

El volcanismo basáltico de la Formación Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, SO de la República Dominicana: registro del magmatismo de pluma mantélica de la Provincia Ígnea Caribeña

J. Escuder-Viruete⁽¹⁾, M. Joubert⁽²⁾, M. Abad⁽³⁾, F. Pérez-Valera⁽⁴⁾, J. Gabites⁽⁵⁾ y A. Pérez-Estaún⁽⁶⁾

(1) Instituto Geológico y Minero de España, C. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. Spain.

j.escuder@igme.es

(2) BRGM. Av. C. Guillemin. 45060 Orléans. France.

m.joubert@brgm.fr

(3) Departamento de Geología. Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.

manuel.abad@uda.cl

(4) Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra-Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén, Spain.

fperez@ujaen.es

(5) Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research. University of British Columbia, 6339 Stores Road Vancouver, BC V6T-1Z4. Canada.

dweis@eos.ubc.ca

(6) Instituto Ciencias Tierra Jaime Almera-CSIC. Lluís Solé Sabarís s/n. 08028 Barcelona, Spain.

andres@ija.csic.es

RESUMEN

La Fm Dumisseau aflorante en la Sierra de Bahoruco ofrece la oportunidad de estudiar en tierra el magmatismo de pluma mantélica generador de la Provincia Ígnea Caribeña (CLIP) durante el Cretácico Superior. Consiste en una secuencia de unos 1.0-1.5 km de potencia compuesta principalmente por flujos basálticos y depósitos piroclásticos máficos, con depósitos sedimentarios volcanogénicos subordinados e intrusiones sin-volcánicas de sills y diques doleríticos. Todas las rocas volcánicas fueron emitidas o re-sedimentadas en condiciones marinas relativamente profundas, como atestiguan también las raras intercalaciones de chert y calizas pelágicas. En base al contenido en MgO, TiO₂ y de elementos traza incompatibles, en la Fm Dumisseau se identifican tres grupos geoquímicos: toleitas pobres en Ti; basaltos ricos en Ti o transicionales; y basaltos alcalinos ricos en Ti y en LREE. La modelización geoquímica indica una procedencia a partir de fundidos generados e incorporados a diferentes profundidades en el manto, lo cual es consistente con los procesos que tienen lugar durante el ascenso de una pluma mantélica bajo la corteza oceánica. Dos edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar de roca total indican la extrusión de magmas al menos en el intervalo 92-74 Ma (límite Turoniense-Coniacense a Maastrichtiense), resultando coetáneos con la formación del CLIP. Como consecuencia, la Fm Dumisseau constituye un fragmento emergido del CLIP, con el que debe tener continuidad a través de la Dorsal de Beata. Estas rocas aparecen discordantes bajo las facies carbonatadas con algas rojas del Eoceno medio-superior, constituyendo el basamento volcánico cretácico de la Sierra de Bahoruco.

Palabras clave: basaltos, Formación Dumisseau, magmatismo de pluma mantélica, Provincia Ígnea Caribeña.

The basaltic volcanism of the Dumisseau Formation in the Sierra de Bahoruco, SW Dominican Republic: a record of the mantle plume magmatism of the Caribbean Large Igneous Province

ABSTRACT

The Dumisseau Fm outcropping in the Sierra de Bahoruco offers the opportunity for studying on land the mantle plume magmatism generator of the Caribbean large igneous province (CLIP) during the Late Cretaceous. It consists of a sequence of about 1.0-1.5 km-thick mainly composed of mafic basaltic flows and pyroclastic deposits, with subordinated volcanogenic sedimentary deposits and syn-volcanic doleritic sills and dikes. All the volcanic rocks were erupted or re-sedimented in relatively deep-marine conditions, as evi-

denced by the rare interbedded chert and pelagic limestone. On the basis of the MgO, TiO₂ and incompatible trace elements contents three geochemical groups have been identified in the Dumisseau Fm: low-Ti tholeiites; high-Ti or transitional basalts; and high-Ti and LREE alkaline basalts. Geochemical modelling indicates a derivation from melts generated and incorporated at different depths in the mantle, which is consistent with the processes that take place during the rise of a mantle plume beneath the oceanic crust. Two ⁴⁰Ar/³⁹Ar whole-rock ages indicate the extrusion of magmas at least in the 92-74 Ma time interval (Turonian-Coniacian boundary to Maastrichtian), resulting coeval with the formation of the CLIP. As a result, the Dumisseau Fm is an emerged fragment of the CLIP, with which it must have continuity through the Beata Ridge. These rocks are unconformably overlain by carbonate red algae facies of the middle-upper Eocene, constituting the volcanic basement of the Sierra de Bahoruco.

Key words: basalts, Dumisseau Formation, mantle plume magmatism, Caribbean large igneous province.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

The Dumisseau Fm, which outcrops in the Sierra de Bahoruco, offers the opportunity for studying on land the mantle plume magmatism of the Caribbean large igneous province (CLIP) during the Late Cretaceous. It consists of a sequence of about 1.0-1.5 km-thick mainly composed of mafic basaltic flows and pyroclastic deposits, with subordinated volcanogenic sedimentary deposits and syn-volcanic doleritic sills and dikes. These rocks are unconformably overlain by carbonate algal facies of the middle-upper Eocene, constituting the volcanic basement of the Sierra de Bahoruco.

At the outcrop scale three groups of facies have been observed. The first consists of coherent basaltic flows, of massive or pillowed structure, with porphyritic, hialoclastic, aphanitic, glassy or vesicular (amygdalar) textures. The related doleritic intrusions are fluidal or isotropic, and exhibit intergranular to ophitic textures. The second consists of volcanic breccias, lithic tuffs, vitric tuffs and fine-grained tuffs graded and laminated, resulting from an explosive mafic magmatism. The third integrates re-sedimented volcanoclastic and epiclastic deposits, as polygenetic breccias and tractive and laminated deposits. All the volcanic rocks were erupted or re-sedimented in relatively deep-marine conditions, as evidenced by the rare interbedded chert and pelagic limestone.

All the facies appear to be hydrothermally altered to variable extents, and may become pervasive in some cases. Neoblastic minerals define pseudomorphic and poikiloblastic textures. They indicate sub-greenschist to low-T greenschist metamorphic facies conditions. A system of millimeter-centimeter veins and patches, filled with carbonates, zeolites and locally pectolite (Larimar) aggregates, is associated to the alteration. Two ⁴⁰Ar/³⁹Ar whole-rock ages indicate the extrusion of magmas at least in the 92-74 Ma time interval (Turonian-Coniacian boundary to Maastrichtian), resulting coeval with the formation of the CLIP. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar whole-rock age of ~53 Ma obtained in a doleritic dike that cuts the altered rocks indicates that the hydrothermal processes predate the base of the Eocene.

On the basis of the MgO, TiO₂ and incompatible trace elements contents three geochemical groups have been identified in the Dumisseau Fm: low-Ti tholeiites (group I); high-Ti or transitional basalts (group II); and high-Ti and LREE alkaline basalts (group III). Geochemical modelling of the mantle melting established that group I magmas are products of high rates of melting (20-30%) of spinel lherzolite, group II magmas result of moderate melting rates (8-15%) of a mixture of spinel and garnet lherzolite, and group III derive from low melting rates (<5%) of garnet lherzolite. These sources were not influenced by subduction processes. The varying proportions of melt generated and incorporated at different depths in the mantle to melting column is consistent with the processes that took place during the ascent of a heterogeneous mantle plume beneath the oceanic crust. The values of the Zr/Y and Nb/Y ratios also indicate a plume source for the basalts of the Dumisseau Fm. They also discriminate the addition of varying amounts of a recycled enriched component (HIMU-EM1-EM2) to a primordial mantle, as has been recognized in other contemporary CLIP units of Hispaniola and in other areas of the Caribbean Plate. As a result, the Dumisseau Fm in the Sierra de Bahoruco is an emerged fragment of the CLIP, with which it must have continuity through the Beata Ridge. Finally, a tectonomagmatic model is proposed, in which the enriched mantle domain influenced by the Caribbean plume flowed to the northeast, towards the back-arc region of the intra-oceanic Caribbean island-arc, as response to the rollback produced by the SW-directed subduction of the proto-Caribbean plate in the Late Cretaceous.

Introducción

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña (Fig. 1), la geología de la Isla de La Española resulta de la

convergencia oblicua dirigida al NE/ENE del arco isla intraoceánico Caribeño con el margen meridional de la placa de Norteamérica, que culminó con la colisión arco-continente iniciada en el Paleoceno-Eoceno infe-

rior (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991; Draper *et al.*, 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno medio-superior a Plioceno, las cuales postdatan la actividad magmática relacionada con subducción y registran la colisión en el margen septentrional de la isla, así como la propagación de la deformación en el margen meridional (Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; Escuder-Viruete *et al.*, 2011).

El área estudiada en este trabajo pertenece al dominio geológico de Hotte-Salle-Bahoruco de Lewis y Draper (1990) y Mann *et al.* (1991), que se extiende con dirección O-E desde Haití a la República Dominicana (Fig. 1). El dominio incluye morfológicamente el Massif de la Hotte, la Chaîne de la Serre, la Sierra de Bahoruco y el promontorio submarino meridional o Dorsal de Beata, estando limitado estructuralmente al norte por la denominada Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG). Las rocas más antiguas de este dominio se agrupan en la Fm Dumisseau (Fm, Formación) y consisten en basaltos con intercalaciones de rocas sedimentarias pelágicas (Maurrasse *et al.*, 1979; Maurrasse, 1981; Calmus, 1983; Bellon *et al.*, 1985), aflorantes en el núcleo de amplios anticlinales de dirección ONO-ESE a O-E. Maurrasse (1981) y Sen *et al.* (1988) interpretan este terreno como un fragmento emergido del plateau oceánico caribeño.

En este trabajo se presentan las relaciones de campo, petrografía y geocronología Ar-Ar, así como la composición de los elementos mayores y trazas de las rocas volcánicas basálticas de la Fm Dumisseau (FD) en la Sierra de Bahoruco. Estos datos constituyen en buena parte los resultados litoestratigráficos, petrológicos y geoquímicos obtenidos en el marco del Proyecto de cartografía geotemática de la República Dominicana, financiada por el Programa SYSMIN de la Unión Europea. Considerados en conjunto, estos datos permiten establecer la naturaleza de la fuente de los magmas, las condiciones de fusión en el manto y la historia magmática de la región, en el contexto de la construcción de la gran Provincia Ígnea Caribeña durante el Cretácico Superior. Combinados con los publicados para otras unidades contemporáneas relacionadas con el plateau Caribeño, los resultados obtenidos permiten discutir dos puntos principales: (1) el cambio de las fuentes mantélicas en el Cretácico Superior; y (2) el contexto tectónico original de formación de los basaltos. Finalmente, se propone un modelo tectonomagmático evolutivo para la Sierra de Bahoruco durante el Cretácico Superior (Coniacense-Campaniense).

Contexto geológico

La Provincia Ígnea Caribeña

La Provincia Ígnea Caribeña (o CLIP; *Caribbean large igneous province*) es el resultado de un periodo de actividad magmática extrema en el Cretácico Superior. Dicho magmatismo originó un plateau oceánico que subsecuentemente fue individualizado como la placa Caribeña (Kerr *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1998; Hauff *et al.*, 2000; Hoernle *et al.*, 2002). La parte sumergida del plateau en el Mar Caribe fue muestreada durante las perforaciones de los proyectos DSDP Leg 15 y ODP Leg 163 (Donnelly *et al.*, 1990). No obstante, secuencias emergidas del CLIP afloran en Jamaica, La Española, Puerto Rico, bordes costeros de Venezuela, Curaçao y las islas de Aruba, la costa Pacífica de América Central, y el occidente de Colombia y Ecuador (Lapierre *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2002; Hastie *et al.*, 2008). El CLIP incluye rocas volcánicas emitidas en tres grandes fases de diferente edad: 124-112 Ma (Lapierre *et al.*, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2007), 94-83 Ma (la aparentemente más voluminosa; Kerr *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1998; Hastie *et al.*, 2008) y 80-72 Ma (Révillon *et al.*, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2011). Estas fases han sido reconocidas por Hauff *et al.* (2000) y Hoernle *et al.* (2004) en Costa Rica y en otros plateaus oceánicos Cretácicos del Pacífico Occidental (p.e., Ontong Java; Kerr, 2003), donde el magmatismo de pluma tuvo lugar durante al menos 50 Ma con una tasa eruptiva muy variable. Las rocas más jóvenes del CLIP se encuentran en la República Dominicana (69 Ma; Escuder Viruete *et al.*, 2009, 2010) y en la Península Quepos de Costa Rica (63 Ma; Sinton *et al.*, 1998). Así, el magmatismo del CLIP parece tener lugar desde el Aptiense al Maastrichtiense, con un pico alrededor del Turoniense-Coniacense (92-88 Ma), en vez de un único evento muy voluminoso a ~90 Ma, como fue inicialmente postulado.

Para el plateau Caribeño se acepta un origen Pacífico (e.g., Pindell *et al.*, 2005; Bandini *et al.*, 2011; Buchs *et al.*, 2013), ya que fragmentos de corteza oceánica acrecionada a los márgenes de la región Caribeña, como en La Española y Puerto Rico, incluyen radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery *et al.*, 1994; Baumgartner *et al.*, 2008; Jolly *et al.*, 2008; Escuder-Viruete *et al.*, 2009; Sandoval *et al.*, 2015). La modelización de la evolución tectónica de las placas sugiere que el movimiento al este de la placa de Farallón en el Cretácico Superior-Paleógeno forzó el movimiento del CLIP hacia el dominio oceánico proto-Caribeño, el cual había sido abierto por divergencia entre América del

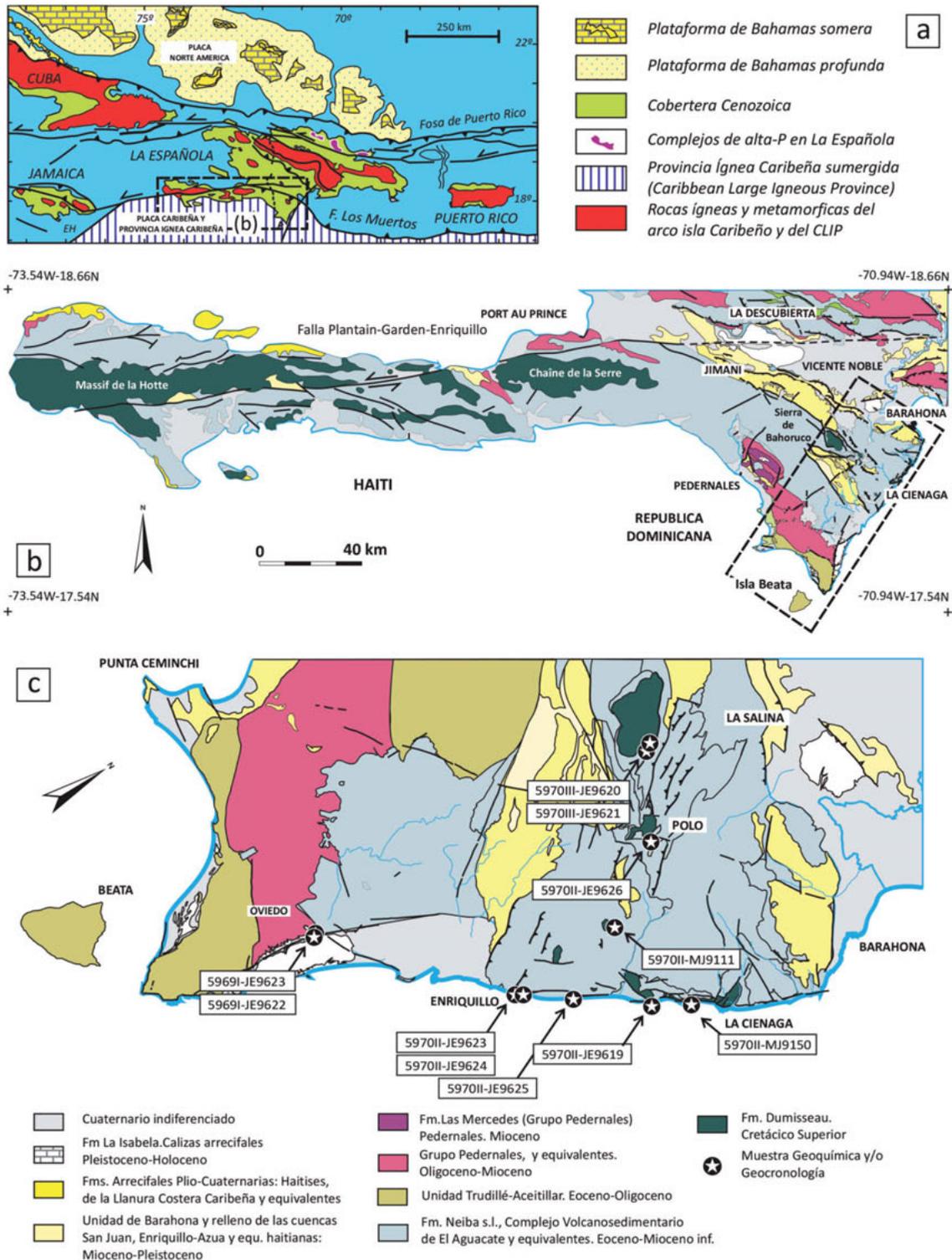


Figura 1. (a) Mapa del noreste de la Placa Caribeña mostrando la localización de las principales unidades geotectónicas. HE, Escarpe de Hess. (b) Mapa geológico simplificado del sur de La Española, incluyendo la Sierra de Bahoruco en la República Dominicana (modificado del Proyecto SYSMIN). La caja muestra la localización del área estudiada. (c) Mapa geológico esquemático de la Sierra de Bahoruco oriental mostrando la localización de las muestras recolectadas en la Fm Dumisseau.

Figure 1. (a) Map of the northeastern Caribbean plate margin showing the location of the main geotectonic units. DR, Dominican Republic; H, Haiti. (b) Simplified geological map of southern Hispaniola including the Sierra de Bahoruco in Dominican Republic (modified from SYSMIN Project). Box shows location of the studied area. (c) Schematic geological map of the eastern Sierra de Bahoruco showing location of samples collected in the Dumisseau Formation.

Norte y América del Sur desde el Jurásico (Mann, 1999; Pindell *et al.*, 2005, 2009). Sin embargo, el mecanismo de movimiento hacia el NE del plateau no es claro, especialmente con el inicio de la subducción en el arco de Costa Rica-Panamá hace unos 75 Ma (Campaniense Superior; Buchs *et al.*, 2010). Usando "puntos calientes" como marco de referencia fijo, Duncan y Hargraves (1984) sugieren que los magmas del CLIP se produjeron por la fusión parcial dentro de la cabeza de la pluma inicial del punto caliente de Galápagos. Sin embargo, Meschede (1998) plantea dudas de un origen del CLIP a partir de Galápagos, Hauff *et al.* (2000) establecen fuentes mantélicas para las rocas extrusivas que no se corresponden con la pluma de Galápagos, y Kerr y Tarney (2005) proponen que el plateau Caribeño resulta de la acreción de dos diferentes plateaus de edad Cretácico superior, relacionados con dos puntos calientes independientes.

La secuencia de eventos de fusión asociados con una pluma (o plumas) mantélica que ocurrió bajo la placa Caribeña no está establecida, porque la estratigrafía volcánica del CLIP no es bien conocida. La superficie más alta del CLIP ha sido identificada sísmicamente como la discontinuidad B, la cual se interpreta como el límite superior de las lavas del plateau bajo el reflector A de rocas sedimentarias del Eoceno (Mauffret y Leroy, 1997). La discontinuidad ha sido perforada en cinco localidades en la cuenca Caribeña: DSDP sites 146, 150, 151 y 152, y ODP Site 1001. En los sitios 152 y 1001 (separados unos ~40 km) se atravesó un delgado sill de basaltos, pero el basamento no fue realmente alcanzado. La similitud composicional de los basaltos de ambos sitios dio lugar a la interpretación de que constituyen parte del mismo horizonte (Sinton *et al.*, 1998). El sill de basaltos perforado en el sitio 152 intruye sedimentos Campanienses (83-70 Ma) y los datos ^{40}Ar - ^{39}Ar de los basaltos del sitio 1001 proporcionan edades de ~81 Ma (Sinton *et al.*, 2000). Estos basaltos son por lo tanto más jóvenes que la fase principal de construcción del plateau (i.e., ~90 Ma), así como parecen ser parte de un horizonte sísmico distinto (Mauffret *et al.*, 2000), que registra el *rifting* de la corteza Caribeña en un estadio tardío después de la formación del plateau "principal" (Sinton *et al.*, 1998). Las muestras recuperadas por submergible de un alto topográfico centro-septentrional de la cuenca Caribeña, denominado Dorsal de Beata, indican que esta estructura está formada principalmente por gabros, doleritas y raros basaltos almohadillados (Révillon *et al.*, 2000), con una signatura geoquímica muy similar a la de los basaltos de otros puntos del CLIP. La mayoría de las muestras poseen edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de entre 80 y 75 Ma, las cuales son consistentes con las edades previas dentro de la provincia, pero

otras son muy jóvenes, de unos 55 Ma. Siguiendo Révillon *et al.* (2000), el punto caliente de "Galapagos" fue probablemente responsable del principal evento magmático de ~90 Ma, mientras que los episodios de 76 Ma y 55 Ma estarían relacionados con un adelgazamiento litosférico en el área central del Caribe (Mauffret *et al.*, 2000). Por otro lado, aunque el CLIP comprende una amplia diversidad de composiciones de magmas basálticos, la gran mayoría de las lavas presentan una signatura empobrecida con valores de ϵ_{Nd} que gradúan entre +8,5 y +6,0, con un patrón normalizado respecto a la condrita plano o ligeramente enriquecido en las tierras raras ligeras (LREE; Sinton *et al.*, 1998; Hauff *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 2000; Révillon *et al.*, 2000; Kerr, 2003; Thompson *et al.*, 2004; Jolly *et al.*, 2007; Escuder-Viruete *et al.*, 2008, 2009 y 2011).

Afloramientos del CLIP en La Española

En La Española, las unidades basálticas con afinidades de plateau oceánico incluyen la Fm Dumisseau del sur de Haití (Sen *et al.*, 1988), las unidades litoestratigráficas equivalentes en la Sierra de Batoruco en el sur de la República Dominicana (este trabajo), los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte (Escuder-Viruete *et al.*, 2011), las Formaciones Siete Cabezas y Peña Blanca (Donnelly *et al.*, 1990; Sinton *et al.*, 1998; Escuder-Viruete *et al.*, 2008), y el Complejo Duarte en la Cordillera Central (Lewis *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1997, 2000; Lewis *et al.*, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2007, 2008 y 2010).

En la Chaîne de la Serre (Haití), la Fm Dumisseau consiste de basaltos masivos y almohadillados con picritas subordinadas, intercalados con calizas pelágicas, turbiditas volcanogénicas y biogénicas, cherts y lutitas (Maurrasse *et al.*, 1979). Estos autores distinguen dos tramos de basaltos inferiores y superiores en la Formación. Los que los fósiles presentes en los sedimentos intercalados indican una edad Cretácico Inferior a Santoniense para los basaltos inferiores y Campaniense superior para los superiores. Sinton *et al.* (1998) obtiene edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de 88.7 ± 1.5 y 92.0 ± 4.8 Ma para los basaltos inferiores. Una edad más joven para los basaltos superiores está confirmada por la edad K-Ar de 75.0 ± 1.5 Ma proporcionada por un sill intrusivo tardío (Sen *et al.*, 1988). La Fm Dumisseau está estratigráficamente superpuesta por calizas de edad Campaniense superior a Maastrichtiense. Maurrasse *et al.* (1979) describen una discordancia erosiva que trunca a los basaltos y sedimentos de la Fm Dumisseau y marca el fin del volcanismo basáltico en la Chaîne de la Serre. La

superficie de discordancia está definida por un conglomerado basal y areniscas de edad Maastrichtense inferior a medio, aunque en otras áreas del macizo la sedimentación es carbonatada y se prolonga hasta el límite Cretácico-Terciario. En el Massif de la Hotte se observa una relación estratigráfica similar, en la que sobre calizas pelágicas, cherts y basaltos de la Fm Macaya, se depositan discordantes conglomerados de edad Paleoceno inferior (Calmus, 1983). Los basaltos han proporcionado edades K-Ar entre el Maastrichtense y el Paleoceno. Los basaltos de la Sierra de Bahoruco aparecen igualmente en discordancia angular bajo carbonatos de edad Paleoceno-Eoceno y han proporcionado edades K-Ar de edad Maastrichtense (van den Berghe, 1983). En síntesis, el fin del magmatismo basáltico en toda el área de Hotte-Selle finaliza antes del Paleoceno.

En la Cordillera Central, la Fm Siete Cabezas se superpone discordante al Complejo Duarte (Escuder-Viruete *et al.*, 2008). Está compuesta por basaltos masivos y almohadillados afíricos, con brechas piroclásticas subordinadas, tobas vítreas y cherts, intruidas por diques doleríticos (de Lepinay, 1987). Los radiolarios incluidos en los sedimentos han proporcionado una edad Campaniense medio a Maastrichtense (Montgomery y Pessagno, 1999). Sandoval *et al.* (2015) han proporcionado recientemente una edad post-Coniacense para la Fm Siete Cabezas. Sinton *et al.* (1998) obtiene edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de roca total (69.0 ± 0.7 Ma) y de plagioclasa (68.5 ± 0.5 Ma). Estas edades y las características geoquímicas de las lavas (basaltos toleíticos con un patrón de REE plano) ha permitido atribuir esta unidad al CLIP (Lewis *et al.*, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2008).

La Fm Pelona-Pico Duarte está compuesta por una monótona y potente (1.5-3 km) secuencia de basaltos masivos y vesiculares, de composición toleítica, transicional y alcalina. Geoquímicamente son basaltos ricos en TiO_2 y Nb, con un fuerte enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE (Escuder Viruete *et al.*, 2011), los cuales presentan un muy restringido rango de valores de $(\epsilon_{\text{Nd}})_i$ entre +5.0 y +5.9 (donde $i=70$ Ma). Estas características composicionales e isotópicas son similares a los basaltos más enriquecidos del CLIP (Kerr *et al.*, 1997, 2002), particularmente a los basaltos sondeados en el sitio 152 y a los dragados en la Dorsal de Beata. Las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenidas de 68.4 ± 0.75 Ma para un flujo basáltico y de 79.4 ± 1.0 Ma para un dique intrusivo en el Grupo Tireo de similar geoquímica, sugieren un intervalo Campaniense medio a Maastrichtense para el magmatismo (Escuder Viruete *et al.*, 2011). Por lo tanto, la unidad registra el evento magmático de pluma más tardío en el CLIP. Los basaltos son interpretados como fundidos

parciales de una fuente profunda enriquecida, relacionada con una pluma mantélica, la cual no ha sido contaminada por procesos de subducción.

El Complejo Duarte comprende una potente secuencia (~3 km) de rocas meta-volcánicas máficas y ultramáficas, heterogéneamente deformadas y metamorfizadas, e intruidas por batolitos relacionados con el magmatismo de arco de edad Cretácico Superior (91-83 Ma; Escuder-Viruete *et al.*, 2007a, 2008). El Complejo incluye metapicritas porfídicas con clinopiroxeno y metabasaltos ricos en Mg, geoquímicamente relacionados con magmas generados por una pluma, similares a las lavas más enriquecidas del CLIP (Lapierre *et al.*, 1997, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2007). Las anfibolitas foliadas del Complejo Duarte han proporcionado edades ^{40}Ar - ^{39}Ar plateau en hornblenda de 93.9 ± 1.4 y 95.8 ± 1.9 Ma (Cenomaniense) que demuestran una edad más antigua para los protolitos, probablemente Albiense (>96 Ma). Por lo tanto, el Complejo Duarte registra una fase de construcción del CLIP de edad Cretácico Inferior en La Española (Escuder-Viruete *et al.*, 2007).

La Formación Dumisseau en la Sierra de Bahoruco

Características macroscópicas de la unidad

Los afloramientos de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco se localizan en el núcleo de anticlinales de dirección NO-SE y escala kilométrica, generalmente ocupando zonas topográficamente deprimidas, y en el sector costero de la Hoja de La Ciénaga, particularmente en la Playa de los Ángeles, en el que una gran zona de falla de dirección NNE-SSO hunde el bloque oriental bajo el Mar Caribe (Llinás, 1972; De León, 1989; Abad *et al.*, 2010; Joubert, 2010; Pérez-Valera, 2010). Estas áreas suelen definir anomalías positivas en el mapa de campo magnético total, debido al fuerte magnetismo de los basaltos. La Fm Dumisseau consiste en una secuencia de unos 1.0-1.5 km de potencia, compuesta principalmente por flujos basálticos y depósitos piroclásticos máficos, con subordinados depósitos sedimentarios volcanogénicos e intrusiones sin-volcánicas de sills y diques doleríticos.

En base al mecanismo eruptivo se han distinguido tres tipos de facies volcánicas en la Fm Dumisseau (Escuder-Viruete, 2010): (1) flujos basálticos y autobrechas monogénicas resultado de la efusión de magmas; (2) brechas y tobas esencialmente máficas producto de un magmatismo explosivo submarino; y (3) brechas de clastos poligenéticos resedimentados y depósitos epiclásticos. Los flujos de lavas basálticas

son coherentes, de estructura masiva o almohadilla y coloraciones de gris-azuladas a pardas cuando aparecen frescas. Presentan texturas variadas, como hialoclásticas, porfídicas, microporfídicas, afaníticas, vítreas, vesiculares y muy vesiculares. En las zonas centrales de los flujos lávicos o lóbulos (<10 m potencia) pueden aparecer facies doleríticas y en las marginales facies más afaníticas, vítreas y vesiculares, con niveles hialoclásticos asociados. Las doleritas forman también diques sin-magmáticos de estructura masiva o fluidal, y textura intergranular u ofítica, siendo posiblemente de alimentación magmática. Las facies vesiculares presentan vacuolas (amigdalas) generalmente rellenas de cuarzo, calcita o zeolitas. Entre los depósitos piroclásticos máficos se distinguen brechas y tobas líticas, tobas vítreas y tobas finas gradadas y laminadas. Los depósitos volcanoclásticos sin-magmáticos resedimentados y epiclásticos están constituidos por brechas de clastos centimétricos poligenéticos y depósitos de grano fino laminados y con estructuras tractivas.

Todas las rocas volcánicas fueron emitidas, fragmentadas o resedimentadas en condiciones submarinas relativamente profundas. No obstante, ciertas estructuras tractivas observadas localmente sugieren condiciones más someras. No se han encontrado evidencias de erupciones subaéreas. Resulta característica la escasez de sedimentos marinos pelágicos, consistentes en raros lentejones de chert y de calizas pelágicas, así como la total ausencia de rocas volcánicas félsicas. Estos materiales se disponen discordantes bajo las facies carbonatadas marinas con algas rojas del Eoceno medio-superior (Pérez-Valera y Abad, 2010), constituyendo el basamento volcánico Cretácico de la Sierra de Bahoruco.

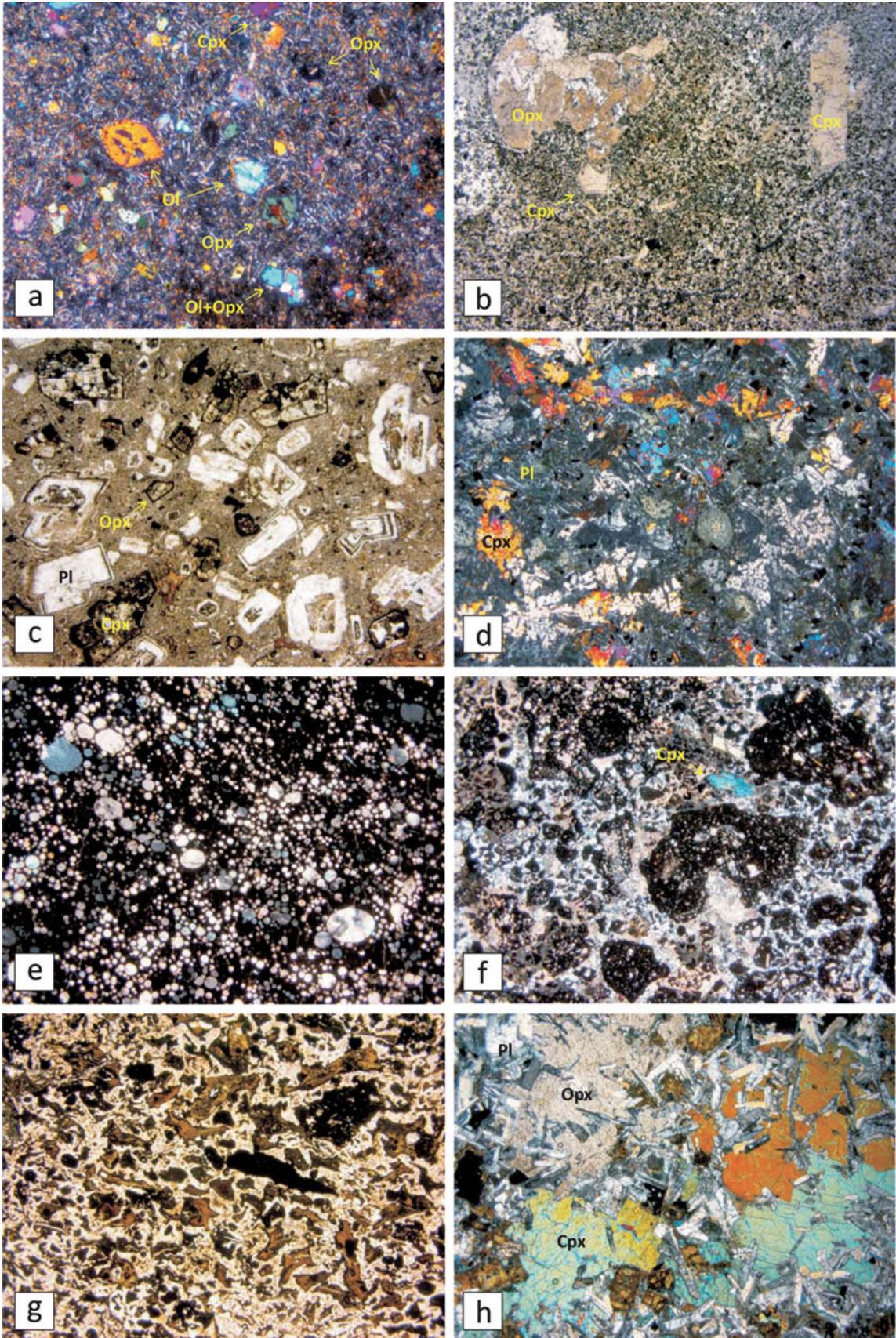
Descripción microscópica de las muestras

Al microscopio, los principales tipos petrográficos observados en las lavas (Fig. 2 y 3) son: basaltos con olivino (Ol) microporfídicos, basaltos porfídicos con orto (Opx) y clinopiroxeno (Cpx), vesiculares; basaltos porfídicos y microporfídicos con Cpx y plagioclasa (Pl), vesiculares y afaníticos, con alteración hidrotermal; basaltos andesíticos porfídicos con Pl, variablemente vesiculares y alterados; y basaltos afaníticos, en ocasiones fluidales y alterados. En las facies intrusivas sub-volcánicas se distinguen doleritas con Opx y Cpx; doleritas y microgabros con Cpx y Pl; y ferrodoleritas. En las facies autoclásticas y fragmentarias se han observado brechas y microbrechas basálticas líticas mono y poligenéticas y tobas vítreas de grano grueso. No se han observado fábricas defor-

mativas. La descripción detallada de estos tipos petrográficos puede encontrarse en Escuder-Viruete (2010).

Los basaltos olivínicos poseen una textura microporfídica de mesostasia intersectorial a subofítica. Los microprismas de Ol (<10%) son bipiramidales o esqueléticos, destacándose de una matriz formada por un agregado de Pl, Opx y Cpx. Los basaltos con Opx y Cpx constituyen una litología abundante en la Fm Dumisseau. Presentan texturas variadas, tanto porfídicas como microporfídicas y afaníticas, variablemente vesiculares. En las facies porfídicas, los piroxenos son idiomorfos y presentan tamaños milimétricos. La abundancia modal de Px en algunas muestras sugiere que se trata de fases cumulado. El Cpx es augita titanada. La matriz incluye también microfenoblastos de Pl, Ol, espinela Fe-Ti, ilmenita (Ilm) y opacos. En los basaltos con Cpx y Pl la concentración de vesículas en horizontes define el bandeo de flujo. Se caracterizan por la presencia de fenocristales (<20% modal) de 1-2 mm de tamaño de Pl que define texturas fluidales, traquíticas y ofíticas. Otras texturas observadas son holocristalinas de grano fino-medio y variolíticas (por enfriamiento rápido en las lavas almohadilladas). Los basaltos andesíticos son de textura porfídica con fenocristales de Pl milimétricos (<1 cm longitud), individualizados en una mesostasia con microprismas seriados del mismo mineral, pudiendo ser bastante abundantes (<45%). Los basaltos y basaltos andesíticos afaníticos son vesiculares y presentan comúnmente estructuras fluidales. Están compuestos por microfenocristales submilimétricos de Pl (0-15%), sobre una matriz micro y criptocristalina compuesta por Pl, Cpx y granos de Ilm/magnetita (Mag). En las facies amigdalares, las vesículas son de 0.5-10 mm de diámetro, y están rellenas de calcita (Cal), cuarzo, clorita, pumpeilita, albita, prenhita, epidota amarilla y material microcristalino, formando tanto rellenos zonados drúsicos, como de parches y grietas.

Al microscopio, las doleritas con Opx y Cpx están compuestas por un fino armazón de micro-fenocristales o tabletas de Pl, sobre el que crecen grandes Cpx poiquilíticos, ocupando los huecos el Opx y la Mag esquelética. Las doleritas y microgabros con Pl y Cpx presentan grano medio a grueso (<1 mm hasta 4 mm) y texturas porfídicas tendentes a fluidales. La Pl forma grandes prismas idio- y subidiomorfos intercrecidos, que alojan a pequeños prismas aciculares de Opx y Cpx, resultando más tardíos en la secuencia de cristalización. Las ferrodoleritas son rocas de textura intergranular a dolerítica de grano fino, tendente en ocasiones a microporfídica. Están compuestas por un entramado de microfenocristales de Pl y agrega-



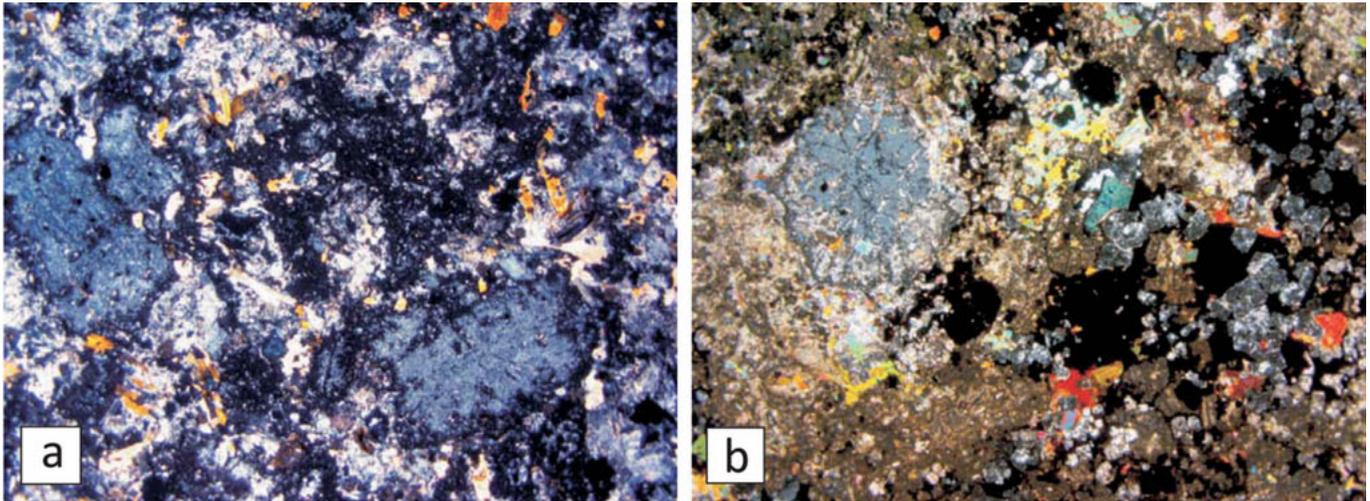


Figura 3. Microfotografías mostrando las características de las rocas volcánicas pervasivamente alteradas de la Fm Dumisseau. (a) Microgabro con alteración hidrotermal. Notar las plagioclasas elongadas variablemente pseudomorfizadas por albita en una matriz recristalizada compuesta por albita, sericita, clorita y epidota rica en Fe, LP. (b) Basalto con plagioclasa porfídico afectado por la alteración hidrotermal. Notar la neoformación de mica marrón, mica blanca, clorita y albita, LP.

Figure 3. Photomicrographs showing features of the pervasively altered volcanic rocks of the Dumisseau Fm. (a) Microgabbro with hydrothermal alteration. Note elongated plagioclases variably pseudomorphized by albite in a re-crystallized matrix of albite, sericite, chlorite and Fe-rich epidote, LP. (b) Plagioclase phyrlic basalt affected by the hydrothermal alteration. Note the neoformation of brown mica, white mica, chlorite and albite, LP.

dos de Cpx, que generalmente ocupan los huecos, junto con el Ol y el Opx accesorios, así como abundantes granos dispersos de Mag esquelética.

Las brechas (<15 cm) y microbrechas (<2 cm) monogenéticas poseen tonos pardo-rojizos oscuros por alteración tardía, y son marcadamente heterogranulares, con clastos angulosos y subangulosos de similar naturaleza lítica basáltica, cementados por cuarzo y Cal. Estos materiales no presentan una organización interna, empaquetamiento de los clastos o selección por tamaños, resultando de la autobrechificación del magma parcialmente solidificado durante el avance de las coladas. Las brechas y microbrechas poligenéticas están compuestas por clastos subangulosos de naturaleza lítica basáltica (>65%), fragmentos de cristales de Px y Pl, así como sus pseudomorfos (<15%), y de vidrio silicificado/palagonitiza-

do/opaquizado (<20%), en una poco abundante matriz (<5%) de micro- a criptocristalina, cementada por sílice y Cal. Los fragmentos líticos son de texturas microporfídicas, porfídicas fluidales, afaníticas y doleríticas.

Los depósitos de tobas son de tonos pardo-marrones a verdosos, estando constituidas por fragmentos angulosos y subangulosos de tamaño de grano grueso homogéneo. Se trata de depósitos fragmentarios, compuestos por vidrio y escoria de composición basáltica, en los que se superponen procesos de alteración/tinción roja superficial y de cementación de calcita tardía. Al microscopio, los fragmentos son a menudo casi exclusivamente de naturaleza escoriácea (>90%), conteniendo espículas en "Y" y puntos triples, a menudo aplastadas y deformadas, sugiriendo una deposición aún caliente. En algunos casos, las

Figura 2. Microfotografías mostrando las características de las rocas volcánicas de la Fm Dumisseau. (a) Basaltos olivínicos microporfídicos, LP. (b) Basaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno. Notar macla reloj arena en el fenocristal de titano-augita, LP. (c) Basaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno, LN. (d) Basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa afaníticos, LP. (e) Basaltos andesíticos vesiculares y alterados, LP. (f) Brecha y microbrecha basáltica lítica poligenética, LN. (g) Tobas vítreas de grano grueso, LN. (h) Doleritas con orto y clinopiroxeno, LP.

Figure 2. Photomicrographs showing features of the volcanic rocks of the Dumisseau Fm. (a) Olivine micro-phyric basalt, LP. (b) Elongated orthopyroxene (Opx) and clinopyroxene (Cpx) phyrlic basalt. Note twinning in the titano-augite phenocryst, LP. (c) Orthopyroxene (Opx) and clinopyroxene (Cpx) phyrlic basalt, LN. (d) Clinopyroxene and plagioclase afanitic basalt, LP. (e) Vesicular and altered andesitic basalt, LP. (f) Polygenetic, lithic and basaltic breccia and microbreccia, LN; (g) coarse-grained vitric tuff, LN; and (h) Orthopyroxene (Opx) and clinopyroxene (Cpx) bearing dolerite, LP.

espículas están elongadas paralelamente definiendo una grosera laminación. Incluyen escasos fragmentos de Cpx y pseudomorfos de Pl (<5%). Los cementos son de cuarzo microcristalino, frecuentemente deformado, y en una etapa posterior de Cal esparítica de textura drúsica y en grandes placas. Acompañando al cemento de Cal, aparece también clorita y sericita. La calcita también rellena microfracturas tardías.

Alteraciones tardi- y post-magmáticas

Tanto las facies lávicas como las piroclásticas e intrusivas sin-magmáticas aparecen afectadas en grado variable por una alteración hidrotermal, que suele estar acompañada por reemplazamientos minerales y llegar a ser pervasiva. Se han observado dos tipos de alteraciones tardi- y post-magmáticas en las rocas volcánicas, que macroscópicamente dan lugar a coloraciones en las rocas verdes y rojas características. Al microscopio (Fig. 3), la alteración post-magmática y supergénica (roja) se superpone espacialmente a la alteración hidrotermal de tardi- a post-magmática (verde). La alteración hidrotermal produce una variable sericitización de la Pl, la cloritización y epidotización de los Px, procesos de silicificación y carbonatación. Se ha observado la neoformación variable de prehnita, pumpellita, albita, clorita, mica marrón, mica blanca sericitica, calcita, epidota amarilla y óxidos de Fe. Estos minerales secundarios presentan texturas pseudomórficas y poiquiloblásticas, indicando condiciones metamórficas de la facies de las zeolitas, prehnita-pumpellita y esquistos verdes de baja temperatura. La alteración hidrotermal suele estar asociada a la formación de un retículo de venas y parches de espesor milimétrico/centimétrico, rellenas por un agregado de tonos blanco-azulados compuesto por carbonatos, zeolitas y pectolita (Iarimar). En los afloramientos de la Hoja de Enriquillo se ha observado un predominio de facies de brechas, microbrechas y tobas líticas, igualmente afectadas por la alteración hidrotermal. La alteración supergénica se caracteriza por la tinción de las rocas por óxidos de Fe

Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Resultados analíticos

Se seleccionaron tres muestras para el análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Fig. 4) con el objetivo de obtener las edades de enfriamiento después de la extrusión de las lavas de la Fm Dumisseau. La metodología seguida en los

experimentos de calentamiento incremental está descrita en Escuder-Viruete *et al.* (2011). Las edades se expresan con un nivel de incertidumbre de 2σ . La muestra 5970IIMJ9111 consiste en un basalto porfídi-

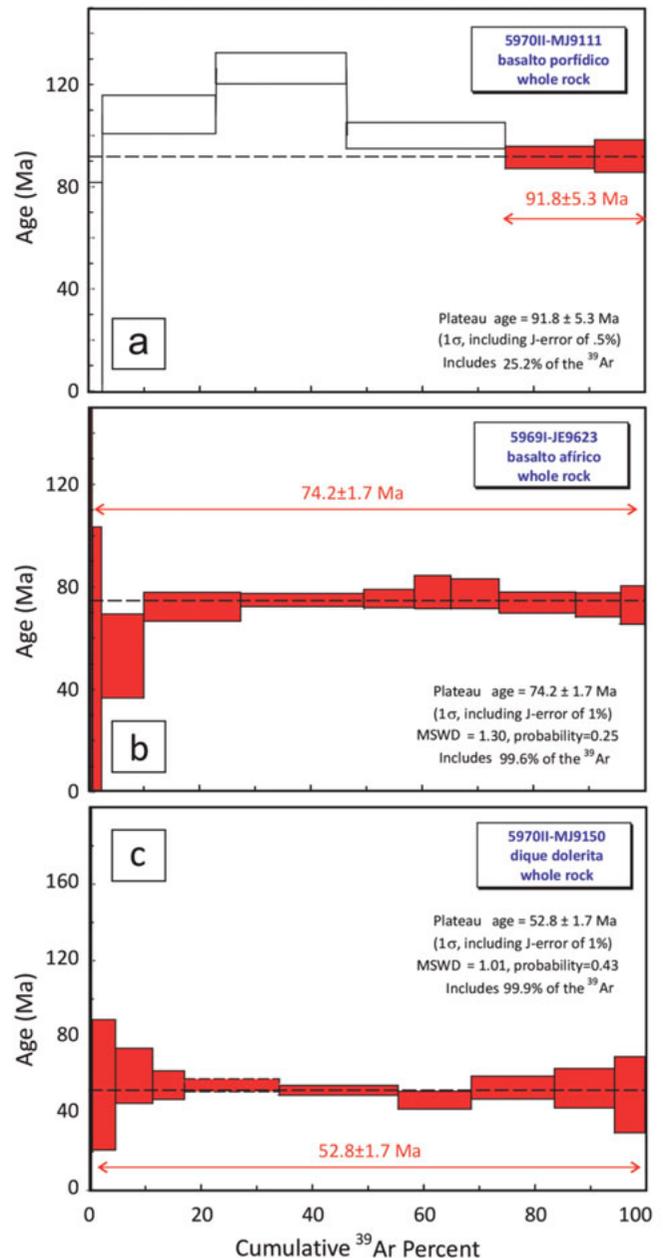


Figura 4. Espectro $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de roca total en muestras de la Fm Dumisseau y diques relacionados en la Sierra de Bahoruco. Las edades plateau fueron calculadas siguiendo técnicas descritas en el Escuder-Viruete *et al.* (2011). Los saltos que definen plateau están rellenos y los desestimados en blanco. Ver texto para su discusión. **Figure 4.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum of whole rock in samples from Dumisseau Fm and related dikes in the Sierra de Bahoruco. The plateau ages were calculated following techniques described in Escuder-Viruete *et al.* (2011). The steps which define the plateau are filled in and the rejected ones are in white. See text for discussion.

X (UTM)	-71,285035	-71,285035	-71,28515167	-71,13887833	-71,137842	-71,129785	-71,136292	-71,09509	-71,115638	-71,231315	-71,13887833	-71,231315	-71,22829	-71,219464
Y (UTM)	18,09751833	18,09751833	18,09794667	18,02024833	18,120029	18,03388333	18,03053	18,083277	18,054344	17,96145	18,02024833	17,96145	17,96210333	18,019455
Hoja	Polo	Polo	Polo	La Ciénaga	La Ciénaga	La Ciénaga	La Ciénaga	La Ciénaga	La Ciénaga	Enriquillo	La Ciénaga	Enriquillo	Enriquillo	La Ciénaga
Número	5970III	5970III	5970III	5970II	5970II	5970II	5970II	5970II	5970II	5969I	5970II	5969I	5969I	5970II
Tipos	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	3	3	3
Muestra	JE9621A	JE9621B	JE9620	JE9624	MJ9177	JE9625	MJ9142	MJ9027	MJ9150	MJ9623	JE9624D	MJ9623D	JE9622	MJ9111
SiO ₂	47,21	46,60	46,13	39,71	47,06	46,54	47,79	47,97	48,21	48,65	48,20	35,62	35,07	38,30
TiO ₂	1,26	1,31	0,93	0,90	1,14	1,53	2,14	1,97	2,13	2,65	2,63	2,67	2,53	2,95
Al ₂ O ₃	14,23	13,70	14,97	9,59	13,83	13,98	13,37	13,16	13,79	13,65	13,41	11,04	11,54	14,01
Fe ₂ O ₃	11,49	11,71	9,96	10,86	14,03	14,09	12,04	11,99	11,98	12,28	12,35	12,41	11,57	12,52
MgO	8,26	8,56	9,74	10,12	7,07	6,83	7,68	7,49	8,01	7,02	6,76	5,22	6,42	5,51
CaO	11,49	9,39	11,62	21,70	9,57	11,16	9,17	10,38	11,17	8,04	8,11	20,11	14,80	13,85
Na ₂ O	2,39	3,84	1,97	0,46	3,35	2,89	3,79	3,05	2,23	3,35	4,05	4,64	5,75	5,59
K ₂ O	0,38	0,17	0,12	0,01	1,04	0,25	0,02	0,21	0,65	0,63	0,85	2,26	1,09	0,53
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,06	0,58	0,09	0,13	0,19	0,14	0,16	0,23	0,21	0,08	1,04	0,74
MnO	0,20	0,19	0,16	0,20	0,22	0,23	0,18	0,17	0,17	0,19	0,20	0,26	0,23	0,25
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,06	0,03	0,01	0,02	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01
LOI	2,70	4,20	4,00	5,60	2,30	2,10	3,30	3,10	1,10	3,00	2,90	5,10	9,50	5,30
SUM	99,77	99,77	99,76	99,72	99,73	99,75	99,74	99,72	99,70	99,73	99,72	99,43	99,59	99,55
Mg# ^a	59	59	66	65	50	49	56	55	57	53	52	45	52	47
Cr	280,5	260,0	376,3	225,8	95,8	136,8	301,0	376,3	335,2	239,4	239,4	6,8	27,4	34,2
Co	45,5	43,8	46,5	48,0	49,5	51,4	44,1	43,2	45,5	38,6	39,1	34,5	40,0	45,9
Ni	57,4	70,2	121,3	99,9	27,5	26,4	57,6	74,2	41,3	55,7	43,0	8,0	17,8	25,7
V	314	312	232	238	342	389	345	330	345	360	362	234	163	341
Rb	2,3	3,0	1,5	0,3	30,4	4,3	0,9	8,4	7,9	13,2	19,5	46,1	29,4	32,1
Ba	35	21	24	11	319	73	14	56	108	104	122	542	665	539
Th	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	0,7	0,9	0,9	1,1	1,9	1,1	11,3	5,4	13,9
U	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	2,1	0,9	2,7
Nb	4,0	4,0	3,5	13,5	2,8	8,4	15,3	14,2	14,4	18,1	17,8	96,7	89,1	162,1
Ta	0,6	0,8	0,4	1,1	0,8	0,6	1,2	2,2	1,5	1,4	1,2	6,8	3,9	9,8
La	3,4	3,2	3,1	5,1	2,9	5,1	11,8	10,5	10,1	13,8	13,5	121,0	57,2	118,7
Ce	8,9	8,6	7,7	8,0	7,6	11,4	27,4	24,3	23,2	32,4	31,8	201,2	101,1	218,6
Pb	0,3	0,6	0,2	4,0	0,4	0,4	0,6	1,4	1,0	0,9	0,6	7,3	2,9	6,6
Pr	1,49	1,41	1,23	1,17	1,24	1,73	3,86	3,57	3,54	4,61	4,69	20,72	11,50	23,42
Sr	187,4	78,3	141,8	188,7	223,9	133,0	84,3	245,3	346,6	386,2	373,7	2461,3	797,3	898,4
Nd	7,8	7,2	5,9	6,0	6,9	9,6	18,6	16,7	17,2	23,5	21,0	70,3	42,8	81,7
Sm	2,50	2,38	1,94	1,43	2,18	3,34	4,49	3,81	3,90	5,11	4,90	9,61	5,97	10,43
Zr	57,2	56,0	45,0	31,1	55,5	78,8	122,5	109,9	107,7	148,6	148,0	48,4	135,7	170,9
Hf	1,70	1,60	1,40	0,90	1,50	2,00	4,20	3,50	3,10	4,00	4,20	1,60	3,80	3,40
Eu	0,91	0,90	0,74	0,62	0,92	1,26	1,54	1,43	1,44	1,77	1,76	2,52	1,95	3,03
Gd	3,10	2,98	2,46	2,03	3,46	4,76	4,51	4,31	4,20	5,45	5,45	7,10	5,64	7,70
Tb	0,61	0,58	0,48	0,36	0,70	0,98	0,82	0,75	0,74	0,94	0,95	0,94	0,87	1,13
Dy	3,74	3,61	2,97	2,27	4,33	6,79	4,10	4,12	4,36	5,07	5,11	4,73	4,53	5,43
Y	21,0	20,5	16,1	12,1	26,2	37,0	22,3	21,9	21,2	25,5	25,5	21,2	20,8	24,4
Ho	0,78	0,76	0,63	0,44	0,98	1,31	0,84	0,76	0,76	0,89	0,95	0,84	0,76	0,83
Er	2,31	2,17	1,79	1,22	3,11	4,15	2,30	2,33	2,30	2,70	2,52	2,12	2,16	2,41
Tm	0,34	0,34	0,26	0,20	0,45	0,62	0,32	0,31	0,30	0,35	0,34	0,28	0,30	0,31
Yb	2,22	2,13	1,80	1,24	2,91	3,90	1,89	1,79	1,81	2,23	2,12	1,47	1,66	1,78
Lu	0,31	0,31	0,26	0,16	0,47	0,61	0,31	0,31	0,29	0,33	0,32	0,19	0,26	0,28
(La/Nd)N	0,86	0,88	1,04	1,68	0,83	1,05	1,25	1,24	1,16	1,16	1,27	3,39	2,63	2,86
(Sm/Yb)N	1,25	1,24	1,20	1,28	0,83	0,95	2,64	2,36	2,39	2,54	2,57	7,26	3,99	6,51
(La/Yb)N	1,10	1,08	1,24	2,95	0,72	0,94	4,48	4,21	4,00	4,44	4,57	59,07	24,73	47,85

Major elements in wt.% trace elements in ppm.

^aMg# = 100 * mol MgO/ mol (FeO + MgO) for Fe₂O₃/FeO = 0.2. Total Fe as Fe₂O₃.

Grupos: 1, bajo-Ti 2, alto-Ti, 3, alto-Ti y LREE

Muestra Clasificación

JE9621A BASALTO ALMOHADILLADO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO

JE9621B BASALTO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO OFÍTICO

JE9620 DOLERITA CON ORTO Y CLINOPIROXENO

JE9624 MICROGABRO CLINOPIROXENO Y PLAGIOCLASA, ALTERADO

MJ9177 DOLERITA CON ORTO Y CLINOPIROXENO

JE9625 DOLERITA CON CLINOPIROXENO Y PLAGIOCLASA

MJ9142 BASALTO MICROPORFÍDICO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO, VESICULAR

MJ9027 BASALTO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO, ALTERADO

MJ9150 FERRO-DOLERITA

MJ9623 Basaltos afíricos

JE9624D BASALTO AFANÍTICO CON CLINOPIROXENO y PLAGIOCLASA

MJ9623D BASALTO PORFÍDICO CON PLAGIOCLASA, HIDROTHERMALIZADO

JE9622 BASALTO CON PLAGIOCLASA, ALTERADO

MJ9111 BASALTO PORFÍDICO CON CLINO Y ORTOPIROXENO

Tabla 1. Composiciones de elementos mayores y trazas de las muestras estudiadas de la Fm Dumisseau

co alcalino muestreado en el sector de La Ciénaga. Para un total de 6 incrementos (1-6) se obtiene una edad de 106 ± 35 Ma para la roca total con el método de la isocrona inversa, con una intersección $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 281 Ma, que es próxima a la atmosférica (295.5). Sin embargo, no se ha obtenido una edad plateau aceptable, posiblemente debida a un exceso de ^{40}Ar consecuencia de la alteración hidrotermal. No obstante, considerando la edad promedio de los dos incrementos de mayor temperatura (5-6) se obtiene una edad de 91.8 ± 5.3 Ma, para un 25.2% del ^{39}Ar liberado. La muestra 5969IJE9623 es de un basalto afórico de composicional transicional, con ligera alteración hidrotermal, procedente del área de Enriquillo. Para un total de diez escalones (1-10), la edad plateau obtenida para la roca total es de 74.2 ± 1.7 Ma para el 99.6% del ^{39}Ar liberado. Por lo tanto, como en Haití y Beata, la Fm Dumisseau incluye basaltos emitidos desde el Turoniense-Coniacense hasta el Maastrichtiense. La muestra 5970IIMJ9150 consiste en un dique ferrodolerítico intrusivo en basaltos con alteración hidrotermal, localizado en la carretera de la costa al S de Bahoruco. Para un total de nueve escalones (1-9), la edad plateau obtenida para la roca total es de 52.8 ± 1.7 Ma para el 99.9% del ^{39}Ar liberado. Por lo tanto, existen eventos magmáticos en la Sierra de Bahoruco que continúan al menos hasta la base del Eoceno, los cuales aparentemente postdatan los procesos de alteración hidrotermal.

Geoquímica de roca total

Métodos Analíticos

Las muestras fueron trituradas y pulverizadas en un molino de ágata y analizadas para los elementos mayores mediante un espectrómetro de emisión por acoplamiento inductivo (ICP-ES) y para los elementos traza mediante un espectrómetro de masas de acoplamiento inductivo (ICP-MS). Este trabajo analítico fue realizado en los Laboratorios Analíticos de ACME Ltd en Vancouver y los resultados recogidos en la Tabla 1. Los detalles de la exactitud analítica y reproducibilidad están incluidos en Escuder-Viruete *et al.* (2011).

Cambios químicos debidos a la alteración y metamorfismo

Las rocas volcánicas y subvolcánicas analizadas han sido variablemente alteradas y metamorfizadas en condiciones de baja-T. Por tanto, antes de hacer inter-

pretaciones petrogenéticas basadas en la geoquímica de roca total, se debe evaluar la movilidad de los elementos utilizados durante estos procesos. Muchos elementos mayores (e.j., Si, Na, K, Ca) y trazas (e.j., Cs, Rb, Ba, Sr) son fácilmente movilizados por fluidos tardi- y/o post-magmáticos y el metamorfismo; sin embargo, los HFSE (Y, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta), REE, elementos de transición (V, Cr, Ni y Sc) y Th, permanecen generalmente inmóviles bajo un amplio rango de condiciones metamórficas, incluyendo el metamorfismo de fondo oceánico, a bajas/moderadas relaciones agua/roca (Bédard, 1999). Por lo tanto, la caracterización geoquímica de la Fm Dumisseau y la discusión petrogenética estará basada principalmente en los HFSE y las REE, asumiendo que no han sido afectados significativamente por la alteración o el metamorfismo. En este sentido, la buena correlación obtenida del Zr frente a Th, Nb, La, Sm, Ti y Yb sugiere que estos elementos han sido relativamente inmóviles, y las diferencias que presentan son debidas a un variable grado de fusión o diferencias en la fuente mantélica.

A continuación se describen las características geoquímicas de las rocas volcánicas y subvolcánicas de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, de las que no existen datos geoquímicos publicados. Los incluidos en la bibliografía geológica de la zona proceden de afloramientos en la Chaîne de la Serre en Haití (Maurrasse, 1981; Maurrasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Sinton *et al.*, 1998) y los muestreos realizados con sumergibles en la Dorsal de Beata (Révillon *et al.*, 2000). Ambos conjuntos de datos son comparados con las muestras obtenidas en este trabajo.

Composición de elementos mayores y trazas

Las características geoquímicas de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco están representadas en las Figs. 5, 6 y 7. Como evidencian los bajos contenidos en SiO_2 y K_2O y altos de CaO de algunas muestras (Tabla 1), acompañados con altos valores de pérdida por calcinación ($\text{LOI} > 4$ wt.%), estas rocas volcánicas presentan un grado variable de alteración hidrotermal, por lo que los contenidos en elementos mayores y trazas pueden haberse movilizad y deben ser considerados con precaución. Para un restringido rango en SiO_2 (46.5-48.6 wt.%) y exceptuando las muestras obviamente alteradas, las rocas basálticas poseen contenidos relativamente altos en álcalis (2.1-6.2 wt.%), TiO_2 (0.9-2.9 wt.%), P_2O_5 (0.15-1.1 wt.%) y Fe_2O_{3T} (10.0-14.1 wt.%), y bajos en CaO (8-12 wt.%) y Al_2O_3 (11.0-14.9 wt.%). En base al contenido en MgO (Fig. 6), las muestras pueden ser clasificadas como basaltos toleíticos (<8 wt.%) y basaltos magnesianos

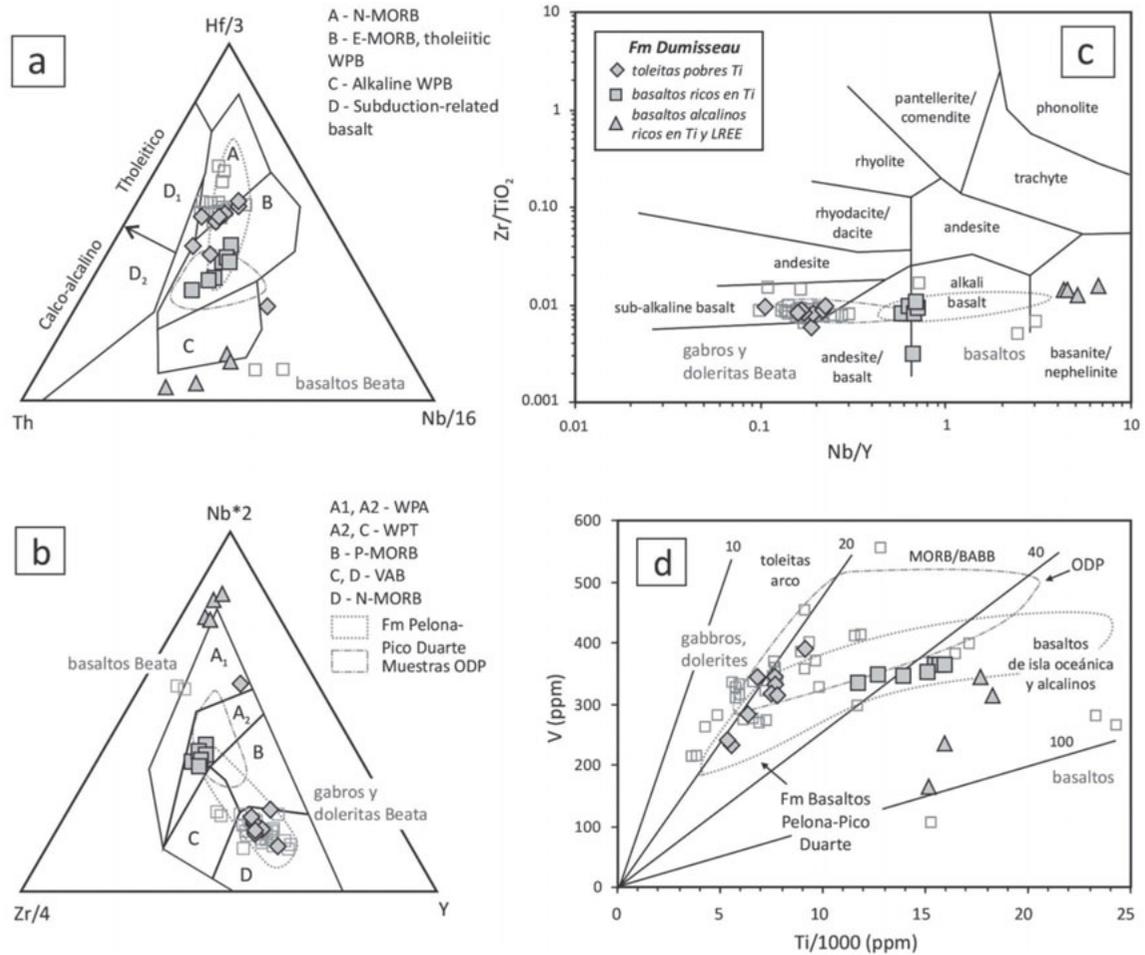


Figura 5. (a) Hf-Nb-Th diagrama con campos definidos por Wood (1980), (b) Nb-Zr-Y diagrama con campos definidos por Meschede (1986), (c) Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagrama de Winchester y Floyd (1977), y (d) Ti-V diagrama para las rocas basálticas y diques intrusivos relacionados de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco.

Figure 5. (a) Hf-Nb-Th plot with fields defined by Wood (1980), (b) Nb-Zr-Y plot with fields defined by Meschede (1986), (c) Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagram of Winchester and Floyd (1977), and (d) Ti-V diagram for basaltic rocks and related-intrusive dikes of the Dumisseau Fm in Sierra de Bahoruco.

(8<MgO<12 wt.%). Composiciones picríticas están probablemente representadas por lavas cumulado de Ol las cuales no fueron analizadas. Los valores de Mg# de 66-47 indican que los magmas experimentaron una fraccionación de muy baja a moderada.

Consideradas en conjunto, las muestras de la Fm Dumisseau presentan con el descenso en MgO un aumento en SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, CaO, Al₂O₃, álcalis, Zr y Nb, típico de las series toleíticas con enriquecimiento en Fe (y Ti). El descenso paralelo con el MgO del Ni y Cr indica una evolución magmática controlada por la fraccionación de Ol, Cr-Spl, Cpx (augita titanada) y Opx, los cuales se observan como fenocristales en las lavas menos fraccionadas, así como de Pl y óxidos Fe-Ti (Ilm y Ti-Mag), que caracterizan las lavas más fraccionadas. En base a los elementos traza inmóviles

(Nb/Y-Zr/TiO₂; Fig. 5c), las muestras se clasifican como basaltos toleíticos, transicionales (Nb/Y>0.4) y alcalinos. En los diagramas de discriminación tectónica de Wood (1980) y Meschede (1986), caen en los campos de las toleitas intra-placa y de los basaltos alcalinos (Fig. 5a, b). Presentan relaciones Ti/V>20 (Fig. 5d), que aumentan hasta valores típicos de N-MORB, OIB y basaltos alcalinos. En diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Fig. 7), los basaltos y diques máficos presentan un patrón variablemente enriquecido en LREE ([La/Nd]_N=0.8-3.4) y empobrecido en HREE-Y ([Sm/Yb]_N=0.8 a 6.5), con contenidos de moderados a muy altos en Nb (2,8-162 ppm). Ninguna muestra presenta las anomalías positivas en Pb, K y Sr, y negativas en Nb-Ta, típicas de los magmas relacionados con subducción. Sin embargo,

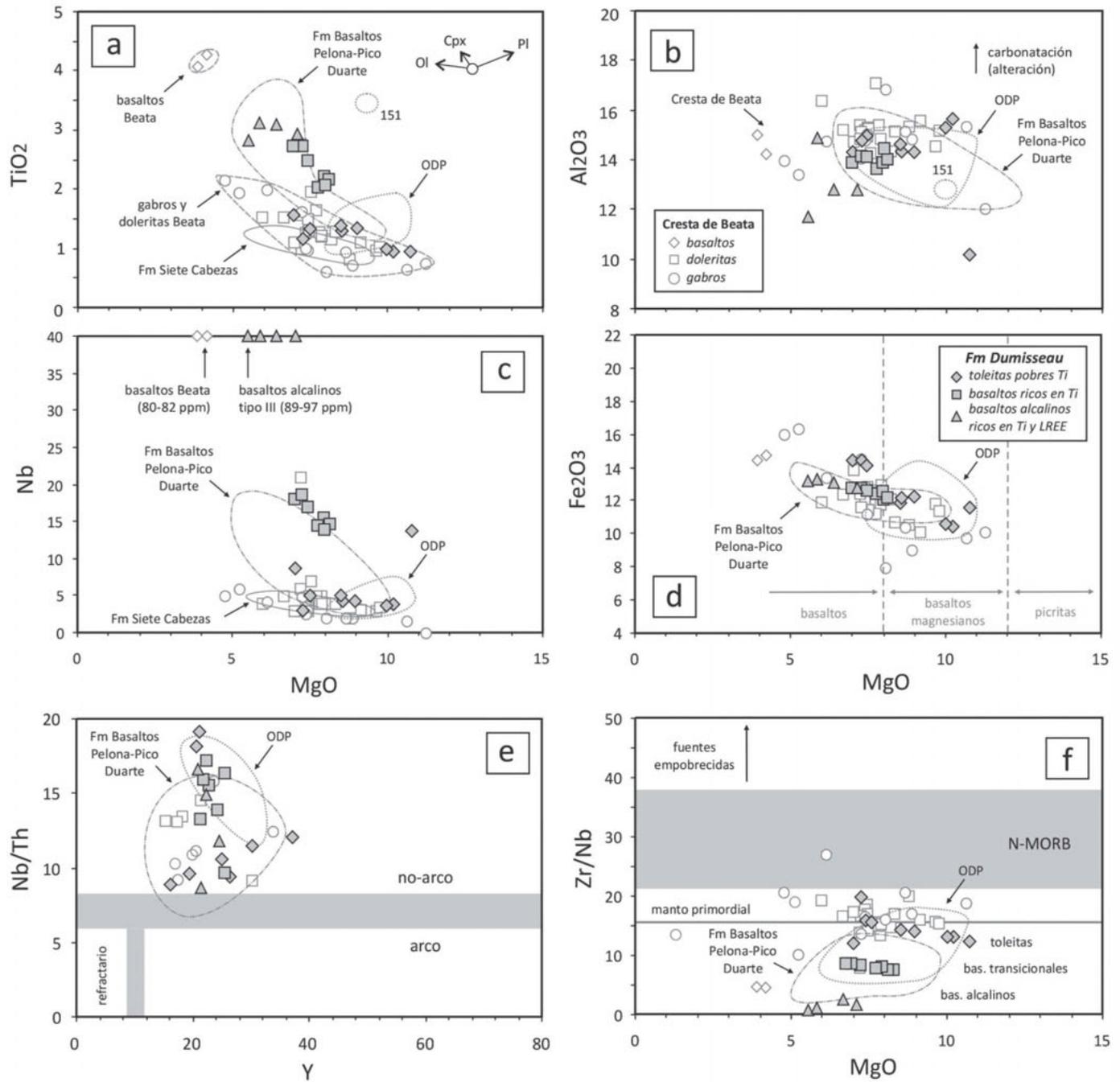


Figura 6. TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Nb, Zr/Nb versus MgO, y Nb/Th versus Y para los basaltos y diques intrusivos relacionados de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco. Los datos de la Cresta de Beata (Révillon et al., 2000), sitios de sondeos DSDP (Lidiak et al., 2011), la Fm Pelona-Pico Duarte and la Fm Siete Cabezas (Escuder-Viruete et al., 2009, 2011) son mostrados como comparación. Ver texto para su discusión.
Figure 6. TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Nb, Zr/Nb versus MgO, and Nb/Th versus Y, for the basalts and related-intrusive dikes of the Dumisseau Fm in Sierra de Bahoruco. Data from the Beata Ridge (Révillon et al., 2000), DSDP drilling sites (Lidiak et al., 2011), Pelona-Pico Duarte Fm and Siete Cabezas Fm (Escuder-Viruete et al., 2009, 2011) are shown for comparison. See text for discussion.

algunas muestran un enriquecimiento selectivo en Rb, Ba y U, así como un fuerte empobrecimiento en K, los cuales son probablemente consecuencia de la alteración hidrotermal oceánica (Hauff et al., 2000).

Las anomalías positivas en Sr presentes en algunas muestras son posiblemente debidas a la adición de este elemento a partir del agua marina durante la dicha alteración. Por otro lado, las ligeras anomalías

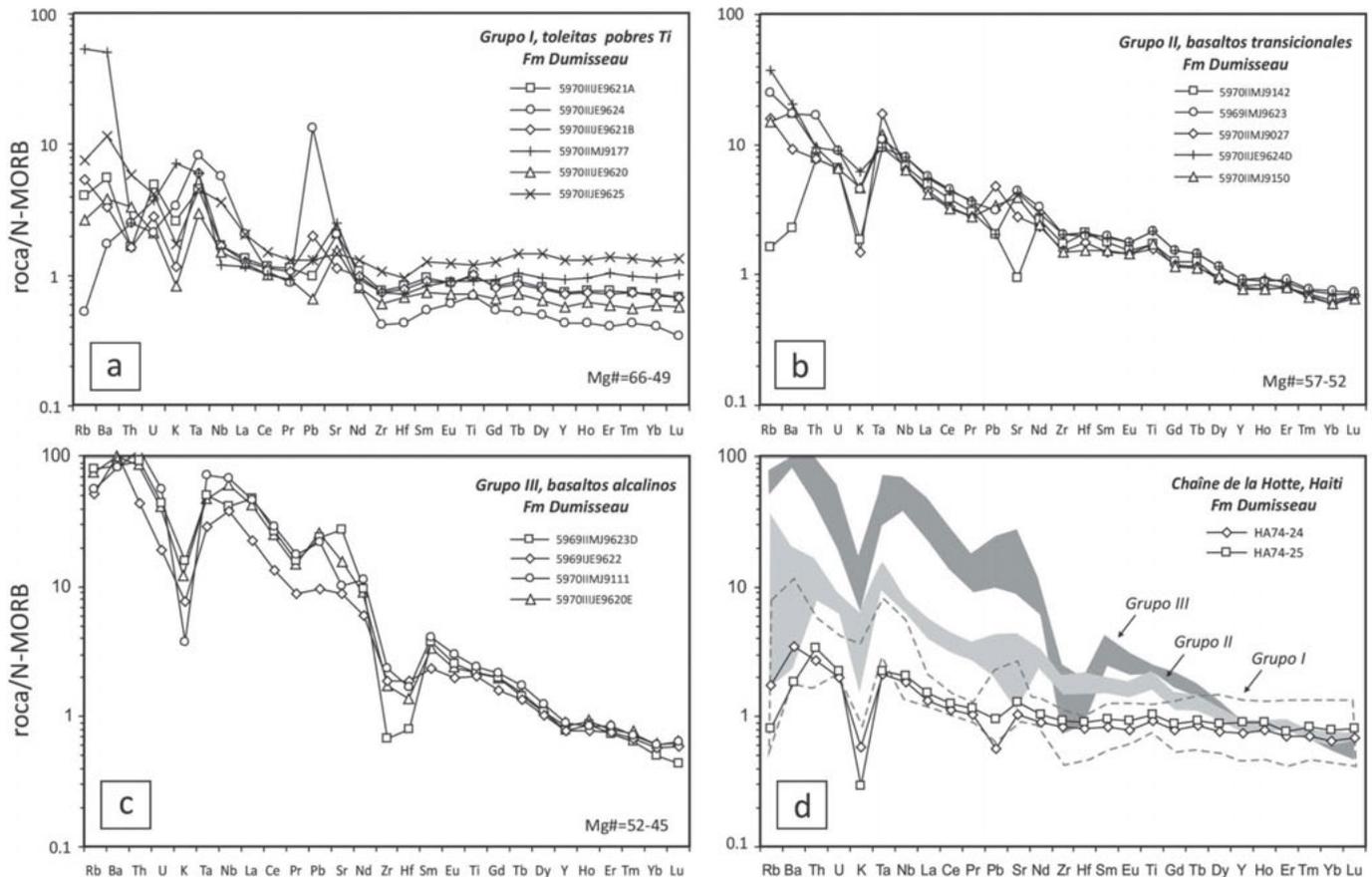


Figura 7. Diagramas multi-elementales normalizados respecto a N-MORB para los basaltos de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco. (a) Grupo I, (b) grupo II, (c) grupo III, y (d) muestras de la Fm Dumisseau en el Macizo de la Hotte en Haití (datos de Sen *et al.*, 1988) con los campos de todos los anteriores grupos basálticos mostrados como comparación. Los valores de normalización proceden de Sun y McDonough (1989).

Figure 7. MORB-normalized multi-element plots for the basalts of the Dumisseau Fm in the Sierra de Bahoruco. (a) Group I, (b) group II, (c) group III, and (d) samples of Dumisseau Fm from the Chaîne de la Hotte in Haiti (data taken from Sen *et al.*, 1988) with the fields for all previous basaltic groups shown for comparison. Normalization values are taken from Sun and McDonough (1989).

positivas en Ti que presentan algunos basaltos evolucionados están relacionadas con la acumulación de óxidos de Fe-Ti.

En base al contenido en TiO_2 , patrón multielemental y valores de relaciones de elementos traza incompatibles, en la Fm Dumisseau se identifican tres grupos geoquímicos: toleitas pobres en Ti (grupo I); basaltos ricos en Ti o transicionales (grupo II); y basaltos alcalinos ricos en Ti y en LREE (grupo III). Los magmas del grupo I aparecen como diques intrusivos en los basaltos de los grupos II y III, como en los afloramientos de la Playa de los Ángeles, sugiriendo que los primeros son más jóvenes que los segundos. El menor grado de alteración hidrotermal de las rocas de grupo I es también consistente con esta interpretación.

Toleitas pobres en Ti (grupo I). Este grupo está representado por flujos toleíticos y diques doleríticos

y microgabroicos, los cuales presentan composiciones propias de magmas primitivos o ligeramente fraccionados ($Mg\#=66-49$). Los contenidos en TiO_2 , Zr y Nb son de 0.9-1.5 wt.%, 31-79 ppm y 2.8-13 ppm, respectivamente, para rangos relativamente altos de MgO de 6.8-10.1 wt.% (Tabla 1). Presentan altos contenidos en Cr (134-376 ppm) y Ni (26-121 ppm). La concentración en Th es relativamente baja (<0.4 ppm). Los valores de Nb/Y (0.1-0.2) son típicos de magmas toleíticos. El microgabro 5970IIE9624 presenta valores anómalos en varios elementos probablemente debidos a su movilización durante la alteración. En un diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (N; Fig. 8), se caracterizan por una distribución general plana ($[La/Yb]_N=0.7-1.2$), con ligeras anomalías positivas en Nb (respecto al Th y La; $Nb/Nb^*=1.1-1.8$), ausencia de anomalía negativa en

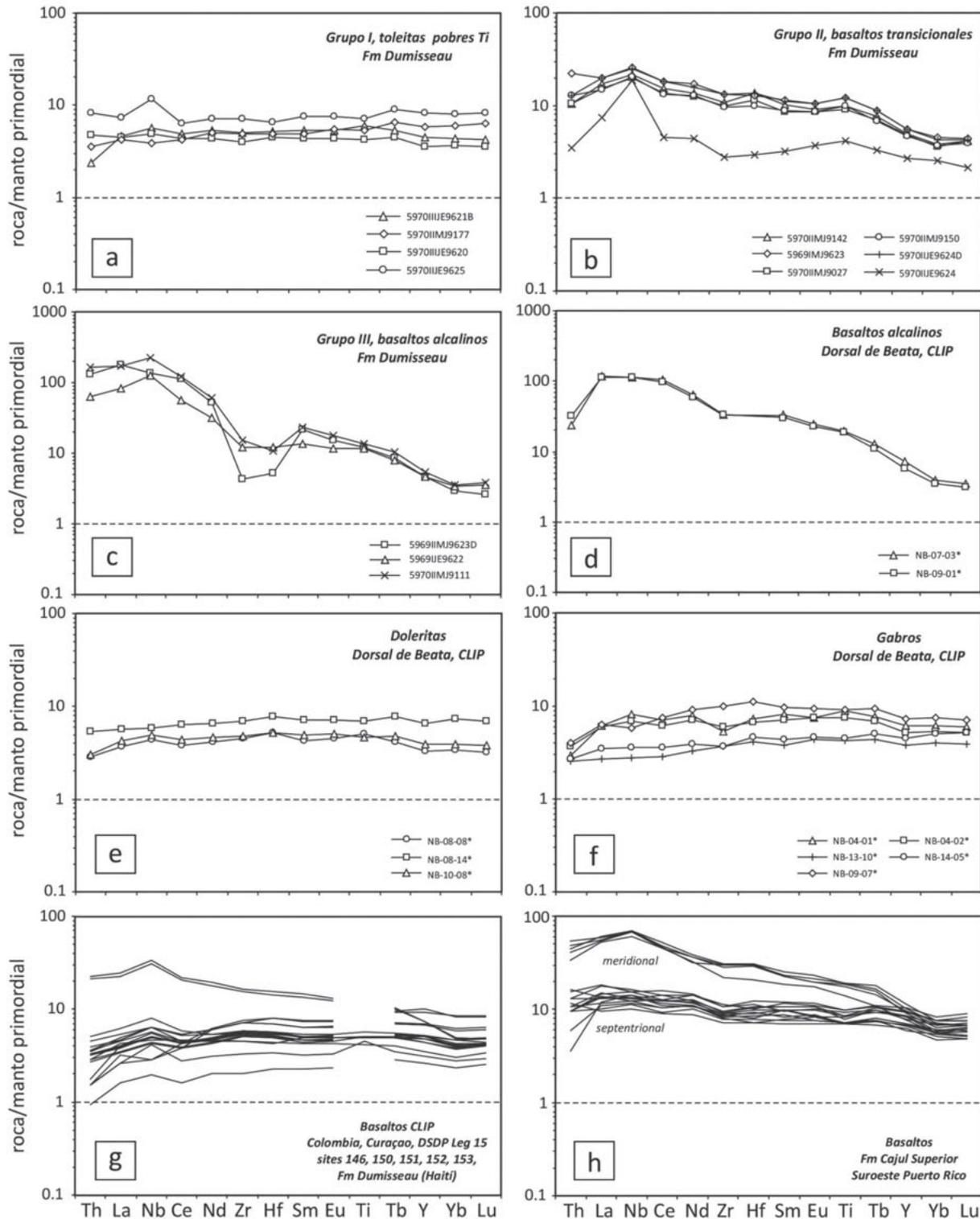


Figura 8. Diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial de las rocas basálticas de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, Creta de Beata, DSDP Leg 15, y la Fm Cajul del SO de Puerto Rico (datos de Révillon *et al.*, 2000; Sen *et al.*, 1988; Sinton *et al.*, 1998; Jolly *et al.*, 2007; Lidiak *et al.*, 2011). Los valores de normalización proceden de Sun y McDonough (1989). Ver texto para su discusión.

Figure 8. Primordial mantle-normalized extended REE plots for the basaltic rocks of the Dumisseau Fm in Sierra de Bahoruco, Beata Ridge, DSDP Leg 15, and Cajul Fm of SW Puerto Rico (data taken from Révillon *et al.*, 2000; Sen *et al.*, 1988; Sinton *et al.*, 1998; Jolly *et al.*, 2007; Lidiak *et al.*, 2011). Normalization values are taken from Sun and McDonough (1989). See text for discussion.

Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0.9-1.0$), y no fraccionación de LREE ($[La/Nd]_N=0.8-1.0$) y HREE ($[Sm/Yb]_N=0.8-1.2$). Los bajos contenidos en Ti y las bajas abundancias absolutas de REE (4-8xN) sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

Basaltos ricos en Ti (grupo II). Este grupo está representado por lavas basálticas transicionales, que presentan composiciones poco fraccionadas ($Mg\#=57-52$). El contenido en TiO_2 varía entre 2.0 y 2.6 wt.%, y, para rangos similares de $Mg\#$, son superiores a los del grupo I. Para contenidos en MgO de 6.7-8.0 wt.%, los contenidos en Zr y Nb son también más altos, de 108-148 ppm y 14.4-18.1 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (240-376 ppm) y Ni (41-74 ppm) son también elevados. Respecto a las muestras de grupo I los contenidos en Th son más altos. Los valores de Nb/Y (0.65-0.7) son típicos de magmas transicionales. Presentan un patrón de REE extendido de pendiente negativa ($[La/Yb]_N=4.0-4.6$), LREE planas ($[La/Nd]_N=1.1-1.3$) y un empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=2.4-2.6$), con ligeras anomalías positivas en Nb ($Nb/Nb^*=1.3-1.7$). Los mayores contenidos en TiO_2 y REE, junto a la ausencia de anomalías negativas en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=1.1-2$), sugieren una fuente mantélica más enriquecida que en el grupo I.

Basaltos alcalinos ricos en Ti y en LREE (grupo III). El grupo incluye basaltos porfídicos con Opx, Cpx y Pl, ricos en Ti y de composiciones ya moderadamente fraccionadas ($Mg\#=52-45$). Con el enriquecimiento en TiO_2 (2.7-2.9 wt.%) las lavas de grupo III están enriquecidas en Fe ($Fe_2O_{3T}=11.6-12.5$ wt.%), clasificándose como basaltos ferrotitanados. Los contenidos en CaO son muy elevados (13.8-20.5 wt.%), los cuales pueden ser debidos tanto a la acumulación de Pl en estos magmas, como a los rellenos de las vesículas, o a procesos de carbonatación durante la alteración como sugieren los altos valores de LOI (5.1-9.5 wt.%). Los valores de Nb/Y (4.5-66) son típicos de magmas alcalinos. Para contenidos en MgO de entre 6.4 y 5.2 wt.%, los contenidos en Zr y Nb son más altos que en los grupos I y II, de 48-171 ppm y 89-162 ppm, respectivamente. Los valores en Cr (7-34 ppm) y Ni (8-26 ppm) son bajos y dan cuenta de una extensa fraccionación. Los contenidos en Th son los más elevados de la Fm Dumisseau (5.4-14 ppm). Los basaltos de grupo III presentan un patrón de REE extendido de extrema pendiente negativa ($[La/Yb]_N=25-59$). Respecto al grupo II, presentan un fuerte enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=2.6-3.4$) y un mayor empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=4.0-7.3$). Presentan fuertes anomalías negativas en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0.2-0.9$) y muy ligeras en Nb ($Nb/Nb^*=1.0-1.8$), Eu o Ti. Los contenidos más altos en TiO_2 y de REE sugieren una fuente mantélica más enriquecida que en el grupo II.

Interpretación

Contexto magmático de la Fm Dumisseau

La Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco presenta unos 1.0-1.5 km de espesor visible, ya que no aflora su sustrato, y está constituida por rocas volcánicas y subvolcánicas de composición basáltica. Las facies que componen la unidad son: coladas y lóbulos basálticos resultado de la emisión de flujos lávicos, intruidas por doleritas sin-magmáticas que constituyen diques de alimentación, brechas líticas máficas y tobas líticas-vítreas resultado de un magmatismo explosivo, y brechas de clastos poligenéticos resedimentados con depósitos epiclásticos. La presencia de estructuras almohadilladas en las lavas, las texturas de enfriamiento súbito, las muy raras intercalaciones de chert y calizas pelágicas, y la naturaleza y distribución de la alteración hidrotermal, indica que todas estas rocas fueron emitidas, fragmentadas o re-sedimentadas en condiciones submarinas relativamente profundas. No se han encontrado evidencias de erupciones subaéreas. El predominio de facies lávicas submarinas, la composición casi exclusivamente basáltica del magmatismo y las altas tasas de efusividad, indican también que la Fm Dumisseau es resultado de un magmatismo oceánico intraplaca producido por las altas tasas de fusión, posiblemente inducidas por una pluma mantélica.

Las rocas que constituyen la unidad no están afectadas ni por deformación esquistosa ni por metamorfismo dinamo-térmico. Sin embargo, estas rocas aparecen afectadas en grado variable por una alteración hidrotermal, que puede llegar a ser espacialmente pervasiva. Macroscópicamente se reconoce una alteración de coloración verde que es superpuesta temporalmente por otra alteración de tonos rojos. Las asociaciones minerales y las texturas de reemplazamiento pseudomórfico producidas por la alteración verde son propias de la facies de prehnita-pumpellita a esquistos verdes de baja-T, típicas de un metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico. La alteración de coloración roja es típicamente supergénica. Los materiales de la Fm Dumisseau aparecen discordantes bajo las facies carbonatadas del Eoceno medio-superior, constituyendo el basamento Cretácico de la Sierra de Bahoruco.

Edad de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco

Las dos edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ de roca total obtenidas para los basaltos de grupo II (5969I-JE9623) y III (5070II-MJ9111) indican actividad extrusiva al menos durante

el intervalo 92-74 Ma; es decir, desde el límite Turoniense-Coniacense hasta el Maastrichtiense (escala de Gradstein *et al.*, 2012). La edad de ~53 Ma obtenida en el dique de grupo I (5970II-MJ9150) indica la formación de magmas toleíticos también a esa edad y sugiere una edad anterior a la base del Eoceno para la alteración.

La Fig. 10 incluye las columnas estratigráficas sintéticas y las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenidas por diferentes autores en las unidades del CLIP de La Española y en otras áreas relevantes, las cuales nos permiten establecer correlaciones entre eventos magmáticos a lo largo del borde septentrional de la placa Caribeña. Como puede observarse, los basaltos de la Fm Dumisseau de la Sierra de Bahoruco son de edad similar a los de la Fm Dumisseau de Haití (Sen *et al.*, 1988), con la que tradicionalmente se vienen correlacionando. Los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte de la Cordillera Central han proporcionado edades del intervalo 79-68 Ma (Campaniense medio a Maastrichtiense; Escuder-Viruete *et al.*, 2011) por lo que también serían de un evento correlacionable. Este rango de edades incluye a las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de 69-68 Ma obtenidas en los basaltos de la Fm Siete Cabezas (Sinton *et al.*, 1998) del área de Bonaó, la cual incluye también intercalaciones de radiolaritas de edad Campaniense medio a Maastrichtiense (Montgomery y Pessagno, 1999). Estas edades son similares a la de las lavas máficas ricas en Nb de la Fm Sabana Grande del suroeste de Puerto Rico (Campaniense; Jolly *et al.*, 2007), la edad K-Ar age de $75,0 \pm 1,5$ Ma del sill dolerítico intrusivo en la secuencia superior de basaltos de la Fm Dumisseau en Haití (Sen *et al.*, 1988), y la actividad magmática predominantemente Campaniense registrada en la Dorsal de Beata (80-75 Ma; Révillon *et al.*, 2000), todas atribuidas al CLIP. Temporalmente, este magmatismo puede ser relacionado con la tercera fase de construcción del CLIP de Kerr *et al.* (2002), así como con parte de los complejos oceánicos de la costa Pacífica de Costa Rica (Hauff *et al.*, 2000; Hoernle *et al.*, 2004; Denyer and Baumgartner, 2006; Denyer *et al.*, 2006). No obstante, no se descarta que la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco incluya también rocas volcánicas de la segunda fase de construcción del CLIP.

Correlaciones de la Fm Dumisseau

En las Figs. 8 y 9 se han representado los rangos composicionales de los tres grupos de basaltos muestreados en la Fm Dumisseau y los obtenidos en las diversas unidades del CLIP en La Española, así como en la Cresta de Beata. Estos datos permiten reforzar

las correlaciones regionales entre eventos magmáticos propuestas anteriormente mediante argumentos geocronológicos. Como puede observarse, los basaltos toleíticos de grupo I son geoquímicamente similares a los basaltos de la Fm Dumisseau del Macizo de la Hotte en Haití (Sen *et al.*, 1988), analizados por Sinton *et al.* (2000) (Fig. 7). Estos basaltos son también similares en composición a las doleritas y gabros de muestreados en la Cresta de Beata (Campaniense; Révillon *et al.*, 2000), así como a los basaltos de la Fm Siete Cabezas (Campaniense; Escuder-Viruete *et al.*, 2008, 2009, 2010). Estas características E-MORB son comunes en gran parte de las lavas máficas del CLIP (Kerr *et al.*, 2002) y sugieren una similar fuente magmática empobrecida (ver después). Los basaltos transicionales de grupo II son composicionalmente similares a los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte (Escuder-Viruete *et al.*, 2011); Los basaltos alcalinos de grupo III son comparables a los basaltos de la Cresta de Beata (Fig. 9) (Révillon *et al.*, 2000). Estas características geoquímicas son propias de OIB transicionales y alcalinos que requieren una fuente más profunda y enriquecida.

En resumen, los datos petrológicos, geoquímicos y geocronológicos disponibles indican que las rocas volcánicas basálticas de la Sierra de Bahoruco son composicionalmente similares y fueron contemporáneas con el volcanismo máfico extensivo del plateau Caribeño Cretácico superior y, por lo tanto, estos basaltos constituyen una sección emergida del CLIP, con la que deben de tener continuidad a través de la Dorsal de Beata.

Naturaleza de la fuente y origen de los magmas

Las rocas basálticas de la Fm Dumisseau presentan una gran diversidad composicional. Todos los grupos composicionales distinguidos no muestran evidencias de la adición de componentes subductivos en su petrogénesis ($\text{Nb}/\text{Th} > 8$; Fig. 5). Por lo tanto, el bloque tectónico que constituye la Sierra de Bahoruco no presenta ninguna relación genética con los terrenos del arco-isla Caribeño, ampliamente aflorantes en los sectores septentrional, central y oriental de la República Dominicana.

La petrogénesis de las rocas de la Fm Dumisseau puede ser caracterizada a través de la modelización de los procesos de fusión en el manto. Los contenidos en REE de un fundido pueden ser diagnósticos de la mineralogía de la fuente y del grado de fusión, ya que existe un relativo buen conocimiento tanto del comportamiento geoquímico de las REE y de los elementos litófilos como de los coeficientes de partición

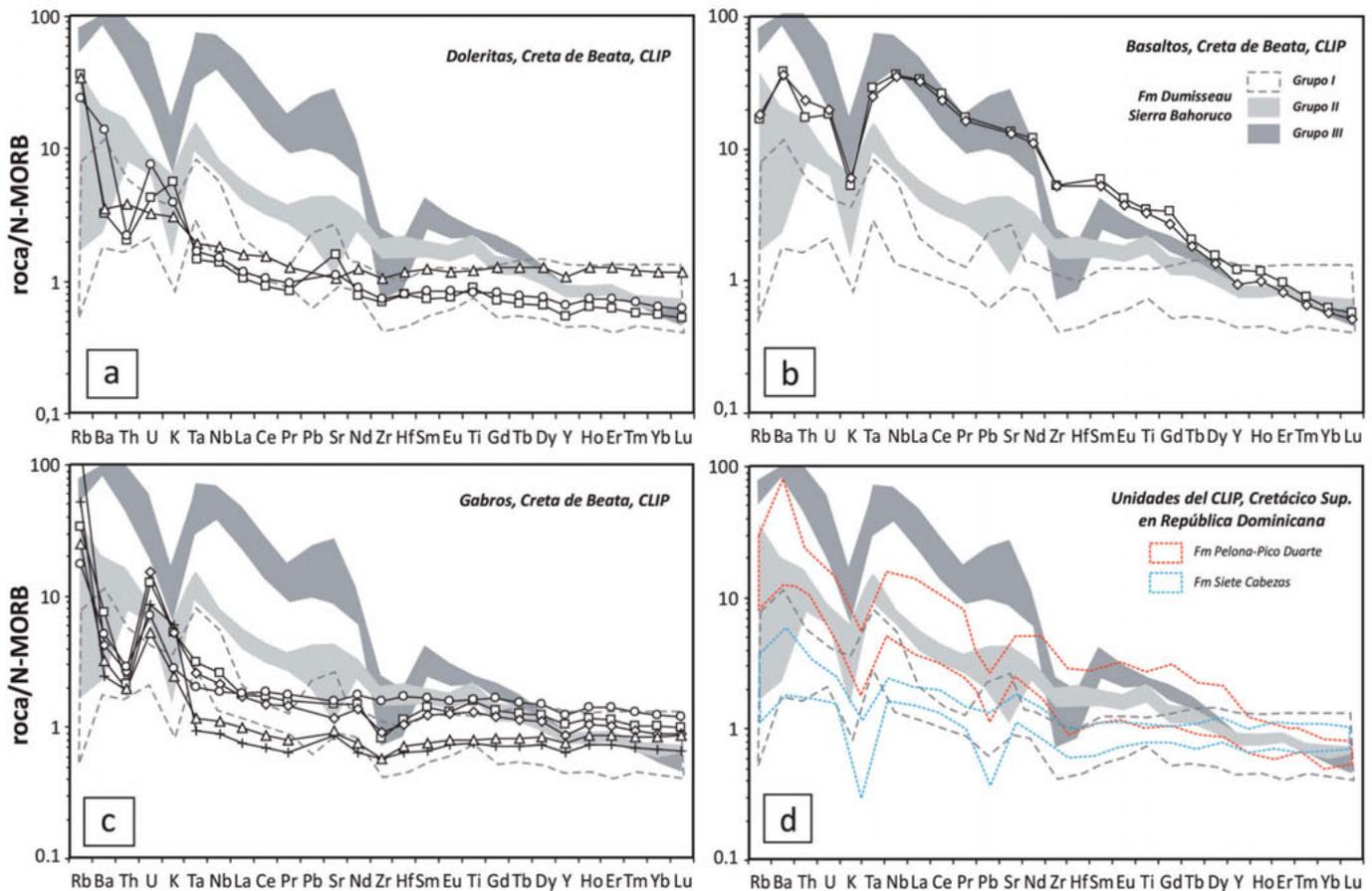


Figura 9. Diagramas multi-elementales normalizados respecto a N-MORB para las unidades del CLIP geográficamente más próximas a la Sierra de Bahoruco (datos de Révillon *et al.*, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2009, 2011). Los campos de grupos geoquímicos definidos en la Fm Dumisseau son mostrados como comparación. Los valores de normalización proceden de Sun y McDonough (1989).

Figure 9. MORB-normalized multi-element plots for the geographically nearest CLIP units to the Sierra de Bahoruco (data taken from Révillon *et al.*, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2009, 2011). The fields of geochemically groups defined in the Dumisseau Fm are shown for comparison. Normalization values are taken from Sun and McDonough (1989).

entre las principales fases minerales del manto y los fundidos basálticos (e.j., Salters y Stracke, 2004). La presencia de granate en la fuente mantélica afecta a la relación entre los elementos LREE y los HREE, debido al alto coeficiente de partición de las HREE en este mineral. Por esta razón, se utilizan modelos de fusión de Iherzolitas con granate y con espinela para testear la influencia de la mineralogía de la fuente en la concentración de las REE. La estrategia seguida en el presente estudio consiste en hacer comparaciones entre las composiciones primitivas de los basaltos de la Fm Dumisseau y la de los fundidos calculados para varias posibles fuentes mantélicas.

Los detalles sobre las asociaciones de partida en los modelos, los coeficientes de partición globales, y composiciones minerales de las fuentes son similares a los utilizados por Escuder-Viruete *et al.*, (2011). La composición química inicial se asume fue la compo-

sición del manto de Salters y Stracke (2004). La ecuación utilizada para derivar las curvas de fusión en la Fig. 11 es la ecuación de la fusión fraccionada no-modal agregada de Shaw (1970):

$$[x_i] = [x_o] (1/D_o) (1-[P \cdot F/D_o])^{(1/P - 1)}$$

donde x_i es la concentración en el líquido, x_o es la concentración en la fuente, D_o es el coeficiente de partición global, F es el grado de fusión y P es la proporción de cada fase que contribuye al fundido. Los resultados de estos cálculos sugieren que los fundidos basálticos de la Fm Dumisseau pueden haber sido producidos por un grado de fusión variable en los campos de la Iherzolita con granate y con espinela. El grado de fusión en cada campo varía dependiendo de la relación de REE utilizada, pero la Iherzolita con granate está siempre implicada debido a la

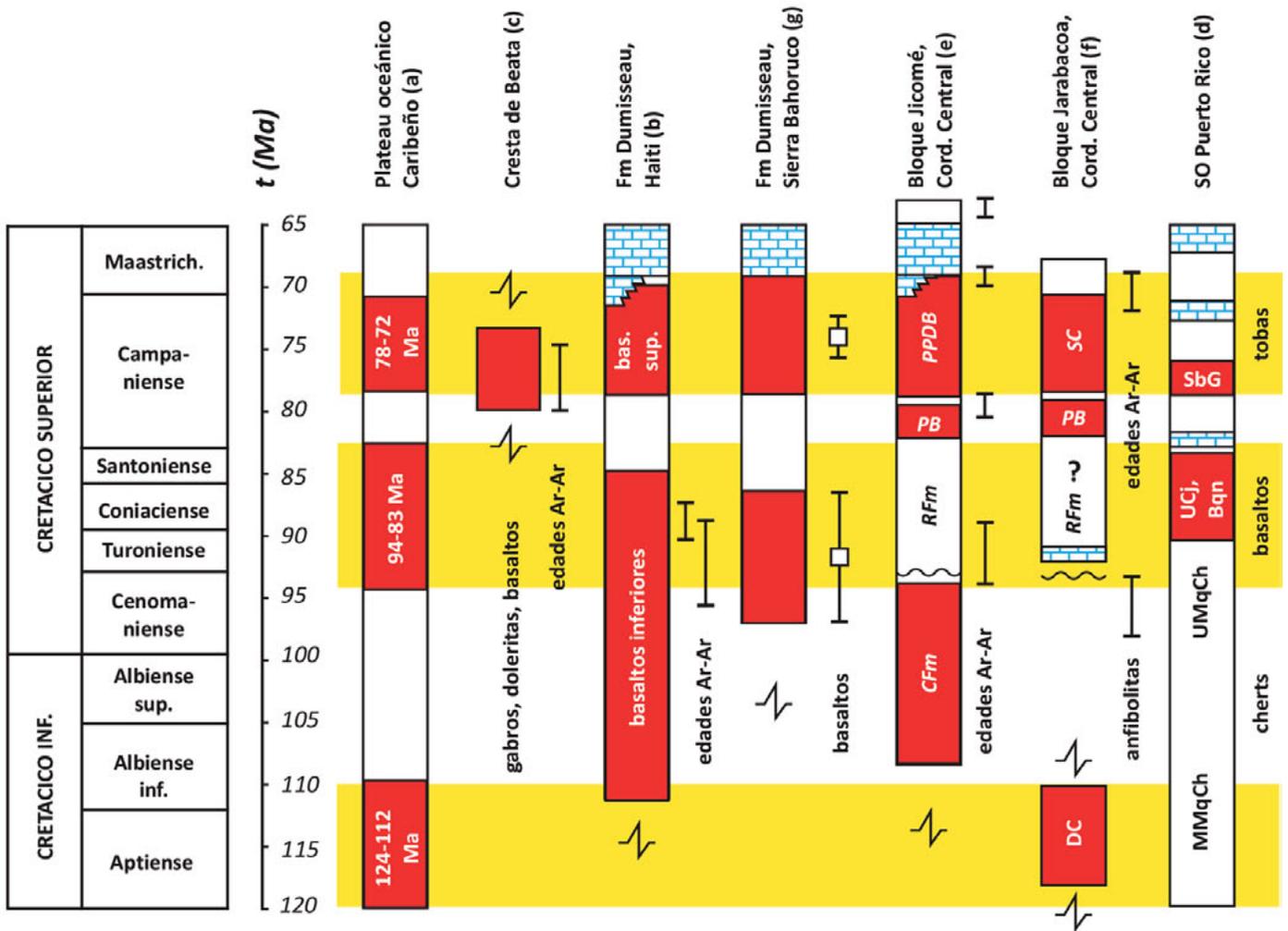


Figura 10. Columnas estratigráficas esquemática del CLIP en varias áreas de la placa del Caribe septentrional, incluyendo la Sierra de Bahoruco. Las columnas incluyen un resumen de edades paleontológicas y geocronológicas. Fuentes: (a) Kerr *et al.* (2002); (b) Sen *et al.* (1988); (c) Révillon *et al.* (2000); (d) Jolly *et al.* (2007); (e) Escuder-Viruete *et al.* (2009, 2010); (f) Sinton *et al.* (1998); y (g) este trabajo. MMqCh, Middle Mariquita Chert; UMqCh, Upper Mariquita Chert; UCj, Fm Upper Cajul; Bqn, Fm Boquerón; SbG, Fm Sabana Grande; DC, Complejo Duarte; CFm, Fm Constanza; RfM, Fm Restauración; PB, Fm Peña Blanca; PPDB, Fm basaltos de Pelona-Pico Duarte; SC, Fm Siete Cabezas. Las edades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ incluyen las barras de error (en 2σ). La escala de tiempo es de Gradstein *et al.* (2012). Las banda amarillas son el rango de edades obtenido para las tres etapas de crecimiento del CLIP.

Figure 10. Schematic stratigraphic columns of the CLIP in several areas of the northeastern Caribbean Plate, including the Sierra de Bahoruco. The columns include a summary of paleontological and geochronological ages. Sources: (a) Kerr *et al.* (2002); (b) Sen *et al.* (1988); (c) Révillon *et al.* (2000); (d) Jolly *et al.* (2007); (e) Escuder-Viruete *et al.* (2007, 2011); (f) Sinton *et al.* (1998); and (g) this work. MMqCh, Middle Mariquita Chert; UMqCh, Upper Mariquita Chert; UCj, Upper Cajul Fm; Bqn, Boquerón Fm; SbG, Sabana Grande Fm; CFm, Constanza Fm; RfM, Restauración Fm; PB, Peña Blanca Fm; PPDB, Pelona-Pico Duarte basalts Fm; SC, Siete Cabezas Fm. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ ages include the error bars (in 2σ). Time scale from Gradstein *et al.*, (2012). Yellow bands are the age ranges obtained for the three building phases of the CLIP.

composición empobrecida en HREE de las lavas. En el presente estudio se han utilizado las relaciones normalizadas respecto a la chondrita $[\text{La}/\text{Yb}]_c$ y $[\text{Tb}/\text{Yb}]_c$.

En la Fig. 11, se observa como las muestras se agrupan en los tres grupos composicionales de la Fm Dumisseau que se caracterizan por diferentes valores de $[\text{La}/\text{Yb}]_c$ y $[\text{Tb}/\text{Yb}]_c$. Los diferentes valores de estas

relaciones se corresponden con diversas proporciones de fundidos producidos en el campo de estabilidad de la lherzolita con granate y con espinela. Los basaltos de grupo I se corresponden exclusivamente con fundidos someros, producidos en el campo de la lherzolita con espinela. Los basaltos de grupo II se corresponden con fundidos más profundos, produci-

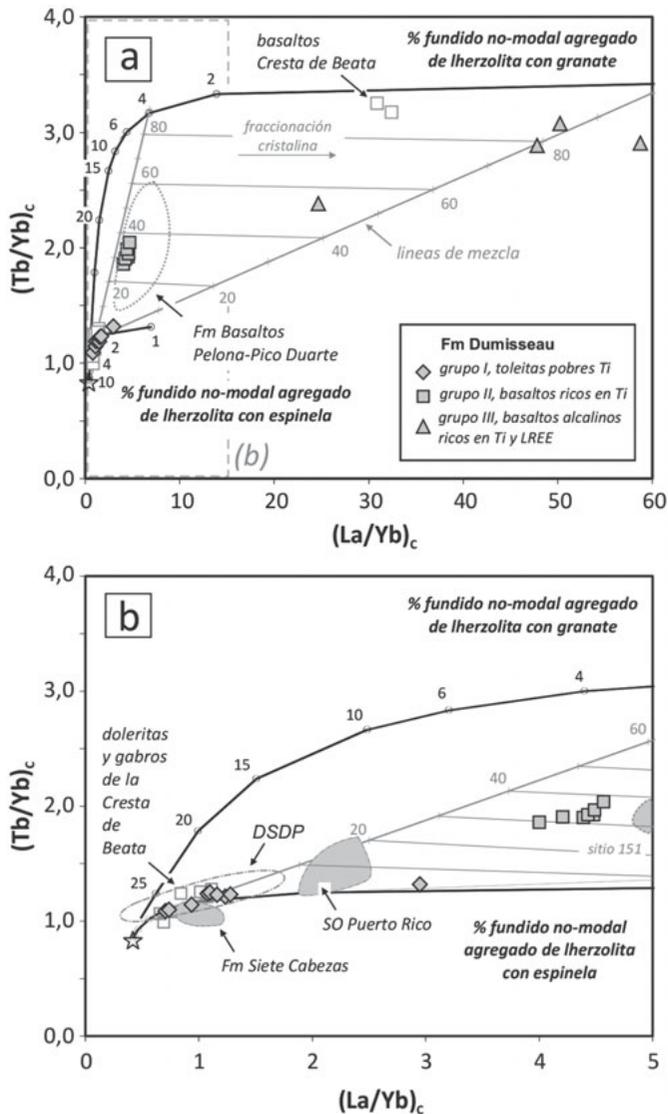


Figura 11. (a) y (b) Diagramas $(La/Yb)_c$ versus $(Tb/Yb)_c$ con los resultados de los cálculos de fusión agregada no modal para la lherzolita con espinela y la lherzolita con granate (líneas sólidas). Las líneas grises muestran las mezclas entre fundidos producidos por variables grados de fusión de la lherzolita con espinela mezclados con un 1,2% de fundido agregado de lherzolita con granate. La estrecha en la esquina inferior izquierda es la composición de manto empobrecido de Salters y Stracke (2004), usado como fuente en estos cálculos. Todos los valores en ambos diagramas están normalizados a los valores de la condrita de Sun y McDonough (1989). Los coeficientes de partición utilizados en los cálculos de los modelos son los de Salters y Stracke (2004): los coeficientes a 2,0 GPa fueron utilizados en los cálculos de fusión de la lherzolita con espinela y los coeficientes a 3,0 GPa en los de la lherzolita con granate. En (a) la flecha hacia la derecha muestra la dirección general de la cristalización fraccionada. Tanto los basaltos de los grupos II y III de la Fm Dumisseau caen encima de la curva de la curva de fusión de lherzolita con espinela en los diagramas, sugiriendo que parte de la generación de fundido para estos grupos tuvo lugar en el campo de la lherzolita con granate. Una fuente similar puede ser establecida para los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte y la Cresta de Beata, así como para las muestras del sitio 151 del DSDP. En contraste, los basaltos de tipo I y muestras de la Fm Siete Cabezas (Escuder-Viruete et al., 2009, 2011), así como muestras de los sitios DSDP 146-150-152-153 (re-analizadas por Jolly et al., 2008) y gabros y doleritas de la Cresta de Beata (Révillon et al., 2000), caen en el lado inferior izquierdo de los diagramas, indicando que los fundidos fueron producidos por mayores tasas de fusión en el campo de la lherzolita con espinela (es decir, a menor presión). Ver texto para una discusión.

Figure 11. (a) and (b) $(La/Yb)_c$ versus $(Tb/Yb)_c$ diagrams with the results of the non-modal aggregated melt calculations for spinel lherzolite and garnet lherzolite assemblages (solid lines). Grey lines show mixing between melts produced by variable degrees of spinel lherzolite melt mixed with a 1.2% aggregated non-modal fractional melt of garnet lherzolite. The open star in the lower left hand corner is the depleted mantle composition of Salters and Stracke (2004), used as the source in these calculations. All values on both diagrams are normalized to the chondrite values from Sun and McDonough (1989). Partition coefficients used in the model calculations are from Salters and Stracke (2004): 2.0 GPa coefficients were used in the spinel lherzolite melting calculations and the 3.0 GPa coefficients were used in the garnet lherzolite melting calculations. In (a), the arrow on the right demonstrates the general direction at which crystal fractionation proceeds. Both group II and III basalts of the Dumisseau Fm plot well above the curve generated for spinel lherzolite melting in the diagram, suggesting that part of the melt generation for these types occurred in the garnet lherzolite field. A similar source can be established for the Pelona-Pico Duarte Fm and Beata Ridge basalts, as well as samples of 151-site of the DSDP. In contrast, group I basalts and samples of the Siete Cabezas Fm (Escuder-Viruete et al., 2009, 2011), as well as samples from the DSDP sites 146-150-152-153-site (re-analyzed by Jolly et al., 2008) and gabbros and dolerites of the Beata Ridge (Révillon et al., 2000), plot on the lower left side of the diagrams, indicating that melts were produced by high degrees of melting in the spinel lherzolite field (i.e. at lower pressure). See text for discussion.

dos a partir de una mezcla de 30-40% lherzolita con granate y 60-70% lherzolita con espinela. Los basaltos de grupo III se corresponden con los fundidos más profundos, formados a partir de esencialmente 75-85% lherzolita con granate mezclados con un 15-25% de lherzolita con espinela. Los porcentajes de fusión modelizados indican que los fundidos agregados que formaron los basaltos de los grupos II y III requirieron relativas bajas tasas de fusión (1-4%) y fueron generados inicialmente a mayor presión; los fundidos agregados que dieron lugar a los basaltos de grupo I, sin embargo, requirieron relativas altas tasas de fusión (2-8%) y fueron ya generados a menor presión. Por lo tanto, los basaltos toleíticos de grupo I, los transicionales de grupo II y los alcalinos de grupo III

representan fundidos producidos y agregados por fusión continua a lo largo de la altura (profundidad) de la columna de fusión. La existencia de variables proporciones de fundidos generados e incorporados a diferentes profundidades en el manto es consisten-

te con los procesos que tienen lugar durante el ascenso de una pluma mantélica heterogénea. En este contexto, los magmas toleíticos relativamente empobrecidos y menos fraccionados de grupo I, que parecen ser los más jóvenes, proceden de mayores tasas de fusión de un manto fértil somero, y los fundidos transicionales y alcalinos más enriquecidos de los grupos II y III fueron producto de menores tasas de fusión de un manto más profundo con granate residual que fracciona las HREE. Por lo tanto, las fuentes mantélicas de la Fm Dumisseau posiblemente fueron más empobrecidas y someras con el tiempo, lo cual es consistente con el ascenso de una pluma mantélica a alta temperatura bajo la corteza oceánica.

La Fig. 11 incluye también los campos composicionales de unidades del CLIP aflorantes en La Española (Escuder-Viruete *et al.*, 2009, 2011) y SO de Puerto Rico (Jolly *et al.*, 2007), así como de la Dorsal de Beata (Révillon *et al.*, 2000) y de los basaltos perforados en los sitios 146-153 DSDP (excepto 151; re-analizados por Jolly *et al.*, 2007) en el Mar Caribe. Como puede observarse, las composiciones de los basaltos de la Fm Siete Cabezas, SO de Puerto Rico, los gabros y doleritas de la Dorsal de Beata, y la mayoría de las muestras procedentes del DSDP, son similares a la de fundidos generados a partir de la fusión casi exclusivamente de una fuente empobrecida de lherzolita con espinela. Los resultados indican un variable grado de fusión de entre 1,5 y 15% de esta fuente, los cuales son generalmente más altos para la Fm Siete Cabezas. No obstante, una pequeña contribución de fundidos generados en el campo de estabilidad del granate (<1%) no puede ser descartada. Esta fuente somera y relativamente empobrecida es similar a la de las toleitas de grupo I de la Fm Dumisseau. Sin embargo, los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte, así como los basaltos del sitio 151 del DSDP y de la Dorsal de Beata, son equivalente a mezclas de fundidos que implican a una fuente lherzólítica con granate (Fig.11). Esta fuente profunda y relativamente enriquecida es similar a la de los grupos II y III de la Fm Dumisseau, particularmente a la de los basaltos transicionales.

En resumen, los modelos de fusión sugieren la existencia de diferentes fuentes en la génesis de los basaltos de la Fm Dumisseau, así como en la de otras unidades del CLIP Cretácico superior. Los basaltos transicionales y alcalinos de la Fm Dumisseau implican la fusión profunda de lherzolititas con granate y espinela, mientras que los basaltos toleíticos requieren un mayor grado de fusión de una fuente más somera y empobrecida. La pertenencia de la Fm Dumisseau al CLIP queda reforzada con la similitud de fuentes previamente descrita.

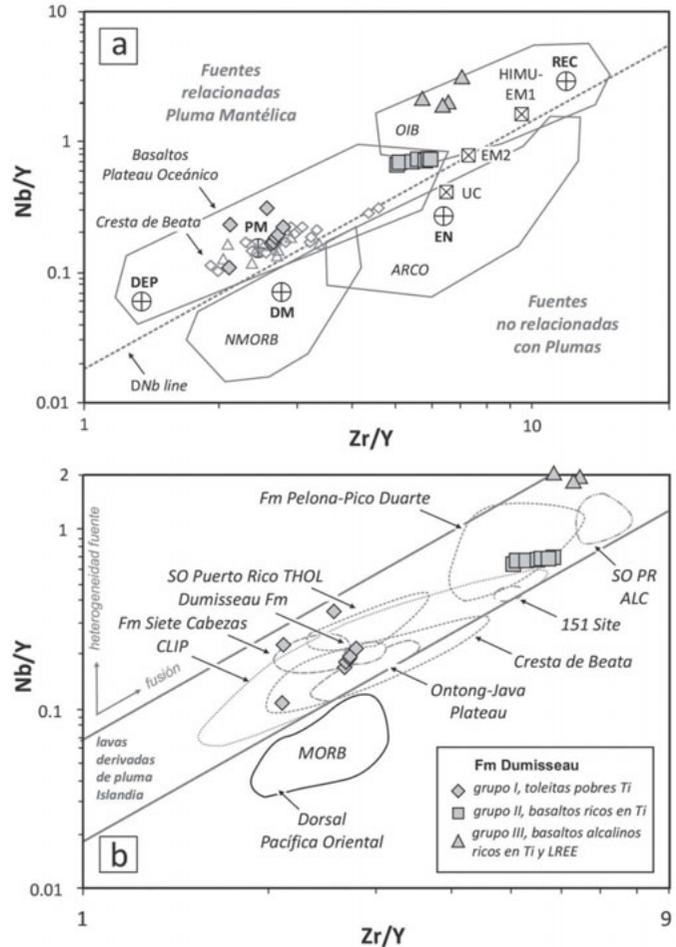


Figura 12. Muestras de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco representadas en un diagrama log-log de Nb/Y vs Zr/Y (Fitton *et al.*, 1997). Campos de fragmentos del CLIP en La Española y SO de Puerto Rico, tales como la Fm Dumisseau en Haití (Sen *et al.*, 1988), la Cresta de Beata (Révillon *et al.*, 2000), la Fm Pelona-Pico Duarte (Escuder Viruete *et al.*, 2011) y la Fm Siete Cabezas (Escuder Viruete *et al.*, 2008), también caen dentro de las líneas definidas por las lavas de pluma mantélica de Islandia. Las lavas N-MORB de la Dorsal Pacífica Oriental (Mahoney *et al.*, 1993) caen debajo de estas líneas. El diagrama muestra los términos composicionales de los componentes del manto: UC, corteza continental superior; PM, manto primitivo; DM, manto empobrecido somero; EN, componente enriquecido; y REC, componente reciclado. Ver texto para una discusión.

Figure 12. Samples of the Dumisseau Fm in the Sierra de Bahoruco plotted in a log-log diagram of Nb/Y vs Zr/Y after Fitton *et al.* (1997). Fields of fragments of the CLIP in Hispaniola and SW Puerto Rico, as the Dumisseau Formation in Haiti (Sen *et al.*, 1988), Beata Ridge (Révillon *et al.*, 2000), Pelona-Pico Duarte Fm (Escuder Viruete *et al.*, 2011) and Siete Cabezas Formation (Escuder Viruete *et al.*, 2008), also plot within the tramlines defined by Icelandic mantle plume lavas. East Pacific Rise N-MORB lavas (Mahoney *et al.*, 1993) plot below this field. Diagram shows the end-members of the mantle components: UC, upper continental crust; PM, primitive mantle; DM, shallow depleted mantle; EN, enriched component; and REC, recycled component. See text for further discussion.

Reservorios mantélicos e implicaciones genéticas de los magmas

La fuente mantélica profunda puede ser distinguida de la fuente somera N-MORB en basaltos relacionados con una pluma utilizando las relaciones Zr/Y y Nb/Y (Fitton *et al.*, 1997; Kerr *et al.*, 2004). En un diagrama log-log Zr/Y versus Nb/Y, la línea ΔNb que separa las fuentes de basaltos de pluma de las no relacionadas con una pluma proporciona una buena discriminación (Fig. 12), debido a que los basaltos que caen debajo de la línea ΔNb son aquellos que derivan tanto de una fuente empobrecida somera (DM), como de zonas de subducción, o de fundidos de plumas que han sido contaminados por corteza continental y/o litosfera subcontinental. En el diagrama Nb/Y versus Zr/Y, las muestras de la Fm Dumisseau son caracterizadas en términos de componentes mantélicos y comparadas con otras unidades del CLIP (Escuder Viruete *et al.*, 2007, 2011).

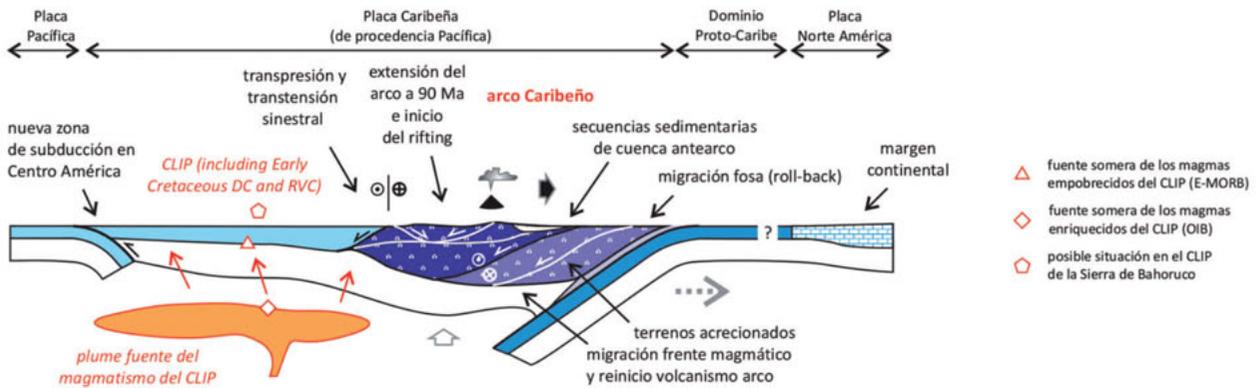
La Figura 12 muestra como todos los grupos composicionales de la Fm Dumisseau caen encima de la línea ΔNb en el campo de las fuentes relacionadas con plumas, con las muestras del grupo I cerca de la composición del PM, las de grupo II en el borde del campo de los basaltos de plateau, y las del grupo III en el campo de los basaltos OIB. Esto es consistente con la inferencia previa de que todos los magmas están derivados de una pluma mantélica heterogénea. En esta figura, la heterogeneidad de la pluma fuente de las rocas queda expresada por una tendencia vertical, o variable Nb/Y. También, los diferentes grupos geoquímicos de la Fm Dumisseau definen una tendencia lineal sub-paralelo a la línea ΔNb , la cual sugiere derivación desde una fuente peridotítica similar al PM, con variables cantidades de un componente reciclado (REC) y afectada por variables tasas de fusión (Fitton *et al.*, 1997; Revillon *et al.*, 2000). En términos de las relaciones Zr/Y-Nb/Y, las muestras de la Fm Dumisseau carecen de una contribución significativa de un componente empobrecido somero (DM) y desde el cual deriva N-MORB, también indicado por el campo representativo de los MORB de la Dorsal Pacífica Oriental en la Fig. 12 (Sinton *et al.*, 1991; Su y Langmuir, 2003; Donnelly *et al.*, 2004). Por otro lado, ninguno de los grupos composicionales de la Fm Dumisseau con valores altos de Zr/Y presenta un componente enriquecido (EN), lo que sugiere ausencia de material continental en su génesis, tanto cortical como subcortical litosférico. En cambio, los grupos composicionales II y III presenta variables proporciones en su génesis de un componente mantélico reciclado (HIMU-EM1 y/o HIMU-EM2).

Significado del magmatismo de pluma en el Cretácico Superior

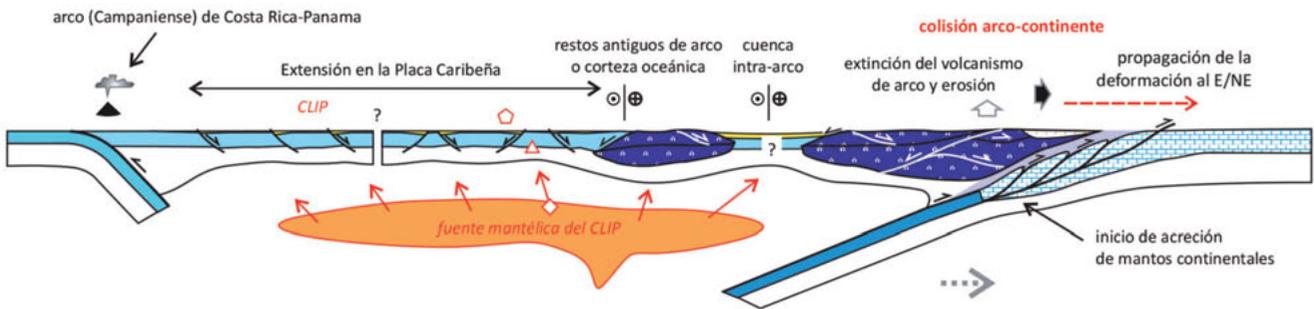
Kerr *et al.* (1997) han mostrado que los basaltos de plateau oceánico del CLIP caen en el diagrama log Nb/Y-log Zr/Y entre las dos líneas que definen las lavas derivadas de una pluma de Islandia. Para estos autores, esta similaridad indica que el CLIP se formó en, o próximo a, un centro de apertura oceánica. En la Fig. 12, las rocas volcánicas de la Fm Dumisseau caen entre las dos líneas, lo cual también sugiere que los magmas fueron formados en un centro de apertura influenciado por una pluma. Además, el rango geoquímico de valores de Zr/Y para los magmas de grupo I coincide con el del campo MORB Pacífico, indicando un enriquecimiento en Nb debido a un componente de pluma superpuesto. Los magmas basálticos relativamente empobrecidos de las Fm Siete Cabezas, Dumisseau, SO de Puerto Rico y el fondo oceánico Caribeño sondeado en el DSDP Leg 15, podrían ser interpretados de forma similar. No obstante, los magmas de grupo II y III fueron derivados de una fuente más profunda y enriquecida, como es el caso también de los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte, el sitio 151, y el SO de Puerto Rico.

Esta relaciones pueden ser explicadas considerando el modelo propuesto por Escuder-Viruete y Pérez-Estaún (2011) y Escuder-Viruete *et al.* (2013) en el que el magmatismo de pluma característico del CLIP tuvo lugar en el sector de tras-arco del arco-isla intraoceánico Caribeño en el Cretácico superior. Durante este tiempo, la subducción hacia el SO de la litosfera oceánica proto-Caribeña produce por roll-back una migración al NE del arco (Fig. 13). El roll-back da inicialmente lugar a extensión en el arco-isla (90-88 Ma) y posteriormente se expande al área de tras-arco de la Placa Caribeña (85-80 Ma), que estaría sometida a procesos de extensión cortical. La extensión dio eventualmente lugar a la creación de un centro de apertura oceánica caracterizado por un magmatismo no afectado por la subducción, así como la apertura de cuencas, aunque de amplitud desconocida. El centro de apertura y/o la extensión cortical producirían fundidos cuya fuente somera estaría modificada por un componente enriquecido de pluma, incorporado por flujo lateral en el manto desde el SO. Estos fundidos de tipo E-MORB darían lugar a las toleitas de grupo I de la Fm Dumisseau, así como a basaltos similares presentes en otras unidades campanienses del CLIP. Los fundidos de grupo OIB derivarían en cambio de una fuente más profunda y enriquecida de pluma, posiblemente situadas en áreas del back-arc sin conexión con el centro de apertura. Estos magmas darían lugar a los basaltos transicionales y alca-

a. Turoniense - Campaniense Inferior (92-82 Ma)



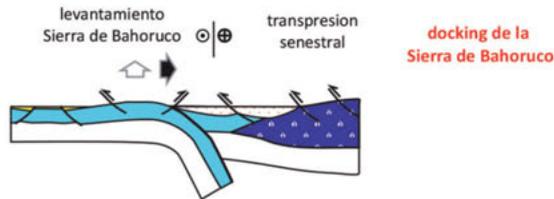
b. Campaniense Inferior - Paleoceno (82-60 Ma)



c. Eoceno - Mioceno (50-12 Ma)



d. Plioceno - Cuaternario (5-0 Ma)



linos de la Fm Dumisseau, así como a los de la Fm Pelona-Pico Duarte, producidos en el intervalo 80-68 Ma (Campaniense-Maastrichtiense). Este modelo tectonomagmático puede ser mejorado con futuras investigaciones de las rocas volcánicas que constitu-

yen el CLIP en La Española. Cualquier modelo análogo o alternativo propuesto debe explicar cómo las diversas unidades del CLIP, muy distantes espacialmente entre sí, fueron generadas por diferentes grados de fusión de regiones fuente marcadamente

Figura 13. Modelo tectónico para la evolución del segmento de La Española del complejo de subducción-colisión Caribeño, expandido de Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, (2013) y Escuder-Viruete *et al.* (2014). (a) Posteriormente a la acreción de terrenos bajo el arco-isla intraoceánico Caribeño, la migración de la fosa está acompañada por extensión del arco, migración del frente magmático y reinicio del magmatismo de arco. El avance de este proceso induce transpresión y transtensión, así como plutonismo tonalítico sin-tectónico en la Cordillera Central. El magmatismo relacionado con la pluma en el CLIP está localizado en la región de tras-arco. DC; Complejo Duarte, RVC, Complejo Río Verde. (b) Después de la colisión del arco-isla Caribeño y el margen continental de Norte América (~60±5 Ma) la evolución tectónica subsecuente está controlada por la formación de la zona de sutura, la subducción e incorporación de metasedimentos del margen al prisma de acreción y su exhumación secuencial por cabalgamiento de mantos estructurales de alta-P sobre mantos de baja-P, siguiendo una propagación de la deformación al NE. (c) Como resultado de la migración de la fosa, en la región de back-arc se forma una cuenca intra-arco de amplitud desconocida. Gran parte de la Placa Caribeña estuvo probablemente sometida a extensión durante este estadio, favoreciendo la formación de magmas de grupo E-MORB por fusión somera de una fuente enriquecida. Los fundidos derivados de una fuente profunda enriquecida son incorporados por flujo lateral desde el SO y producen el magmatismo de tipo OIB. (d) La evolución paleógena está caracterizada por una transferencia de la deformación colisional a la región de intra- y trasarco. Como consecuencia se forman estructuras compresionales dirigidas al SO y el levantamiento de la Cordillera Central. El inicio de subducción en la fosa de los Muertos da lugar al acercamiento de la parte del CLIP que dará lugar a la Cresta de Beata y a la Sierra de Bahoruco. (e) El docking del bloque de la Sierra de Bahoruco durante el Neógeno y Cuaternario origina su deformación compresional, el levantamiento y erosión.

Figure 13. Tectonic model for the evolution of the Hispaniola segment of the northern Caribbean subduction-accretionary complex, expanded from Escuder-Viruete and Pérez-Estaún, (2013) and Escuder-Viruete *et al.* (2014). (a) After accretion/underplating of terranes beneath the intra-oceanic Caribbean island-arc, trench roll-back is accompanied by (composite) Caribbean arc extension, magmatic front migration and resumption of arc magmatism. Advanced arc rifting induces sinistral transpression and transtension, as well as syn-tectonic tonalitic plutonism in the Central Cordillera. Forearc and trench turbiditic sequences are deposited over and in front of the subduction-accretionary complex. Plume-related magmatism in the CLIP is located in the back-arc region. DC; Duarte Complex, RVC; Río Verde Complex. (b) After Caribbean island-arc-North America continental collision (~60±5 Ma) the subsequent tectonic evolution is controlled by the suture-zone formation, the accretion of meta-sediments of the continental margin to the accretionary wedge and their sequential exhumation by thrusting of higher-P onto lower-P structural nappes, following a northeastward propagation of deformation. (c) As a result of migration from the trench, in the back-arc region an intra-arc basin of unknown amplitude is formed. Much of the Caribbean plate was probably subjected to extension during this stage, favouring the formation of E-MORB-like magmas by the melting of a shallow enriched source. Melts derived from a deeper Caribbean-plume enriched source are incorporated by lateral flow from the SW and produced the OIB-like magmatism of the Dumisseau Fm. (d) Paleogene evolution is characterized by the transfer of the collisional deformation to the intra- and back-arc region. As result, SW-directed compressional structures are formed with uplift of the Central Cordillera. The onset of subduction at the Los Muertos trench leads to the approach of the part of the CLIP which is the Beata Ridge and the Sierra de Bahoruco. (e) The Neogene and Quaternary evolution is characterized by the docking of the Sierra de Bahoruco block, which cause its compressional deformation and uplift.

heterogéneas y durante al menos el intervalo de tiempo Turoniense-Coniacense a Campaniense superior-Maastrichtiense.

Agradecimientos

Los autores agradecen a John Lewis, Gren Draper, Peter Baumgartner y otros colegas del equipo IGME-BRGM la ayuda y discusión sobre la geología de la República Dominicana. Se agradece también la ayuda y soporte del Servicio Geológico Nacional del Gobierno Dominicano, particularmente al Ing. Santiago Muñoz. Los autores agradecen las revisiones constructivas realizadas al manuscrito por Gren Draper y Joaquin Proenza. Este trabajo es parte del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana financiado por el programa SYSMIN-II de la Unión Europea y también recibe ayuda de los Proyectos MCI/MINECO CGL2009-08674/BTE y CGL2012-33669/BTE.

Referencias

- Abad, M. 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5969-I (Enriquillo) y Memoria correspondiente. Proyecto 1B de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo. 202 pp.
- Bandini, A.N., Baumgartner, P.O., Flores, K., Dumitrica, P. and Jackett, S.J. 2011. Early Jurassic to early Late Cretaceous radiolarians from the Santa Rosa accretionary complex (northwestern Costa Rica), *Ophioliti*, 36(1), 1–35.
- Baumgartner, P.O., Flores, K., Bandini, A.N., Girault, F. and Cruz, D. 2008. Late Triassic to Cretaceous Radiolaria from Nicaragua and Northern Costa Rica—The Mesquito Oceanic terrane. *Ophioliti*, 33, 1-19.
- Bédard, J.H. 1999. Petrogenesis of Boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of Subducted Source Components. *Journal of Petrology*, 40, 1853-1889.
- Bellon, H., Maury, R.C., Joron, J.L., Bourgeois, J. and Aubouin, J. 1985. Geochemistry, mineralogy, and ⁴⁰K-⁴⁰Ar radiometric dating of Leg 84 basalts-Guatemala trench. In: Deep Sea Drilling Project (Von Huene, R., *et al.*, Eds.).

- Initial Reports, 84. Washington, DC. US Government Printing Office, 655-663.
- Buchs, D. M., Arculus, R.J., Baumgartner, P.O., Baumgartner-Mora, C. and Ulianov, A. 2010. Late Cretaceous arc development on the SW margin of the Caribbean Plate: Insights from the Golfito, Costa Rica, and Azuero, Panama, complexes, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(7), Q07S24.
- Buchs, D. M., Pilet, S., Baumgartner, P.O., Cosca, M., Flores, K. and Bandini, A.N. 2013. Low-volume intraplate volcanism in the Early/Middle Jurassic Pacific basin documented by accreted sequences in Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 1552-1568. doi:10.1002/ggge.20084
- Calmus, T. 1983. Contribution a l'étude geologique du Massif de Macaya (Sud-ouest d'Haiti, Grandes Antilles), sa place dans l'évolution de l'orogene Nord-Caraïbe. These Docteur de 3er Cycle, L'Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 163 pp.
- De León, R.O. 1989. Geología de la Sierra de Bahoruco (República Dominicana). Museo Nacional de Historia Natural. Santo Domingo, 112 p.
- Denyer, P. and Baumgartner, P.O. 2006. Emplacement of Jurassic-Lower Cretaceous radiolarites of the Nicoya Complex (Costa Rica). *Geologica Acta*, 4(1-2), 203-218.
- Denyer, P., Baumgartner, P.O. and Gazel, E. 2006. Characterization and tectonic implications of Mesozoic-Cenozoic oceanic assemblages of Costa Rica and Western Panama, *Geologica Acta*, 4(1-2), 219-235.
- Dolan, J., Mullins, H. and Wald, D. 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean region: oblique collision, strain partitioning and opposing slabs. In Dolan, J. and Mann, P. (eds) Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. *Geological Society America Special Paper*, 326: 1-61
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G. and Westercamp, D. 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G. and Case, J. (eds), The Caribbean Region. Vol. H. The Geology of North America. *Geological Society of America*, 339-374.
- Donnelly, K., Goldstein, S., Langmuir, C. and Spiegelman, M. 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth Planetary Science Letters*, 226, 347-366.
- Draper, G., Mann, P., Lewis, J.F. 1994. Hispaniola. In: Donovan SK, Jackson TA (eds) Caribbean Geology: An introduction. University of the West Indies Publishers Association, Jamaica, pp. 129-150
- Duncan, R. A. and Hargraves, R. B. 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: Bonini, W. E., Hargraves, R. B. & Shagam, R. (eds) The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. *Geological Society of America, Memoir*, 162, 81-93.
- Escuder-Viruete, J. 2010. Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000. Informe (Parte 1) de Petrología de Rocas Ígneas y Metamórficas, Hojas de Polo, La Ciénaga, Enriquillo, Sabana Buey y Nizao. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 33 pp.
- Escuder-Viruete, J. and Pérez-Estaún, A. 2013. Contrasting exhumation P-T paths followed by high-P rocks in the northern Caribbean subduction-accretionary complex: Insights from the structural geology, microtextures and equilibrium assemblage diagrams. *Lithos*, 160-161, 117-144. doi: 10.1016/j.lithos.2012.11.028
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Contreras, F., Joubert, M., Weis, D., Ullrich, T.D. and Spadea, P. 2007. Plume mantle source heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. *Journal of Geophysical Research*, 112, B04203. doi: 10.1029/2006JB004323.
- Escuder-Viruete, J., Joubert, M., Urien, P., Friedman, R., Weis, D., Ullrich, T. and Pérez-Estaún, A. 2008. Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos*, 104, 378-404. doi:10.1016/j.lithos.2008.01.003.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A. and Weis, D. 2010. Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 407-425. doi: 10.1007/s00531-007-0253-4.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Joubert, M. and Weis, D. 2011. The Pelona-Pico Duarte basalts Formation, Central Hispaniola. An on-land section of Late Cretaceous volcanism related to the Caribbean large igneous province. *Geologica Acta*, 9(3-4), 1-22.
- Escuder-Viruete, J., Valverde-Vaquero, P., Rojas-Agramonte, Y., Gabites, J. and Pérez-Estaún, A. 2013. From intra-oceanic subduction to arc accretion and arc-continent collision: Insights from the structural evolution of the Río San Juan metamorphic complex, northern Hispaniola. *Journal of Structural Geology*, 46, 34-56. doi: 10.1016/j.jsg.2012.10.008
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S. and Taylor, R.N. 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planetary Science Letters*, 153: 197-208
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., and Ogg, G.M., editors, 2012. The Geologic Time Scale 2012, vol. 1: Boston, Elsevier, 1144 p., <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.01001-5>.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Mitchell, S.F. and Millar, I.L. 2008. Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous oceanic plateau lavas in eastern Jamaica. *Lithos*, 101, 323-343.
- Hauff, F., K. A. Hoernle, P. van den Bogaard, G. E. Alvarado, and Garbe-Schönberg, D. 2000. Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5), 1009, doi:10.1029/1999GC000020.
- Hoernle, K., Bogaard, P. van den, Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G.E. and Garbe-Schönberg, D. 2002. Missing history (16-71 Ma) of the Galapagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas, *Geological Society American Bulletin*, 30(9), 795-798.

- Hoernle, K., Hauff, F., Bogaard, P. van den. 2004. A 70 Myr history (139–69 Ma) for the Caribbean large-igneous province, *Geology*, 32, 697–700, doi:10.1130/G20574.1.
- Jolly, W.T., Schellekens, J.H. and Dickin, A.P. 2007. High-Mg andesites and related lavas from southwestern Puerto Rico (Greater Antilles Island Arc): petrogenetic links with emplacement of the Caribbean mantle plume. *Lithos*, 98, 1–26.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., and Dickin, A.P. 2008. Bimodal volcanism in northeast Puerto Rico and the Virgin Islands (Greater Antilles Island Arc): Genetic links with Cretaceous subduction of the mid-Atlantic ridge Caribbean spur. *Lithos*, 103 (2008) 393–414.
- Joubert, M. 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5970-II (La Ciénaga) y Memoria correspondiente. Proyecto 1B de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo. 202 pp.
- Kerr, A.C. 2003. Oceanic Plateaus. In: Rudnick, R. (ed.) *The Crust*. Elsevier Science: Oxford. *Treatise on Geochemistry* Vol. 3, Holland, H. D., Turekian, K. K. (eds.), pp. 537-565.
- Kerr, A.C. and Tarney, J. 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33, 269–272
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A. and Saunders, A.D. 1997. The Caribbean–Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In: Mahoney, J., Coffin, M.F. (Eds), *Large-igneous Provinces*. AGU Washington DC. pp. 123–144.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G.F. and Duncan, R.A. 2002. Pervasive mantle plume head heterogeneity: evidence from the late Cretaceous Caribbean–Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B7), 10.1029/2001JB000790
- Lapierre, H., Dupui, V., Lepinay, B.M., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernandez, J. and Loubert, M. 1997. Is the Lower Duarte Complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau? *Journal of Geology*, 105, 111–120.
- Lapierre, H., Dupuis, V., de Lepinay, B.M., Bosch, D., Monié, P., Tardy, M., Maury, R.C., Hernández, J., Polvé, M., Yeghicheyan, D. and Cotton, J. 1999. Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology*, 107: 193– 207
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., de Lepinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller F. and Senebier, F. 2000. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research*, 105, 8403-8421.
- Lewis, J.F. and Draper, G. 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. In: *The Geology of North America* (Dengo, G., Case, J.E., Eds.), Vol. H, The Caribbean region. *Geological Society of America*, 77-140.
- Lewis, J.F., Escuder-Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G. and Draper, G. 2002. Subdivisión Geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 81-122.
- Llinás, R.A. 1972. Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, República Dominicana. Tesis Doctoral. México City, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 83 p
- Mann, P. 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. In: Mann, P. (Ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4, 3-31.
- Mann P., Draper G. and Lewis, J.F., 1991b. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G., Lewis J.F. Eds.). *Geological Society of America Special Paper*, 262, 1-28.
- Mauffret, A. and Leroy, S. 1997. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, 161–104.
- Mauffret, A., Leroy, S., Vila, J.M.V., Hallot, E., Mercier de Lépinay, B. and Duncan, R.A. 2000. Diving submersible survey of the central Caribbean Igneous Province reveals the internal structure and composition of an oceanic plateau. *Marine Geophysical Review*.
- Maurrasse, F.J.M. 1981. New data on the stratigraphy of the southern peninsula of Haiti. En : *Transactions du 1er colloque sur la géologie d Haiti* (Maurrasse, F.J.M. Ed.). Ministère des Mines et des Ressources Énergétiques Port-au-Prince, Port-au-Prince, Haiti. 184-198.
- Maurrasse, F.J.M., G., Husler, J., Georges, G., Schmitt, R. and Damond, P. 1979. Upraised Caribbean sea-floor below acoustic reflector B" and the Southern Peninsula of Haiti. *Geologie en Mijnbouw*, 8, 71-83
- Meschede, M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Montgomery, H., Pessagno, E.A., Lewis, J.F. and Schellekens, J. 1994. Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics*, 13, 725-732.
- Montgomery, H. and Pessagno, E.A. 1999. Cretaceous microfaunas of the Blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola. Caribbean, in Mann, P., ed., *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, v. 4, p. 237-246.
- Pérez-Valera, F. 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5970-III (Polo) y Memoria correspondiente. Proyecto 1B de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- Pérez Valera, F. and Abad de los Santos, M. 2010. Informe Estratigráfico y Sedimentológico. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 168 pp.

- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G. and Higgs, R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Lallemand, A. and Sisson V.B. (eds.), Caribbean-South American plate interactions. *Geological Society of America Special Paper*, 394, 7-52.
- Pindell, J. and Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication*. 328, 1-55.
- Révilion, S., Hallot, E., Arndt, N., Chauvel, C. and Duncan, R.A. 2000. A Complex History for the Caribbean Plateau: Petrology, Geochemistry, and Geochronology of the Beata Ridge, South Hispaniola. *Journal of Geology*, 108, 641-661.
- Salter, V.J.M. and Stracke, A. 2004. Composition of the depleted mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, doi: 10.1029/2003GC000597.
- Sandoval, M.I., Baumgartner, P.O., Escuder-Viruete, J., Gabites, J. and Mercier de Lépinay, B. 2015. Late Cretaceous radiolarian biochronology of the Pedro Brand section, Tireo Group, eastern Central Cordillera, Dominican Republic: a contribution to the Caribbean Large Igneous Province stratigraphy. *Revue de Micropaléontologie*. 58, 85-106.
- Sen, G., Hickey-Vargas, D.G., Waggoner, F., and Maurrasse, F. 1988. Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters*, 87, 423-437.
- Shaw, D.M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.
- Sinton, J.M., Smaglik, S.M., Mahoney, J.J. and Macdonald, K.C. 1991. Magmatic processes at superfast Mid-Ocean Ridges: Glass compositional variations along the East Pacific Rise 13°-23°S. *Journal Geophysical Research*, 96, 6133-6155
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J. and Estrada, J.J. 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth Planetary Science Letters*, 155, 221-235.
- Sinton, C. W., Sigurdsson, H., Duncan, R. A., Leckie, R. M., Acton, G. D., Abrams, L. J., Bralower, T., J., Carey, S. N., Chaisson, W., P., Cotillon, P., Cunningham, A. D., Hondt, S. L., Droxler, A. W., Galbrun, B., Gonzalez, J., Haug, G. H., Kameo, K., King, J. W., Lind, I. L., Louvel, V., Lyons, T. W., Murray, R. W., Mutti, M., Myers, G., Pearce, R. B., Pearson, D. G., Peterson, L. C., and Roehl, U. 2000. Geochronology and petrology of the igneous basement at the lower Nicaraguan Rise, Site 1001. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 165, p. 233-236.
- Su, Y. and Langmuir, C.H. 2003. Global MORB chemistry compilation at the segment scale, PhD Thesis, Department of Earth and Environmental Sciences, Columbia University. <http://petdb.ldeo.columbia.edu/documentation/morbcompilation/>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication*, 42, 313-345.
- Thompson, P.M.E., Kempton, P.D., White, R.V., Saunders, A.D., Kerr, A.C., Tarney, J. and Pringle, M.S. 2004. Elemental, Hf-Nd isotopic and geochronological constraints on an island arc sequence associated with the Cretaceous Caribbean Plateau: Bonaire, Dutch Antilles. *Lithos*, 74, 91-116.
- Van Den Berghe, B. 1983. Evolution sédimentaire et structurale depuis le Paleocène de secteur "Massif de la Selle-Barouco-Nord de la Ride de Beata" dans l'orogène nor Caraïbe (Hispaniola Grandes Antilles). These de doctorat, Université Marie y Pierre Curie, Paris, 205 pp.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Science Letters*, 50, 11-30.

Recibido: marzo 2015

Revisado: julio 2015

Aceptado: julio 2015

Publicado: septiembre 2017