibole formed at less than 500-550 °C, the temperature of formation of the outermost prograde rim of garnet. At this stage, peak garnet coexisted with omphacite and sodic-calcic amphibole, indicating an increase in pressure along the P-T path. We have assumed that oscillatory and patchy zoning in garnet, amphibole, omphacite and epidote formed in response to events of decreasing temperature and pressure within the overall prograde path, although with regard to pressure there is uncertainty. After the peak eclogite stage, the sample was retrogressed through decompression and cooling within the albite-epidote amphibolite to greenschists facies conditions. The scarcity of albite+calcic amphibole overprints suggests rapid decompression and cooling at this stage and/or limited availability of H₂O.

A similar history can be deduced for samples LV36 and LV4. In the former, the lack of omphacite and amphibole inclusions within garnet does not allow the calculation of early prograde conditions. The calculated conditions at for the peak eclogite assemblage garnet+omphacite+NaCa amphibole are 600-650 °C and ca. 20 kbar (Figure 3). At or near these conditions, garnet fractures were filled with peak sodic-calcic amphibole and omphacite, while volume diffusion modified the composition of adjacent garnet. The higher temperature attained by this sample helps explaining the diffusional homogenization of garnet. In amphibolite LV4, relict garnet and omphacite attest for early eclogite facies conditions, but the high-T and high-P Mg#-rich magnesiohornblende interiors of amphibole indicate hydration of eclogite at or near peak-eclogite facies conditions. Indeed, neither plagioclase or Ca-rich clinopyroxene formed, excluding amphibolite facies conditions during hydration. Thus, H₂O-bearing fluids infiltrated during subduction/accretion of the blocks. In both samples, the retrograde trend of amphibole and the albite-bearing replacements, indicate final uplift and cooling of eclogite and hydrated eclogite along the albite-epidote amphibolite and greenschists facies.

The garnet amphibolite sample SRO1A formed at lower grade than eclogites and amphibolites, as indicated by the Mg#-poorer composition of garnet rims and the lack of omphacite. The calculated peak temperatures and pressures are 500-550 °C, 9-12 kbar (Figure 3), typical of the amphibolite facies conditions. These temperatures suggest a relict nature of glaucophane. A range of 400-500 °C was calculated using glaucophane-garnet (cores) Fe-Mg exchange equilibrium. The path depicted in Figure 3 includes several retrograde episodes within the prograde path that account for the Mg and Mn retrograde reversals in garnet. The retrogressive path evolved within the albite-epidote amphibolite and then entered the greenschists facies, as indicated by the late formation of calcic amphibole and chlorite.

AGE OF METAMORPHISM

Age determinations in sample LV36A, taken from the same block as LV36, yield 103.4 ± 1.4 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in amphibole), 115.0 ± 1.1 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in phengite; 123.1 ± 1.0 to 117.1 ± 0.9 using point analyses), and 118.2 ± 0.6 (Rb/Sr in phengite-omphacite-rock). These ages are, in all cases, cooling ages since the temperature attained was in excess of 600 °C and the blocking temperatures of the isotopic systems are 500-600, 350-450, and 500-550 °C, respectively. The older Ar/Ar ages of phengite relative to amphibole is not consistent with lower blocking temperature of the isotopic system in phengite. Excess argon in phengite is ruled out by the age spectra and confirmed by the consistency with the Rb/Sr age. Perhaps, the formation of low temperature calcic amphibole during the retrograde path of the block explains this contradiction. The data indicate that the minimum age of eclogite facies metamorphism is ca. 118 Ma, while the sample experienced final uplift and cooling at ca. 118-103 Ma.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The whole-rock geochemical signatures, mineral zoning, calculated P-T conditions and P-T paths, and age determinations of the studied samples of exotic blocks permit to conclude a protracted geologic history that includes a) Jurassic to Early Cretaceous formation of mid-ocean ridge or back-arc basaltic rocks within the proto-Caribbean oceanic lithosphere, b) subduction (southward?) of this lithosphere at pre-Aptian times, c) tectonic episodes that generated P-T fluctuations in pre-Aptian times, and d) exhumation of the blocks during Aptian-Albian times. The latter point suggests that the formation of the northern serpentinite melange of central-eastern Cuba was not related to the Tertiary collision of the Cretaceous island arc with the North America/Yucatan margin. However, Tertiary uplift during the formation of the mud melange of western Cuba is not excluded.

The fluctuations in P-T during subduction cannot be explained within the framework of a steady-state distribution of isotherms for a subduction system where the plate contact is sharp and defined by a single major fault. Instead, they suggest oscillatory kinematics characterized by alternate episodes of contraction and extension. Among others, a possible mechanism that may cause oscillatory kinematics and the associated fluctuations in pressure and temperature is alternate advance-retreat events of the subduction zone. This may have caused tectonic disruption of the subducting slab and the distribution of the movement within a thick fracture zone, where differential movement of slices of the lower and upper plates are possible favoring the accretion of slices to the upper-plate mantle, the formation of the serpentinite melange, and the 118-103 Ma exhumation of the blocks. These advance-retreat events point to the instability of subduction that finally ceased in Aptian times. We propose that these processes that disturbed and stopped subduction, and the development of an opposite-facing (northward?) subduction zone below the Cretaceous volcanic arc of Cuba during the early Cretaceous (cf. Kerr et al., 1999), bear a relation with the Barremian/Aptian (ca. 120 Ma) plate reorganization associated with the onset of the opening of equatorial Atlantic.

REFERENCES CITED

- Holland, T. & Blundy, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Iturralde-Vinent, M.A. (1996): Introduction to Cuban Geology and Geophysics. In: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba* (M. A. Iturralde-Vinent, Ed.), IGCP Project 364 Spec. Contrib. 1, 3-35. Miami, USA.
- Iturralde-Vinent, M.A., Millán, G., Korkas, L., Nagy, E., & Pajón, J. (1996): Geological interpretation of the Cuban K-Ar data base. In: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba* (M. A. Iturralde-Vinent, Ed.), IGCP Project 364 Spec. Contrib. 1, 48-69. Miami, USA.



- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M., Saunders, A.D., Babbs, T.L., & Tarney, J. (1999): A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1581-1599.
- Krogh Ravna, E. (2000a): The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 211-219.
- Krogh Ravna, E. (2000b): Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos*, 53, 265-277.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995): The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Millán, G. (1996): Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. In: *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba* (M. A. Iturralde-Vinent, Ed.), IGCP Project 364 Spec. Contrib. 1, 3-35. Miami, USA.
- Somin, M.L. & Millán, G. (1981): *Geology of the metamorphic complexes of Cuba* (in russian). Nauka, Moscow, 219 p.

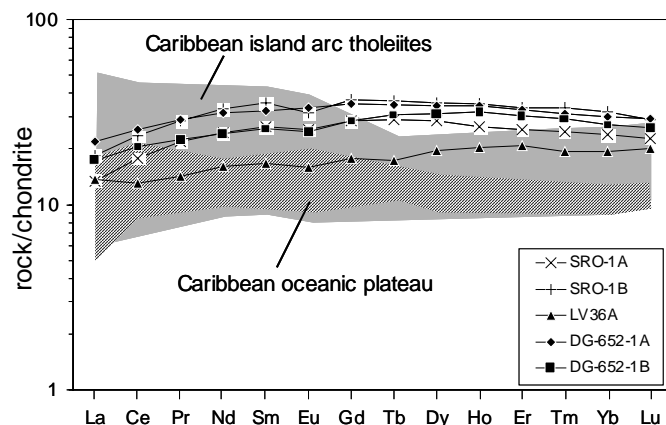


Figure 1: Chondrite-normalized REE patterns for the eclogites and garnet amphibolites. Chondrite composition after McDonough and Sun (1995). See Kerr et al. (1999) for sources of Caribbean island-arc tholeiites and oceanic plateau data.

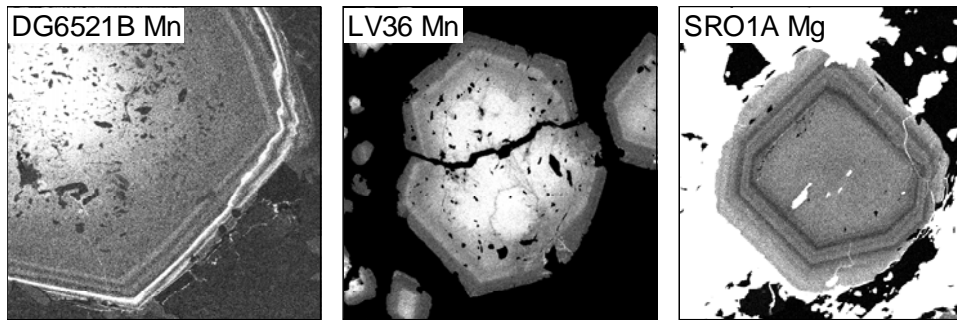


Figure 2. Representative XR images of garnets from the eclogites and the garnet amphibolite. The oscillatory zoning is defined by several reversals in Mn and Mg. The width of the photographs are 1536, 2560, and 495 μm , respectively.

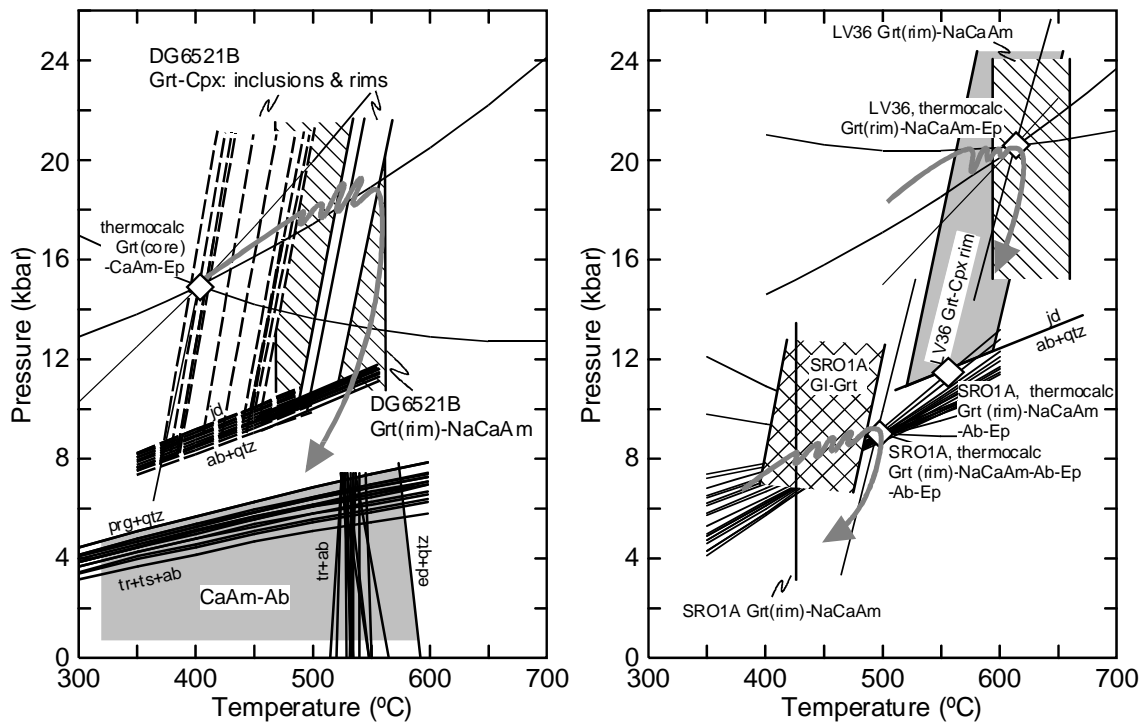


Figure 3. P-T calculations and paths for the eclogites and the garnet amphibolite. In all cases, the oscillatory zoning in garnet is interpreted to have formed after recurrent episodes of retrograde-prograde metamorphism previous to the respective metamorphic peaks.

FALLAS ACTIVAS DEL MUNDO: CONTRIBUCIÓN CUBANA

A.R., Magaz García⁽¹⁾, J.L., Díaz Díaz⁽¹⁾, J.R., Hernández Santana⁽¹⁾

Instituto de Geografía Tropical, Calle 13 No.409 esquina a F, Vedado
C.P.10400, La Habana. Telf.: 32-9786, 32-4295; Fax: 66-2236;
Email: igt@ceniai.inf.cu o .

RESUMEN

Esta investigación constituye el resultado de la participación de Cuba en el Proyecto "Mapa mundial de las principales fallas activas" del Programa Litosférico Internacional (ILP). Sobre la base de la experiencia en los estudios del relieve cubano, se propone clasificar los elementos geomorfológicos para la identificación de las fallas en excluyentes, primarios y secundarios y emplear el enfoque local para determinar la actividad de las fallas. Los aspectos más característicos de Cuba son las principales estructuras activas que se relacionan con fallas y no con plegamientos, la existencia de cuatro campos temporales de fallamiento, el predominio de los movimientos verticales sobre los horizontales, la asociación de las fallas activas con importantes zonas sismogeneradoras y una difícil diferenciación de la actividad tectónica, pleistocénica y holocénica.

ABSTRACT

This research constitutes the result of the cuban participation in the Project "World map of active faults" within the International Litospheric Program. On the basis of the experience about cuban relief, the classification of the geomorphological elements in excluded, primary and secondary ones identify active faults was proposed, as well as the local approach was used to determine their activity. The more characteristic cuban relief features are: main active structures are in relation with faults but not with foldings, existence of four temporary fault fields, predominance of vertical upon horizontal movements, association among active faults and seismic zones and complicated differentiation of the pleistocene and holocene tectonic activity.

Introducción.

En los mapas geológicos y tectónicos más recientes de la República de Cuba (Linares et al., 1985; Shein et al., 1985 y Albear et al., 1988) han sido representadas numerosas estructuras de falla y plegamiento, sin embargo, como una regularidad, estas deformaciones no han sido diferenciadas por su actividad en el tiempo, sino de acuerdo con otros criterios de clasificación. Como una regla, la mayor parte de los estudios geológicos regionales y locales han dedicado mayor atención a la historia de las deformaciones hasta el Cenozoico temprano. Por su parte, los numerosos estudios geomorfológicos y de neotectónica realizados con una amplia utilización de los datos geológicos y geofísicos disponibles (Díaz, 1986; Magaz y Díaz, 1986; Hernández Santana, 1987; Portela, inédito; Portela et al., 1989; Orbera y Arteaga, 1989; Díaz et al., 1991; Hernández Santana et al.,

1991, 1993, 1994, 1995; Zamorano et al., 2000) han permitido cartografiar y discriminar regionalmente, y en muchos casos a un nivel local, las generaciones de fracturas neotectónicas (nuevas, reactivadas o transformadas en su funcionamiento) correspondientes a esa etapa de desarrollo.

Para ciertas fajas y nudos sismoactivos del archipiélago se ha logrado inferir o reconocer, a grandes rasgos, la actividad reciente y actual de estas fallas, mediante la aplicación del principio de interacción dinámica morfoestructura - movimientos tectónicos recientes (Guerasimov, 1973; Lilienberg, 1973, 1977). No obstante, en numerosos casos, el comportamiento de los eventos por las fallas no ha podido ser definido con precisión en el tiempo y en términos de desplazamiento por el plano, debido a una serie de problemas derivados, principalmente, de las características propias del relieve y del grado de su estudio.

Como hipótesis, se parte de que un conjunto de fallas antiguas y jóvenes cubanas que han tenido movilidad durante los últimos 130 ka (Reciente, Holoceno o Pleistoceno Tardío) y ello está reflejado en la diversidad de su manifestación geomorfológica, de acuerdo con el principio de correlación morfoestructura - morfoescultura - movimientos tectónicos recientes.

Para la realización de este trabajo, los autores tomaron ocho fallas principales de Cuba (fig.1), ubicadas en distintas regiones geomorfológicas de la tierra firme y con diferente historia y evolución, para las cuales existía la mayor cantidad posible de datos.

Por lo expresado y por la necesidad de un nuevo salto cualitativo en el orden teórico - metodológico, se pretende, entre los propósitos del trabajo, divulgar los elementos utilizados, los problemas y los principales resultados del análisis particular del fallamiento cubano con estos enfoques novedosos en nuestro medio.

Materiales y métodos.

Bases conceptuales y metodológicas para la compilación sistemática de zonas cubanas seleccionadas de fallamiento activo.

La composición y carácter de la base de datos, los principios de su utilización, la definición terminológica, los tipos de formas de compilación y atributos, así como, las reglas para la representación cartográfica de las estructuras de fallas y pliegues activos, son aspectos que se tratan con rigor en los lineamientos guía elaborados por Haller et al. (1993), a los cuales se remite a los lectores. No obstante, en adelante se hará una breve referencia sobre los aspectos esenciales de la forma de compilación y, además, sobre las particularidades y regularidades de la aplicación de este procedimiento a las estructuras cubanas.

La combinación de datos para este tipo de compilación sobre fallas activas no solo permite la identificación de las fallas, su estructura y dinámica, sino las comparaciones complejas entre los patrones espacio - temporales del fallamiento a distintas escalas territoriales, lo cual contribuye a identificar regímenes de

movimiento tectónico reciente de la corteza. El estimar algunos parámetros de terremotos potenciales (Mag. Máx, migración espacio - temporal y otros). El comprender mejor las relaciones entre la morfoestructura y morfoescultura, las propiedades mecánicas de las rocas, la distribución y dinámica de las aguas subterráneas y los movimientos tectónicos recientes. La identificación de los tipos de peligros y de la estimación de sus niveles de severidad para territorios sísmicos actualmente, pero asociados a zonas de fallas activas.

Según Haller et al. (1993) las primeras decisiones que debe tomar el compilador de datos sobre fracturas son los referentes a: a) el tipo de falla y b) la distinción de las estructuras que tienen movimiento superficial histórico.

El resultado de la valoración de estos dos aspectos determina la forma de compilación a emplear en la base de datos sobre estructuras. Respecto a los tipos de fallas, se consideran: a) **falla simple**, que está definida por una edad única de ruptura, b) **falla seleccionada**, que puede o no ser de una edad o estilo estructural simple, y la c) **falla segmentada**, que presenta segmentos estructurales con comportamiento sísmico propio o que actúan independientemente uno de otro.

Para que una estructura pueda tener esta última nomenclatura debe poseer un alto grado de estudio mediante trabajos de trinchera y datación, con soporte de datos geólogo - geofísicos y geomorfológicos detallados referentes a la morfología de las escarpas de falla, control estratigráfico del tiempo del fallamiento, sentido y magnitud del movimiento, estimados sobre la base de los parámetros dinámicos de los focos de terremotos, variaciones espacio - temporales de las anomalías gravimétricas, de las mediciones del relieve superficial; así como, de la estructura geológica que controla la segmentación física, entre otros aspectos.

Durante el trabajo realizado en Cuba para el Proyecto II-2, ninguna de las estructuras seleccionadas pudo ser compilada como tipo c, debido a la inexistencia de la base de datos requerida. Sin embargo, con la inclusión de la información sobre la intensidad y posición epicentral de los eventos sísmicos y de los gradientes elevados en la curva de velocidad de los movimientos tectónicos recientes lentos, se pudo reflejar la actividad reciente de las estructuras y sus partes, pero en este caso, por las formas de compilación para fallas simples y seccionadas, debido a que los criterios para la selección de una falla por secciones son menos rigurosos: la edad relativa, la geometría de la falla, presencia y conservación de las escarpas de falla, morfología y diferencias altitudinales de las superficies de planación y de otros datos geológicos y geomorfológicos.

Con relación a la distinción de zonas de fallamiento histórico (se hace referencia a los eventos más nuevos del fallamiento y de estructuras de pliegue con expresión en el relieve, ocurridos en los últimos 200 años). Como se ha dicho, a este tipo de movimiento se le reconoce en Cuba con el término de movimiento reciente, con datos menores de 400 años, mientras que los históricos son del orden de los últimos miles de años BP dentro del Holoceno. Por otro lado, los criterios



empleados en su definición y sus atributos, forma de compilación, no permitieron - debido a la insuficiencia e inexistencia de datos - registrar de este modo a algunas de las fallas cubanas. Como datos requeridos se consideran: la identificación de las estructuras, segmentos o secciones que fueron afectados por los eventos sísmicos, así como los parámetros dinámicos geofísicos y geomorfológicos, los cuales no son abundantes en la fuente de datos publicados en el país.

De todo lo anterior, se desprende que para este procedimiento existen cuatro formas de compilación: a) fallamiento superficial histórico, b) fallamiento por segmentos, c) fallamiento por secciones y d) fallamiento simple.

Los atributos iniciales de la forma de compilación utilizada para fallamiento superficial histórico, son diferentes de los correspondientes al resto de las formas antes apuntadas y además poseen elementos comunes con estas últimas. Los elementos de las formas de compilación para estructuras segmentadas, seccionadas o simples son comunes, con la única diferencia que en las dos primeras, su registro se realiza para cada segmento o sección.

Los atributos contenidos en las diferentes formas de compilación pueden ser clasificados en cuatro grupos: I. De identificación formal y posición geográfica; II. De yacencia o geoestructurales; Geólogo - geomorfológicos y grado de estudio; IV. Los atributos de geodinámica.

A continuación solo se hará referencia a los atributos más importantes de los grupos II, III y IV, así como a la forma en que éstos fueron tratados (forma de compilación) para el registro de las estructuras cubanas.

Los atributos que tuvieron mayor significación en el desarrollo del trabajo fueron a) el enclave geológico (geological setting), b) el sentido de movimiento (sense of movement), c) la expresión geomórfica (geomorphic expression), d) el tiempo del paleoevento más reciente (timing of most recent paleoevent), e) el intervalo de recurrencia (recurrence interval) y f) la intensidad de deslizamiento (slip rate).

En el enclave geológico se ofrece una información breve y general de la falla, señalando su estructura y su situación con respecto a las formas del relieve y otros rasgos geológicos y socioeconómicos. En este atributo, se incluye la magnitud sumaria del desplazamiento o el desplazamiento máximo más joven sufrido por la falla, y la edad del movimiento correspondiente. El lector puede encontrar ejemplos en los anexos del trabajo (**Magaz García, R.A., J.L., Díaz Díaz, J.R., Hernández Santana (1997): Elementos geomorfológicos básicos para el análisis y determinación de zonas de fallamiento activo en las condiciones de Cuba. Rev. Investigaciones geográficas, UNAM, México, Bol. No. 35, pp. 9 - 83**). donde se puede observar las diferentes formas de manifestación de las fallas en el relieve (límites de macroformas, mesoformas, microformas y en morfoelementos), lo cual es un aspecto importante en el análisis del resto de los atributos. Para comprender el peso que tuvo el análisis geomorfológico en la compilación de las estructuras, el interesado puede consultar la literatura geomorfológica referenciada en los anexos de cada una de las fallas

estudiadas. El procedimiento general de discriminación de fracturas por índices geomorfológicos se observa en la figura 2.

El atributo **sentido de movimiento**, comprende la información más detallada sobre el tipo geoestructural de falla. Se consideran las categorías: **T** Sobrecorrimiento (thrust), **R** Falla inversa (inverse fault), **D** Falla diestra (right-lateral) (strike-slip fault), **S** Falla siniestra (left-lateral) (strike-slip fault) y **N** Falla normal (normal fault).

Si el desplazamiento es combinado (oblicuo), las componentes pueden ser mostradas como **N > S** o **N / S = 5-10 / 1** que significan, respectivamente, que la componente de desplazamiento vertical es mayor que la componente horizontal siniestra o que la primera componente es entre 5-10 veces mayor que el desplazamiento de la segunda.

En las zonas cubanas de fallamiento activo es común encontrar un sentido de movimiento vertical absoluto o dominante, lo cual se manifiesta en el relieve mediante el conjunto de los elementos primarios. Sin embargo, aun cuando no existen datos sobre los movimientos neotécnicos, históricos y recientes de sentido horizontal, cuando se utiliza la red fluvial como clave analítica para la revelación de problemas estructurales y tectónicos, se pueden detectar morfoelementos que indican la existencia de estos desplazamientos laterales.

En Cuba los datos geomorfológicos son el tipo de información más útil y extendida para el análisis del fallamiento activo. En ausencia de información más precisa, los datos del relieve cubano, empleados simultáneamente con la información geodésica, geológica y geofísica, ofrecen el conocimiento mínimo indispensable para abordar el problema básico de investigación. Por ello, el atributo **Expresión geomórfica** tiene la mayor significación cuando se aplica el principio de interacción morfoestructura -morfoescultura - movimientos tectónicos recientes (Lilienberg et al., 1993), pues no solo permite la identificación de las estructuras activas e inactivas sino que además posibilita, en muchos casos, el conocimiento de los parámetros cinemáticos de las fallas en su desarrollo (tiempo del paleoevento más reciente, intervalo de recurrencia e intensidad de deslizamiento).

La **Expresión geomórfica** como atributo de la forma de compilación no solo ofrece el modo de expresión geomórfica general de la estructura de falla en un sentido descriptivo físico-geográfico, sino que permite acceder, en el caso cubano, a la información esencial sobre fallamiento activo como resultado de la valoración de los elementos de manifestación y diferenciación generacional de fallas. Así, en este atributo se hace una referencia detallada sobre aspectos morfológicos, morfométricos, morfogenéticos y cronomorfogenéticos, estableciéndose correlaciones complejas entre las estructuras de fallamiento, la escultura, la morfoestructura y la dinámica endógena antigua y joven, por cuanto a su evolución no existen fallas activas, que no tengan su expresión en los elementos primarios y secundarios, como se verá más adelante.

En todas las formas de compilación excepto en la de **Fallamiento superficial histórico**, el atributo **Fechado del paleoevento más reciente** posee cinco categorías relacionadas con los períodos de ocurrencia de paleoevento, que en orden de importancia cronológica son: 1. Histórico; 2. Holoceno y post glacial (< 15 ka); 3. Cuaternario tardío o Pleistoceno tardío (< 130 ka); 4. Cuaternario medio o Pleistoceno medio (< 750 ka); 4 a. Cuaternario temprano o Pleistoceno temprano (750 ka – 1,6 Ma) [propuesta cubana]; 5. Cuaternario (< 1,6 Ma).

El **Intervalo de ocurrencia** comprende el lapso que media entre los dos últimos eventos disyuntivos sufridos por la falla e incluye el intervalo de tiempo, entre paréntesis, para el cual el intervalo de recurrencia es válido.

La **Intensidad de deslizamiento** comprende el valor en mm / año de la intensidad del movimiento por el plano de la falla, Es el resultado de los desplazamientos sumarios juzgados a partir de la amplitud máxima y el tiempo de ocurrencia del evento, considerando una intensidad de desplazamiento lateral. Por el Slip Rate se consideran tres categorías: A. > 5 mm / año, para las estructuras de sistemas interplacas; B. 5-1 mm / año, para las estructuras principales de sistemas intraplacas y C. < 1 mm / año, para las estructuras menores de sistemas intraplacas.

El atributo **Edad de los depósitos fallados** tiene gran importancia en la compilación del fallamiento activo, en el caso de Cuba, su importancia es relativa debido a que las fallas cortan con frecuencia rocas antiguas para la identificación de fallas antiguas (Jurásico inferior - Plioceno), y a la inexistencia de datación estrecha de las formaciones cuaternarias.

Discusión y Resultados.

En el campo global de estructuras de falla, que tienen expresión en el relieve del archipiélago cubano, es posible separar con una confiabilidad aceptable dos grupos generacionales principales. Primero, los sistemas que pertenecen a la Orogenia Cubana (Cretácico superior Cenomaniano-Eoceno medio), con estructuras formadas en un medio de compresión tangencial, y segundo, los que corresponden a movimientos neotectónicos e históricos (post Eoceno superior) con elementos estructurales originados en un medio de distensión y predominio de desplazamientos verticales. Estas últimas fracturas formaron la morfoestructura inicial del relieve actual y transformaron a la estructura del primer grupo.

Desde el punto de vista geólogo - estructural, los elementos del primer grupo están representados por complicadas estructuras alpinas, imbricadas de mantos, y escamas de sobrecorrimiento de disposición sublatitudinal, con ángulos de buzamiento menores de 45° hasta subhorizontales, fallas inversas cruzadas y de cizallamiento, con sentido de movimiento siniestro en la dirección del sobreempuje general S-N. Estas estructuras se presentan en distintos órdenes de magnitud espacial.



Entre las fallas laterales siniestras de esta etapa, destacan por su extensión y movimientos las zonas transverso - diagonales que cortan el archipiélago de NE a SW, a lo largo de las cuales ocurrieron notables desplazamientos del orden de 10-40 km como manifestaciones finales de los eventos alpinos con dominio de movimientos horizontales. Por su parte, los sistemas de fallas neotectónicas forman en el plano un diseño más simple y regular (mosaico), y sus elementos son fallas normales directas y en menor número inversas con ángulos de buzamiento mayores de 50° , hasta subverticales y direcciones dominantes NW-SE y NE-SW o rumbos cercanos así como sublatitudinal, que forman, respectivamente, los límites de morfoestructuras transversales y longitudinales a la isla principal. Estas estructuras también son de diferente orden de magnitud espacial, pues constituyen los límites del fraccionamiento interior del megabloque neotectónico cubano, con unidades de macrobloque que alcanzan centenares de kilómetros cuadrados hasta los microbloques, con superficies del orden de centenares de metros.

Como peculiaridades notables, en primer lugar, se ha comprobado, en varios casos, la relativa coincidencia planimétrica entre las líneas (trazas) de las principales fallas antiguas y neotectónicas (tanto transversales como longitudinales), con la singularidad de que las primeras han sido transformadas en su estructura y funcionamiento por planos nuevos de desplazamiento (Iturralde et al., 1982; Magaz et al., 1986). Esta relativa coincidencia espacial aparentemente es contraria a la separación precisa de los grupos de fallamiento. Por otra parte, gran número de fracturas neotectónicas y modernas presentan una disposición discrepante respecto a las estructuras del plano antiguo y, en los casos de estructuras jóvenes, se observa un marcado predominio en muchos órdenes de la componente de desplazamiento vertical sobre la horizontal.

Otro aspecto que dificulta el proceso de separación generacional de fracturas es que muchas fallas neotectónicas y modernas cortan rocas antiguas del Basamento Larámico y de las secuencias estratigráficas inferiores de la Cobertura Neoautóctona, con edades entre el Jurásico inferior-Eoceno medio y Oligoceno, respectivamente. También, una dificultad aparente en el proceso de separación de las dos generaciones de fallas fundamentales, es que muchas fracturas alpinas y neotectónicas tempranas son inactivas y tienen también su expresión particular en el relieve actual. No obstante, los geomorfológicos cubanos (Magaz, inédito; Hernández et al., 1995) han estudiado que las fallas inactivas y otros morfoalineamientos tienen una manifestación en el relieve que no va más allá de los rasgos geomórficos, que se obtienen por la reelaboración exógena diferencial. Estos rasgos elementales, de expresión lineal, puede o no estar vinculados a una línea de falla y en el primer caso no demuestran la movilidad de la estructura. Estos elementos han sido llamados **excluyentes** y son los siguientes:

Segmentos de drenaje alineados en una dirección, pertenecientes a una cuenca o a morfoelementos de cuencas vecinas, sin cambios en las superficies de planación.



Presencia de rápidos y saltos en los cauces sin deformación del espectro de las terrazas fluviales.

Presencia de cañones, abras y otras formas erosivas transverso - diagonales a las costas, sin presencia de cambios en el aterrazamiento marino o de las superficies de planación.

Rupturas de pendiente en las vertientes (límites de pendientes bipétreas).

Depresiones lito - estructurales.

Hasta donde admite el grado de estudio geológico y geomorfológico, los elementos primarios que permiten separar las dos generaciones de fallamiento, deben ser probados en su conjunto y son los siguientes:

Diseño planimétrico de los modelos de fracturamiento.

Relaciones espaciales entre el campo global de fracturas y la morfoestructura del relieve de diferente orden obtenida mediante levantamiento morfotectónico.

Cambios (vinculados a las fallas) de tipo morfológico, morfométrico y morfogenético en el espectro pleistocénico temprano y medio, neogénico tardío y más antiguo de superficies de planación poligenéticas (superficies denudativas de nivelación, terrazas marinas, fluvio - marinas, fluviales y de los pisos del karst), así como en numerosos morfoelementos y formas del relieve (cauces, líneas de costa, sistemas de cuevas, escarpas y otros), siempre que estos cambios no estén vinculados a la litología.

Presencia y distribución de valles antecedentes y de fragmentos relictos y colgados de valles, cuevas y paleosurgencias kársticas.

Distribución de las capturas de ríos, de los fragmentos de cuencas fluviales karstificadas y de las zonas de absorción y de emisión de los sistemas, aparatos y zonas kársticas.

Cambios de facie y en el espesor de las secuencias terciarias y de la cobertura friable pleistocénica inferior y media.

Cambios granulométricos y de facies del aluvión pleistocénico inferior y medio.

Cierta configuración general e individual en el diseño de la red fluvial (diseños de evasión, centrípeto y centrífugo de tipo radial y otros).

La utilización de estos elementos primarios para la determinación de estructuras neotectónicas de falla, incluyendo la parte reactivada en esta etapa del sistema alpino, posibilita un primer acercamiento para la identificación de las zonas de



fallamiento activo en las condiciones de Cuba, pues de acuerdo con las investigaciones geomorfológicas realizadas (Díaz et al., 1991; Magaz et al., 1991), todas las fallas con actividad pleistocénica tardía, holocénica y reciente, se manifiestan en el relieve mediante uno o varios de estos elementos, lo cual se debe, como se ha expresado, a la revelación de movimientos heredados o reactivados de una geoestructura (post eocénica superior) aún en desarrollo.

Hasta aquí, la aplicación de los elementos primarios y excluyentes permite la separación de las dos generaciones de fracturas fundamentales; así como el subconjunto de ambas que forma el grupo de las potencialmente activas.

A un escalón superior, en el proceso de discriminación de las fracturas cubanas se utilizan elementos secundarios (Hernández et al., 1990; Magaz et al., 1991, y otros) que permiten finalmente separar las zonas de fallamiento activo con movilidad reciente, holocénica o pleistocénica superior. Estos elementos son:

Deformaciones de sedimentos y formas acumulativas y elaboradas del relieve (terrazas marinas y fluviales, superficies kársticas y otras) pleistocénico medio, tardío y holocénico y formación de topografía joven vinculada al fallamiento.

Presencia de sismodislocaciones del relieve, fechada por métodos absolutos o relativos (lineales y en forma de arco y circo) en las vertientes asociadas a las fallas donde se identifican derrumbes, corrimientos y deslizamientos sísmicos del Pleistoceno tardío, el Holoceno y más jóvenes,

Variaciones bruscas de las facies dinámicas del aluvión pleistocénico tardío, holocénico y actual en las zonas de fallas.

Presencia de "picos" y zonas de elevados gradientes en los gráficos de las velocidades de los movimientos tectónicos recientes lentos - elaborados sobre la base de nivelaciones geodésicas repetidas de I orden - coincidentes espacialmente con las zonas de fallamiento.

Relaciones espaciales fuertes entre las zonas de fractura e intersecciones de fractura con los nudos y cadenas de terremotos.

Coincidencia del diseño de las isosistas de terremotos con el sistema de fracturas limítrofes de bloques.

Por lo general, las fracturas activas que se manifiestan en estos elementos, también se reflejan regularmente mediante los elementos primarios debido a la presencia de paleoeventos del Paleógeno superior, Neógeno y del Pleistoceno temprano y medio, sufridos por estas estructuras durante el proceso de consolidación o de herencia de la morfoestructura actual.

Conclusiones.



Existen cuatro campos temporales de fallamiento: las fallas antiguas (pre Eoceno medio), las neotectónicas (Eoceno superior - Pleistoceno tardío), las modernas (Holoceno hasta el Reciente) y las heredadas y reactivadas, cuya edad puede abarcar toda la etapa neotectónica y moderna.

Se consideran como fallas activas, las estructuras longitudinales y transversales, límites de las morfoestructuras correspondientes de diferente orden, ya sean heredadas o "nuevas".

Las principales fallas activas son importantes zonas sismogeneradoras ($I < 8$) para las condiciones de Cuba, y tienen expresión en el relieve y en los movimientos tectónicos recientes lentos.

Los principales tipos de movimientos encontrados se relacionan con estructuras de falla y no con estructuras de plegamiento, lo cual es característico para la etapa neotectónica en otras regiones del mundo.

Predominio de los movimientos verticales sobre los horizontales, de ahí el carácter de bloque de la corteza terrestre y de la morfoestructura inicial del relieve actual (tectomorfoestructura activa). Solo algunas fallas neotectónicas y modernas presentan indicadores geomorfológicos de desplazamientos laterales.

Marcada tendencia de la actividad tectónica cuaternaria y holocénica es difícil de diferenciar, lo cual se debe a las características geomorfológicas y a la ausencia de datos confiables. Se han logrado identificar eventos en el Pleistoceno tardío y en el Holoceno.

Como territorio intraplaca predominante, la intensidad del deslizamiento (slip rate) es del orden del primer milímetro por año y menor.

Las estructuras estudiadas contienen fallas, cuyo sentido del movimiento e historia de evolución fue diferente desde su origen en toda su extensión o ha cambiado a lo largo de su traza durante su desarrollo (seccionadas), como estructuras homogéneas en el tiempo y en el espacio (simples).

Aparentemente no existe correlación directa entre el orden y dimensión de las fallas neotectónicas e históricas, y el carácter geodinámico en la etapa definida para fallamiento activo. En consonancia con los datos fácticos, se puede plantear la hipótesis de que pudiera estar ocurriendo una reactivación tectónica de acuerdo con patrones geodinámicos diferentes a los de la etapa de consolidación y desarrollo de la morfoestructura actual.

Recomendaciones.

Dada la extensión limitada de este trabajo, que incluye los anexos compilativos de las ocho fallas cubanas activas, presentadas en la figura 1, se sugiere la lectura del artículo: **Magaz García, R.A., J.L., Díaz Díaz, J.R., Hernández Santana (1997): Elementos geomorfológicos básicos para el análisis y determinación de zonas de fallamiento activo en las condiciones de Cuba. Rev. Investigaciones geográficas, UNAM, México, Bol. No. 35, pp. 9 - 83**, el cual se encuentra en el centro de documentación del Instituto de Geografía Tropical.

Referencias.

- Albear, J.F., I., Boyanov, K., Brezsnysky et al. (1988): Mapa geológico de Cuba, Instituto de Geología, Academia de Ciencias de la URSS, Moscú, 40 hojas, escala 1 : 250 000.
- Díaz , J.L. (1986): Morfoestructuras de Cuba Occidental y su dinámica reciente)en ruso=, Resumen de la tesis de doctorado en ciencias geográficas, Instituto de América Latina, Moscú, 32 pp.
- Díaz, J.L., A.R., Magaz, J.R., Hernández (1991): Reconstrucción tectónica local mediante el análisis de la morfoescultura marina en la franja costera Río Seco-Punta Maisí, provincia de Guantánamo, Cuba. En Morfotectónica de Cuba Oriental, Ed. Academia, La Habana, pp. 19-23.
- Guerasimov, I.P. (1973):Correlaciones dinámicas de los movimientos tectónicos recientes de la corteza terrestre y los procesos exógenos formadores del relieve, que transcurren en su superficie. En Movimientos tectónicos recientes de la corteza terrestre. Academia de Ciencias de la URSS, 5:605-616.
- Haller, K.M., N., Michael, L.D., Richard (1993): Guidelines for US database and map for the maps of major active faults, Western Hemisphere, International Litosphere Program (ILP), Project II-2, Department of Interior, US Geological Survey, 45 pp.
- Hernández, J.R. (1987): Geomorfología estructural y geodinámica reciente del relieve de Cuba suroriental en la zona de interacción de la Microplaca cubana y la fosa profunda de Bartlett (en ruso). Resumen de la tesis de doctorado en ciencias geográficas. Ed. Ministerio de Cultura, Moscú, 24 pp.
- Hernández, J.R., J.L., Díaz, A.R., Magaz, A.H., Portela (1990): Principales tipos morfoestructuro - geodinámicos de zonas sismogeneradoras del territorio provincial de Guantánamo. Rev. Ciencias de la Tierra y el Espacio, 18:24-32.
- Hernández, J.R., J.L., Díaz, A.R., Magaz et al. (1991): Morfotectónica de Cuba Oriental. Ed. Academia, La Habana, 43 pp.
- Hernández, J.R. A.R., Magaz, M.A., Ortiz, J.J., Zamorano (1995): Clasificación morfoestructural (tipológica) y morfotectónica (regional) del relieve oriental cubano: modelo insular de transición interplacas. Rev. Investigaciones Geográficas, número especial No. 3, pp. 13 - 35.
- Hernández, J.R., M.A., Ortiz, J.J., Zamorano (1995): Regionalización morfoestructural de la Sierra Madre del Sur, México. Rev. Investigaciones geográficas, No. 31, pp. 45 - 67.
- Iturralde Vinent, M.A. (1977): Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. Inf. Científico-Técnico, No. 20, 24 pp.
- Lilienberg, D.A. (1973): Cuestiones de la correlación entre los movimientos verticales recientes, las peculiaridades morfoestructurales de la corteza terrestre y la sismicidad. En: Movimientos recientes de la corteza terrestre, Academia de Ciencias de la RSSE, Talin, pp. 605 - 616.
- _____(1977): Movimientos tectónicos recientes y la diferenciación morfoestructural de la corteza terrestre. En: Movimientos recientes de la corteza terrestre. VII Conf. Cient. De la URSS, tomo 1, pp. 25 - 27.



- _____(1982): Movimientos tectónicos recientes, carácter de su manifestación y aspectos de su cartografía. En: Problemas de neotectónica y geodinámica reciente de la litosfera. Academia de Ciencias de la RSSE, Talin, tomo II, pp. 50 - 53.
- Lilienberg, D.A., J.R., Hernández, M.E., Marques, L., Alvarez (1993): Movimientos tectónicos recientes de Cuba. El polígono geodinámico complejo de Santiago de Cuba. Ed. Academia, La Habana, tomo 1 y 2, 453 y 118 pp.
- Linares, E.P., G., Osadchiy, A.V., Doubnia et al. (1985): Mapa geológico de Cuba. Ed. ICGC, La Habana, 4 hojas, escala 1 : 500 000.
- Magaz, A. R., J.L., Díaz (1986): Las morfoestructuras de la región centro - oriental de Cuba. En: Los principios básicos de la clasificación morfoestructural del relieve cubano y su aplicación en la región centro oriental. Ed. Academia, La Habana, pp. 13 - 60.
- Magaz, A. R., J.R., Hernández, J.L., Díaz et al. (1991): El complejo de formas del relieve gravitacional de la franja costera Baitiquirí – Punta Maisí, provincia Guantánamo. En: Morfotectónica de Cuba oriental. Ed. Academia, La Habana, pp. 28 - 43.
- Portela, A.H., J.L., Díaz, J.R., Hernández, A.R., Magaz y P., Blanco (1989): Geomorfología. En: nuevo Atlas Nacional de Cuba. Ed. Inst. Geogr. Nac. España, Madrid, Sección Relieve, cuadernillo IV.3.2 – 3, mapa 11.
- Shein, V.S., K.A., Klischov, J.I., Yparraguirre et al. (1985): Mapa tectónico de Cuba, Ed. ICGC, La Habana, 4 hojas, escala 1 : 500 000.
- Zamorano Orozco, J.J., M.A., Ortíz Pérez, J.R. Hernández Santana (2000): Meseta de Boniato y Graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural. México, D.F., Rev. Inv. Geográficas, No. 41, p.26 - 45.





LA INFLUENCIA DE LA FALLA ORIENTE EN LA ESTRUCTURA GEOLOGICA DEL AREA DE SAN ANTONIO DEL SUR, CUBA

Kenya Nuñez Cambra

Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca s/n e/ Carretera Central y Línea del ferrocarril. San Miguel del Pedrón. Ciudad de la Habana. CP 11 000. Cuba. E-mail: igpcnig@ceniai.inf.cu

RESUMEN

El uso de los datos de imágenes Landsat TM, Spot, fotos aéreas y las evidencias de campo han ayudado a determinar la estructura geológica del área de San Antonio del Sur y al enriquecimiento del conocimiento sobre los movimientos neotectónicos.

La configuración tectónica del área esta controlada por la influencia de un sistema de fallas conjugadas de desplazamiento por el rumbo, que responde al modelo de deformación Riedel para los esfuerzos regionales asociados al movimiento transpresivo-transensivo sinistral entre la placa Caribeña y la Norteamericana. Dentro de este modelo el sistema de fractura sintético Riedel lo conforman la dirección NE-SW, la cual esta mas desarrollada, activa y esta caracterizada por fallas sinistras de desplazamiento por el rumbo desplazando a las fallas anteriores. El sistema de fallas antitético esta representado por fallas diestras de desplazamiento por el rumbo con dirección NNW-SSE y NW-SE. En el área se desarrolla un sistema de fallas normales con dirección NNE, que caracteriza la distensión, apareciendo incluso sistemas de fallas escalonadas, en forma de dominó.

Los rasgos peculiares que caracterizan el área, que incluye el valle de Caujerí, encuentran su explicación genética como un producto de la influencia de la falla Oriente en la estructura geológica y la tectónica actual del área. Se hacen evidentes los movimientos tectónicos activos desde el Oligoceno hasta el Reciente con sistemas de fallas principales de dirección NE-SW relacionados con la transcurrancia sinistral a lo largo del limite entre ambas placas. El trabajo incluye además evidencias de movimientos verticales en el área.

ABSTRACT

The remote sensing data such as Landsat TM, Spot, aerial photograph and field evidences, were very useful to interpret the major geological and structural features in the San Antonio del Sur area. It allowed understanding of the neotectonic movement in the area.

The tectonic configuration of the area is controlled by the influence of a system of conjugated strike slip faults. These faults are very well fixed with the regional strain ellipse, associated with the strike-slip fault system from Reidel model of brittle deformation. It is active in the area from the later Eocene to Recent, due to the aperture of the Cayman Ride that cause the sinistral transpressional-transtensional movement between Caribbean plate and North-American plate. The main Ridel fault has direction NE-SW, they can appear as a strike slip fault, that are very well developed and can be found displacing or cutting the other younger directions. The antithetic Reidel fault system is represented by faults with direction NNW-SSE y NW-SE. There are also fault normal system with direction NNE that characterize the extensional regime. The peculiar features, which characterize the study area, have the genetic explanation product of the influence that Oriente fault has in the geological structure and the recent tectonic of the area. There are an evident tectonic movements started from later Eocene to Recent with principal fault system with direction NE-SW. This work includes also evidences of vertical movements in the area.

Introducción

El área de San Antonio del Sur, está situada en la zona sur oriental de Cuba, a unos 55Km al Este de la ciudad de Guantánamo, con coordenadas geográficas limítrofes de Latitud 19°59'26. 4" N, Longitud

74°55'20. 3"W y Latitud 20°15'33. 9" N, Longitud 74°43'39. 0"W. Esta región ha sido identificada como una provincia neotectónica activa del Este de Cuba.

En el territorio cubano han sido identificados cuatro sistemas de fallas principales: el Sistema Banao con dirección N-S, el Sistema Cubano con dirección NW-SE, el Sistema Caimán con dirección E-W y el Sistema Camagüey con dirección NE-SW (Iturralde-Vinent, 1996).

Materiales y Métodos

Las técnicas de procesamiento de imágenes se utilizaron como herramienta poderosa para resaltar los rasgos de interés en la interpretación de las estructuras geológicas así como las técnicas de integración de datos provenientes de imágenes y datos de atributos.

La interpretación de imágenes logradas como resultado del procesamiento de la información de los sensores remotos, que incluyeron el calculo del componente principal, la fusión de información de las imágenes y el modelo digital del terreno, mas el empleo de filtros, permitió la delineación de los lineamientos principales del área usados durante el análisis.

Principales Sistemas de Fallas

Para el área de estudio en cuestión se evidenciaron los mismos sistemas señalados arriba. De acuerdo con el grado de detalle del trabajo, se pueden observar como resultado de la interpretación de las fotos aéreas, imágenes satélites y modelo de elevación digital, las siguientes direcciones principales de los alineamientos: NE-SW, NW-SE, NNE-SSW, NW-SSE y otros con orientación E-W .

Analizando los sistemas de fallas interpretados, podemos inferir que se encuentran asociados a un sistema conjugado de fallas de desplazamiento por el rumbo, que encaja muy bien con el modelo Riedel para las deformaciones frágiles provocadas por los movimientos transcurrentes. Según el modelo forman fallas sintéticas y antitéticas de desplazamiento por el rumbo (Fig. 1)

El origen de la actividad tectónica es la apertura del sistema de trincheras de los Caimanes (Iturralde, 1997) que provocó el movimiento transpresivo-transtensivo sinistral de la falla Oriente. Este es el responsable de la reactivación neo-tectónica de una serie de fallas antiguas y de la configuración del relieve actual.

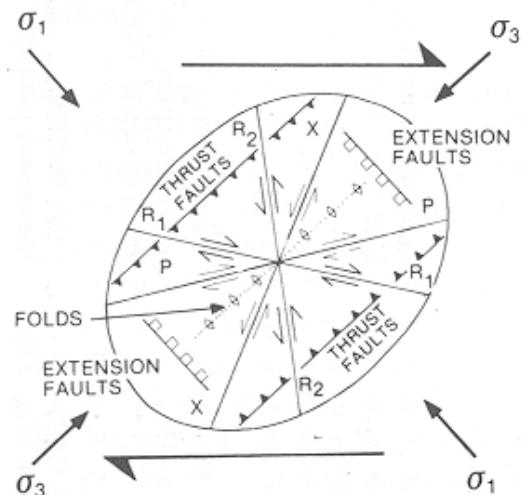
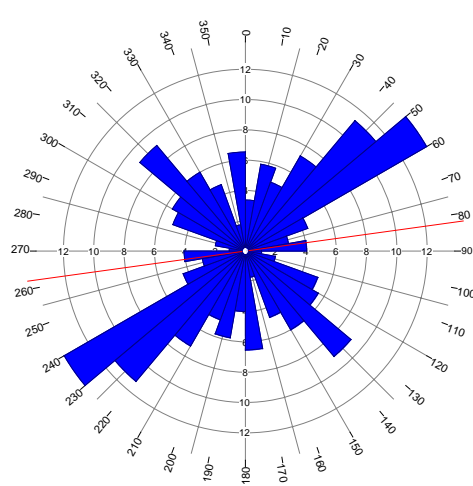


Figura 1. Elipsoide para los esfuerzos regionales asociados con los sistemas de fallas transcurrentes. (McKlay. 1997)



Calculation Method Length
Class Interval 10 Degrees
Length Filtering Deactivated
Azimuth Filtering Deactivated
Data Type Bidirectional
Rotation Amount 999 Degrees
Population 846
Maximum Percentage 13.8 Percent
Mean Percentage 5.5 Percent
Standard Deviation 3.21 Percent
Vector Mean 82.14 Degrees
Confidence Interval ... 3.73 Degrees
R-mag 0.64

Figura 3. Diagrama de Roseta para los principales sistemas de fallas en el área de estudio

La dirección NE-SW es la que forma el sistema de fallas sintéticas Riedel (R1). Representa el más activo, tiene carácter transcurrente sinistral y sinistral-normal en la zona costera. Múltiples deslizamientos están asociados con esta dirección. Es el sistema más prominente, el mismo desplaza todas las otras direcciones principales y tiene el control de la

configuración del valle costero.

El sistema con dirección NNW-SSE es la que forma el sistema de fallas antitético (R2). Este sistema tiene fallas asociadas con el borde o límite entre la cuenca paleogénica y el Complejo Purial lo cual sugiere la reactivación de un sistema antiguo a causa de los nuevos esfuerzos.

La dirección NW-SE es la que forma el sistema de fallas antitético (X). También algunas fallas relacionadas con los sobrecorrimientos tienen esta misma dirección. Este sistema es el responsable del desarrollo desigual de la región suroriental del área de estudio, donde aparecen descritas las clinoformas de la formación Imías, a diferencia del resto del área, entre otras.

Se encuentra también desarrollado el sistema con dirección NNE, que contiene, entre otras, fallas extensivas, las cuales ejercen un control tectónico sobre el escarpe del Valle de Caujerí, y controla en gran medida los movimientos de rocas y los deslizamientos ocurridos allí y en el valle costero además. (Fig. 2 y 3)

Producto de la distribución no uniforme de la Falla Oriente,

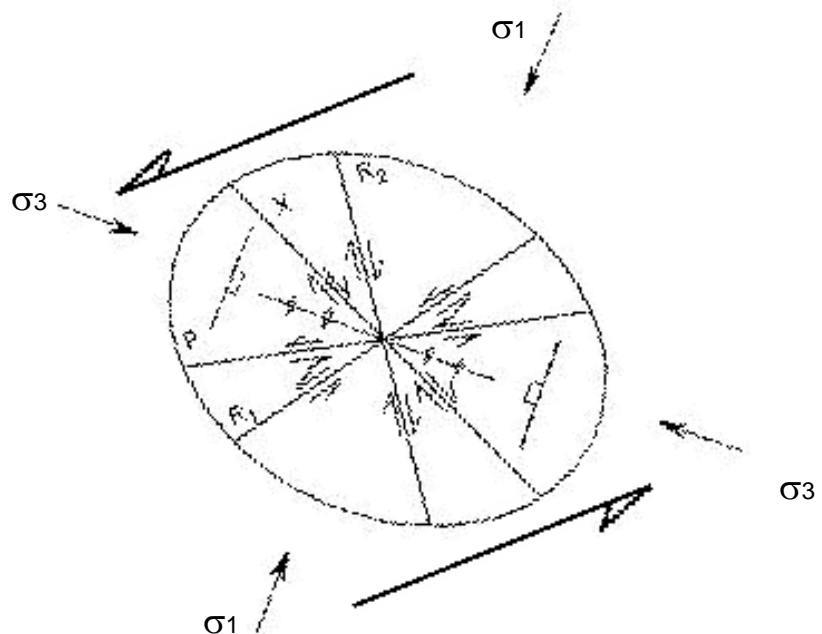


Figura 4. Elipsoide para los esfuerzos regionales asociados con los sistemas de fallas transcurrentes para el área

localmente en el área se puede observar una rotación de las direcciones de las fallas de tipo transcurrente asociadas a la transpresión de la Falla Oriente. He ahí la razón por la cual no coinciden exactamente las direcciones de las fallas en la zona con la de la región oriental. Por lo tanto el elipsoide asociado a los sistemas de fallas del área de trabajo se expresa de la forma que aparece en la Fig. 4.

Rasgos tectónicos del área de estudio

Las rocas del Mioceno en la Sierra de Caujerí en general buzan suavemente hacia el S con ángulo entre 6° y 12°. Estas secuencias son afectadas por los movimientos neotectónicos oscilatorios verticales y fallas transcurrentes de desplazamiento por el rumbo con orientación NEE que se ven claramente en la interpretación de la imagen. En la pared del escarpe del Valle de Caujerí se pueden observar los buzamientos aparentes de las secuencias del Mioceno en unos casos muy suavemente hacia el sur, otros hacia el norte y otros permanecen horizontales. Esto evidencia el cambio del buzamiento original producto de la división en bloques provocado por la tectónica y el movimiento neotectónico ascendente y descendente desigual de un bloque con respecto a otro.

Se detectó además un graben donde el bloque también fue desplazado horizontalmente, confirmado con la presencia de brechas tectónicas de calizas durante los trabajos de campo.

La superficie de las montañas de la Sierra de Caujerí muestran relictos de causes de ríos colgados, los cuales fueron creados por ríos que anteriormente sus aguas corrían hacia el Oeste, desde una zona más elevada situada en el lugar que hoy ocupa el Valle de Caujerí. La parte superior de esta zona elevada fue deslizada hacia el Este, formando una gran estructura cóncava que aparece en el área y conforma el Valle de Caujerí. Este último encuentra su origen en un gran deslizamiento o una serie de ellos de pequeña magnitud, controlados por la tectónica activa en el área, como resultado de movimientos distensivos a causa de la transtensión que provoca la falla Oriente. Logrando la erosión o desintegración de las rocas del Mioceno en el interior del valle, formando una gama de secuencias gruesas de derrumbes de rocas. Hay que agregar el control litológico que en segundo grado tienen estos fenómenos de movimiento de rocas, ya que la Formación Yateras de edad miocénica se caracteriza por calizas compactas muy permeables, entre otras litologías y yace sobre la Formación Maquey caracterizada por secuencias más terrígenas, frágiles, arcillosas, poco permeables que facilitan la superficie para el deslizamiento entre estas dos litologías.

El Valle de Caujerí tiene muy bien desarrollado el drenaje, el cual es responsable de la cantidad de depósitos cuaternarios aluviales dentro del valle. Pueden encontrarse arcilla y limos con pobre o ninguna estratificación visible, las facies predominantes son de cauce, con material grueso y arenas. La composición de los materiales tiene estrecha relación con la fuente original que es polymíctica. En el caso del material clástico, la roca fuente es la caliza, la serpentinitas, metavolcanitas y otras rocas de las elevaciones que lo rodean.

Hay una actividad neotectónica evidente en la región. Los ríos dentro del valle son el testimonio de los movimientos ascendentes en el área, ya que empezaron a erosionar rápida e intensivamente los sedimentos cuaternarios previamente depositados. Un detalle del corte en uno de los causes de los ríos

que aparece en la figura 5, muestra las diferentes fases de sedimentación y erosión que se han sucedido en el desarrollo del valle. En lugares se observa que el río ha trasladado su curso del original, y en el mayor de los casos ha comenzado a erosionar el lado occidental de su curso, aumentando la deposición de sedimentos en el lado oriental. Se observa también un cambio en la granulometría de los fragmentos transportados por el río, los cuales aumentan de tamaño en señal del aumento en la fuerza de la corriente fluvial. Donde el río estaba depositando sedimentos con fragmentos pequeños y redondeados pasa a depositar fragmentos grandes y subangulares. La velocidad del levantamiento es mayor que la de erosión ya que afloran en el lecho del río rocas calcáreas arcillosas, muy deleznales que aun no han sido erosionadas por este. Se encuentran en el corte del curso relictos de fuegos en los sedimentos jóvenes, los cuales denotan su formación en un tiempo histórico. Existen además caminos de montañas en el área que se han socavado completamente por la erosión, con cárcavas de más de 1.5 m de profundidad.

En el interior del Valle de Caujerí aparece la Formación Cilindro, está compuesta por conglomerados polimícticos y yace discordantemente sobre la Formación San Luis. La misma aparece monoclinal con buzamiento de 50° a 60° grados hacia el Sur. La naturaleza de los conglomerados así como su composición, básicamente de fragmentos volcánicos, sugiere la existencia de condiciones tectónicas particulares durante este período. La orientación de los fragmentos dentro de la formación hacia el Sur con ángulo de 15° a 20° grados y la presencia de *Lepidocyclinas* gigantes sugiere que la fuente de los sedimentos proviene del Sur durante el Oligoceno.

Generalmente las secuencias de la Formación San Luis parecen ligeramente deformadas, caracterizadas por pliegues abiertos. Sin embargo en algunos lugares de la zona costera esta formación aparece fuertemente deformada y fracturada. Debido a la tectónica es posible encontrar las capas que buzcan con ángulo muy inclinado, así como los pliegues con un plano axial que buza hacia el WNW (286°/10°), fallas de extensión rellenas de calcita (140°/75°) y zona de cizalla (270°/75°). La deformación de carácter extensivo se desarrolla claramente en el área costera, donde se encuentran sistemas de fallas de extensión en forma de dominó (160°/70°). En otros lugares pueden observarse fallas combinadas de desplazamiento por el rumbo y normales con calcita y strias (slickenside) en la superficie con dirección 110° con 15°, y también 35° con 45°.

El valle costero entre montañas se caracteriza por ser de origen tectónico. En esta región una depresión tectónica se extiende entre las montañas del interior y un cinturón de colinas costeras. Fue controlado por levantamientos y descensos de la región y las consecuentes fases de transgresión y regresión, producto de los cambios en el nivel del mar. El valle está lleno con sedimentos aluviales cuaternarios. Estos sedimentos aparecen horizontales sin deformación. Ellos son buenos indicadores de movimientos ascendentes que están teniendo lugar en el área, porque han empezado a desarrollar un relieve invertido, y el drenaje ha cortado profundo los sedimentos, caracterizado por sedimentos producto de la tercera transgresión-regresión, de edad Plioceno a Reciente.

El cinturón de colinas costeras desarrolló un sistema de terrazas que en algunos lugares llegan hasta cuatro niveles y alcanzan los sedimentos cuaternarios alturas hasta 200m, con buzamiento suave hacia

el Sur. En general las colinas costeras se encuentran muy dislocadas con deslizamientos y derrumbes que generan en algunos casos macro-bloques volcados. Esto evidencia también el levantamiento del área.

Al Sureste del área de estudio se encuentra una región con la ocurrencia de cliniformas con tipos diferentes de depósitos incluidos en la Formación Imías, los cuales fueron originados en un ambiente muy energético, compuesto por arenas y material conglomerático muy mal sorteado, con aporte desde el Norte. Estos depósitos yacen disconformes sobre las lutitas de la Formación San Luis. Este fenómeno sugiere la presencia de un talud o pendiente muy abrupta como resultado de la apertura de la Falla Oriente en el Mioceno.

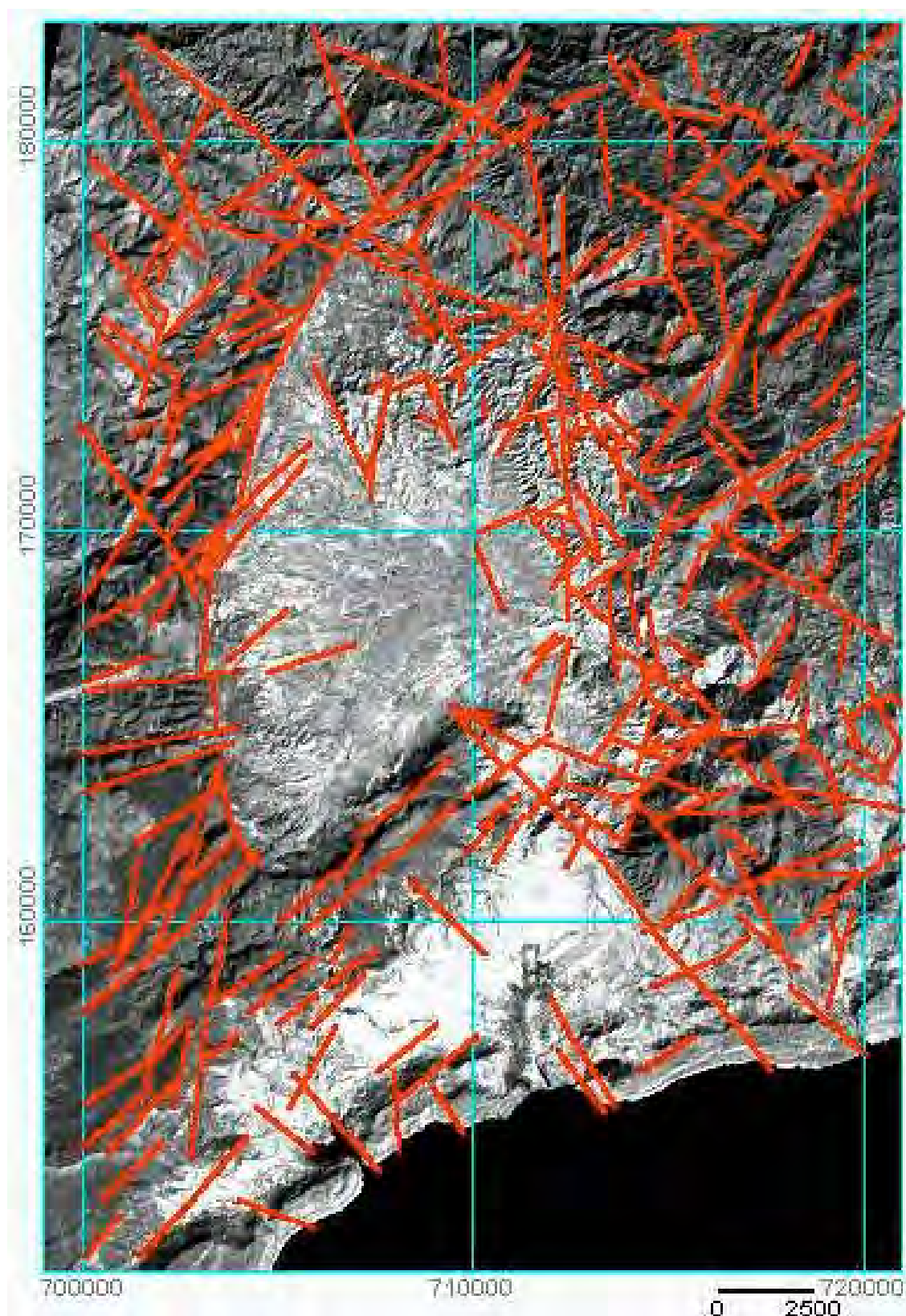
Conclusiones

La región del presente estudio se caracteriza por la inestabilidad tectónica:

- Los ríos en el Valle de Caujerí son testigos de los movimientos ascendentes en el área, erosionando rápida e intensivamente los depósitos del Cuaternario.
- La superficie de las montañas de la Sierra de Caujerí muestran relictos de valles de ríos colgados, que pudieron ser producto de ríos que antiguamente drenaban con dirección Oeste, desde una zona mas elevada situada donde ahora está el Valle de Caujerí. El material que conformaba esta zona desaparecida se deslizó o erosionó hacia el Este dentro del Valle.
- El buzamiento suave, aparentemente desigual y desordenado, de las rocas del Mioceno en la Sierra de Caujerí, sugiere el cambio de la yacencia original producto de la división en pequeños bloques, con el levantamiento y descenso oscilatorio de un bloque con respecto a otro provocado por los movimientos neotectónicos.
- La orientación de los fragmentos dentro de la Formación Cilindro hacia el Sur y la presencia de grandes *Lepidocyclinas* sugiere que los sedimentos vienen de una fuente situada al Sur en el Oligoceno.
- Las cliniformas de la Formación Imías, desarrolladas en la parte suroriental del área, sugieren la presencia de un talud muy inclinado y profundo surgido de la apertura de la falla Oriente en el Mioceno.
- Después de la sedimentación de las calizas del Cuaternario, en el Pleistoceno tardío, la región fue levantada como puede verse en los varios niveles de terrazas a lo largo de la costa, que alcanzan alturas hasta 200m por encima del nivel del mar.

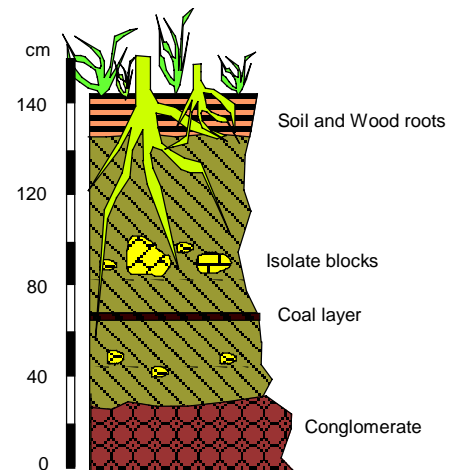
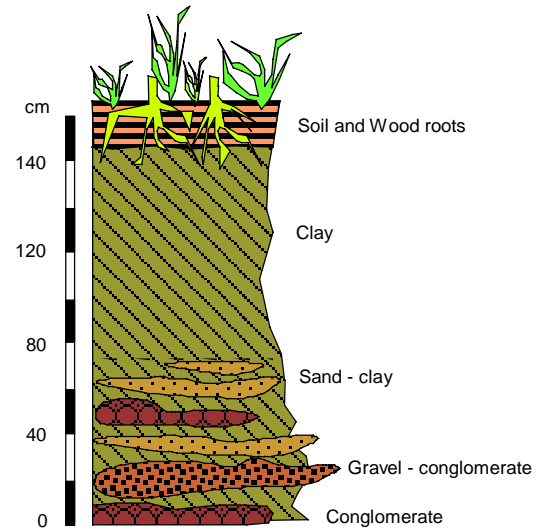
Bibliografía

- Calais, E. (1990): *Relaciones cinemático-deformantes a lo largo de los límites de las placas transformantes. Ejemplo del límite de la placa norte del Caribe desde Cuba hasta Puerto Rico*. Tesis de Doctorado de la Univ. de Niza. Sophia. Andepolis. Francia. 295p.
- Calais, E. y B. Mercier de Lepinay (1991). *From transtension to transpression all the northern Caribbean plate boundry off Cuba: implications for the recent motion of the Caribbean Plate*. Tectonophysics, 186: 329-350
- Calais, E. y B. Mercier de Lepinay. (1995). *Strike-Slip Tectonic Processes in the Northern Caribbean Between Cuba and Hispaniola (Windward Passage)* In: Marine geophysical researches : an international journal for the study of the earth beneath the sea, Vol. 17 (Issue 1), 5: 63-96.
- Cobiella, J.L. y J. Rodríguez. 1986. *Sobre la edad de la Fosa de Bartlett (Caimán) y la magnitud de los desplazamientos horizontales de la Placa del Caribe de acuerdo con los datos geológicos del norte de Centroamérica*. Rev. Minería y Geología, 1: 15-30
- Cobiella, J.L., 1983. *Algunas consideraciones sobre el origen de la fosa de Bartlett*. Rev. Minería y Geología, (1): 29-56
- Cobiella, J.L., F. Quintas, M. Campos y M. Hernández, 1984. *Geología de la región central y suroriental de la provincia de Guantánamo. Oriente, Santiago de Cuba*, 125 pp.
- Flores R., G. Millan, J.L.Chang, C. Perez, E. Castellanos, K. Nuñez. 1998. *Tectónica de Cuba Oriental*. En: Geología y Minería, Memorias I (III Congreso de Geología y Minería), La Habana:240-243
- Iturralde, M., 1986. *Reconstrucción palinspástica y paleogeográfica del Cretácico Inferior de Cuba Oriental y territorios vecinos*. Rev. Minería y Geología ISMM, No. 1, pág. 1-13.
- Iturralde-Vinent, M. A., 1996 (Ed.) *Cuban Ophiolites and Volcanic Arcs*. Projest 364: Geological Correlation of Ophiolites and Volcanic Arc Terranes in the Circum-Caribbean Realm. Contribution No. 1, p 254.
- Iturralde-Vinent, M., 1981. *Nuevo modelo interpretativo de la evolucion geologica de Cuba*. Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio, (3):51-90.
- Iturralde-Vinent, M., 1994. *Cuban Geology: A new plate tectonic synthesis*. Journal of Petroleum Geology, 17 (1):39-70.
- Keijzer, F.G. 1945. *Outline of the Geology of the Eastern Part of Province of Oriente, Cuba*. Ph.D. dissertation at Utrecht University, Utrecht, 234 pp.
- McClay, K.R., 1987, *The Mapping of Geological Structures*, Geological Society of London Handbook, Handbook series editor-Keth Cox, John Wiley & Sons, England, 161p.
- Ramsay, J.G and Huber, M.I., 1987, *The techniques of Modern Structural Geology*, Academic Press, London, vol. 1 and 2, 700p.



*Figura 2 Principales lineamientos extraídos de la interpretación de imágenes Landsat TM.
(como fondo el componente principal)*

Fig. 5. Corte en el cause de los ríos dentro del Valle de Caujerí



The lower part of the section is represented by a sequence of conglomerate, gravel and sand, irregular cyclic bedded, showing a periodically changes in flow power of the river.

In the upper half the clay accumulation predominately, that is suggesting a lost of river power, may be for long time.

Now days the river is increasing the erosion potential, as is pointed by its continuos dipping and widening. Note boulders on the river flour. This fact is related with the elevation of the region.

In this point the river is eroding very fast the soil layer, related with it power and the flow direction. The boulders on the river flour are showing the energetik erosion rate of the river



EL VULCANISMO CRETÁCICO ENTRE GUANTANAMO-SAGUA DE TANAMO-BARACOA

Pál GYARMATI profesor de geología, Universidad de Debrecen, Dep. de Mineralogía y Geología. DEBRECEN. 4010.EGYETEM TÉR 1. HUNGRÍA
gyarmati@tigris.klte.hu

Abstract

This work is based on geological surveying on scale 1:50 000, which started in March of 1987 and ended in December of 1990. The area of the Cuban-Hungarian geological expedition "Poligon V. Guantanamo" on a large scale has a very similar geological history in comparison with the rest of Eastern Cuba. The geological evolution can be divided into three main phases:

evolution of oceanic crust (J_3 - K_1),
evolution of island arc (K_1 - P_2^2),
and neoplatformic evolution (P_2^2 -Q).

The oldest formations are the **ultramafic rocks**, which are results of evolution of paleo-oceanic crust. From the beginning of Aptian the process of subduction and the evolution the **volcanic island arcs** started with the plate movements

The **Santo Domingo Formation** is a result of submarin volcanic activity with tholeiitic composition. Basaltic lavas with structure of pillow lavas, with intercalations of cherts, which are characteristic of deep oceanic volcanism and sedimentation are known. With the evolution of island arcs the volcanic activity continued in more differentiated conditions with intermediate and acid members, forming a series of tuffs and tuffites, as well as little subvolcanic bodies and sills. The Caribbean Plate with the volcanic island arcs moved in NE direction as far as they collided with the border of North-American continental plate in Campanian time. The volcano-sedimentary rocks of paleoarc suffered a light metamorphism as a consequence of the collision (**Sierra del Purial Formation**). The root zone of this volcanism is represented by subparallel dyke-swarms of diabases and gabbro-diabases which cut the ultramafic complex, but appears in sills and subvolcanic bodies inside the volcanic sequence (**Cerrajón Complex**).

To the South from this area in Paleocene-Middle Eocene time the second volcanic island arc, (with calc-alkaline volcanism and with wide development of intrusive-, subvolcanic- and volcanic type of rocks) arised (**neoarc**). Its major development occurs in the Sierra Maestra, on our area we can find only tuffs, tuffites deposited in deeper water as products of more explosive distant volcanic activity.

Resumen.

La base de este trabajo es el levantamiento geológico a escala 1:50 000 que se inició en Marzo de 1987 y se terminó en Diciembre de 1990. El área de la tercera expedición geológica cubano-húngara del polígono V. Guantánamo, en líneas generales tiene una historia del desarrollo geológico muy parecido al resto de la parte oriental de Cuba. Este desarrollo geológico se divide en tres etapas principales:

- desarrollo de la corteza oceánica (J_3-K_1),
- desarrollo de los arcos insulares ($K_1-P_2^2$),
- desarrollo neoplatafórmico (P_2^2-Q).

Las formaciones más antiguas son las **rocas ultramáficas**, que son resultado del desarrollo de una corteza paleo-oceánica. Sobre esta corteza a partir de Aptiano, con los movimientos de placas, empezó el proceso de subducción y el desarrollo de un **arco de islas volcánicas**.

La **Formación Santo Domingo** es resultado de una actividad volcánica submarina de composición tholeítica. Se conocen derrames de lavas basálticas de estructuras en almohadillas (pillow-lavas) con intercalaciones de sílice, típicos del volcanismo y sedimentación del océano profundo. Con el desarrollo del arco de islas el volcanismo continuó su actividad en aguas más diferenciadas, con miembros de composición intermedia y ácida, formando una secuencia de tobas y tufitas, con pequeños cuerpos y sills subvolcánicos. La placa de Caribe con el arco de islas volcánicas avanzó hacia al noreste hasta chocar con el borde de la placa continental norteamericana en el Campaniano. Se considera, que el leve metamorfismo que han sufrido las rocas vulcanógeno-sedimentarias de paleoarco, está relacionado con el proceso de colisión (**Formación Sierra del Purial**). La zona de raíces de este vulcanismo está representada por diques subparalelos de diabasas y gabro-diabasas, las cuales cortan el complejo ultramáfico, pero aparecen en forma de sills y cuerpos subvolcánicos dentro de la misma secuencia volcánica también (**Complejo Cerrajón**).

Al Sur de nuestro territorio se formó el **segundo arco insular** en el Paleoceno-Eoceno Medio, con volcanismo calco-alcalino y con amplio desarrollo de rocas intrusivas, subvolcánicas y volcánicas (**neoarco**). Su mayor desarrollo ocurre en la Sierra Maestra, en nuestra área se encuentran solamente tobas y tufitas, productos de las fases más explosivas del vulcanismo lejano y depositados en aguas profundas (**Formación Sabaneta**).

Introducción.

En el territorio entre Sagua de Tanamo y Baracoa bajo el manto tectónico ofiolítico, principalmente en los valles, afloran rocas vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico. En rasgos generales las formaciones se distribuyen en rocas vulcanógenas de origen de arco de islas volcánicas --- Formaciones Sierra del Purial, Santo Domingo y Complejo Cerrajón --- y las formaciones flyschoides del Cretácico Superior. Al Sur de este territorio en Paleoceno – Eoceno Medio se formó el segundo arco insular. Su mayor desarrollo se encuentra en la Sierra Maestra, en nuestro área se encuentran solamente tobas y tufitas, productos de las fases más explosivas del vulcanismo lejano (Formación Sabaneta). Ni con esta, ni con la Fm. Sierra del Purial, que está metamorfizada, no vamos a ocuparnos en esta contribución. La Fm. Santo Domingo y el Complejo Cerrajón se consideran como aloctonas, porque se encuentran actualmente en forma de mantos tectónicos con la asociación ofiolítica.

Formación Santo Domingo

El **autor** de esta formación es M. Iturralde-Vinent (1976). El **origen** del nombre proviene de la localidad de Santo Domingo, al Sur del caserio de Calabazas, provincia de Santiago de Cuba. Su **localidad tipo** se encuentra a S – SW del mismo caserio. Entre sus sinonimias la más importante es la Fm. Bucuey (D.P. Coutin en Nagy, E. et al. 1976). En nuestro territorio estudiado los mejores afloramientos se encuentran en el terraplén Cañas – La Tagua entre Cañas y el Negrito, los que podemos considerarlos como **localidad cotipo**. La misma secuencia fue cortada por el pozo estructural PE-3.

Los afloramientos más septentrionales se encuentran en la zona de farallones de Moa, en el lecho del río Moa, donde hemos mapeado tobas de distinta composición. Más al Sur entre los ríos Sagua y Santa Catalina, en la zona de Maguey, está representada por tobas ácidas bien estratificadas. Al Este de esa localidad, al otro lado del río Santa Catalina, en Los Perdidos se encuentran aglomerados andesíticos. Al Sur en el lado septentrional de la Meseta del Guaso afloran principalmente tobas ácidas – intermedias bien estratificadas. Paralelamente con la costa Atlántica también se desarrolla, no solo en la superficie. El pozo estructural PE-8 hasta la profundidad de 390 m no lo corto. Al Sur de esta franja desaparece debajo de sobrecorrimientos de cuerpos ultramáficos. Más al Sur en el valle del Jaguaní aparece de nuevo. Desde aquí es muy difícil delimitar de la Fm. Sierra del Purial, ya que las dos formaciones tienen composiciones muy similares y el metamorfismo sólo más al Sur es significativo.

En la parte baja del perfil predominan las tobas estratificadas de composición ácida-intermedia con intercalaciones de lavas de basaltos, andesito-basaltos y cuerpos subvolcánicos de gabro –diabasa, diabasa hasta diorita, diorita cuarcífera en forma de sills. El pozo estructural PE-3 cortó un

gran cuerpo de gabro-diabasa desde 141,0 hasta 354,45 m de profundidad. La parte periférica de estos sills y cuerpos petrográficamente es basalto, debido al más rápido enfriamiento.

En la parte oriental y en el pozo PE-8 predominan las tobas de composición andesito-basalto con intercalaciones de lavas de misma composición. Esto comprueba una estructura estratovolcánica típica. Las tobas finas son las más frecuentes, pero en la parte oriental se encuentran brechas y aglomerados también. Las dimensiones de los fragmentos son muy variadas, desde polvo fino hasta bloques de algunos metros de diámetro. Las variedades más finas y de composición ácida microscópicamente son tobas vitroclásticas, las más gruesas son tobas litoclásticas, con fragmentos anguloso o subangulosos. Las tobas ácidas bien estratificadas y sorteadas frecuentemente tienen intercalaciones de tufitas muy finas. Los fragmentos de litoclastos muchas veces tienen una estructura amigdaloidal – vesicular, demostrando el origen submarino de estas rocas. También son frecuentes las tobas redepositadas con intercalaciones de areniscas tobaceas.

La parte subvolcánica de esta formación está representada por diabasa, gabro-diabasa, microgabros, pórfido diorítico cuarcífero y dioritas. Generalmente son intrusiones de diques, sills y cuerpos de algunos metros o algunas decenas de metros. Estos especialmente son característicos en el perfil geológico de apoyo VI y en el corte del terraplen entre San Luis Potosí y La Somanta. Probablemente lo mismos fueron cortados por el pozo estructural PE-3 en el valle de Santa Catalina. La mayor parte de ellos es concordante con las tobas en que se encuentran pero también se pueden observar intrusiones con contactos discordantes.

En Cerrajón Abajo y Arriba, en el lado septentrional de la Meseta de Guaso con el mismo rumbo que las tobas anteriormente mencionadas y frente a Farallones de Moa, en el cauce del Río Moa se encuentra un complejo de diques de diabasa, gabro-diabasa. Especialmente en el último lugar está bien claro que se trata de intrusiones de multifase, paralelas unas con otras. Estas las separamos y describimos como nueva unidad, el **Complejo Cerrajón** (Zs. Peregi – Z. Balla 1990).

Complejo Cerrajón.

Nueva unidad, sus autores son Zs. Peregi y Z. Balla (1990). Su **nombre** proviene del arroyo de igual nombre y del poblado Cerrajón Arriba, que se encuentra en la provincia Guantánamo, a 21 km SE de la ciudad Sagua de Tanamo. Su **localidad tipo** se extiende a lo largo del terraplen, que sale de Cerrajón Arriba a La Ahogada. Se encuentra en dos zonas, que cubren una superficie aproximadamente 38 km². La zona más larga se extiende al Este del Río Santa Catalina entre los poblados Naranja Dulce, Los Mangos y San Mateo, continuando a lo largo de los ríos La Novilla y Cerrajón. La segunda se extiende desde el Río Moa, en los alrededores de La Redonda hacia Caimanes

Abajo, Cayo Grandey Cayo Chiquito, en bloques tectónicamente distribuidos, frecuentemente aislados y cubiertos en varias zonas por formaciones más recientes.

El Complejo Cerrajón está compuesto por diques subparalelos de diabasas, gabro-diabasas y microgabros de espesor 0,8-2,5 m. Estos tienen en sus márgenes una zona de cristalización más fina hasta basalto, a causa del enfriamiento más rápido. Los diques tienen contactos paralelos, rectos o suavemente ondulados.

Por I. Mendez fueron descritas las siguientes variedades de rocas: Diabasas son las más frecuentes, además de estas gabro-diabasas, basaltos y andesito-basaltos también se ocurren. En el P-15 el grado de cristalización varía de fino a fino-medio, con textura ofítica, variolítica, subordinadamente porfírica. Clorita, epidota, carbonato y minerales sulfuros son frecuentes como minerales secundarios.

Los diques del Complejo Cerrajón cortan claramente la secuencia ofiolítica y la secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la Fm. Santo Domingo, provocando contacto-metamorfismo en las rocas encajantes. El Complejo Cerrajón consideramos la zona subvolcánica, linealmente alargada de la Fm. Santo Domingo. Su profundidad de penetración original dentro del fondo oceánico según el grado de cristalización y metamorfismo, probablemente no sobrepasó a los 3-5 km, lo que supone un fondo oceánico ya incompleto en el tiempo de desarrollo del vulcanismo del arco insular cretácico.

El Complejo Cerrajón se encuentra en posición alóctona, junto con las rocas de la asociación ofiolítica y con las rocas vulcanógenas de las formaciones Santo Domingo y Sierra del Purial.

Bibliografía

Nagy, E. y otros (1976): Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000, levantado y confeccionado por la brigada Cubano-Húngara entre 1972-1976. (Manuscrito). Instituto de Geología y Paleontología de la Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.

Gyarmati, P. – Leyé O'Connor, J. y otros (1990): Informe final sobre los trabajos de levantamiento geológico en escala 1:50 000 y búsquedas acompañantes en el polígono V. Guantánamo. (Manuscrito) Ministerio de la Industria Básica. Unión de Geología. Expedición Geológica, Santiago.

Iturralde-Vinent, M. A. (1996): Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. – Project 364. Caribbean Ophiolites and Volcanic Arcs. Special Contribution No.1.—Miami, USA.

NUEVOS ASPECTOS GEOLOGICOS DEL EXTREMO ORIENTAL DE CUBA

Guillermo Millán Trujillo, Carlos M. Pérez Pérez, Yoe A. Reyes Pérez, Kenya E. Nuñez Cambra, Bienvenido Echevarría Hernandez, Santa Gil Gonzales

Instituto Geología y Paleontología, Vía Blanca y Línea de Ferrocarril, s/n, San Miguel del Padrón, Ciudad de La Habana, CP 11000, Cuba. Telef. (537) 557232, Fax. (537) 557004, C. Eléct. igpcnig@ceniai.inf.cu

RESUMEN

Existen diferentes enclaves rocosos de esquistos metaterrígenos cuarcíferos con grafito y lawsonita, entre las exposiciones metavolcánicas del complejo Purial, que pudieran corresponder con los cortes de la Fm. Sierra Verde. Esto nos permite suponer que una parte del complejo Purial sobreyació estratigráficamente al complejo carbonato-terrágeno Asunción. De esta manera se explica el metamorfismo y plegamiento conjunto de ambos complejos en condiciones de alta presión y bajo grado, así como la apreciable presencia de cuarzo detrítico en las secuencias del complejo Purial.

El complejo Purial y la Fm. Santo Domingo ocupan una idéntica posición en la estructura nappe-escamada de la región Moa- Baracoa. La existencia de cortes transicionales entre ambos, tanto por su grado metamórfico, así como por sus deformaciones, nos permite suponer que son correlacionables y forman parte del mismo arco volcánico cretácico.

Con el procesamiento digital de imágenes se precisó la existencia de tres sistemas de fallas. En la parte sur predomina uno con dirección WNW, que constituye el plumaje principal de la Falla Oriente. En la parte norte aparece un sistema de dirección NE, con evidencias de actividad reciente, que pudiera relacionarse con la creciente sismicidad de la parte marina al norte de Moa. El tercero tiene dirección NNW, en ocasiones intercepta y desplaza a los anteriores.

ABSTRACT

There are different localities where a quartz-graphite-lawsonite metaterrigenous schists sequence crop out among the exposures of the Purial metavolcanic complex, that would be the same as the Sierra Verde Formation. This permit to suppose that at least part of the Purial complex was stratigraphically overlaid by the calcareous – terrigenous Asunción complex. By this way is explained that both complexes were metamorphosed and folded together in high pressure-low temperature conditions, and the abundance of detritic quartz in the Purial complex sequences.

The Purial complex and the Santo Domingo volcanic formation lie in an identical position in the thrust structure of the Moa- Baracoa region. The existence of transitional rocks between one and the other, with respect to the metamorphic grade and deformations, allow us to suspect that both are correlated belonging to the same cretaceous volcanic arc.

With the digital images processing is precised the existence of three fault systems. In the southern region predominate one with a WNW trend, which constitute the main plumage of the Orient Fault. In the northern part there is a prominent NE trending system, which could be related with the increasing seismicity at the marine area north of Moa. The third one have a NW trend, sometimes cutting and displacing the others.

INTRODUCCION:

El presente trabajo está basado, principalmente, en resultados obtenidos durante la ejecución del proyecto "Tectónica y evolución del arco volcánico cretácico en Cuba Oriental", desarrollado por el Instituto de Geología y Paleontología.

Estos resultados son producto de recorridos de campo y del estudio de una centena de secciones delgadas bajo el microscopio petrográfico, las imágenes de satélite Landsat TM y SPOT, y la bibliografía geológica de la región.

Aunque hubiese sido recomendable realizar un mayor volumen de trabajos de campo para obtener mayores precisiones, se estima que los resultados destacados a continuación son, esencialmente válidos, y significan un aporte al conocimiento geológico del extremo oriental cubano.

COMPLEJO PURIAL

El complejo Purial compone la mayor parte de los cortes rocosos de la región montañosa del extremo suroriental cubano. Se trata de una sucesión de metavulcanitas básicas a medias, con intercalaciones de metaareniscas vulcanomícticas y polimícticas, a menudo ricas en cuarzo, y calizas cristalinas. Su edad por microfauna es Albiano–Campaniano (Millán et al. 1985; Nuñez et al. 1981), al igual que otras exposiciones del arco cretácico en Cuba. Este complejo aparece intruido por granitoides de composición media en la parte interna del macizo montañoso, confirmando que sus secuencias proceden, al menos en parte, de la parte axial de un arco magmático, desarrollado en un ambiente de suprasubducción. Sin embargo, entre el Campaniano y el Maastrichtiano este complejo fue sometido a un metamorfismo de alta presión y muy bajo grado, típico para las regiones de antearco en las zonas de subducción, constituyendo así un caso atípico y excepcional.

El metamorfismo del complejo Purial no está vinculado con el sobrecorrimento del manto tectónico ofiolítico (principalmente ultrabásico) cuyos restos constituyen al macizo Moa-Baracoa. Este se relacionó con un proceso ocurrido entre el Campaniano Superior y el Maastrichtiano Inferior, antes del emplazamiento de las ultrabasitas en el Maastrichtiano – parte mas inferior del Paleoceno. Las ultrabasitas cubrieron inicialmente a todo el complejo Purial ya metamorizado, siendo después erosionadas en una gran parte, quedando sus restos expuestos solamente en el macizo Moa-Baracoa. Esto se apoya en la presencia de numerosos pequeños cuerpos no metamorizados de una caliza arrecifal maastrichtiana enriquecida en foraminíferos orbitoidales, los cuales aparecen diseminados entre las metavulcanitas del complejo Purial (Millán et al. 1985). Abundantes bloques de estas mismas calizas, cuya procedencia es desconocida, aparecen también formando inclusiones tectónicas dentro de las ultrabasitas serpentinizadas del macizo Moa-Baracoa (Nuñez et al. 1981), quedando demostrado de esta manera, que sus cuerpos diseminados entre las exposiciones del complejo Purial, no son más que los restos de la erosión del manto tectónico ofiolítico .

En el extremo más oriental aflora el complejo Asunción (Millán et al. 1985), depositado presumiblemente en la región del paleomargen-paleotalud continental de las Bahamas (Iturralde-Vinent, 1986), que aparece metamorizado y deformado en las mismas condiciones que el complejo Purial. Está compuesto por dos formaciones: Chafarina y Sierra Verde. La primera es una secuencia de mármoles con restos de microfauna bentónica del Jurásico Superior (Millán et al. 1985). La segunda formación es metaterrígena, compuesta por esquistos cuarcíferos de grano muy fino, a veces también plagioclásicos y esquistos

metapelíticos grafiticos, a menudo con lawsonita. Contiene intercalaciones de metabasaltos glaucofánicos, calizas cristalinas con restos de microfauna del Tithoniano - Cretácico Inferior y de metapedernales radioláricos (Millán et al. 1985). Los complejos Asunción y Purial se encuentran separados por una faja de anfibolitas metaofiolíticas foliadas, que se conoce como Fm. Guira de Jauco y también, por ofiolitas no metamorfizadas. Por esto se consideró que ambos complejos correspondían con dominios paleogeográficos independientes yuxtapuestos tectónicamente, a pesar de que fueron metamorfizados y plegados conjuntamente (Millán et al. 1985).

Recientemente se encontraron algunos enclaves, que parecen corresponder con afloramientos de la Fm. Sierra Verde, entre exposiciones del complejo Purial. Estos existen tanto en el interior del macizo, como en su extremo más occidental. Sus cortes están compuestos por esquistos metapsamíticos finos y metaleurolitas cuarcíferas, a veces plagioclásicas, y también esquistos metapelíticos. Presentan grafito disperso o concentrado en bandas y suelen contener lawsonita, al igual que la Fm. Sierra Verde. En una localidad se encontró una capa de cuarcita metapedernálica.

Estas exposiciones de esquistos metaterrígenos entre las metavulcanitas del complejo Purial, justifica la existencia de las manifestaciones de grafito reportadas en este macizo montañoso (Nuñez et al. 1981). Tales esquistos habían sido destacados desde la década de los cincuenta por Kozary (en reporte inédito), en un área del extremo occidental del macizo, considerándolos equivocadamente como un equivalente de la Fm. San Cayetano de Cuba Occidental. De igual forma, la Fm. Sierra Verde se consideró, inicialmente, equivalente a la Fm. San Cayetano debido a su similitud con la misma (Somin y Millán, 1981). En un reconocimiento de campo se confirmó la existencia de los esquistos metaterrígenos reportados por Kozary, los cuales se exponen formando un campo independiente bien diferenciado de las metavulcanitas del complejo Purial (Nuñez, 2000).

Es lógico considerar que tales exposiciones de esquistos metaterrígenos corresponden esencialmente con los cortes de la Fm. Sierra Verde. Esto permite suponer que una parte del complejo Purial no yace sobre un basamento oceánico, tal como parece ser el caso de las secuencias de la región axial del arco volcánico cretácico en otras regiones del territorio nacional (incluyendo a una parte de las secuencias del propio complejo Purial), sino estratigráficamente sobre la Fm. Sierra Verde del complejo Asunción. Esta solución explica satisfactoriamente la similitud de ambos complejos litológicos en cuanto al tipo y grado de metamorfismo, así como en el carácter y orientación de sus deformaciones sinmetamórficas. También le ofrece una explicación a la frecuente presencia en las secuencias del complejo Purial de areniscas polimícticas ricas en cuarzo, que atestiguan un aporte de material síalico durante el desarrollo del arco volcánico cretácico en la región más oriental de Cuba. De esta manera, se estima que una parte de las secuencias del complejo Purial se depositaron sobre las secuencias del complejo Asunción (específicamente sobre la Fm. Sierra Verde), probablemente, en la región del paleomargen - paleotalud continental de las Bahamas y área oceánica aledaña.

Antes del Mioceno gran parte de La Española se encontraba al sur de Cuba Oriental (Pindell and Barret 1990; Pindell and Draper 1991). Por eso es que el complejo Asunción tiene sus posibles equivalentes en

las metamorfitas de alta presión expuestas en la Península de Samaná, del extremo oriental de la Cordillera Septentrional Dominicana. Los equivalentes del complejo Purial parecen ser los esquistos metavolcánicos de alta presión y bajo grado denominados como esquistos Jicotea, El Guineal y Puerca Gorda, contemplados como una parte del complejo Río San Juan, expuestos en una porción más occidental de la propia Cordillera Septentrional Dominicana (Draper and Nagle 1991). Las metamorfitas de Samaná y del complejo Río San Juan fueron consideradas como parte integrante de un complejo de subducción de antearco, vinculado con una zona de subducción buzando al sur, generadora del arco volcánico cretácico, la cual se suturó al colisionar con el paleomargen de las Bahamas (Draper and Nagle, 1991; Pindell and Draper, 1991; Joyce, 1991). Sin embargo, aunque se considera válida la correlación entre tales complejos metamórficos de Cuba Oriental y República Dominicana, se reitera que el complejo Purial, a pesar de sus especificidades y del contenido de material detrítico siálico en sus depósitos, parece tratarse, al menos en parte, de un complejo de la parte axial de un arco magmático, desarrollado en una zona de suprasubducción. El predominio de rocas volcánicas de carácter medio a básico, así como la presencia de intrusivos de granitoides formando parte de este complejo, atestiguan a favor de ello. Por eso se considera que el mecanismo del metamorfismo de alta presión y baja temperatura de los complejos Purial y Asunción permanece aún sin una solución geológica adecuada.

RELACIONES ENTRE LA FORMACION SANTO DOMINGO Y EL COMPLEJO PURIAL

La Fm. Santo Domingo y el complejo Purial forman parte de las secuencias del propio arco volcánico cretácico. En la parte norte de la región, ambos yacen en un mismo manto tectónico principal, correspondiente a una estructura nappe – escamada que se consolidó entre el Maastrichtiano y la parte más baja del Paleoceno Inferior (Gyarmati et al. 1989). Sin embargo, la Fm. Santo Domingo, a diferencia del complejo Purial, no está metamorfizada y se ve muy poco deformada, y sus afloramientos solo aparecen más al norte en las estribaciones de la parte occidental del macizo ofiolítico Moa – Baracoa, mientras que las metavulcanitas del complejo Purial se exponen en todo el macizo montañoso del extremo suroriental del territorio cubano (Sierra del Purial). Tanto las secuencias de la Fm. Santo Domingo, así como las del complejo Purial, se cubrieron por el manto tectónico que constituye las ofiolitas de Moa-Baracoa y ambas están infrayacidas tectónicamente por un cuerpo de gabro bandeado ofiolítico, bien destacado en los cortes mas profundos y en las perforaciones. Es importante destacar, que en dos localidades diferentes y distantes se encontraron unos afloramientos donde la Fm. Santo Domingo aparece más deformada y con un metamorfismo de muy bajo grado, que pudieran corresponder con cortes transicionales con las secuencias del complejo Purial. Una de ellas está por la carretera Moa-Baracoa, cerca de la Bahía de Cayaguaneque, donde se destacó una intercalación de calizas rica en microfauna deformada y recrystalizada, con una marcada orientación interna y un clivaje bien manifiesto. La otra localidad está en las elevaciones cercanas a la cabecera del río Santa Catalina, por el caserío Santo Domingo, donde aflora una toba de grano fino parcialmente recrystalizada en un agregado de

clorita, epidota y albita, con una orientación interna apreciable debido a una reelaboración metamórfica incipiente.

Dentro de la Fm. Santo Domingo con frecuencia se observan diques y cuerpos cortantes de gabros y diabasas (Gyarmati et al. 1989). También en los cortes del complejo Purial parecen encontrarse cuerpos de gabros y diabasas metamorizados y muy deformados, lo que pudiera ser otro elemento para la correlación de ambos.

Aunque aún se requiere de una mayor cantidad de datos para validar esta correlación, se estima que la Fm. Santo Domingo y el complejo Purial constituyen equivalentes y que deben existir verdaderas transiciones en los cortes entre uno y otro en la parte septentrional de la región Moa- Baracoa.

PRINCIPALES SISTEMAS DE AGRIETAMIENTO

Durante la interpretación de las imágenes espaciales LANDSAT TM y SPOT de esta región se pudieron definir tres sistemas fundamentales de fracturas que parecen tener edades diferentes (fig. 1):

La dirección más antigua parece ser la WNW-ESE que coincide con el trazo de la falla Miraflores- Riíto-La Tinta, que es, sin dudas, la estructura disyuntiva que ha jugado el papel más importante en la historia geológica de la región. Esta falla que en las imágenes de satélite se observa como de evidente naturaleza transcurrente sinistral, constituye una frontera estructural de larga vida. A uno y otro lado de esta se aprecian diferencias en las tendencias estructurales de las rocas de la Formación Sierra del Purial. Aunque hay evidencias de que esta falla existía al menos desde el Cretácico, su actividad se mantiene hasta la actualidad, sin dudas por la influencia de la Falla Oriente del sistema Bartlet, con la cual debe interconectarse, luego de salir al mar en la zona de La Tinta. La evaluación in situ del agrietamiento asociado al plumaje de la falla Oriente en esta zona, indica que éste se comporta de forma coherente con el modelo de Riedel para las fallas transcurrentes.

Existe también un sistema más joven de dirección NNW-SSE (pudiendo llegar hasta casi N-S) que intercepta y desplaza al primero, con abundantes manifestaciones en todo el territorio y que pudiera estar asociado también a la actividad de la Falla Oriente. En este caso, aunque predominan las fallas pequeñas, también aparecen grandes fallas, casi todas meridionales, que provocan un escalonamiento de grandes bloques de W a E. Esto es perfectamente visible en las imágenes de satélite.

En la parte N y E de la región aparece un sistema de fallas muy bien definido (NE-SW) que es muy joven y activo, y que no está asociado a la falla Oriente. La existencia de estas fallas y una creciente sismicidad en la parte norte del territorio (con numerosos epicentros definidos en el mar) presupone la existencia de una estructura activa ubicada en esta región que no ha sido estudiada aún.

Teniendo en cuenta estas cuestiones, no sería descabellado suponer que la elevación acelerada de la región en el Cuaternario y la existencia de numerosos bloques tectónicos vasculados, sean el resultado de la interacción de dos estructuras activas e independientes: la falla Oriente al Sur y la estructura no determinada al Norte.

CONCLUSIONES:

El complejo Purial está compuesto por secuencias del arco volcánico cretácico, en parte de su propia parte axial, pero metamorfizadas en condiciones de alta presión y baja temperatura, atípicos para un arco magmático.

Dentro de las exposiciones del complejo Purial, existen diferentes enclaves de esquistos metaterrígenos siliclastíticos con grafito y lawsonita, idénticos a los que caracterizan a la Fm. Sierra Verde del complejo Asunción. Esto permite suponer que otra parte de las vulcanitas que constituyen al complejo Purial no se depositaron sobre un basamento oceánico, sino sobre el propio complejo Asunción, probablemente en la región de un paleomargen - paleotalud continental y áreas oceánicas aledañas. La frecuente presencia de abundante cuarzo detrítico dentro del complejo Purial está en concordancia con lo anterior.

Las posibles equivalentes de los complejos Purial y Asunción, también metamorfizados en similares condiciones de alta presión y baja temperatura, afloran en la Cordillera Septentrional Dominicana. Estos habían sido considerados como parte integrante de un complejo de subducción de antearco, explicando así este tipo de metamorfismo. Sin embargo, el complejo Purial, parece tratarse, al menos en parte, de secuencias de la parte axial de un arco magmático, desarrollado en condiciones de suprasubducción, por lo que se considera que aún no está aclarada la verdadera causa de su metamorfismo de alta presión y baja temperatura.

La Fm. Santo Domingo y el complejo Purial, parecen ser, en gran medida, equivalentes y correlacionables, existiendo transiciones entre uno y otro, con respecto al grado de metamorfismo y deformaciones, en la parte norte de la región Moa- Baracoa. Además, ambos ocupan aquí una misma posición estructural, pues se cubren por un manto tectónico ofiolítico (principalmente ultrabásico) y aparecen infrayacidas por gabros bandeados ofiolíticos.

En la región se destacan varios sistemas de fracturas, unos asociados a la actividad actual de la Falla Oriente y otros no. Sobresale la Falla Miraflores- Riíto- La Tinta, que es una estructura que ha sido reactivada y hoy se vincula a la Falla Oriente. Resulta interesante el sistema de fallas de dirección NE-SW, detectado al Norte de la región y que pudiera tener relación con la creciente actividad sísmica detectada en la parte marina.

BIBLIOGRAFIA:

- Draper, G., Nagle, F. (1991): *Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, Northern Dominican Republic. Geol. Soc. Amer., Spec Paper No 262, 77-95*
- Gyarmati, P., et al. (1989): *Informe final sobre el levantamiento geológico en escala 1:50000 y búsquedas acompañantes en el polígono V, Guantanamo. Inédito ONRM, C. Habana.*
- Iturralde- Vinent, M. (1986): *Reconstrucción palinspástica y paleogeografía del Cretácico Inferior de Cuba Oriental y territorios vecinos. Rev. Minería y Geología, No 1, 1- 14. ISMM, Moa.*
- Joyce, J. (1991): *Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. Geol Soc. Amer., Spec. Paper No 262, 42- 76*

- Millan, G., Somin, M. L., Díaz, C. (1985): Nuevos datos sobre la geología del macizo montañoso de la Sierra del Purial, Cuba Oriental. IGP, ACC. Reporte de Investigación No 2, 52- 74
- Nuñez, A., et al. (1981): Informe geológico sobre los trabajos de levantamiento y búsquedas a escala 1:100 000 y los resultados de los trabajos de búsqueda a escala 1:10 000 y 1:25 000, ejecutadas en la parte este de la provincia de Guantánamo. Inédito. ONRM. C. Habana.
- Nuñez, K. (2000): Geology and structural characteristic of the San Antonio del Sur area, Cuba, using data integration techniques. M.Sc. Tesis, ITC.
- Pindell, J.L., Barret, S. (1990): Geological evolution of the Caribbean Region, a plate tectonic perspective. In "The geology of North America, vol H, The Caribbean region. Geol. Soc. Amer., 405- 432
- Pindell, J.L., Draper, G. (1991): Stratigraphy and geological history of the Puerto Plate area, Northern Dominican Republic. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper No 262, 97- 114

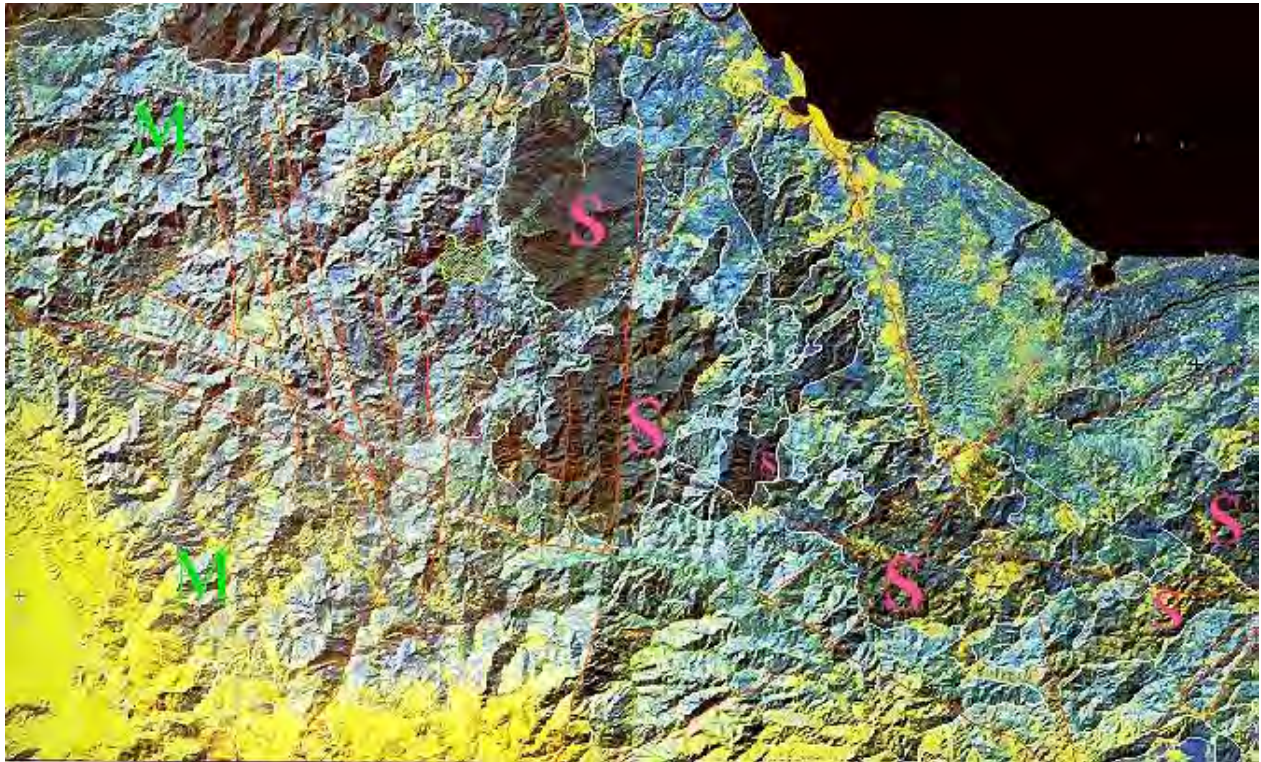


Fig. 1 Principales sistemas de agrietamiento.