

Las ofiolitas en la constitución geológica de Cuba*

**Manuel A. ITURRALDE-VINENT

RESUMEN. *En la constitución geológica de Cuba se destacan importantes afloramientos de ofiolitas que han sido bien estudiadas desde la década del cincuenta. Por su composición se pueden subdividir en fundamento melanocrático (complejos peridotítico y cumulativo) y depósitos oceánicos (complejos de diques de diabasas y efusivo-sedimentario). En Cuba predominan los afloramientos del fundamento melanocrático de edad Triásico tardío (?) a Cretácico, en tanto que los depósitos oceánicos están poco desarrollados, tienen edad Tithoniano (?) a Aptiano-Albiano. Los principales afloramientos de ofiolitas están situados a lo largo de la mitad septentrional de la Isla, y se corresponden a las de tipo tethysiano, cuyo origen se puede vincular a una zona de riftogénesis que evolucionó en un mar marginal. Hay otros cuerpos de ofiolitas muy desmembrados, que se localizan en superficies de sobrecojamiento entre mantos de rocas distintamente metamorizadas. Su origen está abierto a discusión.*

INTRODUCCIÓN

En la constitución geológica de Cuba actual se encuentran elementos paleogeológicos de muy distinta naturaleza y edad, cuyo origen y posición tectónica son objeto de polémica hace muchos años.

Un ejemplo vivo de lo dicho lo constituye la evolución de los conocimientos e interpretación de las ofiolitas, que aun en la actualidad se conceptúan de manera muy diversas. Durante muchos años las ultrama-

fitas y gabroides asociados a ellas se consideraron magmatitas intrusivas. Este punto de vista, ya clásico, es defendido hasta el presente por algunos autores como Bugelsky y otros (1985), y Linares y otros (1985). En contraposición a estas ideas es-

*Manuscrito aprobado en junio de 1988.

**Museo Nacional de Historia Natural.

tán los trabajos de Ducloz y Vuagnat (1962), Kozary (1968) y Knipper y Cabrera (1974), que defienden el emplazamiento frío de las ultramafitas y gabros, a partir del manto superior y la sección inferior de la corteza terrestre. Por su parte, Meyerhoff y Hatten (1968), Pardo (1975) y otros, colocaron las serpentinitas, gabros, diabasas y basaltos en la base de las rocas vulcanógeno-sedimentarias cretácicas, y las interpretaron como un corte típico de carácter eugeosinclinal. A esta concepción se han unido posteriormente muchos geólogos, que han defendido el criterio de que la corteza terrestre del eugeosinclinal era de carácter intermedio (Iturralde-Vinent, 1975) u oceánica (Knipper y Cabrera, 1974; Iturralde-Vinent, 1981, y otros). Paralela-

mente al desarrollo de las investigaciones antes mencionadas se introduce en Cuba la interpretación de las rocas en cuestión como una asociación ofiolítica clásica. Más recientemente se sostuvo el criterio de que las ofiolitas del norte de Cuba representan, en su mayor parte, el substrato oceánico de un antiguo mar marginal (Iturralde-Vinent *et al.*, 1982, 1984, 1986; Fonseca, 1984; y otros).

Tomando como base las numerosas investigaciones realizadas desde los años cincuenta sobre las ofiolitas de Cuba, en este trabajo se discuten los problemas de la subdivisión de las ofiolitas, su clasificación desde el punto de vista estructural, su naturaleza, edad, y posición tectónica.

SUBDIVISIÓN DE LAS OFIOLITAS

En sentido general las ofiolitas de Cuba no se diferencian de aquellas descritas en otras regiones, aunque presentan, como es natural, particularidades que en su momento se habrán de destacar. En todo el territorio aparecen distintos afloramientos de ofiolitas, entre los cuales se pueden distinguir el complejo peridotítico (o peridotitas metamórficas), el complejo cumulativo (gabroides y ultramafitas bandeados), el complejo de diques (diabasas y microgabros) y el complejo efusivo-sedimentario (basaltos, hialoclastitas, silicitas, tufitas), en ocasiones metamorfizado (Meyerhoff y Hatten, 1968; Knipper y Cabrera, 1974; Somin y Millán, 1981; Fonseca y otros, 1984; Kudelasek y otros, 1984; Iturralde-Vinent *et al.*, 1986; y muchos otros).

Los distintos miembros de la asociación ofiolítica, según la propuesta de Peive (1969, 1980, 1981), pueden agruparse en dos unidades: el fundamento melanocrático y

los depósitos oceánicos. La importancia de subdividir las ofiolitas de esta manera será evidente al tratar otros temas más adelante.

El *fundamento melanocrático* (FM) estaría constituido por los complejos peridotítico y cumulativo, y representa, de hecho, el basamento de los océanos. Desde el punto de vista conceptual es la contrapartida de los basamentos cristalinos granito-metamórficos de los continentes. En la composición de los fundamentos melanocráticos entran rocas estrechamente relacionadas genéticamente, aunque existen entre ellas pequeñas diferencias petroquímicas. Para Peive (1969), Coleman (1977) y otros autores, los complejos peridotítico y cumulativo representan dos etapas distintas del desarrollo geológico, y destacan la existencia de una interrupción entre ambos.

En el caso de Cuba, al menos en la provincia de Camagüey, no es posible observar

una distinción clara, abrupta, entre ambos complejos, y se tiene la impresión de que existe una transición gradual entre ellos (Iturralde-Vinent, Hartwich *et al.*, 1986). Zamarski y Kudelaskova (1984) al evaluar la petroquímica de las ofiolitas de Cuba, afirman que se denota una diferenciación gradual entre las peridotitas metamórficas, las cumulativas y los gabroides cumulativos. Sin embargo, como se observa en la Fig. 1, es evidente que hay cierta discontinuidad en las curvas del gráfico de los contenidos normalizados de las tierras raras entre el complejo peridotítico y el complejo cumulativo, pero ésta no se refleja

en el diafragma AFM, y otros gráficos (Kudelasek *et al.*, 1984).

El FM es el componente más abundante en los afloramientos de las ofiolitas cubanas, y en particular el complejo peridotítico. Según Peive (1969, 1980, 1981), Coleman (1977), Knipper y Cabrera (1974), las rocas del complejo peridotítico son muy antiguas en todo el planeta, pero tal concepción contradice las observaciones sobre una transición gradual de este complejo y el cumulativo. Por eso, en este trabajo se sostiene el criterio ya antes adoptado (Iturralde-Vinent, 1981), de que el FM se origina durante el proceso de apertura de una

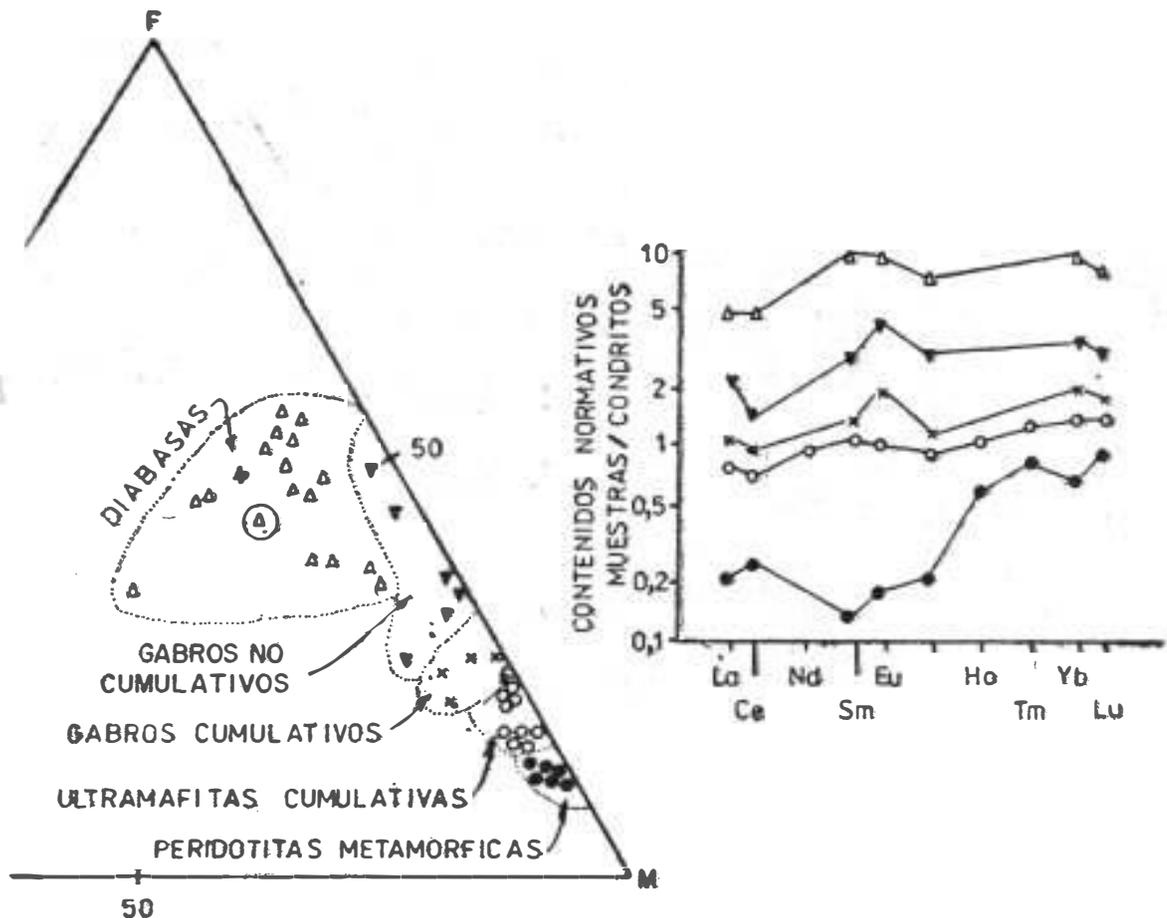


FIG. 1. Diagrama AFM y de los contenidos normalizados de tierras raras en las ofiolitas cubanas, tomadas de Zamarski y Kudelaskova (1984).

cuenca oceánica, durante la riftogénesis, y por lo tanto, tiene la edad de dicho proceso (Glennie *et al.*, 1973).

Los depósitos oceánicos (*DO*) están constituidos por el complejo efusivo-sedimentario y el complejo de diques de diabasas (metadoleritas), y representan a las rocas propias de la "cobertura" de las cortezas oceánicas. Desde el punto de vista conceptual, tienen su contrapartida en los continentes, en las coberturas vulcanógeno-sedimentarias de los cratones. La existencia de un *FM* no implica necesariamente que deben desarrollarse depósitos oceánicos (*DO*), pues ello depende de la ulterior evolución de dicha corteza. Cuando están representados, los *DO* son discordantes con el *FM*, tanto los diques como los sedimentos y efusivos, pues representan una etapa

distinta del desarrollo de las cortezas. Esto se refleja en las características litológicas y petroquímicas de las rocas, que se distinguen bien de las que constituyen a los *FM*. Esto se evidencia en el ejemplo de Cuba, como han demostrado los trabajos de Fonseca *et al.* (1984), Zamarski y Kudelaskova (1984), y se observa en la Fig. 1.

Los *DO* son comunes en los afloramientos de ofiolitas de Cuba septentrional, pero su volumen es muy reducido, al punto de que fueron pasados por alto durante algunos años.

Es interesante destacar que los diques de diabasas en Cuba se presentan, tanto bajo su configuración usual de masas de diques paralelos o "sheeted dykes", cuanto como diques aislados o campos de diques entre el *FM*.

CLASIFICACIÓN ESTRUCTURAL DE LAS OFIOLITAS CUBANAS

Tomando en cuenta la constitución general de las ofiolitas de Cuba, y fundamentalmente su posición tectónica, es posible distinguir en ellas cinco tipos principales. Tal tipología no se corresponde con las divisiones de las ofiolitas propuestas por Furrázola y otros (1964), o Linares y otros (1985), que se basan principalmente en la edad de las "intrusiones". Para elaborarla se tomaron en cuenta los criterios de Meyerhoff (Khudoley y Meyerhoff, 1971), Knipper y Cabrera (1974), Kudelasek *et al.* (1984), Albear e Iturralde-Vinent (1985), y Moores (1982) entre otros.

En la Fig. 2 se presentan las áreas principales de desarrollo de las ofiolitas cubanas, destacando los tipos estructurales, que son los siguientes:

- cinturón Mariel-Holguín,
- macizos de Mayarí-Baracoa,

- macizo de Cajalbana,
- cuerpos entre anfibolitas,
- cuerpos en los bloques siálicos.

Los tres primeros, como se habrá de demostrar, pueden considerarse de tipo tethysianos según la clasificación de Moores (1982), en tanto que los dos restantes presentan cierta similitud con las de tipo cordillerano de este mismo autor.

El cinturón Mariel-Holguín está representado en superficie por una serie de afloramientos aislados, usualmente alargados, de dimensiones muy variables. Entre Mariel y La Habana tienen rumbo *NE* y son relativamente pequeños, pues no superan los 15-20 km de largo por 2-3 km de ancho (Albear e Iturralde-Vinent, 1985). Estos cuerpos no son muy potentes, pues según las perforaciones profundas realizadas cerca de la costa norte no superan los 2 km;

en un solo caso más de 4 km (Linares *et al.*, 1985). Se encuentran intercalados con secuencias vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico y sedimentarias del Campaniano Superior al Paleoceno, las que en conjunto yacen como un melange alóctono sobre las rocas del margen continental de Las Bahamas. Desde Matanzas hasta Los Arabos los afloramientos de ofiolitas tienen las mismas características, con la diferencia de que están alineados con rumbo NW (Knipper y Cabrera, 1974; Iturralde-Vinent, 1981; Albear e Iturralde-Vinent, 1987; Linares *et al.*, 1985; y otros). Más al SE, entre Los Arabos y Chambas, el corte de erosión es más profundo. Los cuerpos alcanzan hasta 80-90 km de largo por 2-3 hasta 10-15 km de ancho. Sus espesores no se han podido determinar, pues dada su yacencia inclinada abruptamente al SW, los pozos profundos raramente los cortan por completo. Los cuerpos de ofiolitas, de una parte, yacen mezclados con escamas tectónicas arrancadas del margen continental de las Bahamas, y en conjunto, descansan sobre dicho margen; en tanto que en su porción meridional están mezclados con escamas tectónicas de rocas vulcanógeno-sedimentarias y sedimentarias del Cretácico al Paleoceno, que también cubren tectónicamente su flanco sur (Ducloz y Vuagnat, 1962; Meyerhoff y Hatten, 1968; Knipper y Cabrera, 1974; Pardo, 1975; Iturralde-Vinent, 1981; Linares *et al.*, 1985).

El afloramiento donde están mejor preservadas las ofiolitas es en Camagüey (Fig. 2), donde en planta tienen aspecto de arco convexo al sur, cuya longitud máxima es de unos 90 km y su ancho mayor hasta 25 km. Los datos de las perforaciones indican que se acuña al N aumentando su espesor hacia el S, donde según la interpretación gravimagnética, alcanza los

5 km. El nivel del corte erosivo de este cuerpo permite observar su yacencia tectónica sobre el margen continental de Las Bahamas, hecho que reafirman los pozos perforados en su flanco norte. En cambio, por el flanco sur las ofiolitas yacen en contacto tectónico bajo las rocas vulcanógeno-sedimentarias y plutónicas del Cretácico (Knipper y Cabrera, 1974; Iturralde-Vinent, Hartwich *et al.*, 1986).

Los últimos afloramientos del cinturón en cuestión se encuentran en la región de Holguín, donde también presentan en planta el aspecto de un arco convexo al sur. Los cuerpos tienen hasta 80-90 km de largo y unos 5-10 km de ancho. Aquí las ofiolitas están intercaladas con rocas vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico, y sedimentarias del Campaniano superior al Eoceno, con un aspecto muy similar a los afloramientos del área Mariel-Matanzas. El melange formado por las rocas mencionadas se acuña hacia el N y descansa en posición tectónica sobre rocas del margen continental de Las Bahamas, en tanto que por su flanco meridional está cubierto en contacto tectónico por rocas vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico (Knipper y Cabrera, 1974; Kozary, 1968; Nagy, 1983; Ando y Kozak, 1987).

Los datos estructurales hasta aquí expuestos permiten afirmar que las ofiolitas del cinturón Mariel-Holguín forman parte de un melange, donde también participan escamas tectónicas del margen continental de Las Bahamas, de secuencias vulcanógeno-sedimentarias del cretácico, intrusivos del cretácico y rocas sedimentarias del Campaniano tardío al Eoceno. Este melange está intensamente deformado, en particular las ofiolitas, y yace alóctono sobre el margen continental de Las Bahamas, en tanto está cubierto, también en posición tectónica, por rocas vulcanógeno-sedimen-

tarias y plutónicas del Cretácico. En muchos casos en los contactos se encuentran olistostromias.

Un aspecto destacado de estas ofiolitas es que presentan un perfil completo que incluye buenos representantes de los distintos complejos del *FM* y los *DO*, incluso diques de plagiogranitos. Como es común, predominan los afloramientos del complejo peridotítico. En la Fig. 3 se muestra el perfil ideal reconstruido de estas ofiolitas en Camagüey, pero de hecho es válido para toda su extensión, como lo demuestran los estudios de Furrázola y otros (1964), Meyerhoff y Hatten (1968), Knipper y Cabrera (1974), Pardo (1975), Fonseca y otros (1984, 1987), Albear e Iturralde-Vinent, (1985), Iturralde-Vinent, Hartwich y otros (1986), Ando y Kosak (1987), y otros.

Respecto a la edad de estas ofiolitas se pueden ofrecer algunos datos. Iturralde-Vinent (1981) postuló que el *FM* era del Triásico al Jurásico pre-Tithoniano, sobre la base de que ellas debieron formarse durante la apertura del Tethys. Somin y Millán (1981) encontraron un cuerpo de anortositas en el complejo cumulativo en Camagüey, con una edad K-Ar de 160 ± 24 millones de años, lo que corrobora aquel criterio. Por otra parte, entre las rocas sedimentarias de los *DO* en Matanzas se encontraron microfósiles del Aptiano-Albiano (Fonseca *et al.*, 1987), lo mismo que en Camagüey (Iturralde-Vinent, en prensa). Sin embargo, estos depósitos pueden abarcar un espectro más amplio de edades, pues al menos en Puerto Rico son del Tithoniano al Albiano (Mattson y Pessagno, 1974). Al respecto, el hallazgo de toleitas de margen continental afines a los *DO* (desde el punto de vista petroquímico) en la sierra de Camaján, de edad Tithoniano, apoyan dicha suposición (Iturralde-Vinent y Marí, 1988).

Usualmente este cinturón de ofiolitas se ha interpretado como intrusiones del Cretácico Superior (Furrázola *et al.*, 1964; Buguelski *et al.*, 1985; Linares *et al.*, 1985), pero este punto de vista es difícil de fundamentar. Otros autores consideran que éstas ofiolitas son el substrato natural del arco volcánico cretácico (Meyerhoff y Hatten, 1968; Somin y Millán, 1981; y otros). Este último criterio fue reafirmado recientemente por Millán y Somin (1985b), basados en que entre estas ofiolitas en Cuba Central se encuentran pequeños cuerpos de granitoides afines petroquímicamente a los del arco volcánico. Sin embargo, la presencia de tales cuerpos pequeños y aislados no es una prueba irrefutable de esto último, puesto que ellos pueden haberse emplazado al menos en otras dos circunstancias: 1. Como un apéndice o ramal del arco volcánico que se desarrollara localmente dentro de una pequeña cuenca oceánica, lo que es común en los arcos volcánicos del Océano Pacífico, o 2. Como intrusiones tardías que penetraran la corteza de una pequeña cuenca oceánica, cuando una parte de esta corteza infracorría bajo el arco volcánico (sobre esta posibilidad vea Iturralde-Vinent, en prensa). El autor está de acuerdo con el criterio de que el arco volcánico cretácico se desarrolló sobre una corteza oceánica, pero desea enfatizar que dicha corteza no tiene que estar necesariamente representada por las ofiolitas del cinturón septentrional. Éstas últimas es más probable que representen la corteza de una pequeña cuenca oceánica de tipo mar marginal, que estuvo entre el arco volcánico cretácico y el margen continental de Las Bahamas (Iturralde-Vinent, Hartwich *et al.*, 1986; Iturralde-Vinent, 1986, en prensa).

Moore (1982) ha distinguido ofiolitas tethysianas y cordilleranas, tomando en

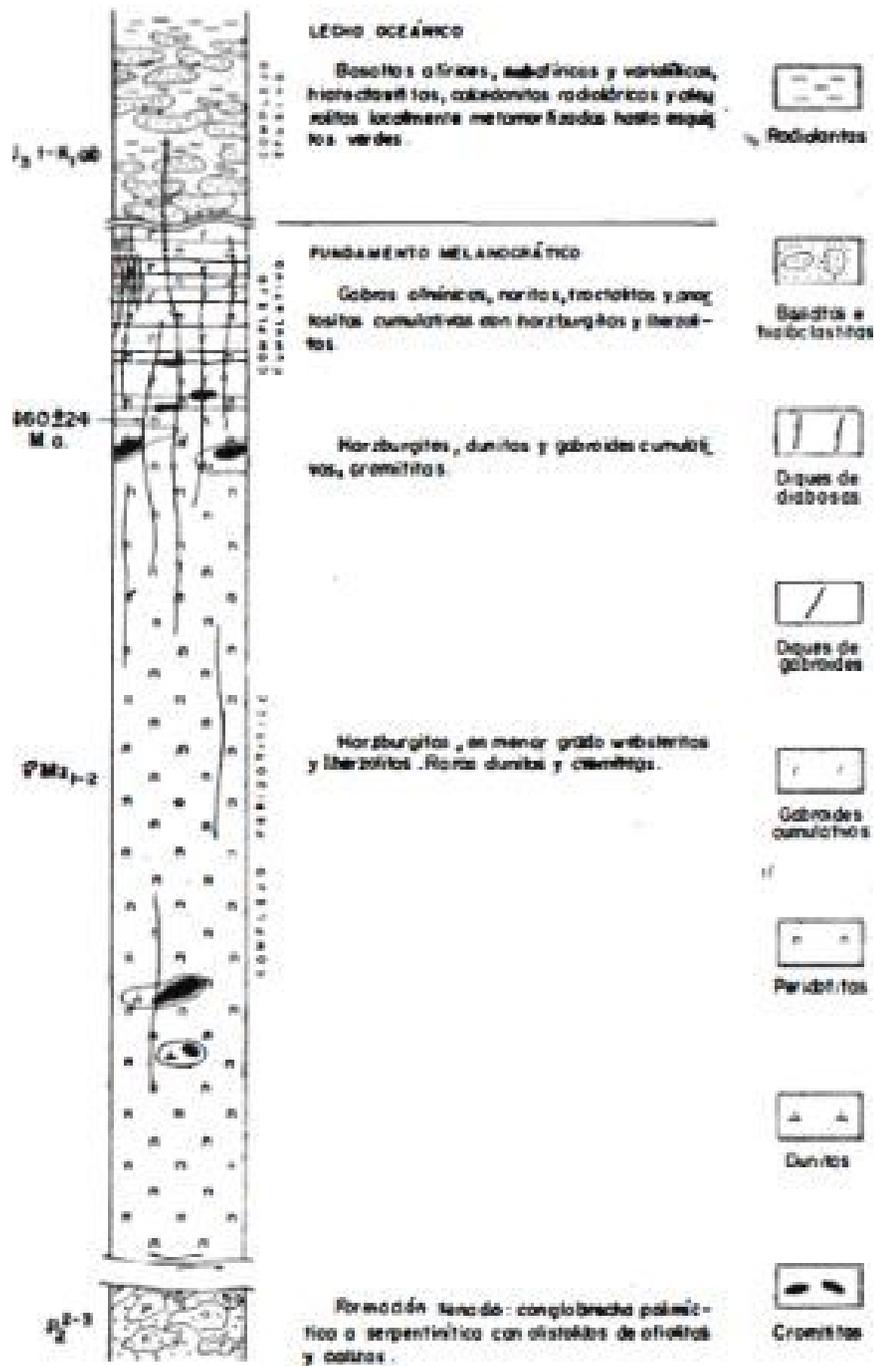


FIG. 3. Perfil reconstruido de las ofiolitas de Camagüey, válido en general para las del cinturón septentrional de Cuba.

cuenta la posición tectónica de los cuerpos. Las características estructurales y composicionales del cinturón Mariel-Holguín permite hacerle corresponder con las ofiolitas tethysianas, ya que yacen sobre un margen continental del Tethys, están integradas por un perfil completo de las ofiolitas (*FM* y *DO*). Según el autor precitado y Coleman (1984a) estas ofiolitas representan relictos de pequeñas cuencas oceánicas o mares marginales. Tal interpretación es consecuente con la que se adopta en este trabajo.

Los macizos de Mayarí-Baracoa en Cuba oriental (Fig. 2) constituyen extensos afloramientos con un profundo nivel de disección. En esencia se trata de un cuerpo tabular de ofiolitas, divididos en dos grandes macizos y algunos afloramientos menores, que describen un arco suave convexo al *NE*. El espesor mayor de estos cuerpos alcanza los 800 m y se acuña distintamente hacia sus bordes. Alcanza una longitud del orden de los 170 km con un ancho de 10 hasta 20 km. El substrato actual está formado por rocas vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico y sedimentarias del Maestrichtiano al Paleoceno, incluido un olistostroma. Constituye un melange monomíctico desde el punto de vista de que contiene principalmente ofiolitas, y sólo cerca de su contacto inferior incluye bloques del substrato antes mencionado. Por su geometría y posición tectónica los macizos de Mayarí-Baracoa se distinguen radicalmente del cinturón Mariel-Holguín, no así por su composición. Un gran porcentaje del volumen está constituido por el *FM* que se ha descrito como una secuencia zonada verticalmente. Sin embargo, los *DO*, aunque no están bien estudiados, también están representados por los diques de diabasas y por basaltos, silicitas y rocas

calcáreas pelágicas (Torres y Fonseca, 1987).

Los equivalentes metamorizados de los *DO* se conocen con el nombre de metamorfitas La Corea, cuyo protolito son vulcanitas básicas y silicitas según Somin y Millán (1981), Millán y Somin (1985a).

Descripciones complementarias de estas ofiolitas se pueden encontrar en los trabajos de Furrázola y otros (1964), Adamovich y Chejovich (1964), Khudoley y Meyerhoff (1971), Knipper y Cabrera (1974), Iturralde-Vinent (1977), Cobiella (1978), Fonseca *et al.* (1984), Buguelsky *et al.* (1985), etcétera.

Tomando en consideración que las ofiolitas en cuestión presentan un perfil completo como el que caracteriza a las tethysianas, parece adecuado hacerlas corresponder con éstas. Se distinguen de ellas por su posición tectónica, ya que no descansan sobre el margen continental de Las Bahamas, pero esto es más aparente que real. Todo parece indicar que los afloramientos de rocas metacarbonatado-terrigenas en Asunción (Fig. 2) corresponden a una ventana tectónica del margen continental de Las Bahamas (Somin y Millán, 1981) lo que se reafirmó con el hallazgo de microfósiles del Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Millán y Somin, 1985a), algunos de los cuales son muy semejantes a los que se han descrito en las rocas de aguas marinas someras del margen continental de Las Bahamas (Iturralde-Vinent, 1986)¹. En este caso, tanto las ofiolitas de Mayarí-Baracoa como su substrato de rocas vulcanógeno-sedimentarias pueden ya-

¹ El autor, en su trabajo de 1981, había incluido al bloque de Asunción como parte de los macizos continentales meridionales, opinión rectificada en 1986 a la luz de nuevos datos.

cer alóctonos sobre el margen continental de Las Bahamas.

Las ofiolitas de Mayarí-Baracoa también han sido interpretadas como intrusiones zonadas (Furrazola y otros, 1964; Adamovich y Chejovich, 1964; y otros), como el substrato natural del arco volcánico — eugeosinclinal—, o como la corteza de un antiguo mar marginal (Iturralde-Vinent, 1986); criterio este último que se sostiene en este trabajo.

Una cuestión que está pendiente de tratar es la posición de las raíces de los mantos alóctonos de ofiolitas, tanto las del cinturón Mariel-Holguín como las de los macizos Mayarí-Baracoa. Dichas raíces, según la gran mayoría de los autores, están situadas esencialmente al S o SW de los afloramientos actuales. Knipper y Cabrera (1974) en particular postularon que las ofiolitas brotaron como protrusiones justo al S del margen continental de Las Bahamas. Bush y Shervakoba (1986) y el autor (Iturralde-Vinent, 1986) también llegaron por distintos caminos a la conclusión de

que las raíces de las ofiolitas deben coincidir con una falla profunda situada en el borde SW del margen continental de Las Bahamas, que los primeros denominaron “falla cubana axial” (Fig. 4). Existe otro punto de vista, y es que los mantos provienen de la Cuenca de Yucatán (Shaposhnikova, 1974; Somin y Millán, 1981; y otros).

El macizo de *Cajalbana* está situado en línea con el cinturón septentrional de ofiolitas, al W del Mariel (Fig. 2). Se trata de un cuerpo tabular cizallado que buza distintamente hacia el N, y tiene un rumbo general EW. Todos los afloramientos sumados tienen una longitud de 85 km, con una anchura variable entre 2 y 8 km. El macizo principal, no obstante, tiene unos 12 por 8 km solamente, pues los restantes son cuerpos estrechos y largos constituidos por una brecha tectónica de composición ofiolítica. El espesor del cuerpo principal se estima en unos 1,5 km (Fonseca y otros, 1984). Al N el cuerpo yace en contacto tectónico por debajo de rocas vulcanóge-



FIG. 4. Posición de la falla cubana axial, modificada de Bush y Shervakova (1986). Las modificaciones consisten en prolongarla por el E en la falla Baconao (Nagy, 1983), y hacia el NW en la falla La Habana (Albear e Iturralde-Vinent, 1985). El trazo original se muestra en líneas interrumpidas. Leyenda: 1. Afloramientos del margen continental de Las Bahamas; 2. Afloramientos del microcontinente meridional; 3. Pozos profundos que cortan mantos tectónicos de ofiolitas y rocas del arco volcánico cretácico sobre el margen continental de Las Bahamas.

no-sedimentarias del Cretácico, y probablemente se manifiesta como ventanas tectónicas localmente bajo el manto alóctono vulcanógeno-sedimentario (Pszczolkowski y Albear, 1982). Por el Sur las ofiolitas yacen sobre la faja tectónica de Felicidades (Fig. 2) que a su vez yace tectónicamente sobre las unidades tectónicas de la Sierra del Rosario, separadas por un nivel de olistostroma.

En varios aspectos el macizo de Cajálbana se diferencia del cinturón Mariel-Holguín, lo que puede sintetizarse de la manera siguiente:

cinturón Mariel-Holguín

- los cuerpos buzanan al S y SW
- los cuerpos yacen sobre el margen continental de Las Bahamas, situado al NE
- los cuerpos yacen por el S y SW bajo rocas vulcano-plutónicas del Cretácico.

macizo de Cajálbana

- el cuerpo buza al N
- el cuerpo yace sobre la unidad tectónica de Guaniguanico, situado al S
- el cuerpo yace por el N bajo las rocas vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico.

Si se toman en cuenta estos hechos, tal como se observan en la Fig. 2, es eviden-

te que las ofiolitas de Cajálbana ocupan una posición simétrica con respecto a las del cinturón Mariel-Holguín; pero con sus parámetros invertidos. Por lo tanto, hay que decir que la continuidad entre ambos tipos de cuerpos por el rumbo es una apariencia externa, superficial, que no se corresponde con la geometría interna.

A partir de estas observaciones varios geólogos han llegado a la conclusión de que las ofiolitas de Cajálbana son alóctonas y que sus raíces, como las del cinturón septentrional, deben estar situadas al menos al S del bloque de Guaniguanico (Somín y Milán, 1981; Pszczolkowski y Albear, 1982; etc.). No obstante lo racional de esta conclusión, se le puede oponer otra opción: que las raíces de las ofiolitas de Cajálbana estén situadas esencialmente al N de los cuerpos, y se correspondan con la sutura tectónica que separa el bloque siálico Guaniguanico del margen continental de Las Bahamas (Fig. 5), detectada por el método "Tierra" (Zemliá). Esta dualidad de posibles posiciones para las raíces de las ofiolitas de Cajálbana tiene consecuen-

² En realidad el primero que expuso esta opinión fue Charles W. Hatten en un trabajo inédito de 1957 sobre la geología de la Sierra de los Órganos.

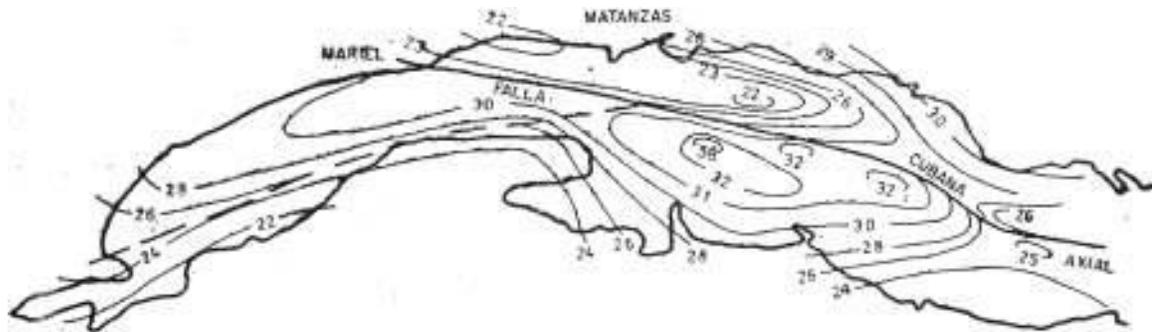


FIG. 5. Mapa de isocintas de la profundidad de yacencia de la superficie de Mohorovicic, según los datos del método Tierra (Zemliá), tomado de un informe inédito de Bobenko y Shervakova (1980).

cias importantes, pues determinan la dirección del corrimiento de estas rocas hacia el N o hacia el S.

Según los datos de Furrázola y otros (1964), Pszczolkowski (1982), Zelepuguin y otros (1982), Fonseca y otros (1984), el cuerpo principal de las ofiolitas de Cajálbana incluye los dos complejos del FM. También están presentes los diques de diabasas, indicando el desarrollo de DO.

Justo al S de los principales afloramientos de FM en Cajálbana se encuentra la faja tectónica Felicidades, cuyas características merecen una atención especial (Fig. 2). Fonseca y otros (1984) y Zelepuguin y otros (1982), han descrito en esta franja rocas propias del complejo efusivo-sedimentario de los DO, designándoles como Formación Encrucijada. Esta consiste de basaltos afíricos masivos o con estructura de almohadilla, e hialoclastitas, los cuales forman potentes paquetes que se intercalan con horizontes métricos de pizarras calcáreo-carbonosas, aleurolitas, calizas de granos finos y biomicríticas y calcedonitas radioláricas negras. En estas rocas hay radiolarios, *Hedbergella* sp., *Ticinella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Schackoïna* sp., Heterohelícidos, y *Nannoconus* s.l. del Aptiano-Albiano. Los basaltos son toleíticos sódicos, con $\text{SiO}_2 = 47,8\%$ y $\text{TiO}_2 = 1,1\%$ como promedio. Su espesor es de varios cientos de metros. Por encima yace la Formación Quiñones del Cenomaniano-Turoniano, constituida por paquetes de calcedonitas radioláricas rojas, aleurolitas, tufitas y cuerpos concordantes de porfiritas basálticas. Su espesor es de unos 650 m.

La secuencia de la faja Felicidades tiene un análogo en Matanzas, donde entre las ofiolitas del cinturón septentrional hay inclusiones tectónicas cuyos afloramientos no superan el kilómetro cuadrado de su-

perficie, que se han denominado Formación Margot. Según los datos de Fonseca y otros (1987) y las observaciones del autor, se trata de una secuencia de basaltos afíricos toleíticos masivos o con estructura de almohadillas, hialoclastitas, e intercalaciones de calizas micríticas a biomicríticas, esquistos calcáreo-carbonosos y calcedonitas radioláricas negras. En los basaltos el contenido promedio de $\text{SiO}_2 = 47,6\%$ y de $\text{TiO}_2 = 1,6\%$. Su edad es Aptiano-Albiano pues contienen *Ticinella* sp., *Hedbergella* sp., y más arriba *Ticinella roberti*, *Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora cushmani*, *R. reicheli*. Esta sección, de unos 30 m de espesor mínimo, se cubre por una sucesión de tufitas litoclásticas, tobas cristaloclásticas, calcedonitas radioláricas, calizas micríticas, pizarras calcáreo-carbonosas y cuerpos concordantes de basaltos porfíricos. La edad de esta sección, con un espesor mínimo de 30 m, es Cenomaniano, pues contiene *Schackoïna cenomana*, *Heterohelix simplex*, *H. planispira*, *Ticinella roberti*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Globigerinelloides* sp., etc. Es evidente que el espesor de esta secuencia está reducido por causas tectónicas.

La secuencia estratigráfica de la faja Felicidades y de la Formación Margot tienen claras afinidades con los DO, sobre todo en su sección inferior (Fonseca y otros, 1984, 1987). Sin embargo, al mismo tiempo las intercalaciones de rocas sedimentarias son también afines a algunas litologías del margen continental de Las Bahamas —secuencia de Placetas— y del bloque siálico Guaniguanico —secuencias de Sierra del Rosario, Esperanza y Quiñones—. Estos hechos sirven de apoyo y confirmación al criterio de que las ofiolitas situadas a lo largo de la mitad septentrional de Cuba constituyen el substrato de un antiguo mar marginal, que coexistió durante una parte

del Cretácico con el arco de islas volcánicas de edad Aptiano-Campaniano (Iturralde-Vinent, 1986). Este mar marginal pudo estar situado justo en contacto con el paleotalud meridional de Las Bahamas y el bloque Guaniguanico; de aquí la semejanza entre las litologías de ambos dominios. Estas semejanzas litológicas se reafirman si se toma en consideración que en la secuencia de Placetas existen basaltos de carácter toleítico, así como en las secuencias de Sierra del Rosario (Pszczolkowski y Albear, 1983; Iturralde-Vinent y Marí, 1988).

La posición tectónica, composición y origen de las ofiolitas de Cajálbana permite considerarlas de tipo tethysianas según la clasificación de Moores (1982).

Los *cuerpos entre anfibolitas* están representados por escamas lentiformes incluidas entre los complejos de anfibolitas que Somin y Millán (1981) han denominado Mabujina y Güira de Jauco. Las anfibolitas Mabujina se disponen alrededor del bloque siálico Escambray, y según Boyanov y otros (1975) contienen cuerpos de ultramafitas de 5-5,5 km de longitud por 2,5 km de anchura máxima, o más pequeños, con una orientación NW. Todos están muy fracturados y contienen xenolitos de anfibolitas, esquistos anfibolíticos, neiss, migmatitas, granitos y pegmatitas. Las ultramafitas están representadas por variedades totalmente serpentinizadas y por werhilitas algo anfibolizadas. En la región al W del bloque siálico Asunción yacen las anfibolitas Güira de Jauco, entre las cuales hay cuerpos alargados de serpentinitas y brechas de serpentinitas y anfibolitas. Estas serpentinitas son apoharzburgíticas, están intensamente trituradas, y forman cuerpos alargados cuya anchura varía entre 200 y 500 m, con rumbo N.

La naturaleza de las anfibolitas mencionadas es un tema bastante discutido sin

que haya un acuerdo al respecto (Boyanov y otros, 1975; Somin y Millán, 1981; Millán y Somin, 1985a, 1985b; Mossakovski y otros, 1986). Sin embargo, tomando en cuenta que se trata de rocas de origen magmático y sedimentario que yacen en la base de la secuencia vulcanógeno-sedimentaria del Cretácico, se puede adoptar de manera provisional el criterio de que se trata de la sección inferior metamorfizada del arco volcánico Cretácico (Somin y Millán, 1981, etc.). En este caso los cuerpos de ultramafitas serpentinizadas podrían tratarse de fragmentos del *FM* incorporados tectónicamente al substrato del arco volcánico.

No hay datos sobre la edad de estas ofiolitas, pero el hecho de que estén incluidas tectónicamente entre rocas metamórficas no es un criterio para considerarlas del Precámbrico? (Linares y otros, 1985). Una hipótesis aceptable puede ser adoptar para ellas la misma edad que sus equivalentes litológicos en las ofiolitas del cinturón Mariel-Holguín y del macizo Mayarí-Baracoa, es decir, Triásico tardío a Cretácico Temprano.

Los *cuerpos en los bloques siálicos* se encuentran tanto en Guaniguanico como en el Escambray (Fig. 2). Se caracterizan por estar dispuestos en los planos de fallas entre los mantos tectónicos propios de los bloques siálicos. En Guaniguanico se encuentran como bloques en los olistostromas, pero sobre todo como escamas intensamente cizalladas. Son cuerpos alargados que tienen hasta 15 km de largo por 1-2 km de ancho. Constituyen fragmentos del *FM*, pues están compuestos por serpentinitas y en menor grado por gabros y anfibolitas. En Isla de la Juventud, Millán (1975) describe un pequeño cuerpo de serpentinitas antigoríticas en La Fe. En el Escambray, Millán y Somin (1981) mencionan cuerpos de carácter básico y ultrabá-

sico que aparecen "diseminados" por toda la región.

Son lentiformes, con una longitud desde unos metros hasta 4 km en los afloramientos. Están constituidos por harzburgitas serpentinizadas o antigorititas densas, cortadas por gabropegmatitas. En ocasiones se encuentran diabasas. Todas ellas están distintamente metamorizadas con el mismo grado que las rocas encajantes. Tanto en Isla de la Juventud como en el Escambray las ofiolitas están relacionadas con secuencia metaterrígeno-carbonatadas del Mesozoico, en tanto que en Guaniguanico los mantos tectónicos se componen de rocas terrígenas y carbonatadas del Triásico tardío (?) al Eoceno temprano³.

Estas ofiolitas se han interpretado como intrusiones cretácicas (Furrazola *et al.*, 1964) o más antiguas (Linares y otros, 1985). Mossakovski *et al.* (1986) emitieron el criterio de que las serpentinitas pudieran tener un protolito sedimentario, pero tal punto de vista no está fundamentado en datos concretos. De momento todo parece indicar —posición tectónica y características petrográficas— que se trata de cuerpos incluidos en antiguas superficies de sobrecorrimiento.

Las ofiolitas en los bloques siálicos y entre anfibolitas tienen en común su morfología de escamas pequeñas, y el carácter incompleto de sus representantes donde apenas hay fragmentos del *FM* y escasas manifestaciones de los *DO*. En estos aspectos se distinguen de las situadas a lo largo de la mitad septentrional de la Isla, lo que sugiere que se emplazaron mediante diferentes mecanismos tectónicos. Es probable que en el caso de Guaniguanico, Isla de la Juventud y Escambray el emplazamiento de estos cuerpos ofiolíticos esté vinculado a una zona de subducción situada al *N* de estos macizos —que formaban

parte de un microcontinente— inclinada al *NNE*, como han propuesto Mattson (1979) e Iturralde-Vinent (1981, 1986). Las particularidades de estas ofiolitas les acercan a las que Moores (1982) ha denominado cordilleranas, que se disponen en el margen acresional occidental de la América del Norte. Este autor las interpreta como fragmentos de cuencas interarco o cuencas frontales de arco, hipótesis que no se contrapone a la situación concreta de estas rocas en Cuba.

Al evaluar de conjunto las ofiolitas de Cuba, se puede llegar a la conclusión de que no hay criterios suficientemente sólidos como para considerar que existan varias asociaciones de distintas edades. Los hechos conocidos más bien conducen a pensar que hay un *FM* común que aflora distintamente en los variados ambientes tectónicos mencionados, y *DO* más o menos desarrollados en dependencia de las condiciones concretas de desarrollo de la litosfera oceánica.

Abundando en este criterio se pudiera adoptar la hipótesis de que las ofiolitas cubanas se formaron como resultado de la fracturación y dispersión de Pangea entre los límites del área mediterráneo-americana, y que en consecuencia, constituyen fragmentos relícticos de la litosfera oceánica del protocaribe —prolongación americana del Tethys (Iturralde-Vinent, 1981, en prensa). Al llegar a este punto surge entonces la cuestión básica: ¿Dónde estaba situada la sutura de Pangea en Cuba? Al respecto

³La posibilidad de que las rocas de la Formación San Cayetano, se extiendan desde el Triásico tardío hasta el Jurásico Oxfordiano temprano, fue sugerida recientemente por A. Areces (com. pers., 1988), pues encontró esporoformos de probable edad Triásico los cuales deben ser objeto de estudios más detallados en el futuro.

se han pronunciado concretamente Mattson (1979) e Iturralde-Vinent (1981) quienes colocaron dicha sutura entre el margen continental de Las Bahamas y el microcontinente meridional— Guaniguanico, Isla de la Juventud, Escambray. Una posición alternativa de esta sutura se deriva de los trabajos de Shaposhnikova (1974), Somin (1977), y otros, quienes consideran que todas las masas continentales de Cuba están entre sí vinculadas formando un basamento cristalino que se prolonga hasta la plataforma insular meridional. Por lo tanto, la sutura de Pangea, de acuerdo a este modelo tectónico, debería estar situada aproximadamente en el contacto entre el archipiélago cubano y el mar Caribe.

Independientemente de la posición de esta sutura, la naturaleza riftogénica de las ofiolitas cubanas puede someterse a evaluación. Ante todo hay que señalar la ausencia de datos concretos a favor de su origen intrusivo, pues esto ya fue demostrado por Ducloz y Vuagnat (1962), Knipper y Cabrera (1974) y por muchos otros autores. El origen del *FM* se puede vincular a los procesos que ocurren en el manto durante la riftogénesis. Tales procesos provocan la diferenciación fraccionada del fundido ultramáfico, la cristalización de estos materiales, e incluso la serpentización inicial del conjunto. Esto tiene lugar durante el proceso de adelgazamiento de las cortezas continentales, pero antes de su separación, pues de lo contrario afloraría a la superficie el manto incandescente provocando eventos catastróficos. Dichos eventos no tienen lugar debido a que al alcanzar el fondo marino, el manto se ha transformado hasta alcanzar el equilibrio físico-químico con la superficie, y se ha originado el *FM*. Incluso, cuando el *FM* alcanza el fondo oceánico ya ha sufrido importantes deformaciones, a cuenta de su elevación dia-

pírica desde la profundidad, y a su dislocación en láminas subhorizontales de varios kilómetros de espesor que se desplazan lateralmente unas sobre otras a manera de potentes mantos de corrimiento. Peive (1969, 1980) ha denominado *litoestratos* a estas láminas tectónicas, y señala que los límites entre ellos pueden coincidir con superficies sismotectónicas. Al desplazarse lateralmente estos litoestratos, nuevas porciones del *FM* van quedando expuestas en los fondos oceánicos. El despegue de estos mantos tectónicos (Peive, 1980) lo vincula a la pérdida de densidad y viscosidad de las rocas a consecuencia de su cristalización y serpentización. La existencia de estos procesos de corrimiento se fundamenta con los estudios estructurales realizados por un grupo de la Universidad de Nantes, Francia, que revelan la presencia de superficies subhorizontales de flujo y deformación en las ofiolitas (*vide* Coleman, 1984a).

Otras pruebas las aportan los trabajos de dragado en las paredes de la falla Heezen, en el fondo del Pacífico occidental, donde se recuperó, según Pushcharovski (1980):

- de 5 640 a 5 040 m: esquistos epidoto-anfibólicos apotufogénicos
- de 4 050 a 3 900 m: peridotitas, apoharzburgitas, lherzolitas y granulitas
- de 3 600 a 2 300 m: gabroides
- de 1 000 a 662 m: doleritas y basaltos con calizas.

En este perfil de las ofiolitas llama la atención la existencia de rocas metasedimentarias en la base, así como granulitas en un nivel intermedio. La presencia de estas rocas metamórficas puede coincidir con superficies de corrimiento entre litoestratos.

En Cuba se han reportado numerosas inclusiones de metamorfitas de alta presión entre las ofiolitas (Somin y Millán, 1981). Estas inclusiones aún no están suficientemente explicadas, aunque Millán y Somin (1985b) consideran que son el resultado de la subducción de las ofiolitas de la mitad septentrional de Cuba. La hipótesis de los litoestratos de Peive (op. cit.) abre una alternativa de explicación al origen de estas inclusiones: ellas pueden haberse originado en las superficies de contacto entre litoestratos, y posteriormente deslocarse dentro del melange ofiolítico durante su ascensión a la superficie terrestre.

Es sabido que los depósitos oceánicos se disponen discordantes sobre el *FM*, pues los primeros son formaciones superficiales en tanto que los segundos son de origen profundo (Glennie y otros, 1973). Según las investigaciones petrológicas de Perfilov y Kheraskov (1980), los diques de diabasas cristalizan a profundidades que varían entre cientos de metros y 1,5 km, bajo condiciones de distensión, a partir de cámaras magmáticas situadas en el *FM* a relativamente poca profundidad. En Cuba, como en otras partes del mundo, se ha observado que los diques de diabasas no atraviesan todo el espesor del *FM*, sino que son más comunes en su tercio superior (Iturralde-Vinent, Hartwich y otros, 1986; también Fig. 3). Esto es consistente con los resultados de Perfilov y Kheraskov, quienes, siguiendo a Peive (1969) señalan, con bastante lógica, que las cámaras magmáticas generadoras de estos diques se disponen a lo largo de las superficies de desplazamiento

lateral entre litoestratos del *FM*. Así también se explican las semejanzas petroquímicas entre las rocas del *FM* y las de los *DO* (Fig. 1).

La edad de los *DO* puede adoptarse como indicación de la antigüedad de formación y emplazamiento superficial del *FM*. Sin embargo, como el *FM* se origina constantemente durante la riftogénesis, la edad de los *DO* sólo puede datar la antigüedad del *FM* subyacente. Según este criterio el *FM* en cuestión se emplazó a la superficie antes del Aptiano, probablemente antes del Tithoniano. Dicho en otras palabras, desde el Tithoniano (?), o con toda seguridad desde el Aptiano, ya existía una cuenca oceánica entre los límites del Tethys americano. Esta cuenca se diferenció en por lo menos dos elementos paleogeográficos distintos: un archipiélago de islas volcánicas con sus distintas estructuras características, y un mar marginal que contactaba con la plataforma de Las Bahamas. La edad del arco volcánico se ha definido como Aptiano a Campaniano temprano mediante datos paleontológicos, pero pudiera ser algo más antiguo (Meyerhoff y Hatten, 1968; Furrázola y otros, 1964; etc.), en tanto que la edad del mar marginal puede determinarse como Aptiano a Cenomaniaco-Turoniano según los datos ya apuntados, pero pudiera corresponder a un diapazón mayor. En definitiva, los hechos concretos relativos a la geología de las ofiolitas de Cuba apoyan su naturaleza riftogénica y su pertenencia a la cuenca oceánica tethysiano-americana.

RECONOCIMIENTOS

El autor está agradecido a G. Millán (IGP), E. Fonseca (IGP) y a H. U. Thieke (Ins. Geol., Berlín) por las valiosas críticas y

sugerencias a la versión original de este trabajo.

REFERENCIAS

- Adamovich, A., y V. Chejovich (1969): Principales características de la geología y de los minerales útiles de la región nordeste de la provincia de Oriente. *Rev. Tecnol.*, 2(1):14-20.
- Albear, J. F. de, y M. Iturralde-Vinent (1985): Posición tectónica del complejo gabro-peridotítico de las provincias de La Habana, En *Contribución a la geología de las provincias de La Habana y Ciudad de la Habana*, Editorial Científico Técnica, La Habana, pp. 87-93.
- Ando, J., y M. Kozak (1987): La serie ofiolítica de Holguín (Cuba) y su papel en el desarrollo estructural del Cretácico-Paleógeno. *Acta no. 2. Fac. Ciencias de la Tierra*, U.A.N.L., Linares, México, pp. 271-274.
- Auboin, J., R. Blanchet, J. F. Stephan, y M. Tardy (1977): Téthys (Mésogée) et Atlantique: données de la géologie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 285(D): 1025-1027.
- Belousov, V. V. (1982): Programa de estudio de la corteza profunda de la Unión Soviética [en ruso]. *Priroda*, 1:3-13.
- Bobenko, V., B. Sherbakova, G. Hernández (1980): Nuevos datos sobre la estructura profunda de Cuba oriental [en ruso]. *Sovietskaya geologia*, 9:101-109.
- Boyanov, I., G. Goranov, y R. Cabrera (1975): Nuevos datos sobre la geología de los complejos de anfibolitas y granitoides en la parte sur de Las Villas. *Serie Geológica*, 19:1-14.
- Buguelsky, Y., O. Vázquez, I. Grigorieva, y otros (1985): *Yacimientos de minerales metálicos de Cuba*. Edit. Nauka, 246 pp.
- Bush, W. A., e I. Sherbakova (1986): Nuevos datos sobre la tectónica profunda de Cuba [en ruso]. *Geotectónica*, 3:24-43.
- Cobiella, J. (1978): Una melange en Cuba oriental. En *La minería en Cuba*, 14:46-51.
- Coleman, R. G. (1977): *Ophiolites, Ancient oceanic lithosphere*. Springer Berlín-Nueva York, 229 pp.
- (1984a): The diversity of ophiolites: *Geol. Mijnbouw*, 63:141-150.
- Ducloz, C., y V. Vagnat (1962): Aproos de l'age des serpentinites de Cuba. *Arch. Sci. Soc. Pays. Hist. Nat.*, Geneve 15(2):309-332.
- Furrazola, G., C. M. Judoley, y otros (1964): *Geología de Cuba*. Edit. Univ., 259 pp.
- Fonseca, E. (1984): Géochimie de la asociación ofiolítica de provincia de Pinar del Río. En *Resúmenes X Jorn. Cient.*, IGP, ACC, p. 53.
- Fonseca, E., M. Zelepugin, y M. Heredia (1984): Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica de Cuba: *Rev. Cien. Tierra Espacio*, 9:31-46.
- Glennie, K. W., M. G. Boeuf, M. W. Hughes Clarke, M. Moody Stuart, W. F. Pilaar, y B. M. Reinhardt (1973): Late Cretaceous nappes in Oman mountains and their geologic evolution: *AAPG Bull.*, 57(1):5-27.
- 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.
- (1977): Estratigrafía del área Calabazas-Achotal (II). En *La Minería en Cuba*, 3(1): 32-40.
- (1981): Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. *Rev. Cien. Tierra Espacio*, 3:51-90.
- (1987): Reconstrucción palinspástica y paleogeografía y del Cretácico Inferior de Cuba oriental y territorios vecinos. *Minería y Geología*, 1:1-14.
- [en prensa]: "Composición y edad de los depósitos del fondo oceánico (complejo vulcanógeno-sedimentario) de las ofiolitas del Mesozoico de Cuba, en el ejemplo de Camagüey", *Rev. Tecnol.* 3, 1988.
- Iturralde-Vinent, M., y T. Marí (1984): Basaltos toleíticos del Tithoniano de la Sierra de Camaján (zona de Placetas), Camagüey. En *Resúmenes X Jornada Científica del IGP*.
- (1988): Toleititas del Tithoniano de la Sierra de Camaján. Probable datación de la corteza oceánica. *Rev. Tecnol.* no. 1.

- Iturralde-Vinent, M., R. Hartwich, y otros (1984): Ofiolitas de Camagüey, Cuba. En *Resúmenes 27 th I.G.C.*, vol. III, Sec. 06, 07, Moscú, p. 233.
- (1986): Ofiolitas de Camagüey, Cuba: Naturaleza, posición tectónica y sedimentos derivados. *Rev. Tecnológica*, ser. geológica, 2:29-32.
- Iturralde-Vinent, M., I. Haydoutov, y D. Tchounev (1982): Zonación tectónica del territorio de Ciego de Ávila-Camagüey-Las Tunas. Conferencia en la *IX Jornada Científica del IGP* [en prensa]: Academia de Ciencias de Bulgaria.
- Khudoley, K., y A. Meyerhoff (1971): Paleogeography and geolical history of Greater Antillas. *GSA Mem.* 129, 199 pp.
- Knipper, A., y R. Cabrera (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*, pp. 15-77.
- Kudelasek, V., M. Kudelaskova, V. Zamarsky, y P. Orel (1984): On the problem of Cuban ophiolites. *Krystalinkum*, 17:159-173.
- Kozary, M. (1968): Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba. *AAPG Bull.*, 52(12):2298-2317.
- Linares, R., P. Osadchiy, y otros (1985): *Mapa geológico de la República de Cuba*. Escala 1:500 000. M.I.B., 5 hojas.
- Mattson, R. (1979): Subduction, bouyant breaking, flipping, and strike slipe faulting in the northern Caribbean. *Journ. of Geology.*, 87:293-304.
- Mattson R., y E. Pessagno (1974): Tectonic significance of Late Jurassic-Early Cretaceous radiolarin chert from P. Ricam ophiolite. *GSA Abstract*, 6(7):p. 859.
- Meyerhoff, A. A., y C. Hatten (1968): Diapiric structures in central Cuba: *AAPG Mem.*, 8: 315-357.
- Millán, G. (1975): El complejo cristalino mesozoico de Isla de Pinos, su metamorfismo. *Serie Geológica* No. 23, 16 pp., ACC.
- (1981a): Geología del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud. *Rev. Cien. Tierra Espacio*, 3:3-22.
- Millán, G., y M. Somin (1981): *Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray*. Editorial Aacademia, 104 pp.
- (1987a): Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial: *Rep. Inv.* No. 2 del IGP, 74 pp.
- (1987b): *Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la coterza terrestre de Cuba*. IGP, La Habana, 83 pp.
- Moores, E. (1982): Origin and emplacement of ophiolites. *Rev Geophys. Space Phys.*, 20:735-760.
- Mossakovski, A., G. Nekrasov, y S. Sokolov (1986): Los complejos metamórficos y el problema del fundamento de la estructura alpina de Cuba central [en ruso]. *Geotectónica*, 3:5-24.
- Nagy, E. (1983): Ensayo de las zonas estructurfaciales de Cuba oriental. En *Contribución a la geología de Cuba oriental*, Inst. Geol y Paleont., ACC, 273 pp.
- Pardo, G. (1975): Geology of Cuba. En *The Ocean bassins and margins*, Plenum Press, 3:553-613.
- Peive, A. (1969): Oceanic crust in the past geological time [en ruso]. *Geotectónica*, 4:5-23.
- (1980): Deep seated faults: *Tectonic investigations of the Geological Institue of the A. Sc USSR* [en ruso] Edit. Nauka, pp. 95-122.
- (1981): Geology of the Mohorovicic discontinuity Problems of the Earth crust tectonics [en ruso]. Edit. Nauka, pp. 7-13.
- Perfilev, A., y N. Kheraskov (1980): Naturaleza geológica del complejo diabásico [en ruso]. En *Tectonic layering of the lithospere*, Edit, Nauka, Trans. No. 343, 216 pp.
- Pszczolkowski, A. (1978): Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography. En *Acta Geol. Polonica*, 28(1):1-96.
- (1981): El banco carbonatado jurásico de la Sierra de los Organos, Provincia de Pinar del Río; su desarrollo y situación paleotectónica: *Rev. Cien. Tierra Espacio*, 3:37-50.

- Iturralde-Vinent, M., R. Hartwich, y otros (1984): Ofiolitas de Camagüey, Cuba. En *Resúmenes 27 th I.G.C.*, vol. III, Sec. 06, 07, Moscú, p. 233.
- (1986): Ofiolitas de Camagüey, Cuba: Naturaleza, posición tectónica y sedimentos derivados. *Rev. Tecnológica*, ser. geológica, 2:29-32.
- Iturralde-Vinent, M., I. Haydoutov, y D. Tchounev (1982): Zonación tectónica del territorio de Ciego de Ávila-Camagüey-Las Tunas. Conferencia en la *IX Jornada Científica del IGP* [en prensa]: Academia de Ciencias de Bulgaria.
- Khudoley, K., y A. Meyerhoff (1971): Paleogeography and geolical history of Greater Antillas. *GSA Mem.* 129, 199 pp.
- Knipper, A., y R. Cabrera (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*, pp. 15-77.
- Kudelasek, V., M. Kudelaskova, V. Zamarsky, y P. Orel (1984): On the problem of Cuban ophiolites. *Krystalimkum*, 17:159-173.
- Kozary, M. (1968): Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba. *AAPG Bull.*, 52(12):2298-2317.
- Linares, R., P. Osadchiy, y otros (1985): *Mapa geológico de la República de Cuba*. Escala 1:500 000. M.I.B., 5 hojas.
- Mattson, R. (1979): Subduction, bouyant breaking, flipping, and strike slipe faulting in the northern Caribbean. *Journ. of Geology.*, 87:293-304.
- Mattson R., y E. Pessagno (1974): Tectonic significance of Late Jurassic-Early Cretaceous radiolarin chert from P. Ricam ophiolite. *GSA Abstract*, 6(7):p. 859.
- Meyerhoff, A. A., y C. Hatten (1968): Diapiric structures in central Cuba: *AAPG Mem.*, 8: 315-357.
- Millán, G. (1975): El complejo cristalino mesozoico de Isla de Pinos, su metamorfismo. *Serie Geológica* No. 23, 16 pp., ACC.
- (1981a): Geología del macizo metamórfico de la Isla de la Juventud. *Rev. Cien. Tierra Espacio*, 3:3-22.
- Millán, G., y M. Somin (1981): *Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray*. Editorial Academia, 104 pp.
- (1987a): Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial: *Rep. Inv.* No. 2 del IGP, 74 pp.
- (1987b): *Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la coterza terrestre de Cuba*. IGP, La Habana, 83 pp.
- Moore, E. (1982): Origin and emplacement of ophiolites. *Rev Geophys. Space Phys.*, 20:735-760.
- Mossakovski, A., G. Nekrasov, y S. Sokolov (1986): Los complejos metamórficos y el problema del fundamento de la estructura alpina de Cuba central [en ruso]. *Geotectónica*, 3:5-24.
- Nagy, E. (1983): Ensayo de las zonas estructurafaciales de Cuba oriental. En *Contribución a la geología de Cuba oriental*, Inst. Geol y Paleont., ACC, 273 pp.
- Pardo, G. (1975): Geology of Cuba. En *The Ocean bassins and margins*, Plenum Press, 3:553-613.
- Peive, A. (1969): Oceanic crust in the past geological time [en ruso]. *Geotectónica*, 4:5-23.
- (1980): Deep seated faults: *Tectonic investigations of the Geological Institue of the A. Sc USSR* [en ruso] Edit. Nauka, pp. 95-122.
- (1981): Geology of the Mohorovicic discontinuity Problems of the Earth crust tectonics [en ruso]. Edit. Nauka, pp. 7-13.
- Perfilev, A., y N. Kheraskov (1980): Naturaleza geológica del complejo diabásico [en ruso]. En *Tectonic layering of the lithospere*, Edit, Nauka, Trans. No. 343, 216 pp.
- Pszczolkowski, A. (1978): Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography. En *Acta Geol. Polonica*, 28(1):1-96.
- (1981): El banco carbonatado jurásico de la Sierra de los Organos, Provincia de Pinar del Río; su desarrollo y situación paleotectónica: *Rev. Cien. Tierra Espacio*, 3:37-50.

- Pszczolkowski, A., y J. F. Albear (1982): Subzona estructuro-facial de Bahía Honda, Pinar del Río; su tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno. *Rev. Cienc. Tierra Espacio*, 5:3-24.
- (1983): La secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la Sierra del Rosario, prov. Pinar del Río, Cuba. *Rev. Cien. Tierra Espacio*, 6:41-52.
- Pusharovski, Yu. (1980): Problems of oceanic tectonics [en ruso]. En *Tectonics in the investigations of the Geological Institute of the USSR*, Acad. Sc. Edit. Nauka, pp. 123-175.
- Shaposhnikova, K. (1974): Tectónica de Cuba central [en ruso]. *Geotectónica*, 1:29-43.
- Sheridan, R., y F. Gradstein (1981): Early history of the Atlantic ocean and gas hydrates in the Blake outer ridge. *Episodes*, 2:16-22.
- Somin, M. L. (1977): Los napes profundos y la zonalidad metamórfica "invertida" [en ruso]. En *Miefvuzovskii Naushni temalisheski Svarnik VI, Geologi Metamorheski Kompleksov*, pp. 79-84.
- Somin, M., y G. Millán (1981): *Geología de los complejos metamórficos de Cuba* [en ruso]. Edit. Nauka, 219 pp.
- Torres, M., y E. Fonseca (1987): Características geólogo-petroológicas del contacto entre la asociación ofiolítica y el arco de islas volcánicas en Moa-Baracoa. En *Resúmenes I Jornada Cient.-Téc.*, Filial Camagüey, SCG.
- Zamarski, V., y M. Kudelaskova (1984): Estudio petrográfico y petroquímico de las ofiolitas de Cuba. En *XXVII Congr. Geol. Intern.*, Moscú, preimpreso.
- Zelepuguin, V., E. Fonseca, y L. Díaz de Villavilla (1982): Asociaciones vulcanógenas de la provincia de Pinar del Río. En *Serie Geológica*, La Habana, C.I.G., 6:42-74.

Ciencias de la Tierra y del Espacio, 17, 1990

THE OPHIOLITES IN THE CUBAN GEOLOGICAL CONSTITUTION

Manuel A. ITURRALDE-VINENT

ABSTRACT. *In the geological constitution of Cuba there are remarkable important outcrops of ophiolite rocks, that have been subject of study already for more than 40 years. By its composition the ophiolites can be divided into the melanocratic basement (peridotite and cummularive complexes) and the oceanic deposits (diabase dikes and vulcano-sedimentary complexes).*

In Cuba are dominant the outcrops of the (?) Late Triassic to Cretaceous melanocratic basement, as the (?) Tithonian to Aptian-Albian oceanic deposits are much less developed.

The most important outcrops are placed along the northern half of the island, and belongs to the tethyan type of ophiolites, originated in relation with a zone of rift that latter evolved into a marginal sea. There are some others very dismembered bodies of ophiolites, located mostly along thrust planes between different metamorphic rocks. Its origin is subject of discussion.