

CHAPTER 2. CUBAN OPHIOLITES

(Capítulo 2. Ofiolitas de Cuba)

GEOLOGIA DE LAS OFIOLITAS DE CUBA

Manuel A. Iturralde-Vinent

Abstract

Cuban ophiolites can be distinguished in several types, according to tectonic position and composition: The ophiolites of the northern belt, the amphibolitic ophiolites, and the slices and olistoplates of ophiolites embedded within the metamorphic terranes of Guaniguanico and Escambray.

In Cuba, the ophiolites are represented by a complete section from gabbro-peridotites up to oceanic basalts and radiolarites. Sometimes the section is well preserved (Camagüey, Mayarí-Baracoa), but can also be strongly dislocated as tectonic slides mixed with volcanic arc rocks (Cajalbana, Habana-Matanzas, Santa Clara, Holguín). Also the ophiolites can be dismembered, mixed and metamorphosed in association with different rock complexes (Guaniguanico, Escambray, Mabujina, Guira de Jauco).

The ophiolites of the northern belt and those within the Guaniguanico terrane represent a complex of backarc-marginal sea-remnant arc crust. The age of the gabbro-peridotites is inferred as Jurassic-Early Cretaceous, while the overlying basalts and radiolarites are Hauterivian(?) to Campanian(?).

The metaophiolites of Mabujina, Guira de Jauco, and others, represent the crust under the Cretaceous island arc. The age of this crust is estimated as pre Aptian-Albian, Jurassic or older.

Resumen

En Cuba las ofiolitas presentan un perfil completo (gabro-peridotitas hasta basaltos y radiolaritas), a veces muy bien preservado (Camagüey, Mayarí-Baracoa), otras veces dislocado en escamas aisladas mezcladas con rocas del arco volcánico (Cajalbana, La Habana-Matanzas, Santa Clara, Holguín). También se les encuentra desmembradas, mezcladas e incluso metamorfozadas en asociación con otros complejos rocosos (Guaniguanico, Escambray, Guira de Jauco, Mabujina).

Entre estas ofiolitas se distinguen distintos tipos, según su posición tectónica y composición. Las ofiolitas del cinturón septentrional, las ofiolitas anfibolitizadas y las que están emplazadas entre mantos tectónicos en los terrenos metamórficos Guaniguanico y Escambray.

Las ofiolitas del cinturón septentrional y las que se encuentran intercaladas en el terreno Guaniguanico se pueden interpretar como propias de una cuenca de retroarco-mar marginal. Las gabro-peridotitas de esta cuenca se datan del Jurásico a Cretácico temprano, y las rocas efusivas y radiolaritas que los cubren del Hauteriviano(?) al Campaniano (?). Como parte de estas ofiolitas también se describen probables fragmentos de un hipotético arco primitivo en Cuba central.

Las ofiolitas anfibolitizadas (Complejos Mabujina, Guira de Jauco, Formación Yayabo, etc) se consideran como parte de la corteza

oceánica infrayacente del arco volcánico cretácico. La edad de esta corteza tiene que ser anterior a la del arco (pre Aptiano-Albiano), es decir, Jurásico o más antigua.

INTRODUCCION

Durante muchos años las ultramafitas y gabroides asociados a ellas, en Cuba se consideraron rocas intrusivas (Lewis 1932, Rutten 1940, Palmer 1945, Wassall 1956, Furrázola et al. 1964, etc.), criterio que reflejó el estado de los conocimientos en el mundo por aquella época. Sin embargo, este punto de vista ya clásico, aún es defendido por algunos autores (Buguelsky y otros 1985, Linares y otros 1985).

A partir de la década del sesenta, después de los trabajos de H.H. Hess (1962 y otros), A. Holmes (1965) y otros, así como impulsado por el estudio de los océanos y el renacimiento de las teorías sobre la deriva de los continentes, surgieron nuevos conceptos sobre las ultramafitas y gabroides.

En Cuba los trabajos de Ducloz y Vuagnat (1962) demostraron la ausencia de contactos intrusivos en las serpentinitas. Después se publicaron los reportes de Kozary (1968) y Knipper y Cabrera (1974), que defienden distintos mecanismos de emplazamiento frío de las ultramafitas, a partir del manto superior y la sección inferior de la corteza terrestre.

Un importante paso de avance en el estudio de estas rocas en Cuba significó el descubrimiento de las relaciones entre las ultramafitas y gabroides, que se gestó a partir de los trabajos de Wassall (1956), Meyerhoff y Hatten (1968), Pardo (1975) y otros. Ellos colocaron las serpentinitas, gabros y diabasas, como un todo, en la base de las rocas vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico y lo interpretaron como un corte característico de tipo "eugeosinclinal". Por entonces tuvo lugar la Conferencia Penrose (1972), donde se definió el concepto de ofiolitas de una manera semejante a la que se entiende actualmente.

En esta misma etapa se introduce en Cuba la interpretación de las ultramafitas, gabroides y diabasa como una asociación ofiolítica (Boiteau et al. 1972), aunque en el ejemplo concreto a que se referían estos autores, incluyeron rocas que no corresponden a las ofiolitas. A la concepción de las ofiolitas como una unidad paragenética se han unido posteriormente muchos geólogos (Knipper 1975, Iturralde-Vinent 1975, 1981, Somin y Millán 1981, Fonseca et al. 1988, etc.).

Una concepción más reciente sobre el origen de las ofiolitas fue desarrollada por Iturralde-Vinent (1989), quien las dividió en cinco tipos según su posición tectónica y discutió la génesis para estas rocas.

Como resultado se definieron ofiolitas propias del substrato del mar marginal (ofiolitas septentrionales), ofiolitas propias del substrato del arco volcánico cretácico (ofiolitas entre anfibolitas) y otras de origen no definido (ofiolitas entre bloques siálicos).

Algunos autores han designado como ofiolitas a las rocas magmáticas que se asocian a las secuencias sedimentarias de los márgenes continentales pasivos (Coleman 1984, Fonseca et al. 1990). Es cierto que estas rocas se asemejan a los efusivos de las ofiolitas, pero no incluyen representantes de los gabroides y ultramafitas. Como tal tendencia puede crear confusiones, en esta obra se estudian como un magmatismo propio de los márgenes continentales (Iturralde-Vinent 1988c, vea este capítulo).

Tomando como base las numerosas investigaciones realizadas desde los años cuarenta sobre las ofiolitas de Cuba, así como la experiencia personal del autor que ha estudiado estas rocas en sus principales afloramientos en el territorio cubano, aquí se discuten los problemas de la subdivisión de las ofiolitas, su clasificación desde el punto de vista estructural y la naturaleza, edad y posición estratigráfica de las toleitas oceánicas.

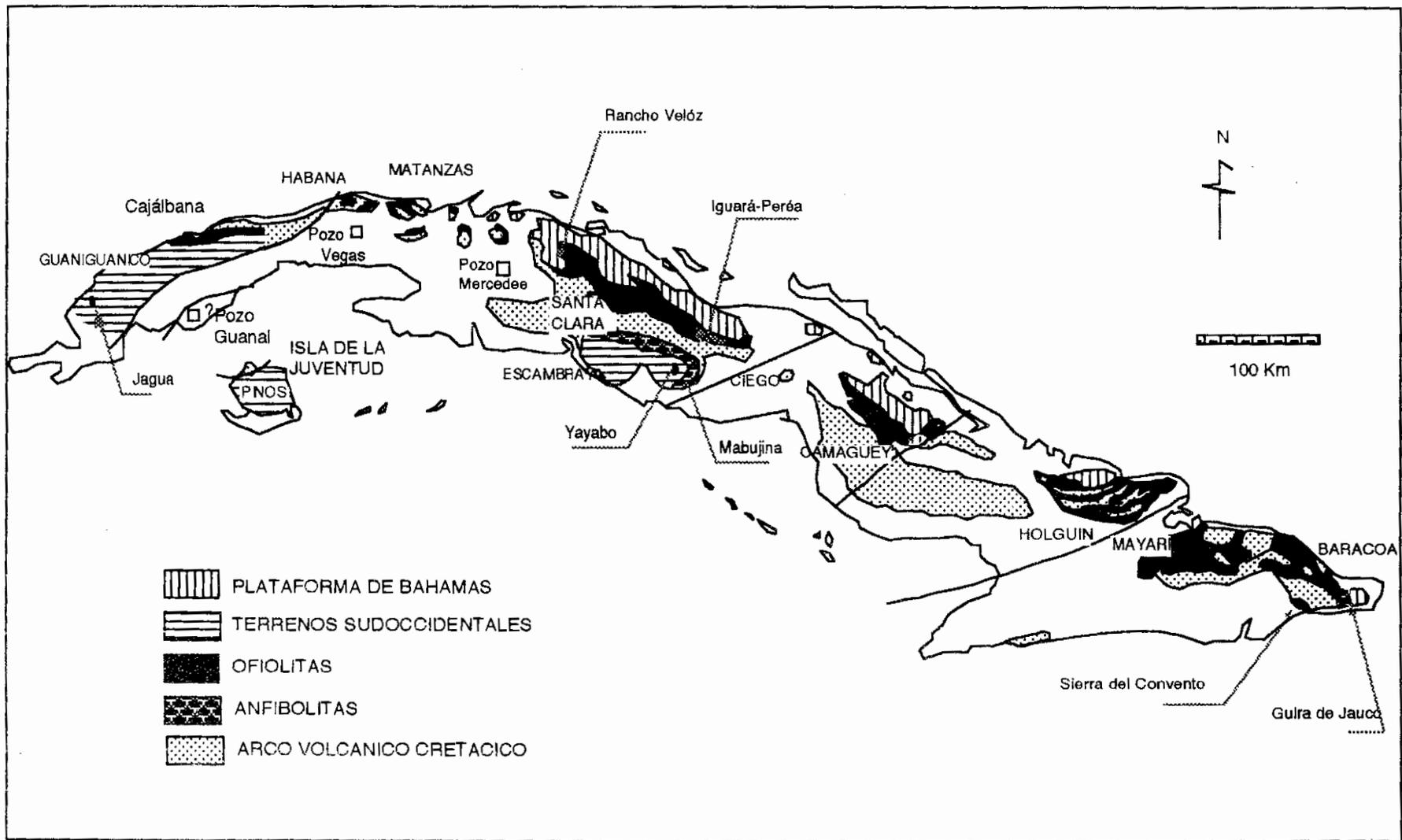
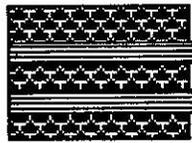


Figura 1. Distribución de los afloramientos de ofiolitas en Cuba y principales localidades mencionadas en el texto.

COMPLEJOS OCEANICOS



Basaltos, diabasas,
hialoclastitas, radiolaritas,
calizas, lutitas, tobas,
y tufitas.

Paquetes de diques
"sheeted dikes"

DISCORDANCIA

FUNDAMENTO MELANOCRATICO

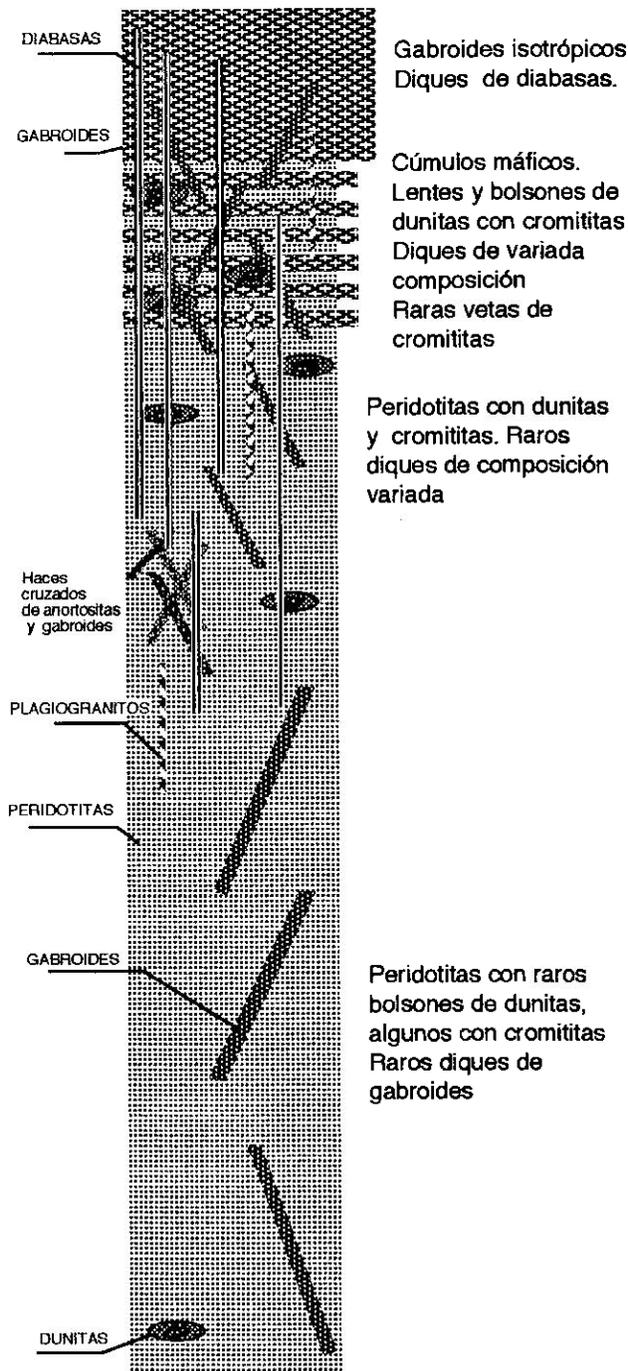


Figura 2. Columna idealizada de las ofiolitas septentrionales.

SUBDIVISION DE LAS OFIOLITAS

En sentido general las ofiolitas de Cuba no se diferencian de las descritas en los orógenos alpinos, aunque presentan, como es natural, algunas particularidades. En todo el territorio cubano aparecen variados afloramientos de ofiolitas, a veces con alteraciones metamórficas (Fig. 1). Entre estos afloramientos se pueden distinguir los representantes de las ofiolitas, pero no todos están igualmente desarrollados en las diferentes áreas.

Los miembros componentes de la asociación ofiolítica, según la propuesta de Peive (1969, 1980, 1981), pueden agruparse en dos unidades: el *fundamento melanocrático* y los *complejos oceánicos*. Sobre la base de estos conceptos entre las ofiolitas cubanas se pueden reconocer varias unidades (Fig. 2, Tabla 1).

Fundamento melanocrático (FM)

Esta constituido por los complejos peridotítico, transicional y cumulativo y se considera que representa un equivalente del basamento de los océanos y mares. En la composición de los fundamentos melanocráticos entran rocas estrechamente relacionadas, aunque entre ellas existen diferencias genéticas y petroquímicas. Al respecto, Zamarski y Kudelásková (1984), al evaluar la petroquímica de las ofiolitas de Cuba, afirman que se denota una diferenciación gradual entre las peridotitas metamórficas y los gabroides.

El hecho de que los complejos mencionados aparezcan siempre unidos en los afloramientos justifica el criterio de considerarlos como una gran unidad, al menos desde el punto de vista tectónico.

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) y Knipper y Cabrera (1974) las rocas del complejo peridotítico son muy antiguas en todo el planeta. Otros opinan que el FM se origina durante el proceso que se asocia a la apertura

Tabla 1. Constitución general de las ofiolitas cubanas

COMPLEJOS DEL FUNDAMENTO MELANOCRATICO	
Peridotítico (tectonitas)	Harzburgitas, en menor grado websteritas y lherzolitas, con bolsones aislados de dunitas, todas serpentinizadas. Raros diques de gabroides. Ocasionalmente cromititas.
Transicional	Harzburgitas, lherzolitas y websteritas con bolsones y bandas duníticas, todas serpentinizadas, a veces con cromititas. Gabroides como cuerpos y diques. En ocasiones haces de diques de plagioclasitas y gabroides. Diques aislados de plagiogranitos.
Cumulativo	Cúmulos máficos (gabros olivínicos, noritas, troctolitas y anortositas) y ultramáficos (lherzolitas, websteritas, harzburgitas y raras dunitas, todas serpentinizadas). Ocasionales cuerpos y venas cortantes de cromititas. Diques de gabroides, plagioclasitas y plagiogranitos. En la parte superior de la sección a menudo aparece un cuerpo potente de gabros isotrópicos.
COMPLEJOS OCEANICOS	
Diques de diabasas	Diques de diabasas, gabro-diabasas y doleritas, aislados o en haces poco densos, emplazados entre los complejos transicional y cumulativo, en menor grado en el complejo peridotítico. Raramente masas de diques paralelos entre basaltos.
Efusivo-sedimentario	Diabasas, basaltos afíricos, subafíricos y variolíticos, hialoclastitas, silicitas y radiolaritas, lutitas tufíticas, calizas, etc.

de una cuenca oceánica (thalasogénesis) y en consecuencia, tiene la edad de dicho proceso (Glennie et al. 1973). Estudios petrográficos y petrológicos de estas rocas en Cuba se pueden encontrar en Adamovich y Chejovich 1964, Andó y Kozák 1987, Andó, et al. 1989, Buguelski et al. 1985, Fonseca et al. 1984, 1990, Furrázola et al. 1964, Guild 1946, 1947, Heredia y Terepin 1984, Iturralde-Vinent, Hartwich et al. 1986, Nagy et al. 1983, Nekrasov et al. 1989, Segura Soto 1970, Thayer 1964 y otros. En este capítulo se incluye un trabajo de este tipo por J. Andó et al.

Las investigaciones geoquímicas sobre las rocas constituyentes del FM de las ofiolitas cubanas aun son insuficientes, pero algunos autores han realizado importantes contribuciones a esta cuestión, las cuales se sintetizan en los párrafos subsiguientes. Una limitación de estas investigaciones es que se basan en un predominio de muestras tomadas en el cinturón septentrional. Por lo tanto, en el futuro será necesario realizar nuevas investigaciones que abarquen por igual afloramientos de los distintos tipos de ofiolitas de Cuba.

Para estudiar la geoquímica de los minerales componentes de algunas ultramafitas (Ol-Opx-Cpx), Zamarsky y Kudelásková (1984) y Kudelásek et al. (1984), utilizaron harzburgitas del complejo peridotítico y lherzolitas del complejo cumulativo.

Establecieron que el olivino en las harzburgitas presenta valores de Fo= 92,7-93,9 mol. % y las lherzolitas menores, con Fo= 88,55-89,6 mol. %, como lo demuestra su más alto coeficiente Mg/Fe. El clinopiroxeno en las harzburgitas tiene valores de En= 91,0-92,35 mol. % y en las lherzolitas de En= 88,89-89,75 mol. %, así como una mayor razón Mg/Fe.

Un enriquecimiento del Mg a expensas del Fe se observó en el complejo peridotítico, en tanto que el Fe está más concentrado en las lherzolitas del complejo cumulativo. El NiO es más abundante en los minerales componentes de las peridotitas del complejo peridotítico (Ol-Opx-Cpx), que en las del complejo cumulativo, sobre todo en los piroxenos. Además, la relación MgO/MgO+FeO varía entre 0,82-0,85 en las peridotitas del complejo peridotítico y entre 0,71-0,84 en las del complejo cumulativo.

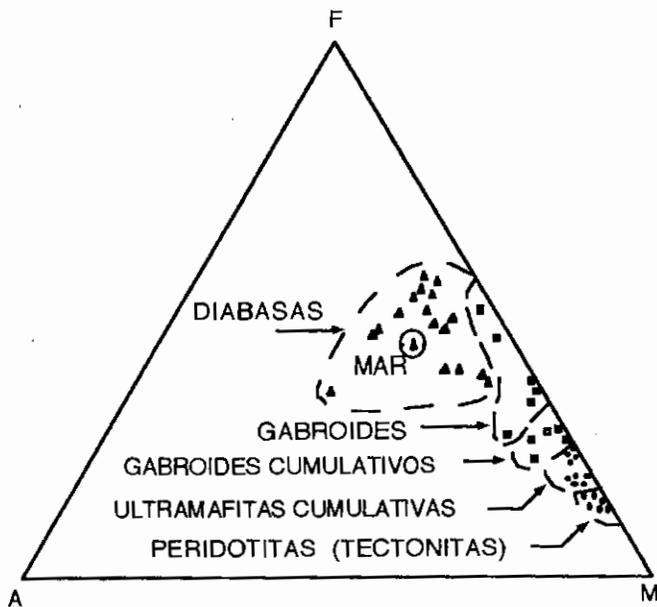


Figura 3. Diagrama AFM de las ofiolitas septentrionales. Modificado de Kudelásek et al. (1984).

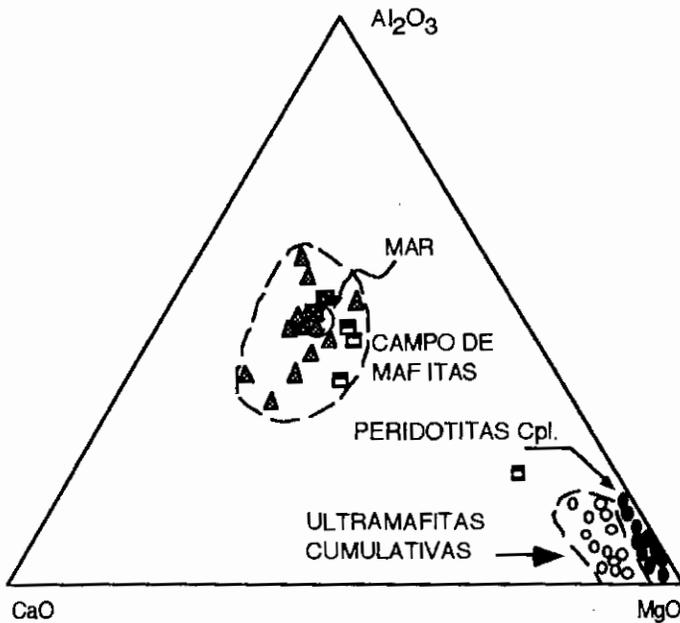


Figura 4. Diagrama CaO-Al₂O₃-MgO de las ofiolitas septentrionales. Modificado de Kudelásek et al. (1984).

El comportamiento de los elementos principales en roca total fue estudiado por Zamarsky y Kudelásková (1984), Kudelásek et al. (1962, 1984), Fonseca et al. (1984) y Andó et al. (1989).

Los diagramas AFM muestran claramente que se trata de una asociación ofiolítica típica

(Fig. 3), mientras que el gráfico CaO-MgO-Al₂O₃ denota las diferencias en el contenido de CaO, entre las ultramafitas de los complejos peridotítico y cumulativo de una parte, y entre el conjunto de dichas rocas con los gabroides y diabasas de otra (Fig. 4).

Según Fonseca et al. (1990) las ultramafitas cumulativas (Iherzolitas y wehrlitas) difieren de las tectonitas (dunitas y harzburgitas) en su mayor contenido de Ca y Fe y más bajas concentraciones de Ni. En los gabros cumulativos e isotrópicos el Ca, Fe y Al aumentan sus concentraciones.

Por los contenidos promedio de los metales (Fig. 5) se confirma la pertenencia de todas las rocas estudiadas a las ofiolitas y se observa claramente la diferenciación de sus complejos componentes.

Sólo las metabasitas (no incluidas en el gráfico) se alejan de tal tendencia, lo cual se explica por las transformaciones aloquímicas sufridas por la roca original, que dieron lugar a la modificación de la composición química original de estas rocas (Kudelásek et al 1989).

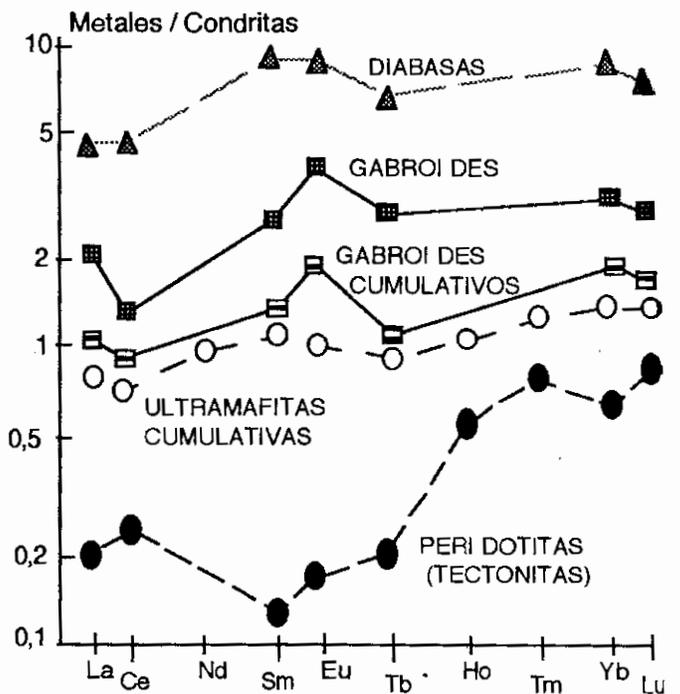


Figura 5. Diagrama de los contenidos normalizados de las tierras raras en los distintos complejos de las ofiolitas septentrionales. Modificado de Kudelásek et al. (1984).

Las peridotitas (dunitas y harzburgitas) y sus equivalentes serpentinizados exhiben una composición primitiva y relativamente uniforme en cuanto al contenido de metales principales. Esto fue confirmado por Fonseca et al. (1990) al estudiar las serpentinitas del cinturón septentrional (Fig. 6). Sin embargo, estos autores notaron que la faja de Cajálbana se diferencia marcadamente de esta tendencia por sus menores contenidos de Cr, Co y Zn, y mayores concentraciones de Sc, Ba y Sr, lo que relacionan con diferencias locales de la composición del manto.

Zamarsky y Kudelásková (1984) y Kudelásek et al. (1989) estudiaron los elementos minoritarios, principalmente en las ofiolitas del cinturón septentrional. El promedio de las muestras de las regiones occidental, central y oriental demuestra que no hay grandes diferencias entre ellas (Fig. 7). Pero se confirma el carácter más "primitivo" de las ultramafitas del complejo peridotítico en comparación con el cumulativo, pues las primeras tienen los mayores valores de Co y Ni y las segundas están enriquecidas en Sc, Ti y V.

En los gabroides del cinturón septentrional se destaca el comportamiento distinto de los contenidos de elementos minoritarios. El Ti y Sc aumentan su concentración respecto a las ultramafitas, disminuye el de V y se reducen considerablemente los valores de Cr, Co y Ni. Los gabros cumulativos y no cumulativos se distinguen por la mayor concentración de elementos litófilos en los no cumulativos (isotrópicos) y la reducción de los contenidos de Cr, Ni y Co.

Fonseca et al. (1990) consideran que los gabroides de Mayarí son los más primitivos, como aquellos que aparecen metamorizados en el complejo Mabujina. Según Kudelásek et al. (1989) los gabroides cubanos se asemejan a sus equivalentes en las crestas del Atlántico medio.

El diagrama de Serri (1981) para los gabros del cinturón septentrional ilustra como todas las muestras ploteadas por Fonseca et al. (1990) están comprendidas dentro de los valores propios de las ofiolitas (Fig. 8). En particular es interesante observar como se agrupan en tres clusters, dos con valores

relativamente altos y uno con contenidos moderados a bajos de titanio.

En ambos tipos de clusters participan muestras de las áreas de Holguín y Villa Clara y del macizo de Mayarí, pero las muestras de las áreas de Cajálbana y Camagüey se concentran en

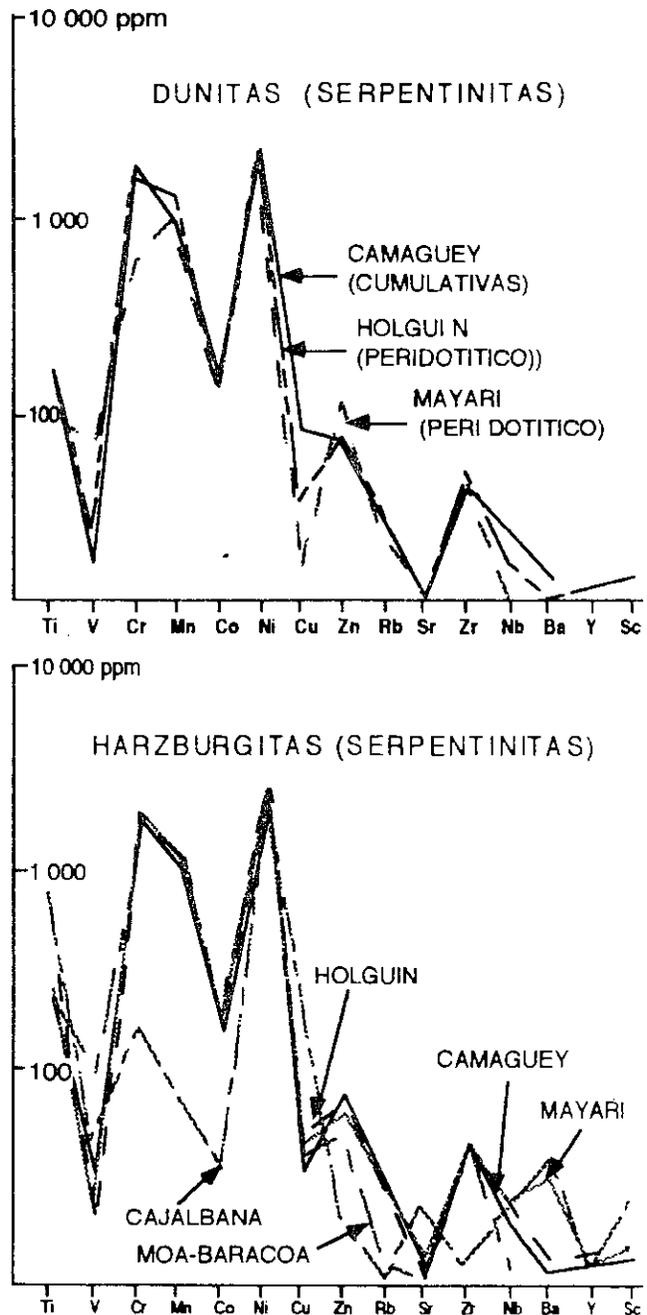


Figura 6. Valores medios de la concentración de los metales principales en las serpentinitas de diversas áreas (Fig. 1). Note como las de Cajálbana se distinguen de las restantes. Modificado de Fonseca et al. (1990).

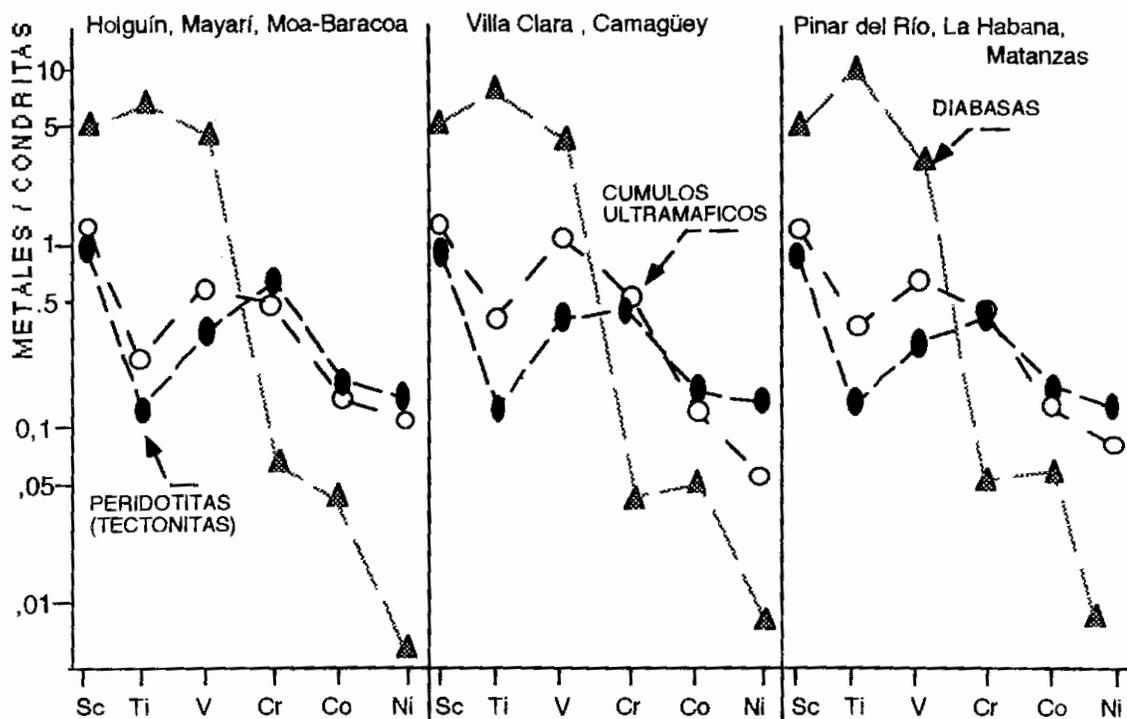
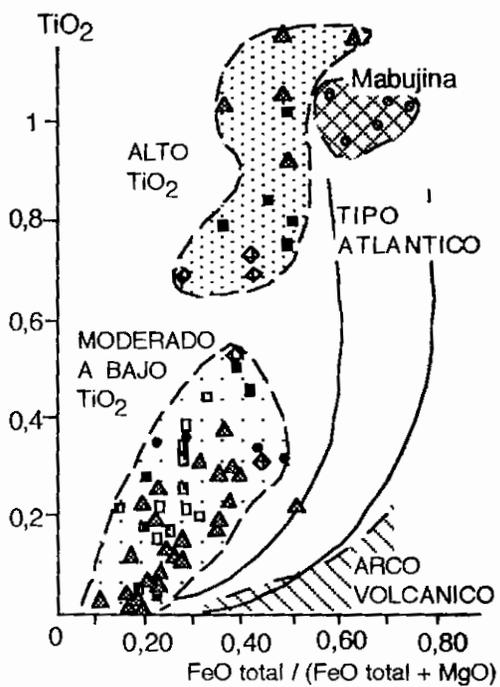


Figure 7. Valores medios de algunos metales normalizados a condritas en los complejos de las ofiolitas septentrionales. Modificado de Kudelásek et al. (1984).



- Jagua □ Cajalbana ◆ Villa Clara
- ⊙ Mabujina ▣ Camagüey ■ Holguín
- ▲ Mayarí

Fig. 8. Gabroides isotrópicos y cumulativos en el diagrama de Serri (1981). Modificado de Fonseca et al. (1990).

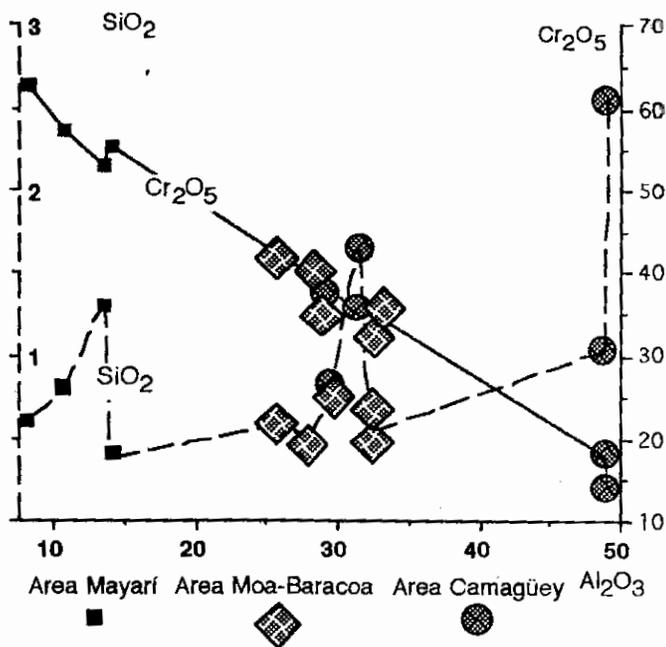


Figura 9. Relaciones entre los contenidos de SiO_2 , Al_2O_3 y Cr_2O_5 en espinelas cromíferas de minas de cromita en Camagüey y Cuba nororiental (Fig. 1). Observe la diferenciación de las menas en las diferentes áreas, quizás debido a las heterogeneidades del manto.

el cluster de contenidos bajo a moderado de titanio. En contraste, los metagabros de Mabujina se agrupan en un cluster muy diferenciado, en la zona de altos contenidos de titanio. Las peculiaridades anotadas pueden estar relacionadas con la diferenciación e inhomogeneidades propias del FM de las ofiolitas septentrionales.

Una de las características que resaltan de estos análisis de las ofiolitas cubanas es precisamente su inhomogeneidad geoquímica. Tal inhomogeneidad se ha sugerido que es un indicio de que se trata de distintas cortezas, o de diferentes partes de la misma corteza (Fonseca et al. 1984, 1990), pero lo cierto es que no hay datos suficientemente precisos como para llegar a tales conclusiones. La geoquímica de los elementos principales no es tan definitiva como para resolver este problema y está por probar que los elementos minoritarios, sobre la base del nivel de muestreo actual y la precisión de las determinaciones realizadas, pueda ayudar a resolver esta cuestión.

Otros indicios sobre la heterogeneidad composicional de las ofiolitas pudieran ser la concentración de cromitas. Por ejemplo, en el cinturón septentrional desde Cajalbana hasta Villa Clara (Fig. 1), apenas se conoce uno que otro pequeño filón de cromitas. No se conocen cuerpos en las ofiolitas que afloran en Mabujina, Güira de Jauco, Escambray o Guaniguanico. Las menas cromíferas se concentran en cientos de cuerpos en Camagüey. Hay pocos cuerpos en Holguín y de nuevo son abundantes en Mayarí y Moa-Baracoa. La composición química de estas menas presenta diferencias notables entre Camagüey, Mayarí y Baracoa, donde son relativamente abundantes (Fig. 9, Tabla 2⁽¹⁾; Guild 1946, 1947, Flint et al. 1947, Kenarev 1967, Tijomirov 1967, Semenov 1968, Kravchenko y Vazquez 1985, etc.). Este cuadro reafirma la cuestión de la inhomogeneidad primaria del FM de las ofiolitas cubanas. Sin embargo, tales inhomogeneidades composicionales no demuestran que se trate de distintas cortezas, pues no hay otra evidencia a favor de ello.

(1) Las tablas de datos se agrupan al final del texto.

Complejos oceánicos (CO)

Están constituidos por rocas efusivo-sedimentarias y diques de diabasas que representan las rocas propias de la sección superior de las litósferas oceánicas (Fig. 2). No siempre la existencia de un FM implica necesariamente el desarrollo de complejos oceánicos (CO), pues ello depende de la ulterior evolución de las cortezas oceánicas.

Cuando están representados los CO son discordantes con el FM, tanto los diques como los depósitos efusivo-sedimentarios, pues representan etapas completamente distintas del desarrollo de las litósferas oceánicas. Esto se refleja en las características litológicas y geoquímicas de las rocas que los componen. En el ejemplo de Cuba, tales diferencias son evidentes, como han demostrado los trabajos de Fonseca et al. (1984, 1990), Kudelásek et al. (1962, 1984, 1989), Andó et al. (1989).

Los CO son comunes en los afloramientos de las ofiolitas de Cuba, pero su volumen es relativamente reducido, al punto de que fueron pasados por alto durante muchos años, sobre todo el complejo efusivo-sedimentario. Por eso se compiló toda la información que estuvo disponible al autor sobre estas rocas, que por vez primera se describen sistemáticamente en esta obra. Estas rocas también aparecen metamorfizadas como parte de los complejos Yayabo, Mabujina y Güira de Jauco y como bloques en distintas localidades del cinturón septentrional (ver G. Millán en este capítulo).

Las rocas del complejo de diques de diabasas son poco comunes en Cuba. Algunos autores han mencionado su presencia, pero sin describirlas adecuadamente. El autor ha estudiado estos diques en dos regiones de Cuba. Una de estas localidades es la faja de Mayarí-Baracoa, cerca de Mayarí, donde los diques de diabasas tienen pocos centímetros de espesor y se encuentran en haces paralelos entre las ultramafitas, a distancias de 1 a 5 metros uno de otro, con una inclinación de unos 50-70 grados.

Otra localidad está situada en Camagüey, donde los diques de diabasas apenas alcanzan unas decenas de centímetros de espesor, por unos cientos de metros de largo y se encuentran entre ultramafitas y gabros, a distancias de

varias decenas de metros. En la zona de Minas, en la porción oriental del macizo de Camagüey, Eugenio Escobar (comunicación personal 1985) encontró una masa de diques paralelos de diabasas entre basaltos, con una verdadera configuración de *sheeted dikes*. El conjunto tiene una extensión de varios kilómetros cuadrados y forma un lente tectónico envuelto por serpentinitas deformadas. En otras regiones las diabasas aparecen como bloques aislados entre las ofiolitas deformadas, restos de antiguos diques ahora dislocados. Pushcharovski (1988) muestra otras zonas de Cuba (Iguará-Perea, NW del macizo de Mayarí) donde está presente el complejo de diques, pero no las describen.

Desde el punto de vista geoquímico los diques de diabasas no se diferencian básicamente de los basaltos del complejo efusivo-sedimentario, como han demostrado los trabajos de Zamarsky y Kudelásková (1984), Kudelásek et al. (1962, 1984, 1989) y Fonseca et al. (1990). Este hecho refuerza la opinión de que los diques sirven de fuente de alimentación a estas rocas efusivas y en consecuencia, deben tener en general la misma edad.

La Figura 10 ilustra como la gran mayoría de las muestras tomadas de los basaltos e hialoclastitas del cinturón septentrional desde

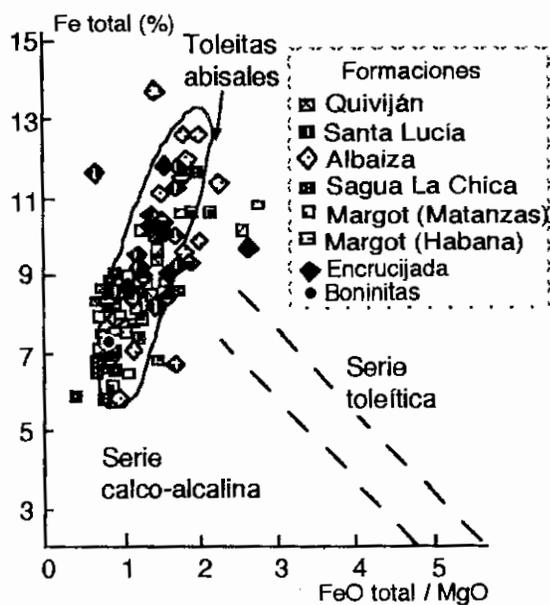


Fig. 10. Basaltos de las ofiolitas septentrionales en el diagrama de Miyashiro and Shido (1975). Modificado de Fonseca et al. (1990).

occidente hasta oriente se agrupan dentro del área de las toleitas abisales oceánicas, lo que es un fuerte indicio de su pertenencia a un mismo grupo genético. No obstante, las muestras se dispersan desde la serie calcoalcalina hasta la toleítica, pero es evidente que dichas diferencias no se ajustan a un patrón geográfico. En consecuencia, deben reflejar la diferenciación natural del magma toleítico. El complejo efusivo-sedimentario de las ofiolitas se ha reconocido en casi todas las regiones donde aflora el cinturón septentrional, en algunas áreas donde aflora la base (metamorfizada o no) del arco volcánico, y se ha cortado en algunos pozos para la exploración de hidrocarburos.

También están presentes en las ofiolitas que afloran en Guaniguanico, Escambray, Mabujina y Güira de Jauco (Fig. 1), donde estas rocas son más difíciles de localizar, ya que están muy transformadas por el metamorfismo y la tectónica.

A continuación se describen los principales representantes de los depósitos oceánicos en Cuba.

Faja Felicidades

El complejo efusivo-sedimentario de las ofiolitas en el occidente de Cuba aflora en la Faja Felicidades que es la más extensa exposición de este complejo en Cuba. Está estrechamente relacionada con las ofiolitas del macizo de Cajálbana (Fig. 1). Pardo (1975) ya había reconocido la presencia, en estrecha vinculación con las ofiolitas, de "...flujos volcánicos básicos, masivos, intemperizados y fuertemente triturados, silicitas, y pizarras y areniscas derivadas de volcanes: Están presentes ocasionalmente calizas impuras que permiten determinar paleontológicamente la parte media como Cenomaniano." Más tarde estas rocas fueron descritas como toleitas ofiolíticas por Fonseca y Zelepuguin (1981), Fonseca (1988) e Iturralde-Vinent (1989).

De esta región se definieron las formaciones Encrucijada y Quiñones, que representan una excelente sección de las rocas en cuestión, las cuales afloran también como escamas y lentes formando parte del melange ofiolítico de Cajálbana (Pushcharovsky et al. 1989).

La Formación Encrucijada (Zelepuguin, Fonseca y Díaz de Villalvilla, 1982) consiste de basaltos afíricos masivos 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 a biomicríticas y calcedonitas radioláricas negras. En estas rocas hay radiolarios,

Hedbergella sp.

Ticinella sp.

Globigerinelloides sp.

Schackoia sp.

Heterohelícidos y

Nannoconus sp.

del Aptiano-Albiano. Los basaltos son toleíticos sódicos, con $\text{SiO}_2=49,2\%$ y $\text{TiO}_2=1,1\%$ como promedio (Tabla 3). Su espesor es de varios cientos de metros, pero como está fracturada en varias escamas superpuestas, este valor no se puede precisar.

La Formación Quiñones (Zelepuguin et al. 1982) yace por encima de la Formación Encrucijada. Está constituida por paquetes de calcedonitas radioláricas rojas, aleurolitas, tufitas y hacia arriba con cuerpos concordantes de basaltos porfíricos. Se espesor, difícil de medir por los plegamientos, es menor de 650 m. Varias muestras de lutitas, silicitas y calizas de las Formaciones Encrucijada y Quiñones se compararon con sus equivalentes litológicos en la secuencia septentrional del Rosario, y se evidenció la gran similitud microfacial y fosilífera. Esto permite afirmar que se trataba de secuencias lateralmente relacionadas. Según Zelepuguin et al. (1982) es del Cenomaniano-Turoniano.

La Habana y Matanzas

En la Habana, las rocas efusivo-sedimentarias (CO) afloran en varias localidades y consisten de basaltos, diabasas y silicitas que subyacen a las tobas y tufitas de la Formación Chirino y están mezcladas con serpentinitas y gabros (Albear e Iturralde-Vinent 1985). Los datos geoquímicos demuestran su pertenencia a las ofiolitas (Fig. 10, Tabla 3, Fonseca et al. 1989, 1990). Un buen afloramiento se encuentra al este de Campo Florido, en un corte de ferrocarril de la zona de San Miguel, donde están en contacto tectónico con serpentinitas y gabros. Las

diabasas aquí parece que transicionan con los basaltos afíricos con estructura intersertal o variolítica. Forman coladas con almohadillas, entre las cuales se observan hialoclastitas. En general estas rocas se pueden referir a la Formación Margot que aflora mejor en Matanzas. De esta misma localidad Fonseca et al. (1989) reportan boninitas, constituidas por cristales de enstatita y diópsido, con estructuras tipo spinifex incluidas en vidrio fresco incoloro. Según sus características geoquímicas se acercan a las toleitas oceánicas (Tabla 3).

En Matanzas las basitas fueron incluidas por Albear e Iturralde-Vinent (1985) en la base de la Formación Chirino, pero anteriormente se habían distinguido como Formación Margot (Ducloz 1960). Esta formación aflora como un inmenso bloque entre serpentinitas brechosas en la mina Margot y otras localidades del Valle de Yumurí (Piotrowski y Myczynski 1986). Según los datos de Meyerhoff y Hatten (1957), Piotrowski y Myczynski (1986), Fonseca et al. (1987, 1989) y las observaciones del autor, se trata de una secuencia de unos 30 metros de espesor, de basaltos toleíticos afíricos hasta variolíticos, masivos o con almohadillas; hialoclastitas; e intercalaciones de calizas micríticas a bio-micríticas; esquistos calcáreo-carbonosos y calcedonitas radioláricas negras. Su edad es Aptiano-Albiano pues contiene

Ticinella sp.

Hedbergella sp.

y más arriba

Ticinella roberti,

Praeglobotruncana sp.

Rotalipora cushmani

R. reicheli.

Esta sección se cubre por una sucesión de tufitas litoclásticas, tobas cristaloclásticas, calcedonitas radioláricas, calizas micríticas, pizarras calcáreo-carbonosas y cuerpos concordantes de basaltos porfíricos con fenocristales de plagioclasa en matriz intersertal o hialopilitica, que transicionan a diabasas. La edad de esta parte del corte, con un espesor de unos 30 metros, es Cenomaniano, pues contiene

Schackoia cenomana

Heterohelix simplex

H. planispira

Ticinella roberti

Praeglobotruncana delrioensis
Globigerinelloides sp
radiolarios, etc.

Es evidente que el espesor de esta secuencia está reducido por causas tectónicas. Los basaltos mencionados pertenecen, según sus características geoquímicas, a la asociación ofiolítica y aquellos de la sección inferior se asemejan mucho a los de la Formación Encrucijada (Tabla 3; Fonseca et al. 1989).

En las localidades antes descritas no se observan las relaciones directas entre el complejo efusivo-sedimentario de las ofiolitas y las rocas del arco volcánico cretácico, aunque en el marco regional las ofiolitas a menudo infrayacen los mantos tectónicos constituidos por las vulcanitas cretácicas (Albear e Iturralde-Vinent 1985).

En los pozos Vega-1 y Mercedes-1, perforados en la llanura meridional de las provincias La Habana-Matanzas (Fig. 1), bajo las tobas y tufitas del arco volcánico cretácico, poco reelaboradas por procesos metamórficos, yacen metadiabasas espilitizadas masivas, sin equistosidad. Estas últimas pudieran interpretarse como parte del complejo vulcanógeno-sedimentario de las ofiolitas (Somin y Millán 1981, G. Millán, en este capítulo). La ausencia de alteraciones en las rocas suprayacentes del arco volcánico en ambos pozos, sugiere la existencia de una discordancia entre las metadiabasas y las piroclastitas.

Villa Clara

En el territorio de Cuba central (Fig. 1), Wassall (1956), Pardo (1966), y Meyerhoff y Hatten (1968) reconocieron la existencia de basaltos sobreyaciendo la asociación de serpentinitas y gabros bandeados. Pardo (1975) describe en mayor detalle la sección efusivo-sedimentaria de las ofiolitas en la faja de afloramientos que él denominó "Domingo belt". Dicho cinturón está constituido por los distintos elementos de la asociación ofiolítica, incluidos "...basaltos uralitizados intercalados con doleritas y tobas de cristales con abundantes amígdalas. Esta unidad muestra estructuras de flujo y considerable espilitización que sugiere un origen volcánico submarino. ...se cree que tenga bastante más de cien pies de espesor y está siempre cubierta

por las vulcanitas del cinturón Cabaiguán". En un extenso corte artificial realizado para el ferrocarril central, junto a la carretera entre Santa Clara y Placetas, se observan bien que los basaltos atraviezan a los gabroides bandeados. Hatten et al. (1958) distinguieron este conjunto con el nombre de "formación" Zurrupandilla, de la cual se distinguieron después los basaltos, diabasas, silicitas y tobas como la Formación Sagua la Chica, que se dató del Cretácico Inferior (Zelepuguin et al. 1985, Pushcharovsky et al. 1989). Desde el punto de vista geoquímico están claras las afinidades de estas rocas con las toleítas oceánicas (Tabla 3, Fig. 10, Fonseca et al. 1990).

Escambray

Entre las metamorfitas siálicas de este macizo se ha descrito una sección vulcanógeno-sedimentaria metamorfizada con el nombre de Formación Yayabo (Somin y Millán 1981). Se localiza en la porción noreste de la cúpula oriental del Escambray, donde forma enormes escamas (de 5 a 10 km de largo y hasta 1 km de ancho), imbricadas con serpentinitas, que se encuentran en posición tectónica entre las rocas metaterrígeno-carbonatadas mesozoicas. Según Somin y Millán (1981) y Millán (en este capítulo) se compone de anfibolitas (con hornblenda, plagioclasa ácida, mica blanca, clinzoisita y granate), con raras intercalaciones de metasilicitas moscovito-granatíferas. Se trata principalmente de representantes metamorfizados del complejo efusivo-sedimentario asociado con cuerpos de serpentinitas (Fig. 1; Somin y Millán 1981, Millán y Somin 1985a, b).

Camagüey

En el melange ofiolítico de Camagüey afloran una serie de bloques constituidos por rocas efusivas y sedimentarias, incluidos entre serpentinitas y gabroides brechosos, los cuales han sido reunidos en tres unidades litoestratigráficas, a saber: las silicitas Mate Prieto, las basitas Albaiza y los esquistos La Suncia (Iturralde-Vinent 1988a).

La Formación Mate Prieto (Iturralde-Vinent 1988a) son metasilicitas de color verde esmeralda a rojo oscuro, cripto a microcristalinas, en capas de 2 a 5 cm, muy plegadas y foliadas, con vetas de cuarzo y

piemontita. No hay datos sobre su espesor o edad, pues son bloques métricos englobados entre serpentinitas trituradas.

La Formación La Suncia (Iturralde-Vinent 1988a) está presente al NE de ciudad Camagüey, formando un inmenso bloque-escama contenido entre las serpentinitas foliadas y trituradas. Fue descrita anteriormente, sin nombrarla, por MacGillavry (1937), Flint et al. (1948), Giedt y Schooler (1959), Somin y Millán (1981) y Haydoutov et al. (1981). Está metamorfizada en la facies de esquistos verdes. Son esquistos y metasilicitas que forman secuencias, donde las metasilicitas aparecen como lentes y estratos poco potentes, desde 1-2 cm hasta 10 cm de espesor. Estas rocas se intercalan a su vez con paquetes de esquistos calcáreos grafiticos laminares. Los esquistos tienen como protolito gabro-diabasas, diabasas, basaltos, calizas y tufitas. A veces están cortados por vetillas y vetas de cuarzo tardío, de hasta 1 metro de espesor, las cuales se emplazaron en grietas cortantes y planos de esquistosidad. Su edad no se pudo establecer con certeza, pero parece ser precampaniana (Iturralde-Vinent 1988a), seguramente más antigua.

La Formación Albaiza (Iturralde-Vinent 1988a) son basaltos, diabasas, hialoclastitas, calcedonitas radioláricas y rocas pelíticas, intercaladas entre sí. Predominan los basaltos e hialoclastitas. Forman inclusiones, entre las serpentinitas y gabroides dislocados, que pueden alcanzar los 1 a 3 km² de superficie. En los cortes están muy interperizadas, al punto que parecen tobas, de ahí que fueran confundidas anteriormente con las vulcanitas cretácicas del arco volcánico (MacGillavry 1937, Flint et al. 1948, Iturralde-Vinent et al. 1981). Las diabasas son de color gris oscuro, verdinegras cuando están alteradas, de afaníticas a grano fino, a veces amigdaloides. Están constituidas por andesina-labrador (55-70%) como fenocristales tabulares o pequeñas tableticas, a menudo alteradas (albitizadas, zeolitizadas, saussuritizadas, prehnitizadas, cloritizadas, anfíbolizadas, o carbonatadas); augita incolora o titanoaugita rosada (25-45%); usualmente uralitizada o sustituida por anfíbol fibroso o clorita-biotita, titanita-hidro-biotita. Puede contener algún vidrio básico alterado. Como accesorios se encuentran magnetita, titano-

magnetita, leucóxeno y raramente cromita. Las amígdalas, cuando están presentes, aparecen rellenas de calcita, clorita e hidrobiotita. Su estructura general es porfírica, con masa basal ofítica o subofítica.

Los basaltos tienen estructura afírica, raramente con tendencia porfírica o amigdaloidal. La masa básica es intersertal, de grano fino a grueso, a veces variolítica incipiente a perfecta. Se compone de plagioclasa básica y titanoaugita rosada, con leucóxeno, vidrio volcánico básico alterado, y mena metálica. Las variolas se forman de plagioclasa y cristales aciculares o tabulares de piroxeno. Las amígdalas, si están presentes, son pequeñas, rellenas de calcita. Las hialoclastitas son verdinegras y se componen de vidrio básico fresco, pardo, con aislados radiolarios. El vidrio fresco está fracturado en clastos angulosos rodeados de vidrio cloritizado y calcitizado. Las silicitas son calcedónicas o calcedonitas radioláricas, usualmente de color negro.

En un pozo perforado 1,5 km al sur de Paso Paredones (Sierra de Cubitas), a la profundidad de 1831-1835 metros, se cortaron basaltos sub-variolíticos, argilitas (tobáceas?) y silicitas radioláricas con foraminíferos planctónicos (*Globigerinelloides*? sp. y otros) de tipo Aptiano-Albiano. Esta es la única fauna identificable que se ha podido encontrar. Tampoco hay datos confiables respecto al espesor, pues apenas se han observado unos pocos metros de ella en distintas localidades y pozos. Los datos geoquímicos demuestran su pertenencia a las toleitas oceánicas (Tabla 3, Fig. 10, Iturralde-Vinent 1988a).

Holguín

Las rocas volcánicas de la región de Holguín fueron usualmente descritas junto con las del arco volcánico cretácico (Furrazola et al. 1964, Knipper 1975, Nagy et al. 1983, Linares et al. 1985, etc.). Sin embargo, Kozary (1968) ya mencionó la existencia de "pillow lavas", espilitas y radiolaritas en el área. Andó et al. (1989 y en este capítulo) sobre la base de los trabajos de levantamiento geológico a escala 1: 50 000 y los pozos perforados distinguen el complejo efusivo-sedimentario de las ofiolitas.

La Formación Santa Lucía (Navarrete et al. 1989) según los datos de Andó et al. (en este capítulo) se trata de una secuencia de basaltos afíricos con intercalaciones de silicitas. La estructura del basalto es variolítica-intersertal, donde los listoncillos alargados de plagioclasa (An 10-30 %) y de clinopiroxenos de estructura esquelética aparecen en una matriz poco cristalina, alterada. Se observa una cloritización y zeolitización incipiente, y algunas microamígdalas rellenas de clorita, nontronito-seladonítica. Se encuentran basaltos afíricos con intercalaciones de silicitas en capas finas (10-25 cm) y gruesas (1-2 m), y con menor frecuencia, calizas de color gris, finamente estratificadas. Los radiolarios recristalizados pueden escasear o ser abundantes en las silicitas o calcedonitas. En la secuencia basáltica hay zonas fuertemente trituradas con alteración hidrotermal, donde la roca es friable, de color gris blanquizco, con piritita diseminada.

Hay basaltos afíricos y basalto-doleritas, con distintos tipos de alteraciones que corresponden a las facies de zeolitas del metamorfismo oceánico. En tales casos la roca es de color gris-parduzco, con estructura intersertal, donde las plagioclasas están zeolitizadas, en parte albitizadas, y el vidrio volcánico transformado en esmectita. La facies transicional entre las zeolitas y los esquistos verdes (espilitas) se caracteriza por la albitización de las plagioclasas (40-60 % de su volumen) por los bordes y la zeolitización de su interior. Se observa la transición de las esmectitas a cloritas que rellenan el espacio intersertal y las pequeñas amígdalas. El desarrollo incipiente de actinolita y cuarzo les indican la transición hacia la composición característica de los esquistos verdes.

Es común también encontrar alteración hidrotermal por piritización, silicificación, y la alteración completa de las plagioclasas a hidromicas y esmectitas, con la preservación parcial de la estructura variolítica en los basaltos. Con el desarrollo más intenso de este proceso, acompañado de una intensa trituración, la roca pierde su estructura y se convierte en una masa clorítica, silicificada, piritizada, en partes zeolitizada.

Las silicitas y lutitas silíceas intercaladas con los basaltos contienen abundantes

radiolarios, los cuales están muy recristalizados, de manera que en sólo dos muestras fue posible identificarlos (Andó et al. en este capítulo). La primera muestra de El Guabino incluía

Archaeodictyomitra sp.

A. cf. A. puga

Druppotractylis corrigaensis

D. cf. D. lanceola

Pseudodictyomitra carpatica

Thanarla sp. *T. cf. T. pulchra*

Tritrabs sp.

Xitus cf. *X. spicularis*,

del Cretácico Hauteriviano a Barremiano.

La segunda muestra (carretera Holguín-Guardalavaca, cerca del entronque Pesquero) contiene los radiolarios

? *Acanthocircus* sp.

Crucella sp.

Pseudodictyomitra sp.

P. carpatica

Rhopalosyringium cf. *R. majuroensis*

Thanarla sp.

T. cf. T. veneta.

del Cenomaniano tardío (Zona de *R. majuroensis*), identificados por L. Dosztály (Andó et al. en este capítulo).

Mayarí-Baracoa

El complejo efusivo-sedimentario en el macizo Mayarí-Baracoa fue descrito formalmente por Quintas (1988) como Formación Quibiján, pero antes dichas rocas se habían incluido en las "Tuff series" (Adamovich y Chejovich 1964, Knipper y Cabrera 1974), como parte de la Formación Santo Domingo (Cobiella et al. 1980) o de la Formación La Farola (Nagy et al. 1983). Estas rocas tampoco pertenecen al complejo Purial (Fig. 1), pues según Quintas (1988) y las observaciones del autor, los afloramientos de la Formación Quibiján se extiende fuera del área característica del complejo metavolcánico del Purial. De hecho, sólo algunas escamas de esquistos verdes del Complejo Purial sobreyacen alóctonas a Quibiján (Quintas 1988, sus figuras 2 y 3). Además la Formación Quibiján representa un magmatismo toleítico oceánico y no de arco de islas, como lo demuestran los datos geoquímicos (Fig. 10) y sus características petrológicas, así como su posición, estrechamente vinculada a las ofiolitas.

La Formación Quibiján (Quintas 1988) incluyen basaltos afíricos, amigdaloides y porfíricos, a menudo con estructura de almohadilla, los que pueden intercalarse con hialoclastitas, capas de silicitas, tobas y raramente calizas. Seis análisis químicos obtenidos por M. Hernández (comun. personal 1988) en basaltos procedentes de la localidad tipo muestran valores propios de las toleítas sódicas oceánicas (Tabla 3; SiO₂ = 45,30-48,68; Al₂O₃ = 16,11-19,56; Na₂O = 1,68-3,46; K₂O = 0,13-0,96 y TiO₂ = 0,38-1,81).

En general estas rocas están muy fracturadas, hasta presentar cierta esquistosidad incipiente y cloritización. En algunas localidades la formación está intruida por gabros faneríticos constituidos por plagioclasas básicas y piroxenos monoclinicos, los que raramente contienen algún olivino y menas metálicas. La Formación aflora en diversas localidades por la carretera entre Moa y Baracoa, con su sección tipo a lo largo del río Quibiján, entre los caseríos de Quibiján y Manajú. Hasta el momento no hay datos sobre su edad.

Quintas (1988) la divide en las tres partes siguientes: (2)

-la sección inferior, de 550 metros de espesor, se compone de lavas, a menudo en almohadillas, de color verde oscuro y negro, a veces con amígdalas rellenas de cuarzo y clorita, raramente porfíricos. Pueden formar capas gruesas de 3 a 4 metros de espesor intercaladas con hialoclastitas y lavas-brechas basálticas, que hacia arriba en la sección incluyen tobas gruesas lapillíticas con estratificación gradacional. A veces hay capas de silicitas verdes y grises, bien estratificadas, con espesor de 1 a 3 metros. Los basaltos se componen de vidrio volcánico cloritizado, plagioclasas andesina-labrador, hiperstena, anfíboles y menas metálicas.

-la sección media de unos 350 metros de espesor, se diferencia del anterior en el aumento de la presencia de lavas-brechas y tobas (lapillíticas, litoclasticas y litocristaloclasticas) con estratificación gradacional.

-la sección superior está mal aflorada, pero su espesor es de unos 300 metros. Se compone de lavas basálticas afaníticas y porfíricas, a veces amigdaloides, con intercalaciones de composición andesito-basáltica y estructura porfírica.

Torres y Fonseca (1990) describen las rocas efusivas de las ofiolitas en Mayarí-Baracoa, pero no indican las localidades estudiadas. Es de suponer que se trate de afloramientos de la Formación Quibiján.

Las caracterizan como basaltos de color gris negro a gris verdoso, con textura masiva o raramente amigdaloides y estructura por lo general afírica. Desde el punto de vista geoquímico son basaltos toleíticos oceánicos (Fig. 10). Los fenocristales (plagioclasas o piroxeno) componen apenas el 3 % de la roca o están ausentes. La plagioclasa (An 34-36) es de pequeñas dimensiones (0,27-0,1 mm), alargada. Cuando estas rocas están cataclastizadas, los fenocristales de plagioclasa están fragmentados y agrietados. En cierto modo están desanortizados, saussuritizados y corroidos por una masa pelítica de carbonatos, clorita y sericita. El piroxeno aparece en un 25 %, siendo comunmente augita de color verde pálido, en cristales prismáticos cortos (0,68 x 0,24 mm), con secciones ortogonales. Estos también se han alterado principalmente a clorita y actinolita-tremolita. La matriz presenta estructura intersertal constituida por microlitos de plagioclasa, en cuyos intersticios aparecen pequeños granos xenomórficos de piroxeno y vidrio volcánico. La pirita, magnetita, ilmenita, hematita, con formas irregulares y aciculares, integran los minerales metálicos hasta un 3 %. Los minerales secundarios presentes son: clorita, cuarzo y carbonatos. La clorita y el cuarzo son los más abundantes y generalmente sustituyen a la masa principal, pues pueden aparecer en forma de manchas irregulares y relleno de amígdalas. El cuarzo también forma una red de vetillas que atraviesan la roca.

Torre y Fonseca (1990) reportan, vinculados a estas basitas, esquistos calcáreo-cuarcíferos de color violáceo, con planos de estratificación bien definidos, de estructura granolepidoblástica, constituidos por material calcáreo, mezclado con productos ferruginosos postdiagenéticos, sílice en forma de agregado

(2) Los espesores parecen estar exagerados.

criptocristalino, así como en cristales con bordes subredondeados de dimensiones de 0,2-0,06 mm. Tienen cristales tabulares de plagioclasa con dimensiones de 0,24 x 0,17 mm, con inclusiones de apatito y finas escamas de minerales hidromicáceos. Estos cristales generalmente están orientados. La hematita, además de aparecer mezclada con el material calcáreo, forma finas vetillas. También se observan lentes de calcita blanca.

Entre las ofiolitas de Mayarí-Baracoa se han descrito bloques de metavulcanitas básicas y metasilicitas como parte del "Complejo La Corea", los cuales parcialmente pudieran ser depósitos efusivo-sedimentarios metamorfizados (Somin y Millán 1981, Nagy et al. 1983, Millán y Somin 1985a, Millán en este capítulo).

Geoquímica de las rocas oceánicas

En los cortes naturales antes descritos los complejos oceánicos (CO) yacen siempre discordantes sobre los complejos máfico-ultramáficos del fundamento melanocrático (FM). Esto indica que no se trata de formaciones isócronas. Sin embargo, según Zamarsky y Kudelásková (1984) y Kudelásek et al. (1984) las rocas efusivas (diabasas) están muy vinculadas a los gabroides no cumulativos en los diagramas AFM y CaO-Al₂O₃-MgO. Esto se confirma mediante los elementos trazas (Kudelásek et al. 1989). Los mismos resultados fueron obtenidos por Fonseca et al. (1984) y Andó et al. (1989), quienes incluyeron tanto basaltos como diabasas en su análisis.

La afinidad geoquímica que se observa entre las rocas de los CO y el FM puede estar determinada por el hecho de que las cámaras magmáticas que generan los magmas de los CO están situadas entre los límites del FM, como han indicado Perfiliev y Kheraskov (1980).

El estudio del quimismo de los basaltos e hialoclastitas de los CO muestra también su pertenencia a los basaltos toleíticos oceánicos ricos en sodio (Fig. 10, Fonseca et al. 1984, Cáceres et al. 1987, Iturralde-Vinent 1988a, Andó et al. 1989, Fonseca et al. 1990).

Interesante es la comparación geoquímica entre las basitas del arco volcánico y las del complejo efusivo-sedimentario de las ofiolitas

septentrionales (Fonseca et al. 1988, Iturralde-Vinent y Marí 1988). Dicha comparación muestra que los basaltos de las ofiolitas se caracterizan por un menor contenido de potasio y mayor concentración de titanio, mientras que los basaltos del arco volcánico tienen valores más altos del coeficiente Fe_{total}/MgO .

DEFORMACIONES DE LAS OFIOLITAS

Los macizos de ofiolitas usualmente están intensamente deformados debido a la acción de múltiples eventos tectónicos. Quien observa la representación de las ofiolitas en los mapas geológicos puede crearse la falsa impresión, a primera vista, que se trata de potentes macizos internamente poco dislocados (Fig. 1), pero la realidad es completamente distinta. Por lo general es muy difícil encontrar afloramientos extensos de rocas poco deformadas, pues las ofiolitas de hecho son rocas brechosas con texturas muy variadas, cuyos bloques han sufrido toda clase de rotaciones y deformaciones. Aunque no existe un estudio estructural de estas rocas en Cuba, algunos autores han prestado atención a este asunto, destacándose los trabajos de Ducloz y Vuagnat (1962), Kozary (1968), Knipper y Cabrera (1972, 1974), Albear e Iturralde-Vinent (1985), Iturralde-Vinent, Hartwich, et al. (1986), Brezsnýánszky y Boros (1989), etc.

Las deformaciones de los macizos de ofiolitas a menudo destruyen gran parte de las estructuras primarias y relaciones originales entre los distintos tipos litológicos, pues los contactos entre distintas rocas son, de hecho, contactos entre sustancias de distinta masa y resistencia. Esto facilita los desplazamientos a lo largo de dichas superficies, al ser sometido el conjunto a esfuerzos intensos. Es por ello que, para reconocer las relaciones originales entre los distintos complejos y tipos litológicos, se deban examinar con mucho detalle los afloramientos, a fin de tratar de localizar contactos parcialmente preservados. En cuanto a los tipos de deformaciones, Knipper y Cabrera (1974), Iturralde-Vinent (1976-77, 1979, 1981) e Iturralde-Vinent,

Hartwich et al. (1986) han destacado la existencia de tres texturas (fábricas) características: brechosa, trituracional y foliar (Coleman 1977).

Fábrica brechosa

Se manifiesta como una masa de bloques angulosos, subangulosos y subovales, a menudo unidos directamente entre sí, o con una escasa matriz trituracional. En las zonas más deformadas los bloques están como contenidos en una "cáscara" de serpentinitas trituradas o foliadas. Cada bloque puede alcanzar diámetros hasta de 2-3 metros, pero no es raro observar bloques mucho mayores, decamétricos y hectométricos, internamente menos brechosos. A menudo la estructura interna de los bloques contiguos muestra una distinta orientación, indicando que los mismos han sufrido reiteradas rotaciones. Esta es la fábrica más común en las ofiolitas cubanas, al punto de que las rocas deberían denominarse con propiedad "brecha de peridotita", "brecha de gabro", etc. De hecho, los pocos afloramientos de rocas masivas que se observan en la naturaleza, tienen lugar entre los límites de algún bloque de las citadas brechas, cuyas dimensiones, aunque muy variables, pueden alcanzar los miles de metros cúbicos.

Fábrica trituracional

Se presenta como horizontes de distinta potencia, hasta las decenas de metros, que se intercalan con las fábricas brechosa y foliar. Consiste de una masa de fragmentos angulosos y subangulosos de pocos centímetros de diámetro, a menudo alargados, con tendencia a formar capas. En los grandes macizos la fábrica trituracional se presenta a menudo a lo largo de las líneas de fallas que los cortan y sobre todo, asociada a los planos de sobrecorrimiento. Son muy comunes en la base de los mantos tectónicos poco potentes, como los que se encuentran en Guaniguanico y Moa-Baracoa.

Fábrica foliar

Es menos común, pero representa el máximo de las deformaciones en las ofiolitas. Aparece como horizontes de pocos metros de espesor, a veces con apariencia lentiforme. Consiste de fragmentos hojosos y aciculares, con una clara orientación planar, a menudo con micro y mesoplegues. La roca primaria puede

quedar irreconocible. Se vincula característicamente a planos de sobrecorrimiento de mantos tectónicos potentes y fallas transcurrentes de primera magnitud. En algunos planos de fallas las rocas foliadas están embebidas de calcita, dando lugar a lo que se ha llamado *calcite mesh* (Wassall 1956) o *mush* (Knipper y Cabrera 1974).

Las ofiolitas del cinturón septentrional forman potentes cuerpos de rocas muy deformadas, que en la literatura geológica cubana se han denominado melanges (Fig. 1). Dichos cuerpos deformados se extienden muchos kilómetros, e incorporan fragmentos y escamas de los macizos infra y suprayacentes.

En estos "melanges" se encuentran fajas con bloques de metamorfitas de alta presión (esquistos azules, eclogitas) y fajas con bloques de rocas no metamorizadas o con metamorfismo de alta temperatura (esquistos verdes, anfibolitas), lo que indica que las deformaciones han tenido lugar en diversas condiciones.

El uso del término melange para fajas deformadas de extensión regional no deja de ser discutible, pues se aleja ciertamente de la definición original de Hsü (1976), pero en este capítulo se utiliza, siguiendo la costumbre en Cuba, como sinónimo de una gran faja deformada cuya matriz es una brecha tectónica.

CLASIFICACION DE LAS OFIOLITAS CUBANAS

En este capítulo se utiliza la clasificación de las ofiolitas cubanas elaborada por Iturralde-Vinent (1989), con ciertas modificaciones. Tomando en cuenta la posición tectónica y constitución general de las ofiolitas se distinguen cinco tipos principales, cuya génesis tiene incidencia directa en el problema de las cortezas oceánicas. Tal tipología no se corresponde con las divisiones de las ofiolitas propuestas anteriormente (Furrazola et al. 1964, Tijomirov et al. 1968, Linares et al. 1985, etc.) que se basan principalmente en la supuesta edad de las "intrusiones".

En la figura 1 se presentan las principales áreas de desarrollo de las ofiolitas cubanas, entre las que se destacan los tipos siguientes:

Ofiolitas del cinturón septentrional

Faja de Cajálbana

Faja Mariel-Holguín

Faja de Mayarí-Baracoa

Ofiolitas anfibolitizadas

Ofiolitas en los terrenos sudoccidentales

La diferencia principal entre esta clasificación y la propuesta antes por el autor (Iturralde-Vinent 1989) está dada por la manera de denominar los dos últimos conjuntos. Las ofiolitas anfibolitizadas se denominaron originalmente, "ofiolitas entre anfibolitas". La denominación actual es más correcta, dado que de hecho, una parte de estas ofiolitas está distintamente transformada en anfibolitas.

Las ofiolitas en los terrenos sudoccidentales se nombraron anteriormente "ofiolitas entre bloques siálicos". El cambio a la nomenclatura actual trata de evitar una implicación genética y pasa a ser una denominación puramente descriptiva. A continuación se describen someramente estos conjuntos rocosos en sus principales áreas afloradas en el país.

Ofiolitas del cinturón septentrional

Las ofiolitas del cinturón septentrional tienen en común su posición a lo largo de la mitad norte de la isla de Cuba entre Pinar del Río y Guantánamo (Fig. 1). Se asemejan además en una serie de rasgos de su constitución interna, geoquímica y edad de los complejos oceánicos. Sin embargo, se distinguen muy bien por su posición tectónica, de ahí que se agrupen en tres fajas principales (Cajálbana, Mariel-Holguín, Mayarí-Baracoa), los cuales se describen por separado a continuación.

Faja de Cajálbana

Está situado en Cuba occidental al norte del Terreno Guaniguanico (Fig. 1). Se trata de un conjunto de cuerpos tabulares cizallados que buzan distintamente hacia el norte y tienen un rumbo general este-oeste. Todos los afloramientos sumados tienen una longitud de

85 km y una anchura de 2 a 8 km, con una potencia según datos geofísicos, de hasta 1,5 km (Heredia y Terepin 1984). El afloramiento principal tiene sólo unos 12 por 8 km en planta. Los restantes son cuerpos alargados y estrechos, intensamente deformados, imbricados con rocas volcánicas del Cretácico, que forman parte de una potente brecha tectónica.

Por el norte las ofiolitas yacen en contacto tectónico bajo la secuencia alóctona vulcanógeno-sedimentaria del Cretácico (Pszczolkowski y Albear 1982, Heredia y Terepin 1984). Por el sur, los componentes del F M de estas ofiolitas yacen corridos sobre la Cordillera de Guaniguanico. Este último contacto está muy dislocado, pero buza generalmente hacia el norte y en algunos tramos está asociado a un olistostroma de edad Eoceno Inferior (vea Fig. 5 en M. Iturralde-Vinent Capítulo I).

Según los datos de Furrázola et al. (1964), Pszczolkowski y Albear (1982), Zelepuguin et al. (1982), Heredia y Terepin (1984) y las observaciones del autor, en la faja de Cajálbana están presentes todos los componentes de la asociación ofiolítica. Con la peculiaridad de que en esta área esta inusualmente bien desarrollado el complejo efusivo-sedimentario (CO), en la así llamada Faja Felicidades, esencialmente al sur de los afloramientos del F M (Iturralde-Vinent 1989, Fig. 12).

Desde el punto de vista de su posición tectónica, la faja de Cajálbana se diferencia de la Faja Mariel-Holguín, lo que puede sintetizarse de la siguiente manera

Comparación entre la geometría de las fajas de Cajálbana y Mariel-Holguín.

Faja de Cajálbana

Los cuerpos buzan al N

Yacen sobre Guaniguanico

Se cubren al N por las vulcanitas cretácicas

Faja Mariel-Holguín

Los cuerpos buzan al S y SW

Yacen sobre Las Bahamas

Se cubren al S por las vulcanitas cretácicas

La comparación entre la yacencia de ambas fajas evidencia que no son la una simple

continuación de la otra, como pudiera parecer a primera inspección (Fig. 1). La disparidad de sus parámetros geométricos sugiere que se han emplazado mediante distintos mecanismos. A partir de estas y otras observaciones, Hatten (1957), Somin y Millán (1981), Pszczolkowski y Albear (1982) y otros, han propuesto que las ofiolitas de Cajálbana (junto a las vulcanitas cretácicas = zona Bahía Honda) se emplazaron desde el sur, cabalgando sobre el Terreno Guaniguanico. En contraste Pardo (1975) e Iturralde-Vinent (1989) evaluaron la posibilidad de que las ofiolitas de Cajálbana surgieran de una sutura tectónica situada en el contacto entre el bloque Guaniguanico y Las Bahamas, en cuyo caso el alóctono procede del norte.

El autor ha reconsiderado su opinión anterior (Iturralde-Vinent 1994), sobre la base de nuevas observaciones en la región de Cuba occidental. Según esta variante, el grado de aloctonía de los mantos tectónicos aumenta de abajo hacia arriba y de sur a norte, de modo que el manto superior (Bahía Honda), está más alejado de sus raíces situadas al sur o sureste.

Las diferencias entre la geometría de los mantos alóctonos en Cajálbana y Mariel-Holguín se debe, con toda probabilidad, al modo de emplazamiento de los cuerpos, no al origen de los mismos. El hecho es que en Cuba occidental los mantos tectónicos alóctonos se deslizaron y apilaron sobre la corteza oceánica a continental adelgazada del Golfo de México. En el ejemplo de la Faja Mariel-Holguín no ocurrió igual, pues como se mostrará, los mantos tectónicos ofiolíticos chocaron con la plataforma de las Bahamas, de corteza continental, dando lugar a que se verticalizaran e inclinaran hacia el sur y sureste. Esta situación estructural se describe con mayor detalle en Iturralde-Vinent (Capítulo I).

Faja Mariel-Holguín

Las ofiolitas de la Faja Mariel-Holguín forman parte de un melange intensamente deformado, que incluye escamas arrancadas del margen continental de Las Bahamas (subyacente), así como bloques del arco volcánico cretácico y sedimentos del Campaniano tardío al Eoceno (vea Pushcharovski 1988). Este melange, usualmente desmembrado, yace sobre las rocas del paleomargen continental de Las Bahamas y

se cubre por el sur, por mantos tectónicos del arco volcánico del Cretácico. Es común encontrar olistostromas vinculados a los contactos del melange con las rocas infra y suprayacentes. El emplazamiento y las deformaciones principales del melange ocurrieron entre el Campaniano tardío y el Eoceno Superior, de acuerdo a la edad de los olistostromas que se le asocian.

Según los datos de los levantamientos gravimétricos y magnetométricos regionales (Soloviev et al. 1964a, 1964b) estas ofiolitas parcialmente carecen de raíces pues coinciden con fajas de mínimos en ambos campos (Meyerhoff y Hatten 1968, Knipper y Cabrera 1972, 1974). Esto es cierto para una parte de los cuerpos, pero Bush y Sherbakova (1986) consideran que las raíces de las ofiolitas están situadas a lo largo del eje de la isla, justo al sur de sus afloramientos principales, en una sutura tectónica que denominan *Falla Cubana Axial* (Fig. 11). Los cuerpos principales de las ofiolitas septentrionales, según estos autores, se hundieron en esta falla, que tiene una inclinación de 65 grados al SW y alcanza la profundidad de 55 kilómetros.

Un aspecto destacado de estas ofiolitas es que, a pesar de sus intensas dislocaciones, se puede reconstruir en ellas la presencia de todos los componentes de una asociación ofiolítica clásica. No obstante, predominan los afloramientos del FM, en tanto que los del complejo efusivo-sedimentario son los más raros.

Un problema importante referido a las ofiolitas de Mariel-Holguín es la ubicación de sus raíces. La posición tectónica de estos cuerpos y su yacencia no dejan dudas de que provienen del sur, lo cual además se comprueba de los datos geofísicos (gravi-magnetometría y sísmica marina). Pero hay al menos dos posibilidades en cuanto a la localización de sus raíces. Según se desprende de los trabajos de Wassall (1956), Shaposhnikova (1974), Somin (1977), Somin y Millán (1979, 1981) y otros, las raíces de los mantos de ofiolitas habría que buscarlas al sur de Cuba, en lo que es hoy la Cuenca de Yucatán (Fig. 11).

En cambio, Iturralde-Vinent (1981, 1986, 1988b, 1989), Bush y Sherbakova (1988) y Pushcharovsky et al. (1989) estiman que las raíces están situadas entre los

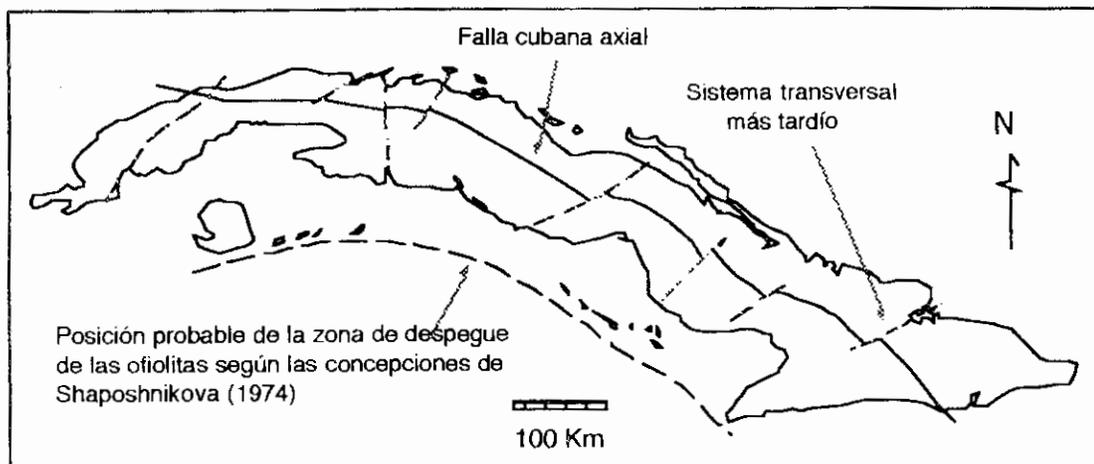


Figura 11. Trazo de la falla cubana axial (raíz de las ofiolitas septentrionales) de acuerdo a los datos sísmicos y los campos magnético y de la gravedad. Modificado de Bush y Sherbakova (1986).

límites del territorio cubano, al sur de los afloramientos del cinturón septentrional de ofiolitas, coincidentes con la "Falla Cubana Axial", cuya localización se ilustra en la Fig. 11.

Sobre la edad de estas ofiolitas se han aportado una serie de datos y opiniones resumidas por Rutten (1940), Ducloz y Vuagnat (1962), Bronnimann y Rigassi (1963) y Furrázola et al. (1964). Sin embargo, aquellas consideraciones se basaban en el supuesto origen intrusivo de los cuerpos. Sobre la base de las concepciones movilitas Iturralde-Vinent (1981) postuló que el FM debía ser del Triásico tardío al Jurásico, teniendo en cuenta que este fundamento se originó como resultado de la fracturación de Pangea y la formación de la corteza protocaribeña. Somin y Millán (1981) obtuvieron una edad K-Ar de 160 ± 24 Ma en un cuerpo de anortositas del complejo cumulativo de Camagüey, la cual confirmó aquel criterio. Sin embargo, la mayoría de las dataciones K-Ar de ofiolitas presentan edades rejuvenecidas. No obstante, la reiteración de varios fechados correspondientes al Cretácico Inferior en metamorfitas máficas, es un indicio de que la antigüedad de las ofiolitas es mayor (Iturralde-Vinent et al. capítulo I).

Las edades paleontológicas obtenidas de las rocas vulcanógeno-sedimentarias de las ofiolitas pueden coadyuvar a establecer la antigüedad del FM, pues se sabe que este tiene

que ser más antiguo. En la faja Felicidades las rocas vulcanógeno-sedimentarias se dataron del Aptiano-Turoniano, en Matanzas Aptiano-Cenomaniano, en Camagüey Aptiano-Albiano? (Fonseca et al. 1987, Iturralde-Vinent 1988b), en tanto que en Holguín se identificaron como Hauteriviano a Cenomaniano (Andó et al. en este capítulo).

Estos datos paleontológicos permiten extender la edad de los complejos oceánicos desde el Hauteriviano hasta el Turoniano y confirman que el fundamento melanocrático es esencialmente pre Cretácico.

La faja Mariel-Holguín está representada en superficie por una serie de afloramientos aislados, usualmente alargados, de dimensiones muy variables. Por eso, en la literatura geológica referida a las ofiolitas cubanas es usual encontrar que las ofiolitas de la faja Mariel-Holguín se subdivide en varios "macizos" o "bloques", tales como los de La Habana, Matanzas, Santa Clara, Camagüey y Holguín. Sin embargo, en realidad no hay tales bloques o macizos independientes, pues se trata de distintos afloramientos del mismo cuerpo deformado. Las únicas verdaderas subdivisiones de esta faja son distintas escamas tectónicas de ofiolitas superpuestas, o escamas de ofiolitas imbricadas con otras de vulcanitas y del margen continental de Bahamas como se ha ilustrado reiteradamente (Knipper y Cabrera 1974, Albear e Iturralde-Vinent 1985, etc.). Los afloramientos principales de esta faja se describen a continuación.

Mariel, La Habana y Matanzas

Entre Mariel y La Habana los afloramientos de ofiolitas tienen rumbo NE y son relativamente pequeños, pues no superan los 15-20 km de largo por 2-3 km de ancho (Fig. 1; Palmer 1945, Bronnimann y Rigassi 1963, 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 sólo caso más de 4 km (Linares et al. 1985). Las ofiolitas se intercalan tectónicamente con secuencias vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico y sedimentarias del Campaniano Superior al Paleoceno, las que en conjunto yacen como un alóctono sobre las rocas del margen continental de Las Bahamas. En la base del alóctono en ocasiones se localiza un olistostroma de edad Paleoceno (Albear et al. 1985, Albear e Iturralde-Vinent 1985).

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 1985, Pushcharovsky et al. 1989). En estas zonas los representantes del complejo efusivo-sedimentario son muy limitados y se han reconocido sólo como bloques incluidos entre serpentinitas brechosas.

Villa Clara

Más al ESE se encuentran los afloramientos del área de Villa Clara (Fig. 1). El corte de erosión es aquí más profundo. Los cuerpos alcanzan en el plano hasta 80-90 km de largo por 2-3 hasta 10-15 km de ancho. Sus espesores no se han podido determinar, pero su yacencia inclinada abruptamente (los pozos profundos raramente los cortan) sugiere que la potencia de los cuerpos es cercana a su anchura en los afloramientos. Las ofiolitas forman una potente brecha donde se encuentran mezcladas con escamas de rocas propias del margen continental de Las Bahamas, rocas vulcanógeno-sedimentarias del Cretácico y sedimentarias del Cretácico y Paleoceno. Millán (en este capítulo) describe los bloques de metamorfitas presentes en estas brechas.

El melange en su conjunto yace sobre el margen continental de Las Bahamas y se cubre

tectónica-mente al sur por las rocas del arco volcánico Cretácico y su cubierta sedimentaria (Fig. 1). Wassall (1956), Meyerhoff y Hatten (1968) y Pardo (1975) señalan que en algunos lugares los basaltos y diabasas de las ofiolitas (depósitos efusivo-sedimentarios) yacen bajo la secuencia del arco volcánico del Cretácico, pero hay que destacar que dicho contacto es estructural y estratigráficamente discordante (Wassall 1956, Knipper y Cabrera 1974, Pushcharovsky et al. 1989). En el área de desarrollo de las ofiolitas es común observar estructuras plegadas donde las ofiolitas y vulcanitas cretácicas intensamente deformadas, participan de los pliegues. También en esta área se reconoce un olistostroma de edad Paleoceno a Eoceno Inferior (Formación Taguasco) situado entre las ofiolitas suprayacentes y las vulcanitas cretácicas. Otro olistostroma de la misma edad yace en la base del conjunto alóctono (Pushcharovsky 1988, Pushcharovsky et al. 1989).

La región de Iguará-Perea situada al este del área (Fig. 1) constituye un caso especial entre las ofiolitas del cinturón septentrional, sobre cuya naturaleza existen opiniones controvertidas (Meyerhoff y Hatten 1968, Somin y Millán 1981, Millán y Somin 1985a, Hatten et al. 1988). Millán (en este capítulo) describe en mayor detalle estos afloramientos. En dicha zona los complejos superiores del fundamento melanocrático y un amplio campo de diabasas están anfibolitizados en condiciones de alta temperatura (Somin y Millán 1981, Millán y Somin 1985a). Las metadiabasas se han interpretado como masas de diques paralelos por algunos autores (Pushcharovsky 1988), pero tal interpretación necesita confirmación. Todas estas metamorfitas están cortadas por pequeños cuerpos de dioritas cuarcíferas, cuarzdioritas porfíricas, plagiogranitos porfíricos y sienitas porfíricas con xenolitos de serpentinitas (Kantshev et al. 1978). Dichos intrusivos se han descrito en otros lugares entre las ofiolitas del área de Santa Clara (Vea Iturralde-Vinent Capítulo I, su Fig. 4).

Entre estos intrusivos hay dos grupos según sus elementos químicos mayoritarios. Unos típicamente ofiolíticos y otros afines a los intrusivos del arco volcánico cretácico (Fig. 12; Eguipko et al. 1984, Millán y Somin 1985a). Es interesante destacar que en ocasiones se han descrito contactos calientes

entre algunos de estos cuerpos y las serpentinitas en lugares donde estas rocas están intensamente deformadas, lo que pone en duda la veracidad de tales afirmaciones. Las edades K-Ar de estos granitoides oscila entre Cretácico Superior tardío y Eoceno, fechados que no reflejan la antigüedad del protolito (Iturralde-Vinent et al. Capítulo I).

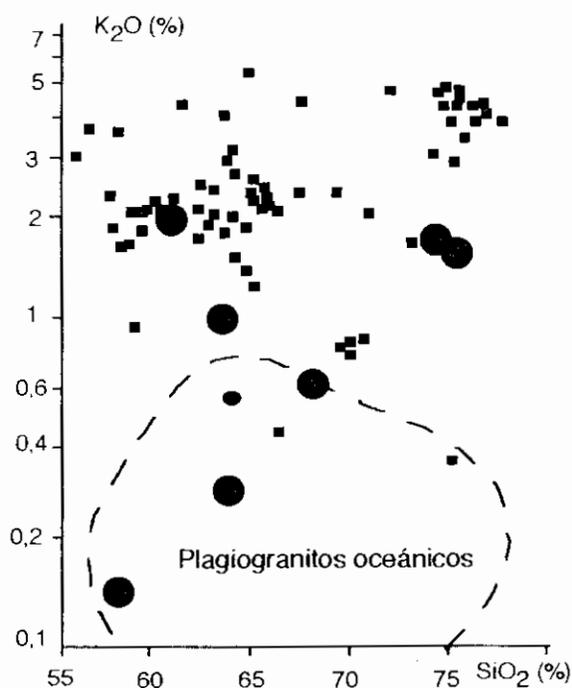


Figura 12. Diagrama K_2O vs SiO_2 semilogarítmico de los granitoides de Cuba central. Los puntos gruesos corresponden con los cuerpos que cortan a las ofiolitas, entre los cuales muy pocos pertenecen a los plagiogranitos oceánicos de Coleman (1979). Los pequeños cuadrados son granitoides del arco Cretácico. Modificado de Millán y Somin (1985b).

Camagüey

Una región donde están bien preservadas las ofiolitas es en Camagüey (Figs. 1 y 13), donde en planta el cuerpo aflorado tienen aspecto de arco convexo hacia el sur (como una media Luna), cuya longitud máxima es de unos 90 km y su anchura máxima hasta 25 km. Los datos de las perforaciones indican que el alóctono se acuña al norte y aumenta su espesor hacia el sur, donde según la interpretación gravimétrica alcanza los 5 km de espesor.

El nivel del corte erosivo permite observar la yacencia tectónica de las ofiolitas

sobre el margen continental de Las Bahamas (Sierra de Cubitas), hecho que confirman los pozos perforados cerca del contacto. A 50 m de distancia de dicho contacto, la base de las ofiolitas está inclinada de 30 a 45 grados al sur. Una falla vertical lo hunde a más de 1 km y su inclinación se mantiene aproximadamente igual.

Entre las ofiolitas y las calizas del margen continental se encuentra un olistostroma del Eoceno Superior temprano. Por el sur las ofiolitas están cubiertas tectónicamente por las rocas del arco volcánico, intensamente trituradas. Estas pueden formar pequeños *klippens* sobre las ofiolitas. Entre estas ofiolitas y las rocas del arco volcánico se encuentra un olistostroma de edad Paleoceno-Eoceno Inferior (equivalente de la Formación Taguasco). En Camagüey afloran todos los componentes de las ofiolitas y son muy comunes los yacimientos de cromitas (Fig. 13). En su conjunto el cuerpo está muy deformado, con fábricas trituracional y foliar en sus contactos con las unidades infra y suprayacentes, en tanto que en su interior predomina la fábrica brechosa (Flint et al. 1947, Knipper y Cabrera 1974, Iturralde-Vinent, Hartwich, et al. 1986, Iturralde-Vinent, Thieke et al. 1987, 1989, Haydoutov et al. 1989, Pushcharovsky et al. 1989).

Holguín

Los últimos afloramientos del cinturón en cuestión se encuentran en el área de Holguín, la cual se describe detalladamente en Andó et al. (en este capítulo). En planta las ofiolitas aparecen como una serie de bandas subparalelas, muy deformadas, que están dobladas formando arcos convexos al SE. Las bandas, de hasta 80-90 km de largo por 5-10 km de ancho, están constituidas por brechas ricas en fragmentos de las ofiolitas, imbricadas con brechas ricas en fragmentos del arco volcánico cretácico y rocas sedimentarias del Campaniano tardío al Eoceno Inferior. El conjunto así constituido se acuña hacia el norte y yace en posición tectónica alóctona sobre las rocas del margen continental de Las Bahamas (Gibara). En este plano de contacto se observa un olistostroma del Eoceno Medio a Superior temprano (Formación Rancho Bravo) situado en la base del alóctono. Hacia el sur el conjunto alóctono ofiolítico se cubre por un olistostroma del Paleoceno-Eoceno Inferior (Formación

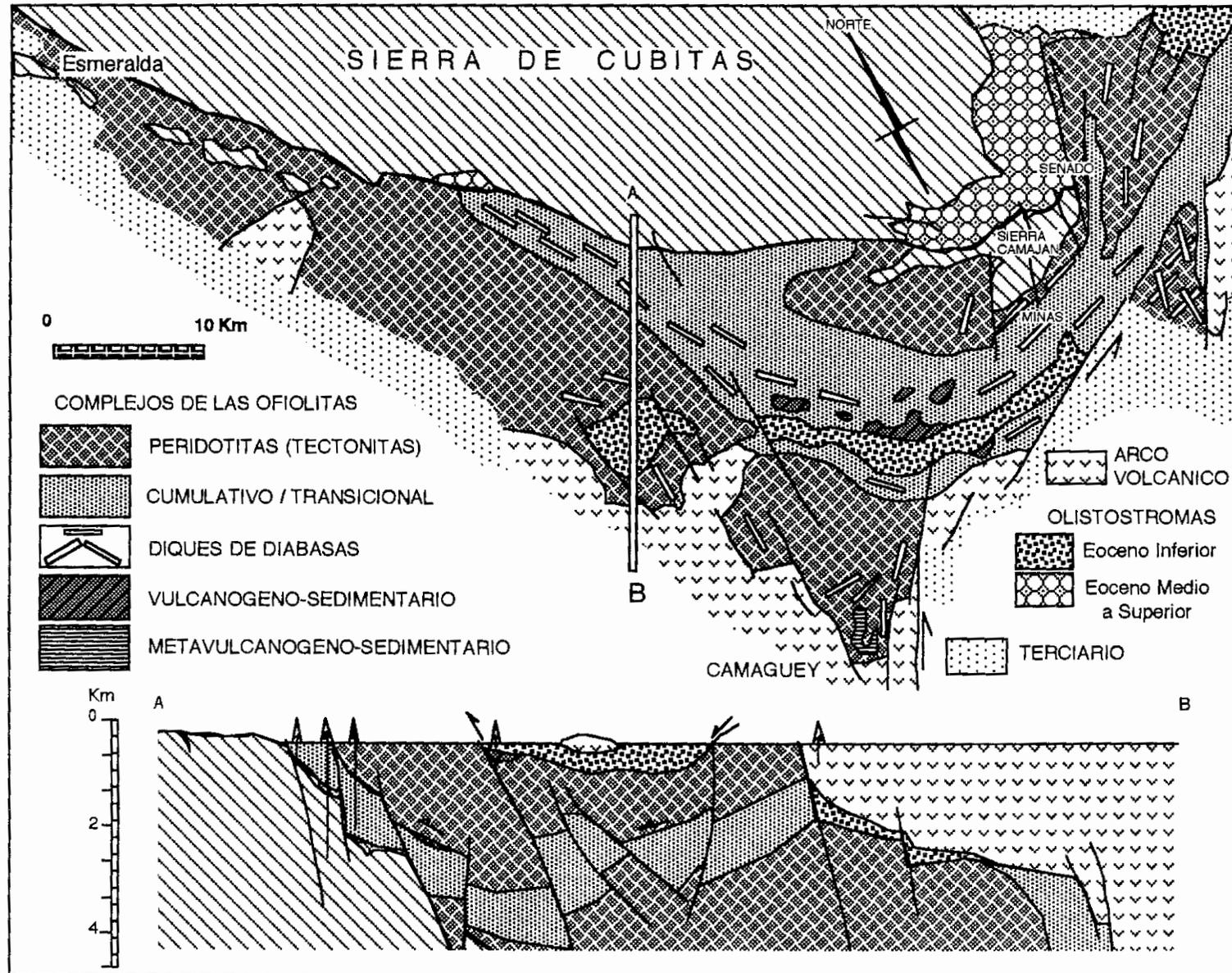


Figura 13. Mapa geológico y sección transversal de las ofiolitas del área de Camagüey. Datos de Iturralde-Vinent, Hartvich et al. 1986, Iturralde-Vinent, Thieke et al. 1989 y pozos de exploración.

Haticos), que lo separa de las unidades alóctonas más meridionales (las vulcanitas del Cretácico y los sedimentos del Maastrichtiano-Eoceno). En Holguín se han reportado todos los componentes de las ofiolitas, aunque aparecen muy desmembrados y como fragmentos en rocas de textura brechosa y en los olistostromas (Kozary 1968, Knipper y Cabrera 1974, Nagy et al 1983, Andó y Kozák 1987). El más completo estudio petrológico realizado en las ofiolitas de Cuba se llevó a cabo en esta región (Andó et al. 1989, en este capítulo).

Andó et al. (en este capítulo) interpretan las fajas de olistostromas mencionados como depósitos tectono-sedimentarios vinculados a la cuenca frontal del arco cretácico y su zona de subducción, formados durante el proceso de colisión del arco con el margen continental. Esta interpretación no está de acuerdo con la que se expone en este trabajo, donde dichos depósitos se consideran propios de una cuenca de antepaís (foredeep y foreland), formados después que cesó la actividad del arco. Por lo tanto, tampoco se consideran vinculados con una zona de subducción.

Al respecto es importante destacar que las rocas de arco volcánico cretácico de Holguín tienen las características de una cuenca de retroarco, con predominio de los basaltos, andesito-basaltos y sus tobas (Vea Kozak Capítulo 3), lo que apoya el modelo del arco con la subducción desde el Sur.

Faja de Mayarí-Baracoa

En Cuba oriental están presentes extensos afloramientos con un profundo nivel de disección (Figs. 1 y 14), por eso algunos autores los han clasificado como tres unidades independientes, a saber: Macizo Mayarí, Macizo Moa-Baracoa y Sierra del Convento. Según la opinión del autor, se trata de un inmenso cuerpo alóctono de carácter tabular, dividido en distintas partes por el valle del río Sagua de Tánamo y las montañas del Purial. La base de las ofiolitas de la faja Mayarí-Baracoa aflora en diversas localidades, cada vez que los ríos excavan valles suficientemente profundos entre las montañas. El espesor de los cuerpos, determinado sobre esta base, raramente superan los 800 a 1 000 m y se acuñan distintamente hacia sus bordes. De este a oeste

la faja alcanza los 170 km, con una anchura de norte a sur de 10 a 20 km, sin considerar la Sierra del Convento.

En los macizos de Mayarí y Moa-Baracoa bajo el manto de ofiolitas, separadas por una falla subhorizontal, afloran rocas vulcanógeno-sedimentarias del arco volcánico del Cretácico, cubiertas transgresivamente por depósitos flyschoides y olistostrómicos de edad Maastrichtiano a Paleoceno (Formaciones Mícara y La Picota; Fig. 14). En ocasiones se observa alguna imbricación entre las ofiolitas y estas secuencias infrayacentes, de manera que se intercalan en los cortes. Es interesante destacar que existen muchas semejanzas litológicas y en la posición de los depósitos olistostrómicos de Holguín y de Mayarí-Moa-Baracoa, lo que sugiere que tienen la misma génesis.

En el extremo más oriental de los afloramientos del macizo de Moa-Baracoa las ofiolitas yacen sobre las metamorfitas de Güira de Jauco y Asunción (Fig. 14).

De otra parte, el manto alóctono ofiolítico está cubierto por la transgresión de depósitos neoautóctonos del Paleoceno tardío y más jóvenes (Formaciones Sabaneta, Castillo de los Indios, etc).

Desde el punto de vista de sus deformaciones, la faja de Mayarí-Baracoa se puede visualizar como una gran brecha (predomina la fábrica brechosa) con una clara zonalidad vertical. Hacia la base del cuerpo son más comunes las fábricas trituracional y foliar y se presentan muchas inclusiones de las rocas subyacentes. Hacia arriba en los cortes se encuentran enormes bloques con fábrica brechosa.

El volumen principal del macizo está integrado por los complejos del FM, pero se han encontrado representantes de los CO (Quintas 1988, Torres y Fonseca 1990) y sus equivalentes metamorfizados (Metamorfitas La Corea: Somín y Millán 1981, Millán y Somín 1985a). Desde este punto de vista no se diferencian de aquellos de la Faja Mariel-Holguín, aunque su geoquímica presenta ciertas peculiaridades (Fonseca et al. 1990). Descripciones complementarias de estas ofiolitas se pueden encontrar en los trabajos de Guild (1947), Lewis y Straczek (1955),

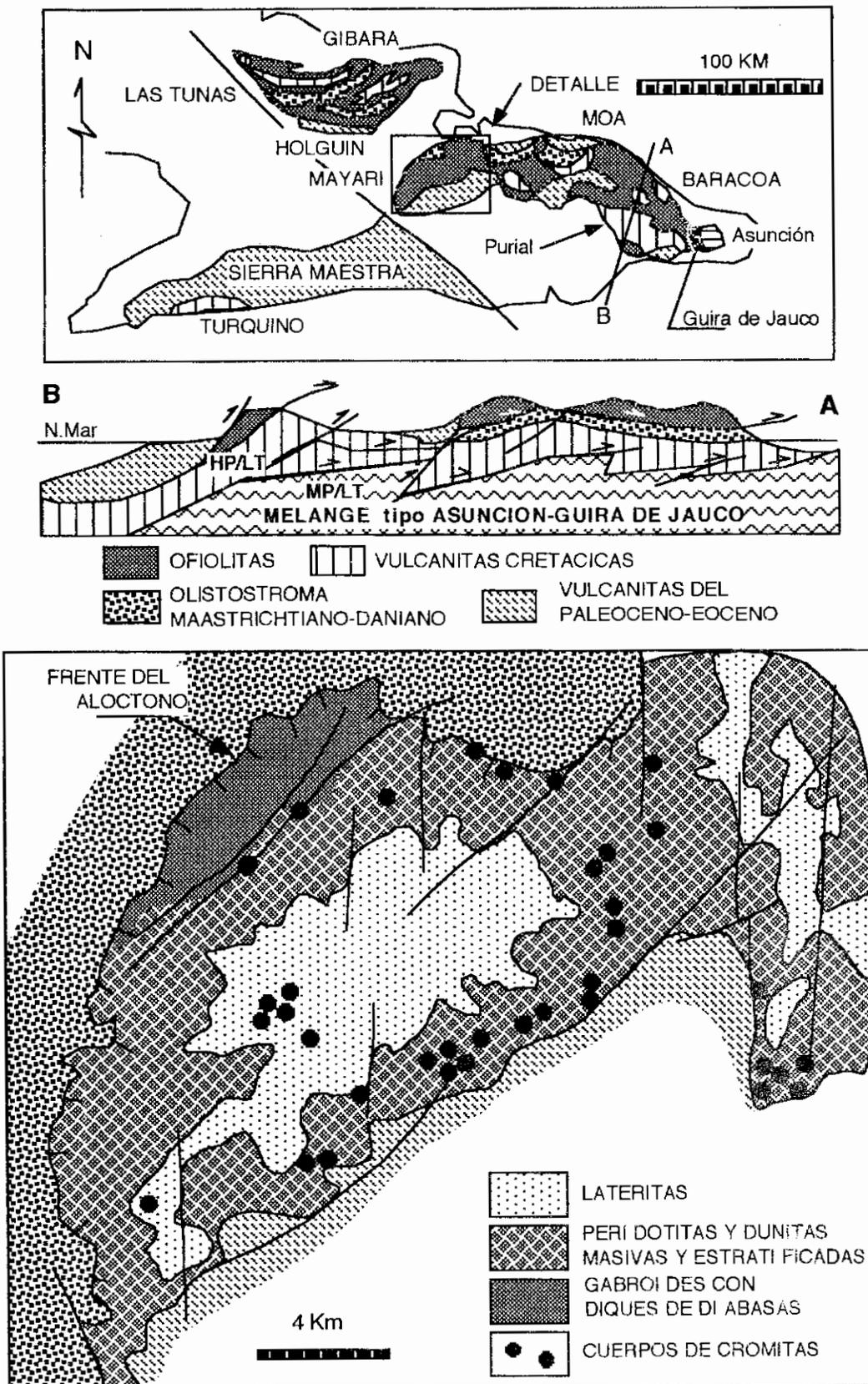


Figura 14. Posición tectónica de las ofiolitas de Cuba oriental y detalles concernientes a las relaciones entre los cuerpos alóctonos, los olistostrómas y las vulcanitas Paleoceno-eocénicas neoaútóctonas.

Furrazola et al. (1964), Adamovich y Chejovich (1964), Knipper y Cabrera (1972, 1974), Iturralde-Vinent (1977), Cobiella (1978), Buguelsky et al. (1985), etc.

El afloramiento más meridional de la faja Mayarí-Baracoa es la Sierra del Convento (Fig. 14, Knipper y Cabrera 1972, 1974). Estas ofiolitas yacen como una escama alóctona sobre las metavulcanitas cretácicas del macizo del Purial (Knipper y Cabrera 1972, Boiteau et al. 1972). Se componen de peridotitas serpentinizadas masivas y cuerpos de serpentinitas cizalladas con gran cantidad de inclusiones de metamorfitas de alta presión (Somin y Millán 1981, Millán y Somin 1985a, b, Millán en este capítulo).

Knipper y Cabrera (1972, 1974) interpretaron los macizos de Mayarí-Baracoa como un alóctono y señalaron que el manto tectónico se originó al norte. Cobiella (1978) e Iturralde-Vinent (1976-77), sobre la base de la posición del olistostroma La Picota (rico en bloques de ofiolitas), propusieron que los mantos proceden del sur. Este último modelo se confirma en los perfiles sísmicos marinos realizados desde la costa norte. Estos muestran que el cinturón deformado cubano se acuña en el borde de la plataforma septentrional de la isla y a partir de allí, el corte de rocas sedimentarias de Las Bahamas yace subhorizontalmente. Como se observa en la figura 14 la faja de Mayarí-Baracoa se interpreta como parte de un manto tectónico que se emplazó desde el sur, probablemente a partir de la prolongación de la falla cubana axial.

El origen de los mantos desde el sur también se apoya en la situación geológica regional. Es un hecho bien conocido de la geología de Cuba oriental (que hasta el momento no ha sido valorado ni explicado satisfactoriamente), la presencia en la Sierra del Purial, de extensos afloramientos de vulcanitas cretácicas con metamorfismo de alta presión (Fig. 14, Boiteau et al. 1972, Somin y Millán 1981), lo cual no se observa en ningún otro lugar de Cuba. Dichas metavulcanitas yacen en una ventana tectónica, como un conjunto de mantos superpuestos, donde según M. Campos (comun. personal 1992), los más profundos están menos metamorfizados. Además, es importante destacar que el grado de metamorfismo de las metavulcanitas del Purial

disminuye hacia el norte, al punto que vulcanitas de la misma edad y naturaleza que yacen bajo las ofiolitas de Mayarí-Baracoa, casi no están metamorfizadas (Knipper y Cabrera 1974, Iturralde-Vinent 1976-77, Quintas 1988).

Las metavulcanitas del Purial están prácticamente rodeadas por afloramientos del alóctono ofiolítico. En particular, en su extremo oriental, coinciden la orientación de las deformaciones en las metavulcanitas, en las ofiolitas y en las anfibolitas Güira de Jauco. Según Millán y Somin (1985a) esto significa que estas rocas se deformaron de conjunto durante un mismo evento tectónico. Este cuadro además sugiere que el manto ofiolítico se emplazó de sur a norte, provocando el metamorfismo y deformación del macizo Sierra del Purial.

Las raíces de este manto alóctono hay que buscarlas al sur del territorio cubano oriental, en la situación paleogeológica imperante durante el Paleógeno temprano. En aquella época, los terrenos de La Española estaban situados al sur de Cuba oriental (Ross y Scotese 1988, Pindell y Barrett 1990).

El perfil geológico de la figura 14, elaborado sobre la base de observaciones de campo y de la interpretación de los datos sísmicos, magnéticos y gravimétricos (Shein et al. 1985), muestra que las vulcanitas cretácicas y las ofiolitas yacen alóctonas sobre un complejo de metamorfitas y elementos del margen continental de Las Bahamas (Asunción).

Según este modelo, como los afloramientos de Asunción y Güira de Jauco subyacen a las metavulcanitas del Purial y al manto ofiolítico (Fig. 14 perfil), ellos constituyen una ventana tectónica del substrato. La falla cubana axial, que se proyecta al sur de Cuba oriental (Fig. 11), puede interpretarse entonces como la sutura desde donde se despegaron los mantos de ofiolitas de la faja Mayarí-Baracoa.

En el cinturón septentrional se encuentran bloques (como inclusiones) de metamorfitas siálicas y máficas. Entre las máficas Millán (en este capítulo) describe algunas de baja presión (esquistos verdes, anfibolitas) y otras de alta presión (esquistos azules, eclogitas). Muchas de estas rocas se han interpretado como componentes metamorfizados de la asociación

ofiolítica, incluidos elementos del F M y de los complejos oceánicos (Somin y Millán 1981, Millán y Somin 1985a, b, Kubóvics et al. 1989).

Ofiolitas anfibolitizadas

Están representadas por los complejos de anfibolitas que Somin y Millán (1981) han denominado Mabujina y Güira de Jauco (Fig. 1). Estas rocas se caracterizan de manera general a continuación, pues se describen en mayor detalle por G. Millán (en este capítulo).

Anfibolitas Mabujina

Se disponen alrededor del Escambray, en posición tectónica alóctona sobre las rocas siálicas metamorfizadas de dicho macizo. Además, infrayacen las secuencias levemente o no metamorfizadas del arco volcánico cretácico. Según Boyanov et al. (1975) como parte de las metamorfitas de Mabujina se encuentran cuerpos de ultramafitas y gabros cumulativos de 5-5,5 km de longitud por 2,5 km de anchura máxima o más pequeño. Todos están muy fracturados y contienen "xenolitos" (*sic*) de anfibolitas, esquistos anfibolíticos, gneiss, migmatitas, granitos y pegmatitas. Las ultramafitas están representadas por variedades totalmente serpentinizadas y por werhilitas algo anfibolitizadas.

Según Haydoutov et al. (1989) las ofiolitas en Mabujina comprenden principalmente anfibolitas, piroxenitas horblenditizadas, microgneisses y peridotita serpentinizada.

La intensidad de las deformaciones y de la foliación metamórfica es variable, preservándose en diferentes grados las estructuras, texturas y minerales magmáticos primarios. El complejo mejor caracterizado es el cumulativo bandeado, donde se intercalan gabros piroxeníticos de diverso tamaño de grano (hasta pegmatítico) con piroxenitas y en menor grado, peridotitas. El complejo cumulativo es casi idéntico a su equivalente no metamorfizado en las ofiolitas pertenecientes a la Faja Mariel-Holguín en la región de Santa Clara.

El complejo Mabujina representa un conjunto poligénico deformado y metamorfizado

en condiciones de alta temperatura, donde están mezclados elementos de la asociación ofiolítica y del arco volcánico del Cretácico (vulcanitas e intrusivos, parcialmente metamorfizados). La edad del protolito ofiolítico se fija como anterior al Cretácico Inferior y la del metamorfismo como Cretácico Superior (Somin y Millán 1981, Stanik 1981, Dublan, Alvarez-Sanchez et al. 1986, Hatten et al. 1988, Bibikova et al. 1989).

Anfibolitas Güira de Jauco

Yacen en el extremo de Cuba oriental (Figs. 1 y 14). Afloran en una faja estrecha de rumbo norte-sur, en posición tectónica sobre el macizo siálico Asunción al este y bajo las rocas metamórficas del arco volcánico cretácico al oeste (Macizo del Purial). El conjunto está integrado por anfibolitas, entre las cuales hay cuerpos alargados de serpentinitas y brechas de serpentinitas y anfibolitas. Estas serpentinitas son apoharzburgíticas, intensamente trituradas, que forman cuerpos alargados cuya anchura varía entre 200 y 500 m, con rumbo norte.

Los protolitos de las anfibolitas representan, con toda probabilidad, distintos componentes de la asociación ofiolítica, incluyendo parte de los complejos oceánicos (Millán en este capítulo). Se reportan bloques de granitoides cuya naturaleza (ofiolítica o del arco volcánico) está por determinar. Todas estas rocas presentan un metamorfismo de presión baja a media y yacen en la base de un potente manto alóctono (Boiteau et al. 1972, Somin y Millán 1981, Nagy et al. 1983, Millán y Somin 1985b).

Hay escasos datos sobre la edad de las ofiolitas anfibolitizadas, pero el hecho de que esten metamorfizadas no es un criterio para considerarlas del Precámbrico (Linares et al. 1985).

Una hipótesis aceptable es datarlas del pre Aptiano, más antiguas que el arco volcánico. Las dataciones K-Ar en estas rocas arrojan edades muy jóvenes, pues reflejan principalmente los procesos de deformación, metamorfismo y levantamiento de estas rocas, no la edad del protolito.

Ofiolitas en los terrenos sudoccidentales

Se encuentran en los terrenos Guaniguanico, Pinos y Escambray (Fig. 1). Se caracterizan por ser cuerpos poco potentes, muy cizallados, a menudo dispuestos en planos de fallas. Son alóctonos en el sentido de que se intercalan entre mantos tectónicos constituidos por rocas mesocenozoicas siliciclásticas y carbonáticas de margen continental.

En Guaniguanico se localizan como bloques en los olistostromas, pero sobre todo, como pequeñas escamas tabulares, intensamente cizalladas, que coronan la sección superior de la Formación Manacas del Eoceno Inferior al Medio(?). Afloran en ventanas tectónicas o en el frente de los planos de corrimiento. En planta son cuerpos alargados que tienen hasta 15 km de largo por 1-2 km de ancho, pero de hecho son láminas tectónicas de unas decenas de metros de espesor (Hatten 1957, Pushcharovsky, Knipper y Puig 1967). Uno de los principales afloramientos se ha denominado "macizo de Jagua" (Fig. 1; Heredia y Terepin, 1984), pero el término macizo no es adecuado, pues se trata de un cuerpo tabular que yace entre dos mantos tectónicos superpuestos (Somin y Millán 1981).

Estos mantos de ofiolitas están constituidos principalmente por fragmentos del FM, donde dominan las serpentinitas. Son escasos los gabros, y aparecen bloques de anfibolitas, eclogitas y otras metamorfitas. Los representantes de los CO son escasos y de naturaleza dudosa. Aparecen principalmente diabasas y basaltos como bloques aislados en los olistostromas y en brechas caóticas (Knipper y Cabrera 1974, Somin y Millán 1981, Pszczolkowski et al. 1987, Pushcharovsky et al. 1989). Hasta el momento no está esclarecido si estas mafitas pertenecen a las ofiolitas *sensu stricto*, o son rocas magmáticas del margen continental (Iturralde-Vinent 1988c).

Se puede suponer que las ofiolitas intercaladas entre los mantos tectónicos de Guaniguanico pueden ser las mismas que yacen más al norte en Cajálbana. De hecho, las ofiolitas de Guaniguanico se emplazaron en el Eoceno, durante los primeros estadios de la formación de la estructura alpina de la región,

y las de Cajálbana también en el Eoceno, pero al final de la fase orogénica, como parte de los mantos más tardíos. El hecho de que los bloques de metamorfitas incluidos en las ofiolitas de Guaniguanico tengan la misma composición y rango de edades radiométricas que los bloques análogos del cinturón septentrional, sugiere que ambos son un mismo cuerpo de ofiolitas (Iturralde-Vinent et al. capítulo I).

En el Escambray, Millán y Somin (1981) mencionan cuerpos de carácter básico y ultrabásico en distintas localidades, los cuales son bastante comunes y afloran dispersos en ambas cúpulas metamórficas (Pushcharovsky 1988, Fig. 1). Son lentiformes, con una longitud desde unos metros hasta 4 km en los afloramientos. Están constituidos por brechas de harzburgitas serpentinizadas o antigorititas densas, cortadas por gabropegmatitas. En ocasiones se encuentran diabasas y secuencias vulcanógeno - sedimentarias toleíticas metamorizadas (Formación Yayabo). Están muy dislocadas y metamorizadas, a menudo con el mismo grado que las rocas encajantes. Yacen tanto en planos tectónicos probablemente premetamórficos como a manera de intercalaciones entre las metamorfitas.

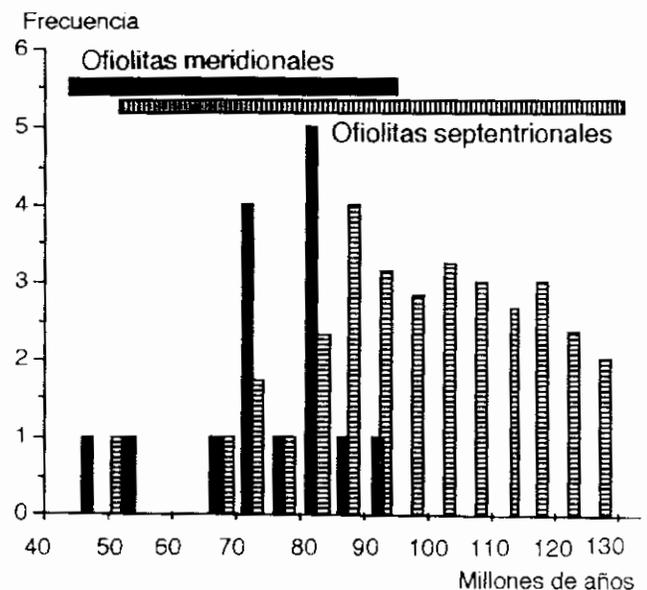


Figura 15. Edades K-Ar (Ma) en las ofiolitas de Cuba. Se observa que las ofiolitas septentrionales preservan un record de eventos térmicos más antiguos. Como ofiolitas meridionales se incluyen las muestras de Yayabo (Escambray) y Mabujina (Sur de Cuba Central).

Es importante constatar que las edades K-Ar obtenidas en las ofiolitas septentrionales tienen un rango más amplio que las edades determinadas en las ofiolitas restantes, que afloran generalmente más al sur (Yayabo, Mabujina, etc.). Esto sugiere que estos dos conjuntos de ofiolitas tienen distintas historias geológicas y su emplazamiento no se puede explicar por el mismo mecanismo (Fig. 15).

GENESIS DE LAS CORTEZAS OCEANICAS

Las ofiolitas cubanas se distinguen unas de otras, desde el punto de vista de su composición, petrología y posición tectónica.

Los trabajos geoquímicos han demostrado que la composición de los FM es inhomogénea, pero las diferencias que se observan en las distintas áreas pueden explicarse a consecuencia de las heterogeneidades lógicas de las litósferas oceánicas y las transformaciones que sufrieron estas rocas después de su formación.

Sin embargo, el volumen de información existente sobre los fundamentos melanocráticos de Cuba no es homogéneo, pues la mayoría de los datos geoquímicos se concentran en rocas del cinturón septentrional.

En el caso de los CO la situación es semejante. No hay grandes variaciones en su litología, y se observan pequeñas diferencias en su geoquímica. Sin embargo, la mayor parte de los datos geoquímicos corresponden con los efusivos del cinturón septentrional, lo que le resta universalidad a estas conclusiones (Zelepuguin et al. 1984, Heredia y Terepin 1984, Kudelásek et al. 1962, 1984, 1989, Fonseca 1988, Andó et al. 1989, Fonseca et al. 1990). Es por ello que resulta necesario, en el futuro, realizar estudios complementarios de la geoquímica de las ofiolitas cubanas, con muestras que sean representativas de los distintos tipos de ofiolitas, aprovechando la subdivisión establecida en este trabajo.

El hecho de que las ofiolitas ocupen diversas posiciones tectónicas y presenten distintos grados y tipos de metamorfismo, no

implica necesariamente que se trate de cortezas diferentes, pues estos eventos son tardíos o posteriores a la formación de la asociación ofiolítica. Sin embargo, no deja de ser importante evaluarlas desde el punto de vista de su posición geológica, pues en ocasiones la posición tectónica de los cuerpos puede estar determinada por el lugar donde se originaron y de cierto modo sugerir su génesis.

Faja de Cajálbana

Las ofiolitas de Cajálbana (Figs. 1 y 16), según Pushcharovsky et al. (1989) son un fragmento de la corteza oceánica del Golfo de México. Hasta ahora no hay pruebas de ello, pues el hecho es que en Cajálbana no se han descubierto depósitos oceánicos del Jurásico Superior, como debería esperarse si se tratara de la corteza del Golfo de México. En contraste, estrechamente asociada a la Faja Cajálbana está la Faja Felicidades, donde está ampliamente desarrollado un complejo efusivo-sedimentario de tipo oceánico del Cretácico (Zelepuguin et al. 1982), etapa en que la corteza del Golfo muy probablemente no estaba activa (Sawyer et al. 1991, Iturralde-Vinent capítulo I).

Hay criterios geológicos para sugerir que la faja Cajálbana constituye una corteza de mar marginal-cuenca de retroarco. Como se observa en la figura 16, de norte a sur actualmente se encuentran las vulcanitas cretácicas de Bahía Honda, le siguen los afloramientos del melange ofiolítico Cajálbana, y más al sur la Faja Felicidades. Los pozos perforados en esta zona y los trabajos de levantamiento geológico demuestran que estas tres unidades yacen superpuestas en posición tectónica (Fig. 16: perfil).

Las vulcanitas de Bahía Honda son toleítas de edad Albiano - Cenomaniano (Formación Encrucijada) cubiertas por piroclastitas y xenolavas calcoalcalinas andesito-basálticas del Turoniano al Campaniano (Formación Orozco), donde no se conocen aparatos volcánicos ni cuerpos intrusivos granitoides (Pardo 1975, Zelepuguin et al. 1982, Pushcharovsky et al. 1989). En la faja Felicidades, también está presente la Formación Encrucijada, pero intercalada con rocas sedimentarias muy semejantes a las que predominan en el Terreno Guaniguanico. En esta Faja la Formación Encrucijada se cubre por la Formación Quiñones, caracterizada por silicitas, tufitas y

basaltos porfíricos.

Las relaciones tan estrechas que se observan entre las litologías propias de las vulcanitas de Bahía Honda, la Faja Felicidades y las secuencias de Guaniguanico (Sierra del Rosario en la Fig. 16) sugieren que la faja Felicidades se originó en estrecha relación con Guaniguanico de una parte, y con las vulcanitas de Bahía Honda de la otra. No obstante, la posición paleogeográfica de estas unidades

difiere de la actual, como se discutió en el Capítulo 1 (Iturralde-Vinent 1994, Capítulo 1).

El Terreno Guaniguanico se ha interpretado como un margen continental pasivo (Iturralde-Vinent 1994, Capítulo 1). Entonces puede deducirse que la Faja Felicidades constituía el borde oceánico del Terreno Guaniguanico, o dicho en otras palabras, se originó entre

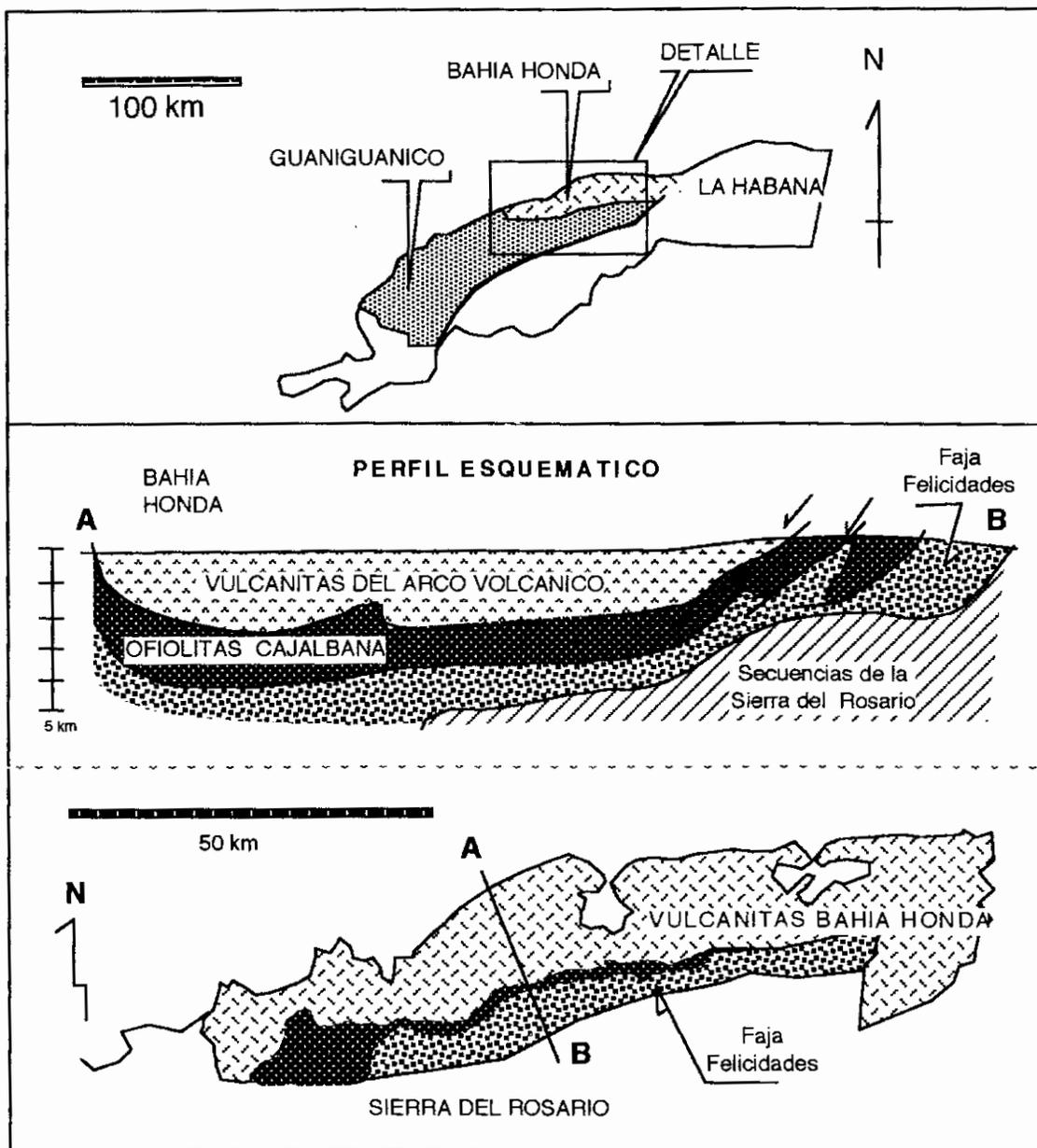


Figura 16. Posición geológica de la Faja Felicidades con respecto a las ofiolitas de Cajalbana, las vulcanitas de Bahía Honda y el terreno Guaniguanico.

Guaniguanico y el arco volcánico (vulcanitas de Bahía Honda). Como se mostró en el modelo tectónico de Cuba, la posición de esta cuenca era claramente la de un mar marginal (Vea Iturralde-Vinent 1994, Capítulo 1, Perfiles paleogeográficos).

Las investigaciones geoquímicas de los componentes del FM no aportan resultados definitivos, pero indican que Cajálbana presenta un comportamiento distinto al de los restantes macizos del cinturón septentrional. Al respecto es interesante el estudio realizado por Heredia y Terepin (1984), quienes realizan una comparación entre la geoquímica de los cuerpos ofiolíticos aflorados en Cajálbana, Mayarí y Moa-Baracoa. Ellos prestaron especial atención a los complejos del fundamento melanocrático y procesaron un gran número de muestras (Tabla 4).

Heredia y Terepin (1984) destacan que las rocas estudiadas se caracterizan por el bajo contenido de álcalis y una gran estabilidad en el contenido de Fe_{total} , independiente del grado de serpentinización. Los valores más altos están en las ultramafitas de Cajálbana, quizás debido al enriquecimiento en diópsido que presentan. Indican además que este macizo en general es más pobre en MgO (promedio general 36,02%) y presenta un grado de serpentinización inferior a los restantes. Las variaciones del contenido de magnesio (34,42-41,92%) las consideran provocadas por la abundancia relativa de los minerales formadores de rocas y el bajo grado de serpentinización. Es destacable la semejanza de los contenidos promedios de Cr_2O_5 y NiO en las tres áreas mencionadas. En relación con los contenidos de Al_2O_3 y CaO resaltan los valores distintos de su concentración en las tres áreas, con un incremento en la dirección:

Mayarí << Moa-Baracoa << Cajálbana.

El coeficiente $MgO+Fe_{total}+MnO/SiO_2$ del diagrama de Yu. Sheinmann, arrojó los cifras siguientes:

Cajálbana =	1.00-1.15
Moa-Baracoa =	1.10-1.22
Mayarí =	1.20 -1.40

Las determinaciones de elementos minoritarios en tres áreas del cinturón septentrional resaltan las diferencias indicadas

(Tabla 4).

Las investigaciones de Fonseca et al. (1990) confirman los resultados obtenidos por Heredia y Terepin (1984). En particular es ilustrativo el gráfico de los valores promedios de 15 elementos minoritarios y trazas en las ultramafitas de los distintos afloramientos de las ofiolitas del cinturón septentrional. En dicho gráfico (Fig. 6) se evidencia el comportamiento totalmente concordante de las ofiolitas que afloran desde Camagüey hasta Baracoa y se destaca la gran disparidad de la composición de las ofiolitas de Cajálbana y del macizo Jagua (promediadas como Cajálbana). En particular se apartan del comportamiento general Cr, Co y Zn (con valores muy bajos) y Sc, Ba y Sr (con valores muy altos).

Es evidente que el FM en la faja Cajálbana se distingue de los restantes del cinturón septentrional, no sólo por su posición tectónica sino también por su geoquímica. Pero con los datos disponibles no es posible afirmar que esto signifique que se trata de distintas cortezas.

Faja Mariel-Holguín

En Cuba se ha interpretado de muy distintos modos el origen de las ofiolitas de la Faja Mariel-Holguín (Fig. 1). Según Furrázola et al. (1964), Buguelski et al. (1985) y Linares et al. (1985) son intrusiones de distintas edades, punto de vista muy difícil de compartir. Otros autores consideran que tales ofiolitas son el substrato del arco volcánico del Cretácico (Meyerhoff y Hatten 1968, Somin y Millán 1981).

Millán y Somin (1985b) han reafirmado este último punto de vista sobre la base de que entre las ofiolitas del norte de Villa Clara (Cuba central), se encuentran pequeños cuerpos de granitoides, alguno de los cuales su geoquímica los acerca a los del arco volcánico (Fig. 12; Pérez et al. 1989). Si bien es cierto que el arco volcánico cretácico tuvo un substrato oceánico (Iturralde-Vinent 1989), no se puede afirmar que dicho substrato sean las ofiolitas que afloran en la faja Mariel-Holguín, sólo por haber encontrado entre estas rocas algunos pequeños cuerpos aislados de granitoides.

La presencia de varias zonas de alteraciones de alta temperatura (anfíbolitas)

unidas a la presencia de granitoides del arco volcánico entre las ofiolitas, puede explicarse de diversos modos. Sin embargo, una hipótesis a considerar es que dichas porciones de las ofiolitas del cinturón septentrional se hayan originaron como parte del substrato de una cuenca de retroarco con un arco primitivo abortado. En este caso, entre las ofiolitas de la faja Mariel-Holguín habría por lo menos dos unidades genéticas: la corteza del mar marginal y la corteza de un arco primitivo abortado-cuenca de retroarco. Para comprobar esta hipótesis se requiere un muestreo adecuado e investigaciones geoquímicas más detalladas.

Faja Mayarí-Baracoa

Las ofiolitas de Mayarí-Baracoa se han descrito como un cuerpo intrusivo lopolítico (Furrazola et al. 1964, Adamovich y Chejovich 1964, Buguelsky et al. 1985), pero su evidente posición tectónica alóctona indica con claridad que tal punto de vista no se puede sostener (Fig. 14).

Estas rocas también se han interpretado como una cúpula intrusiva y efusivo-sedimentaria de edad Maastrichtiano, vinculada a un diapiro del manto surgido de la sutura Cauto-Nipe (Nekrasov et al. 1989, Mossakovski et al. 1989). Según estos autores dicho diapiro se habría dividido en dos frentes, uno emplazado en el área de Holguín y otro en el área de Mayarí-Baracoa. Relevante para esta interpretación es el hallazgo de "tobas ultrabásicas" entre los depósitos del Maastrichtiano - Paleoceno (Formaciones Mícará y La Picota) en Mayarí-Baracoa.

Sin embargo, ya Cobiella (1978) había descrito dichas "tobas ultrabásicas" como turbiditas monomícticas serpentínico-gabroides. Investigaciones de campo realizadas por el autor con K. Brezsnýánszky, J. Andó, C. Bowin, y M. Campos han permitido determinar que Cobiella (1978) interpretó correctamente estas rocas. Sedimentos semejantes también se encuentran en Camagüey, como capas y lentes entre los olistostromas del Eoceno Superior, ricos en derivados de las ofiolitas (Formación Senado; Iturralde-Vinent et al. 1981, Iturralde-Vinent, Thieke et al. 1987, 1989). Sin embargo, sería muy difícil probar un vulcanismo ultramáfico de dicha edad en Cuba.

Desde el punto de vista geoquímico hay

ciertos contrastes en el contenido de CaO y Al₂O₃ entre las ofiolitas de Camagüey-Holguín de una parte y Mayarí-Moa-Baracoa de otra, ya que las primeras son menos cálcicas y las segundas tienen menor contenido de Al₂O₃ (Fonseca et al. 1984). Otras diferencias de esta índole se han resaltado por Andó et al (1989, en este capítulo). Aunque los datos geoquímicos disponibles no son suficiente para resolver este problema dada la heterogeneidad de las ofiolitas cubanas, tampoco favorecen la hipótesis de Flores et al. (1989), Nekrasov et al. (1989) y Mossakovski et al (1989).

Las ofiolitas de la faja Mayarí-Baracoa también se han interpretado como parte del las cortezas del antiguo mar marginal--cuenca de retroarco, sobre la base de que presentan un perfil completo y sus semejanzas con las restantes ofiolitas del cinturón septentrional (Iturralde-Vinent 1989).

Las ofiolitas del cinturón septentrional en general se asemejan a las que Moores (1982) clasificó como de tipo tethysianas, pues presentan un perfil completo (Fig. 2) y yacen sobre un margen continental del Tethys. Según Moores (1982) y Coleman (1984a) este tipo de ofiolitas son características de pequeñas cuencas oceánicas como los mares marginales. A esta misma conclusión llegó el autor (Iturralde-Vinent, Hartwich, et al. 1986, Iturralde-Vinent 1988b, c) sobre la base de las siguientes observaciones:

- 1) Dichas ofiolitas yacen imbricadas con las rocas del arco volcánico cretácico, pero se trata siempre de contactos tectónicos (sobrecorrimientos) a veces con olistostromas asociados. En ocasiones, aun cuando están en contacto "aparentemente" estratigráfico, las ofiolitas y las vulcanitas cretácicas presentan distinto grado y tipo de metamorfismo. Por lo tanto, la posición actual de las ofiolitas septentrionales en la base de las rocas del arco volcánico cretácico, no es necesariamente la posición original.
- 2) En las ofiolitas septentrionales se observa un metamorfismo térmico, muchas veces de bajo grado, con características muy diferentes al metamorfismo dinamo-térmico con la formación de verdaderas anfibolitas que caracteriza a los complejos Mabujina y Guira de Jauco de la

base del arco volcánico (Millán 1992, en este Capítulo). Los bloques de metabasitas de baja presión incluidos entre las brechas ofiolíticas y las zonas de alteración como Iguará-Perea con su conversión en verdaderas anfibolitas (Somin y Millán 1981, Millán en este capítulo), representan un volumen insignificante en relación con el conjunto de las ofiolitas septentrionales. Además, una parte de estas rocas se originaron a consecuencia del magmatismo ofiolítico durante la génesis del FM (Andó et al 1989, Somin y Millán 1981, Millán en este capítulo). Según la opinión del autor, dichas metabasitas se vinculan al magmatismo propio de los mares marginales, cuencas de retroarco y arcos abortados.

- 3) Entre las ofiolitas del cinturón septentrional no se han descubierto los conductos de alimentación del vulcanismo calcoalcalino del arco volcánico. Sólo se han descrito aislados cuerpos pequeños de rocas intrusivas en Villa Clara, cuyo quimismo las acerca a las del arco volcánico (Somin y Millán 1985b). Pero si se comparan con el volumen de los cuerpos granitoides que intruyen las rocas vulcanógeno-sedimentarias del arco volcánico cretácico, no hay proporcionalidad alguna. La mayoría de los cuerpos intrusivos entre las ofiolitas son gabroides y diabasas toleíticas con claras afinidades ofiolíticas, cuyo quimismo las acerca a las basitas efusivas de los CO suprayacentes (Fig. 10).
- 4) El criterio más fuerte y definitorio para considerar las ofiolitas del cinturón septentrional como de mar marginal-cuenca de retroarco, está dado por la edad del complejo efusivo-sedimentario de estas ofiolitas, que se ha establecido como Hauteriviano a Turoniano. Esto quiere decir que, al menos durante dicho lapso de tiempo, existió una cuenca oceánica con magmatismo principalmente toleítico. Dicha cuenca se desarrolló al mismo tiempo que el arco volcánico, pues la secuencia vulcanógeno-sedimentaria toleítica a calcoalcalina del arco cretácico tiene edad Albiano-Campaniano.

Por lo tanto, queda demostrada la existencia de un sector con corteza oceánica, desde el Hauteriviano y hasta el Turoniano,

yuxtapuesto al arco volcánico cretácico, y situado esencialmente al norte del anterior (Fig. 17).

Ofiolitas anfibolitizadas

La naturaleza de las ofiolitas anfibolitizadas es un tema bastante discutido, sobre el cual se han vertido distintos criterios (Boyanov et al. 1975, Somin y Millán 1981, Millán y Somin 1985a, b, Mossakovsky et al. 1986, etc.). Sin embargo, actualmente está demostrado que las anfibolitas Mabujina son una zona deformada y metamorfizada con componentes de la base del arco volcánico del Cretácico y de las ofiolitas de su basamento (Haydoutov, Boyanov y Millán 1989, Bibikova et al. 1989, Millán en este capítulo); (Fig. 17).

El metamorfismo del complejo Mabujina se puede relacionar a los procesos termodinámicos que tienen lugar en los fundamentos de los arcos volcánicos, a consecuencia de la actividad magmática en el área de suprasubducción. Esto es consecuente con el hallazgo de rocas intrusivas granitoides del arco que cortan a las anfibolitas y están parcialmente convertidas en gneiss (Millán y Somin 1985a, b, Millán en este Capítulo).

Las anfibolitas Güira de Jauco presentan un metamorfismo de presión baja a media (Millán en este Capítulo). Se pueden conceptualizar como exponentes de la corteza oceánica que infrayació al arco cretácico, como han indicado otros autores (Millán y Somin 1985a, b) y como lo sugieren la presencia de bloques de granitoides entre ellas y su posición tectónica (Fig. 14).

Terrenos Guaniguanico y Escambray

Las ofiolitas de los terrenos de Guaniguanico y Escambray, a excepción de las anfibolitas Yayabo (Fig. 1), se han interpretado como intrusiones cretácicas o jurásicas (Furrazola et al. 1964) o más antiguas (Linares et al. 1985). Mossakovsky et al. (1986) emitieron el criterio de que algunas serpentinitas del Escambray podrían tener un protolito sedimentario, pero tal punto de vista no está fundamentado en datos concretos.

En relación con las anfibolitas Yayabo (Cúpula oriental del Escambray) se han adelantado distintas interpretaciones (Somin y

Millán 1981, Millán y Somin 1985b, Pushcharovski et al. 1989), pero es razonable interpretarlas como un fragmento de la parte superior de la corteza oceánica (Millán en este capítulo).

La posición tectónica, petrografía y geoquímica de las ofiolitas en los terrenos Guaniguanico y Escambray sugieren que gran parte de estas ofiolitas son escamas tectónicas de corteza oceánica incluidas en antiguas superficies de sobrecorrimiento. A favor de esta interpretación están su morfología de pequeños cuerpos tabulares o lentiformes y el carácter fragmentario de sus representantes, donde hay porciones dislocadas del FM y de los CO.

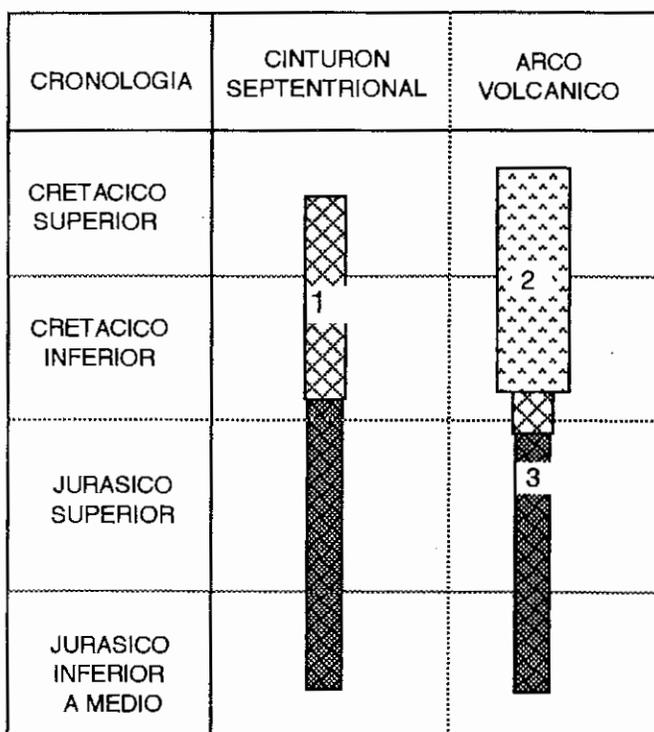


Figura 17. Correlación general del magmatismo Mesozoico de las Antillas Mayores. 1. Efusivos básicos oceánicos, 2. Efusivos de arco volcánico, 3 Corteza oceánica (FM).

Las particularidades de estas últimas las acercan a las que Moores (1982) ha denominado cordilleranas, que se disponen en los márgenes acresionales, como en el borde continental del Pacífico de América del Norte

(Iturralde-Vinent 1989, 1990). Moores las interpreta como fragmentos de cuencas interarcos, hipótesis que no se contrapone a la situación concreta de estas rocas en Cuba.

Las ofiolitas de Guaniguanico, según su posición tectónica y estrechas relaciones con las ofiolitas de la faja Cajálbana (Fig. 1) se han interpretado como un mismo cuerpo desmembrado por causas tectónicas.

Somin y Millán (1981) compararon las ofiolitas anfibolitizadas de Mabujina y Yayabo, y han sugerido que pudieran tener el mismo origen. Sin embargo, hasta el momento no hay datos concretos para interpretar objetivamente el origen de las ofiolitas del Escambray. Sobre todo si se tiene en cuenta que según Millán (comunicación personal 1992) algunos cuerpos de serpentinitas aparecen intercalados entre rocas metasedimentarias de protolito Jurásico y Cretácico.

CONCLUSIONES

En Cuba hay ofiolitas que presentan un perfil completo, a veces muy bien preservado (Camagüey y Mayarí-Baracoa), otras veces dislocado en escamas aisladas y como parte de brechas caóticas (Cajálbana, La Habana-Matanzas, Santa Clara, Holguín). También se les encuentra desmembradas, mezcladas e incluso metamorfizadas entre otros complejos rocosos (Guaniguanico, Escambray, Güira de Jauco, Mabujina).

Entre estas ofiolitas se distinguen distintos tipos, según su posición tectónica y composición. Las ofiolitas del cinturón septentrional, las ofiolitas anfibolitizadas y las que están emplazadas entre mantos tectónicos en los terrenos Guaniguanico y Escambray.

Las ofiolitas del cinturón septentrional (tipo tethysianas) yacen en posición alóctona, como mantos de distinto espesor y geometría, entre depósitos de margen continental y rocas del arco volcánico cretácico. Se desplazaron en dirección al norte. Sus raíces pudieran estar asociadas a la falla cubana axial situada a lo

largo del eje de la isla de Cuba. Presentan un perfil bastante completo.

Las ofiolitas en los terrenos de Guaniguanico y Escambray son también alóctonas, pero yacen entre mantos tectónicos de margen continental. Se caracterizan por su perfil muy desmembrado e incompleto. Las del terreno Guaniguanico son probablemente escamas derivadas de las ofiolitas septentrionales.

Las ofiolitas anfibolitizadas de Mabujina y Güira de Jauco presentan un perfil incompleto muy dislocado y están imbricadas con cuerpos de rocas del arco volcánico, metamorfizadas conjuntamente. Yacen en posición tectónica sobre metamorfitas de margen continental y se cubren por vulcanitas del arco cretácico.

Las evidencias geológicas conocidas permiten afirmar que las ofiolitas cubanas se diferenciaron básicamente durante su evolución en las condiciones de cortezas oceánicas (Iturralde-Vinent 1981, 1988a, b, c, 1989). Por lo tanto, con los datos obtenidos se pueden distinguir en Cuba, hasta el presente, representantes de dos cortezas principales: la corteza sub-arco volcánico y la corteza del cinturón septentrional (Fig. 17).

Corteza sub-arco volcánico

En este trabajo se entiende como corteza sub-arco volcánico aquella que forma el substrato del arco volcánico del Cretácico, y como tal, es más antigua que este.

Dicha corteza se encuentra preservada en el substrato plegado de Cuba, pero sufrió distintas transformaciones como parte del desarrollo del arco de islas durante el Cretácico. En estas condiciones, las ofiolitas sub-arco se sometieron a diversas alteraciones en el ambiente de suprasubducción, incluido un metamorfismo dinamo-térmico de alta temperatura.

Las variedades metamorfizadas en condiciones de suprasubducción se conocen actualmente como parte del complejo Mabujina. La corteza oceánica metamorfizada en condiciones de presión baja a media en Güira de Jauco, dada su posición tectónica y composición, también puede interpretarse como parte del substrato del arco volcánico

(Iturralde-Vinent 1989, Millán 1992). Algunas de las ofiolitas del terreno Escambray pudieran también ser los relictos de la antigua corteza sub-arco. Un ejemplo es la Formación Yayabo, que constituye un fragmento del complejo efusivo-sedimentario de las ofiolitas, con metamorfismo de alta presión, asociado en la naturaleza con elementos del FM.

Las basitas toleíticas que se encuentran en los pozos Vega 1, Mercedes 1, en la Formación Los Pasos y "old volcanics" en Cuba central yacen bajo los depósitos y efusivos calcoalcalinos del arco volcánico cretácico (Fig. 1). En consecuencia, se pueden interpretar como parte de un arco primitivo o como la corteza sub-arco. Se requieren más investigaciones geoquímicas para dejar aclarada esta cuestión.

La edad de las cortezas que infrayacen al arco tiene que ser anterior a la del arco volcánico (pre Aptiano-Albiano). Otros datos sobre su edad son muy limitados y dudosos, como ha señalado Millán (en este capítulo) al discutir la edad de Mabujina.

En dependencia de la hipótesis que se adopte para explicar el origen de la corteza del Caribe, así se podrá profundizar sobre el origen y antigüedad de las ofiolitas sub-arco. Si se acepta la hipótesis del origen Pacífico del arco caribeño (Malfait y Dinkelmann 1971, Pindell 1990, etc.), entonces se puede afirmar que la corteza sub-arco es Jurásica o más antigua y se formó a muchos kilómetros de su lugar actual.

Si se adopta la variante de que el arco volcánico cretácico se formó en el Caribe, entonces la edad de la corteza se puede juzgar a partir de otros criterios. Por ejemplo, los eventos magmáticos de margen continental del área circum Caribe, determinados como Jurásico Inferior a Cretácico Inferior (Iturralde-Vinent 1989), sugieren que la corteza del Caribe pudo tener esta misma edad. Además, distintas dataciones de basaltos oceánicos en el Caribe han arrojado edades jurásicas y cretácicas tempranas (Bartok et al. 1985, Montgomery et al. 1993, 1994).

Para resolver esta disyuntiva sobre el origen de la corteza sub-arco se necesitarían estudios geoquímicos muy especializados y nuevas dataciones de estas rocas, los cuales

están pendientes de ejecutar.

Corteza del cinturón septentrional

Las rocas efusivo-sedimentarias del Hauteriviano al Turoniano que se asocian a las ofiolitas tethysianas del cinturón septentrional, evolucionaron como una pequeña cuenca oceánica a la par que estaba activo el arco volcánico del Cretácico (Fig. 17). Propias de esta cuenca se han identificado las rocas efusivo-sedimentarias descritas como las formaciones Encrucijada, Quiñones, Margot, Sagua la Chica, Mate Prieto, La Suncia, Albaiza, Santa Lucía y Quiviján. Probablemente parte de la Formación Iberia (Kozak, Capítulo 3) también pertenece a esta cuenca.

El magmatismo efusivo asociado a las ofiolitas septentrionales puede interpretarse como propio de una cuenca de retroarco-mar

marginal. La edad del fundamento melanocrático de esta cuenca se ha estimado como Jurásico a Cretácico temprano (Iturralde-Vinent 1989) y los datos existentes así lo corroboran. Como parte de estas ofiolitas también se han descrito probables representantes de la corteza sub-arco y pequeños cuerpos intrusivos (Zona Iguará-Perea), que se discutieron como fragmentos de un hipotético arco primitivo abortado.

Si esta interpretación es correcta, entonces no hay grandes diferencias entre la corteza sub-arco y la corteza del cinturón septentrional, como había sugerido Iturralde-Vinent (1989). Las principales diferencias entre estas cortezas se originarían a partir del cretácico, como resultado de la actividad térmica y magmática del arco.

TABLAS DE DATOS

(Datos adicionales se encuentran en los trabajos de Terepin y Heredia (1984),
Buguelski et al. (1985), Kudelásek et al. (1962, 1984))

Tabla 2 . Valores promedios de los análisis químicos de algunas menas cromíticas cubanas.
Tomados de Buguelski et al. (1985).

	M A Y A R I				M O A - B A R A C O A					C A M A G U E Y			
SiO ₂	0.63	0.39	1.34	0.79	0.5	0.59	0.73	0.73	0.79	1.64	0.7	2.56	1.05
TiO ₂	0.11	0.17	0.12	0.8	0.23	0.07	0.2	0.32	0.2	0.27	0.32	0.17	0.14
Al ₂ O ₃	8.17	13.95	13.53	10.66	28.0	26.34	30.14	32.35	29.63	35.4	32.0	48.94	48.78
Cr ₂ O ₃	62.37	55.45	53.23	57.14	40.4	41.75	36.84	35.2	37.96	35.31	34.72	14.58	18.2
Fe ₂ O ₃	1.96	3.11	2.59	1.82	2.61	3.39	4.4	2.85	3.03	4.03	2.47	4.18	1.8
FeO	12.26	10.57	14.38	18.28	11.08	10.49	9.94	11.16	10.87	11.24	11.27	7.41	10.2
MnO	0.14	0.13	0.2	0.27	0.12	0.13	0.14	0.13	0.15	0.16	0.14	0.16	0.1
MgO	13.83	15.63	14.24	10.85	17.1	16.94	17.28	17.3	17.19	15.24	17.87	19.58	19.45
CaO			0	0		0.05	0	0	0	0	0	0	
Na ₂ O	0	0	0									0.04	
K ₂ O	0	0.01	0.01									0.04	
NiO	0.04	0.11	0.09							0.13		0.3	0.33
CoO	0.05	0.11	0.08							0.07		0.1	0.03
V ₂ O ₅	0.08	0.11	0.17	0.16	0.19	0.2	0.18	0.18	0.19	0.17	0.16	0.11	0.12
H ₂ O-	0.015	0.18	0.44	0.15	0.1	0.16	0.39	0.21	0.06	0.6	0.3	1.83	0.1
H ₂ O+			0	0		0	0	0	0.26	0	0.05	0	0.17
Total	99.79	99.91	100.4	100.2	100.3	100.0	100.2	100.2	100.3	100.4	100.0	100	100.4

Tabla 3. Valores medios de la composición química de los basaltos toleíticos del cinturón septentrional
(Fonseca et al. 1989, L. Díaz de Villalvilla comun. pers. 1992, M. Heredia, comun. pers. 1992)

Formación	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Encrucijada	49.2	1.8	15.7	3.9	7.1	0.2	9.7	11.5	2.9	1.10
Margot (Habana)	50.7	0.7	17.5	--7.7--		0.2	7.0	9.2	1.0	0.05
Boninitas (Hab.)	52.7	0.2	13.6	--6.9--		0.1	8.0	10.2	1.1	0.21
Margot (Matzas)	49.8	0.9	16.5	--7.8--		0.2	7.5	10.7	0.1	0.04
Sagua La Chica	52.5	0.5	14.1	3.3	5.4	0.2	7.4	7.8	3.9	0.24
Albaiza	49.1	2.2	14.4	7.5	4.7	0.1	7.5	8.5	2.4	0.4
Santa Lucía	48.5	1.0	16.5	4.7	4.6	0.1	8.7	6.6	4.5	0.3
Quibiján	46.7	0.5	17.5	4.3	5.9	0.1	4.9	12.0	2.6	0.4

Tabla 4. Composición media de algunas rocas de los macizos de Cajálbana, Mayarí y Baracoa Tomado de Heredia y Terepin (1984).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Cajálbana										
Apozarzburgitas	41.35	0.04	2.13	4.21	4.82	0.14	39.1	1.74	0.17	0.05
Serpentinitas	48.35	0.05	2.21	5.57	2.36	0.11	35.5	0.88	0.10	<0.05
Mayarí										
Apozarzburgitas	37.85	0.01	0.67	4.91	2.61	0.11	39.5	0.42	0.10	0.1
Apodunitas	34.97	0.01	0.52	4.47	2.72	0.10	41.2	0.26	<.10	<.1
Moa-Baracoa										
Apozarzburgitas	36.12	0.03	1.31	5.18	2.53	0.10	36.9	0.64	<.10	<.01
Apodunitas	34.37	0.08	1.03	5.99	2.44	0.09	41.0	0.69	0.13	0.03

Tabla 5. Contenidos medios de algunos elementos minoritarios en las ultramafitas de tres áreas del cinturón septentrional. Valores $\cdot 10^{-4}$ Tomado de Heredia y Terepin (1984).

Macizos	n	Ni	Cu	Co	Zn	Mn	Cr	V	Sc
Cajálbana	20	1300	20	70	20	1100	3000	40	3
Mayarí	38	900	10	80	40	50	3000	16	2
Moa-Baracoa	20	600	10	70	0	750	3500	30	5