

La mitad meridional del territorio de La Habana, esencialmente al S de la Falla Pinar siniestra (activa del Eoceno Medio al Oligoceno Medio), y de la Falla La Habana (activa entre el Paleoceno y el Eoceno Inferior), se caracteriza porque las secuencias del Cretácico y Paleógeno están mucho menos deformadas (ALBEAR e ITURRALDE-VINENT, en prensa; BREZSNYÁNSZKY e ITURRALDE-VINENT, en prensa). Este es un excelente ejemplo de la zonalidad de la intensidad de las deformaciones tectónicas, e implica que la zona de mayor dislocación tuvo una localización muy particular, junto al borde septentrional de la depresión oceánica.

Entre Cárdenas y Chambas, en el sector de Cuba Central, la situación estructural es muy semejante, con la diferencia de que los sobrecorrimientos hacia el N no alcanzaron la magnitud de La Habana. En este territorio las zonas de Zaza, Placetas, Camajuaní, y Remedios, yacen esencialmente yuxtapuestas (DUCLOZ y VUAGNAT, 1962; KHUDOLEY, 1967; MEYERHOFF y HATTEN, 1968; KNIPPER y CABRERA, 1974; PARDO, 1975; véase también Fig. 4). El cuadro estructural de este tramo fue muy bien descrito por KNIPPER y CABRERA (1974), aunque el autor no coincide con ellos en algunos detalles de la interpretación. Estos autores demostraron que las zonas de Placetas y, en menor grado, Camajuaní, se encuentran rodeadas de ofiolitas foliadas, y que la Zona de Placetas está desmembrada en una serie de cuñas tectónicas que se insertan lateralmente dentro de la Zona de Zaza y las ofiolitas brechosas (Fig. 4). Todo este conjunto buza abruptamente hacia el S, y está limitado por fallas que superponen parcialmente a las distintas zonas, en tanto que el conjunto está sobrecorrido por encima de la Zona de Remedios (margen meridional de la Plataforma de Bahamas). Según la opinión del autor, la estructura de esta región se explica por la ocurrencia de extensos movimientos transcurrentes siniestros, a lo largo del eje de la Isla, asociados en el tiempo con sobrecorrimientos hacia el N, en un contexto dinámico análogo al descrito por MOODY y HILL (1956) y por WILCOX *et al.* (1973). DUCLOZ y VUAGNAT (1962) han descrito planos de fallas de rechazo horizontal entre los límites de las escamas de Placetas en Villa Clara (Fig. 4).

Esta interpretación ya fue planteada por RIGASSI-STUDER (1961) para explicar, entre otras cosas, la ausencia de rocas de facies de transición entre las distintas zonas estructuro-faciales. Para este autor, la yuxtaposición actual de las distintas zonas es el resultado de los movimientos transcurrentes, pues ellas se habrían formado en cuencas distintas y distantes entre sí. Tal punto de vista no es totalmente justo.

Es cierto que no existen facies de transición entre las distintas zonas, pero esto se debe principalmente al desmembramiento de las mismas y a los sobrecorrimientos que las ocultan. De hecho, las secuencias de Placetas y Camajuaní son muy semejantes litológica y facialmente, y algunos autores las han considerado como una sola (KHUDOLEY y MEYERHOFF, 1971). La transición entre las facies de la Zona de Remedios y Camajuaní,

por su parte, se observa en Guaniguanico, donde secuencias comparables a las de Remedios yacen bajo secuencias comparables a Placetas y Camajuani. También en el extremo sudoriental de la Sierra de Cubitas (Zona de Remedios), se encuentran rocas de facies que indican una profundización de la cuenca hacia el S, es decir, donde estuvo la Zona de Camajuani. Más difícil es demostrar la transición entre las zonas de Placetas y Zaza. A favor de ello está el hallazgo de capas de tobás en la secuencia de Placetas, la abundancia de silicitas en ella, que sugieren la cercanía de fuentes ricas en silicio (eugeosinclinal), y la presencia de silicitas entre las vulcanitas de Zaza, así como de calizas pelágicas comparables a las de Placetas. Incluso algunos autores (KHUDDOLEY y MEYERHOFF, 1971; KNIPPER y CABRERA, 1974; PARDO, 1975) han señalado que existe una transición gradual entre las secuencias de Remedios y Zaza sobre la base de sus observaciones de campo.

En consecuencia, aunque existieron movimientos transcurrentes entre las distintas zonas estructuro-faciales, parece ser que ellos no fueron de tal magnitud como para alterar la disposición relativa original de estas zonas en el grado que supuso RIGASSI-STUDER (1961)⁵.

Recientemente, el autor tuvo la oportunidad de participar en el levantamiento geológico de La Habana, donde se detectaron dos fallas transcurrentes con desplazamientos que no superan en mucho a los 50 km. Sin embargo, la historia geológica y el grado de deformación de los bloques independizados por dichas fallas, durante el Paleógeno, difieren sustancialmente entre sí. Este ejemplo le sirvió de base para entender mejor la situación de Cuba Central.

Dentro de los límites de la Zona de Zaza, en Cuba Central, las estructuras en que participan las rocas del Cretácico y Paleógeno son mucho menos complicadas que hacia el N, y que en el contacto con el macizo del Escambray. Esto revela una vez más la zonalidad de las deformaciones tectónicas. Es evidente que la zona de mayores deformaciones está asociada a las fallas transcurrentes y sobrecorrimientos del margen septentrional de la depresión oceánica, así como a la zona de infracorrimiento de las masas continentales meridionales por el margen S de la depresión (Fig. 5).

Combinando los datos de La Habana y Cuba Central, se puede proceder a determinar la edad de las fallas paralelas al margen N de la depresión. En las escamas de la Zona de Placetas, rodeadas de serpentinitas

⁵ Si bien el autor tenía dudas sobre la veracidad de que existe una transición gradual entre Zaza y Remedios (ITURRALDE-VINENT, 1975), los trabajos que ha realizado con posterioridad a la publicación de este artículo le han inducido a pensar a favor de tal transición. Por esta razón, considera que el modelo según la tectónica de placas que propuso en aquella oportunidad debe abandonarse por improbable. La misma opinión sustenta con respecto a las ideas de SOMIN y MILLÁN (1976), quienes han planteado que la Zona de Zaza es un alóctono proveniente del S, de algún lugar situado más allá del macizo del Escambray.

foliadas, se encuentran rocas que por su edad se extienden hasta el Maestrichtiano. Estos datos sugieren que las fallas transcurrentes que deformaron y desmembraron a esta zona son posteriores. En La Habana, el sobrecorrimiento de estas escamas ya imbricadas con las secuencias de Zaza y las ofiolitas brechosas ocurrió entre el Maestrichtiano Tardío y el Paleoceno basal, lo que demuestra que ambos movimientos de tipo transcurrente y de sobrecorrimiento ocurrieron casi simultáneamente pero en el orden indicado, lo que está implícito en el esquema de MOODY y HILL (1956). La estructura resultante de estos procesos, sufrió una nueva deformación en el Eoceno Medio, como resultado de su sobrecorrimiento hacia el *N* (MEYERHOFF y HATTEN, 1968; PARDO, 1975).

En los alrededores de Morón, el Pozo Morón Norte detectó la superposición de las vulcanitas de Zaza por encima de las evaporitas y carbonatos de la Zona de Remedios, hecho que ocurrió después del Eoceno Inferior, según los datos del pozo (SEGURA y FONSECA, 1976). Con toda probabilidad, estos movimientos pertenecen a la última generación descrita anteriormente.

La situación estructural entre Esmeralda, Camagüey, y Senado, en la Provincia de Camagüey, tiene características intermedias entre las de La Habana y Cuba Central, según han revelado los trabajos de levantamiento geológico realizados por Fidel Roque y el autor. De *N* a *S*, en esta región se encuentran la Zona de Cayo Coco, que se describió en el epígrafe 4.1, la Zona de Remedios (Sierra de Cubitas), donde las rocas carbonatadas platafórmicas del Cenomaniano al Maestrichtiano transicionan gradualmente hacia el *SE*, hasta calizas pelágicas bien estratificadas de la misma edad que se interpretan como la facies intermedia entre las zonas de Remedios y Camajuaní. Por el *S* este conjunto contacta abruptamente mediante una falla de sobrecorrimiento con una franja de ofiolitas foliadas, cuya anchura varía entre 2 y 15 km. Dentro de esta franja se encuentran bloques como lentes tectónicas de un melange de las rocas de la Zona de Placetas, cuyas dimensiones en superficie varían entre unas pocas decenas hasta casi una centena de kilómetros cuadrados (Sierra de Camaján). El grado de dislocación de las serpentinitas es comparable al de las calizas y serpentinitas que se asocian a la Falla Pinar, hecho que parece confirmar que se originó por desplazamientos transcurrentes. Más al *S*, el cinturón de serpentinitas foliadas transiciona hasta serpentinitas brechosas con inclusiones de gabros, gabro-troctolitas, y diabasas, así como de rocas de la Zona de Zaza. Una situación análoga se encuentra en la región de Holguín-Gibara, como lo demuestran los trabajos de KOZARY (1968) y de KNIPPER y PUIG (1967). En todo este sector está ausente la Zona de Camajuaní, la que presumiblemente yace por debajo del manto tectónico de las ofiolitas, Zaza y Placetas.

En este sector, los movimientos transcurrentes siniestros provocaron la formación de los lentes tectónicos de Placetas entre las ofiolitas folia-

das, y ocurrieron con posterioridad al Maestrichtiano, pues las rocas de esta edad se encuentran en la Sierra de Camaján. Por su parte, los sobre-corrimientos hacia el *N* culminaron en el Eoceno Superior Temprano, pues las serpentinitas cubren rocas del Eoceno Medio por el *S* de la Sierra de Cubitas, y el conjunto sobre recorrido yace discordantemente por debajo de los sedimentos no dislocados del Eoceno Superior.

Al *S* del territorio descrito, yacen las rocas vulcanógenas y sedimentarias del Cretácico y del Paleógeno, cuyas deformaciones son más sencillas que las descritas anteriormente. La simplificación de la situación estructural hacia el *S* aquí, depende, además, de la ausencia de masas continentales meridionales afloradas, al menos hasta la latitud de la plataforma insular.

La región de Nipe-Baracoa, en Cuba Oriental, tiene su aspecto peculiar. Aquí las vulcanitas cretácicas y las rocas terrígenas del Campaniano al Paleoceno basal tienen una amplia distribución, y están cubiertas por un manto tectónico de ofiolitas brechosas de grandes dimensiones y yacencia casi horizontal (KNIPPER y CABRERA, 1974; COBIELLA, 1974). Según la opinión del autor, este manto se emplazó inicialmente mucho más al *N*, probablemente en el prepaleoceno, y después se corrió hacia el *S* entre el Paleoceno y el Eoceno Tardío. Tal punto de vista se fundamenta en el hecho de que en la base del manto se encuentra un horizonte de serpentinitas foliadas, las que a menudo están trituradas hasta gravilla o infra-yacidas por un melange tectónico basal. Las serpentinitas foliadas se formaron en condiciones de presión intensa durante el emplazamiento inicial del manto, en tanto que la gravilla y el melange basal son el resultado de desplazamientos gravitacionales posteriores en condiciones de baja presión (ITURRALDE-VINENT, 1977a). En esta región se encuentran clastos de ultrabasitas en los depósitos del Maestrichtiano al Eoceno Medio, pero en los alrededores de Calabazas, al *S* de la Sierra del Cristal, el margen meridional del manto ultramafítico yace a pocas centenas de metros de un área donde están ampliamente desarrollados los depósitos terrígenos del Paleoceno al Eoceno Superior, sin un solo clasto de serpentinitas (ITURRALDE-VINENT, 1977a). Al menos en este lugar, el manto se removilizó después de sedimentada la secuencia mencionada.

En el territorio bajo consideración no hay afloramientos de las zonas de Placetas, Camajuaní, o Remedios, las que probablemente yacen bajo el mar al *N*, o están parcialmente cubiertas por las vulcanitas de Zaza y las ofiolitas. También es interesante destacar que en la Sierra del Cristal, así como en los alrededores de Guáimaro en la Provincia de Tunas, los ejes de los pliegues grandes que afectan a las vulcanitas cretácicas se disponen de *N* a *S* y rumbo próximo, en franca discordancia con la estructura general de la Isla. Esto tiene su explicación si el surgimiento de los mismos se relaciona con movimientos transcurrentes, como los que caracterizan a la tectónica de la etapa de continentalización.

Entre los límites del cinturón de vulcanitas terciarias (Fig. 3), la situación estructural es mucho más simple, aunque no obstante se detectan pliegues tumbados e invertidos (LEWIS y STRACZEK, 1955) y un amplio desarrollo de mesopliegues de dos o más generaciones, con sus planos axiales tumbados.

Como se observa en la Figura 1, la estructura longitudinal de la isla de Cuba está cortada por un conjunto de fallas transcurrentes transversales que provocan el desplazamiento escalonado, hacia el noreste, de los bloques más orientales con respecto a los más occidentales. Estas fallas son todas siniestras y constituyen la manifestación póstuma de las compresiones tangenciales dirigidas del suroeste al noreste. La más occidental de todas es la Falla Pinar, cuyo análisis se efectuó en párrafos anteriores. Otra falla bien conocida es La Trocha, descrita por HATTEN (1967) y por FURRAZOLA *et al.* (1964). La falla siniestra Camagüey hasta ahora no había sido bien estudiada. Ella coincide con una franja de anomalías gravitacionales lineales (SOLOVIEV *et al.*, 1964), y corta al macizo de granitoides. Esta fractura desplazó hacia el norte a la Zona de Remedios más de 30 km, flexionando la franja de serpentinitas foliadas sin cortarla, y provocó la curvatura que se observa en la estructura de la Sierra de Camaján (Fig. 1). Sobre el área de la falla en la cuenca de Senado se depositaron sedimentos caóticos del Eoceno Medio Tardío (Senado wildflysh) prácticamente contemporáneos con el movimiento, pero ella no corta las rocas del Eoceno Superior y más jóvenes. Por lo tanto se puede proponer que estuvo activa hasta el Eoceno Medio Tardío. Entre las cuencas del Cauto y Nipe la mayoría de los geólogos (véase MEYERHOFF, 1966) han propuesto la existencia de una falla de este tipo; pero los trabajos de BREZSNYÁNSZKY e ITURRALDE-VINENT (1977, 1978) demostraron que tal falla no existió durante el Paleógeno, o si existió, tuvo un desplazamiento muy pequeño. Lo más probable es que a través de esta línea hayan sucedido movimientos de flexión lateral siniestra, sin ruptura de la secuencia. Esta flexión se observa bien en cualquier mapa geológico de Cuba, e incluso se destaca en la configuración del cuerpo de ofiolitas en la Figura 1. La falla más oriental de este conjunto es la fractura Norte de Bartlett, cuyo desplazamiento transcurrente siniestro es bien conocido (BOWIN, 1968, 1976), y que se mantuvo activa desde el Oligoceno hasta el Reciente al menos.

A lo largo de algunas de estas fallas transversales se han formado cuencas (FURRAZOLA *et al.*, 1964), tales como las de Los Palacios, Cochinos, Central (además HATTEN, 1967), Cauto y Nipe, y la Fosa de Bartlett. Estos hechos pueden relacionarse con la rotación de los bloques corticales en sentido contrario al de las manecillas del reloj, con excepción del caso de la Fosa de Bartlett. Estas rotaciones son consistentes con la orientación de los esfuerzos compresivos que originaron las fallas transversales. Hasta el momento no se había planteado ninguna explicación dinámica del origen de estas cuencas, lo que habla a favor de la versatilidad del modelo aquí propuesto.

La dislocación de la cobertura de las masas continentales ocurrió fundamentalmente durante la etapa de continentalización. En los bloques meridionales se observan mesopliegues de tres o más generaciones (sin y postmetamórficas), así como grandes napes y pliegues tumbados (BOITEAU y MICHARD, 1974; SOMIN y MILLÁN, 1974). Con toda probabilidad, estas deformaciones están asociadas al proceso de infracorrimiento de estas masas por debajo de la depresión oceánica, y, en consecuencia, no es aventurado plantear que los napes estaban dirigidos de *N* a *S*. Por su parte, las deformaciones en el margen meridional de la Plataforma de Bahamas no están acompañadas de dinamometamorfismo, en fuerte contraste con las anteriores. En general, se encuentran mesopliegues isoclinales cortados por el plano axial y fallas transcurrentes y de sobrecoorrimiento hacia el *N* (HATTEN y MEYERHOFF, 1968, 1974; y otros).

Al evaluar en su conjunto las deformaciones sufridas por la depresión oceánica y sus márgenes, durante la etapa de continentalización, se destaca claramente el carácter zonal de su intensidad, así como la congruencia entre el estilo de las dislocaciones y el mecanismo generador propuesto. Por lo tanto, el estudio previo confirma la hipótesis planteada.

METAMORFISMO Y MAGMATISMO INTRUSIVO. Durante la etapa de continentalización ocurrió el metamorfismo y la intrusión de magmas granitoides, cuya vinculación genética con el movimiento de retroceso de las masas continentales meridionales se tratará de demostrar a continuación.

Según Somin (en SOMIN y MILLÁN, 1976; SOMIN, 1977), el carácter de la zonación metamórfica invertida en los macizos de Escambray e Isla de la Juventud (más intenso en el núcleo que en la periferia) se puede vincular genéticamente al corrimiento de Zaza por encima de los mismos. Las diferencias entre el tipo de metamorfismo de estos dos macizos (Escambray de alta presión y baja temperatura, e Isla de la Juventud de tipo barroviario) pueden explicarse sobre la base de las características del gradiente geotérmico en ambos territorios, provocado por la manera en que ocurrió el proceso de sobrecoorrimiento (M. Somin, comunicación personal, 1979). La misma interpretación se puede extrapolar al macizo del Purial (SOMIN, 1977), donde existe un metamorfismo de alta presión y baja temperatura (BOITEAU y MICHARD, 1974).

La mayoría de los autores está de acuerdo en considerar una edad cretácica superior (premaestrichtiana) para el metamorfismo regional de las regiones anteriores (MILLÁN y SOMIN, 1976; SOMIN y MILLÁN, 1976, 1977; BOITEAU y MICHARD, 1974), lo que lo hace coincidir en tiempo con la etapa de continentalización.

Durante esta misma etapa ocurrieron la intrusión de los magmas de composición media y ácida entre los límites de la depresión oceánica. Dichas intrusiones no se conocen al *N*, en la Plataforma de Bahamas, ni en los macizos del Purial y Escambray. Sólo en el macizo de la Isla de la Juventud se han reportado intrusivos ácidos (FURRAZOLA *et al.*, 1964),

pero cuya vinculación genética con aquéllos del interior de la depresión oceánica no se conoce.

En el área del eugeosinclinal mesozoico se formaron cuerpos dioríticos hasta sieníticos de edad Senoniano Medio, es tanto que entre los límites del arco volcánico terciario se emplazaron dioritas y granodioritas en el Eoceno Superior. Con estos cuerpos se asocia el termometamorfismo y el metasomatismo de las rocas encajantes. Hasta el momento no se ha practicado un estudio estructural de estos cuerpos, pero algunas observaciones aisladas realizadas por el autor le han revelado que pudiera existir una cierta orientación preferente de los minerales. Si esto resulta correcto, revelaría el ambiente dinámico compresivo que caracterizó a la época en que se emplazaron los granitoides. No existen datos directos para determinar hasta que grado ocurrió la granitización en la profundidad de la depresión oceánica; pero según SHERHAKOVA *et al.* (1974), en Cuba Central numerosas intrusiones cortan la base de la secuencia vulcanógena eugeosinclinal. Además, observan que en el perfilaje sísmico profundo, la superficie frontera F-2 se levanta hacia el S por delante del macizo del Escambray. Es bien conocido que al N de este macizo yace un cuerpo granitoide cuyo contorno estaría representado por la citada superficie frontera, por debajo de la cual estarían situadas las rocas granitizadas. SHAPOSHNIKOVA (1974) también encontró un horizonte de baja densidad en la profundidad de la depresión eugeosinclinal, la que podría corresponder a la zona de granitización. Teniendo en cuenta las limitaciones de la interpretación geofísica, pudiera considerarse que la frontera F-2, así como el horizonte profundo de baja densidad, coinciden con la generalidad de las rocas de baja densidad que yacen en la base del eugeosinclinal; esto es, las cuñas continentales insertadas por debajo de las márgenes de la depresión y las rocas intrusivas granitoides.

LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS. La manifestación sedimentaria de los procesos de continentalización está representada por la deposición de potentes secuencias de rocas terrígeno-carbonatadas de carácter flyschoides y olistostrómico, en muy variadas facies marinas, cuya edad se extiende desde el Cretácico hasta el Eoceno Superior.

Un hecho muy destacado es la abundancia de intercalaciones de turbiditas en las secuencias desarrolladas en la depresión oceánica, lo que pudiera estar relacionado con la actividad sísmica de las zonas de Bennioff, pues las fuentes de los materiales se localizan tanto al N como al S.

En el área de desarrollo de las vulcanitas mesozoicas, la secuencia terrígena y carbonatado-terrígena sinorogénica tiene edad Campaniano a Eoceno Superior, en tanto que sobre el arco volcánico terciario se circunscribe al Eoceno Superior. Todas estas secuencias han sido deformadas, en mayor o menor grado, junto con las secuencias propiamente oceánicas, contribuyendo así a la sialicificación de la composición sustancial del conjunto. Entre las secuencias sedimentarias que yacen sobre las vulca-

nititas mesozoicas y terciarias hay algunas diferencias. Por ejemplo, el último depósito terrígeno potente sobre las primeras es de edad Eoceno Inferior, en tanto que sobre las segundas es de edad Eoceno Superior Temprano. La principal diferencia estriba en la duración del propio proceso de continentalización, que en el arco terciario estuvo limitado al Eoceno Superior (BREZSNYÁNSZKY e ITURRALDE-VINENT, 1978). Una probable explicación de este hecho es que el arco terciario se formó sobre un territorio que ya estaba en proceso de continentalización.

Es muy interesante que tanto en el Maestrichtiano Superior como en el Eoceno Medio Tardío ocurrieron sendos máximos de sedimentación carbonatada, independientemente de las facies o de la profundidad del mar. Estos niveles carbonatados usualmente anteceden a la inversión del relieve en la depresión oceánica. También durante la etapa de desarrollo moderna los máximos de sedimentación carbonatada coinciden con el inicio de un proceso de levantamiento.

En los procesos sedimentarios se manifiesta la interferencia entre los eventos geológicos propios de diversas áreas. En la región situada al *N* de la Sierra Maestra, en Cuba Oriental (Fig. 3), se desarrolla una potente secuencia de piroclastitas del Paleoceno al Eoceno Inferior, procedentes del arco volcánico activo al *S*, entre las cuales se intercalan frecuentes capas de turbiditas terrígenas procedentes del área del arco magmático extinto del Mesozoico situado al *N* (ITURRALDE-VINENT, 1977a). Este es un magnífico ejemplo de la zonalidad de los eventos sedimentarios.

Como se ha podido observar durante el desarrollo de este epígrafe, la mayoría de los procesos geológicos ocurridos durante la etapa de continentalización de la corteza oceánica, se pueden relacionar genéticamente con el movimiento de retroceso de las masas continentales meridionales, hacia el *N* y hacia el *E*, sirviéndole consecuentemente de confirmación.

4.4 Etapa moderna de desarrollo

A partir del momento en que la depresión oceánica cubana se consolidó y continentalizó, se formó un nuevo basamento continental donde se desarrollaron los procesos geológicos propios de la etapa moderna de desarrollo. Esto está relacionado con la conclusión de los movimientos de avance hacia el *N* y hacia el *E* de los bloques continentales meridionales (I. de la Juventud, Escambray y Purial).

El tránsito de la etapa anterior a la presente no ocurrió simultáneamente en todo el territorio, como lo han demostrado los trabajos de BREZSNYÁNSZKY e ITURRALDE-VINENT (1977, 1978, en prensa), pues desde el Eoceno Inferior Tardío ya estaban completamente continentalizadas algunas partes interiores del área de desarrollo de las vulcanitas mesozoicas. En el área del arco volcánico terciario, el desarrollo moderno se

inició entre el Eoceno Superior Tardío y el Oligoceno, lo que de cierta manera coincidió con la apertura de la Fosa de Bartlett al S de Cuba Oriental.

Las características de la etapa moderna de desarrollo han sido estudiadas por ITURRALDE-VINENT (1977b, 1978) y en los trabajos arriba mencionados, razón por la cual no se requiere un nuevo análisis aquí. En síntesis, se caracteriza por la ocurrencia de movimientos oscilatorios verticales, por una tectónica de horst-graben en un contexto dinámico distensional, por la ausencia de magmatismo efusivo, por la sedimentación de una cobertura carbonatado-terrigena epicontinental de aspecto molásico poco dislocada, y por la ocurrencia de algunos movimientos transcurrentes con una amplitud menor de 50 km.

En la actualidad, la tectónica de este estilo afecta al territorio comprendido entre la Plataforma de Bahamas y la plataforma insular meridional de Cuba, demostrando que toda esta región se comporta como una misma unidad tectónica, independientemente de la edad de su basamento.

5. ALGUNAS IMPLICACIONES DEL MODELO

El modelo propuesto de la evolución geológica de Cuba, por etapas, explica un gran número de hechos geológicos bien establecidos, los cuales no tenían cabida en los esquemas elaborados anteriormente. A la luz del modelo propuesto, las características evolutivas del territorio cubano permiten considerarlo como un ortogeosinclinal de tipo intracontinental, como los Urales, según la clasificación de VLASOV y PEPKOVA (1978).

Al estudiar la índole de los esfuerzos corticales que han obrado entre los límites del territorio de Cuba, se detecta que ellos completan un ciclo de distensión-compresión-distensión, aunque con consecuencias irreversibles. Parece que hasta el Triásico actuaron esfuerzos distensionales moderados (Fig. 6), propios de los interiores continentales. Desde entonces y hasta el Cretácico Superior, los esfuerzos distensionales se intensificaron, provocando la formación de la depresión intracontinental y la actividad magmática extrusiva. A partir del Cretácico Superior, se manifiestan esfuerzos compresivos intensos, que se desplazan hasta abarcar todo el territorio desde occidente hacia oriente. El nuevo campo distensional moderado comienza a manifestarse en el Eoceno Inferior Tardío, dentro del área de las vulcanitas mesozoicas, y sobre el cinturón de vulcanitas terciarias desde el Oligoceno. Como resultado de estos procesos, aumentó el arco de circunferencia perpendicular a la Isla de Cuba, en el orden de las decenas y hasta la centena de kilómetros. En otras palabras, se obtuvo una expansión de este sector del planeta a cuenta de su evolución geológica.

Este cuadro revela claramente la tremenda complejidad de los procesos geológicos que caracterizan la evolución de Cuba, y demuestran que no es posible buscarles una explicación sencilla. Es evidente que resulta necesario aceptar un modelo de deriva continental, aunque éste difiera de aquéllos típicos de la Nueva Tectónica Global. De hecho, el modelo interpretativo elaborado en este trabajo es consistente con la hipótesis de las pulsaciones y de la expansión de la Tierra (CAREY, 1975; MILANOVSKY, 1978).

Para comprobar con mayor seguridad la validez del modelo aquí propuesto, sería conveniente realizar las siguientes investigaciones complementarias:

1. Estudios geofísicos profundos para tratar de detectar las suturas por donde ascendieron los magmas provenientes del manto subcortical. Dichas suturas en la actualidad deben estar fuertemente comprimidas.
2. Estudios detallados de la composición sustancial de las rocas magmáticas cubanas, a fin de determinar si tienen contaminación por materiales siálicos, y de qué manera se comporta dicha contaminación.
3. Estudios comparativos de las ofiolitas cubanas respecto a las que afloran en geoestructuras análogas y, en general, en los márgenes continentales.
4. Estudios más detallados de las relaciones entre las secuencias carbonatadas septentrionales (Zonas Placetas, Camajuaní, y Remedios) y las secuencias vulcanógenas del eugeosinclinal (Zona Zaza).
5. Estudios del paleomagnetismo de las lavas de la misma edad, que se encuentran en los distintos bloques cortados por fallas transversales, a fin de determinar el sentido y grado de las rotaciones de dichos bloques, y de la Isla en general.
6. Estudios más detallados y más completos de paleocorrientes, a fin de determinar la posición de las tierras emergidas y su composición en las diferentes etapas del desarrollo geológico de Cuba.
7. Estudios paleogeográficos de etapas cruciales del desarrollo geológico de Cuba, tales como el Jurásico, Cretácico Superior, y Paleógeno Temprano.
8. Estudios más detallados del carácter de las deformaciones tectónicas y del grado de zonalidad de las mismas.

RECONOCIMIENTO

El autor desea expresar su más sincero agradecimiento a Andrei Pszczólkowski y Krystina Piotrowska (Academia de Ciencias de Polonia), Guillermo Millán (Academia de Ciencias de Cuba), Elemer Nagy (Instituto de Geología de Hungría), a Mark Somin y Vadim Chejovich (Academia de Ciencias de la URSS), por la lectura crítica del manuscrito y por sus atinadas observaciones, que contribuyeron sustancialmente

a mejorar la calidad del mismo. No obstante, esto no implica que dichos compañeros compartan las opiniones antes vertidas, de las cuales el autor es el único responsable.

REFERENCIAS

- ALBEAR, J. F. de, e ITURRALDE-VINENT, M. [en prensa]: Zonación estructurofacial de La Habana. *Acad. Cien. Cuba*.
- [en prensa]: Posición tectónica del complejo gabro-peridotítico de La Habana. *Acad. Cien. Cuba*.
- BELOUSSOV, V. V. (1969): Interrelations between the Earth's crust and the upper mantle. *American Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 3:608-712.
- BREZSNYANSZKY, K., e ITURRALDE-VINENT, M. (1977): *Paleogeografía del Terciario Medio de Cuba Oriental*. VIII Conf. Geol. Caribe, Curazao, Abstracts, pp. 25-26.
- (1978): Paleogeografía del Paleógeno de Cuba Oriental. *Geol. Mijbouw*, 57(2):123-133.
- [en prensa]: Paleogeografía del Paleógeno de La Habana. *Acad. Cien. Cuba*.
- BOITEAU, A., y MICHARD, A. (1974): *Donnes nouvelles sur le socle methamorphique de Cuba, Problemes d'application de la tectonique del plaques*. VII Conf. Geol. Caribe, Margarita [impreso para circulación privada].
- BOWIN, C. (1968): Geophysical study of the Cayman Trough. *J. Geophys. Res.*, 73(16):5159-5173.
- (1976): Caribbean gravity field and plate tectonics: *G. S. A., Spec. Publ.* 169:1-79.
- BRONNIMANN, P., y RIGASSI-STUDER, D. (1963): Contribution to the geology and paleontology of the area of the City of La Habana, Cuba, and its surroundings. *Eclogae Geol. Helv.*, 56(1):193-480.
- BUTTERLIN, J. (1956): La constitution geologique et la structure des Antilles. Centre Natl. Res. Scient., Paris, 423 pp.
- CAREY, W. S. (1975): The expanding Earth - An essay review. *Earth Sci. Rev.*, 11:105-143.
- COBIELLA, J. (1974): Los macizos serpentiniticos de Sabanilla, Mayarí Arriba, Oriente. *Rev. Tecnol.*, 12(4):41-50.
- CORRAL, J. I. (1940): El geosinclinal cubano. *Rev. Soc. Cubana Ing.*, 34(4):485-623.
- COUTIN, D. P., y NAGY, E. (1976): *Nuevos aspectos sobre el desarrollo geológico de Cuba Oriental*. Resúmenes III Congr. Latinoamericano Geol., Mexico, p. 37.
- DÍAZ OTERO, C., e ITURRALDE-VINENT, M. (1979): *Asociaciones paleontológicas del Cretácico de la Sierra de Cubitas, en Camagüey y sus implicaciones paleogeográficas*. Resúmenes VIII Jorn. Cient. Inst. Geol. Paleont., A. C. C., p. 15.
- DIETZ, R. S., y HOLDEN, J. C. (1970): Reconstruction of Pangeae: breakup and dispersion of continents, Permian to Recent. *J. Geophys. Res.*, 75(26):4939-4956.
- DILLON, W., y VEDDER, J. (1973): Structure and development of the continental margin off British Honduras: *G. S. A. Bull.*, 84(8):2713-2732.
- DUCLOZ, C., y VUAGNAT, V. (1962): A propos de l'age des serpentinites de Cuba. *Arch. Sci. Soc. Pays. Hist. Nat., Geneve*, 15(2):309-332.
- EVANS, R. (1978): Origin and significance of evaporites in basins around Atlantic. *A. A. P. G. Bull.*, 57(1):5-27.
- FURRAZOLA, G., ALIOSHIN, V., BASSOV, V., BUROV, V., y KUZOVKOV, G. (1976): Sierra Maestra Occidental. Nuevos datos. Estratigrafía del Cretácico Superior. *La Minería en Cuba*, 2(3):50-62.

- FURRAZOLA, G., JUDOLEY, C. M., MIJAILOVSKAYA, M. S., MIROLIUBOV, Y. S., NOVOJATSKY, I. P., NUÑEZ JIMÉNEZ, A., y SOLSONA, J. B. (1964): *Geología de Cuba*. Edit. Univ. La Habana, 239 pp.
- GLENNIE, K., BOEEUF, M., HUGHES-CLARKE, M., MOODY-STUART, M., PILAAR, W., y REINHARDT, B. (1973): Late Cretaceous nappes in the Oman mountains and their geologic evolution. *A. A. P. G. Bull.*, 57(1):5-27.
- HACZEWSKI, G. (1976): Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation; an accumulative continental margin in the Jurassic of western Cuba. *Acta Geol. Polonica*, 26(2):331-353.
- HATTEN, C. (1967): Principal features of Cuban geology: Discussion. *A. A. P. G. Bull.* 51(5):780-789.
- ITURRALDE-VINENT, M. (1975): Problemas en la aplicación de dos hipótesis tectónicas modernas a Cuba y la región Caribe. *Rev. Tecnol.*, 13(1):46-63 [*A. A. P. G. Bull.*, 59(5):838-855].
- (1976): Estratigrafía del área Calabazas-Achotal (I). *La Minería en Cuba*, 2(4):9-23.
- (1977a): Estratigrafía del área Calabazas-Achotal (II). *La Minería en Cuba*, 3(1):32-40.
- (1977b): Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. *Inf. Cient. Tec.*, 20:1-24.
- [en prensa]: Historia geológica del Mesozoico de La Habana. *Acad. Cienc. Cuba*.
- JACOBS, C. (1977): Jurassic lithology in Great Isaac 1 Well, Bahamas. *A. A. P. G. Bull.*, 61(3):443.
- KHUDOLEY, K. (1967): Principal features of Cuban geology. *A. A. P. G. Bull.*, 51(5):668-677.
- KHUDOLEY, K., y MEYERHOFF, A. (1971): Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *G. S. A. Mem.*, 129:1-199.
- KNIPPER, A., y CABRERA, R. (1974): Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturón de hiperbasitas. En *Contribución a la Geología de Cuba*, Acad. Cien. Cuba, pp. 15-77.
- KNIPPER, A., y PUIG, M. (1967): Protrusiones de las serpentinitas en el noroeste de Oriente, Cuba. *Rev. Geol.*, Acad. Cien. Cuba, 1(1):123-137.
- KOZARY, M. T. (1968): Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba. *A. A. P. G. Bull.*, 52(12):2298-2317.
- KUMPERA, O., y SKVOR, V. (1969): Contribution to the information on the geological development and structure of Cuba and the Caribbean region. *Vest. Ústr. Ust. Geol.*, 44:39-41.
- LEWIS, G., y STRACZEK, J. (1955): Geology of south central Oriente, Cuba. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 975D:171-336.
- LEWIS, J. (1932): Geology of Cuba. *A. A. P. G. Bull.*, 16(6):533-553.
- Mac GILLAVRY, H. J. (1970): Geological history of the Caribbean. *Kon. Ned. Acad. Wetensch.*, B, 73:64-96.
- MALFAIT, B., y DINKELMANN, M. (1972): Circum-Caribbean igneous activity and tectonics and the evolution of the Caribbean plate. *G. S. A. Bull.*, 83(1):251-272.
- MEYERHOFF, A. A. (1966): Bartlett fault system: Age and offset. *Trans. III Caribbean Geol. Conf.*, pp. 1-9.
- (1967): Future hydrocarbons provinces of Gulf of Mexico-Caribbean region. *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, 17:217-260.
- MEYERHOFF, A. A., y HATTEN, C. W. (1968): Diapiric structures in Central Cuba. *A. A. P. G. Mem.*, 8:315-357.

- (1974): Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy and petroleum possibilities. *A. A. P. G. Bull.*, 58(6):1201-1239.
- MEYERHOFF, H. A. (1954): Antillean tectonics. *Trans. New York Acad. Sci.*, 2(16): 149-155.
- MILANOVSKY, E. E. (1978): Some regularities of tectonic development and volcanism of the Earth in the Phanerozoic (Problems of the Earth pulsation and expansion) [en ruso]. *Geotectonics*, 6:3-16.
- MILLÁN, G. (1972): Metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica regional más meridional de la Sierra de los Organos. *Actas Inst. Geol. Paleontol. Acad. Cien. Cuba*, 2:33-35.
- MILLÁN, G., y SOMIN, M. (1976): Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Acad. Cien. Cuba, serie Geol.*, 27:1-21.
- MILLÁN, G., y MYCZYŃSKI, R. (1978): Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. *Acad. Cien. Cuba. Inf. Cient.-Tec.*, 80:1-14, 2 láms.
- MOODY, J., y HILL, N. (1956): Wrench fault tectonics. *G. S. A. Bull.*, 67(9):1207-1246.
- PARDO, G. (1975): Geology of Cuba. En *The Ocean basins and margins*, Plenum Press, vol. 3, pp. 553-613.
- PEIVE, A., STREISS, N., KNIPPER, A., MARKOV, M., BOGDANOV, N., FERFILIEV, A., y RUZHENTSEV, S. (1973): Oceans and the geosynclinal process. En *Developmental stage of folded belts and the problem of ophiolites, I*. Acad. Cien. URSS, pp. 46-51.
- PIOTROWSKA, K. (1977): Outline of tectonics of the Pinar del Rio Province (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci.*, 24(3/4):183-191.
- (1978): Nappe structure in the Sierra de los Organos, western Cuba. *Acta Geol. Polonica*, 28(1):97-170.
- PIOTROWSKI, J. (1977): First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bull. Acad. Polon. Sci.*, 24(3/4):227-234.
- PSZCZÓLKOWSKI, A. (1977): Stratigraphic-facies sequences of the Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci.*, 24(3/4):193-203.
- (1978): Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development and paleogeography. *Acta Geol. Polonica*, 28(1):1-96.
- (1981): El banco carbonatado jurásico de la Sierra de los Organos; su desarrollo paleogeográfico. *Cien. Tierra Espacio*, 3:37-50.
- PSZCZÓLKOWSKI, A., y ALBEAR, J. F. de (1979): *La sedimentación y paleogeografía del Cretácico Inferior en la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río*. Resúmenes VIII Jornada Científica, Inst. de Geología y Paleontología. A. C. C., p. 6.
- PUSHAROVSKY, Y., KNIPPER, A., y PUIG-RIFA, M. (1967): Mapa tectónico de Cuba; escala 1:1 250 000. En *Yacimientos minerales de Cuba*, Acad. Scienc. USSR y Cuba, 7-13 (en ruso).
- RIGASSI-STUDER, D. (1961): Quelques vues nouvelles sur la geologie cubaine. *Chron. Mine. Rech. Min.*, 29(302):3-7.
- ROQUE MARRERO, F., e ITURRALDE-VINENT, M. (1979): Redefinición de la Zona de Cayo Coco, en Camagüey. Resúmenes VIII Jornada Científica, Inst. de Geología y Paleontología, A. C. C., p. 11.
- SEGURA SOTO, R., y FONSECA, E. (1976): *Perfil estratigráfico de Cuba norte central a través del pozo profundo Morón Norte 1 (5 km)*. Resúmenes III Cong. Latinoamericano Geol., México, p. 125.
- SHAPOSHNIKOVA, K. I. (1974): Tectonics of Central Cuba [en ruso]. *Geotectonics*, 1 [citado por Somin y Millán, 1976].

- SHERHAKOVA, V., BOVENKO, V., y HERNÁNDEZ, G. (1974):** Utilización del método de las ondas de cambio de los terremotos para el estudio de la estructura geológica profunda de Cuba. Direcc. Nac. Geofísica, Min. Minería y Geol. (Impreso para circulación privada).
- SOLOVIEV, O., SKIDAN, S., SKIDAN, I., PANKRATOV, A., y JUDOLEY, C. (1964):** Comentarios sobre el mapa gravimétrico de la isla de Cuba. *Rev. Tecnol.*, 2(2):8-19.
- SOMIN, M. (1977):** Los napes profundos y la zonalidad metamórfica "invertida" [en ruso]. En *Miejvuzovskii Naushni Tematisheski Svornik, VI, Geologi Metamorfisheski Kompleksov*, pp. 79-84.
- SOMIN, M., y MILLÁN, G. (1972):** Complejos metamórficos de Pinos, Escambray y Oriente en Cuba y su edad [en ruso]. *Izvestia Acad. Cien. URSS, ser. Geol.*, 5:48-57.
- (1974): Algunos aspectos estructurales de las secuencias mesozoicas metamorfizadas de Cuba [en ruso]. *Geotectonics*, 5:19-30.
- (1976): El complejo anfibolítico de Cuba sur central y los problemas de la posición tectónica de la serie eugeosinclinal de la isla [en ruso]. *Bol. Secc. Moscovita de Amantes de la Naturaleza, Geol.*, 5:73-93.
- (1977): Sobre la edad de las rocas metamórficas cubanas. *Acad. Cien. Cuba, Inf. Cien.-Téc.*, 2:1-11.
- VLASOV, G. M., y PEPKOVA, M. I. (1978):** On types of orthogeosynclines [en ruso]. *Geotectonics*, 5:9-17.
- WILCOX, R., HARDINGS, T., y SEELY, D. (1973):** Basic wrench tectonics. *A. A. P. G. Bull.*, 57(1):74-96.

ABSTRACT

A new model is elaborated to explain the evolution and geological structure of Cuba, based on the idea of continental drift. According to the model, Cuban territory can be classified as an orthogeosyncline of the intracontinental type, like the Urals.

An initial stage is proposed, previous to Late Triassic, when the North American continent prolonged as a single structure towards the present place of Cuba and the Yucatan Basin. Since Late Triassic, a zone of rift opens along the territory of Cuba, and an oceanic depression was formed. In the rift zone a new oceanic crust was formed, and since the Tithonian (?) an eugeosinclinal development started that lasted until the Campanian. Along the southeastern side of the depression a volcanic arc was superimposed since the Paleocene until Middle Eocene.

About the Cenomanian, the continental land masses that previously migrated to the south started a northward and eastward movement, and that process prolonged step by step from west to east until Late Eocene times. As a consequence of these movements, continental land masses penetrated above the oceanic depression and strongly deformed the sequences that filled the depression, intruding granitoid magmas; dynamyc and thermic metamorfism occurred and a carbonate-terrogenous cover of sinorogenic character was deposited. These processes transformed the oceanic depression into a new continental crust.

Later on, over the suite of new and ancient continental crust, a modern development took place, characterized by a horst-graben tectonic pattern and vertical oscillatory movements, that prolong to the present.

As a consequence of the geological evolution of the territory, the arc of the Earth's circumference perpendicular to the Cuban main axis enlarged, in the order of some tens, and even a hundred, kilometers as a maximum. These facts are consistent with the hypothesis of pulsations and expansion of the Earth.

CDU 551.24(729.1)