

# Diversidad geoquímica en las unidades tectónicas mesozoicas de afinidad oceánica de la Cordillera Central, República Dominicana

J. Escuder Viruete<sup>(1)</sup>, J.F. Lewis<sup>(2)</sup>, P.P. Hernáiz Huerta<sup>(3)</sup> y G. Draper<sup>(4)</sup>

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España.  
E-mail: escuder@geo.ucm.es

(2) Department of Geology, George Washington University, Washington, DC 20052, U.S.A.

(3) División de Geología. INYPSA. G. Díaz Porlier, 49. 28001 Madrid. España.

(4) Department of Geology, Florida International University, Miami, FL 33199, U.S.A.

## RESUMEN

Una de las características más importantes de la geología de la República Dominicana es la acreción de unidades tectónicas, o terrenos *s.l.*, compuestas por una gran variedad de rocas ígneas y sedimentarias de edad Jurásica y Cretácica. En las rocas deformadas y metamorfozadas Mesozoicas que constituyen la Cordillera Central Dominicana, se han identificado cinco series ígneas principales: metabasaltos de intraplaca oceánica, metabasaltos de dorsal intraoceánica, toleitas de arco isla, boninitas y metabasaltos de cuenca tras arco. Los metabasaltos relacionados con apertura oceánica pueden haber sido formados durante la creación del proto-Caribe, cuando el bloque de Yucatán fue separado del borde septentrional de Sudamérica durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Los metabasaltos intraplaca oceánica tienen una distribución plana de tierras raras y son composicionalmente similares a los plateaux oceánicos Pacíficos derivados de una pluma mantélica de edad Cretácico Inferior. Las rocas del Cretácico Inferior relacionadas con subducción son tanto metabasaltos de cuenca tras arco, boninitas y toleitas de arco isla relativamente empobrecidas en tierras raras. Estos datos proporcionan restricciones geoquímicas en el desarrollo tectónico del borde septentrional de la placa Caribeña. Como consecuencia, se presenta un modelo tectonomagmático para el segmento Dominicano del Caribe durante el Cretácico Inferior.

Palabras clave: arco isla, geoquímica, metabasaltos, plateau oceánico, República Dominicana

## ***Geochemical diversity in the mesozoic tectonic units of oceanic affinity of the Cordillera Central, Dominican Republic***

### ABSTRACT

*Accreted terranes, comprising a wide variety of Jurassic and Cretaceous igneous and sedimentary rocks, are an important and conspicuous feature of Dominican Republic geology. Within the variably deformed and metamorphosed Mesozoic rocks of the Cordillera Central Dominicana, five main igneous suites have been identified: oceanic intraplate metabasalts, mid-oceanic ridge metabasalts, island arc tholeiites, boninites and backarc basin metabasalts. Rift-related metabasalts may have formed during the development of the proto-Caribbean, as the Yucatan block rifted away from northern South America in Late Jurassic-Early Cretaceous time. Oceanic intraplate metabasalts have flat rare earth element patterns, and are compositionally similar to Pacific mantle plume-derived oceanic plateaux of Early Cretaceous age. The Early Cretaceous subduction-related rocks are either backarc metabasalts, boninites and relatively trace-element-depleted island arc tholeiites. These data provide geochemical constraints on the tectonic development of the northern part of the Caribbean plate. In consequence, a tectonomagmatic model for the Dominican segment of the Caribbean during the Early Cretaceous is presented.*

*Key words: Dominican Republic, geochemistry, island arc, metabasalts, oceanic plateau*

## Introducción

La geología de la República Dominicana resulta en gran medida de la sucesiva acreción de unidades tec-

tónicas de afinidad oceánica a lo largo del Mesozoico y su colisión final con el margen meridional del continente Norteamericano en el Eoceno Medio-Superior (Donnelly *et al.*, 1990; Lewis y Draper, 1990; Draper y

Lewis, 1991). Algunas de estas unidades tectónicas son verdaderos terrenos *s.s.* (Mann *et al.*, 1991), compuestas por una gran diversidad de rocas ígneas y sedimentarias, que aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas como consecuencia de los procesos de acreción y colisión. La procedencia de dichas unidades y, en especial, la naturaleza de las series magmáticas que contienen ha permitido plantear modelos geodinámicos sobre la historia acrecional de este sector de la Placa Caribeña (Draper *et al.*, 1994, 1996). Sin embargo, existen aún muchas incertidumbres sobre los estadios evolutivos más tempranos, que comprenden tanto el desarrollo de un arco isla durante el Cretácico Inferior, denominado por Donnelly *et al.* (1990) como el Primitivo Arco Isla Caribeño (PAIC), como de la previa formación del sustrato oceánico proto-Caribeño sobre el que se edificó el PAIC. Un mayor conocimiento de estos primeros estadios puede obtenerse a partir del significado de las series magmáticas de edad Jurásico-Cretácico Inferior presentes en la Cordillera Central Dominicana. Las características petrológicas y geoquímicas de dichas series ígneas pueden determinar su contexto tectónico de generación y permitir reconstruir el complicado puzzle de tectónica de placas que controló la evolución de la Placa Caribeña y su interacción con las placas circundantes durante buena parte del Mesozoico.

El objetivo de este trabajo es presentar algunos de los resultados de un estudio petrológico y geoquímico de las rocas ígneas de edad Jurásico-Cretácico Inferior, realizado durante el período de tiempo 1997-1999 por el Consorcio IGME-INYPSA-PROINTEC para la Dirección General de Minería, en el marco del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, financiado por el Programa SYSMIN de la Unión Europea. En dicho proyecto se elaboraron las cartografías geológicas a E. 1:50.000 del sector SE de la Cordillera Central (Hojas de Bonao y Constanza a E. 1:100.000), incluyendo las Hojas de Villa Altagracia (6172-II; Hernáiz Huerta *et al.*, 2000a) y Arroyo Caña (6172-III; Hernáiz Huerta *et al.*, 2000b) en las que se centra el presente estudio. Este proyecto cartográfico se continúa en la actualidad en la 2ª Fase del SYSMIN y los resultados son integrados con los obtenidos en el marco de otros Proyectos del PNIC-DIT (MCYT), con el fin de esclarecer la evolución tectónica y magmática de los materiales que formaron el PAIC.

### **Marco geológico de la Isla de La Española**

Tanto en las Antillas Menores como en las Mayores,

formadas éstas por la cadena de islas de Cuba, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, afloran segmentos del sistema Cretácico Superior-Eoceno de arco isla circum-caribeño (AICC). Aunque existen diversas interpretaciones sobre la evolución geodinámica del Caribe (Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994; Meschede y Frisch, 1998; Kerr *et al.*, 1999), se acepta generalmente que el arco isla se generó en un dominio intraoceánico. Esta interpretación es consistente con los estudios geoquímicos, que demuestran la ausencia de una contaminación por corteza continental en los magmas intruidos y extruidos en el AICC (Donnelly *et al.*, 1990; Lewis y Draper, 1990; Draper y Lewis, 1991; Lewis *et al.*, 1991; Donnelly, 1994; Lebrón y Perfit, 1994; Horan, 1995; Lewis *et al.*, 2000; Lewis *et al.*, 2002).

En el AICC, los magmas más antiguos generados constituyen una serie bimodal de edad pre-Albiense, muy probablemente Neocomiense (Smiley, 1982), que Donnelly *et al.* (1990) y Donnelly (1994), interpretan como relacionada con el desarrollo del primitivo arco magmático todavía sumergido (PAIC). La producción de los magmas en el PAIC cesa un poco antes del Albiense. Desde el Albiense Superior al Eoceno, el magmatismo está caracterizado por la presencia de rocas plutónicas, volcánicas y volcanosedimentarias más evolucionadas, de composición calco-alcalina (Donnelly *et al.*, 1990; Lewis *et al.*, 1991; Kesler *et al.*, 1991). Para Lebrón y Perfit (1994) y Lewis *et al.* (1995), los cambios composicionales que muestran las rocas ígneas presentes en Cuba, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, registran la evolución del AICC desde los estadios más tempranos a los más tardíos. Según estos autores, el cambio composicional en los magmas fue sincrónico con una inversión en la polaridad de la subducción bajo el arco, la cual tuvo lugar probablemente como consecuencia de la colisión y obducción de un fragmento del *plateau* caribeño durante el Aptiense-Albiense (Draper *et al.*, 1996).

Desde el Eoceno Medio-Superior, el segmento de AICC presente en las Antillas Mayores es magmáticamente inactivo como consecuencia de su colisión con la plataforma carbonatada de las Bahamas, desarrollada sobre el margen meridional de la placa Norteamericana. Sin embargo, el segmento de las Antillas Menores continúa activo en la actualidad debido al desplazamiento hacia el E de la placa Caribeña y la subducción del fondo oceánico atlántico en la Fosa de Barbados (Pindell, 1983; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994). La tectónica de desgarres sinistros cenozoico-cuaternaria (Mann *et al.*, 1991), produce también la fragmentación del AICC, resultando como consecuencia el segmento de Cuba acrecionado a la placa Norteamericana y el segmento cons-

tituido por La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes a la placa Caribeña, que se mueve hacia el E respecto a la plataforma de Bahamas como un conjunto independiente.

La geología de la Isla de la Española (Fig. 1) consiste en varios cinturones de dirección ONO-ESE limitados por grandes fallas subparalelas. En general, cada uno de estos cinturones consiste en un basamento de rocas metamórficas y granitoides de edad Mesozóico-Terciario inferior, sobre el que se han desarrollado cuencas sedimentarias detríticas y arrecifes durante el Terciario Medio y Superior (Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991; Draper *et al.*, 1994). A continuación se describen brevemente cada uno de estos cinturones.

El Cinturón más septentrional de Puerto Plata-Río San Juan-Samaná está formado principalmente por mármoles y esquistos de alta-P/ baja-T, que forman tanto unidades estructuralmente coherentes, como mélanges tectónicos inmersos en una matriz de serpentinitas y bloques de esquistos azules y eclogitas (Nagle, 1974; Draper y Lewis, 1991; Joyce, 1991). Está limitado al sur por la Zona de Falla Septentrional (Mann *et al.*, 1991).

El sector más oriental de la isla está ocupado por el terreno de Seibo-Oro (*sensu* Mann *et al.*, 1991), que consiste en una gran acumulación de rocas volcánicas de edad Cretácico inferior, asociadas a la evolución del PAIC. Sobre ellas se dispone discordante una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias de

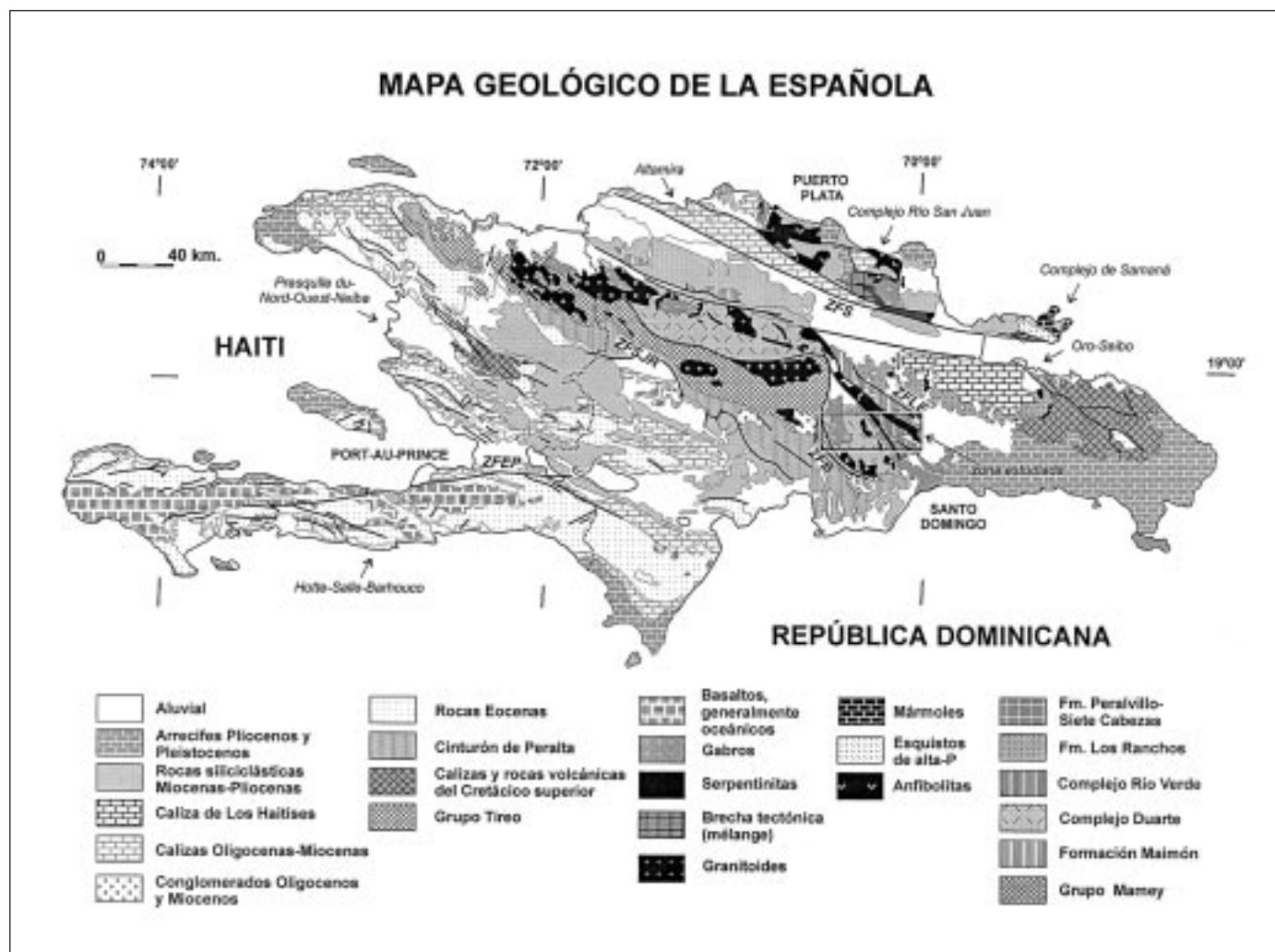


Fig. 1. Mapa geológico esquemático de la Isla de La Española (Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). ZFS= Zona de Falla Septentrional; ZFLE= Zona de Falla de La Española; ZFB= Zona de Falla de Bonao; ZFSJR= Zona de Falla de San José-Restauración; SEP= Zona de Falla de Enriquillo-Platain

Fig. 1. Schematic geological map of the Hispaniola Island (mod. from Lewis and Draper, 1990). ZFS= Northern Fault Zone; ZFLE= La Española Fault Zone; ZFB= Bonao Fault Zone; ZFSJR= San José-Restauración Fault Zone; SEP= Enriquillo-Platain Fault Zone

edad Cretácico Superior tardío, que constituyen los depósitos de una cuenca de ante-arco. Su límite meridional está definido por la Zona de Falla de La Española.

Al SO y separado por el cabalgamiento del Hatillo se sitúa el Cinturón Intermedio (CI) de Bowin (1966), en el que se localiza la zona estudiada en el presente trabajo (Figs. 1 y 2). El cinturón consiste en una lámina de peridotitas serpentinizadas, que aparece intercalada a favor de la Zona de Falla de La Española entre varias unidades tectónicas de composición generalmente basáltica y con un diferente desarrollo de deformación dúctil y de metamorfismo. El conjunto ha sido intruido principalmente por dos tipos de rocas plutónicas: batolitos de noritas y gabronoritas frecuentemente bandeadas y plutones foliados e isótropos de composición esencialmente tonalítica (Bowin, 1966; Lewis, 1982a; Kesler *et al.*, 1991).

Al SO del Cinturón Intermedio y limitado al norte por la Zona de Falla de Bonaó, se sitúa el Grupo Tireo y las intrusiones asociadas de granitoides tonalíticos

y dioríticos (Fig. 1). El Grupo Tireo está constituido por una potente sucesión de lavas, brechas volcánicas y tobas, con rocas sedimentarias intercaladas, de edad Cenomaniense-Maastrichtiense. Estas litologías representan el sector axial del arco magmático calcoalcalino de edad Cretácico Superior. El límite meridional del Grupo Tireo está definido por la Zona de Falla de San José-Restauración, que la separa del Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta (Hernáiz Huerta, *et al.*, 2000b), de vergencia hacia el SO. Las rocas que forman el cinturón son secuencias de turbiditas siliciclásticas, calizas de plataforma y potentes series pelíticas entre las que se intercalan numerosos tramos de naturaleza olistostrómica.

El Cinturón de Peralta limita al sur con el poco conocido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (*sensu* Mann *et al.*, 1991), al que pertenecen varias cuencas terciario-cuaternarias cuyo relleno generalmente comienza por series de naturaleza turbidítica siliciclástica y culmina con series continentales de abanicos aluviales. Estas cuencas están separadas

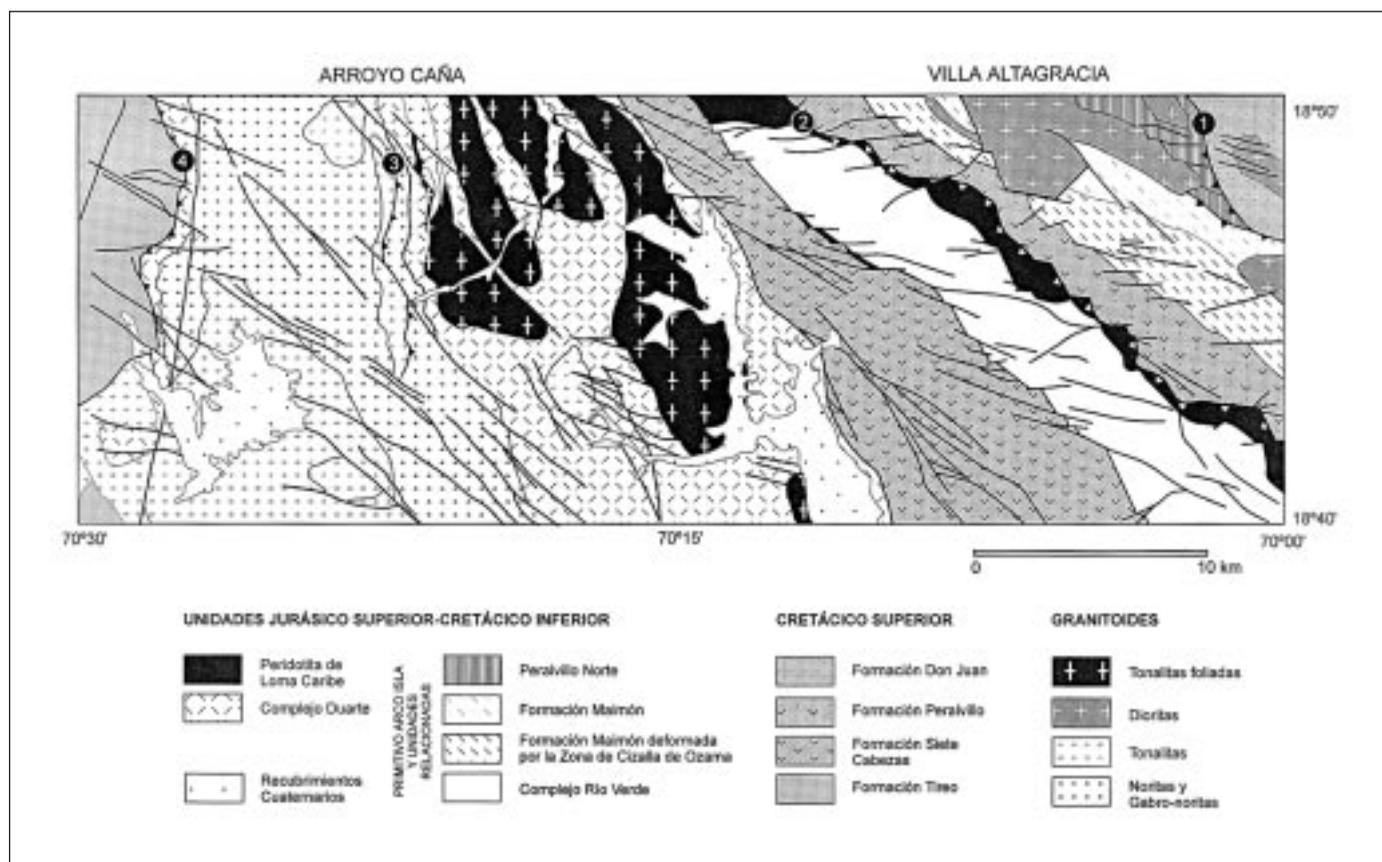


Fig. 2. Mapa geológico esquemático del sector meridional de la Cordillera Central Dominicana, Hojas a E. 1:50.000 de Villa Altagracia y Arroyo Caña (mod. de Hernáiz Huerta *et al.*, 2000a y b)  
 Fig. 2. Schematic geological map of the southern Cordillera Central in the Dominican Republic, Villa Altagracia and Arroyo Caña E. 1:50.000 cartographic sheets (from Hernáiz Huerta *et al.*, 2000a y b)

por amplias sierras de estructura braquianticlinal en las que afloran materiales esencialmente calcáreos de edad Cretácico Superior a Mioceno (Figs. 1 y 2).

La Península Meridional, o terreno de Hotte-Selle-Barhouco, consiste en un fragmento obducido de la denominada Provincia Ignea Cretácica Caribeño-Colombiana (PICCC; Kerr *et al.*, 1997), que se extiende al S por una gran parte del área actualmente ocupada por el Mar Caribe (Figs. 1 y 2). Las rocas integrantes de esta estructura, de más de 800.000 km<sup>2</sup> de extensión, han sido relacionadas con un gran evento magmático de emisión de basaltos que tuvo lugar en la región caribeña durante el Cretácico Superior (faunas del Turoniense-Campaniense). Este gran evento magmático basáltico tuvo lugar en un corto intervalo de tiempo, como establece la reciente compilación de edades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar entre 91-87 Ma (Sinton *et al.*, 1998), lo que ha permitido interpretarlo como un *plateau* oceánico (Burke *et al.*, 1978; Duncan y Hargraves, 1984; Donnelly *et al.*, 1990; Hill, 1993; Kerr *et al.*, 1996), formado como consecuencia del ascenso y la fusión por descompresión de una pluma mantélica profunda (Duncan y Hargraves, 1984; Klaver, 1987). Sin embargo, otros episodios de crecimiento de *plateau* volcánicos más antiguos (Cretácico Inferior) y más jóvenes (78-72 Ma), han sido también identificados en la región caribeña (Kerr *et al.*, 1997; Lapierre *et al.*, 1997 y 2000; Sinton *et al.*, 1998).

### Descripción de las unidades tectónicas de la Cordillera Central

La Cordillera Central Dominicana puede ser subdividida en varias unidades tectónicas constituidas por rocas plutónicas, volcánicas y volcanoclásticas (Bowin, 1966, 1975; Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Lewis *et al.*, 1991; Hernáiz Huerta *et al.*, 2000a y b). Parte de estas unidades conforman el Cinturón Intermedio de Bowin (1966), que está constituido por el Complejo Duarte, el Complejo Río Verde, la Formación Maimón-Los Ranchos y la Peridotita de Loma Caribe (Fig. 2). En el conjunto intruye el batolito norítico-gabronorítico de la Jautia y los plutones tonalíticos foliados e isótopos calcoalcalinos de edad Cretácico Superior-Eoceno Superior (Lewis, 1982a; Kesler *et al.*, 1991). La Formación Caliza del Hatillo constituye la base estratigráfica de los estadios de crecimiento del arco-isla post-Aptiense, sobre la que se superponen las formaciones volcánicas o volcanosedimentarias de Peralvillo Sur (Campaniense), Las Lagunas y Don Juan (Maastrichtiense-Paleoceno Medio), Siete

Cabezas (Cenomaniense a Maastrichtiense) en el sector NE de la Cordillera Central, y la Formación Tireo (Cretácico Superior) en el sector SO. Cartográficamente, las diversas unidades forman bandas subparalelas de dirección NO-SE, limitadas generalmente por desgarres sinistros O-E a NO-SE de gran escala y edad cenozoico-cuaternaria (Fig. 2), siendo la Zona de Falla de La Española, la estructura más importante.

### Complejo Duarte

Las rocas básicas y ultrabásicas del Complejo Duarte son probablemente las más antiguas del Cinturón Intermedio, ya que una edad Jurásico Superior ha sido establecida a parte del mismo en base a los radiolarios presentes en niveles de chert intercalados (Montgomery *et al.*, 1994). Bowin (1975) y Palmer (1979) sugieren que el Complejo Duarte representa un fragmento de corteza oceánica. A partir de la asociación litológica y los contenidos en elementos traza, Donnelly *et al.* (1990), Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991), establecen que se trata de una isla o *plateau* oceánico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, posteriormente modificado por el magmatismo de arco-isla Cretácico Superior-Eoceno. Draper *et al.* (1996) describen la obducción del complejo, junto a la peridotita de Loma Caribe, en el Aptiense-Albiense sobre el primitivo arco caribeño, formando parte de un conjunto ofiolítico. Lapierre *et al.* (1997) aportan datos geoquímicos de metapicritas, metaankaramitas y cumulos de la parte basal del complejo, que establecen un origen magmático para estas rocas a partir de un manto enriquecido (E-MORB) y proponen representan un fragmento de *plateau* oceánico generado por una pluma de tipo Galápagos. Posteriormente, Lapierre *et al.* (1999) obtienen en rocas de esta unidad edades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar que sugieren la formación y obducción del *plateau* durante el Cretácico Superior. En base a la dudosa atribución de estas rocas al Complejo Duarte y a otros datos geocronológicos, Lewis *et al.* (1999) discrepan de esta interpretación y sostienen un emplazamiento tectónico pre-Albiense para el *plateau*. Las edades obtenidas para la intrusión máfica-ultramáfica de Loma de Cabrero (123 Ma, K/Ar; Kesler *et al.*, 1991) y el batolito de la Jautia (121.4±6 Ma Ar/Ar en Hbl, Hernáiz Huerta *et al.*, 2000a y b), establecen una edad anterior para el Complejo Duarte encajante. Recientemente y en base a datos de elementos traza y de composición isotópica de Nd, Sr y Pb, Lapierre *et al.* (2000) reconocen la existencia de al menos dos pulsos principales de producción de magmas de *plateau* oceánico en

la PICC: Cretácico Inferior (123-100 Ma) preservado en rocas ígneas de Ecuador y Méjico; y Cretácico Superior (92-88 Ma) en fragmentos de corteza oceánica acrecionada en Costa Rica, Colombia, Curaçao, Aruba y República Dominicana (Complejo Duarte). Dichos autores reconocen también la existencia de basaltos y diabasas N-MORB, representativos del basamento oceánico caribeño de edad Jurásico Superior, en los Complejos de Duarte y Nicoya (Costa Rica).

En el sector estudiado (Fig. 2), el Complejo Duarte está litológicamente constituido por un conjunto de esquistos máficos y anfibolitas que generalmente presentan una intensa deformación dúctil y un metamorfismo regional sincinemático en condiciones de la facies de los esquistos verdes y anfibolítica (Escuder Viruete *et al.*, 2002; Lewis *et al.*, 2002). Macroscópicamente, las rocas se caracterizan por presentar una penetrativa fábrica planar o plano-lineal, en la que la foliación está definida por la disposición planar de la clorita y niveles lenticulares milimétricos cuarzo-plagioclásicos. La lineación está marcada por la elongación mineral de los anfíboles. En las rocas menos deformadas y metamorfizadas se preservan la mineralogía y texturas ígneas. En litologías picríticas y ankaramíticas éstas consisten en vesículas aplastadas, texturas porfídicas, cumulosos y fenocristales de olivino y clinopiroxeno, frecuentemente pseudomorfizados por agregados de grano muy fino de clorita y actinolita.

### **Formación Maimón**

Los protolitos de la Formación Maimón son principalmente rocas volcanoclásticas y subordinadamente volcánicas y sedimentarias, incluyendo pequeñas intrusiones someras y depósitos de sulfuros masivos (Bowin, 1966; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1991; Lewis *et al.*, 2000). Como se deduce del análisis de las rocas menos alteradas, estos protolitos constituyen composicionalmente un magmatismo bimodal básico-ácido bien representado en el sector de Loma Pesada (Lewis *et al.*, 2000). Los metabasaltos y esquistos máficos son toleitas de afinidad boninitica con bajo contenido en  $TiO_2$  (entre 0,2 y 0,4%) y alto en MgO (<15,4%). Una pequeña proporción de los metabasaltos presentes en la serie de Loma Pesada muestra contenidos en  $TiO_2$  más elevados y una alta relación Fe/Mg, que reflejan términos más evolucionados de la serie (Lewis *et al.*, 2000). Las metavulcanitas, esquistos cuarzo-plagioclásicos y metaporfidos (keratófidos) muestran una distribución de REE plana respecto a la condrita, con una anomalía negativa de Eu.

Como los metabasaltos, las rocas ácidas presentan una clara signatura subductiva que se manifiesta con un enriquecimiento en elementos LIL y empobrecimiento en Nb, Ta, Zr, Hf y REE respecto a N-MORB (Lewis *et al.*, 2000).

Para Draper y Lewis (1991), la Formación Maimón representaría las primeras erupciones del primitivo arco-isla caribeño, desarrolladas durante el Cretácico Inferior sobre un sustrato de corteza oceánica. Kesler *et al.* (1991), relacionan los protolitos de la Formación Maimón y los de la Formación Los Ranchos como series relacionadas con un arco magmático y probablemente emitidas en un intervalo de tiempo similar (Neocomiense-Aptiense). Horan (1995) aporta datos isotópicos de Sr, Nd y Pb, que permiten correlacionar los protolitos de las rocas máficas y félsicas de la Formación Maimón con la serie de la Isla del Agua de las Islas Vírgenes, y sugieren una misma fuente MORB Pacífica para todo el magmatismo bimodal más antiguo de las Antillas Mayores. En su estudio de los depósitos de sulfuros masivos y de las rocas volcanoclásticas submarinas encajantes del Cerro de Maimón, Loma Pesada y Loma Barbuito, Lewis *et al.* (2000) concluyen que estos materiales fueron generados en un primitivo arco isla submarino, probablemente en el sector de antearco, y la Formación Los Ranchos representaría el magmatismo en el sector axial del arco.

Draper *et al.* (1996) proponen una subdivisión de la Formación Maimón en dos dominios estructurales y metamórficos subparalelos: la zona de cizalla de Ozama, formada por milonitas máficas y félsicas generadas en una zona de cizalla dúctil en condiciones de la facies de los esquistos verdes; y la zona de El Altar, constituida por una alternancia de metavulcanitas máficas y félsicas internamente menos deformadas, que muestran un desarrollo variable de esquistosidad en condiciones de la facies de prehnita-pumpellita y los esquistos verdes de menor temperatura. Según estos autores, la zona de cizalla de Ozama se formó durante la obducción de un fragmento de litosfera oceánica (ofiolita) durante el Aptiense-Albiense, formado por el Complejo Duarte y la peridotita de Loma Caribe suprayacentes.

### **Complejo Río Verde**

Esencialmente, el Complejo Río Verde es un conjunto de rocas metavolcánicas de composición básica, que forman una banda NO-SE de unos 4-5 km de anchura y más de 30 km de longitud, en contacto tectónico por el NE con las peridotitas de Loma Caribe a favor de la Zona de Falla de La Española (Fig. 2). Tradicional-

mente estas rocas se asignaban al Complejo Duarte (Bowin, 1966; Boisseau, 1987), pero Lewis y Draper (1995) proponen su separación como una unidad independiente. Litológicamente consiste en una asociación de metabasaltos, metagabros y términos metavolcanoclásticos y metasedimentarios relacionados, que aparece heterogéneamente deformada en condiciones dúctiles y afectada por un metamorfismo en condiciones variables desde la facies de prehnita-pumpellita hasta la anfibolítica superior. El complejo está compuesto por varias unidades estructurales imbricadas, en las que el aumento hacia techo de la deformación interna y el grado metamórfico, establece una secuencia tectonometamórfica invertida bajo la unidad peridotítica (Escuder Viruete *et al.*, 2002). En dicha secuencia, se observa una transición desde los niveles estructurales más bajos, donde las rocas aparecen poco deformadas y son patentes las texturas del protolito ígneo, a los niveles más altos, en los que las rocas han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear milonítica y una total recristalización metamórfica.

### **Peridotita de Loma Caribe**

La Peridotita de Loma Caribe consiste litológicamente en harzburgitas, lherzolitas y dunitas, en general completamente serpentinizadas, en las que intruyen pequeños cuerpos de gabros y diques doleríticos (Lewis *et al.*, 1991). En base a sus relaciones geológicas con el Complejo Duarte y los datos geológicos-geodinámicos regionales, Draper *et al.* (1996) sugieren una edad Jurásico superior para su formación.

### **Clasificación y características geoquímicas de las unidades tectónicas de la Cordillera Central**

Las rocas ígneas que afloran la Cordillera Central Dominicana están variablemente deformadas, metamorfizadas y retrogradadas, además de afectadas por una importante alteración tropical. Los fluidos de tanto alta como baja T relacionados con dichos procesos han dado lugar a la formación de nuevos minerales como anfíboles, epidota, clorita, micas blancas, albita, óxidos Fe-Ti y minerales arcillosos. Por lo tanto, la interpretación geoquímica de estas rocas ha de ser cuidadosa, ya que al haber sufrido un metamorfismo y/o alteración es necesario considerar la potencial movilidad de elementos tales como Sr, Rb, K, Na y Ba. Sin embargo, los elementos Zr, Nb, Th, Hf, Y, Ti, Cr y las REE son relativamente inmóviles y pueden ser utilizados para evaluar las afinidades mag-

máticas de las rocas pertenecientes a las distintas unidades que conforman la Cordillera Central. En gran parte de las muestras, los elementos mayores y trazas fueron analizados por XRF (*X-ray fluorescence*), mientras que la concentración de las tierras raras y la de los elementos Th, Co, Sc, Ta y Hf fue determinada por INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*), en los Laboratorios X-Ral (Ontario) y en la George Washington University.

En las unidades tectónicas de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Cordillera Central Dominicana se han identificado cinco series ígneas en base a sus características petrológicas y geoquímicas. Estas series son: (1) metabasaltos de intraplaca oceánica; (2) metabasaltos de dorsal intraoceánica; (3) serie toleítica de arco isla; (4) boninitas; y (5) metabasaltos de cuanca tras arco. La Tabla 1 incluye las composiciones de algunas litologías representativas de estas unidades.

### **Metabasaltos de intraplaca oceánica**

Gran parte de los metabasaltos del Complejo Duarte se pueden clasificar como lavas de intraplaca oceánica. Se trata de rocas ricas en MgO (5-23% en peso) y pobres en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4-14%), para contenidos en SiO<sub>2</sub> entre 42 y 51 % (Tabla 1). En un diagrama Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> (Figs. 3) gradúan composicionalmente entre términos de basaltos, picrobasáltos, picritas y basáltos meimechíticos (MgO>18%; TiO<sub>2</sub>>1%). Los contenidos en Ni y Cr son muy altos (112-913 ppm y 554-2054 ppm, respectivamente), comparables con las lavas picríticas y basaltos análogos (MgO>16%) presentes en la isla de Curaçao (Kerr *et al.*, 1996). Los diagramas multielementales de los metabasaltos y metapicritas del complejo normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) se muestran en la Fig. 4-a, donde son también comparados con las composiciones de basaltos de dorsal meso-oceánica (N-MORB), basaltos enriquecidos (E-MORB) y basaltos de isla oceánica (OIB). Respecto a N-MORB, estas rocas muestran: (i) un enriquecimiento moderado en los elementos LIL: Rb, Ba, K y Sr; (ii) un mayor contenido en Nb, Ta, La, Ce, Zr, Th y Ti; (iii) un enriquecimiento en las LREE; y (iv) un empobrecimiento en las HREE. En los diagramas de tierras raras normalizados respecto a la condrita de la Fig. 5-a (Sun y McDonough, 1989), los metabasaltos presentan contenidos en REE bajos, de alrededor 10 veces la condrita (Tabla 1) y un enriquecimiento en las LREE respecto a las HREE ( $1,5 < [La/Yb]_N < 7,4$ ).

Todos estos aspectos son similares a los basaltos de tipo E-MORB, excepto el ligero empobrecimiento

Unidad	Duarte	Duarte	Duarte	Duarte	Duarte	Duarte	Maimon	Maimon	Maimon	Maimon	Maimon	Ranchos	Ranchos	Río Verde	Río Verde	Río Verde
Muestra	96VD33	97VD08a	97VD09	97-22	96-20	97-18	93/247	98/297	LP09/153	90/197	37/135b	95-52	95-40	94-74A	VA8006	VA 8005
Roca	Dique*	Pillow*	Dique*	MP	MP	MB	Boninita	Boninita	MP	MP	MP	MP	MR	ANF	MB	Dolerita
SiO <sub>2</sub>	51	50,5	49	42,94	42,85	45,81	65,67	60,8	69,9	46,91	51,29	55,61	73,17	55,21	54,15	51,32
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,18	0,83	1,06	1,54	1,74	0,47	0,34	0,26	0,33	0,39	0,68	0,34	1,42	1,34	1,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	13,3	14,4	8,27	4,72	11,78	12,03	12,98	15,6	13,54	16,06	15,46	13,04	13,67	14,96	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,3	12,8	10,15	13,89	12,92	12,77	5,89	7,18	2,1	8,9	8,65	10,69	2,88	11,17	10,47	9,96
MgO	5,13	5,2	9,18	19,18	23,66	10,18	9,91	10,79	1,13	5,69	9,37	4,49	1,47	4,95	4,15	6,3
CaO	9,45	10,85	11,7	8,15	5,98	10,93	0,17	0,34	2,94	9,19	7,29	6,29	0,35	9,38	11,55	10,35
Na <sub>2</sub> O	4	1,77	1,71	-	3,95	0,1	0,2	1,89	4,9	1,09	2,79	3,54	5,61	2,57	2,09	3,54
K <sub>2</sub> O	0,04	0,03	0,38	0,07	0,08	0,36	0,59	0,05	0,82	3,63	0,14	0,56	0,19	0,38	0,32	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,1	0,08	0,12	0,19	0,35	0,11	0,04	0,05	0,03	0,08	0,06	0,05	0,12	0,12	0,11
MnO	0,16	0,19	0,17	0,19	0,16	0,18	0,09	0,12	0,03	0,24	0,12	0,06	0,07	0,17	0,17	0,17
LOI	2,98	3,61	2,43	-	7,7	4,2	-	5	0	9,91	4,37	2,73	1,64	1,21	1,13	1,3
SUM	100,35	99,53	100,03	93,87	100,52	100,9	96,13	99,53	98,73	99,46	100,55	100,17	98,81	100,25	100,45	99,78
Rb	0,21	0,3	7,95	0,7	11	12	-	-	1	44,4	0,6	8,1	2,8	4,6	3,7	-
Ba	-	-	-	12	13	274	80	14	325	247	5	118,8	31,2	23	21	20,0
Th	0,05	0,1	0,23	0,7	0,3	0,8	-	-	0,3	0,91	1,35	0,23	1,72	0,2	0,2	0,3
U	0,1	-	0,06	0,1	0,2	0,26	-	-	-	0,32	0,75	0,32	0,36	0,1	0,2	-
Nb	0,88	2,4	3,41	7	6	11	8	6	<2	0,4	0,8	0,3	1,3	1,4	1,4	5,0
Ta	0,076	0,2	-	0,3	-	0,5	-	-	-	0,04	0,02	0,3	0,15	0,07	0,07	-
La	2,17	1,53	1,97	4,8	5,3	9,8	-	-	1,5	2,9	4,3	1,9	7,1	3,3	3	2,7
Ce	7,19	3,86	6,22	11,2	12	19	6	5	3,7	8,2	9,7	5,2	23,6	9,8	8,9	9,0
Pb	0,09	0,1	0,282	2,5	-	-	-	-	-	2	6	-	-	2,5	2,5	-
Pr	1,29	0,6	0,96	-	-	-	-	-	0,52	0,82	1,08	-	-	1,63	1,51	-
Sr	37,7	33	82,5	16,4	126	302	11	10	564	140	274	172	62,5	94	107	109
Nd	7,2	2,89	4,96	8,7	7	11	-	-	2,6	3,9	4,8	4,9	10,1	9,4	8,8	8,0
Sm	2,64	1,04	1,55	2,5	2,2	3,1	-	-	0,8	1,3	1,4	2	2,7	3,3	3	2,4
Zr	57,33	40	46,91	57,2	77	100	92	25	46	21	24	25	26	77	74	56
Hf	1,96	1,2	0,84	1,6	1,5	2,4	-	-	1,1	0,8	0,8	1,1	3,6	2,4	2,2	2,0
Eu	0,79	0,49	0,58	0,82	0,7	1	-	-	0,34	0,39	0,44	0,73	0,78	1,22	1,13	0,9
Gd	3,27	1,35	2,45	2,6	-	-	-	-	0,87	1,2	1,4	2,8	2,7	4,5	4,1	-
Tb	0,65	0,28	0,44	0,5	0,6	0,6	-	-	0,15	0,2	0,2	0,6	0,6	0,9	0,8	0,7
Dy	4,31	2,02	2,89	2,5	-	-	-	-	0,84	1,2	1,4	3,5	3,6	5,4	4,8	-
Y	25,29	12	15,87	13	10	16	11	6	11	6	7	43,5	148	28	27	20,0
Ho	1,01	0,47	0,62	0,5	-	-	-	-	0,16	0,2	0,3	0,8	0,8	1,2	1,1	-
Er	2,87	1,41	1,82	1,3	-	-	-	-	0,39	0,7	0,9	2,6	2,8	3,4	3,2	-
Tm	0,43	0,23	0,26	0,16	-	-	-	-	0,07	0,1	0,12	0,45	0,45	0,52	0,5	-
Yb	2,86	1,6	1,8	1,1	0,8	1,3	-	-	0,4	0,6	0,8	2,6	2,9	3,3	3,2	3,0
Lu	0,45	0,26	0,27	0,14	0,12	0,22	-	-	0,06	0,08	0,1	0,42	0,47	0,49	0,45	0,5
Sc	-	-	-	28	15	29,4	12	25	4,7	33	34	37	7	40	37	40
Cr	15	30	465	1610	1710	519	29	28	23	180	166	12	16	61	72	156
V	-	-	-	238	161	379	-	-	63	185	260	302	33	323	360	-
Ni	38	57	186	861	1397	281	11	24	<2	27	28	3	2,5	29	27	48
Co	-	-	-	92,8	91	56	14	21	10	19	28,7	29,1	3,1	32	29	26
Cu	-	-	-	139	71	52	122	<50	28	122	119	90	9	13	48	86
Zn	-	-	-	75	78	87	157	75	56	112	65	97	23	93	74	87

MP=metapicrita; MB=metabasalto; MR=metarolita

Tabla. 1. Composición química de una serie de rocas representativas de las diferentes unidades  
 Table. 1. Chemical composition of representative rocks from diferents geological units

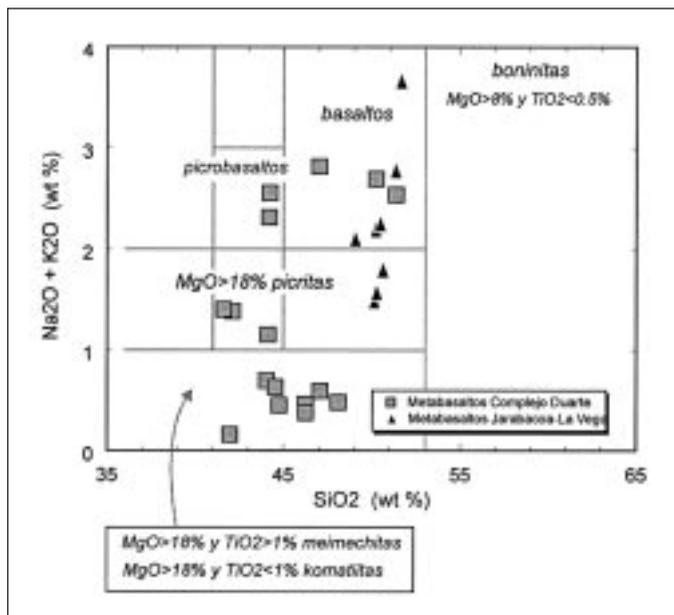


Fig. 3. Diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso) para los metabasaltos y metapicritas E-MORB del Complejo Duarte y los metabasaltos N-MORB de Jarabacoa-La Vega

Fig. 3.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (% in weight) diagram for Duarte Complex E-MORB metabasalts and metapicrites, and Jarabacoa-La Vega N-MORB metabasalts

en HREE observados. Los picos e irregularidades que presentan los elementos Rb, Ba, K y Sr, se interpretan son debidos a la movilidad que experimentan estos elementos durante la deformación y el metamorfismo. La no existencia en estas rocas de una anomalía negativa de Nb-Ta y que no estén significativamente enriquecidas en LIL, implica que no fueron generadas en un ambiente subductivo. La distribución relativamente plana de elementos traza de la Fig. 5-a establece un origen para estas rocas a partir de un manto relativamente enriquecido. La afinidad E-MORB sería resultado de una mezcla entre componentes de este manto enriquecido (fuente de los OIB) y de manto empobrecido (fuente de los N-MORB), posiblemente relacionada con la actividad de una pluma que atraviesa durante su ascenso un manto heterogéneo. El empobrecimiento que presentan en HREE sería resultado de la presencia de granate y clinopiroxeno residuales en la fuente mantélica profunda. Estas características geoquímicas permitieron a Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991) relacionar el Complejo Duarte con un fragmento de *plateau* oceánico. A favor de esta interpretación es la presencia de chert pelágicos intercalados en la secuencia (Draper y Lewis, 1991) y el elevado espesor del complejo (superior a 10 km), lo cual indica la efusión de un gran volumen de magmas intraplaca.

Los datos isotópicos Sr-Nd disponibles ( $+5,3 < e_{\text{Nd}(T=150\text{Ma})} < +7,1$ ;  $0,7031 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,70406$ ; Lapierre *et al.*, 1997, 1999) indican que los metabasaltos del Complejo Duarte son isotópicamente similares a otras lavas integrantes del *plateau* caribeño (PICCC) y a otros *plateaux* pacíficos (Ontong Java y Manihiki; Kerr *et al.*, 1997; Lapierre *et al.*, 1997; White *et al.*, 1999). Sin embargo, existen diferencias significativas con estas lavas en la distribución de elementos traza y REE. En la Fig. 4-b los metabasaltos del Complejo Duarte son comparados con los basaltos de la Formación Siete Cabezas (Campaniense Superior) y lavas representativas de Curaçao (Kerr *et al.*, 1996) y Aruba (White *et al.*, 1999), todos ellos considerados integrantes de la PICCC. Como se observa en las figuras, los basaltos y doleritas de Siete Cabezas, Curaçao y Aruba presentan una distribución distinta de elementos traza y contenidos constantes de REE entre 10 y 20 veces la condrita, a diferencia del ligero enriquecimiento de LREE y empobrecimiento en HREE que presentan en el Complejo Duarte. Estas diferencias composicionales establecen fuentes mantélicas distintas y sugieren la existencia de, al menos, dos eventos magmáticos de pluma en la génesis del *plateau* caribeño separados en el tiempo (Lewis *et al.*, 2002). Estos eventos están representados en la Cordillera Central respectivamente por parte del Complejo Duarte y la Formación de Siete Cabezas (92-88 Ma).

### Metabasaltos de dorsal intraoceánica

Basaltos de edad jurásico Superior (160-149 Ma), interpretados como generados en una zona de dorsal como consecuencia de la creación de corteza oceánica para cubrir el hueco originado por la separación de las placas Norte y Suramericana, han sido citados en varios puntos de la región caribeña, como en Cuba (Iturralde-Vinent, 1994; Kerr *et al.*, 1999) y Costa Rica (Complejo de Nicoya, Sinton *et al.*, 1997; Kerr *et al.*, 1999). Lapierre *et al.* (1999, 2000) distinguen en el Complejo Duarte un conjunto de basaltos masivos y almohadillados, con intrusiones de diques doleríticos y asociados a niveles de chert de edad Jurásico Superior (Montgomery *et al.*, 1994), que muestran un empobrecimiento en LREE y en gran parte de los elementos traza más incompatibles. Dichos autores interpretan estas rocas como restos de corteza oceánica formada en una dorsal, y posiblemente cerca de una pluma mantélica, durante el Jurásico Superior.

Metabasaltos composicionalmente equivalentes han sido también encontrados en el sector de Jarabacoa-La Vega (Lapierre *et al.*, 1997 y 1999), continuación al NO del área estudiada. Se trata de rocas

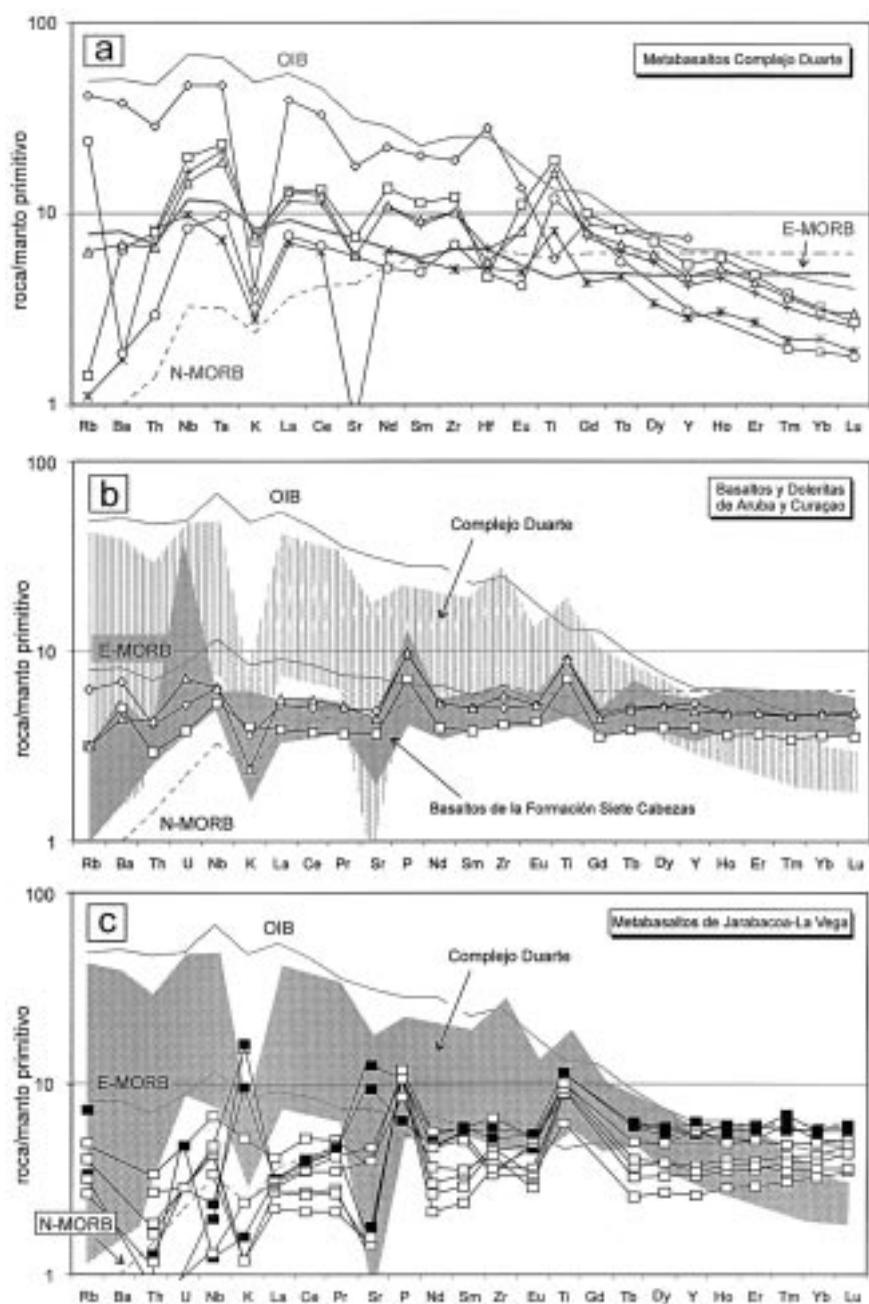


Fig. 4. Diagramas multielementales normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para (a) los metabasaltos y metapicritas del Complejo Duarte; (b) su comparación con los basaltos y doleritas de Aruba, Curaçao y la Formación Siete Cabezas, representativos de la Provincia Ígnea Cretácica Caribeño-Colombiana (PICCC, datos procedentes de Kerr *et al.*, 1997 y White *et al.*, 1999); y (c) los metabasaltos N-MORB de Jarabacoa-La Vega (datos de Lapiere *et al.*, 1997 y 1999). En todos los casos, se compara también la distribución de los elementos traza con las composiciones (Sun y McDonough, 1989) de basaltos de dorsal meso-oceánica (N-MORB), basaltos enriquecidos (E-MORB) y basaltos de isla oceánica (OIB)

Fig. 4. Multielemental diagrams normalized to the primitive mantle (Sun y McDonough, 1989) for (a) Duarte Complex metabasalts and metapicrites; (b) Aruba, Curaçao and Siete Cabezas basalts and dolerites representative of the Upper Cretaceous Caribbean-Colombian Igneous Province (PICCC, data from Kerr *et al.*, 1997 and White *et al.*, 1999); and (c) Jarabacoa-La Vega N-MORB metabasalts (data from Lapiere *et al.*, 1997 and 1999). In all cases, the trace element distribution of intraoceanic dorsal basalts (N-MORB), enriched basalts (E-MORB) and oceanic island basalts (OIB) is compared (data from Sun and McDonough, 1989)

de composición básica ( $\text{SiO}_2=48-52\%$ ) y relativamente pobres en Mg ( $\text{MgO}=4,5-5,8\%$ ), para contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 12-15,5% y  $\text{TiO}_2$  de 1-2%. En un diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (Figs. 3) se sitúan en el campo de los basaltos (Fig. 3). Los contenidos en Ni (30-72 ppm) y Cr (15-60 ppm) son bajos, propios ya de magmas evolucionados. En el diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial de la Fig. 4-c, los metabasaltos muestran un relativo empobrecimiento en los elementos más incompatibles (excepto el Rb, K y Sr, que han sido probablemente movilizados) similar a los basaltos N-MORB y marcadamente distinto a los metabasaltos intraplaca del Complejo Duarte. En el diagrama de REE normalizado a la condrita de la Fig. 5-b presentan un patrón distinto a las rocas del Complejo Duarte, caracterizado por un ligero empobrecimiento en las LREE.

Consideradas en conjunto, estas características geoquímicas sugieren una fuente mantélica empobrecida, posiblemente una zona de dorsal intraoceánica. Su posición estratigráfica y asociación litológica con niveles de chert de edad Jurásico Superior (Montgomery *et al.*, 1994), sugiere que estas rocas representan el basamento oceánico sobre el que se edificaron los sucesivos estadios de *plateau* y de arco isla mesozoicos.

### Serie toleítica de arco isla

En la zona estudiada, la serie toleítica de arco isla está representada por las rocas de la Formación Maimón y la Formación Los Ranchos. Los materiales de ambas formaciones tienen concentraciones general-

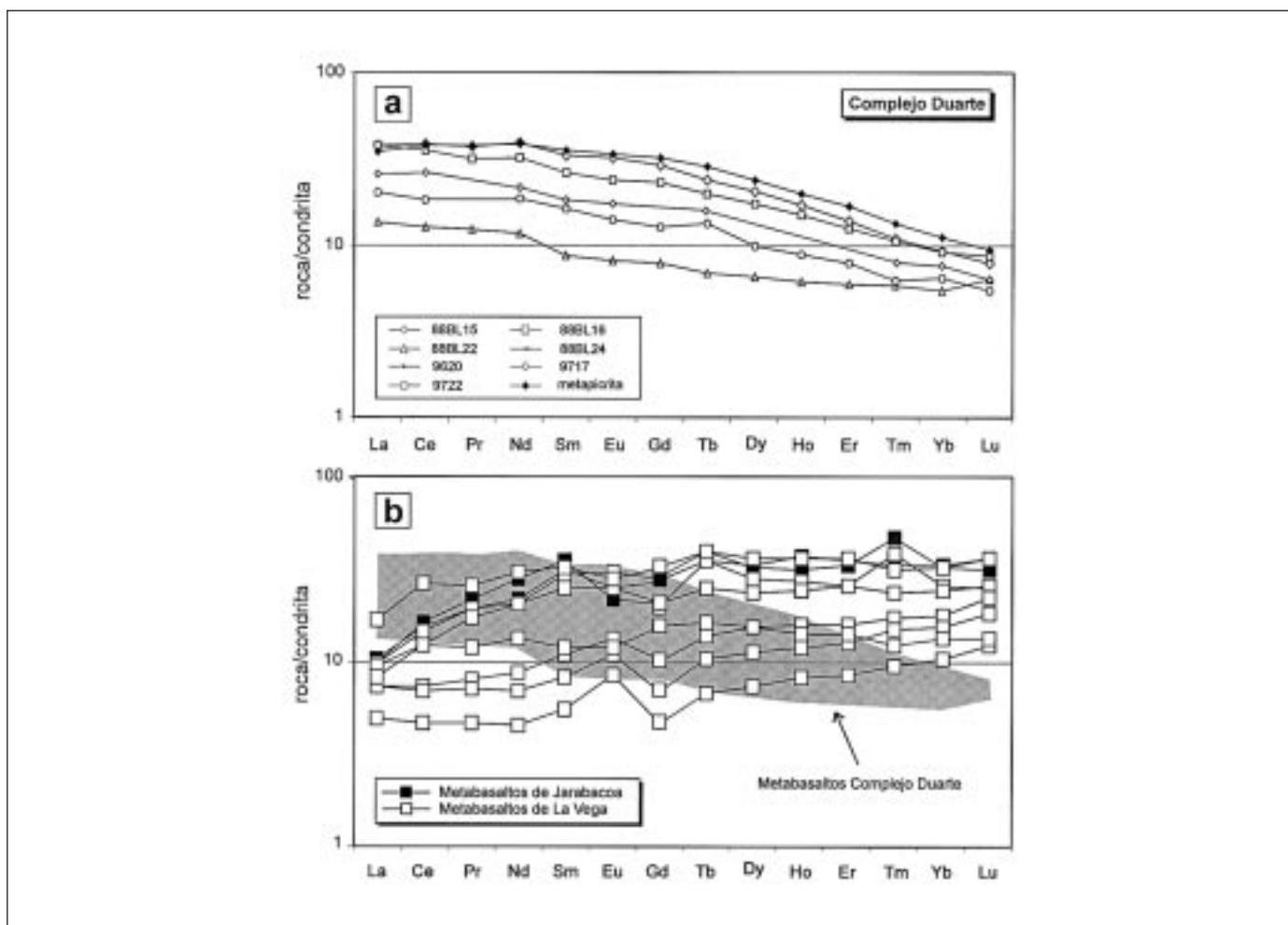


Fig. 5. Diagramas de REE normalizados respecto a la condrita (Sun y McDonough, 1989) de (a) metabasaltos y metapicritas del Complejo Duarte y (b) los metabasaltos N-MORB de Jarabacoa-La Vega (Lapierre *et al.*, 1997, 1999)  
 Fig. 5. REE diagrams normalized to the chondrite (Sun and McDonough, 1989) for (a) Duarte Complex metabasalts and metapicrites and (b) Jarabacoa-La Vega N-MORB metabasalts (data from Lapierre *et al.*, 1997 and 1999)

mente bajas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , álcalis y  $\text{TiO}_2$  (Fig. 6-a y 7-c) para contenidos en  $\text{MgO}$  relativamente altos, especialmente en los términos básicos e intermedios, que definen una correlación negativa respecto a la  $\text{SiO}_2$  a lo largo de su evolución magmática (Fig. 7-b). En un diagrama Índice de Alcalinidad ( $\text{I.A.} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / [\text{SiO}_2 - 43] \times 0,17$ ) frente a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 7-a), las composiciones de ambas formaciones son relativamente pobres en alúmina y caen dentro del campo de los basaltos toleíticos ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 17\%$ ). En un diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  las rocas de ambas formaciones constituyen una serie magmática de bajo contenido en K, cuyos términos incluyen basaltos, basaltos andesíticos, andesitas, dacitas y riolitas (Fig. 6-a). Los altos contenidos en  $\text{K}_2\text{O}$  y bajos en  $\text{CaO}$  observados, para contenidos en  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 0,2 y 6,0%, son típicos de rocas espilitizadas. Por lo tanto, la clasificación de estas rocas basada únicamente en los elementos mayores móviles debe ser considerada como orientativa, debido también a su posible redistribución durante la deformación y el metamorfismo regional. El contenido en Ti en rocas de composición básica e intermedia ( $\text{SiO}_2 < 63\%$ ), que se considera aquí como un elemento relativamente inmóvil durante la alteración, permite diferenciar los materiales de la Formación Los Ranchos ( $> 0,65\%$ ) de la Formación Maimón (entre 0,30 y 0,65%; Fig. 7-c). Las rocas ácidas presentan contenidos en  $\text{Na}_2\text{O}$  de 3,0-6,8% y  $\text{TiO}_2$  entre 0,3 y 0,6%, para concentraciones de  $\text{K}_2\text{O} < 1,5\%$  y de  $\text{MgO} < 3,0\%$ . En la Formación los Ranchos las rocas ácidas presentan contenidos en  $\text{Na}_2\text{O}$  de 5-6% y en  $\text{MgO}$  de 0,4-3,20%, para concentraciones de  $\text{TiO}_2 < 0,5\%$  y de  $\text{K}_2\text{O} < 0,4\%$ .

En la Figs. 8-a y b se han representado la concentración de los elementos traza de rocas de las Formaciones Maimón y Los Ranchos normalizada respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1988). De forma característica, los diagramas multielementales muestran un marcado empobrecimiento del conjunto de elementos traza de la Formación Maimón respecto a N-MORB, destacándose los picos positivos del Rb, Ba, U, K, y, en ocasiones, el Sr, junto a una marcada anomalía negativa en Nb y Ta. Estas características composicionales son típicas de magmas generados en zonas de subducción. Los materiales de la Formación Los Ranchos muestran también un enriquecimiento en elementos LIL, así como bajos contenidos en Nb, Ta, Ce, Zr, Eu, Hf y REE. Donnelly *et al.* (1990), Lebron y Perfit (1994) y Schellekers (1998) describen un empobrecimiento similar de los elementos trazas en las rocas espiliticas relacionables con el primitivo arco-isla, situadas en otros puntos del sector septentrional caribeño y datadas como Aptiense-Albiense o más antiguas. El enriquecimiento en los

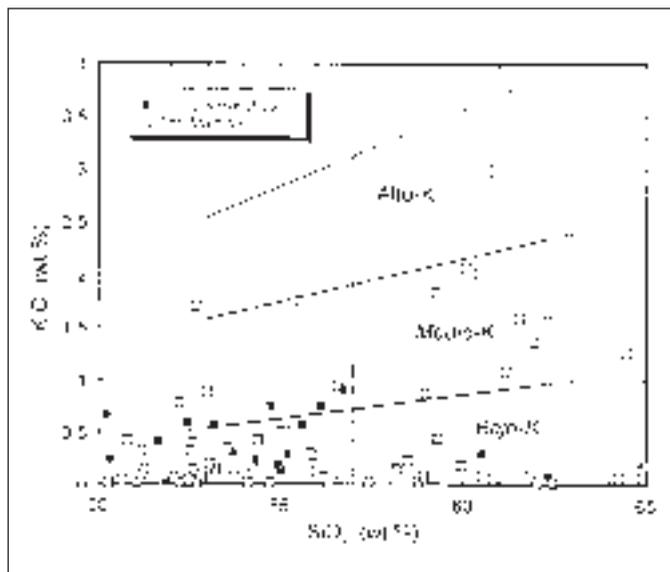


Fig. 6. Diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (% en peso) para las rocas de las Formaciones Maimón y Los Ranchos  
Fig. 6.  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (% in weight) diagram for rocks of the Maimón and Los Ranchos Formations

elementos LIL es característico de los basaltos de arco-isla, habiendo sido atribuido al metasomatismo de la región fuente mantélica por fluidos derivados de la corteza oceánica subducida. Dichos fluidos añaden a la cuña mantélica empobrecida suprayacente una componente rica en los elementos más incompatibles, tales como Sr, Ba, K, Pb y LREE. Los contenidos bajos en Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc y Cr, se interpretan como heredados de una fuente ya empobrecida, al igual que los basaltos MORB. Estos aspectos se reflejan en una distribución en los diagramas multielementales siguiendo una tendencia paralela a N-MORB.

### Boninitas

En las rocas máficas de la Formación Maimón, las rocas con un menor contenido en  $\text{TiO}_2$  (0,27-0,5%) tienden a ser las de mayor contenido en  $\text{MgO}$  (8,07-15,41%) y Ni (94-304 ppm). Estas rocas ricas en  $\text{MgO}$  y pobres en  $\text{TiO}_2$  (Fig. 7-b y c) se asemejan a las rocas pertenecientes a los estadios más tempranos del desarrollo de un arco-isla, denominadas boninitas. Sin embargo, pocas de las rocas analizadas cumplen los criterios exactos para la clasificación de una boninita ( $\text{SiO}_2 > 53\%$  y  $\#\text{Mg} > 0,6$ ; Crawford *et al.*, 1989). Las tendencias composicionales mostradas en la Fig. 7-b sugieren que estas rocas han derivado por cristalización fraccionada a partir de una boninita rica en  $\text{MgO}$

(composicionalmente similar a la CM-93/247 o CM-98/297). Las rocas de este grupo gradúan para  $SiO_2 > 53\%$  entre 5,1 y 10,8% de MgO (#Mg entre 0,32 y 0,64), para  $CaO < 10\%$  (<5,5%, normalmente) y  $Na_2O + K_2O < 3\%$ , referibles a boninitas pobres en Ca de Tipo 3 (Fig. 9; Crawford *et al.*, 1989). Aunque están ambas tectónicamente intercaladas, en la Formación Maimón y con el progresivo aumento en  $TiO_2$ , las rocas boniniticas gradúan composicionalmente a toleitas de arco-isla. El progresivo aumento de Zr en composiciones relativamente pobres en  $TiO_2$  observada por Lewis *et al.* (2000) en las rocas félsicas de la Formación Maimón es también característica de las boninitas del arco isla de Izu-Bonin-Mariana.

En el diagrama multielemental de la Fig. 8-a se compara la composición de rocas de la Formación Maimón con el rango composicional de las boninitas muestreadas en el ODP Leg 125 (Pearce *et al.*, 1992) y en la Fig. 8-b son también comparadas con boninitas típicas de Nueva Caledonia, Fosa de las Marianas y Chichijima. Como se observa en las figuras, las composiciones son muy similares y apoyan la afinidad de parte de la Formación Maimón con las rocas boniniticas

que caracterizan los primeros estadios evolutivos de un arco magmático. Las relaciones espaciales entre rocas boniniticas y toleíticas de la Formación Maimón son probablemente consecuencia de la evolución composicional de los magmas en el primitivo arco isla caribeño.

### Metabasaltos de cuenca tras arco

Los metabasaltos y anfibolitas del Complejo Río Verde son de composición básica y presentan un reducido rango composicional. Sin embargo, estas rocas están generalmente deformadas y metamorfiizadas, por lo que sólo los elementos menos móviles pueden ser utilizados para establecer las afinidades magmáticas del complejo. Por los altos contenidos en  $TiO_2$  que presentan, los esquistos máficos y anfibolitas del Complejo Río Verde difieren de las rocas de las Formaciones Los Ranchos y Maimón (Fig. 7-d). Los contenidos en MgO son también relativamente altos y oscilan entre 3,2 y 8,4% (Fig. 7-b). En el diagrama del Índice de Alcalinidad frente a  $Al_2O_3$ , las composi-

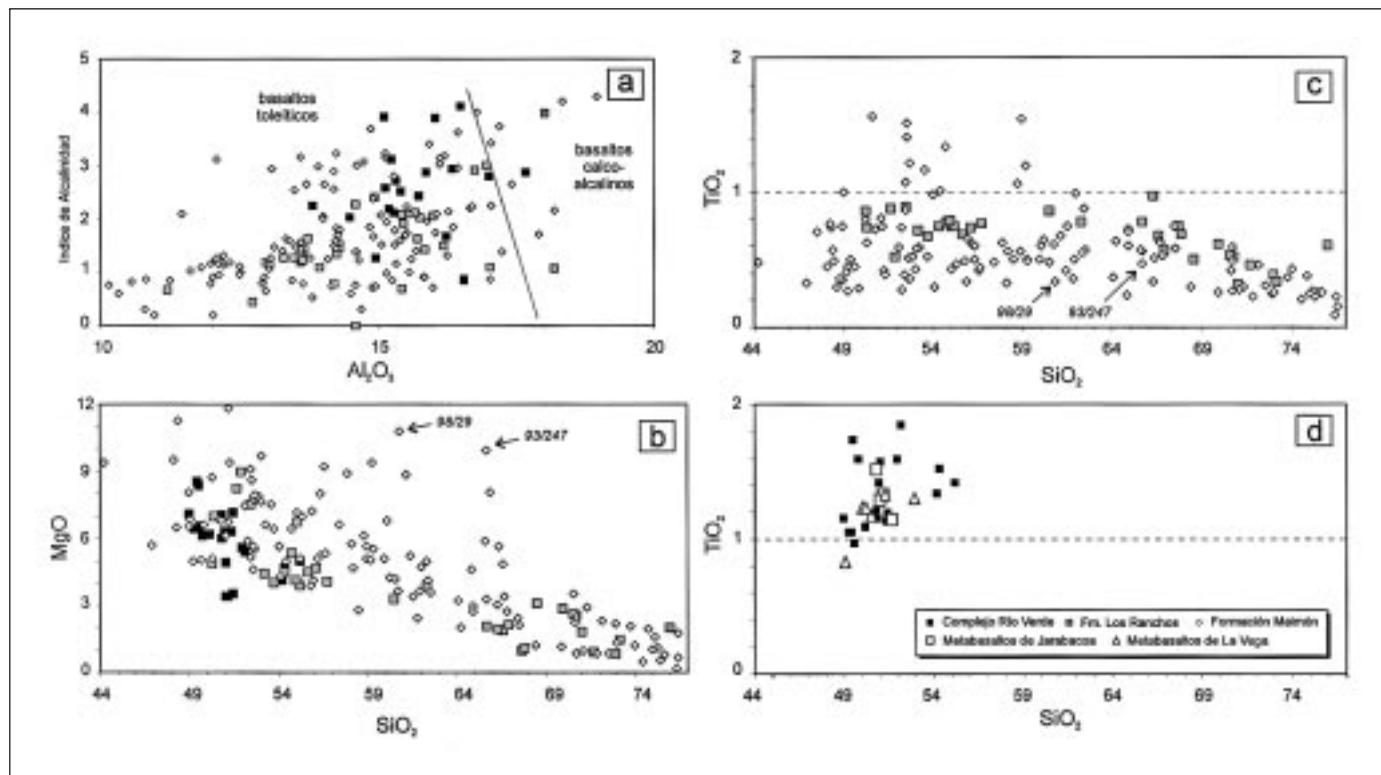


Fig. 7. Diagramas binarios (a)  $I.A. = Na_2O + K_2O / [SiO_2 - 43] \times 0.17 - SiO_2$ ; (b)  $MgO - SiO_2$ ; (c)  $TiO_2 - SiO_2$ ; (d)  $TiO_2 - SiO_2$ , para las rocas del Complejo Río Verde, la Formación Maimón, la Formación Los Ranchos y los metabasaltos de Jarabacoa-La Vega (sólo en d), pertenecientes al primitivo arco isla caribeño

Fig. 7. (a)  $I.A. = Na_2O + K_2O / [SiO_2 - 43] \times 0.17 - SiO_2$ ; (b)  $MgO - SiO_2$ ; (c)  $TiO_2 - SiO_2$ ; (d)  $TiO_2 - SiO_2$  binary diagrams for Río Verde Complex, Maimón Formation, Los Ranchos Formation and Jarabacoa-La Vega metabasalts (only in d), belonging to the primitive Caribbean island arc

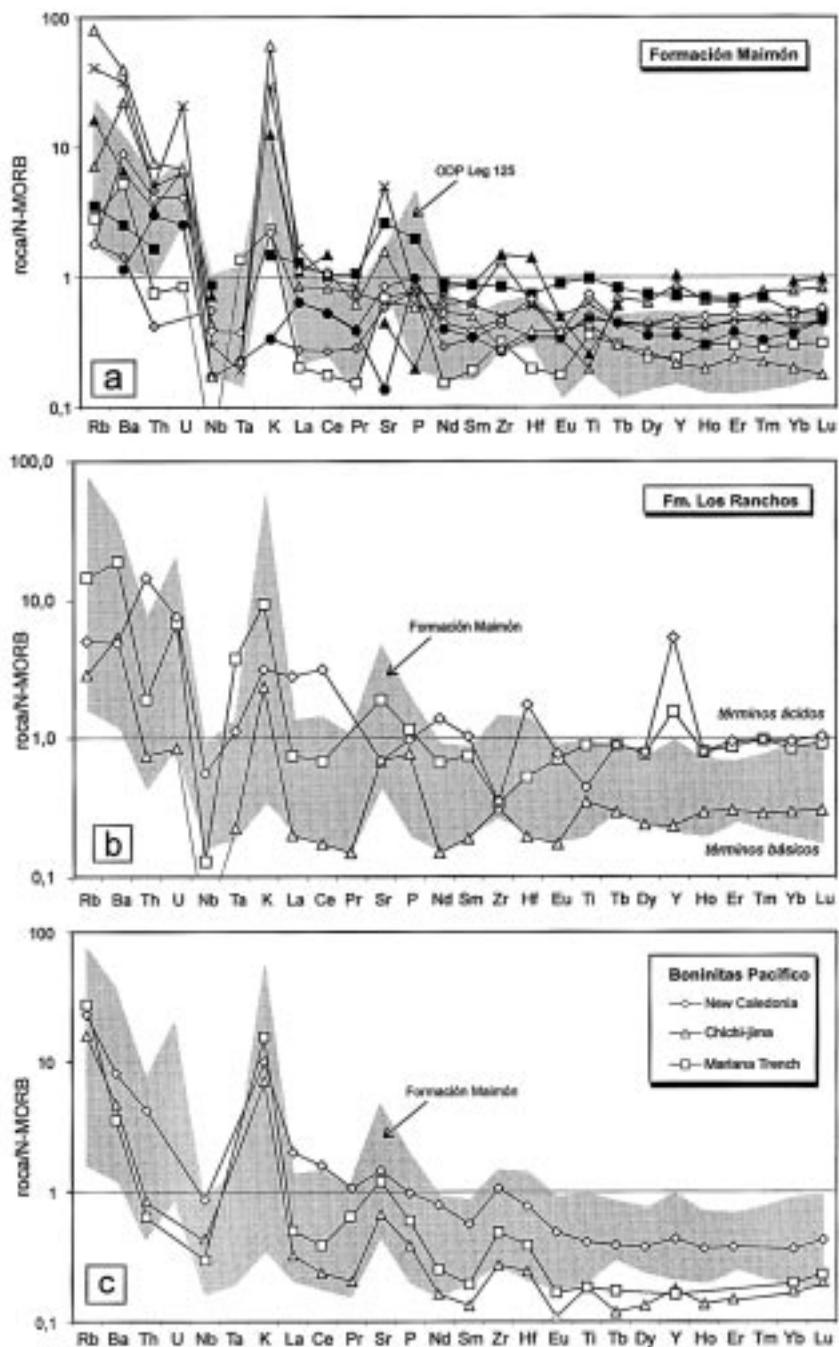


Fig. 8. Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para (a) la Formación Maimón; (b) la Formación Los Ranchos; y (c) boninitas de referencia del Pacífico occidental. En (a) se compara también la distribución de los elementos traza de la Formación Maimón con un rango de composiciones representativas de boninitas procedentes del ODP Leg 125 (Pearce, 1982)  
 Fig. 8. N-MORB normalized multielemental diagrams (Sun y McDonough, 1989) for (a) Maimón Formation; (b) Los Ranchos Formation; and (c) western Pacific reference boninites. In (a) the trace elements distribution of Maimón Formation rocks is also compared with a representative range of compositions of boninites from the ODP Leg 125 (Pearce, 1982)

ciones del Complejo Río Verde caen dentro del campo de los basaltos toleíticos (Fig. 7-a).

La abundancia de elementos traza que presentan los esquistos máficos y anfibolitas del Complejo Río Verde son muy similares a N-MORB, pero se distinguen por un enriquecimiento moderado de Rb, Ba, Th, U (LIL) y ciertas LREE, junto con contenidos bajos en Nb, Ta, Eu e Y (Figs. 10 a y b). Los contenidos en REE muestran una distribución plana a muy ligeramente empobrecida en LREE, unas 10 veces la condrita. El Complejo Río Verde no presenta la típica variedad composicional del magmatismo propio de un arco isla y, por ello, en las Figs. 10-a y b se compara con el rango composicional de lavas basálticas emitidas en la cuenca de tras-arco de Lau (ODP Leg 135; Bloomer *et al.*, 1995). Como puede observarse en las figuras, los rangos composicionales son muy similares y las pautas son típicas de basaltos N-MORB con un ligero enriquecimiento en LIL y una

anomalía negativa Nb-Ta. Por lo tanto, los metabasaltos y anfibolitas del Complejo Río Verde podrían representar el magmatismo en una cuenca de intra- o tras-arco del primitivo arco isla caribeño.

### Implicaciones para la reconstrucción del primitivo arco isla caribeño

Según sus características petrológicas y geoquímicas, las unidades tectónicas de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Cordillera Central Dominicana pueden ser clasificadas en cinco series ígneas: (1) metabasaltos de intraplaca oceánica, que incluye a gran parte del Complejo Duarte; (2) metabasaltos de dorsal intraoceánica, representados por los niveles estratigráficamente más bajos del Complejo Duarte; (3) serie toleítica de arco isla, integrada por las rocas composicionalmente más variadas de las

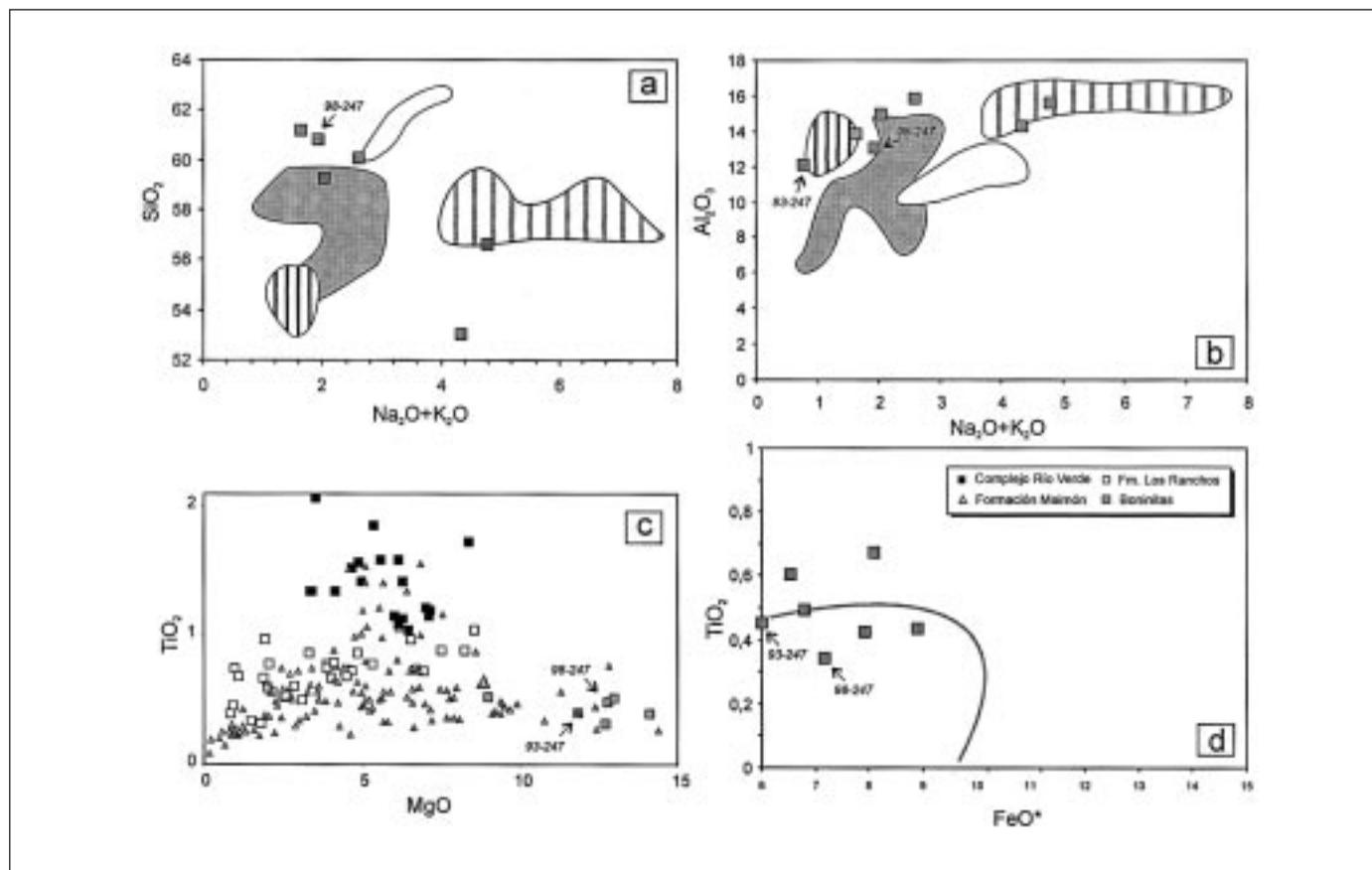


Fig. 9. Diagramas binarios (a)  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ; (b)  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ; (c)  $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ ; y (d)  $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*$  para las boninitas de la Cordillera Central Dominicana. Se incluyen los campos de los tipos de boninitas definidos por Crawford *et al.* (1989) y en (c) las composiciones de otras rocas magmáticas relacionadas con subducción

Fig. 9. (a)  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ; (b)  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ; (c)  $\text{TiO}_2\text{-MgO}$ ; and (d)  $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*$  binary diagrams for boninitic rocks of the Cordillera Central (Dominican Republic). The field of boninitic rock-types defined by Crawford *et al.* (1989) and in (c) the composition of other subduction-related magmatic rocks are also included

Formaciones Maimón y Los Ranchos; (4) boninitas, restringidas a algunos términos de la Formación Maimón; y (5) metabasaltos de cuenca tras arco, representados por los esquistos máficos y anfibolitas del Complejo Río Verde.

Esta clasificación posee importantes implicaciones en la reconstrucción del primitivo arco isla caribeño. La Fig. 11 muestra esquemáticamente la situación de los principales elementos del PAIC y su correlación con las unidades tectónicas presentes en la Cordillera Central Dominicana. Sobre un sustrato protocaribeño de corteza oceánica (basaltos N-MORB) generado como consecuencia de la separación de las Placas Norte y Suramericana durante el Jurásico Superior (160-149 Ma, probablemente desde el Bathoniense;

Pindell, 1994), se edifica un *plateau* oceánico en el Cretácico Inferior (123-100 Ma) representado por buena parte del Complejo Duarte y en relación con el ascenso de una pluma mantélica. El primitivo arco isla caribeño se forma como consecuencia de la subducción de corteza oceánica recién formada desde el inicio del Cretácico Inferior (probablemente en el Valangiense; Pindell, 1994), dando lugar a un primer estadio de crecimiento cortical mediante la adición de fundidos mantélicos. Durante este primer estadio de arco magmático el material emitido fue inicialmente de composición boninitica, graduando a un magmatismo toleítico composicionalmente bimodal, como registran los protolitos de las Formaciones Maimón y Los Ranchos, a lo largo del intervalo Neocomiense-

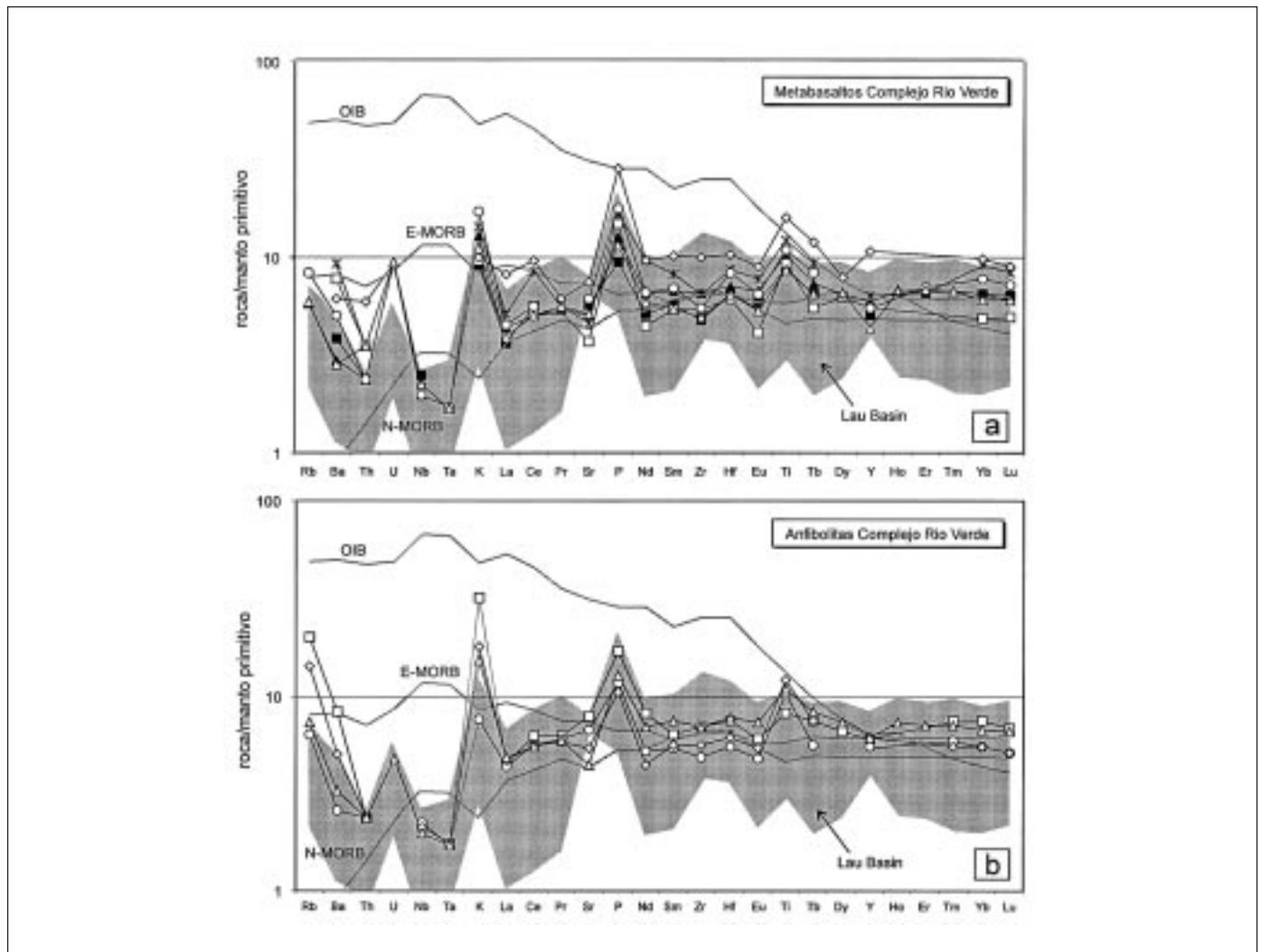


Fig. 10. Diagramas multielementales normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para (a) los metabasaltos y (b) anfibolitas del Complejo Río Verde, comparándolos con las composiciones representativas de los basaltos N-MORB, E-MORB y OIB  
 Fig. 10. Multielemental diagrams normalized to the primitive mantle (Sun y McDonough, 1989) for Río Verde Complex (a) metabasalts and (b) amphibolites, showing also N-MORB, E-MORB and OIB representative compositions

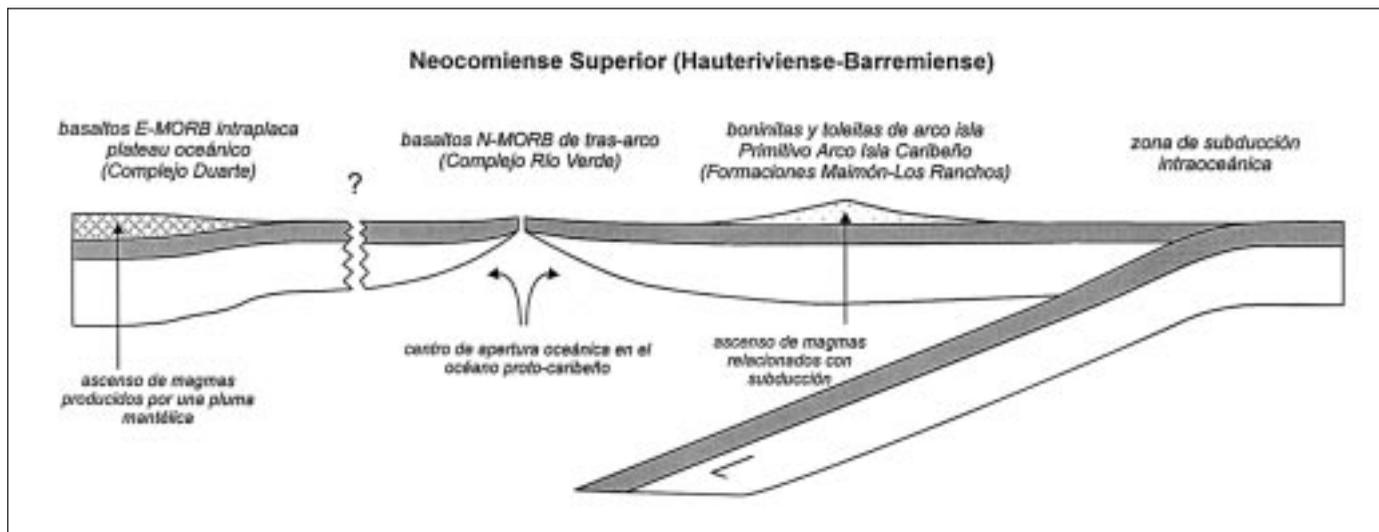


Fig. 11. Modelo tectonomagmático mostrando la formación de las distintas unidades de la Cordillera Central Dominicana en el Neocomiense superior (Hauteriviense-Barremiense)

Fig. 11. Tectonomagmatic model showing the development of the diverse units in the Cordillera Central, Dominican Republic in the Upper Neocomian

Aptiense. En este contexto, las rocas de la Formación Los Ranchos y los metabasaltos del Complejo Río Verde constituirían el magmatismo asociado al sector axial del arco y a centros de apertura localizados en la zona de tras-arco, respectivamente.

### Agradecimientos

G. Draper y J.F. Lewis desean dar gracias al Depto. de Exploración de *Falconbridge Dominicana S.A.* por su asistencia en el trabajo en el campo. G. Draper agradece también las ayudas concedidas por el *Latin American-Caribbean Center* de la Universidad Internacional de Florida. Los autores quieren agradecer a A. Pérez-Estaún los comentarios realizados durante el trabajo de campo, así como la revisión del mismo por los Editores del *Boletín Geológico y Minero*. Este trabajo ha sido en parte financiado por el Programa SYSMIN de la Unión Europea, la Acción Especial BTE-2001-5002-E y el Proyecto BTE-2002-00326.

### Referencias

Bloomer, S.H., Taylor, B., MacLead, C.J., Stern, R.J., Freyer, P., Hawkins, J.W., Johnson, L. 1995. Early arc volcanism and the ophiolitic problem: A perspective from drilling in the western Pacific. In B. Taylor, J. Natland (eds.). *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Geophysical Monograph*, 88, 1-24.

Boisseau, M. 1987. Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles): Un édifice de nappes Crétacé polyphasé. Thèse Doctorale. Université Pierre et Marie Curie, Paris. 200 pp.

Bowin, C. 1966. Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In H. Hess (ed.). *Caribbean Geological Investigations, Geological Society of America*, 98, 11-84.

Bowin, C. 1975. The geology of Española, In: A. Naim, F. Stehli (eds.). *The ocean basins and margins: The Gulf of Mexico and the Caribbean*, Vol. 3. New York, Plenum Press, 501-552.

Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In A.J. Crawford (ed.). *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman London, 1-49.

Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D. 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In G. Dengo, J.E. Case (eds). *The Caribbean Region. The Geology of North America. Geological Society of America*, Boulder, Colorado, H, 339-374.

Duncan, R.A., Hargraves, R.B. 1984. Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame In W. Bonini, R.B. Hargraves, R. Shagam (eds.). *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society American Memoirs*. 162, 81-93.

Draper, G., Lewis, J. 1991. Metamorphic belts in Central Española. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. Geological Society of America Special Paper*, 262, 29-46.

Draper, G., Mann, P., Lewis, J. F. 1994. Hispaniola. In S.K.

- Donovan, T.A. Jackson (eds.). Caribbean Geology: An introduction: Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.
- Draper, G., Gutiérrez, G., Lewis, J. F. 1996. Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24 (12), 1143-1146.
- Escuder Viruete, J., Hernáiz, P.P., Draper, G., Gutiérrez-Alonso, G., Lewis, J.F., Pérez-Estaún, A. 2002. El metamorfismo de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo arco isla caribeño. *Acta Geológica Hispánica*. 37 (2-3), 123-162.
- Hernáiz Huerta, P. P., Lewis, J. F., Escuder Viruete, J., Gutiérrez, G., Mortensen, J., Hames, W., Solé J., Martínez, A., Draper, G. 2000a. Memoria explicativa del Mapa Geológico a escala 1:50.000 de Villa Altagracia (6172-II). Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Hernáiz Huerta, P. P., Lewis, J. F., Escuder Viruete, J., Gutiérrez, G., Mortensen, J., Hames, W., Solé J., Martínez, A., Draper, G. 2000b. Memoria explicativa del Mapa Geológico a escala 1:50.000 de Arroyo Caña (6172-III). Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Hill, R.I. 1993. Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos*, 30, 193-206.
- Horan, S.L. 1995. The geochemistry and tectonic significance of the Maimón-Amina schists, Cordillera Central, Dominican Republic, Unpublished M.Sc. thesis, University of Florida, Gainesville. 172 pp.
- Iturralde-Vinent, M.A. 1994. Cuban geology: a new plate tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*, 17, 39-70.
- Joyce, J. 1991. Bluesquist metamorphism and deformation on the Samaná Peninsula: A record of subduction and collision in the Greater Antilles. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 47-76.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Klaver, G.Th., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F. 1996. The geochemistry and petrogenesis of the late-Cretaceous picrites and basalts of Curaçao, Netherlands Antilles: a remnant of an oceanic plateau. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, 29-43.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A. Saunders, A.D. 1997. The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (eds.). Large Igneous Provinces. *American Geophysical Union Monograph*.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, Ma., Saunders, A.D., Babbs, T.L., Tarney, J. 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society America Bulletin*. 111, 1581-1599.
- Kesler, S.E., Russell, N., Reyes, C., Santos, L., Rodríguez, A., Fondeur, L. 1991. Geology of the Maimón Formation, Dominican Republic. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 173-186.
- Klaver, G.T. 1987. The Curaçao Lava Formation: an ophiolitic analogue of the anomalous thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateaux in the western Pacific and central Caribbean. Ph.D. thesis. University of Amsterdam. GUA Papers of Geology, 27, 168 pp.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Lepinay, B.M., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernández, J., Loubet, M. 1997. Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau? *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Lepinay, B.M., Bosch, D., Monié, P., Tardy, M., Maury, R.C. 1999. Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española. *Journal of Geology*, 107, 193-207.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R.C., Hernández, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., Lepinay, B.M., Mamberti, M., Desmet, A., Keller, F., Sénebier, F. 2000. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research*, 105, 8403-8421.
- Lebrón, M.C., Perfit, M. R. 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69-100.
- Lewis, J.F. 1982. Granitoid Rocks in Española. Transactions of the 9<sup>th</sup> Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- Lewis, J.F., Draper, G. 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In G. Dengo, J.E. Case (eds.). The Geology of North America, H, The Caribbean region. *Geological Society of America*, Colorado, 77-140 pp.
- Lewis, J.F., Jiménez, J.G. 1991. Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.) Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 115-142.
- Lewis, J.F., Amarante, A., Bloise, G., Jiménez, J.G., Domínguez, H.D. 1991. Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 143-164.
- Lewis, J.F., Perfit, M., Horan, S., Díaz de Villavilla, A. 1995.

- Geochemistry and petrotectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, *Geological Society of America*, New Orleans, A227.
- Lewis, J.F., Hames, W.E., Draper, G. 1999. Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: A Discussion. *Journal of Geology*, 107, 505-508.
- Lewis, J.F., Astacio, V.A., Espaillet, J., Jiménez, J. 2000. The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimón Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. In R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan (eds.). VMS deposits of Latin America. *Geological Society of Canada Special Publication*, 223-249 pp.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G., Draper, G. 2002. Subdivisión Geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*. 37(2-3), 81-122.
- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 1-28.
- Meschede, M., Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 262, 34-58.
- Montgomery, H., Pessagno, E.A., Lewis, J.F., Schellekens, J., 1994. Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics*, 13, 725-732.
- Nagle, F., 1974. Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. *Geological Society America Bulletin*. 85, 1461-1466.
- Palmer, H.C. 1979. Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. In B. Lidz, F. Nagle (eds.). Tectonic Focal Point of the North Caribbean; Española. *Miami Geological Society*. 29-68.
- Pearce, J. A. 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In P. Fryer, Pearce, J. A., Stocking, L.B. (eds.). Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125, 623-659. College Station, TX.
- Pindell, J. L. 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution, *Tectonophysics*, 155, 121-138.
- Pindell, J.L., 1994, Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). Caribbean Geology: An Introduction. University of the West Indies Publishers Association. University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 13-39.
- Pindell, J. L., Barrett, S. F. 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In G. Dengo, J.E. Case (eds.). The Caribbean, Volume H, Decade of North American Geology, *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 404-432 pp.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1988. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.). Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society Special Publication*, 42, 313-345.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Denyer, P. 1997. Nicoya Peninsula, Costa Rica: a single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B7), 15507-15520.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., Estrada, J.J. 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155, 221-235.
- White, R.V., Tarney, J., Kerr, A.C., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Pringle, M.S., Klaver, G.T. 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46, 43-68.

Recibido: Diciembre 2002

Aceptado: Junio 2003