

Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico

Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting

J.F. LEWIS ⁽¹⁾, J. ESCUDER VIRUETE ⁽²⁾, P.P. HERNAIZ HUERTA ⁽³⁾,
G. GUTIERREZ ⁽⁴⁾, G. DRAPER ⁽⁵⁾ y A. PÉREZ-ESTAÚN ⁽⁶⁾

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

(2) Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040, Madrid. España. escuder@eucmax.sim.ucm.es

(3) División de Geología. INYPSA. Velazquez, 69. 28001, Madrid. España.

(4) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008, España.

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

(6) Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera-CSIC. Lluís Solé i Sabarís s/n. 08028 Barcelona. España.

RESUMEN

El sistema Cretácico Superior-Eoceno de arco-isla circum-caribeño (AICC) consiste en una acreción compleja de diversas unidades tectónicas o terrenos, los cuales han sido inicialmente formados y posteriormente acrecionados en un ambiente geodinámico intraoceánico desde el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En la Cordillera Central Dominicana estos terrenos están representados por varias unidades tectonoestratigráficas que definen un basamento deformado y metamorfozado de edad pre-Aptiense/Albiense, el cual constituye el sustrato sobre el que se intruyen o extruyen las rocas ígneas del AICC. Las unidades de basamento basáltico pre-Aptiense/Albiense se dividen en: (1) un terreno E-MORB de Duarte relacionado con una pluma mantélica (*plateau* I); (2) un terreno de Maimón-Amina relacionado con el desarrollo del primitivo arco isla, que incluye unidades de intra- o tras-arco (Complejo Río Verde); y (3) un terreno peridotítico de Loma Caribe. Se superponen dos estadios sucesivos de crecimiento del arco magmático: un estadio toleítico Cretácico Inferior (arco I) y un estadio calco-alcalino Cretácico Superior-Eoceno (AICC; arco II). El estadio de arco I no está registrado en el terreno de Duarte y está representado en el terreno de Maimón-Amina por el Complejo Río Verde, la Formación Maimón y la Formación Peralvillo Norte. En el terreno de Duarte, el estadio de crecimiento del arco II incluye la Formación Siete Cabezas (Cenomanense-Maastrichtiense, *plateau* II) y el relleno de una cuenca de intra-arco por la Formación Tireo (Cenomanense-Maastrichtiense); en el terreno de Maimón-Amina y después de un episodio de sedimentación carbonatada marina somera (Caliza del Hatillo, Albiense), el arco II está representado por las Fms Las Lagunas y Peralvillo Sur. En el conjunto intruyen el batolito noritico-gabronorítico de la Jautia (127-121 Ma) y los plutones tonalíticos foliados y no foliados calco-alcalinos de edad Cretácico Superior-Eoceno Superior. La deformación y metamorfismo del basamento pre-Aptiense-Albiense es consecuencia de la colisión del terreno de Duarte con el primitivo arco-isla (terreno de Maimón-Amina) y la obducción de un fragmento de litosfera oceánica (ofiolita). La interpretación de los datos geológicos y geoquímicos apoyan un modelo tectonomagmático en el que la evolución composicional de los

magma intruidos y extruidos en este segmento del AICC, refleja una inversión en la polaridad de subducción bajo el primitivo arco posteriormente a la colisión Aptiense-Albiense.

Palabras Clave: Terrenos. Meseta oceánica. Arcos isla. Acreción. Geoquímica del basamento. Placa Caribeña. República Dominicana.

ABSTRACT

The Upper Cretaceous-Eocene Circum-Caribbean island-arc system (AICC) is a complex collage of crustal units or terranes s.l. which have formed and accreted within an intra-oceanic environment since Late Jurassic-Early Cretaceous times. In the Cordillera Central of the Dominican Republic these terranes are represented by several tectonostratigraphic units, that define a pre-Aptian-Albian deformed and metamorphosed basement, over and into which the igneous rocks of the AICC were extruded or intruded. Basement sequences can be subdivided into: (1) a plume-related Duarte terrane (plateau I); (2) a primitive arc-related Maimón-Amina terrane, which includes intra- or back-arc N-MORB units (Río Verde Complex) with a subduction geochemical imprint; and (3) the Loma Caribe peridotite terrane of mantle provenance. Two successive stages of the arc growth are superposed: an Early Cretaceous arc tholeiite stage with boninitic affinities (arc I), and a Late Cretaceous-Eocene calc-alkaline stage (AICC; arc II). The arc I stage is not recorded in the Duarte terrane but is represented in the Maimón-Amina terrane by the Río Verde Complex, the Maimón Formation and the Peralvillo Norte Formation. In the Duarte terrane, the arc II growth stage include the Siete Cabezas Formation (Cenomanian-Maastrichtian, plateau II) and the fill of an intra-arc basin by the Tiro Formation (Cenomanian-Maastrichtian). In the Maimón-Amina terrane, the arc II growth is represented by the Las Lagunas and Peralvillo Sur Formations. The former lies unconformably on rudist-bearing limestone of Albian age (Hatillo Limestone). The Jautía gabbro-norite batholith and the calc-alkaline foliated and non-foliated tonalitic plutons of Late-Cretaceous-Early Eocene age intrude the rocks of the Duarte terrane except the Siete Cabezas Formation. Deformation and metamorphism of the pre-Aptian-Albian basement is a consequence of the collision of the Duarte plateau terrane with the Caribbean primitive island arc (Maimón-Amina terrane), that caused the emplacement of the Duarte terrane with a fragment of oceanic lithosphere (ophiolite). The interpretation of the geological and geochemical data support a tectonomagmatic model, which relates the compositional evolution of the intruded and extruded magmas in this segment of the AICC, with a flip in the subduction polarity under the primitive arc after the Aptian/Albian collision.

Keywords: Terranes. Oceanic plateau. Island arc. Accretion. Basement geochemistry. Caribbean Plate. Dominican Republic.

EXTENDED ABSTRACT

The Upper Cretaceous-Eocene Circum Caribbean island arc (AICC) is a complex collage of diverse tectonic units or terranes, which were initially formed and subsequently accreted in an intra-oceanic environment from Upper Jurassic-Lower Cretaceous time. In the Cordillera Central of the Dominican Republic, the compositional characteristics of the studied rocks permit to group the different geological units in terms of their geochemical affinity to an intraoceanic dorsal (N-MORB), a magmatic arc or a oceanic plateau. The results provide a relatively simple geochemical base that permits to associate the different geological units with some of the terranes proposed by Mann et al. (1991) for Hispaniola. La/Nb, Nb/Zr, Th/Yb and T/Yb ratios of Duarte Complex and Siete Cabezas Formation basalts are transitional between E- and N-MORB types and similar to those obtained for other fragments of the caribbean plateau and other pacific plateau. Maimón and Los Ranchos Formations metabasalts show values for these parameters typical of a primitive magmatic arc. Río Verde Complex amphibolites present N-MORB compositions with a variable subduction geochemical component, similar to those of basalts extruded in oceanic opening centers located in intra or back-arc zones.

In the Cordillera Central of the Dominican Republic, the deformed and metamorphosed tectonostratigraphic units define a dominantly basaltic basement of pre-Albian age, over which intrude into, and extrude over, the igneous rocks of the AICC. The basement is divided into: 1) the Duarte Complex E-MORB terrane with characteristics of an oceanic plateau that is related to a mantle plume (plateau I); 2) the Loma Caribe peridotite terrane; and 3) the Maimon-Amina terrane with primitive island arc tholeiite characteristics. Two successive stages of the arc growth are superposed: a Lower Cretaceous tholeiitic stage with boninitic affinities (arc I) and a Upper Cretaceous-Eocene calc-alkaline stage (AICC; arc II).

The arc I stage is not registered in the Duarte terrane and is represented in the Maimón-Amina terrane by the Río Verde Complex, the Maimón Formation and the Peralvillo Norte Formacion. In the Duarte terrane, the arc II growth stage include the Siete Cabezas Formation (Cenomanian-Maastrichtian, plateau II) and the fill of an intra-arc basin by the Tiroo Formation (Cenomanian-Maastrichtian). In the Maimón-Amina terrane, the arc II growth is represented by the Las Lagunas and Peralvillo Sur Formation, which lie unconformably on rudist-bearing limestones of Albian age (Caliza del Hatico). The gabbro-norite Jautia batholith, along with other similar bodies to the northwest, was intruded into the Duarte Complex between 123-121 Ma. Foliated and non-foliated calc-alkali tonalite plutons intruded the Duarte Complex and Tiroo Formations (Duarte terrane) in the late Cretaceous to Eocene, dominantly from 91 to 89 Ma.

The penetrative ductile deformation and metamorphism of the pre-Albian basement was a consequence of the collision of the Duarte plateau terrane with the primitive Caribbean island-arc (Maimon-Amina terrane) and the obduction of a fragment of the oceanic lithosphere (Draper et al., 1996; Escuder Viruete et al., 2002). Related structures are the Ozama Shear Zone, developed in the Maimon Formation, the ductile imbrication of tectonic units that internally compose the Río Verde Complex and a N- and NE-directed thrust system. At the same time, in the Duarte terrane and the Loma Caribe peridotite, NE-directed non-coaxial deformativa fabrics and locally ductile mylonites were formed.

In conclusion, this interpretation, together with the geological and geochemical data, supports a tectono-magmatic model in which the compositional evolution of the intrusive and extrusive magmas in this segment of the Circum-Caribbean arc, reflect a polarity reversal in the in the subduction of oceanic crust following the Aptian- Lower Albian collision.

INTRODUCCIÓN

El sistema Cretácico Superior-Eoceno de arcos-islas circum-caribeño (AICC; Burke, 1988, Lewis y Draper, 1990; Draper et al., 1994, 1996) consiste en una acreción compleja de diversas unidades tectónicas, que presentan una compleja historia geológica, resultado de su formación inicial y sucesiva acreción en un ambiente geodinámico intraoceánico. Como parte integrante del AICC, en la isla de la Española afloran algunas de estas unidades corticales, las cuales pueden denominarse en sentido amplio como *terranes s.l.* (a diferencia del término de *terranes s.s.*), debido a que permiten subdividir la isla en un conjunto de diferentes unidades geológicas. Estas unidades se definen en términos de la geología del basamento, desarrollo de un magmatismo propiamente de arco, tipo de sedimentación relacionada y la geocronología, utilizando criterios geoquímicos, tectónicos y geológicos. Algunos de estos terrenos son *terranes s.s.*, ya que presentan una particular historia geológica y están separados de otros terrenos por fallas y/o cabalgamientos (Mann et al., 1991); otros terrenos, sin embargo, presentan relaciones menos conocidas con los terrenos de su entorno. La ventaja de utilizar la nomenclatura de terrenos es que permiten subdividir la isla de la Española en un conjunto de unidades tectónicas y establecer para cada una de ellas su historia acrecional.

Sin embargo, las etapas más tempranas de la evolución magmática y tectónica del AICC son relativamente

poco conocidas, debido a que la superposición de los estadios de crecimiento del arco más recientes han enterrado, erosionado, deformado, metamorfizado y/o asimilado a los materiales formados en los estadios más antiguos. Los objetivos del presente trabajo son, en primer lugar, realizar una descripción geológica de las distintas unidades geológicas presentes en la Cordillera Central Dominicana. En segundo lugar, caracterizar geoquímicamente a cada una de ellas, lo cual va a permitir establecer relaciones entre diferentes unidades y discriminar el posible entorno tectonomagmático de generación. A partir de estos resultados, un tercer objetivo es evaluar un modelo geodinámico de evolución para este sector del Caribe durante el Mesozoico.

Los trabajos han sido realizados en el marco del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Dirección General de Minería), financiado con 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) y Arroyo Caña (6172-III) en las que se centra el presente estudio. Gran parte de los datos geoquímicos proceden de la investigación realizada en la zona a lo largo de varias décadas por algunos de los autores (J. Lewis y G. Draper). Los resultados apoyan un modelo tectonomagmático en el que la evolución composicional de los magmas intruidos y extruidos en este segmento del AICC, reflejan una inversión en la polaridad de

subducción de corteza oceánica bajo el primitivo arco, como ha sido previamente propuesto por varios investigadores (Mattson, 1979; Donnelly et al., 1990; Pindell y Barrett, 1990; Draper y Lewis, 1991; Donnelly, 1994; Lebrón y Perfit, 1994). Recientemente, Draper et al. (1996) sugieren que la manifestación orogénica de la inversión en la polaridad de subducción en la isla de la Española, fue el emplazamiento cabalgante de un fragmento de litosfera oceánica (ofiolita) sobre la corteza del primitivo arco-isla caribeño durante el Aptiense-Albiense.

MARCO TECTÓNICO DE LA ISLA DE LA ESPAÑOLA

La isla de la Española constituye un arco-isla multiépisódico, edificado a lo largo del intervalo de tiempo Cretácico Inferior-Eoceno (Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991; Draper et al., 1994, 1996). Actualmente, la isla constituye un bloque topográficamente elevado, de unos 250 km de anchura y 550 km de longitud, y rodeado al N y S por fondos oceánicos profundos, situado a caballo del límite entre las placas Norteamericana y Caribeña (Fig. 1a). El desplazamiento transcurrente sinistro a lo largo de este límite desde el Eoceno, ha modificado de forma importante la geometría del arco-isla mesozoico (Pindell, 1994) y ha producido la Fosa del Caimán, la cual constituye una cuenca de *pull-apart* desarrollada sobre sustrato oceánico (Rosencrantz et al., 1988). La deformación afecta también el borde norte de la placa Caribeña, generando desgarres frágiles sinistros y fallas inversas de dirección O-E a NO-SE, de decenas de kilómetros de longitud. Estas estructuras poseen incluso una actividad tectónica muy reciente, controlando por ejemplo la fisiografía del sector central y occidental de la Isla de la Española, dominada por valles y alineaciones montañosas de dirección NO-SE como la Cordillera Central. Por otro lado, la placa Caribeña está limitada a E y O por zonas de subducción activas en la actualidad: el fondo oceánico Atlántico subduce al E bajo el arco de las Antillas Menores; y las placas de Cocos y Nazca se hunden al O bajo la placa del Caribe a lo largo de la zona de subducción Centro Americana, formando el arco de Costa Rica-Panamá (Fig. 1a). El margen meridional de la placa Caribeña constituye una compleja zona de convergencia y desplazamiento transcurrente dextral (Pindell et al., 1988; Ladd et al., 1990; Pindell, 1994).

Tanto en las Antillas Menores como en las Antillas 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). El segmento de AICC pre-

sente en las Antillas Mayores es magmáticamente poco activo desde el Eoceno Medio-Superior, como consecuencia de su colisión con la plataforma carbonatada de las Bahamas. Sin embargo, el segmento de las Antillas Menores continúa activo en la actualidad debido al desplazamiento hacia el E de la placa Caribeña (Pindell et al., 1988; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994) y la subducción del fondo oceánico atlántico en la Fosa de Barbados. Con el AICC se asocian las cuencas de tras-arco mesozoicas de Yucatán (Rosencrantz et al., 1988), adyacente a Cuba, y la de Granada, situada al O de las Antillas Menores (Donnelly et al., 1990). Ambas cuencas pudieron ser continuas antes de su desmembramiento por la tectónica de desgarres sinistros cenozoico-cuaternaria (Mann et al., 1991). En la Sierra Maestra de Cuba y después de la ruptura Campaniense-Daniense inferior, el magmatismo de arco continúa durante el Paleógeno extendiéndose hasta el Eoceno Medio.

La corteza de la placa Caribeña fue generada durante la creación de fondo oceánico como consecuencia de la separación de las placas Norte y Suramericana en el Jurásico Medio-Superior y Cretácico Inferior (Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994). Los basaltos N-MORB presentes en diversos puntos del área caribeña se relacionan con esta etapa de creación de corteza oceánica (Donnelly, 1994). En este sentido, los basaltos N-MORB (Lapierre et al., 1999) que intercalan niveles de chert con fauna del Jurásico Superior en el Complejo Duarte de la isla de la Española (Montgomery et al., 1994), representan fragmentos emplazados de la corteza oceánica caribeña más antigua. Otros restos de corteza oceánica jurásica han sido descritos en Costa Rica, Venezuela y Puerto Rico (Donnelly et al., 1990; Donnelly, 1994; Meschede y Frisch, 1998).

Sin embargo, gran parte del área actualmente cubierta por el Mar del Caribe constituye el lugar de emplazamiento de un enorme volumen de rocas ígneas, conocido como la Provincia Ignea Cretácica Caribeño-Colombiana (PICCC; Kerr et al., 1997b). Las rocas integrantes de esta estructura, de más de 800.000 km² de extensión, han sido muestreadas por el *Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program* (DSDP Leg 15 y ODP Leg 126 y 165) y relacionadas con un gran evento de basaltos de inundación (Donnelly, 1973; Donnelly et al., 1973; White et al., 1999; Sinton et al., 2000), que tuvo lugar en la región caribeña durante el Cretácico Superior (probablemente entre 94 y 68 Ma). Este gran evento magmático basáltico ha sido reinterpretado como un *plateau* oceánico (Burke et al., 1978; Duncan y Hargraves, 1984; Donnelly et al., 1990; Hill, 1993; Kerr et al., 1996b), formado como con-

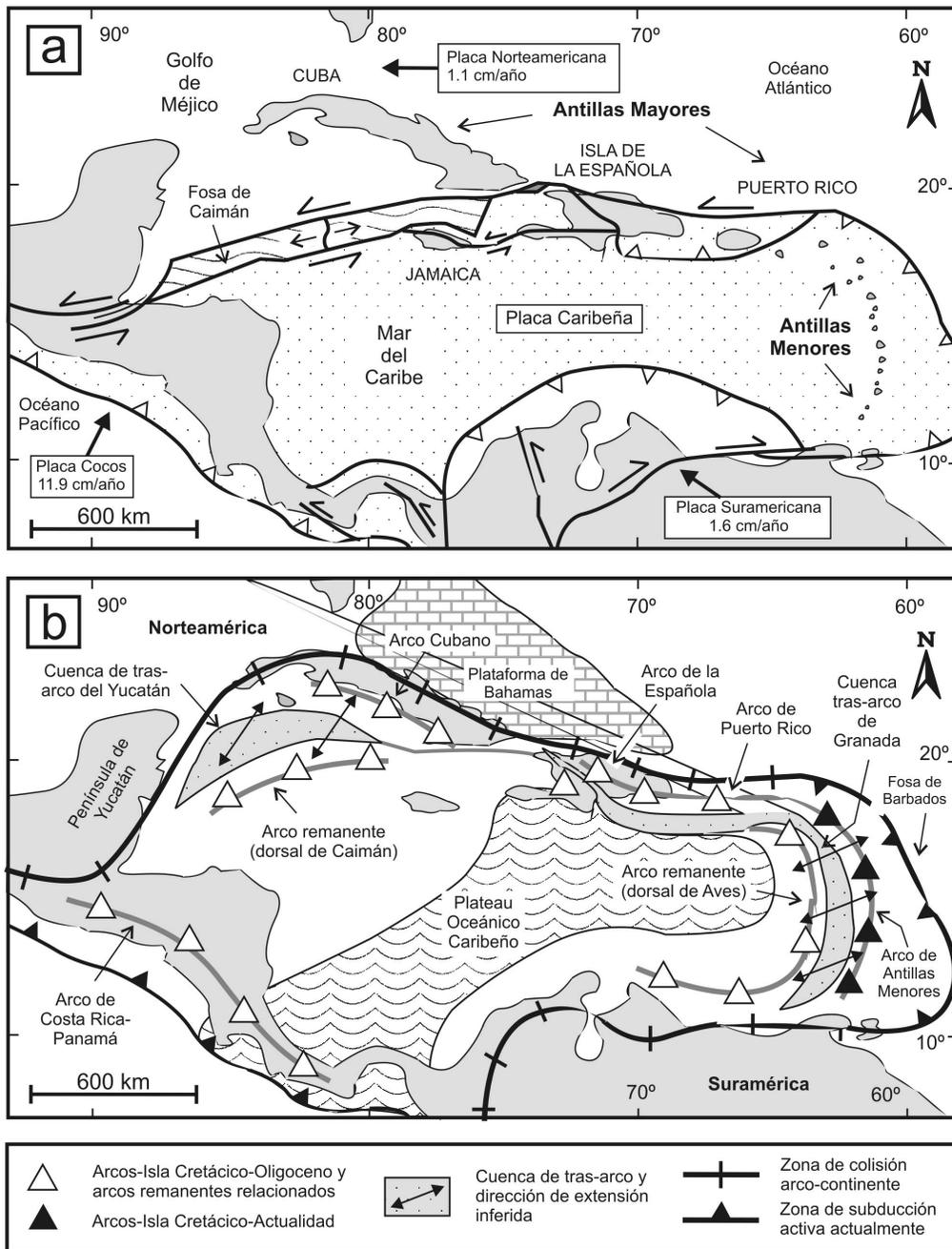


Figura 1. (a) Configuración actual de las placas en la región caribeña (mod. de Mann et al., 1991; Lebrón y Perfit, 1994; Pindell, 1994). La Isla de la Española se sitúa sobre la activa zona de desgarre sinistral que separa las placas Norteamericana y Caribeña. (b) Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño (AICC) de edad Cretácico Superior-Eoceno. Notar como el plateau oceánico ocupa una posición de tras-arco, así como las cuencas de tras-arco del Yucatán, de las Antillas Mayores y de Granada. La plataforma carbonatada de Bahamas se desarrolló sobre la placa Norteamericana desde el Jurásico Superior.

Figure 1. (a) Current configuration of tectonic plates in the Caribbean region (from Mann et al., 1991; Lebrón and Perfit, 1994; Pindell, 1994). The Hispaniola Island is located on the active transcurrent zone that separates the American and Caribbean plates. (b) Principal tectonic elements of the Upper Cretaceous-Eocene Circum-Caribbean island-arc system (AICC). The oceanic plateau occupies a back-arc position, as well as the Yucatan, Greater Antilles and Grenada back-arc basins. The Bahamas platform was developed over the American plate since the Upper Jurassic.

secuencia del ascenso de una pluma mantélica profunda (Duncan y Hargraves, 1984; Klaver, 1987). Los sedimentos suprayacentes a los basaltos sumergidos en el Mar del Caribe sondeados por el DSDP Leg 15, establecen un límite de edad bioestratigráfica de 88-83 Ma para el cese de la actividad ígnea generadora del *plateau* oceánico (Donnelly et al., 1990; Donnelly, 1994; Kerr et al., 1997b).

Por otra parte, algunos fragmentos del *plateau* oceánico caribeño han sido emplazados sobre el márgen continental de Suramérica y el borde del Caribe, como los aflorantes en el sur de Haití, República Dominicana, Curaçao, Aruba, Ecuador y Colombia, incluyendo las komatiitas y los basaltos de la Isla de Gorgona en la Costa Pacífica de Colombia (Millward et al., 1984; Klaver, 1987; Kerr et al., 1996a, 1997b; Arndt et al., 1997; Lapierre et al., 1997; White et al., 1999). La formación del *plateau* oceánico pudo ser extremadamente rápida, mediante la intrusión/extrusión de enormes volúmenes de magma en un intervalo de tiempo de tan sólo unos pocos millones de años, como establece la reciente compilación de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el *plateau* entre 91-87 Ma realizada por Sinton et al. (1998). El gran volumen de magma extruido en este corto intervalo de tiempo apoya un origen para la PICCC mediante el ascenso de una pluma mantélica. Otros argumentos que favorecen esta hipótesis son el considerable mayor espesor de la corteza producida como consecuencia de la actividad magmática de la pluma, superior a los 6-7 km de la corteza oceánica formada en una dorsal meso-oceánica normal (Gladczenko et al., 1997; Coffin y Eldholm, 1994). Los estudios de refracción sísmica (Edgar et al., 1971) y gravimétricos (Case et al., 1990) realizados en el sector caribeño establecen un espesor de 8-20 km de corteza oceánica (Donnelly, 1994). Sin embargo, en la región caribeña existe al menos otro evento magmático, en parte relacionable composicionalmente con una pluma (Kerr et al., 1997, a y b; Sinton et al., 1998), cuya edad en la región estudiada es posiblemente 127-121 Ma (Draper y Lewis, 1991; Draper et al., 1994; Hernaiz Huerta et al., 2000a y b).

La composición de las lavas que forman el *plateau* caribeño es similar a los basaltos que constituyen el *plateau* de Ontong Java (Babbs, 1997; Petterson et al., 1997 y 1999) y consistente con la fusión por descompresión en una pluma mantélica, que genera una gran cantidad de magma basáltico. Estos basaltos están asociados con komatiitas (Isla de Gorgona: Echeverría, 1980; Kerr et al., 1996a) y picritas (Curaçao: Klaver, 1987; Kerr et al., 1996b; Isla de la Española: Draper y Lewis, 1991; y Aruba: White et al., 1999), que requieren también unas altas tasas de fusión en la región fuente de la pluma mantélica. En

este contexto, Duncan y Hargraves (1984) han sugerido que el *plateau* fue formado encima del punto caliente de Galápagos, como parte integrante de la placa de Farallón (Hauff et al., 1997; Sinton et al., 1997) y es, por lo tanto, alóctono respecto a las placas Norte y Suramericana (Pindell, 1994).

La aloctonía del *plateau* está apoyada por gran parte de las reconstrucciones realizadas sobre la dinámica de placas en la región caribeña durante el Mesozoico, consistentes con la subducción dirigida al NE de la placa de Farallón bajo las placas Norte y Suramericana (Burke, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994; Meschede y Fritz, 1998). La subducción de corteza oceánica originó también el desplazamiento del *plateau* oceánico recién creado (corteza proto-caribeña) hacia la zona de subducción. Sin embargo, el *plateau* oceánico debió probablemente obducir como consecuencia de su elevado espesor y al contraste de densidad y temperatura respecto a una corteza oceánica normal (Burke et al., 1978; Cloos, 1993). Probablemente, el bloqueo de la zona de subducción dió lugar a su desplazamiento geográfico hacia el NE y una inversión en su polaridad, consumiéndose a partir del Albiense la placa Atlántica bajo la Caribeña (Lebron y Perfit, 1994). Dicho desplazamiento de la zona de subducción originó la formación del sistema de AICC en el borde NE del primitivo arco magmático (Donnelly et al., 1990; Donnelly, 1994). Más al sur, el *plateau* interactuó con un margen continental activo, lo que dió lugar al emplazamiento de partes del mismo sobre el margen continental colombiano (Kerr et al., 1996).

Fragmentos obducidos del *plateau* oceánico caribeño afloran también en la Cordillera Central Dominicana. En el sector estudiado (Fig. 2 y 3) consisten en lavas derivadas de una pluma y rocas intrusivas máficas y ultramáficas (ver después), que aparecen intensamente deformadas y metamorfizadas, y sobre las que se superponen materiales pertenecientes a los estadios posteriores de crecimiento del AICC, composicionalmente distintos y desprovistos de una deformación dúctil penetrativa. Sin embargo, existen también en el sector un conjunto de metabasaltos, esquistos máficos y anfíbolitas, que presentan la composición toleítica típica del primitivo arco-isla caribeño (Donnelly, 1973, 1989; Donnelly et al., 1990; Lewis y Draper, 1990). Para Lebrón y Perfit (1994) y Lewis et al. (1995) los cambios químicos registrados en litologías semejantes presentes en Cuba, Isla de la Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, registran la evolución del arco isla desde los estadios primitivos a los más maduros. Según estos autores, este cambio composicional fue sincrónico con la inversión en la polaridad de la subducción, la cual tuvo lugar probablemente

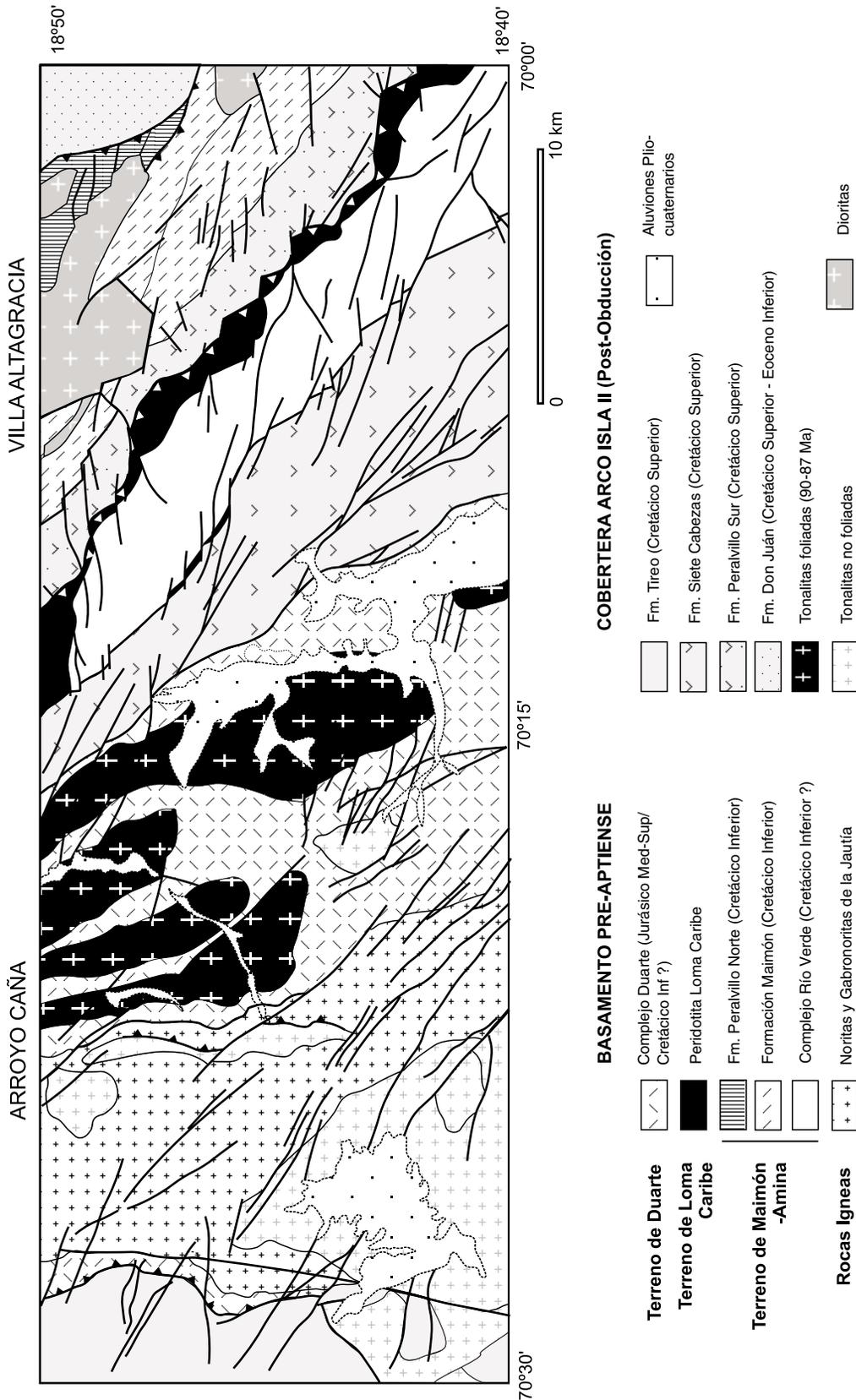


Figura 2. Mapa geológico esquemático del sector meridional de la Cordillera Central Dominicana, Hojas a E. 1:50.000 de Villa Altagracia y Arroyo Caña (mod. de Hernaiz Huerta et al., 2000a y b).

Figure 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 Hernaiz Huerta et al., 2000a y b).

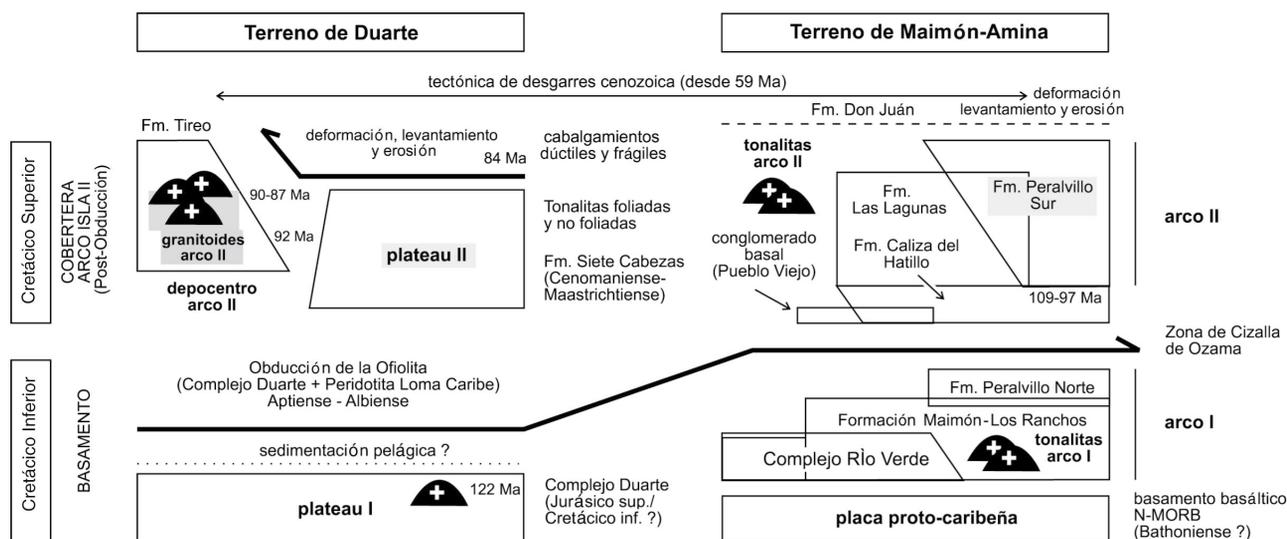


Figura 3. Síntesis tectonoestratigráfica esquemática de las diferentes unidades geológicas presentes en la Cordillera Central Dominicana.

Figure 3. Schematic tectonostratigraphic resume of the different geological units present in the Cordillera Central (Dominican Republic).

como consecuencia de la colisión y emplazamiento de un fragmento del *plateau* caribeño durante el Aptiense-Albiense (Draper et al., 1996).

ESTADIOS MAGMÁTICOS EVOLUTIVOS DEL ARCO-ISLA CARIBEÑO

Donnelly et al. (1990) relacionan las diferentes series composicionales de rocas ígneas observadas en el área, con tres estadios evolutivos distintos en el desarrollo del arco-isla caribeño. El primer estadio del desarrollo del arco está representado por basáltos N-MORB y sedimentación pelágica, así como las series máficas y ultramáficas de *plateau* aflorantes en diversos puntos de la región caribeña. El segundo estadio está formado por las series toleíticas de arco-isla que caracterizan el volcanismo más primitivo del arco isla (arco I), junto con una sedimentación pelágica y marina más somera, frecuentemente de características turbidíticas. El tercer estadio está representado por las rocas plutónicas, volcánicas y volcanosedimentarias de afinidad calco-alcalina, que caracterizan los estadios más maduros en el desarrollo del arco magmático (arco II).

Series N-MORB

Los basaltos N-MORB del primer estadio registran la creación de un fondo oceánico en el área caribeña, el cual

constituye el sustrato sobre el que se edifica posteriormente el arco isla (Donnelly et al., 1990; Lewis y Jiménez, 1991; Lapiere et al., 1999). Los magmas producidos en este dominio se caracterizan por contenidos relativamente bajos de K₂O, de elementos litófilos de gran radio iónico (LIL; K, Rb, Sr, Ba, Th), de los elementos inmóviles (Zr, Hf, Nb, Ta, Y), un empobrecimiento en las tierras raras ligeras (LREE) y bajas relaciones de los isótopos radiogénicos ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (respecto a la *bulk-Earth composition*). Regionalmente, las series N-MORB aparecen formando parte de secuencias de carácter ofiolítico, caracterizadas por incluir diversos tipos de rocas, como serpentinitas, anfibolitas, plagiogranitos, cherts y calizas pelágicas, así como por la ausencia de rocas ígneas de composición intermedia y ácida.

Series toleíticas de arco-isla

Basándose en sus características composicionales y contexto tectónico de generación, Donnelly et al. (1990) interpretan las series del segundo estadio en relación con la subducción de corteza oceánica y el desarrollo de un primitivo arco magmático todavía sumergido (arco I). Respecto a los basaltos N-MORB del primer estadio, estas rocas se caracterizan por tener un enriquecimiento selectivo en los elementos LIL, junto con altas relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (respecto a la *bulk-Earth composition*), y bajos contenidos en Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Th, U, Ni, Cr and REE. Los diagramas de tierras raras son típicamen-

te planos o muestran un ligero empobrecimiento en LREE. Según estos autores, estas series están representadas por basaltos espilitizados, rocas ácidas y muy escasas rocas plutónicas, desarrolladas a partir de magmas de procedencia mantélica producidos durante la evolución del primitivo arco-isla caribeño. Recientemente, Lewis et al. (2000) han reconocido que algunas de las rocas más empobrecidas del primitivo arco-isla son similares en composición a las boninitas y riolitas existentes en los arcos magmáticos del Pacífico occidental (Pearce, 1992; Bloomer et al., 1995). Estas incluyen parte de las espilitas y keratófilos de la Formación Isla del Agua en las Islas Vírgenes y la Formación Maimón en la República Dominicana.

Series calco-alcálinas

Las rocas plutónicas, volcánicas y volcanosedimentarias del tercer estadio del arco caribeño (arco II), se caracterizan por un enriquecimiento en los elementos LIL y LREE respecto a las rocas del segundo estadio, así como por un empobrecimiento relativo en los elementos más inmóviles Ta, Nb, Zr, Ti, Y e Yb. Respecto a N-MORB, presentan una mayor relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, así como una característica composición isotópica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, que implica la adición durante su petrogenésis de una componente sedimentaria (Donnelly, 1989). Las series calco-alcálinas están representadas principalmente por andesitas, resultado de la cristalización de magmas más fraccionados y evolucionados formados en un arco-isla maduro (Donnelly et al., 1990; Lewis et al., 1991), así como por un importante plutonismo diorítico-tonalítico-granodiorítico de dimensiones batolíticas (Lewis, 1982a; Kesler et al., 1991b). En las series calco-alcálinas se incluyen también las rocas shoshoníticas, caracterizadas por contenidos muy altos en K_2O y LIL, así como relativamente bajos en Ti, Zr, Y y Nb, desarrolladas en un estadio evolutivo muy tardío, cuando la corteza del arco ya había alcanzado un fuerte engrosamiento.

DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LAS UNIDADES DE LA CORDILLERA CENTRAL DOMINICANA

Gran parte de la Cordillera Central Dominicana está constituido por rocas plutónicas, volcánicas y volcanoclásticas, formadas durante los sucesivos estadios magmáticos anteriormente descritos. Las investigaciones realizadas por diferentes autores en dichos materiales han permitido la definición de un conjunto de unidades desde un punto de vista tectonoestratigráfico (Bowin, 1966, 1975; Lewis, 1980, 1982a y b; Lewis y Draper, 1990; Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jimenez, 1991; Lewis et

al., 1991, 1995, 2000; Hernaiz Huerta et al., 2000a y b). Parte de estas unidades conforman un basamento deformado y metamorfizado de edad pre-Aptiense/Albiense, o Cinturón Intermedio (Bowin, 1966), que constituye el sustrato sobre el que se intruyen/extruyen las rocas ígneas de edad Cretácico Superior-Eoceno asociadas del tercer estadio del arco-isla (AICC).

En la zona estudiada, el basamento pre-Aptiense/Albiense está constituido por el Complejo Duarte, el Complejo Río Verde, la Formación Maimón-Los Ranchos y, probablemente, la Peridotita de Loma Caribe (Fig. 2). En el conjunto intruye el batolito norítico-gabronorítico de la Jautía y los plutones tonalíticos calco-alcálinos de edad Cretácico Superior-Eoceno Superior (Lewis, 1982a; Kesler et al., 1991b). La Formación Caliza del Hatillo constituye la base estratigráfica del arco-isla post-Aptiense (arco II), que continúa con las formaciones volcanosedimentarias de Las Lagunas, Siete Cabezas (Cenomaniense a Maastrichtiense) y Tiro en el sector SO. Todas estas formaciones de cobertera carecen de la deformación dúctil penetrativa y el metamorfismo que caracterizan el basamento pre-Aptiense/Albiense, sobre el que muy probablemente se disponen discordantes. 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 (Figs. 2 y 3).

Complejo Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior)

Las rocas básicas y ultrabásicas del Complejo Duarte son las más antiguas del basamento pre-Albiense (Fig. 3), cuya edad Jurásico Superior ha sido establecida a partir de 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, Lewis et al. (1983), Donnelly et al. (1990), Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jimenez (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 el emplazamiento 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) proponen que el Complejo Duarte representa un fragmento de *plateau* oceánico generado por una pluma de tipo Galápagos. Pos-

teriormente, Lapiere et al. (1999) obtienen en rocas de esta unidad edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que sugieren la formación 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 defienden un emplazamiento tectónico pre-Albiense para el *plateau*. Las edades obtenidas para las intrusiones máficas-ultramáficas de Loma de Cabrera (123 Ma, K/Ar; Kesler et al., 1991) y el batolito de la Jautia (121.4±6 Ma Ar/Ar en Hbl, Hernaiz Huerta et al., 2000a y b), establecen una edad anterior para el Complejo Duarte encajante.

En el sector estudiado (Fig. 2 y 3), 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 (Draper y Lewis, 1991; Escuder Viruete et al., 2002). Macroscópicamente, las rocas se caracterizan por presentar una penetrativa fábrica planar o plano-linear, 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, cumulos y fenocristales de olivino y clinopiroxeno, frecuentemente pseudomorfizados por agregados de grano muy fino de clorita y actinolita.

Peridotitas de Loma Caribe

Litológicamente, esta unidad consiste en harzburgitas, lherzolitas y dunitas, variablemente serpentinizadas, que incluyen pequeños cuerpos de cromita podiforme e intrusiones pequeñas de gabros piroxénicos y diques doleríticos (Lewis, 1982b). Donde es reconocible, la asociación mineral está compuesta mayoritariamente por olivino y subordinadamente por ortopiroxeno, clinopiroxeno y cromita, cuyas variables proporciones modales dan lugar a una alternancia de capas duníticas y harzburgíticas. Posteriormente al estadio mantélico, las peridotitas fueron serpentinizadas durante su transporte tectónico a niveles altos de la corteza, que fue acompañado con una intensa deformación dúctil (Escuder Viruete et al., 2002). Durante la alteración, los minerales fueron reemplazados por un agregado de grano fino de minerales serpentínicos, talco y clorita. Los piroxenos y el olivino aparecen relictos co-

mo porfiroclastos aislados dentro de la masa serpentínica fibrosa. La foliación principal (Sp) en estas rocas está definida por la orientación plano-paralela de los minerales serpentínicos y la disposición planar de venas boudinadas rellenas de serpentinitas. Dicha fábrica presenta a menudo un carácter no-coaxial, evidenciado por la orientación de los minerales retrógrados según dos familias de planos oblicuos, que definen una fábrica compuesta de tipo S-C.

Formación Maimón (Cretácico Inferior)

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%), hasta típicas toleitas de arco oceánico ($\text{TiO}_2=0.5-0.8\%$ y $\text{MgO}<8.0\%$). Respecto a N-MORB, las rocas boniniticas presentan un fuerte empobrecimiento en Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y REE (Tabla 1a y 1b). 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 de la serie más evolucionados (Lewis et al., 2000). Las metavulcanitas ácidas, esquistos cuarzo-plagioclásicos y metapórfidos (keratófilos) 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 má-

ficas 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. Sin embargo, la Formación Los Ranchos y otras series del primitivo arco presentan una tendencia algo más enriquecida en los isótopos del Pb. 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-pumpellitita 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 (Cretácico Inferior?)

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 (Fig. 2). Tradicionalmente 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-pumpellitita 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,

Tabla 1-a. Análisis químicos promedio para las unidades geológicas de la Cordillera Central Dominicana.

Table 1-a. Average geochemical analyses for the geological units of the Cordillera Central (Dominican Republic).

Unidad (% en peso)	CD	SC	RV	FM	FLR	FPS
SiO ₂	46,75	49,36	51,16	59,82	61,70	49,61
TiO ₂	1,69	1,00	1,37	0,56	0,67	1,58
Al ₂ O ₃	9,46	13,30	15,62	14,35	14,82	13,99
Fe ₂ O ₃	13,04	11,41	10,40	7,60	7,13	12,17
MgO	15,04	8,29	5,81	5,34	3,69	6,66
CaO	8,86	10,81	9,85	4,01	5,26	8,55
Na ₂ O	1,85	2,22	2,97	3,65	4,08	3,48
K ₂ O	0,16	0,17	0,31	0,57	0,34	0,20
P ₂ O ₅	0,25	0,10	0,13	0,09	0,17	0,14
MnO	0,17	0,20	0,18	0,14	0,10	0,20
Cr ₂ O ₃	0,14	0,01	0,02	0,00	0,08	0,01
LOI	4,43	3,07	2,04	3,19	2,44	3,02
SUM	99,79	99,47	99,86	99,94	99,21	99,49
(ppm)						
Rb	7,17	1,91	10,25	9,19	2,97	7,91
Ba	100,90	60,46	35,83	197,67	92,43	40,93
Th	0,86	0,38	0,30	0,57	0,98	0,20
U	0,10	0,49	0,15	0,42	0,34	0,40
Nb	15,22	3,90	4,83	1,52	0,80	5,14
Ta	0,89	0,48	0,07	0,07	0,15	-
La	8,73	2,86	3,14	2,67	7,03	2,88
Ce	20,36	8,00	10,67	8,19	13,57	11,87
Pb	2,44	-	5,50	-	7,11	-
Pr	2,68	0,99	1,57	0,97	-	1,97
Sr	183,45	97,65	117,11	148,29	232,21	79,29
Nd	11,26	6,77	8,93	5,84	7,50	12,09
Sm	3,63	1,78	2,84	1,87	2,43	2,84
Zr	114,45	52,19	63,03	61,06	27,43	90,57
Hf	2,39	1,29	2,17	1,47	2,35	2,50
Eu	1,04	0,70	1,02	0,55	0,89	1,24
Gd	3,88	3,80	4,30	2,21	2,75	-
Tb	0,67	0,57	0,80	0,56	0,76	0,85
Dy	3,59	4,61	5,10	2,65	3,55	6,39
Y	19,68	18,55	35,56	21,86	69,34	37,88
Ho	0,68	0,74	1,15	0,57	0,80	1,26
Er	1,70	2,14	3,30	1,70	2,70	3,69
Tm	0,22	0,32	0,51	0,28	0,45	0,54
Yb	1,26	2,01	3,22	2,13	2,85	3,20
Lu	0,17	0,31	0,46	0,31	0,45	0,49
Sc	23,20	49,40	33,76	27,39	24,86	38,08
Cr	1377,00	316,88	134,13	147,36	22,57	161,17
V	279,50	275,25	235,67	166,54	162,29	293,68
Ni	590,86	112,62	54,28	49,87	17,25	76,42
Co	77,96	44,72	30,50	19,23	22,24	36,28
Cu	100,83	131,92	50,22	43,39	83,75	62,12
Zn	94,33	84,10	77,78	89,76	96,60	102,33

UNIDAD: CD= Complejo Duarte; SC=Fm. Siete Cabezas; CRV=Complejo Río Verde; FM= Formación Maimón; FLR=Fm. Los Ranchos; FPS=Fm. Peralvillo Sur; G=Granitoide (TF=tonalita foliada; TI=tonalita isotropa; D=diorita; NA=norita anfibólica).

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

Unidad	CD	SC	SC	CRV	CRV	FM	FLR	FLR	FPS	FPS	AC8003	AC8001	AC8002	AC8004	AC8005
Muestra	9722	9294c	9294c	VA8005	92103	CM90	LP09	9540	9-52	SP20	SP27	TF	D	NA	NA
Litología	picrita	basalto	basalto	diabasa	anfíbolita	metabas	metabas	keratófilo	espilita	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto	basalto
SiO ₂	42,94	48,61	48,52	51,32	49,28	55,35	62	73,17	55,61	48,5	53,4	77,54	53,97	48,73	49,17
TiO ₂	1,06	1,29	0,88	1,13	1,05	0,47	0,99	0,34	0,68	2,17	0,71	0,11	0,97	0,09	0,2
Al ₂ O ₃	8,27	14,74	11,92	15,32	16,48	16,24	14,2	13,04	15,46	13,2	16,2	12,58	14,58	18,35	16,34
Fe ₂ O ₃	13,89	11,69	11,69	9,96	9,18	7,72	7,9	2,88	10,69	13,7	8,96	1,44	11,22	5,55	7,79
MgO	19,18	10,49	10,49	6,3	6,44	6,97	4,75	1,47	4,49	5,75	6,52	0,16	6,75	10,68	11,2
CaO	8,15	11,11	10,71	10,35	8,67	5,93	1,38	0,35	6,29	9,24	16,2	1,3	8,39	13,35	13,1
Na ₂ O	2,48	2,2	2,52	3,54	3,58	1,02	4,8	5,61	3,54	3,64	4,67	4,07	1,75	0,96	1,05
K ₂ O	0,07	0,16	0,03	0,28	0,8	1,75	0,02	0,19	0,56	0,22	0,46	1,91	0,33	0,11	0,17
P ₂ O ₅	0,12	0,04	0,04	0,11	0,16	0,04	0,24	0,05	0,06	0,18	0,09	0,03	0,29	0,01	0,04
MnO	0,19	0,2	0,19	0,17	0,15	0,16	0,13	0,07	0,06	0,23	0,17	0,03	0,17	0,1	0,13
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,02	0,01	-	-	-	-	-	-	0,006	0,028	0,072	-
LOI	-	2,9	1,3	1,88	5,12	-	-	1,64	2,73	-	-	-	-	-	-
TOT	96,35	97,24	102,38	99,86	97,67	100,77	96,41	98,8	100,29	99,1	100,4	99,73	99,76	99,85	100,8
Rb	0,7	1,4	0,28	-	12,7	22,6	1	2,8	8,1	2,6	5,1	32	-	-	1,7
Ba	12	10,7	11,3	20	58	200	13	31,2	118,8	37	31	932	187	44	52
Th	0,7	0,39	0,21	<0,5	<0,5	0,59	-	1,72	0,23	0,14	0,08	4,3	1,7	<0,5	<0,1
U	0,1	0,1	0,04	-	-	0,98	-	0,36	0,32	0,24	0,64	0,6	0,7	<0,5	<0,1
Nb	7	3,4	3,8	<10	1,5	0,7	3	1,3	0,3	1,8	0,9	<10	<10	<10	<10
Ta	0,3	-	0,2	-	-	<0,05	-	0,15	<0,5	-	-	<1	1	<1	<0,05
La	4,8	2,34	2,34	4	3,1	4,2	4,1	7,1	1,9	4,8	1,8	22,3	17,2	0,7	1,4
Ce	11,2	6,23	6,23	10,5	11	7,3	14	23,6	5,2	15	5,3	38	34	15	3
Pb	<5	<1	0,22	-	-	10	-	-	-	6,5	9	-	-	-	<5
Pr	16,4	1,53	0,95	-	-	1,11	2,5	-	-	2,7	0,89	-	-	-	0,45
Sr	8,7	41,3	41,3	109	167	451	32	62,5	172	94,8	101,2	184	228	106	115
Nd	2,5	8	4,82	8	11	5,2	14	10,1	4,9	15	5,1	17,2	14	<3	2,4
Sm	57,2	2,8	1,65	2,41	2,82	1,6	4,8	2,7	2	5,1	1,7	0,5	3,22	0,14	0,7
Zr	1,6	69,4	43	56	77,6	37	151	26	25	134,7	47,7	<10	6	<10	3
Hf	0,82	2	1,2	2	2,3	1,2	0	3,6	1,1	-	-	3,2	2,5	<0,5	0,3
Eu	2,6	1,07	0,66	0,9	1	0,51	1,4	0,78	0,73	1,7	0,64	0,5	1,1	<0,1	0,18
Gd	0,5	3,8	-	-	-	1,6	6,6	2,7	2,8	-	-	-	-	-	0,7
Tb	2,5	0,8	0,41	0,7	0,8	0,3	1,3	0,6	0,6	1,2	0,45	<0,5	0,3	<0,5	0,1
Dy	13	4,6	2,74	-	-	1,9	8,1	3,6	3,5	8,3	3	-	-	-	0,8
Y	0,5	27	15,9	20	27,1	11	40	148	43,5	48,4	18,3	84	78	<10	10
Ho	1,3	1,1	0,61	-	-	0,4	1,6	0,8	0,8	1,7	0,66	-	-	-	0,2
Er	0,16	3,2	1,82	-	-	1,4	4,3	2,8	2,6	5,1	1,9	-	-	-	0,5
Tm	1,1	0,48	0,28	3	3,7	0,21	0,77	0,45	0,45	0,74	0,3	-	-	-	0,07
Yb	0,14	3,2	1,75	0,45	0,5	1,3	4	2,9	2,6	4,6	1,9	1,3	1,4	0,2	0,5
Lu	28	0,44	0,27	0,45	0,5	0,21	17	0,47	0,42	0,7	0,28	0,21	0,21	<0,05	0,08
Sc	1610	56	496	156	141	32	43	7	37	44,1	44,7	3,6	42,5	39,6	38
Cr	238	387	306	387	116	56	116	16	12	110	100	30	229	571	776
V	861	55	131	48	50	208	<2	<5	<5	439	278	-	-	-	-
Ni	92,8	45,45	187	<50	39	42	6	3,1	29,1	43	32	<20	81	219	314
Co	139	178	99	86	-	37	40	9	90	73	78	<50	71	<50	110
Cu	75	105	62	87	-	96	109	23	97	120	68	76	243	143	36

desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear milonítica y una total recristalización metamórfica.

Calizas de Hatillo (Albiense)

La Formación Calizas de Hatillo está constituida por unos tramo de calizas arrecifales masivas de unos 100 m de potencia, carentes de esquistosidad, que se disponen discordante sobre la Formación Maimón y la Formación Los Ranchos (Bowin, 1966; Russel y Kesler, 1991). Justo encima de la discontinuidad aparece un delgado nivel conglomerático discontinuo (<10 m de potencia), formado por cantos esquistosados de las series metamórficas infrayacentes, sobre el que se dispone un horizonte de areniscas calcáreas y limolitas con fauna marina. La edad de la Formación (Boisseau, 1987) y los cambios químicos en los materiales volcánicos situados por encima y debajo de la discordancia, permitieron a Lebron y Perfit (1994) y Draper et al. (1996) situar la inversión en la polaridad de la subducción bajo el primitivo arco caribeño y la obducción del conjunto ofiolítico Complejo Duarte-Peridotita Loma Caribe en el Aptiense-Albiense. La Formación Calizas del Hatillo ha proporcionado restos de rudistas que establecen una edad Albiense (Rojas y Skelton, com. pers.). La Formación Caliza de las Cañas (Bowin, 1966) está formada por sedimentos carbonatados marinos someros, cuyo contenido fósil ha proporcionado una edad similar a la caliza del Hatillo. La Formación Las Lagunas (Bowin, 1966) consiste en una monótona sucesión de tobas epiclásticas, limolitas y, ocasionalmente, calizas, que se depositaron concordantemente encima de la Caliza del Hatillo durante el Cenomaniense y, probablemente, el Senoniense (Boisseau, 1987).

Formación Siete Cabezas (Cenomaniense-Maastrichtiense)

La Formación Siete Cabezas es un conjunto eminentemente basáltico con intercalaciones esporádicas de

chert y niveles volcanoclásticos de edad Cretácico Superior (Cenomaniense-Maastrichtiense; Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987; Montgomery et al., 1994). En la serie aparecen también intrusiones de doleritas y diabasas, así como escasos niveles intercalados de brechas basálticas. Sin embargo, en algunos sectores la Formación está compuesta por una asociación litológica más compleja, compuesta por lavas afaníticas, lavas almohadilladas, tobas vítricas y brechas hialoclásticas, con algunos niveles de chert intercalados (Hernaiz Huerta et al., 2000b). Las rocas volcánicas son predominantemente lavas basálticas, de tonos verde a gris oscuro, afaníticas, formando flujos masivos o almohadillados, en ocasiones vesiculares. Localmente, se reconocen fenocristales subeuhedrales de clinopiroxeno, plagioclasa y magnetita, que forman agregados glomeroporfidicos, sobre una matriz de grano muy fino de textura variable, desde holovítrea y vitroporfídica a holocristalina. Las doleritas son subequigranulares y homogéneas, apareciendo como diques y sills de potencia variable. Las diabasas son tipos holocristalinos de grano medio, de textura ofítica e intergranular. Bowin (1966) cita la presencia en la Formación de niveles masivos de chert hematítico rojo. Sinton et al. (1997) obtienen en rocas de esta formación edades *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $69\pm 0,7$ y $68\pm 0,5$ Ma, sugiriendo también un origen para estas rocas a partir de una pluma mantélica. El conjunto de la Formación Siete Cabezas fue probablemente depositado discordante durante el Cenomaniense-Maastrichtiense sobre las rocas del basamento pre-Aptiense/Albiense.

Formación Tireo (Cenomaniense-Maastrichtiense)

La unidad geológica de mayor extensión y potencia en la Cordillera Central Dominicana es la Formación Tireo, que está constituida por una sucesión de rocas volcanoclásticas y sedimentarias de más de 4000 m de potencia, con intercalaciones de flujos volcánicos, intruida por rocas plutónicas e hipoabisales. Las primeras referencias que aluden a la Formación Tireo se deben a Bowin (1966), habiendo sido objeto de estudio posteriormente

Tabla 1-b. Análisis geoquímicos representativos de las unidades geológicas presentes en la Cordillera Central Dominicana. UNIDAD: CD= Complejo Duarte; SC=Fm Siete Cabezas; CRV=Complejo Río Verde; FM= Formación Maimón; FLR=Fm Los Ranchos; FPS=Fm Peralvillo Sur; G=Granitoide (TF=tonalita foliada; TI=tonalita isotropa; D=diorita; NA=norita anfibólica). Elementos mayores en % en peso. Elementos traza en ppm.

Tabla 1-b. Representative geochemical analyses for the geological units of the Cordillera Central (Dominican Republic). UNITS: CD= Duarte Complex; SC=Siete Cabezas Fm; CRV=Río Verde Complex; FM= Maimón Fm; FLR= Los Ranchos Fm; FPS= Peralvillo Sur Fm; G=Granitoids (TF=foliated tonalite; TI=non-foliated tonalite; D=diorite; NA=amphibole-bearing norite). Major elements: wt%. Trace elements: ppb.

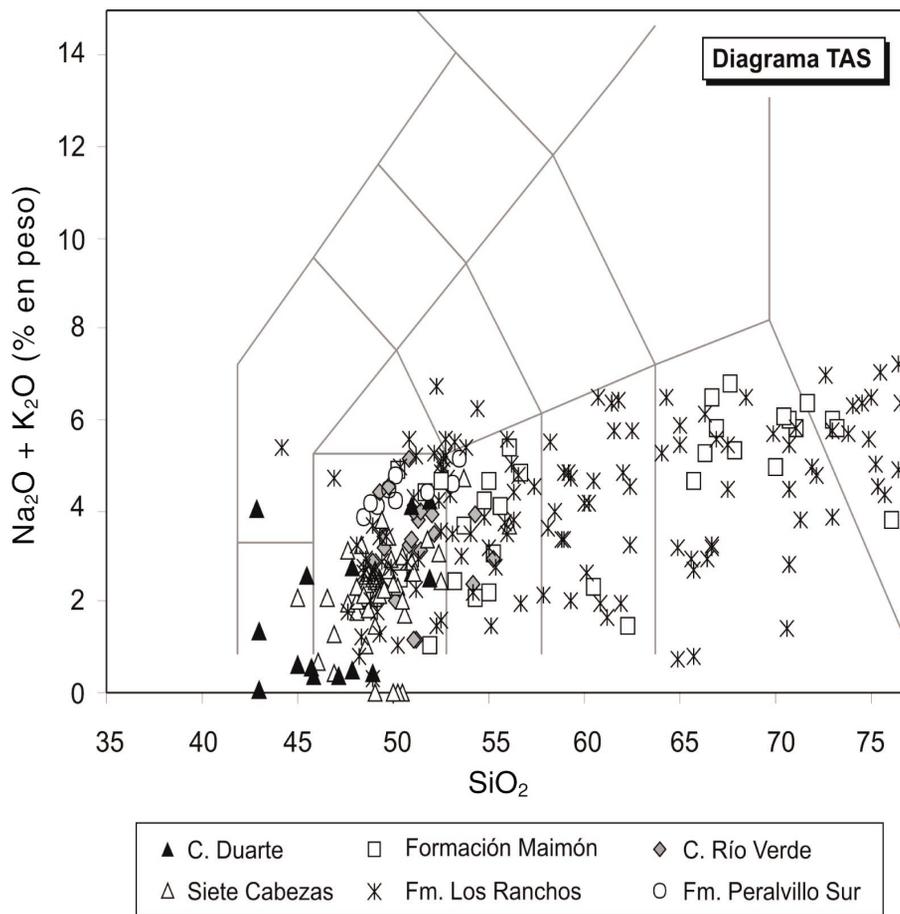


Figura 4. Diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 ; % en peso) de las diferentes unidades geológicas presentes en la Cordillera Central Dominicana.

Figure 4. TAS diagram ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 ; % in weight) of the different geological units present in the Cordillera Central (Dominican Republic).

por parte de Mesnier (1980), el JICA/MMJA (1985) y Lewis et al. (1991). En base al quimismo de las rocas volcánicas, Lewis et al. (1991) dividen la unidad en un Grupo Tiroe inferior y Grupo Tiroe superior, sugiriendo como material fuente del material detrítico a la Formación Siete Cabezas esencialmente. Los restos de foraminíferos hallados en los niveles de calizas intercalados han permitido establecer una edad Cenomaniense-Maastrichtiense para la Formación (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Lewis et al., 1991).

En el sector estudiado (Fig. 2), las unidades cartográficas diferenciadas de base a techo en la Formación Tiroe son: rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas, coladas andesíticas masivas o interestratificadas con términos

volcanoclásticos, y calizas tableadas de tonos blancos, rojizos y grises. En la Formación, las facies esencialmente volcanoclásticas proximales cambian de NO a SE a facies volcanosedimentarias y sedimentarias distales. La Formación Tiroe es de quimismo calcoalcalino, representando su posición en la Cordillera Central el eje de la actividad magmática ligada al estadio de arco II Cretácico Superior-Eoceno (AICC).

Formación Peralvillo Sur (Campaniense)

La Formación Peralvillo Sur (Hernaiz Huerta et al., 2000a) está compuesta por rocas volcánicas y equivale al sector meridional de la Formación Peralvillo original de Bowin (1966) y Mercier de Lepinay (1987). Litológica-

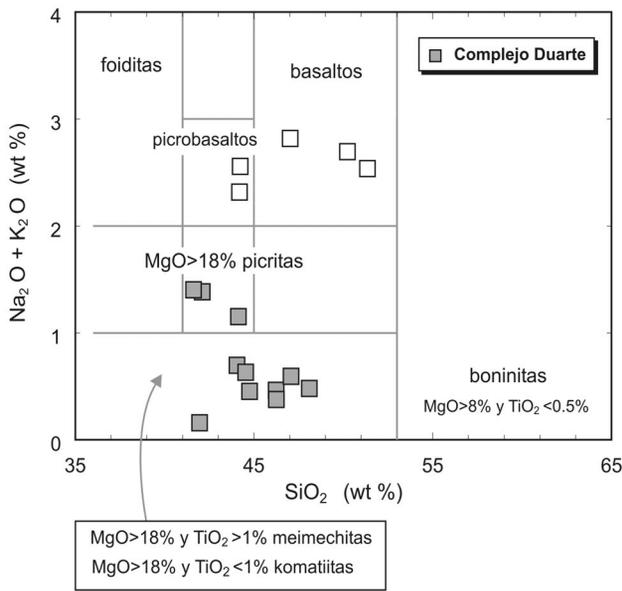


Figura 5. Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (% en peso) para los metabasaltos y metapicritas del Complejo Duarte.

Figure 5. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (% in weight) diagram for Duarte Complex metabasalts and metapicrites.

mente está compuesta de base a techo por lavas basálticas masivas y almohadilladas, con pequeñas intrusiones de diabasas, tobas máficas con intercalaciones limolíticas y de chert, brechas tobáceas, tobas vítreas y, a techo de la sucesión, dacitas. Las rocas no presentan ni deformación dúctil ni metamorfismo sinquistoso, lo que permite suponer su depósito discordante sobre la Formación Maimón infrayacentes durante el Cretácico Superior. En el sector de Sábana Potrero, los basaltos presentan asociados depósitos de sulfuros masivos (Espaillat et al., 1989). El reciente hallazgo de radiolarios en los niveles de chert intercalados ha permitido establecer una edad Campaniense para la formación (Montgomery et al., com. pers).

Formaciones del Maastrichtiense-Paleoceno

En el sector NE de la Cordillera Central, la evolución sedimentaria durante el Maastrichtiense-Paleoceno está documentada por los materiales situados al N del cabalgamiento del Hatillo, los cuales se agrupan en las formaciones de Don Juan y Los Bañitos. La Formación Don Juan está formada por areniscas grauváquicas y arcósicas, conglomerados, lutitas, cineritas y, subordinadamente, calizas. La edad de la Formación es Maastrichtiense-Paleoceno Medio (Bowin, 1966; Boisseau, 1987). La Formación Los Bañitos es de na-

turalidad esencialmente calcárea, de edad Eoceno Inferior y se dispone discordante sobre la Formación Peralvillo Sur. Sobre el conjunto se superponen discordantes las formaciones terciarias y las superficiales cuaternarias.

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS UNIDADES DE LA CORDILLERA CENTRAL DOMINICANA

Introducción

Las rocas ígneas que constituyen la Cordillera Central Dominicana están variablemente deformadas, metamorfizadas, retrogradadas y alteradas. Estos procesos han dado lugar a la formación de nuevos minerales como anfíboles, epidota, clorita, micas blancas, albita y óxidos Fe-Ti. Por lo tanto, la interpretación geoquímica de estas rocas ha de ser cuidadosa, ya que al haber sufrido un metamorfismo y/o alteración debe considerarse la movilidad potencial 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 magmáticas de las rocas pertenecientes a las distintas unidades que conforman la Cordillera Central. Su caracterización geoquímica va a permitir establecer relaciones entre las diferentes unidades y discriminar el posible entorno tectonomagmático de generación. Las Tablas 1-a y 1-b incluyen las composiciones promedio y de algunas litologías representativas de estas unidades.

Complejo Duarte

En este trabajo, los análisis químicos y su interpretación se refieren a la parte del complejo incluida en las Hojas de Villa Altagracia y Arroyo Caña (Hernaiz Huerta, 2000a y 2000b), siendo su extensión cartográfica al NO mucho mayor. Los metabasaltos del Complejo Duarte son rocas ricas en MgO (5-23 % en peso) y pobres en Al_2O_3 (4-14 %), para contenidos en SiO_2 entre 42 y 51 % (Tabla 1). En un diagrama TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 , Figs. 4 y 5), algunas composiciones se incluyen en los campos de los picrobasaltos y los basaltos picríticos y meimechíticos ($\text{MgO}>18\%$; $\text{TiO}_2>1\%$). Sin embargo, debido a que estas rocas han experimentado una alteración por el agua marina estos resultados deben ser observados con precaución. Los contenidos en Ni y Cr son muy altos (112- 913 ppm y 554-2054 ppm, respectivamente), comparables con las lavas picríticas y basaltos con $\text{MgO}>16\%$ de la isla de Curaçao (Kerr et al., 1996). Los diagramas multielementales de los metabasaltos y

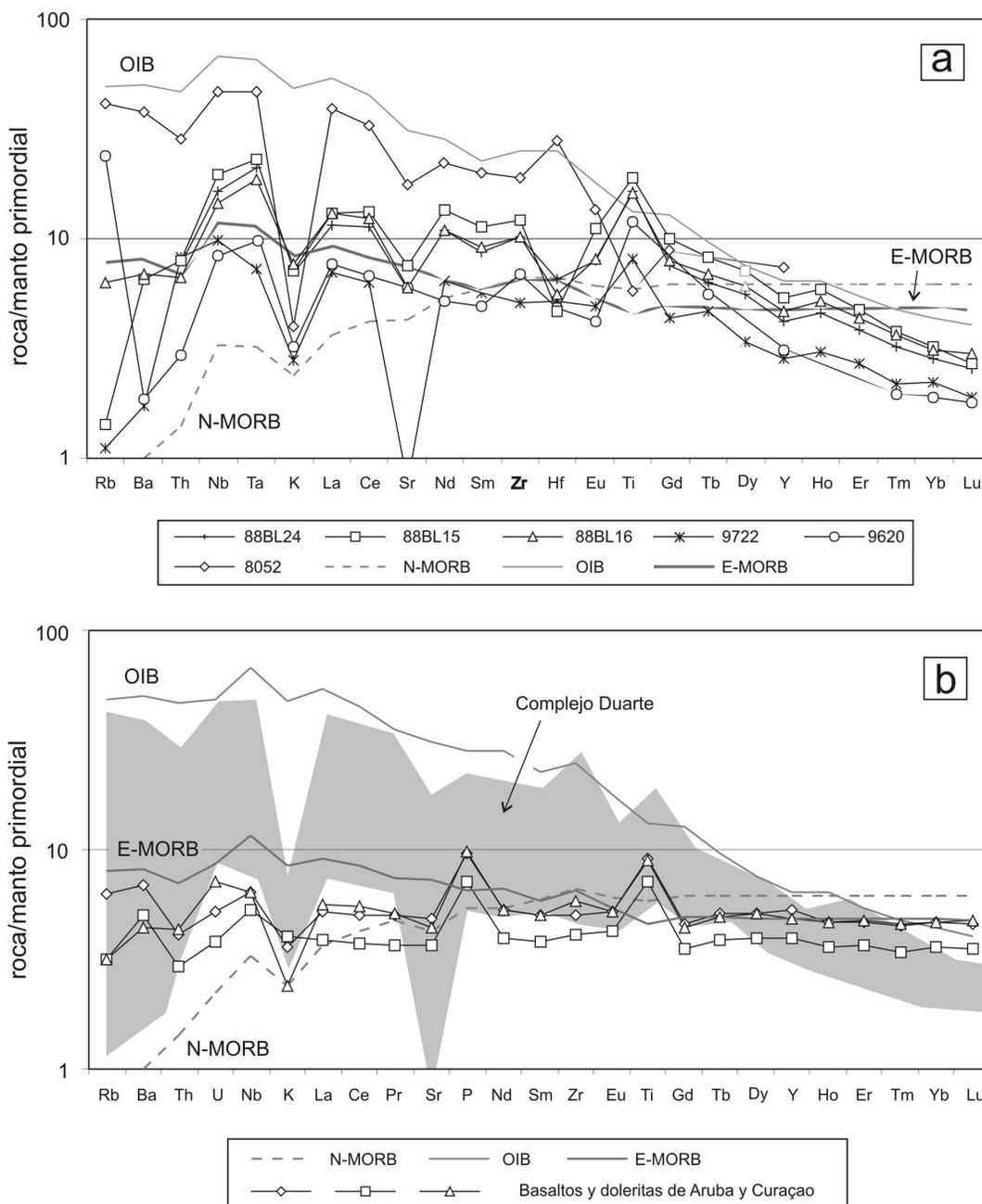


Figura 6. Diagramas multielementales normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para (a) los metabasaltos y metapicritas del Complejo Duarte y (b) su comparación con los basaltos y doleritas de Aruba y Curaçao, representativos de la Provincia Ignea Cretácica Caribeño-Colombiana (PICCC, datos procedentes de Kerr et al., 1997 y White et al., 1999). En ambos 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).

Figure 6. Multielemental diagrams normalized respect to the primitive mantle (Sun y McDonough, 1989) for (a) Duarte Complex metabasalts and metapicrites and (b) Aruba and Curaçao basalts and dolerites representative of the Upper Cretaceous Caribbean-Colombian Igneous Province (PICCC, data from Kerr et al., 1997 and White et al., 1999). In either case, 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).

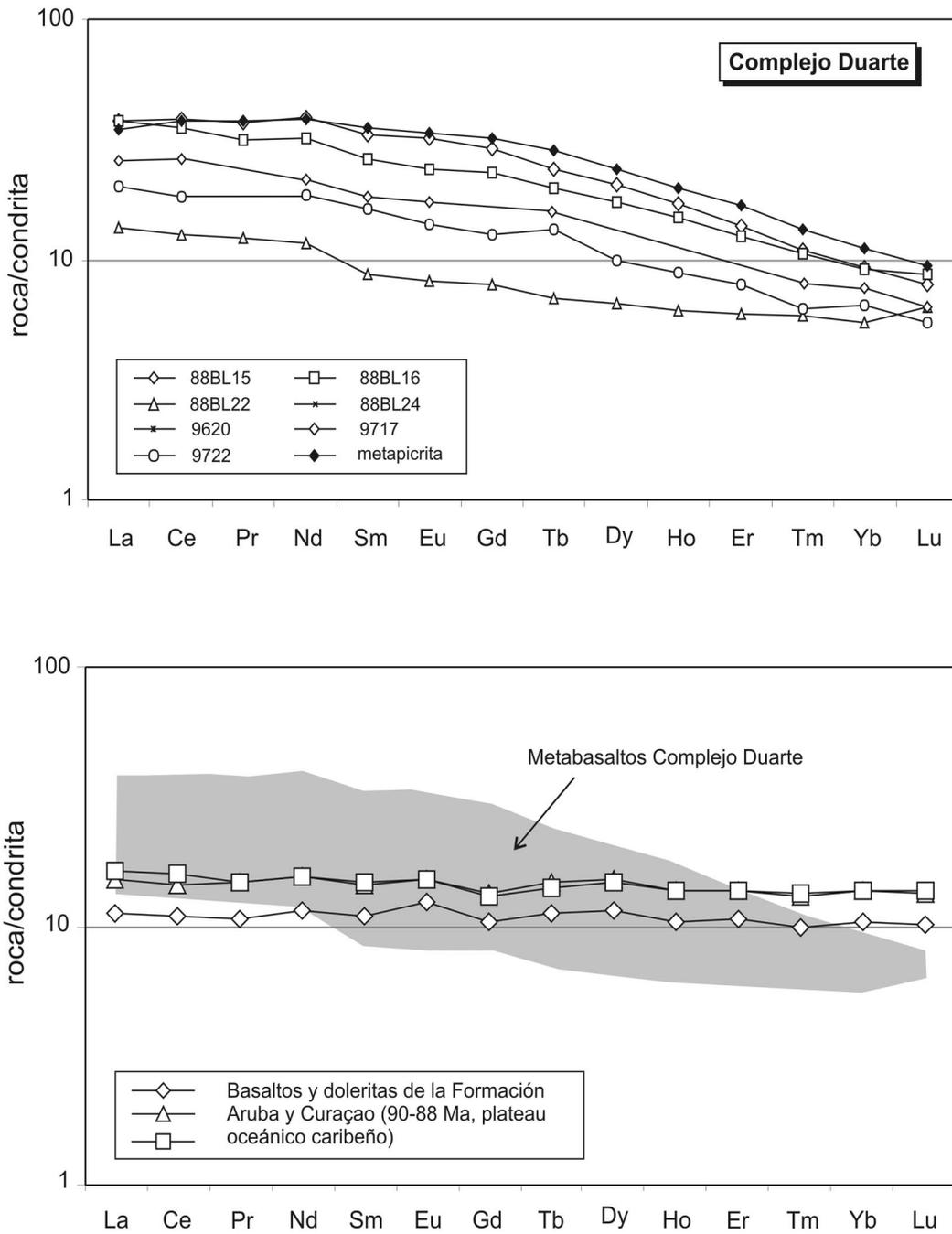


Figura 7. Diagramas de REE normalizado respecto a la condrita (Sun y McDonough, 1989) de (a) metabasaltos y metapicritas del Complejo Duarte y (b) los basaltos y doleritas de Aruba y Curaçao representativos de la PICCC (datos procedentes de Kerr et al., 1997 y White et al., 1999).

Figure 7. REE diagrams normalized respect to the condrite (Sun and McDonough, 1989) for (a) Duarte Complex metabasalts and metapicrites and (b) Aruba and Curaçao basalts and dolerites representative of the PICCC (data from Kerr et al., 1997 and White et al., 1999).

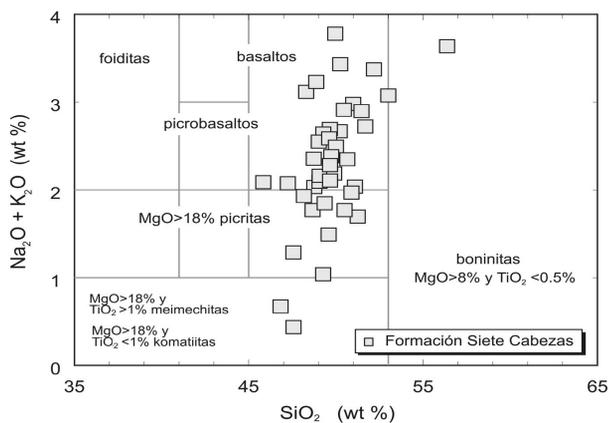


Figura 8. Diagrama Na₂O+K₂O versus SiO₂ (% en peso) para los basaltos y picritas de la Fm Siete Cabezas.

Figure 8. Na₂O+K₂O versus SiO₂ (% in weight) diagram for Siete cabezas Formation basalts and picrites.

metapicritas del complejo normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) se muestran en la Fig. 6a, 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 significativo 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 a la condrita de la Fig. 7a, los metabasaltos presentan contenidos en REE muy bajos (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 en HREE observados. Los picos e irregularidades que presentan los elementos Rb, Ba, K y Sr, se interpreta son debidos a la movilidad que experimentan estos elementos durante la deformación y el metamorfismo. Los contenidos en elementos traza establecen 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 un componente 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 el elevado espesor que presenta el complejo (superior a 10 km), lo cual es indicativo de alta efusividad, así como la presencia de chert pelágicos intercalados en la secuencia ((Draper y Lewis, 1991).

Los datos isotópicos Sr-Nd disponibles ($+5,3 < \epsilon_{Nd(T=150Ma)} < +7,1$; $0.7031 < {}^{87}Sr/{}^{86}Sr < 0.70406$; 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 *plateau* 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. Esta heterogeneidad composicional ya fue descrita con datos de isótopos ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$, ${}^{143}Nd$, ${}^{144}Nd$, ${}^{206}Pb/{}^{202}Pb$, ${}^{207}Pb/{}^{202}Pb$ y ${}^{208}Pb/{}^{202}Pb$ por Sinton et al. (1998). En las Figs. 6b y 7a los metabasaltos del Complejo Duarte son comparadas con composiciones representativas de lavas de Curaçao (Kerr et al., 1996) y Aruba (White et al., 1999), consideradas integrantes de la PICCC. Como se observa en las figuras, los basaltos y doleritas de 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 sugieren la existencia de, al menos, dos eventos magmáticos de pluma en la génesis del *plateau* caribeño separados en el tiempo. Estos eventos están representados en la Cordillera Central respectivamente por el Complejo Duarte (*plateau* I) y la Formación de Siete Cabezas (*plateau* II).

Formación Siete Cabezas

La Formación Siete Cabezas está constituida por una secuencia muy potente de basaltos almohadillados, depósitos volcanoclásticos submarinos e intercalaciones de chert. La edad de la Formación ha sido establecida por el método ${}^{40}Ar/{}^{39}Ar$ en 69.0 ± 0.7 Ma y 68.5 ± 0.5 Ma (roca total y plagioclasa; Sinton et al., 1998), concordante con el contenido de radiolarios presente en las intercalaciones de chert que establece una edad Campaniense Superior (Montgomery et al., 1994; com. pers.).

Los datos geoquímicos de la Formación Siete Cabezas proceden de rocas muy poco alteradas y están incluidos en la Tabla 1. Los basaltos y doleritas contienen entre 4.8 y 14.5% de MgO y 0.7 y 1.3% en TiO₂, para un rango

composicional de SiO₂ bastante restringido entre 46.1 y 52.4%. En un diagrama TAS (Figs. 4 y 8) las composiciones de la formación son basálticas. Los contenidos en Ni y Cr son de 70-170 (un máximo de 340) y 360-450 (un máximo de 890), respectivamente. Los diagramas multielementales muestran una distribución plana (Fig. 9a), sobre la que se destacan los picos de algunos elementos móviles (Ba, Rb, U, P, K y Pb). Sin embargo, los contenidos en los elementos inmóviles (Nb, Ta, Zr, Y y Hf) son muy similares en las diferentes muestras, lo que sugiere un mismo origen para todas ellas. Por lo tanto, las variaciones presentes en los elementos móviles son posiblemente debidas a la alteración y/o metamorfismo. Respecto a N-MORB, los basaltos y doleritas muestran: (i) contenidos altos en Nb, Ta, La, Ce, y Th; y (ii) un empobrecimiento relativo en las REE que no define el Ti. Los diagramas de tierras raras normalizados a la condrita (Fig. 10) presentan una distribución plana ($1,2 < [La/Yb] < 1,6$) unas 10 veces la condrita.

Estos aspectos composicionales establecen afinidades entre los basaltos y doleritas de la Formación Siete Cabezas con los basaltos E-MORB, lo cual es también consistente con la ausencia de las anomalías negativas en Nb y Ta, características de las lavas de arco isla. La práctica ausencia de sedimentos intercalados entre los sucesivos flujos, establece una alta efusividad. Consideradas en conjunto, estas rocas poseen las características litológicas y composicionales típicas de los *plateau* oceánicos (Kerr et al., 1996a y b; Sinton et al., 1998; White et al., 1999). En los diagramas de las Figs. 9b y Fig. 10, se compara la composición de los basaltos de la Formación Siete Cabezas con la de lavas de Aruba y Curaçao pertenecientes a la PICCC. Como se observa en las figuras, las composiciones son muy similares y apoyan la afinidad de la Formación Siete Cabezas con un pluma mantélica (*plateau* II). Sin embargo, la ausencia de datos isotópicos de la formación impiden una mejor comparación.

Formación Maimón y Formación Los Ranchos

En este apartado se describen las características geoquímicas de la Formación Maimón, comparándose además con la Formación Los Ranchos (sólo tres muestras). Los datos geoquímicos de estas formaciones son presentados en la Tabla 1 y más datos pueden encontrarse en Lewis et al. (2000). Los materiales de ambas formaciones tienen generalmente concentraciones bajas en Al₂O₃ y álcalis, así como en TiO₂ (Fig. 11). Los contenidos en MgO son relativamente altos, especialmente para composiciones básicas e intermedias, y definen una correlación ne-

gativa respecto a la SiO₂ a lo largo de su evolución magmática (Fig. 11b). En un diagrama TAS las rocas de ambas formaciones constituyen una serie cuyos términos pueden clasificarse como basaltos, basaltos andesíticos, andesitas, dacitas y riolitas (Fig. 4). En un diagrama Índice de Alcalinidad (I.A.=Na₂O+K₂O/[SiO₂-43]×0.17) frente a Al₂O₃ (Fig. 11a), las composiciones de ambas formaciones son relativamente pobres en alúmina y caen dentro del campo de los basaltos toleíticos (Al₂O₃<17%). Los altos contenidos en K₂O y bajos en CaO observados, para contenidos en Na₂O entre 0.2 y 6.0 %, son típicos de rocas espilitizadas (metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico). 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 alteración hidrotermal y el metamorfismo regional.

El contenido en TiO₂ en rocas de composición básica e intermedia (SiO₂<63 %), considerado como 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 %, siempre <0.8 %; Fig. 11d). En las rocas máficas de la Formación Maimón, las rocas con un menor contenido en TiO₂ (0.27-0.5 %) tienden a ser las de mayor contenido en MgO (8.07-15.41 %) y Ni (94-304 ppm). Estas rocas ricas en MgO y pobres en TiO₂ se asemejan químicamente 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 (SiO₂>53 % y #Mg>0.6; Crawford et al., 1989). Las tendencias composicionales mostradas en la Fig. 11 sugieren que estas rocas han derivado por cristalización fraccionada a partir de una boninita rica en MgO (composicionalmente similar a la CM-93/247 o CM-98/297). Las rocas de este grupo gradúan para SiO₂>53 % entre 5.1 y 10.8 % de MgO (#Mg entre 0.32 y 0.64), para CaO<10 % (<5.5 %, normalmente) y álcalis<3 %, referibles a boninitas pobres en Ca de tipo 3 (Crawford et al., 1989). Por otro lado, en la Formación Maimón y con el progresivo aumento en TiO₂, las rocas boniniticas gradúan composicionalmente a toleitas de arco-isla. El progresivo aumento de Zr en composiciones relativamente pobres en TiO₂ 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. Las rocas ácidas presentan contenidos en Na₂O de 3.0-6.8 % y TiO₂ entre 0.3 y 0.6 %, para concentraciones de K₂O<1.5 % y de MgO<3.0 % (Fig. 11b). En la Formación los Ranchos las rocas ácidas presentan contenidos en Na₂O de 5-

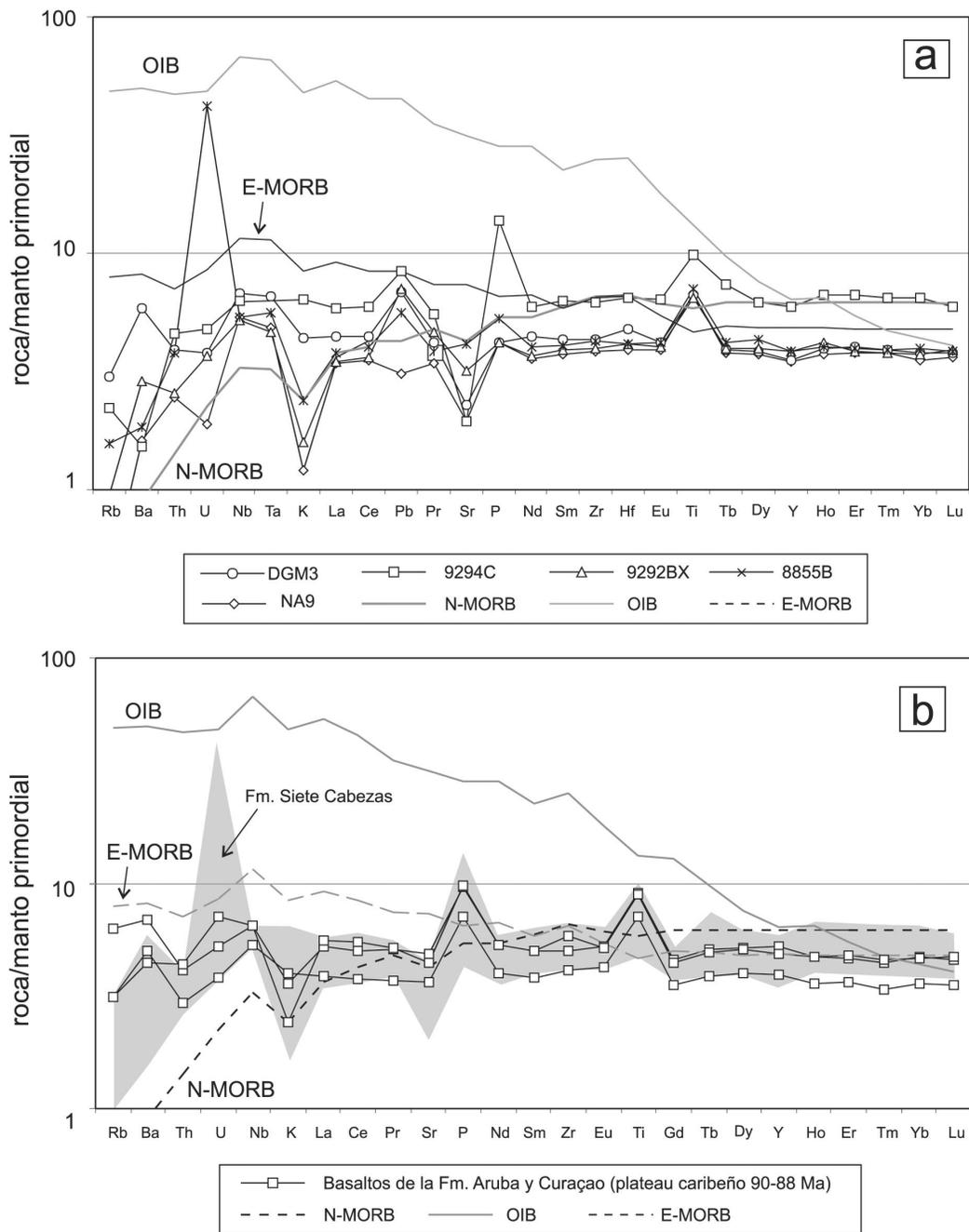


Figura 9. Diagramas multielementales normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para (a) los materiales de la Fm Siete Cabezas y (b) su comparación con los basaltos y doleritas de Aruba y Curaçao, representativos de la PICCC (Kerr et al., 1997; White et al., 1999). En ambos casos, se compara también la distribución de los elementos traza con las composiciones representativas de los basaltos N-MORB, E-MORB y OIB (Sun y McDonough, 1989).

Figure 9. Multielemental diagrams normalized respect to the primitive mantle (Sun y McDonough, 1989) for (a) Siete Cabezas Formation basalts and picrites and (b) Aruba and Curaçao basalts and dolerites representative of the Upper Cretaceous Caribbean-Colombian Igneous Province (PICCC, data from Kerr et al., 1997 and White et al., 1999). In either case, 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).

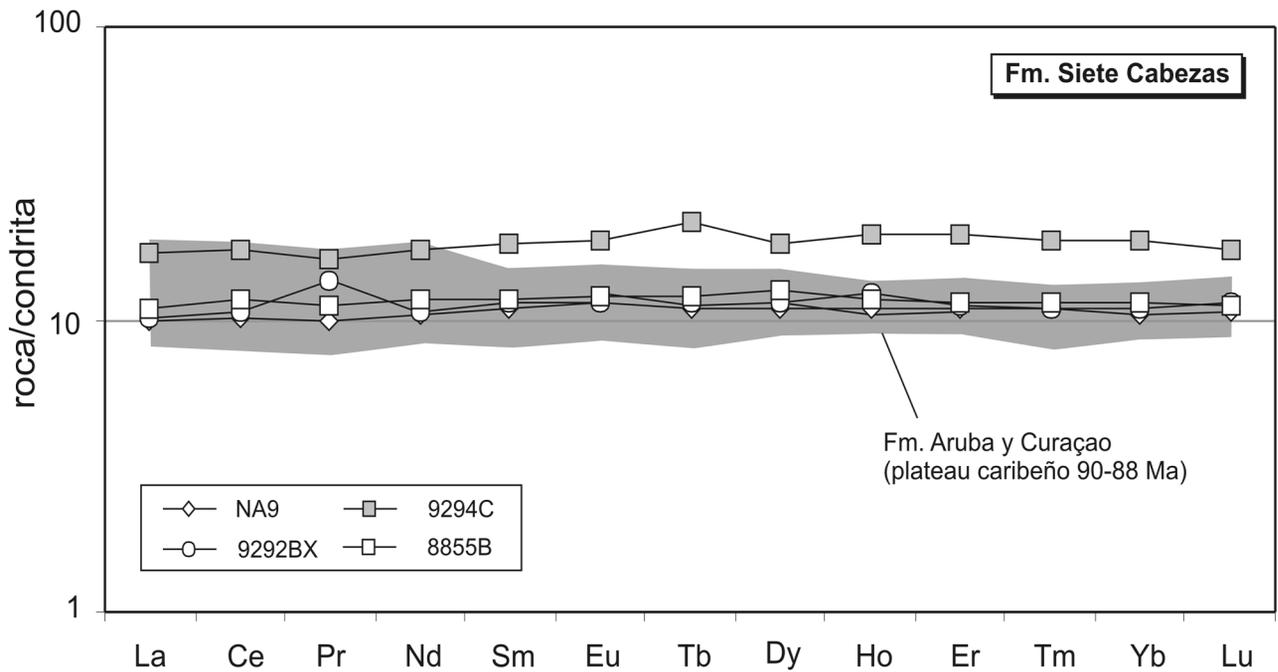


Figura 10. Diagrama de REE normalizado respecto a la condrita (Sun y McDonough, 1989) de los basaltos de la Fm Siete Cabezas, mostrando también el rango composicional de los basaltos y doleritas de la PICCC en Aruba y Curaçao.

Figure 10. REE diagram normalized respect to the condrite (Sun and McDonough, 1989) for Siete Cabezas Formation basalts, showing also the compositional range of the PICCC Aruba and Curaçao basalts and dolerites.

6 % y en MgO de 0.4-3.20 %, para concentraciones de $\text{TiO}_2 < 0.5$ % y de $\text{K}_2\text{O} < 0.4$ %.

La evolución composicional de la Formación Maimón puede ser también visualizada en los diagramas de las Fig. 11, donde se ha representado la variación de algunos óxidos y elementos traza frente al MgO. Como se observa en las figuras, la tendencia evolutiva desde composiciones de basaltos a dacitas sugiere que gran parte de la diferenciación estuvo gobernada por procesos de fracciónación cristalina. Se distinguen dos pautas de diferenciación, especialmente visibles en los diagramas CaO-MgO y TiO_2 -MgO, respectivamente definidas por la formación o no de fenocristales de plagioclasa (Figs. 11d, g): (1) la marcada por las rocas relativamente ricas en TiO_2 de la Formación Maimón y el Complejo Río Verde; y (2) la formada por las rocas de la formación Los Ranchos y resto de Maimón. Estas pautas están definidas también por los elementos incompatibles Zr y Y (Fig. 11h, i), que muestran una correlación general negativa frente al MgO, aunque de mayor pendiente para el Zr y menor para el Y en las rocas del grupo (1). Estas características sugieren la existencia de rocas de dos series magmáticas tectónicamente intercaladas dentro de la Formación Maimón: (1)

boninitas pobres en Ca de tipo 3 y (2) toleitas del primitivo arco isla caribeño.

En la Fig. 12 se ha 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 (Fig. 12a). 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 (Fig. 12c). En el sector septentrional caribeño, Donnelly et al. (1990) describen un empobrecimiento similar de los elementos trazas en las rocas espiliticas pertenecientes al primitivo arco-isla.

En la Fig. 12a se ha representado también el rango composicional de las boninitas del ODP Leg 125 (Pearce et al., 1992) y en la Fig. 12b las composiciones de la Formación Maimón son comparadas con boninitas típicas de

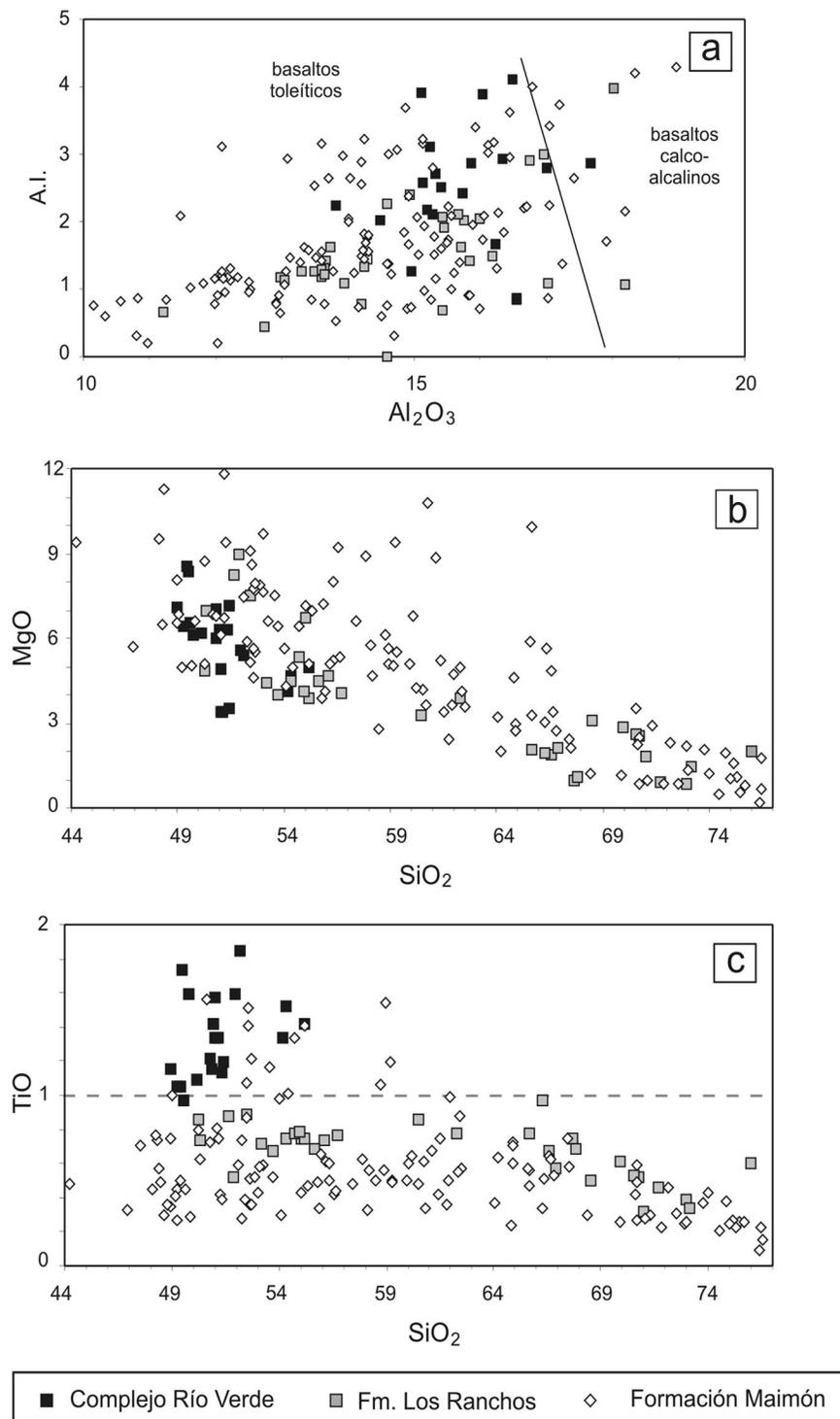


Figura 11. Diagramas binarios (a) $I.A. = Na_2O + K_2O / [SiO_2 - 43] \times 0.17$ - SiO_2 ; (b) MgO- SiO_2 ; (c) TiO₂- SiO_2 ; (d) CaO-MgO; (e) Al_2O_3 -MgO; (f) TiO₂-MgO; (g) FeO-MgO; (h) Zr-MgO; e (i) Y-MgO, para las rocas del Complejo Río Verde, la Formación Maimón y la Formación Los Ranchos, pertenecientes al estadio de Arco I. (d) a (i) Las fases que cristalizaron en los magmas y determinaron las tendencias de diferenciación de elementos mayores y trazas fueron olivino (ol), piroxeno (px), plagioclasa (pl) y óxido Fe-Ti (ox)

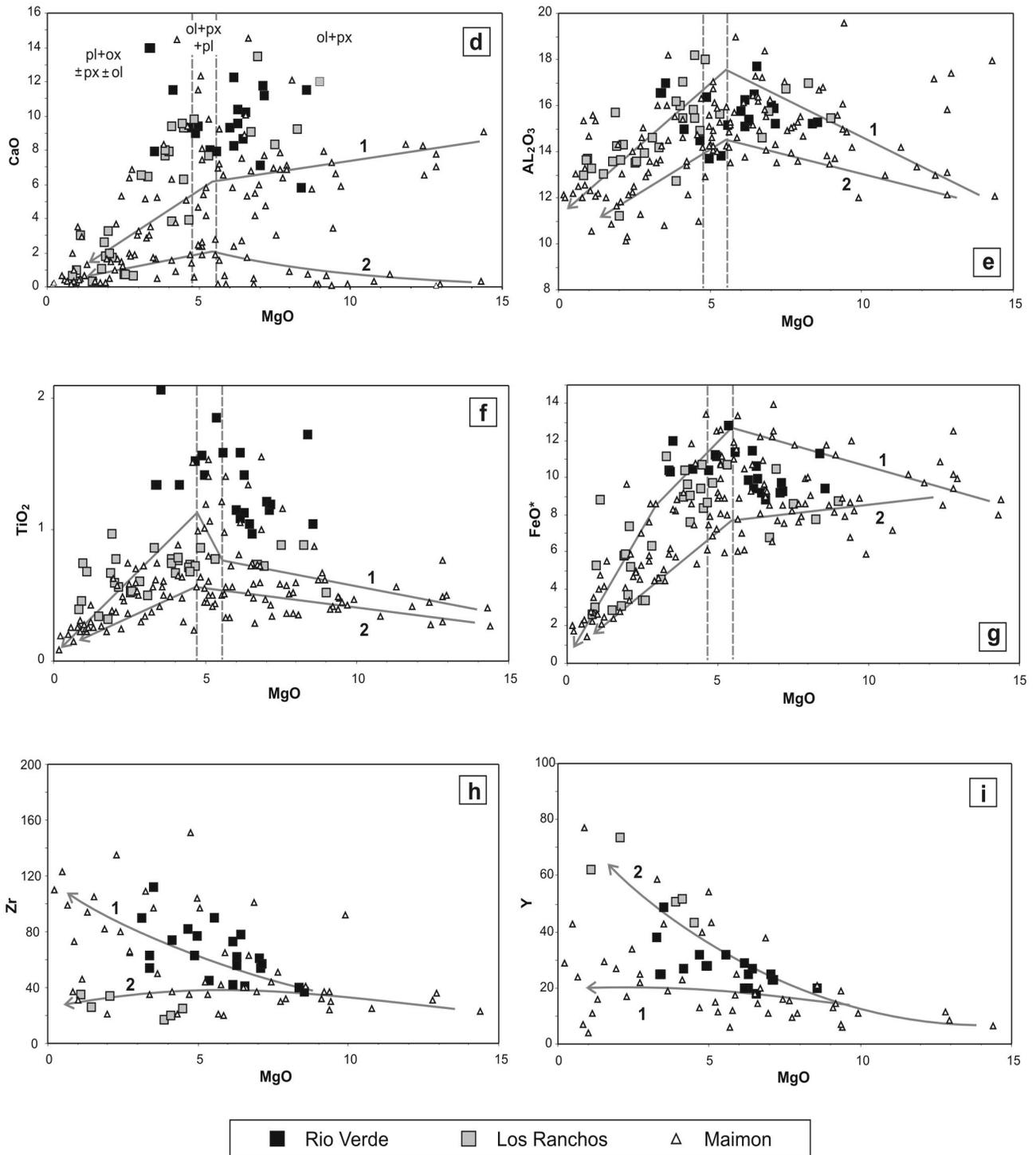


Figure 11. (a) $I.A. = Na_2O + K_2O / [SiO_2 - 43] \times 0.17 - SiO_2$; (b) MgO-SiO₂; (c) TiO₂-SiO₂; (d) CaO-MgO; (e) Al₂O₃-MgO; (f) TiO₂-MgO; (g) FeO*-MgO; (h) Zr-MgO; and (i) Y-MgO binary diagrams for Río Verde Complex, Maimón Formation and Los Ranchos Formation, belonging to the arc I stage. The phases that crystallized in the magma and determined the trends of the major and trace elements were olivine (ol), pyroxene (px), plagioclase (pl) and Fe-Ti oxide (ox).

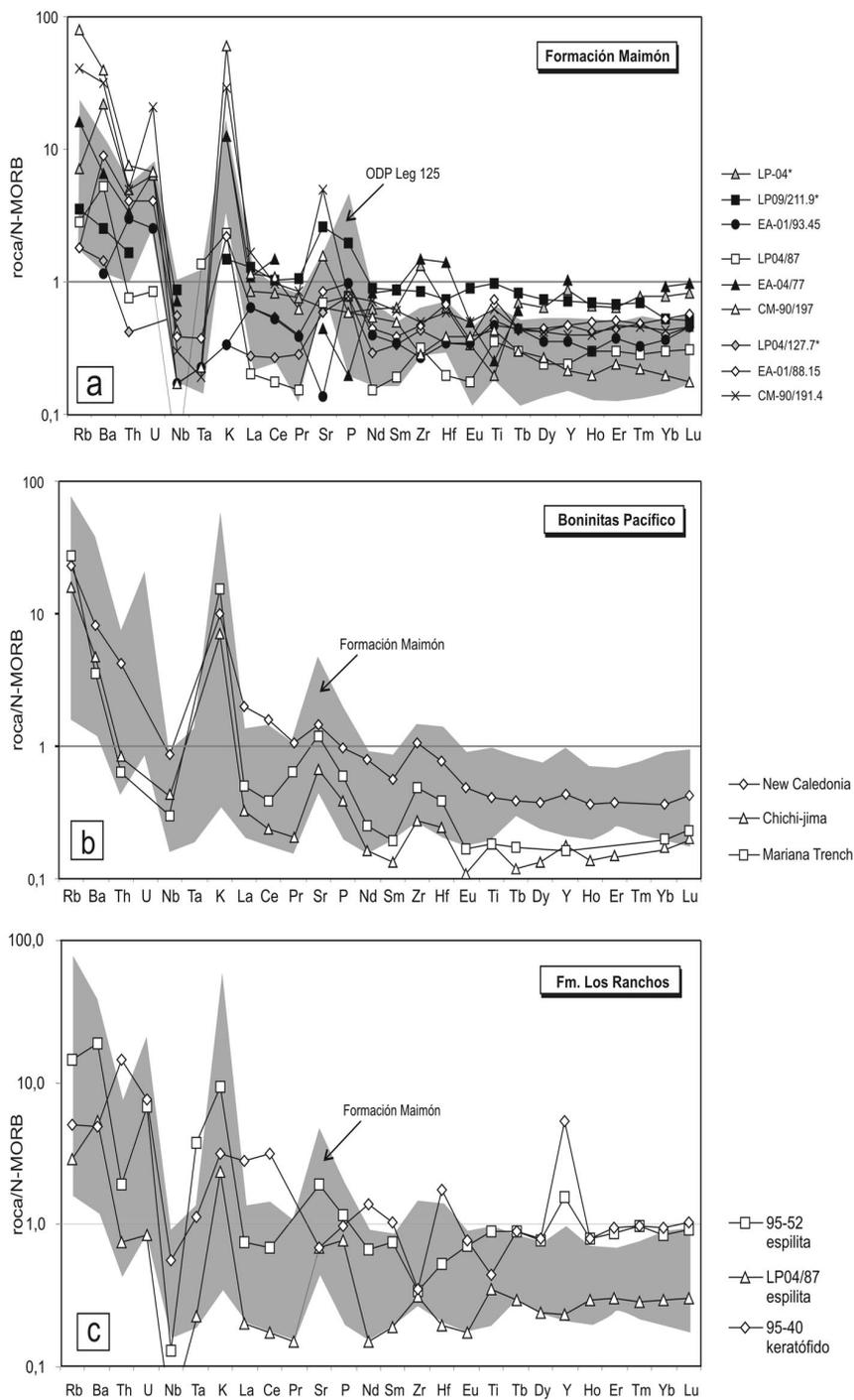


Figura 12. Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para (a) la Formación Maimón y (b) boninitas de referencia del Pacífico occidental. En (a) se compara también la distribución de los elementos traza de la Formación Maimón con un rango de composiciones representativas de boninitas procedentes del ODP Leg 125 (Pearce, 1982).

Figure 12. N-MORB normalized multielemental diagrams (Sun y McDonough, 1989) for (a) Maimón Formation rocks and (b) 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).

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 (arco I). El enriquecimiento en los 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.

Los diagramas de tierras raras normalizados respecto a N-MORB de algunas rocas de la Formación Maimón muestran una distribución general plana y empobrecida, presentando en algunos casos un ligero enriquecimiento en LREE (Fig. 13a). Estas características están presentes también en las boninitas del ODP Leg 125 y del Pacífico (Fig. 13b). En general, el enriquecimiento en LREE está asociado en las diferentes rocas con el aumento en K_2O , Sr y Ba, que da cuenta, a su vez, de procesos propios de la evolución magmática y/o alteración hidrotermal. Consideradas en conjunto, las diversas distribuciones obtenidas de REE en los metabasaltos se interpretan como el registro de una evolución composicional relacionada con la progresiva evolución del primitivo arco magmático.

Complejo Río Verde

Los metabasaltos y anfibolitas del Complejo Río Verde son de composición básica y presentan un reducido rango composicional. Sin embargo, las rocas generalmente están fuertemente deformadas y metamorfizadas, por lo que sólo los elementos menos móviles pueden ser utilizados para establecer las afinidades magmáticas del complejo. Las composiciones geoquímicas de metabasaltos representativos del mismo están incluidas en la Tabla 1. Por los altos contenidos en TiO_2 que presentan, los materiales del Complejo Río Verde difieren de las rocas de la Formación Los Ranchos y la Formación Maimón (Fig. 11c). Los contenidos en MgO son también relativamente altos y oscilan entre 3.2 y 8.4 % (Fig. 11b) y los En el diagrama del Índice de Alcalinidad frente a Al_2O_3 , las composiciones del Complejo Río Verde caen dentro del campo de los basaltos toleíticos (Fig. 11a).

Las abundancia de elementos traza que presentan los metabasaltos 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 (Fig. 14a y b). Los diagramas de REE del Complejo Río Verde muestran una distribución plana a muy ligeramente empobrecida en LREE de unas 10 veces la condrita (Fig. 13c y d). El Complejo Río Verde no presenta la típica variedad composicional del magmatismo propio de un arco isla. Por ello, en las Fig. 14 se ha representado también el rango composicional de las lavas basálticas en la cuenca de trasarco de Lau (ODP Leg 135; Bloomer et al., 1995) y en la Fig. 13 (e y f) se comparan las distribuciones de REE. Como puede observarse en las figuras, los rangos composicionales son muy similares y las pautas 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 trasarco del primitivo arco isla (arco I).

Formación Peralvillo Sur

En el sector estudiado de Sábana Potrero, los basaltos de la Formación Peralvillo Sur constituyen una serie de toleitas con cuarzo e hiperstena normativas, que en rocas frescas que presentan un contenido de 0.43-2.34 % en TiO_2 y de 4.27-9.31 % en MgO. En muchas rocas el contenido en K_2O es bajo (<0.2 %), así como el Rb y el Sr. En un diagrama multielemental muestran una gran similitud composicional con los basaltos N-MORB (Fig. 15a), pero difieren por el enriquecimiento en LIL, P y Ti, y la anomalía negativa en el Nb. Las REE muestran una distribución plana subparalela a N-MORB, o ligeramente enriquecida en las LREE. Estas características, particularmente en las rocas menos fraccionadas, asemejan a los basaltos de la Formación Peralvillo Sur con los basaltos de una cuenca de tras-arco. En la Fig. 15a se ha representado también el rango composicional de metabasaltos y anfibolitas del Complejo Río Verde, cuyos protolitos se interpreta fueron generados también en una cuenca de tras-arco, y en la Fig. 15b se comparan composicionalmente ambas formaciones con lavas de la cuenca de tras-arco de Lau, con las que muestran una gran similitud.

Rocas Plutónicas

En la zona estudiada se observan dos tipos de rocas plutónicas: la intrusión bandeada norítica y gabronorítica.

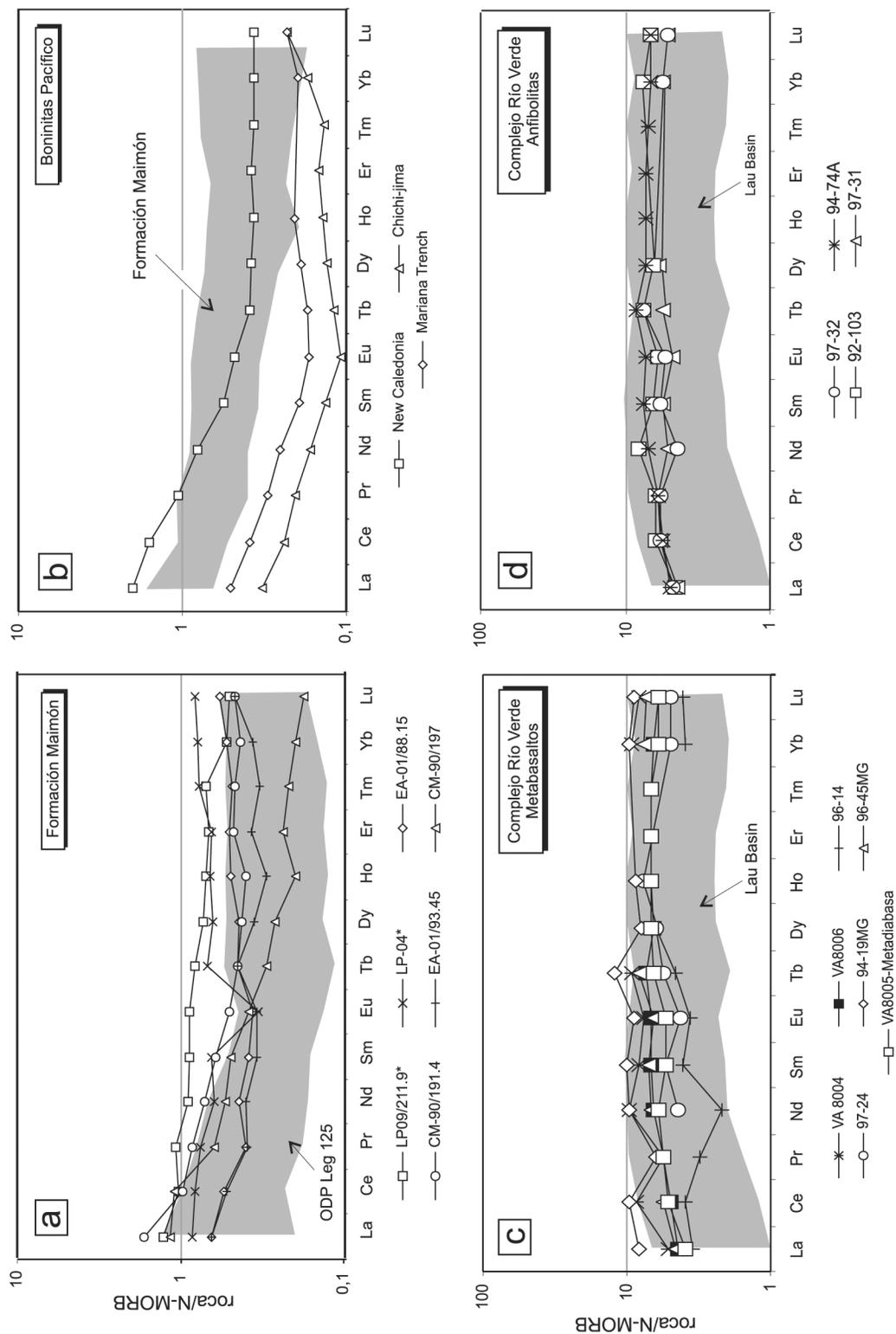


Figura 13. Diagramas de REE normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de (a) los metabasaltos y esquistos máficos de la Formación Maimón y boninitas del OPD Leg 125, (b) boninitas del Pacífico occidental, (c) metabasaltos y (d) anfibolitas del Complejo Río Verde.

Figure 13. N-MORB normalized REE diagrams (Sun and McDonough, 1989) for metabasalts and mafic schists of the Maimón Formation, (b) western Pacific boninites, (c) metabasalts and (d) amphibolites of Río Verde Complex.

ca de la Jautia y un grupo de plutones foliados e isótopos de composición esencialmente tonalítica. La intrusión bandeada norítica y gabro-norítica de La Jautía ocupa el sector centro-occidental de la Hoja 1:50.000 de Arroyo Caña y se extiende más al sur. En el sector NO, la intrusión no muestra un buen bandeo, con predominio de noritas anfibólicas. Por su composición, posición estructural en la Cordillera Central y edad de emplazamiento, esta intrusión es correlacionable con las intrusiones máficas-ultramáficas de Loma Chaquey (Feigenson, 1978) y Moncion (Cribb, 1986), habiendo proporcionado las noritas hornbléndicas de su sector NO una edad de 121.4 ± 6 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Hernaiz Huerta et al., 2000b). Estas intrusiones máficas-ultramáficas se emplazan exclusivamente en el Complejo Duarte, siendo intruidas por los plutones de tonalitas no foliadas.

Al N del sector estudiado intruye en la Formación Los Ranchos el batolito de Zambrana, de edad 115 ± 0.3 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Hernaiz Huerta et al., 2000b), que muestra composicionalmente una diferente distribución de elementos traza que lo relacionan con una etapa intrusiva más antigua.

La Jautia es una intrusión bandeada compuesta por noritas, gabro-noritas, noritas hornbléndicas y, localmente, peridotitas, que forman cumulos de cristales con una considerable variación en su composición modal. Aunque presentan contenidos en $\text{Al}_2\text{O}_3 < 17\%$ para valores del I.A. < 1.2 , estas rocas muestran contenidos más altos en MgO y CaO que los basaltos de composición toleítica, siendo las hornblenditas los tipos composicionales más máficos (Fig. 16). Los diferentes tipos que constituyen la intrusión muestran una distribución similar de elementos traza, sugiriendo que se trata de rocas química y genéticamente relacionadas (Fig. 17 y 18). En la Fig. 17b se compara la composición de las noritas con anfíbol con los granitoides tonalíticos y dioríticos presentes en Aruba, que intruyen al *plateau* oceánico de la PICCC (White et al., 1999).

Las tonalitas foliadas e isótopas forman parte del doble cinturón de rocas plutónicas presentes a lo largo de toda la Cordillera Central Dominicana (Lewis, 1982; Kesler et al., 1991b). Las rocas plutónicas forman batolitos y cuerpos de diversa entidad, compuestos predominantemente por tonalitas hornbléndicas, pero también por dioritas, granodioritas y monzogranitos. Asociadamente, aparecen pequeños cuerpos de diferenciados más ácidos representados por leucotonalitas, trondhjemitas y leucogranodioritas. Feigenson (1978), Kesler et al. (1977) y Lewis (1982), han mostrado que este conjunto

de rocas presenta las características de los granitoides presentes en arcos-isla oceánicos, denominados como granitos de tipo *M* (Chappell y White, 1974; White et al., 1999), cuya principal característica es que fueron generados y emplazados sin la intervención de corteza continental. Los granitoides de la Cordillera Central Dominicana se emplazaron en un arco maduro y muestran las características de los granitos de tipo *M*, tales como su asociación formando batolitos elongados a la Cordillera Central y la larga duración del plutonismo en el tiempo. En este estudio se excluyen las intrusiones dioríticas isótopas de edad Eoceno, emplazadas en la Formación Maimón.

Desde un punto de vista geoquímico, las tonalitas tienen concentraciones muy bajas en K_2O ($< 1\%$ para $\text{SiO}_2 < 69\%$ y $< 2\%$ para $\text{SiO}_2 > 70\%$), pudiéndose por lo tanto clasificar como subalcalinas, que se corresponden con los contenidos bajos que presentan en Cs, Rb, Sr, Ba y Pb. Presentan contenidos bajos en álcalis para concentraciones en SiO_2 muy elevadas, así como Fe_2O_3 (*tot*) $< 4\%$ y $\text{CaO} < 4\%$ (Fig. 15a y b). Aunque las muestras parecen seguir una tendencia calco-alcalina, con disminución de Fe_2O_3 (*tot*) y aumento de Fe_2O_3 (*tot*)/MgO con el incremento en SiO_2 , en un diagrama K-Ca-Na (Defant y Drummond, 1993) las tonalitas, gabro-noritas y noritas caen en el campo de las tonalitas-trondhjemitas-dacitas (Fig. 16d), a lo largo de la curva de fusión de los basaltos.

Los diagramas multielementales muestran que las tonalitas foliadas e isótopas presentan una abundancia similar en los elementos incompatibles, lo que establece para todas ellas una relación genética (Fig. 17a). Sin embargo, estas rocas presentan un enriquecimiento de los elementos LILE respecto a las REE y elementos HFSE (Zr, Ti, Nb La e Y), lo cual es característico de los magmas generados en un arco. Las anomalías positivas en Ba-Pb y negativas en Nb-Ta ($\text{Nb} < 2$ ppm) que presentan estos granitoides son firmas típicas de las series magmáticas del AICC (Donnelly et al., 1990). Tanto las tonalitas como los términos más básicos de la serie se caracterizan también por bajos contenidos en REE y un enriquecimiento en LREE respecto a MREE y HREE (Fig. 18), lo que sugiere que el granate fue poco importante en la génesis del batolito. Feigenson (1978) concluye al modelizar los datos Rb-Sr en rocas similares, que las tendencias composicionales se explican por la cristalización fraccionada de hornblenda y plagioclasa. Otras características geoquímicas adicionales son contenidos en Th < 5 ppm, relaciones moderadamente altas de La/Yb y Sr/Y, relaciones $\text{La}/\text{Nb} > 1.4$ (1.5-3.0 las tonali-

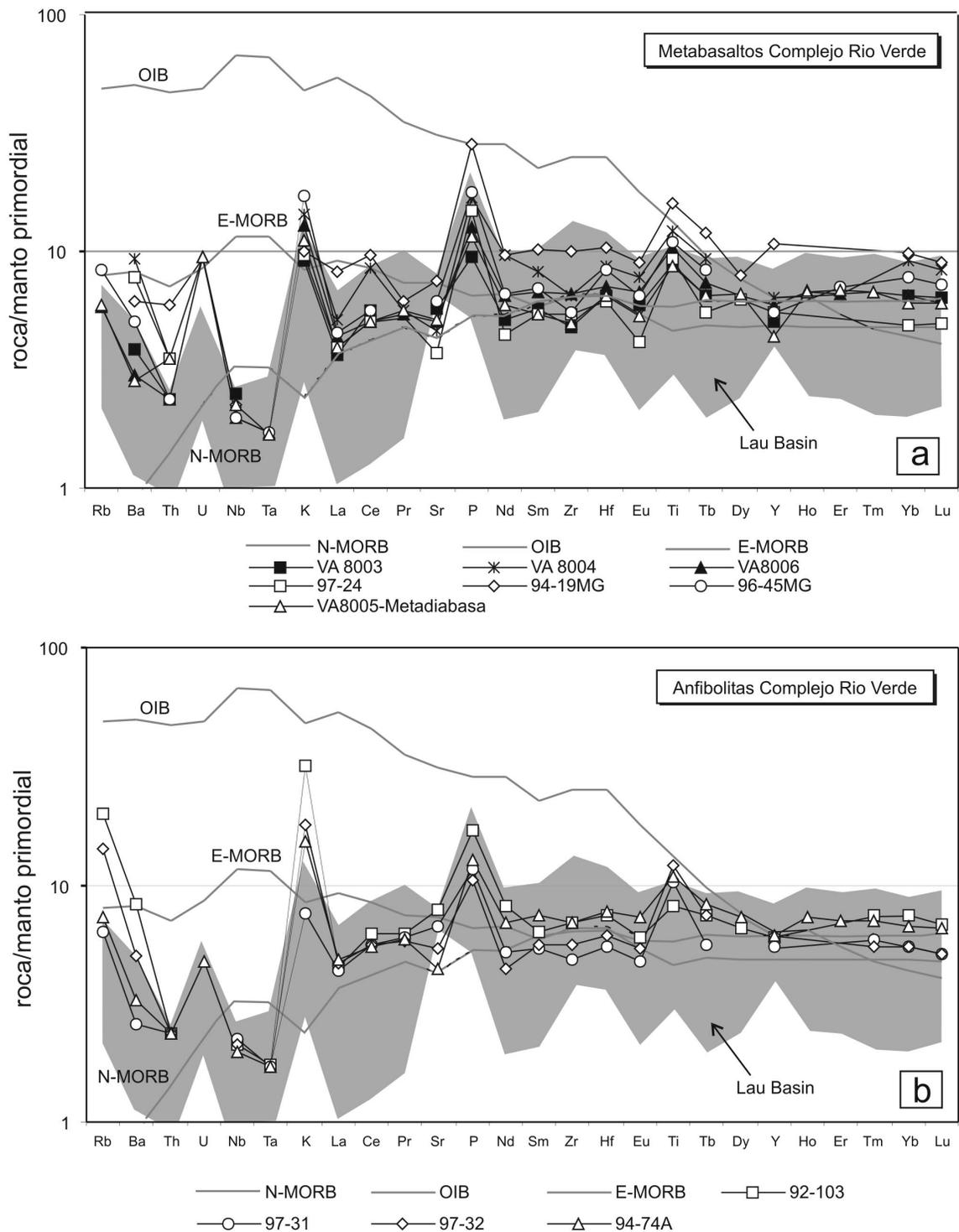


Figura 14. Diagramas multielementales normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para (a) los metabasaltos y (b) anfibolitas del Complejo Río Verde, comparandolos con las composiciones representativas de los basaltos N-MORB, E-MORB y OIB.

Figure 14. Multielemental diagrams normalized respect 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.

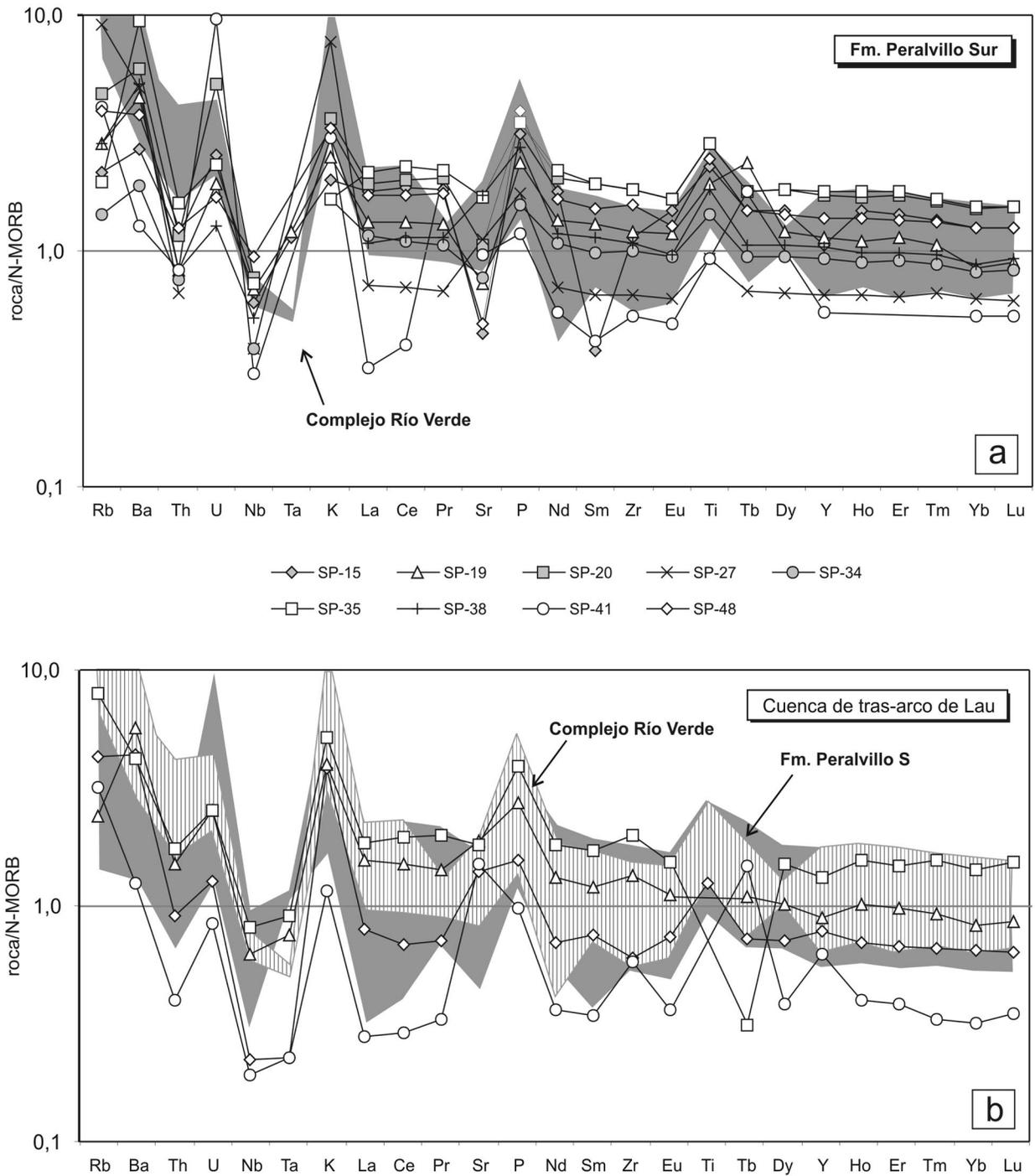


Figura 15. (a) Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los basaltos de la Formación Peralvillo Sur (sector de Sábana Potrero), comparándolos con el rango de composiciones metabásicas del Complejo Río Verde; (b) de los basaltos de la Cuenca de tras arco de Lau, comparándolos con el Complejo Río Verde y la Formación Peralvillo S.

Figure 15. N-MORB normalized multielemental diagrams (Sun and McDonough, 1989) for (a) Peralvillo Sur Formation (Sábana Potrero sector) and (b) Lau back-arc basin basalts. In (b) Lau basalts and Río Verde complex and Peralvillo Sur Formations rocks are also compared.

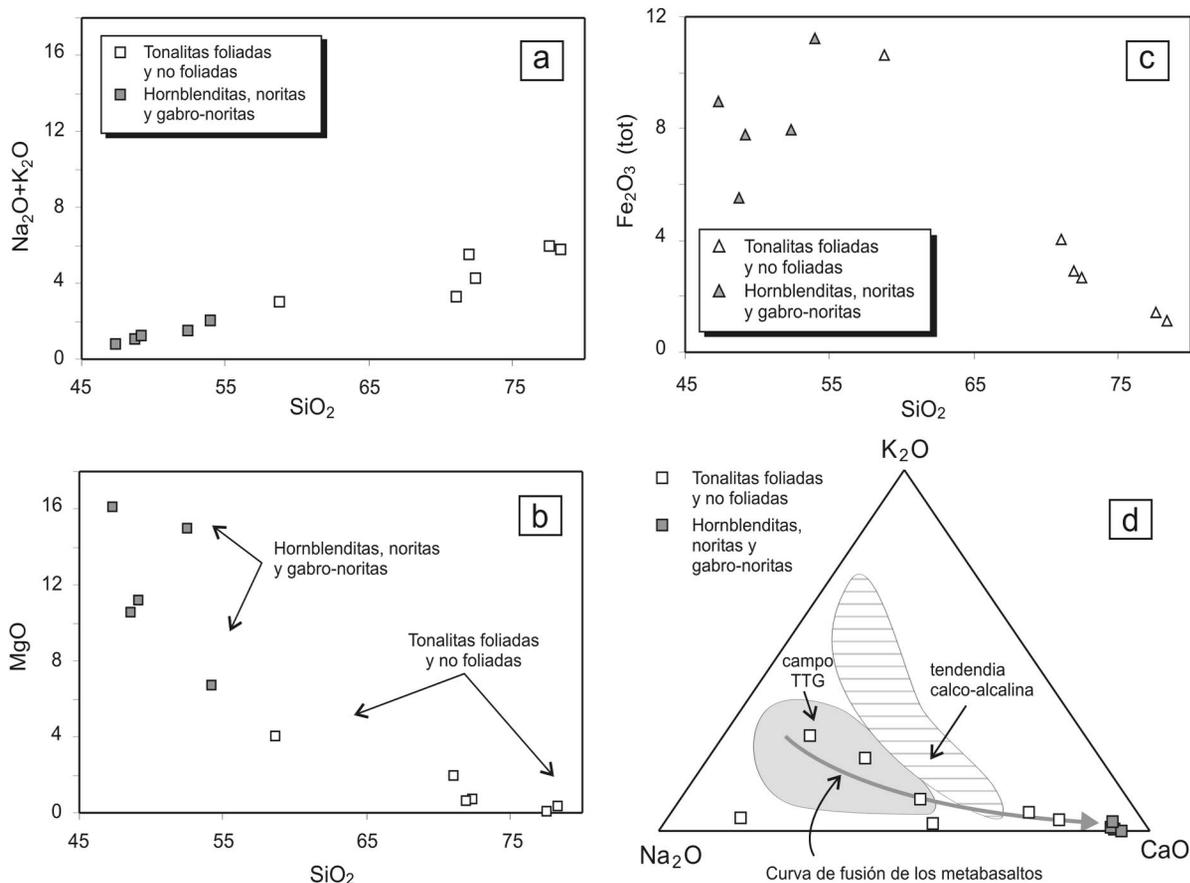


Figura 16. Diagramas binarios (a) Total álcalis-SiO₂; (b) MgO-SiO₂; y (c) Fe₂O₃-SiO₂ para los granitoides de la Cordillera Central Dominicana. (d) Diagrama triangular K-Ca-Na (Defant y Drummond, 1993) mostrando como las tonalitas foliadas e isotropas del estadio de Arco II se ajustan mejor con el campo de las trondhjemitas-tonalitas-dacitas (TTD), que con la típica tendencia calco-alcalina. En el diagrama se han proyectado también las composiciones de las hornblenditas, noritas y gabro-noritas.

Figure 16. Total alkalis-SiO₂; (b) MgO-SiO₂; and (c) Fe₂O₃-SiO₂ binary diagrams for granitoid rocks of the Cordillera Central (Dominican Republic). K-Ca-Na triangular diagram (Defant y Drummond, 1993) showing a best fit of foliated and non-foliated tonalites with the TTD field that with the typical calc-alkaline trend.

tas y 3.2-5.4 las dioritas), junto con relaciones (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i ≈ 0.7035 y eNdi ≈ +7.0. La baja relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr es consistente con la ausencia de corteza continental o fuente anatécica cortical en la región, e indica una fuente mantélica para los magmas (Lewis, 1982). En la zona estudiada, las edades U/Pb y ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenidas para las tonalitas foliadas e isotropas que intruyen en el Complejo Duarte establecen un corto intervalo de tiempo para su intrusión entre 90 y 87 Ma (Hernaiz Huerta et al., 2000a y b). Sin embargo, la intrusión de plutones tonalíticos tiene lugar en isla de la Española a lo largo del intervalo de tiempo Cretácico Superior-Eoceno (Kesler et al., 1991).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Componente geoquímico subductivo o de pluma mantélica

La distribución de los elementos incompatibles en los basaltos de *plateau* oceánico difiere de forma sustancial con la de los basaltos de arco-isla. Los basaltos de arco-isla muestran un característico empobrecimiento en Nb y Ta, comparado con la mayor abundancia de elementos LIL (Th, K, Rb y La; Mahoney et al., 1993b; Condie, 1994, 1999). Los basaltos de *plateau* oceánico proceden de plumas mantélicas y no presentan la anomalía negati-

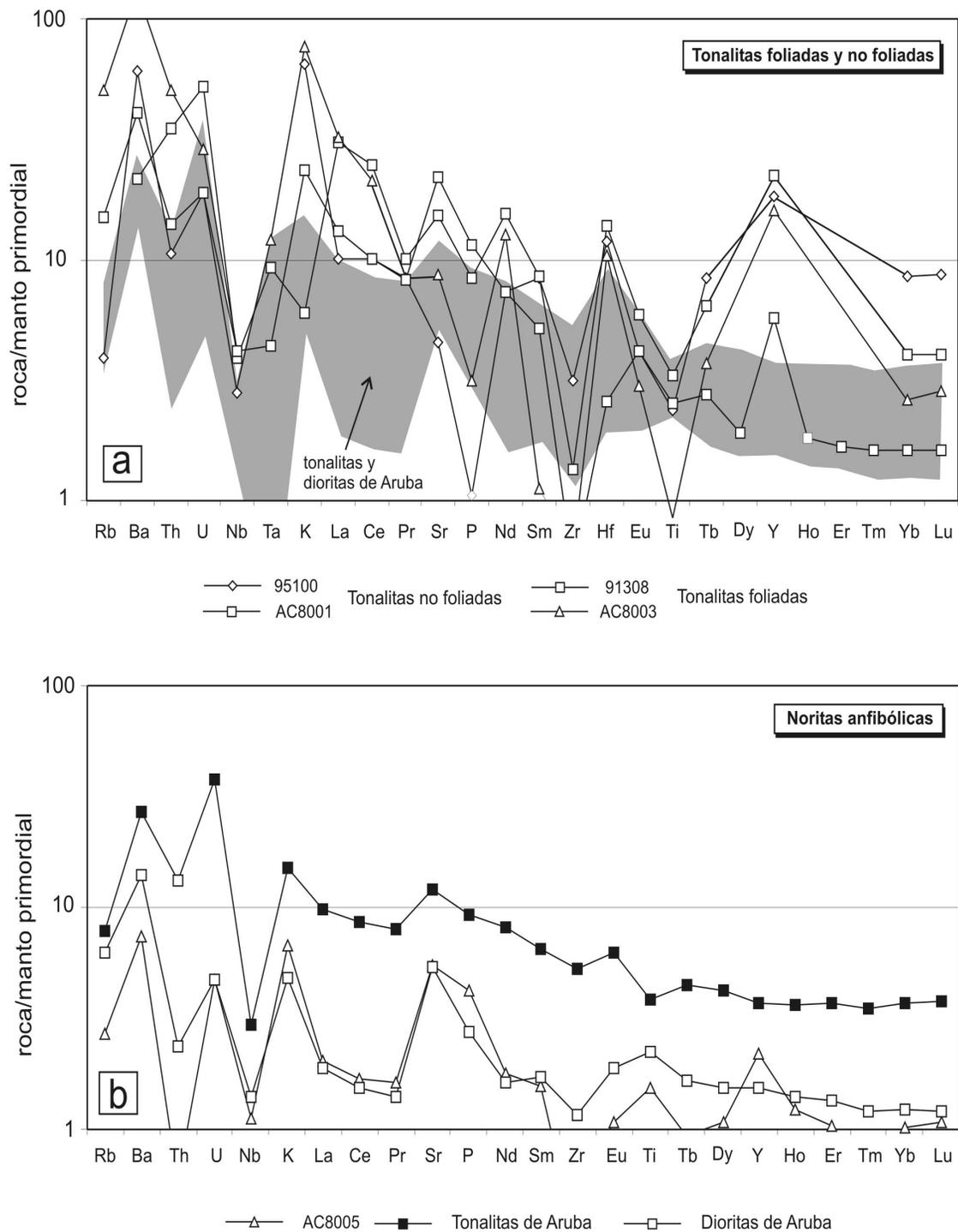


Figura 17. Diagramas multielementales normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para (a) las tonalitas foliadas e isotropas del estadio de Arco II y (b) las noritas anfibólicas. En ambos casos se compara la distribución de los elementos traza con el campo composicional de las intrusiones tonalíticas y dioríticas contemporáneas de Aruba (datos de White et al., 1999).

Figure 17. Multielemental diagrams normalized respect to the primitive mantle (Sun y McDonough, 1989) for (a) foliated and non-foliated tonalites of arc II stage and (b) amphibole-bearing norites. In either case, the trace element distribution of Cordillera Central igneous rocks is compared with the Aruba tonalitic and dioritic contemporary intrusions (data from White et al., 1999).

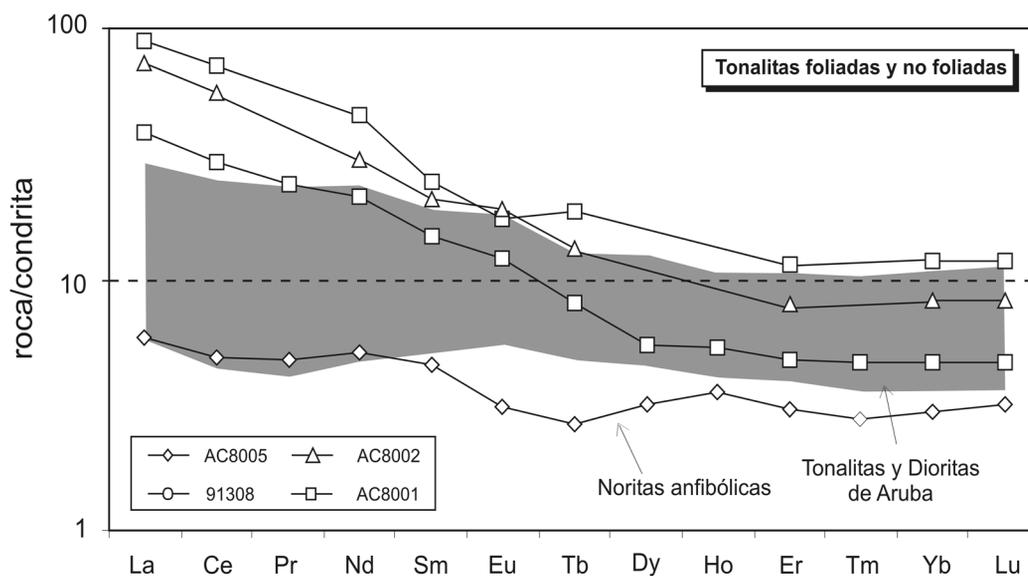


Figura 18. Diagramas de REE normalizados respecto a la condrita (Sun y McDonough, 1989) para tonalitas foliadas e isotópicas y noritas anfibólicas, comparándolas con el rango composicional de las tonalitas y dioritas de Aruba (datos de White et al., 1999).

Figure 18. REE diagrams normalized respect to the condrite (Sun and McDonough, 1989) for foliated tonalites, non-foliated tonalites and amphibole-bearing norites of arc II stage. REE compositions are compared with the Aruba tonalitic and dioritic contemporary intrusions (data from White et al., 1999).

va de Nb-Ta (incluso un enriquecimiento). Por ello, la relación La/Nb (o Th/La) ha sido sugerida para monitorizar en las lavas los componentes de arco y pluma (Condie, 1999). Valores de la relación La/Nb < 1 son características de basaltos de *plateau* oceánico y N-MORB. La distinción de los basaltos de *plateau* oceánico de los basaltos MORB resulta más difícil, debido a que existen geoquímicamente todos los pasos intermedios. Sin embargo, los basaltos MORB presentan típicamente contenidos menores de Nb y Ta (Nb < 3 ppm) que los basaltos de *plateau* (Nb > 5 ppm), así como menores relaciones Nb/Y (< 0.1, Condie, 1999). Los valores obtenidos de las relaciones La/Nb y Nb/Y permiten agrupar las diferentes unidades geológicas de la Cordillera Central Dominicana en términos de su afinidad geoquímica a un arco magmático o a un *plateau* oceánico. Los resultados proporcionan una base geoquímica relativamente simple con la que asociar las distintas unidades con algunos de los terrenos propuestos por Mann et al. (1991) para la isla de la Española.

Los metabasaltos del Complejo Duarte presentan relaciones La/Nb < 1.4 (0.64-0.89) y Nb/Y > 0.1 (0.5-1.0), que están de acuerdo con su origen en un *plateau* oceánico (*plateau* I). Aunque posteriores en el tiempo, los basaltos de la Formación Siete Cabezas presentan relaciones La/Nb < 1.4 (0.5-0.89) y Nb/Y > 0.1 (0.15-0.44), implicando el desarro-

llo de un segundo estadio magmático de *plateau* (*plateau* II). Por el contrario, las rocas de la Formación Los Ranchos y la Formación Maimón presentan relaciones La/Nb > 1.4 (5.4-6.3) y Nb/Y < 0.1 (≈ 0.01), características del componente geoquímico subductivo. Estos valores refuerzan la hipótesis de que ambas formaciones registran los primeros estadios evolutivos del arco isla. Las rocas del Complejo Río Verde presentan relaciones La/Nb > 1.4 (2.0-2.4), Nb/Y < 0.1 (≈ 0.01) y contenidos en Nb < 3 ppm. Estas características son típicas de los basaltos MORB, aunque las anomalías negativas Nb-Ta y los valores altos de la relación La/Nb establecen una signatura geoquímica subductiva. Por lo tanto, estos metabasaltos y anfibolitas pueden asociarse con el magmatismo de una dorsal oceánica, situada en la zona de tras-arco y relacionada con subducción (apertura oceánica en el área de tras-arco), o a una dorsal oceánica que se aproxima a una zona de subducción (Karsten et al., 1996). Los basaltos de la Formación Peralvillo Sur presentan generalmente una relación La/Nb superior a 1.4 (2.0-2.4), característica del magmatismo de arco. Sin embargo, la relación Nb/Y es bastante variable y es más bien típica de basaltos N-MORB. Ambas signaturas geoquímicas permiten relacionar también a los basaltos de la Formación Peralvillo Sur con el magmatismo de una cuenca de intra- o tras-arco, aunque se desconocen en detalle sus relaciones genéticas y temporales con el Complejo Río Verde.

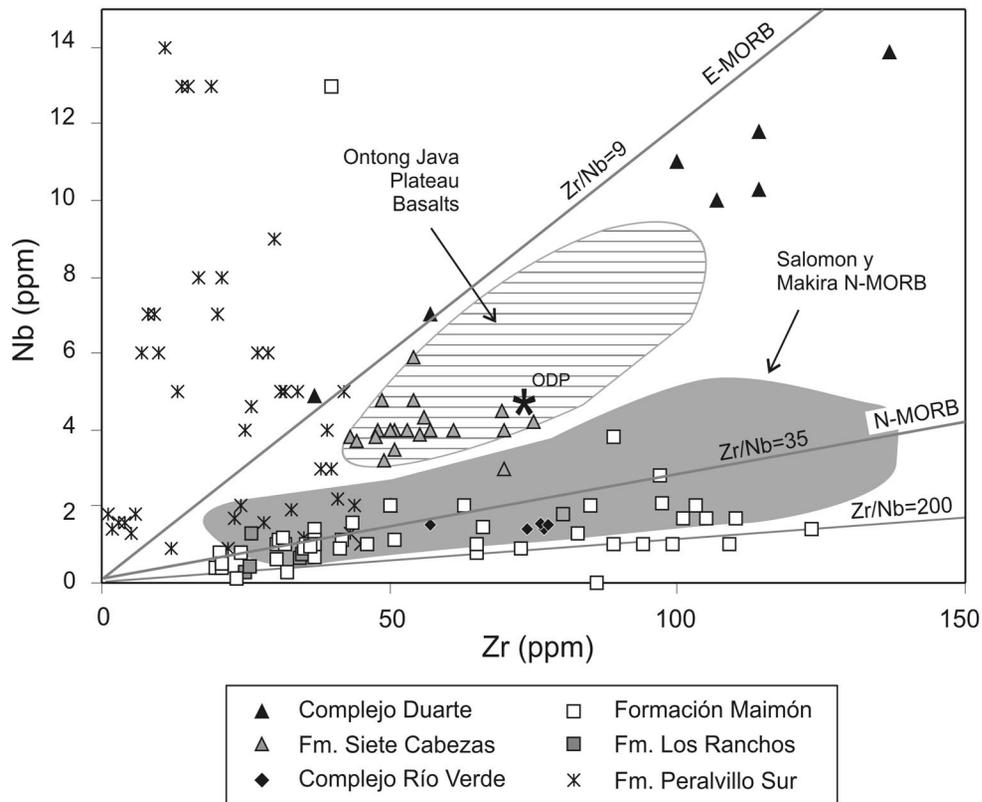


Figura 19 Diagrama Zr-Nb para los materiales basálticos de la Cordillera Central Dominicana. El Complejo Duarte y la Fm Siete Cabezas se proyectan dentro del campo de los basaltos del plateau de Ontong Java (ODP: muestra directa sondeada), con relaciones Zr/Nb transicionales entre basaltos de tipo E-MORB y N-MORB. Los basaltos del Complejo Río Verde, Formación Maimón y Formación Los Ranchos definen un campo geoquímico más similar a N-MORB, con relaciones Zr/Nb mayores de 20. Las rocas de la Fm Peralvillo muestran en cambio relaciones Zr/Nb muy bajas.

Figure 19. Zr-Nb diagram for Cordillera Central metabasaltic rocks (Dominican Republic). Duarte Complex and Siete Cabezas Formation rocks plot within the field of Ontong Java plateau basalts (ODP: muestra directa sondeada), with Zr/Nb ratios between E-MORB and N-MORB basalts. Río Verde Complex, Maimón Formation and Los Ranchos Formation rocks define a geochemical field more similar to N-MORB, with Zr/Nb ratio > 20. However, Peralvillo Formation rocks show very low Zr/Nb ratio.

El diagrama Nb-Zr resulta útil para agrupar las diferentes unidades del basamento pre-Aptiense/Albiense y formaciones posteriores en función de su afinidad N-MORB o de pluma (Fig. 19). Como se observa en la figura, los valores de la relación Nb/Zr que muestran los basaltos del Complejo Duarte (entre 6-12) y la Formación Siete Cabezas (entre 10-17) son transicionales entre los tipos E- y N-MORB. Los valores Nb/Zr se disponen elongados y superpuestos al campo de los basaltos del *plateau* de Ontong Java (Mahoney et al., 1993a y b; Pettersen et al., 1997, 1999) y son similares a los obtenidos en los basaltos del *plateau* caribeño en el DSDP Leg 15 y ODP Leg 126 (Donnelly et al., 1973; White et al., 1999). Los basaltos del Complejo Río Verde, la Formación Maimón y la Formación Los Ranchos muestran valores más

altos de la relación Nb/Zr (entre 50-58, 25-65 y 20-82, respectivamente), comparables a las composiciones de los basaltos N-MORB de dorsal meso-oceánica. La Formación Peralvillo presenta contenidos en Zr < 50 ppm y relaciones Nb/Zr muy variables que dan cuenta de su naturaleza heterogénea, aunque también puede resultar de errores analíticos. Por lo tanto, las diferencias geoquímicas entre ambos grupos de unidades son reflejo de un diferente origen magmático.

El diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1983) resulta útil para diferenciar los basaltos relacionados con subducción y los basaltos derivados de fuentes mantélicas empobrecidas (N-MORB) y enriquecidas (OIB). En dicho diagrama (Fig. 20), los basaltos MORB e intraplaca

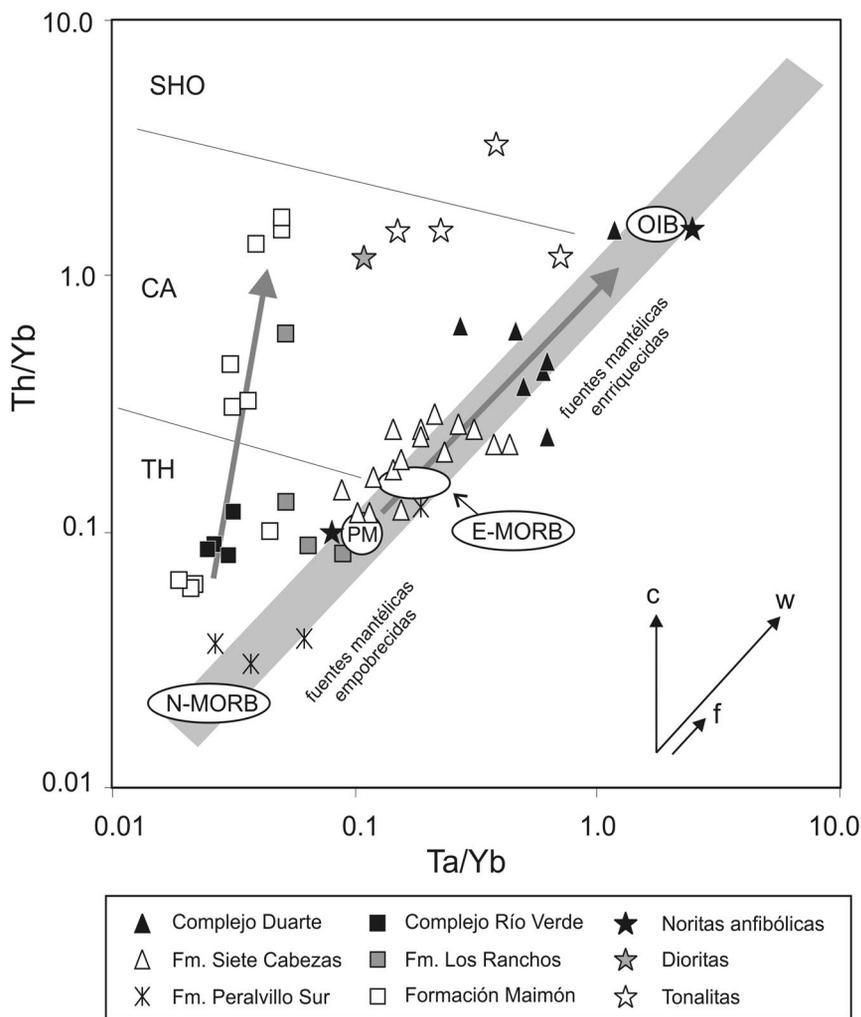


Figura 20. Diagrama Ta/Yb vs Th/Yb en el que las diferencias geoquímicas entre las unidades de la Cordillera Central se muestran como un reflejo de sus respectivos orígenes (ver explicación en el texto): como producto de una fusión masiva relacionada con una pluma, en el caso del Complejo Duarte y la Fm Siete Cabezas, a partir de una fuente mantélica enriquecida; y como resultado de bajas tasas de fusión en un arco-isla primitivo, en el caso del Complejo Río Verde, y las Formaciones de Maimón y Los Ranchos. Notar cómo las composiciones de estas formaciones definen una tendencia composicional desde toleítica (TH) a calco-alkalina (CA), próxima al límite con la shoshonítica (SHO). Composiciones: PM=Manto Primordial; N-MORB=basaltos de dorsal meso-oceánica; E-MORB=basaltos enriquecidos; y OIB=basaltos de isla oceánica. Vectores de evolución composicional (procesos): w= enriquecimiento intraplaca; c= contaminación cortical; f= cristalización fraccionada.

Figure 20. Ta/Yb vs. Th/Yb diagram for Cordillera Central rocks where the geochemical differences between units are shown as a reflex of their respective origins (explanation in the text): as product of a massive fusion related to a mantelic plume, in the case of the Duarte Complex and the Siete Cabezas Formation, from an enriched source; and as product of low fusion rates in a primitive island arc, in the case of the Río Verde Complex, Maimón and Los Ranchos Formations. Note how the compositions of these formations define a compositional trend from tholeiitic (TH) to calc - alkaline (AC), next to the limit with shoshonitic (SHO). Compositions: PM=Primordial Mantle; N-MORB=normal mid-oceanic basalts; E-MORB=enriched-mid-oceanic basalts; and OIB=oceanic island basalts. Vectors: w=intraplate enrichment; c = crustal contamination; f = fractionated crystallization.

se alinean según una banda de pendiente unidad, ya que los procesos de enriquecimiento en el manto probable-

mente concentran el Ta y el Th de igual forma. En contraste, los basaltos de arco isla y de margenes continent-

les activos se desplazan a valores de la relación Th/Yb mayores, reflejando presumiblemente la influencia de fluidos de la lámina subducida que enriquecen en Th la cuña de manto suprayacente. En el diagrama son patentes las diversas afinidades petrotectónicas de las distintas unidades de la Cordillera Central: como producto de una fusión masiva relacionada con una pluma, en el caso del Complejo Duarte y la Formación Siete Cabezas; y como resultado de bajas tasas de fusión en un primitivo arco-isla, en el caso de la Formación Maimón y la Formación Los Ranchos (Fig. 20). En el diagrama se aprecia también como los basaltos de la Formación Los Ranchos y la Formación Maimón definen una tendencia evolutiva a partir de la composición N-MORB, indicativa de una progresiva mayor contaminación cortical, paralela al desarrollo del primitivo arco magmático. En el diagrama, los metabasaltos y anfibolitas del Complejo Río Verde se disponen entre las composiciones N-MORB, donde se sitúan las rocas de la Formación Peralvillo Sur, y las toleitas de arco-isla. Ambas unidades presentan composiciones MORB con una variable componente geoquímica subductiva, como las de centros de apertura oceánica situados en zonas de tras-arco. A partir de la composición del manto primordial, las rocas del Complejo Duarte y la Formación Siete Cabezas definen una tendencia característica de un enriquecimiento propio de la diferenciación ígnea en un ambiente intraplaca (probablemente controlada por procesos de cristalización fraccionada).

En resumen, las unidades de la Cordillera Central Dominicana pueden agruparse en función de su componente en: (a) un terreno Duarte con afinidad de *plateau* oceánico; (b) un terreno de Maimón-Amina, con afinidad de arco magmático y que incluye unidades de intra- o tras-arco relacionadas (Complejo Río Verde); y (c) un terreno peridotítico de Loma Caribe de procedencia mantélica. En el diagrama terreno-tiempo de la Tabla 2 se muestra la historia geológica seguida por los dos primeros terrenos. En el siguiente apartado se propone un modelo sintético que integra la evolución tectonomagmática de los distintos terrenos presentes en la Cordillera Central Dominicana.

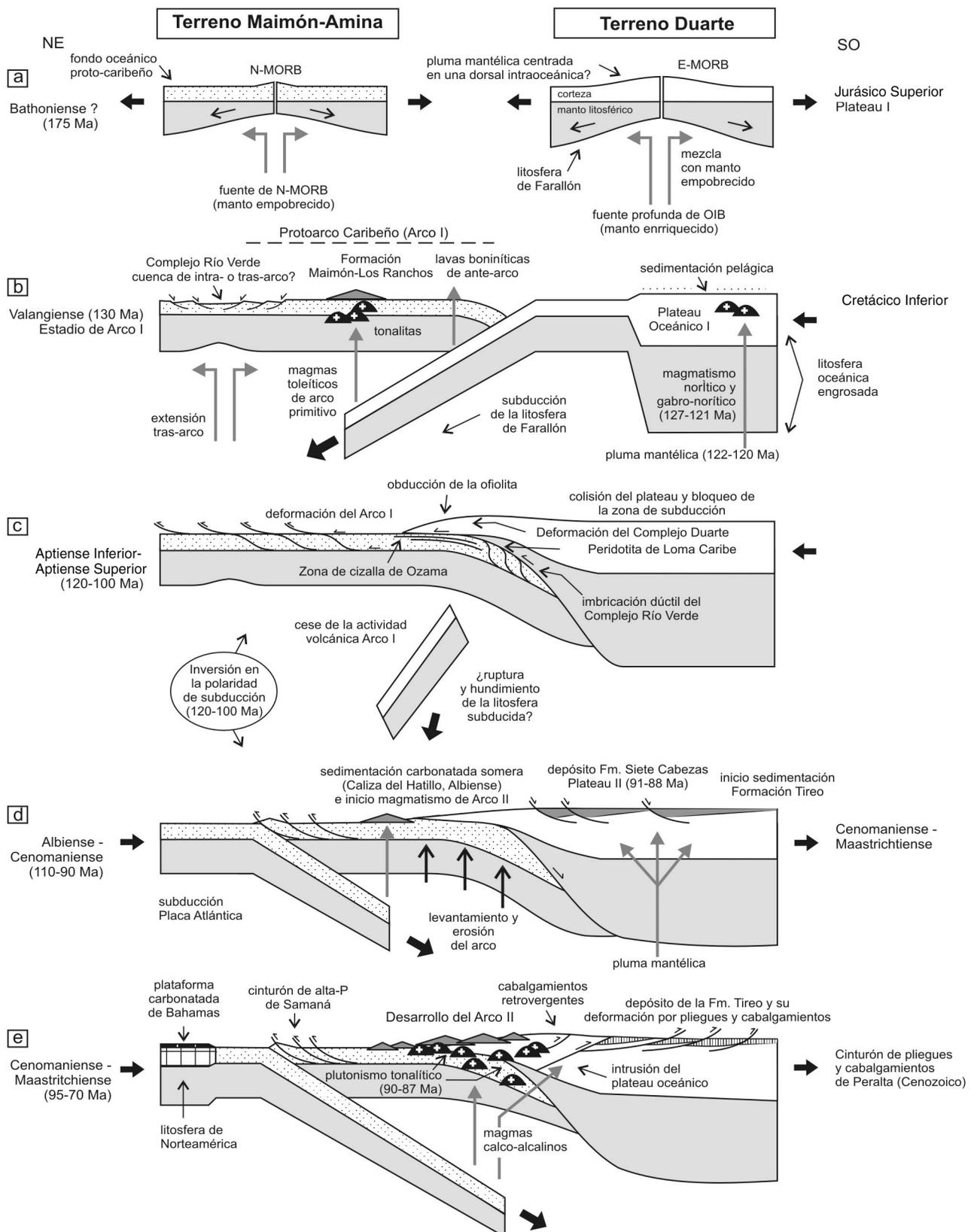
Desarrollo tectónico del primitivo arco caribeño

La Fig. 21 muestra esquemáticamente los principales procesos en la formación, evolución y acreción de los terrenos presentes en la Cordillera Central Dominicana. Inicialmente, los terrenos de basamento basáltico de Duarte y de Maimón-Amina fueron generados en diferentes ambientes intra-oceánicos, a una considerable distancia uno del otro. La historia del terreno de Duarte co-

mienza a partir de un episodio magmático de gran escala, que dió lugar a la edificación de un *plateau* oceánico. Los magmas muestran una afinidad composicional con una pluma mantélica, que pudo situarse tanto en una dorsal meso-oceánica o fuera de ella (Fig. 21a). Una pluma centrada bajo la zona axial de una dorsal activa, daría lugar a la incorporación de un gran volumen de material desde varias regiones fuente del manto, tanto de bolsas de material mantélico profundo más enriquecido que constituye la pluma (fuente de los OIB), como de material mantélico encajante de la pluma más empobrecido (fuente de MORB). El magma resultante presentaría las características geoquímicas entre los basaltos OIB y MORB, como es el caso del Complejo Duarte. Este magmatismo constituiría el estadio de *plateau* I, en el que se distingue un importante evento en el Cretácico Inferior (Valangiense-Hauteriviense), registrado en las edad de 121.4 Ma de intrusión de La Jautía y obtenidas en un conjunto de intrusiones máficas y ultramáficas relacionadas (Hernaiz Huerta et al., 2000b). No existen evidencias de que el *plateau* I llegara a formar un edificio subaéreo.

Por otro lado, la historia del terreno Maimón-Amina comienza con la creación de corteza oceánica "normal" en un ambiente de dorsal, a partir de la separación de las placas Norte y Suramericana desde probablemente el Bathoniense (Pindell, 1994). El fondo oceánico protocaribeño constituirá el sustrato sobre el que se desarrolla posteriormente el estadio de arco I. Entre la formación del terreno y el inicio del estadio de arco I (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), probablemente tuvo lugar una sedimentación marina pelágica.

Desde el inicio del Cretácico Inferior, probablemente en el Valangiense (Pindell, 1994), la placa Pacífica subduce hacia el NE bajo la corteza oceánica recién formada de la placa caribeña, dando lugar a la formación del protoarco caribeño (arco I) y comenzando un primer estadio de crecimiento cortical mediante la adición de fundidos mantélicos (Fig. 21b). Durante este primer estadio de arco magmático el material emitido e intruido en el terreno Maimón-Amina fue composicionalmente bimodal, como registran los protolitos de la Formación Maimón. La existencia de metabasaltos de afinidad boninitica formando parte de la Formación Maimón, sugiere que parte de estos materiales representan el magmatismo en la región frontal del arco. En este contexto, las rocas de la Formación Los Ranchos y, probablemente, 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 intra- o tras-arco, respectivamente. El desarrollo del estadio de arco I ocasionó la creación de un



bloque de material cortical composicionalmente más evolucionado dentro de un medio intra-oceánico.

La subducción dirigida hacia el NE de la placa Pacífica y el magmatismo del estadio de arco I, cesan a finales del Cretácico Inferior (Aptiense-Albiense) como consecuencia de la proximidad del terreno de Duarte a la fosa oceánica y el consiguiente bloqueo de la zona de subducción (Fig. 21c). Durante la colisión, un fragmento del *plateau* oceánico se emplaza sobre el primitivo arco isla y en el terreno de Maimón-Amina autóctono se produce una intensa deformación dúctil y un metamorfismo sincinemático (Draper et al., 1996; Escuder Viruete et al., 2002). Estructuras en el autóctono relacionadas son la Zona de Cizalla de Ozama, desarrollada en la Formación Maimón, la imbricación dúctil de las unidades tectónicas que internamente constituyen el Complejo Río Verde y un sistema de cabalgamientos dirigidos al N y NE. Paralelamente, en el terreno Duarte y la Peridotita de Loma Caribe alóctonos, de características ofiolíticas, se forman fábricas no-coaxiales deformativas y miloníticas dirigidas hacia el NE. Sin embargo, los detalles de la obducción del *plateau* y su deformación interna son aún poco conocidos.

En el inicio del Cretácico Superior (posiblemente entre 95 y 90 Ma) y como consecuencia de la colisión, la zona de subducción se desplaza hacia sectores más al NE del terreno Maimón-Amina y cambia su polaridad, dirigiéndose a partir de este momento hacia el SO (Fig. 18d). De esta forma, la placa Atlántica subduce bajo la Caribeña y la región de tras-arco constituye ahora la frontal al arco. Durante este intervalo de tiempo el sector del primitivo arco isla del estadio I experimenta un levantamiento y erosión, como atestigua la sedimentación de un delgado nivel conglomerático basal, con cantos de rocas metamórficas foliadas de las formaciones infrayacentes (Pueblo Viejo), y de la Formación Calizas de el Hatillo en un medio marino somero. Por otra parte, en el margen SO de la placa caribeña ya individualizada se forma otra zona de subducción a partir del Campaniense (76 Ma), que acomoda la convergencia de la placa de Farallón frente a la Norteamericana, así como el arco magmático de Costa Rica-Panamá (Pindell, 1994).

A comienzos del Cretácico Superior (Cenomanense-Turonense) se registra en el terreno de Duarte un corto

periodo de intensa actividad magmática asociada a una pluma mantélica. Este episodio está registrado en la emisión del importante volumen de basaltos que constituye la Formación Siete-Cabezas durante el Cenomanense-Maastrichtense. Este magmatismo caracteriza el estadio de *plateau* II que aparece exclusivamente en el terreno de Duarte. El estadio de *plateau* II coincide composicional, espacial y temporalmente con la formación de la Provincia Ignea Cretácica Caribeño Colombiana (PICCC; Kerr et al., 1997), principalmente en el intervalo de tiempo de 94-68 Ma. Este magmatismo pudo ser generado en relación al arqueamiento del terreno al aproximarse a la zona de subducción, o mediante la canalización de magmas procedentes de una pluma mantélica profunda a lo largo de una antigua zona de dorsal (White et al., 1999).

La subducción de corteza oceánica desde el NE produce nuevos fundidos mantélicos que darán lugar al estadio de arco II durante el Cenomanense-Maastrichtense (Fig. 21e). Estos magmas son de quimismo calco-alcalino y suponen un cambio composicional respecto a los magmas toleíticos que típicamente caracterizan el estadio de arco I (Lebron y Perfit, 1994). El estadio de arco II está representado principalmente por los plutones tonalíticos foliados e isótopos. Este segundo y último estadio de arco magmático supone: (a) la adición de material procedente del arco II sobre el basamento del terreno de Duarte; (b) la formación de un prisma de acreción en el borde NE de la placa caribeña, en la región frontal al arco II y parcialmente conservado en el cinturón de alta-P aflorante en la península de Samaná; y (c) la sedimentación de la Formación Tiro de cobertera en el terreno de Duarte, rellenando posiblemente una cuenca de intra-arco II durante el Cretácico Superior. La deformación compresional asociada a la subducción produce en el arco un sistema de cabalgamientos retrovergentes al O y SO, el levantamiento antiformal de un bloque del basamento del terreno de Duarte (84.6 Ma, edad de enfriamiento Ar/Ar de Ms, Hernaiz Huerta et al., 2000b), en buena parte acomodado por el desplazamiento dúctil y frágil del cabalgamiento del río Yuna, la deformación de la cuenca de intra-arco y la sedimentación de los materiales que forman el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta. La subducción finaliza al final del Cretácico Superior-Eoceno Inferior con la llegada a la zona de subducción de la plataforma carbonatada de Bahamas, desarrollada sobre la litosfera continental Norteamericana.

Figura 21. Modelo tectonomagmático de la evolución Jurásico Medio-Eoceno de la acreción de terrenos existentes en la Cordillera Central Dominicana.

Figure 21. A series of sections showing the suggested Mid Jurassic-Eocene tectonomagmatic evolution model of the terranes collage present in the Cordillera Central (Dominican Republic)

Tabla 2. Diagrama terreno-tiempo de los procesos tectonomagmáticos en la Cordillera Central Dominicana

Table 2. Terrane - time diagram of the tectonomagmatic processes registered in the Cordillera Central (Dominican Republic).

<i>Tiempo</i>	<i>Terrano de Plateau de Duarte</i>	<i>Terrano de Arco Tortue-Maimón-Amina</i>	<i>Referencias</i>
Jurásico Medio - Superior	Magnetismo N-MORB de dorsal (?) + sedimentación marina pelágica profunda.	Magnetismo N-MORB de dorsal intraoceánica (probablemente desde el Bathoniense, 175 Ma)	Bowen (1975), Montgomery et al. (1994) Pindell y Barret (191) Pindell (1994) Lewis y Draper (1990)
Cretácico Inferior (Neocomiense)	Magnetismo máfico y ultramáfico de pluma (127-121 Ma; noritas y gabro-noritas) + sedimentación marina pelágica profunda. Formación del Plateau Caribeño. Estadio de plateau I	Magnetismo toleítico de arco-isla I + sedimentación relacionada Lavas boniniticas de ante-arco Estadio de arco I	Draper y Lewis (1991). Lewis et al. (1995) Espallat et al. (1989), Feigenson (1978) Kesler et al. (1977, 1991) Lewis y Jiménez (1991) Lewis et al. (1995, 2000)
Aptiense Inferior- Albiense Superior	Colisión plateau-arco isla (120-100 Ma) Obducción al NE de conjunto ofiolítico TPD+PLC Deformación dúctil y metamorfismo	Cese actividad volcánica Cizallamiento dúctil al NE y metamorfismo Inversión en la polaridad de subducción Levantamiento y sedimentación carbonatada somera (109-97 Ma; Fm. Hatillo)	Lebron y Perfit (1994), Theyer (1983) Draper et al. (1996), Lewis (1982) Kesler et al. (1991), Sinton <i>et al.</i> (1998) Kerr et al. (1996, 1998), Lewis et al. (1999) Lapierre et al. (1997, 1999)
Cenomanense - Turoniense	Magnetismo máfico y ultramáfico de pluma (94-88 Ma). Estadio de plateau II Acreción final del plateau. Deformación. Plutonismo tonalítico sin- y post-cinemático del estadio arco II (90-87 Ma) Cabalgamientos dúctil-frágiles retrovergentes al SO Levantamiento del basamento (84 Ma)	Magnetismo calco-alcalino de arco-isla + plutonismo tonalítico + sedimentación relacionada. Estadio de arco II Plutonismo tonalítico post-cinemático Cinturón de alta-P de Samaná	Lewis et al. (1991) Mann et al. (1984, 1991, 1995) Pindell (1994)
Turoniense - Maastrichtiense	Formación de una cuenca de tras-arco (Fm. Tiroo) Tectónica sin-sedimentaria. Cabalgamientos frágiles.		
Paleoceno - Actualidad	Colisión oblicua placas Caribeña y Norteamericana (59 Ma). Tectónica a gran escala de desgarres sinistros Régimen transtensivo. Formación y relleno de cuencas romboidales intra- y retro-arco.		

A partir del Eoceno Medio y hasta la actualidad, el movimiento relativo entre las placas Caribeña y Norteamericana pasa a ser transcurrente (Mann et al., 1991; Draper et al., 1994). Este cambio en la dinámica de las placas da lugar a la implantación de un régimen tectónico trans-tensivo sinistro, responsable de la estructuración de la cuenca intraoceánica trans-tensiva del Caimán y las cuencas de contornos romboidales aflorantes en el sector meridional de la Isla de Española.

AGRADECIMIENTOS

La obtención de los datos analíticos en que se basa buena parte de este trabajo fue financiada por la *U.S. National Science Foundation*, la *Compañía Falconbridge Dominicana*, la *George Washington University* y el Programa SYSMIN de la Unión Europea. Los autores agradecen a Homer Montgomery la datación de muchas muestras de radiolarios y a Peter Skelton y Reinaldo Rojas el haber proporcionado datos cronoestratigráficos inéditos sobre la Fom. Calizas del Hatillo. 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 Univ. Internacional de Florida. Los autores agradecen también las revisiones constructivas del manuscrito realizadas por Piera Spadea, de la *Università Degli Studi di Udine* (Italia) y Guillermo Corretge, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.

BIBLIOGRAFÍA

- Arndt, N. T., Kerr, A. C., Tarney, J., 1997. Differentiation in plume heads: The formation of Gorgona komatiites and basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 289-301.
- Babbs, T.L., 1997. *Geochemical and Petrological Investigations of the Deeper Portions of the Ontong Java Plateau: Malaita, Solomon Islands*. Ph.D. thesis, University of Leicester. 337 pp.
- 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 Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antillas): Un édifice de nappes Crétacé polyphase*. 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, En: 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.
- Burke, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annales Rev. Earth and Planetary Science Letters*, 16, 201-230.
- Burke, K., Fox, P.J., Sengor, M.C., 1978. Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *J. Geophys. Research*, 83, 3949-3954.
- Case, J.E., MacDonald, W.D., Fox, P.J., 1990. Caribbean crustal provinces: seismic and gravity evidence. In G. Dengo, J.E. Case (eds.). *The Caribbean region. The Geology of North America: Vol. H*. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 15-35.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-74.
- Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collision orogenesis: Subduction of oceanic plateaux, continental margins, island arcs, spreading ridges and sea mounts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 715-737.
- Coffin, M.F., Eldholm, O., 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophysics*, 32, 1-36.
- Condie, K.C. 1994. Greenstones through time. In K.C. Condie (ed.). *Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, 85-120.
- Condie, K. C. 1999. Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust. *Lithos*, 46, 95-115.
- 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.
- Cribb, T.W., 1986. The petrology and geochemistry of eastern Loma de Cabrera batholith. M. Sc. thesis, The George Washington University. 122 pp.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1993. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21, 547-550.
- Donnelly, T.W., 1973. Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood basalt province of vast size. *EOS Transactions American Geophysical Union*. 54, 1004.
- Donnelly, T.W., 1989. Geologic history of the Caribbean and Central America. In A.W. Bally, A.R. Palmer (eds.). *An Overview. The geology of North America*. Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado, Vol. A, 299-321.
- Donnelly, T.W. 1994. The Caribbean sea floor. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). *Caribbean Geology: An Introduction*. U.W.I. Publ Assoc, Kingston, 41-64.
- Donnelly, T.W., Melson, W.G., Kay, R., Rogers, J.J.W., 1973. Ba-

- salts and dolerites of Late Cretaceous age from the central Caribbean. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project 15*, 989–1011
- 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. Geol. Soc. Am., 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. Geol. Soc. Am. Mem.*, 162, 81–93.
- Draper, G., Lewis, J., 1982. Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic, In Amigo del Hogar (ed.). *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, República Dominicana*, 53–64.
- 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. Geol. Soc. Am. Spec. 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., Gutierrez, 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.
- Echeverria, L.M., 1980. Tertiary or mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relations and geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 253–256.
- Edgar, N.T., Ewing, J.I., Hennion, J., 1971. Seismic refraction and reflection in the Caribbean sea. *Bulletin American Association Petroleum Geology*, 55, 833–870.
- Espallat, J., Bloise, G., Macveigh, J.G., Lewis J.F., 1989. Petrography and geochemistry of mafic rocks of Peralvillo Formation in the Sabana Potrero area, Central Dominican Republic. In D.K. Laure, G. Draper (eds.). *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*.
- Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Draper, G., Gutierrez, G., Lewis, J.F., Pérez-Estaún, A., 2002. *Metamorfismo y estructura 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 Geologica Hispanica*, 37, 123–162.
- Feigenson, M., 1978. Petrology and strontium isotope geochemistry of the loma Cabrera batholith, Dominican Republic. MSc Thesis. George Washington University, 100 pp.
- Gladczenko, T.P., Coffin, M.F., Eldholm, O., 1997. Crustal structure of the Ontong Java Plateau: modelling of new gravity and existing seismic data. *J. Geophys Research*, 102, 22711–22729.
- Hauff, F., Hoernle, K., Schmincke, H.U., Werner, R., 1997. A mid-Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rica oceanic crustal segments. *Geological Rundschau*, 86, 141–155.
- Hernaiz Huerta, P. P., Lewis, J. F., Escuder Viruete, J., Gutierrez, G., Mortensen, J., Hames, W., Solé J., Martínez, A., Draper, G., 2000a. Memoria explicativa del Mapa Geológico a escala 1:50.000 de Villa Altigracia (6172-II). Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Dirección General de Minería. Santo Domingo.
- Hernaiz Huerta, P. P., Lewis, J. F., Escuder Viruete, J., Gutierrez, 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 Maimon-Amina schists, Cordillera Central. Dominican Republic, Unpublished M.Sc. thesis, University of Florida, Gainesville. 172 pp.
- Karsten, J.L., Klein, E.M., Sherman, S.B., 1996. Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the Chile ridge: implications of modern ridge subduction systems for the Archean. *Lithos*, 37, 943–161.
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Arndt, N.T., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Duncan, R. A., 1996a. The petrogenesis of komatiites, picrites and basalts from the Isle of Gorgona, Colombia; new field, petrographic and geochemical constraints. *Lithos*, 37, 245–260.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Klaver, G.Th., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., 1996b. The geochemistry and petrogenesis of the late-Cretaceous picrites and basalts of Curaçao, Netherlands Antilles: a remnant of an oceanic plateau. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 124, 29–43.
- Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F., Sinton, C., 1997a. Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, Chronological and Sr-Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. *J. Petrol.*, 38, 677–702.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A. Saunders, A.D. 1997b. The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In Mahoney, J.J., Coffin, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces. Am Geophys Union Mon*, 1–26.
- Kesler, S.E., Sutter, J.F., Jones, L.M., Walker, R.L., 1977. Early

- Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5, 245-247.
- Kesler, S.E., Russell, N., Reyes, C., Santos, L., Rodríguez, A., Fondeur, L., 1991a. Geology of the Maimon 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*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 173-186.
- Kesler, S.E., Sutter, J.F., Barton, J.M., Speck, R.C., 1991b. Age of Intrusive Rocks in Northern Española. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 262, 165-172.
- Klaver, G.T. 1987. The Curaçao Lava Formation: an ophiolitic analogue of the anomalous thick layer 2B of the mid-Cretaceous oceanic plateaus in the western Pacific and central Caribbean. Ph.D. thesis. University of Amsterdam. *GUA Papers of Geology*, 27, 168 pp.
- Ladd, J.W., Holcombe, T.L., Westbrook, G.K., Edgar, N.T., 1990. Caribbean marine geology; Active margins of the plate boundary. In G. Dengo, J.E. Case (eds.), *The Caribbean Region. The Geology of North America: Vol. H*. *Geol. Soc. Am.*, Boulder, CO, 261-290 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.
- 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., 1980. Resume of the geology of Hispaniola. In *Field guide table 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Morgan Publisher, 5-31.
- Lewis, J.F., 1982a. Granitoid Rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- Lewis, J.F., 1982b. Ultrabasic and associated rocks in Española. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- 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*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 143-164.
- 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*. *Geol. Soc. Am.*, 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*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 115-142.
- Lewis, J.F., Draper, G., 1995. Amphibolites and associated rocks of the Rio Verde Complex in the Median Belt, central Española: their petrologic, structural and tectonic significance in the emplacement of the Loma Caribe peridotite. *Programme and Abstracts, 3rd Conference of the Geological Society of Trinidad & Tobago and 14th Caribbean Geological Conference*, Port of Spain, 1995, 46.
- 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 Maimon 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*. *Geol. Soc. Canada Special Publication*, 223-249 pp.
- Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J., Pringle, M., 1993a. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau. *Proceedings Ocean Drilling Program Scientific Resume*, 130, 3-22.
- Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J., Pringle, M., 1993b. Geochemistry and geochronology of the Ontong Java Plateau. In M. Pringle, M. Sager, W. Sliter, S. Stein, (eds.), *The Mesozoic Pacific*. *Am Geophys Union, Geophys Mon*, 77, 233-261.
- 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 Develop-*

- ment of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 262, 1-28.
- Mattson, P.H., 1979. Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. *Journal of Geology*, 87, 293-304.
- Meschede, M., Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 262, 34-58.
- Mercier de Lepinay, B., 1987. L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie. 378 pp.
- Mesnier, M.P., 1980. Report of the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. Santo Domingo. Dirección General de Minería. Informe inédito.
- Millward, D., Marriner, G.F., Saunders, A.D., 1984. Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *J. Geol. Soc. London*, 141, 847-860.
- Montgomery, H., Pessagno, E.A., Lewis, J.F., Schellekens, J., 1994. Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics*, 13, 725-732.
- 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., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A., 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.
- Petterson, M.G., Neal, C.R., Mahoney, J.J., Kroenke, L.W., Saunders, A.D., Babbs, T., Duncan, R.A., Tolia, D., McGrail, B.A., 1997. Structure and deformation of north and central Malaita, Solomon Islands: tectonic Implications for the Ontong Java Plateau-Solomon Arc collision and for the fate of ocean plateaus. *Tectonophysics*, 283, 1-33.
- Petterson, M.G., Babbs, T., Neal, C.R., Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Duncan, R.A., Tolia, D., Magua, T., Qopotoa, C., Mahoa, H., Natogga, D., 1999. Geological-tectonic framework of Solomon Islands, SW Pacific: crustal accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Tectonophysics*, 301, 35-60.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., La Breque, J., Haxby, W., 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*, *Geol. Soc. Am.*, Boulder, Colorado, 404-432 pp.
- Pindell, J. L. (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution, *Tectonophysics*, 155, 121-138.
- Rosencrantz, E., Ross, M. I., Sclater, J.G., 1988. Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies. *J. Geophys. Research*, 93, 2141-2157.
- Russell, N., Kesler, S.E. 1991. Geology of the Maar-Diatreme Complex Hosting Precious Metal Mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. In P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 203-215.
- Saunders, A.D., Babbs, T., Norry, M.J., Petterson, M.G., McGrail, B.A., Mahoney, J.J., Neal, C.R., 1993. Depth of emplacement of oceanic plateau basaltic lavas, Ontong Java Plateau, Malaita, Solomon Islands. Implications for the formations of oceanic LIP's? (abstract). *Eos*, 74, 552.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Kerr, A.C., Kent, R.W., 1996. The formation and fate of large igneous provinces. *Lithos*, 37, 81-95.
- 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*. *Geol. Soc.*, 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. *J. Geophys. 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.
- Sinton, C.W., Sigurdsson, H., Duncan, R.A., 2000. Geochronology and petrology of the igneous basement at the Lower Nicaraguan Rise, Site 1001. In Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., Draper, G. (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 165, 233-236.
- Theyer, P., 1983. An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1438-1441.
- 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.