

# La geoquímica de la Formación Maimón (Cordillera Central, República Dominicana) revisada

L. Torró<sup>(1)</sup>, J. A. Proenza<sup>(1)</sup>, A. García-Casco<sup>(2)</sup>, J. Farré de Pablo<sup>(1)</sup>, R. del Carpio<sup>(3)</sup>, P. León<sup>(3)</sup>, C. Chávez<sup>(3)</sup>, H. Domínguez<sup>(4)</sup>, Salvador Brower<sup>(5)</sup>, J. Espaillet<sup>(6)</sup>, C. Nelson<sup>(7)</sup>, J. F. Lewis<sup>(8)</sup>

(1) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona (UB), Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain.

E-mail: lisardtorro@hotmail.com

(2) Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18002 Granada, España. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Av. las Palmeras, 4, 18100 Armilla, Granada. España

(3) Corporación Minera Dominicana, C/ José A. Brea Peña #3, Edificio District Tower, Level 3, Ensanche Evaristo Morales, Santo Domingo, República Dominicana

(4) Everton Minera Dominicana S.R.L., Av J. F. Kennedy 44D-Santo Domingo, República Dominicana

(5) Brouwer Geoconsultores, E.I.R.L. C/ Cul de Sac No. 7, Altos de Villa Marina, Santo Domingo D.N., República Dominicana

(6) GoldQuest Mining Corp. 155 Wellington St. W Suite 2920, Toronto, Ontario, M5V 3H1, Canada

(7) Recursos del Caribe, S.A., 2360 23rd Street, Boulder, Colorado 80304, USA

(8) Department of Earth and Environmental Sciences, George Washington University, Washington, DC 20052, USA

## RESUMEN

Los materiales volcánicos de la Formación Maimón, metamorfozados en facies de esquistos verdes, son representativos del magmatismo más antiguo registrado en el arco-isla del Cretácico del Caribe. A partir de nuevos datos geoquímicos de roca total y mediante el uso de elementos traza inmóviles (elementos de alto potencial iónico - HFSE, tierras raras - REE), se reconoce el predominio de protolitos basálticos y una menor proporción de rocas de composición intermedia y ácida. Geoquímicamente, los protolitos basálticos han sido clasificados como boninitas, toleítas de arco de isla pobres en Ti y LREE, toleítas de arco de isla pobres en Ti normales y escasas toleítas de arco de isla normales. Las rocas ácidas presentan claras afinidades boniniticas y toleíticas y pertenecerían al tipo M (derivadas del manto). La geoquímica de las toleítas pobres en Ti y LREE permite su clasificación como FAB (*Fore-Arc Basalts*, i.e. basaltos de ante-arco), término recientemente acuñado para describir toleítas con rasgos de MORB (basaltos de dorsal centro-oceánica) identificados en el ante-arco de Izu-Bonin-Mariana. La presencia de FAB y su correlación estratigráfica con boninitas son indicativas de formación en un contexto de ante-arco durante los primeros estadios magmáticos en un régimen extensional ligado al inicio de la subducción y el nacimiento del arco-isla. La Fm. Maimón puede representar la sección superior (volcánica) de una ofiolita tipo "inicio de subducción".

Palabras clave: Arco de Islas Volcánicas, Basaltos de Ante-arco-FAB, Caribe, Geoquímica, Ofiolita.

## ***The geochemistry of the Maimón Formation (Central Cordillera, Dominican Republic) revisited***

### ABSTRACT

Volcanic rocks from the Maimón Formation, metamorphosed under greenschist facies conditions, represent the most ancient arc magmatism recorded in the Cretaceous Caribbean island arc. From new geochemical data, and on the basis of immobile trace elements (high field strength elements - HFSE, rare earth elements - REE), a predominance of basaltic protoliths over intermediate and acid compositions have been determined. Geochemically, the basaltic protolith includes boninites, low-Ti LREE-depleted island arc tholeiites, normal low-Ti island arc tholeiites, and exiguous normal island arc tholeiites. The acid rocks present a clear boninitic and tholeiitic affinity and are of the M-type (mantle-derived). The geochemistry of low-Ti LREE-depleted island arc tholeiites permits their classification as fore-arc basalts (FAB), which is a term introduced recently to describe tholeiites with MORB (mid-ocean ridge basalt)-like features from the Izu-Bonin-Mariana fore-arc. The presence of FAB and their stratigraphic association with boninites indicate formation in a fore-arc environment during the earliest stage of island arc magmatism in an extensional setting that characterizes the onset

*of subduction and birth of an island arc. The Maimón Formation could represent the volcanic top of an ophiolite of the "subduction initiation" type.*

*Key words: volcanic island arcs, fore-arc basalts-FAB, Caribbean, geochemistry, ophiolite.*

## ABRIDGED ENGLISH VERSION

### **Introduction and Methods**

The rocks from the Maimón Formation (Central Cordillera, Dominican Republic) are claimed to be part of the oldest and most primitive volcanism in the Caribbean island-arc (Horan, 1995; Lewis et al., 2000, 2002). However, there is still controversy as to its formation geotectonic setting within the island-arc system and its relationship with other lower Cretaceous geologic units cropping out in the Dominican Republic. Here we present a review of the PIA (Primitive Island Arc; Fig. 1) series in the Caribbean region, the Dominican Republic and the Maimón Formation as well as new litho-geochemical data obtained from a set of samples representative of the volcanic sequence of the Maimón Formation in its central and southern part. The new data is compared with previous results and interpreted and discussed on the basis of the latest knowledge on intraoceanic subduction initiation and island-arc birth.

This study developed from a total of 182 drill core and in situ field samples from the Maimón Formation. Whole rock geochemistry was determined for a total of 36 samples; major element and Zr concentrations were determined by means of X Ray fluorescence (XRF) whereas trace elements were measured by ICP Mass Spectrometry (ICP-MS).

### **Results and Discussion**

Rocks of volcanic protolith from the Maimón Formation are mainly metabasitic schists and gneissic meta-vulcanites, and less abundant meta-hyaloclastites (Fig. 2). Accordingly to descriptions by Draper et al. (1996) and Draper and Gutiérrez-Alonso (1997), rocks in the Ozama shear zone present higher deformation and metamorphic grade, are conspicuously recrystallized and develop planar foliation structures and mylonitic textures. Deformation progressively diminishes in the el Altar zone, in which foliation is less penetrative and protomylonitic textures, magmatic mineral remnants, amygdales and other primary structures are preserved.

Rocks from the Maimón Formation have undergone extensive sea-floor metamorphism as well as hydrothermal alteration linked to the formation of the VMS deposits. As a result, a number of elements (Si, K, Na, Ca, Mg, Fe, Rb, Ba, Sr; Fig. 3) are likely to have mobilized and hence those elements considered immobile in such post-magmatic conditions (HFSE, REE, transition elements and Th) are used here for igneous rock classification and tectonic discrimination. According to the Zr/Ti vs. Nb/Y classification diagram of Pearce (1996), rocks from the Maimón Formation range from subalkaline basalts to rhyodacites (Fig. 4). Studied samples from the Maimón Formation are predominantly basalts and less abundant andesites and basaltic andesites and rhyodacites.

Geochemical analyses of volcanic rocks from the Maimón Formation whose protoliths were identified as basalts returned remarkably low Nb contents (<2 ppm; Table 1), that in the chondrite-normalized extended REE diagrams translate as marked negative Nb anomalies when compared to values of NMORB (Fig. 5). High V/Ti ratios of studied basalts are indicative of formation in island-arc settings in opposition to low ratios that characterize those basalts formed in MOR or mature back-arcs (Shervais, 1982). Basaltic rocks from the Maimón Formation have been classified according to their TiO<sub>2</sub> and Cr (used as immobile proxy for MgO) contents into three types: type I or boninites, type II or low-Ti IAT (LOTI) and type III or normal IAT.

Type-I basalts or boninites (TiO<sub>2</sub><0.5 wt. % and Cr>275 ppm) show general depletions in REE compared to NMORB, with chondrite-normalized REE patterns varying from slightly convex (depletion in MREE relative to LREE and HREE) to mildly LREE-depleted (positive slopes). Studied boninites from the Maimón Formation show similar normalized patterns to those described by Escuder-Virueite et al. (2006) in the Los Ranchos Formation, although LREE values are occasionally higher, similar to boninites from the Izu-Bonin-Mariana (IBM) fore-arc (Pearce et al., 1992; Reagan et al., 2010). However, chondrite-normalized patterns of LREE-depleted boninites show indisputable similarity to basalts described as transitional (from Fore Arc Basalts, FAB, to boninites) in the IBM fore-arc basin by Reagan et al. (2010).

Type-II or LOTI basalts (0.4<TiO<sub>2</sub><0.8 wt. % and Cr<275 ppm) show conspicuous depletion in REE compared to NMORB. According to their chondrite-normalized REE patterns, LOTI basalts can be grouped into two sub-types: IIa or LREE-depleted LOTI and IIb or normal LOTI.

Type-IIa or LREE-depleted LOTI basalts are in the majority among the studied basalts from the Maimón

Formation. These basalts are characterized by strong LREE depletion and flat MREE and HREE segments in chondrite-normalized diagrams. Chondrite-normalized values of type-II basalts from the Maimón Formation describe similar patterns to those of LREE-depleted LOTI basalts described in the Los Ranchos Formation by Escuder-Viruete et al. (2006) and FAB from the IBM fore-arc (Reagan et al., 2010; Ishizuka et al., 2011), even if the REE values in our study case are lower as a rule. Relatively high V contents (206 to 374 ppm) and low V/Ti ratios (10 to 15) of the LREE-depleted LOTI basalts from the Maimón Formation are also consistent with those of FAB of IBM (Reagan et al., 2010). These observations permit the classification of our LREE-depleted LOTI basalts as FAB, a term coined by Reagan et al. (2010) for describing "MORB-like" subduction-influenced tholeiitic lavas originating in the IBM fore-arc.

Type-IIb or normal LOTI basalts show flat chondrite-normalized REE patterns, with slightly higher MREE and HREE abundances than the boninites and LREE-depleted LOTI basalts described above. Normal LOTI basalts from the Maimón Formation show great similarity with basalts from the Los Ranchos Formation described as LREE-depleted LOTI and generally have lower REE contents than those described as normal IAT by Escuder-Viruete et al. (2006).

Type-III or normal IAT basalts ( $\text{TiO}_2 > 0.8$  wt. %) are exiguous among the studied basalts from the Maimón Formation. The analyzed normal IAT basalt from the Maimón Formation shows a near-flat chondrite-normalized REE pattern. Normal IAT basalts from the Maimón Formation show similar HREE values to LREE-depleted LOTI basalts from the Los Ranchos Formation (Escuder-Viruete et al., 2006) and MREE and HREE concentrations in the range of normal IAT basalts of this Formation.

Andesites returned  $\text{TiO}_2$  and Cr contents in the range of 0.4 to 0.8 wt. % and 2 to 186 ppm, respectively; their C1-normalized REE patterns are fairly flat with slight positive slopes (Fig. 6).

Rocks of rhyodacitic composition from the Maimón Formation show marked Nb negative anomalies and mild Th positive anomalies (Fig. 7). Their chondrite-normalized REE patterns vary from near-flat to slightly LREE-depleted or, in those samples with lower REE contents, convex. Tholeiitic- and boninitic-like chondrite-normalized REE patterns, lacking LREE enrichment, and low REE, Zr and  $\text{TiO}_2$  contents are distinctive to typical calc-alkaline felsic volcanic rocks. Hence the studied rhyodacites are interpreted to have tholeiitic and boninitic affinities. Studied rhyodacites from the Maimón Formation are depleted in LREE relative to felsic volcanics from Los Ranchos Formation (Escuder-Viruete et al., 2006). Rhyodacites from the Maimón Formation plot in the volcanic arc granite field, with typical compositions of primitive (juvenile) arc settings of the M (i.e. mantle derived)-type.

Boninites and tholeiites of the Maimón Formation are displaced from the mantle array (depleted mantle-MORB-OIB) defined in the Th/Yb vs. Nb/Yb diagram of Pearce and Peate (1995; Fig. 8a) towards higher Th/Yb ratios and plot within the field of oceanic arc basalts (Pearce, 2014). This indicates a subduction component in the magmas and that the source of basalts from the Maimón Formation was depleted or NMORB-type mantle wedges without any evidence of contribution from an enriched mantle (e.g. mantle plume influence). Low LREE/HREE ratios (Fig. 8b) exhibited by the basalts from the Maimón Formation denote a shallow mantle origin outside of the garnet stability field (Pearce and Peate, 1995; Pearce, 2008) in an intraoceanic setting (i.e. far from continental crust contamination; Hawkesworth et al., 1993).

The presence of boninites in stratigraphic correlation with FAB, as observed in the Maimón Formation, is a major indicator of a subduction-initiation fore-arc ridge in opposition to a back arc basin setting (Ishizuka et al., 2014, Pearce, 2014 and references therein). Subduction-initiation ophiolites are formed in fore-arc settings during the extensional event that accompanies initial sinking and ensuing slab roll-back of a newly subducting plate, immediately after subduction commences (Stern and Bloomer, 1992). Escuder-Viruete et al. (2014) inferred the extrusion of LREE-depleted LOTI volcanic rocks (here identified as FAB) at  $>126$  Ma, previous to the deposition of layered troctolites of boninitic affinity (126 Ma) from the Puerto Plata Ophiolitic Complex (northern Hispaniola); however, these authors noted that LREE-depleted LOTI basalts were not found in Puerto Plata. FAB from the Maimón Formation, therefore, probably represents the first extrusive magmatic products of the nascent Caribbean island-arc, perhaps as old as 135 Ma (cf. Rojas-Agramonte et al., 2011; Pindell et al., 2012).

## Introducción

Los materiales de la Formación (Fm.) Maimón, en la Cordillera Central de República Dominicana, son reconocidos como parte del volcanismo más antiguo y primitivo del arco-isla del Caribe (Lewis et al., 2000, 2002). No obstante, existe controversia sobre su con-

texto tectónico de formación dentro del sistema del arco-isla y su relación con otras formaciones geológicas del Cretácico Inferior en República Dominicana.

En este trabajo presentamos una revisión de las series PIA (*Primitive Island Arc*) del Caribe, de República Dominicana y de la Fm. Maimón junto con nuevos datos de la litogeoquímica de las rocas de la

secuencia volcanosedimentaria de la Fm. Maimón. Los nuevos resultados son comparados y complementados con los escasos y desiguales datos geoquímicos publicados hasta el momento. Por último, éstos son discutidos e interpretados en base a nuevos avances en el conocimiento del inicio de la subducción intraoceánica y el subsecuente nacimiento y desarrollo inicial de los arcos de islas (Reagan *et al.*, 2010; Stern *et al.*, 2012; Ishizuka *et al.*, 2014).

### **Breve revisión de los modelos evolutivos del arcoisla del Caribe: las series PIA/IAT**

La historia de los límites de placa convergentes (subducción) del Caribe puede trazarse desde el Cretácico Inferior hasta la actualidad. Estos límites están definidos por dos cinturones orogénicos, uno hacia el oeste formado por interacción con las placas pacíficas de Cocos y Nazca y otro hacia el norte, este, y sur formado por interacción con las placas Norte y Suramericana (cinturón Caribeño: Guatemala - Antillas Mayores - Antillas Menores - Antillas Holandesas - Venezuela - Colombia - Ecuador). Este último cinturón está constituido por fragmentos acrecionados de: arcos vulcano-plutónicos, litosfera oceánica ("ofiolitas") del Caribe (Pacífico) y Proto-Caribe (Atlántico), canales de subducción, cuencas de trinchera, materiales de retro-arco y ante-arco, y de los márgenes continentales de Norteamérica y Suramérica así como bloques continentales menores como Maya y Chortís (e.g. Pindell *et al.*, 2005, 2006; García-Casco *et al.*, 2008; Iturralde-Vinent *et al.*, 2008; Pindell y Kennan, 2009; Boschman *et al.*, 2014).

Los procesos de subducción-acreción-colisión estuvieron controlados por subducción de litosfera oceánica (i.e., Proto-Caribe = Atlántico central) bajo litosfera oceánica (i.e., Caribe = Pacífico) desde ca. 135 Ma (Rojas-Agramonte *et al.*, 2011; Pindell *et al.*, 2012). El arco-isla de las Antillas Mayores contiene un amplio registro de volcanismo asociado a subducción que, prolongándose durante más de 70 Ma, abarca términos boniníticos y toleíticos de arco (IAT) del Cretácico Inferior en gradación general hasta series calco-alcalinas ricas en K del Cretácico Superior (Donnelly y Rogers, 1980; Donnelly *et al.*, 1990; Lebron y Perfit, 1994; Kerr *et al.*, 1999; Jolly *et al.*, 2001), si bien existen toleitas de arco del Cretácico Superior (e.g. Proenza *et al.*, 2006; Marchesi *et al.*, 2007). Existe un amplio consenso en que, precediendo la subducción, la formación de la litosfera oceánica del Proto-Caribe (brazo Caribeño del Atlántico Central) tuvo lugar a partir de rifting continental de edad Jurásico Medio/Superior y sucesiva apertura

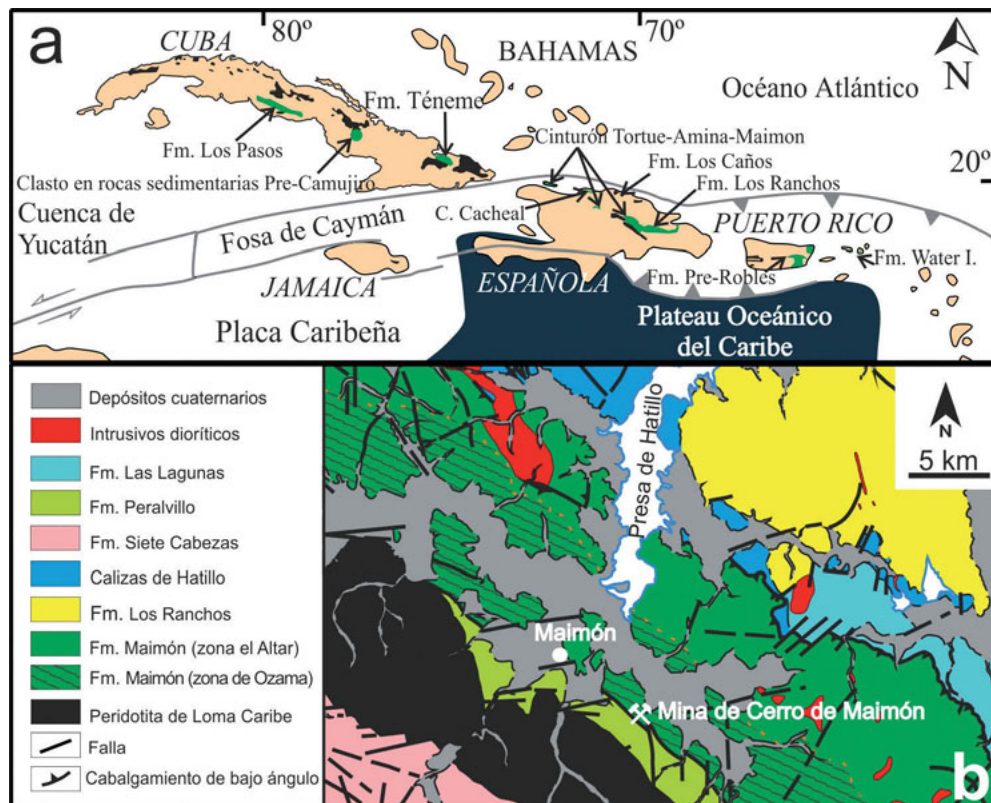
Cretácica de una cuenca oceánica entre los continentes de Norte y Suramérica tras la ruptura de Pangea (Pindell y Barret, 1990; Meschede y Frisch, 1998; Mann, 1999; Boschman *et al.*, 2014). Esta corteza oceánica está compuesta mayoritariamente por basaltos con afinidades MOR (*mid-ocean ridge*; Donnelly, 1994). El comienzo de la subducción del Proto-Caribe durante el Cretácico Inferior dio lugar al nacimiento y construcción del Arco-Isla del Caribe sobre el basamento oceánico de la placa del Caribe (fragmento escindido de la placa de Farallón, de origen Pacífico). La separación continuada de Norte y Suramérica en la periferia del Proto-Caribe hasta el Cretácico terminal permitió la progresiva inserción de la placa del Caribe desde el dominio Pacífico donde empezó a formarse (e.g. Pindell *et al.*, 2005, 2012).

Para las Antillas Mayores, se acepta de forma mayoritaria un buzamiento SO de la subducción del Proto-Caribe bajo la placa del Caribe durante el Cretácico Superior y Terciario cuya finalización, y la del vulcanismo asociado, sucedería en el Eoceno Superior como resultado de la colisión del arco con la plataforma de Bahamas. En cambio, la polaridad inicial de la subducción, la existencia de un cambio de polaridad a lo largo del Cretácico o de un único o múltiples arcos siguen siendo objeto de recurrente discusión (e.g. Kerr *et al.*, 1999; Iturralde-Vinent, 2003; Proenza *et al.*, 2006; Marchesi *et al.*, 2007; García-Casco *et al.*, 2008; Pindell *et al.*, 2012; Escuder-Viruete *et al.*, 2014; Lázaro *et al.*, 2014). Los primeros modelos evolutivos del Caribe que abrazaron las ideas de la tectónica de placas en los años 1970'-80' (Bracey y Vogt, 1970; Malfait y Dinkelman, 1972; Iturralde-Vinent, 1975; Ladd, 1976; Mattson, 1979; Maurrasse, 1981; Pindell y Dewey, 1982; Walper, 1982) fueron recogidos, complementados y discutidos posteriormente por Draper y Lewis (1989), Donnelly *et al.* (1990), Lewis y Draper (1990) y Pindell y Barret (1990). La complejidad de la geología, particularmente en la región central de la isla de La Española (República Dominicana), sugirió que los primeros estadios de evolución podrían haber implicado la superposición de dos arcos: un primer Proto-Arco de las Antillas Mayores que se generó por subducción con buzamiento E de la placa Farallón y un segundo arco superpuesto a partir de la subducción con buzamiento O del Proto-Caribe posterior a un cambio de polaridad en el Turoniense-Campaniense (Kerr *et al.*, 1999). Alternativamente, Pindell y Kennan (2009) y Pindell *et al.* (2012) proponen que el arco volcánico del Caribe se formó desde el Cretácico Inferior (ca. 135 Ma) posteriormente al inicio de la subducción desde el NE (buzamiento SO) a lo largo de la transformante inter-Americana que conectaría la subduc-

ción hacia el E de los márgenes activos occidentales de Norte y Sudamérica. Estos dos modelos son recogidos y representados gráficamente en la Fig.1 de Lázaro *et al.* (2014).

En las Antillas Mayores, el magmatismo asociado a subducción y su correspondiente actividad intrusiva y extrusiva se prolongaron a lo largo del Cretácico Inferior hasta el Eoceno. De acuerdo con sus afinidades geoquímicas, se distinguen dos grandes conjuntos de magmas: 1) los de afinidad toleítica y boninitica, conocidos como series PIA/IAT (*Primitive Island Arc/Island-Arc Tholeiites*), del Cretácico Inferior, que de forma general gradan a 2) series calco-alcalina (CA) y calco-alcalina rica en K (CA-K) durante el Cretácico Superior – Eoceno (Donnelly y Rogers, 1980; Donnelly *et al.*, 1990; Kerr *et al.*, 1999). El cambio de la afinidad del magmatismo de arco, de series PIA/IAT a CA, es concebido o bien como un cambio gradual relacionado con la madurez del arco o arcos (Kerr *et al.*, 2003) o como un cambio abrupto ligado a una inversión en la polaridad de la subducción duran-

te el Aptiense-Albiense (Lebron y Perfit, 1993, 1994; Draper *et al.*, 1996; Lewis *et al.*, 2002). Si bien es cierto que en las Antillas Mayores las rocas del PIA-IAT preceden a las CA, la transición de unas a otras aparentemente se prolongó desde el Barremiense hasta el Turoniense (ca. 130-90 Ma; Proenza *et al.*, 2006; Marchesi *et al.*, 2007; Hastie *et al.*, 2009; Pindell *et al.*, 2012). Por otro lado, García-Casco *et al.* (2008) proponen que la subducción-acreción durante el Campaniense tardío – Paleoceno temprano de secuencias sedimentarias de margen pasivo de afinidad Proto-Caribeña (Atlántica; a las que agrupan bajo el nombre de Caribeana) desencadenó una interrupción o atenuación en el volcanismo de arco y un cambio en el ángulo de la subducción con especial afectación al O del arco (Cuba central y occidental). Posteriormente a la acreción y consiguiente reorganización de placas, la sección Cubana del arco quedó desgajada de la placa del Caribe hasta su soldadura final con la placa Norteamericana (Plataforma de Bahamas) en el Eoceno, mientras que la sección La



**Figura 1.** (a) Localización geográfica de las series Primitive Island Arc (PIA) (verde) y las peridotitas ofiolíticas (negro) de las Antillas Mayores. Compilación a partir de las referencias en el texto principal. (b) Mapa geológico de la Fm. Maimón en Cordillera Central de República Dominicana (modificado de Martín y Draper, 1999).

**Figure 1.** (a) Geographic location of the Primitive Island Arc (PIA) series (green) and ophiolitic peridotites (black) of the Greater Antilles. Compilation from references in the main text. (b) Geologic map of the Maimón Fm. in Cordillera Central of the Dominican Republic (modified from Martín y Draper, 1999).

Española-Puerto Rico-Islas Vírgenes continuó evolucionando como un margen subductivo (con fuerte componente en dirección) hasta la soldadura de La Española con el margen Norteamericano (Plataforma de Bahamas) y la subducción continuada hasta la actualidad en Puerto Rico-Islas Vírgenes y las Antillas Menores.

El PIA fue primeramente descrito por Donnelly y Rogers (1967) en base a contenidos menores de U y menores razones Th/U en rocas de las unidades volcánicas del Cretácico Inferior del N de las Islas Vírgenes. Donnelly *et al.* (1990) indicaron que las rocas PIA diferían ligeramente de las series IAT en la región del Caribe. Las rocas volcánicas del PIA incluyen series bimodales constituidas esencialmente por basaltos, andesitas basálticas y en menor proporción dacitas y riolitas sistemáticamente afectadas por metamorfismo de fondo oceánico (i.e. espilitización y keratofirización respectivamente). Similar a los IAT convencionales, los PIA típicamente tienen bajos contenidos en LILE (*large ion-lithophile elements*), LREE y HFSE (*high field strength elements*) con patrones normalizados de REE horizontales o ligeramente enriquecidos o empobrecidos en LREE. Sin embargo, algunos basaltos PIA en las Antillas Mayores tienen afinidades boniníticas (Fm. Maimón, Horan, 1995; Lewis *et al.*, 2002, y la unidad basal de la Fm. Los Ranchos, Escuder-Viruete *et al.* 2006, en República Dominicana; Fm. Téneme, Proenza *et al.*, 2006, y Los Pasos, Díaz de Villalvilla *et al.*, 1997, en Cuba; Fm. Water Island, Jolly y Lidiak, 2006, en las Islas Vírgenes).

A partir de la reconstrucción de las relaciones magmáticas en el complejo ofiolítico de Puerto Plata en República Dominicana, Escuder-Viruete *et al.* (2014) proponen para el nacimiento del Arco-Isla Caribeño: 1) un rollback extremadamente rápido con buzamiento O/SO de la placa del Proto-Caribe con generación de magmas boniníticos y rocas volcánicas IAT empobrecidas en LREE (>126 Ma) y volcanismo de afinidad boninítica a medida que la fertilización del manto por fluidos derivados de la corteza subducida progresa (126 Ma) y 2) volcanismo bimodal de afinidad IAT "normal" por ascensión de manto fertilizado por fluidos expelidos de la placa subyacente durante la tectónica extensional en el ante-arco (122-110 Ma).

De E a O, las rocas volcánicas del PIA en las Antillas Mayores incluyen: la Formación Water Island en Virgin Islands; la Formación pre-Robles en el E de Puerto Rico; las Formaciones Los Ranchos, Los Caños, Amina, Maimón (y su extensión en la isla Tortue) y el Complejo El Cacheal en Española; La Formación Téneme, clastos de rocas del PIA en rocas

sedimentarias pre-Camujiro cerca de la provincia de Camagüey y la Formación Los Pasos en Cuba central (Fig. 1a; Donnelly y Rogers, 1980; Donnelly *et al.*, 1990; Lebron y Perfit, 1993, 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996a, 1996b; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Díaz de Villalvilla, 1997; Díaz de Villalvilla *et al.*, 2003; Simon *et al.*, 1999; Kerr *et al.*, 1999; Lidiak y Jolly, 2002; Blein *et al.*, 2003; Proenza *et al.*, 2006; Marchesi *et al.*, 2007; Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2007a,b, 2014).

### Revisión del volcanismo tipo PIA/IAT del cretácico inferior en República Dominicana

La isla de la Española destaca de entre el resto de las Antillas por ser la que presenta un registro geológico más completo de la evolución de la placa del Caribe (Pérez-Estaún *et al.*, 2002).

En el marco del modelo de inversión de polaridad, y apoyado en datos geoquímicos regionales de unidades de la Cordillera Central de República Dominicana, Lewis *et al.* (2002) propusieron una subducción inicial con buzamiento NE de la placa de Farallón (Océano Pacífico) que desarrollaría el llamado Arco-Isla Primitivo del Caribe (Arco I o PIA); el magmatismo relacionado registraría afinidad toleítica. La subsecuente inversión en la polaridad de la subducción, en respuesta a la colisión del arco con el *plateau* (meseta) oceánico Caribeño-Colombiano (CCOP), daría inicio a una subducción de buzamiento SO de la placa Atlántica (proto-Caribeña) en el Aptiense-Albiense (ca. 120-100 Ma); la composición de los magmas asociados variaría hacia afinidades calco-alcalinas (Arco II o CA). El momento de la colisión y cambio de polaridad que estos autores propusieron es, no obstante, remarcablemente más antigua que la propuesta por autores como Kerr *et al.* (1999) que sitúan este evento en el Turoniense-Campaniense (ca. 90-80 Ma). Contrariamente, una subducción del Proto-Caribe con buzamiento O/SO ya en el Cretácico Inferior (desde ca. 126 Ma, Escuder-Viruete *et al.*, 2014) es ampliamente descrita o interpretada en numerosos trabajos recientes sobre la evolución geodinámica de las unidades del Cretácico Inferior de República Dominicana (e.g. Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008, 2010, 2014).

En República Dominicana, las rocas volcánicas pertenecientes a las series PIA afloran principalmente a lo largo del Cinturón Medio y al NO de éste en la Cordillera Central, al NE del cuerpo de peridotitas (Loma Caribe) y *plateau* oceánico (Complejo Duarte, y Fm. Siete Cabezas, Lewis *et al.*, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2002, 2007c, 2008) (Fig. 1); la prolongación

hacia el E de estas mismas formaciones aflora en la Sierra del Ceibo en la Cordillera Oriental (Lewis y Draper, 1990 y sus referencias). Afloramientos más exigüos aparecen también en la Cordillera Septentrional Dominicana (Escuder-Viruete *et al.*, 2014 y sus referencias).

En la Cordillera Central Dominicana, las series volcánicas tipo PIA están alojadas en las formaciones de Maimón, Amina y Los Ranchos (esta última, ocasionalmente referida como Unidad del Ceibo en su prolongación aflorando en la Cordillera Septentrional; Lewis y Draper, 1990; Lewis *et al.*, 2000, 2002; Kesler *et al.*, 2005; Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2007a,b). Tanto Maimón como Amina registran deformación dúctil intensa y metamorfismo en facies de esquistos verdes (Kesler *et al.*, 1991; Escuder-Viruete *et al.*, 2002). En la Cordillera Septentrional Dominicana, las series PIA se encuentran en los materiales volcánicos de la Fm. Los Caños (en el complejo ofiolítico de Puerto Plata) y del Complejo El Cacheal (Escuder-Viruete *et al.*, 2014). Dataciones radiométricas U/Pb en zircones llevadas a cabo en rocas de los diferentes miembros que conforman la Fm. Los Ranchos reportan edades en un intervalo ca. 130 a 110 Ma (Kesler *et al.*, 1991, 2005; Escuder-Viruete *et al.*, 2006 y sus referencias) y dataciones de  $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$  en muestras de la Sierra de El Ceibo resultaron en una edad  $112.4 \pm 11$  Ma (Bellon *et al.*, 1985). Por otro lado, las calizas micríticas arrecifales de la Fm. Hatillo, de edad Albiense Inferior (113-100 Ma según Myczynski e Iturralde-Vinent, 2005) y dispuestas discordantemente sobre estas formaciones de arco volcánico, indican una edad del vulcanismo Aptiense o más antiguo.

Los protolitos de las Fms. Maimón, Amina y Los Ranchos tienen firmas elementales e isotópicas (Sr y Nd) muy similares, sugiriendo una fuente magmática y procesos petrogenéticos comunes (Horan, 1995; Lewis *et al.*, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2007a, 2010). El origen y posición relativa de estas unidades dentro del arco-isla primitivo sigue siendo una cuestión de debate. Escuder-Viruete *et al.* (2007a, 2010) proponen un origen co-genético de las tres formaciones. Por el contrario, Lewis *et al.* (2002) distinguen entre un origen en el ante-arco para las Fms. Maimón y Amina y un contexto de formación en la zona axial del arco para la Fm. Los Ranchos. Horan (1995), por su parte, concluyó que la Fm. Maimón se habría formado en la zona de tras-arco. Las relaciones de isótopos de Pb de las Fms. Maimón y Amina son más bajas ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.4$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.5$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 37.9$ ; Horan, 1995) que los de la Fm. Los Ranchos (Cumming y Kesler, 1987). El hecho de que las Fms. Maimón y Amina alojen depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS; Lewis *et al.*, 2000;

Andreu *et al.*, 2015) en claro contraste con el carácter epitermal de los encajados en la Fm. Los Ranchos (Torró *et al.* 2014; Nelson *et al.*, 2015 y sus referencias) sugiere que estas formaciones se originarían en contextos geodinámicos diferentes (Nelson *et al.*, 2011).

### **La Fm. Maimón: Relaciones de campo, estratigrafía, estructura, litologías, deformación y metamorfismo**

La Fm. Maimón es un estrecho cinturón de unos 9 km de ancho y 73 km de largo con orientación NO-SE (Fig. 1b) que aflora en la zona central de la Cordillera Central Dominicana. Está limitada tectónicamente por la Peridotita de Loma Caribe y la Fm. Peralvillo Sur hacia el SO y la Fm. Los Ranchos al NE. La peridotita de Loma Caribe, formada mayormente por harzburgitas y en menor proporción dunitas, lherzolitas y piroxenitas serpentinizadas (Lewis *et al.*, 2006; Proenza *et al.*, 2007), está separada de la Fm. Maimón en su parte S por la Fm. Peralvillo Sur (Fig. 1b). Esta última unidad es descrita como una fina secuencia de rocas volcánicas y volcanosedimentarias de arco de aparente edad Cretácico Superior (Martín y Draper, 1999; Lewis *et al.*, 2000) que documentaría movimientos tectónicos en el Cretácico Superior-Terciario (Draper y Gutiérrez-Alonso, 1997). Las Fms. Maimón, Amina y Los Ranchos fueron cubiertas por las calizas de la Fm. Hatillo durante el Albiense-Cenomaniense (Kesler *et al.*, 2005). No obstante, la Fm. Maimón cabalga la Fm. Hatillo a lo largo de la falla de Hatillo (Fig. 1b). Tanto la Fm. Maimón como las propias calizas de la Fm. Hatillo fueron intruidas por dioritas de aparente edad Paleocena (Bowin, 1966; Martín y Draper, 1999).

La Fm. Maimón está compuesta por rocas pre-Albienses volcánicas y volcanoclásticas bimodales y escasos horizontes de brechas y conglomerados, metamorfizadas en grado bajo y variablemente deformadas. Un horizonte de rocas sedimentarias lamina-das concordantes estratigráficamente con la serie volcánosedimentaria, en gran medida formada por tobas, cherts, pelitas y calizas metamorfizadas, aflora en la parte central de esta formación (Kesler *et al.*, 1991; Lewis *et al.*, 2000). Geoquímicamente, las rocas máficas (basaltos) varían entre toleítas pobres en Ti con afinidad boninitica a toleítas de arco-isla típicas; las rocas félsicas son mayormente tobas cuarzo-feldespáticas y porfíricas que muestran firmas geoquímicas con empobrecimientos en elementos traza y patrones normalizados muy similares a los de los basaltos, sugiriendo una fuente común para ambos magmas (Lewis *et al.*, 2000, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2007a).

La Fm. Maimón ha sido dividida por Draper *et al.* (1996) en dos dominios estructurales y metamórficos subparalelos: 1) la zona de cizalla de Ozama hacia el SO, donde la extrema deformación sufrida en facies de esquistos verdes obliteró en gran medida las texturas ígneas originales, y 2) la zona del Altar, mucho menos deformada y metamorfozada, hacia el NE, donde se reconocen texturas ígneas. Draper *et al.* (1996) y Draper y Gutiérrez-Alonso (1997) sugirieron que la peridotita de Loma Caribe fue emplazada tectónicamente sobre la Fm. Maimón en el Albiense tardío como consecuencia de un evento de cambio de polaridad de la subducción durante el Cretácico medio. Criterios cinemáticos y observaciones estructurales en los esquistos verdes miloníticos y filoníticos de la zona de cizalla (Ozama) de Maimón indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N-NNE. La obducción del cuerpo de peridotitas resultaría en la deformación y metamorfismo de la Fm. Maimón, siendo ésta especialmente intensa en la región contigua al cabalgamiento; la deformación disminuiría progresivamente hacia el NE, siendo remota en la Fm. Los Ranchos.

## Metodología

El presente estudio se desarrolla a partir de una colección de 182 muestras obtenidas durante diversas campañas de muestreo llevadas a cabo en los tres últimos años. Estas muestras han sido obtenidas tanto a partir de testigos de sondeo, facilitados por Perilya-CORMIDOM, como directamente en afloramientos y representan un perfil completo de la Formación Maimón en su parte central y sur. Las muestras de campo fueron tomadas siguiendo transectos perpendiculares a la dirección de la formación, mayoritariamente a lo largo de arroyos (Río Sin y arroyos de Los Martínez, Palo de Cuaba, Totones, Guaré, en el área de los Martínez, Maimón; Río Ozama y arroyo Malo, entre El Llano y La Majagua; Loma La Yautía, entre el Río Yuna y la Presa de Hatillo).

36 muestras fueron analizadas para geoquímica de roca total (Tabla 1). Las muestras fueron pulverizadas en un molino de anillos de carburo de tungsteno previa separación de vetas hidrotermales. Las concentraciones de los elementos mayores y el Zr se determinaron en perlas de fusión a partir de ~0.6 g de muestra pulverizada diluida en 6 g de  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ , mediante un equipo de fluorescencia de rayos X Philips Magix Pro (PW-2440) en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada (CIC-UGR). La precisión es mejor de  $\pm 1.5\%$  relativo para concentraciones del orden de 10% en peso; la precisión en la

medición de la concentración de Zr es mejor de  $\pm 4\%$  relativo para concentraciones de 100 ppm. Los elementos traza fueron determinados en el CIC-UGR por medio de espectrometría ICP-MS tras una digestión ácida con  $\text{HNO}_3 + \text{HF}$  de ~100 mg de muestra pulverizada en bombas de Teflón a ~180°C y 200psi durante 30 minutos, evaporación y secado y posterior disolución en 100 ml de  $\text{HNO}_3$  al 4%; la precisión es mejor de  $\pm 2\%$  y  $\pm 5\%$  relativo para concentraciones de 50 y 5 ppm, respectivamente.

La mineralogía y petrografía de las muestras se ha estudiado mediante unas 45 secciones delgadas por medio de microscopio petrográfico con luz transmitida y reflejada así como mediante microscopía electrónica (SEM-EDS). Esta última se ha llevado a cabo usando un equipo Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395 equipado con un sistema de microanálisis de dispersión de energías INCA Energy 250 operando a 20kV y una corriente de haz de 1nA en los *Serveis Científics i Tecnològics* de la Universidad de Barcelona.

## Descripción de los materiales de protolito volcánico de la Fm. Maimón

Las rocas de protolito volcánico de la Fm. Maimón estudiadas en el presente trabajo incluyen esquistos (mayormente metabásicos) y rocas gnéicas (metavulcanitas) como principales tipos litológicos; en menor medida también se observan metahialoclastitas. Concordantemente a las descripciones de Draper y Gutiérrez-Alonso (1997), las rocas de la Fm. Maimón en la zona de cizalla de Ozama presentan mayores grados de deformación y metamorfismo, con desarrollo de estructuras de foliación planar y texturas miloníticas (Fig. 2). El grado de deformación disminuye hacia la zona de El Altar, donde la foliación es menos penetrativa y se puede llegar a observar texturas protomiloníticas y relictos primarios. El estudio estructural a meso- y microescala permitió a Farré de Pablo (2014) catalogar hasta tres estadios de deformación/metamorfismo con blástesis asociadas (Fig. 2b-d) en las rocas del dominio de Ozama. Una primera deformación  $D_{p-1}$  desarrolló una foliación  $S_{p-1}$  preservada en forma de microlitones localizados entre planos de la foliación principal  $S_p$  (Fig. 2d) asociada a cizallamiento y crenulación  $D_p$ . Esta segunda etapa es coetánea con el pico o clímax metamórfico que provocó la práctica obliteración de estructuras primarias y deformativas anteriores. La esquistosidad es plana a ligeramente anastomosada y con desarrollo de bandedo composicional (Fig. 2f) y evidencias de cizalla (deformación no co-axial) tales como asimetrías en las sombras de presión (Fig. 2e) (*ribbon textures*)



alrededor de porfiroclastos. Un tercer estadio de deformación  $D_{p+1}$ , ligado a estadios de retrogradación o a un evento deformacional distinto (e.g., Terciario), generó plegamiento de las anteriores estructuras en forma de pliegues abiertos y localmente, una incipiente tercera foliación de plano axial,  $S_{p+1}$  (Fig. 2b, c).

En los esquistos, la foliación está definida por bandas desde milimétricas a sub-milimétricas de filosilicatos, principalmente clorita y moscovita (Fig. 2d, f) y localmente anfíboles orientados preferentemente. La morfología prismática de los cristales de anfíbol resulta en pliegues poligonales (Fig. 2i). Cristales elongados de cuarzo y plagioclasa se disponen comúnmente con el eje de elongación mayor paralelo a la foliación de la roca. Los porfidoclastos observados en los esquistos de la Fm. Maimón son principalmente granos monocristalinos de cuarzo (Fig. 2e), pirita de algunas decenas de micrómetros de tamaño y raramente relictos de plagioclasa. Se observan sombras de presión adyacentes a éstos, formadas en gran medida por cuarzo, así como texturas en lazo definidas por los filosilicatos envolventes. La epidota, muy abundante en rocas de protolito máfico, forma crecimientos en abanico (Fig. 2h) como resultado de episodios de deformación o crecimiento sincrónico a la deformación. Porfidoblastos sub-centimétricos a centimétricos policristalinos de cuarzo con suturas estilolíticas internas son muy comunes en esquistos tanto de protolito ácidos como máficos (véase apartado de geoquímica).

En la zona de El Altar, la menor deformación y menor grado metamórfico permiten la identificación petrográfica de los protolitos volcánicos de las rocas. Éstos consisten, en el caso de las rocas félsicas, en dacitas y riolitas masivas o ligeramente foliadas que contienen plagioclasas y cuarzo como fenocristales en una matriz muy fina a microcristalina. Por otro lado, los protolitos de las rocas máficas consisten en basaltos masivos con fenocristales de plagioclasa y escasos cristales de piroxeno en una matriz muy fina y/o con vidrio parcialmente recrystalizado y cloritizado (Fig. 2g). Localmente también pueden reconocerse hialoclastitas – hialoclastitas brechosas con clastos de composición máfica y matriz vítrea comúnmente amigdaloidal. Estas rocas presentan clastos angulosos y formas serradas, así como clastos en la matriz (*clast-in-matrix textures*), que sugieren fragmentación por enfriamiento rápido. Cuarzo, clorita, sericitamoscovita y epidota aparecen extensivamente como minerales de reemplazamiento/alteración de las fases originales (Fig. 2g). En las rocas máficas, la epidota presenta mayores proporciones, y localmente llega a ser la fase predominante en meta-epidositas.

## Caracterización geoquímica

### Alteración y metasomatismo

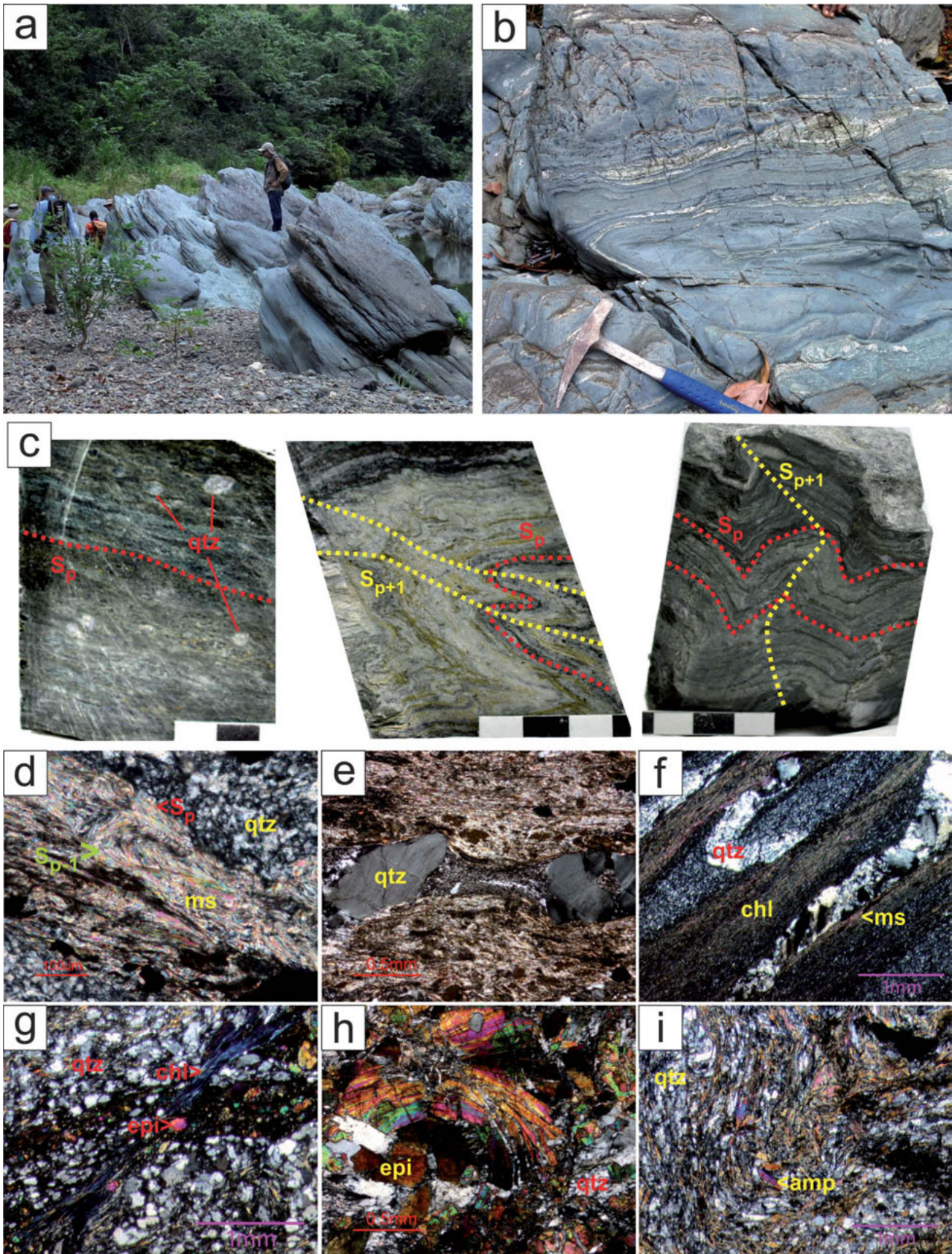
Las rocas de la Formación Maimón han sufrido una extensiva alteración hidrotermal ligada a la formación de los depósitos hidrotermales tipo Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS; Lewis *et al.*, 2000) que aloja, así como a procesos metasomáticos de fondo oceánico (espilitización y keratofirización). El estudio detallado de los datos de geoquímica de roca total mediante diagramas de movilidad elemental (Fig. 3) refleja fuertes patrones de enriquecimiento y empobrecimiento en elementos mayores y menores con respecto a concentraciones esperables según procesos de diferenciación puramente magmáticos. Estos patrones reflejan procesos de silicificación, cloritización, sericitización, mineralización de sulfuros y cambios de masa asociados. Consecuentemente, las concentraciones y razones de elementos químicos considerados inmóviles (elementos de alta carga, HFSE; tierras raras, REE; metales de transición y Th) serán usados aquí a la hora de proceder a la caracterización, clasificación y asignación paleotectónica de las muestras estudiadas.

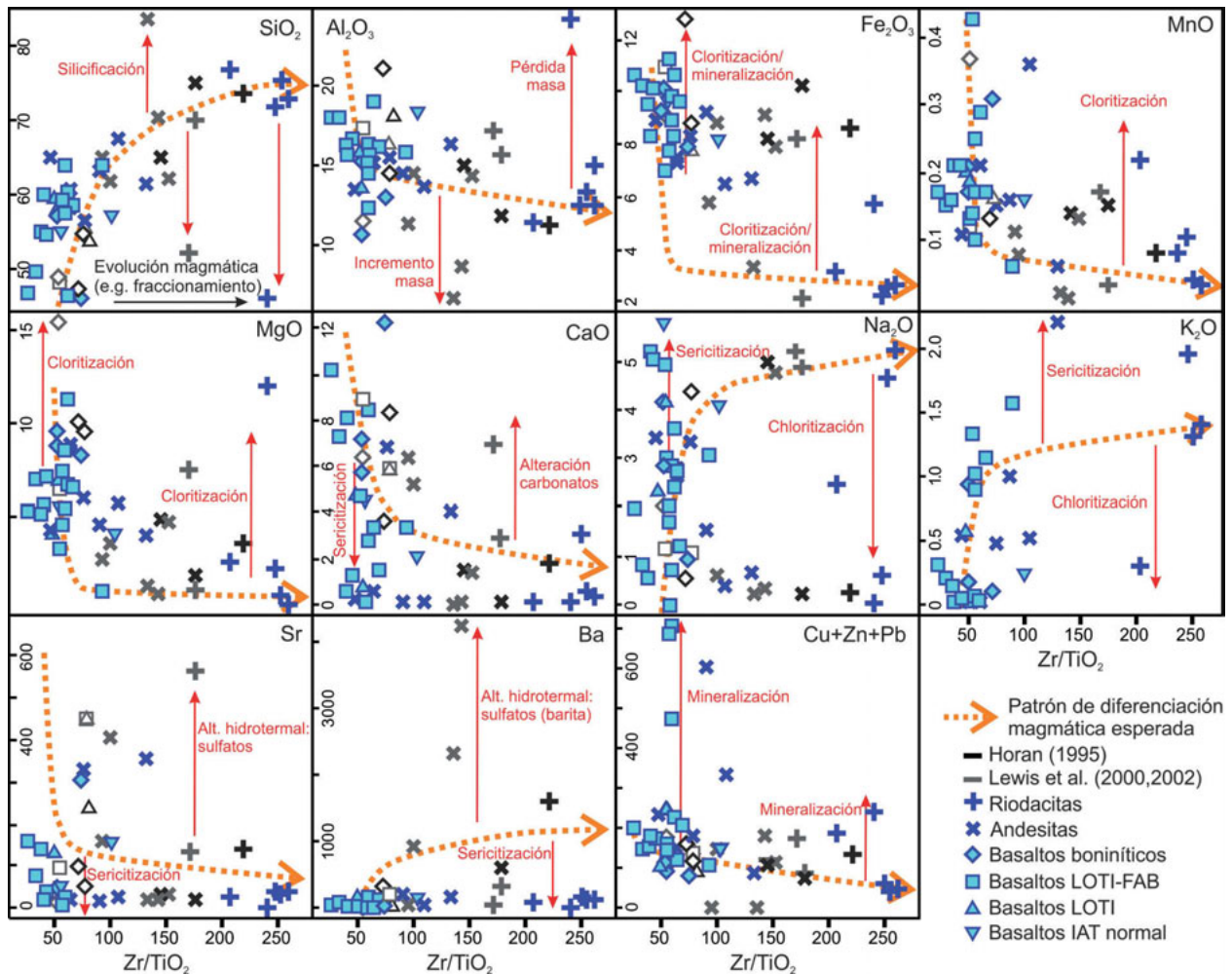
### Clasificación de los protolitos

De acuerdo al diagrama de clasificación de Pearce (1996, modificando el de Winchester y Floyd, 1977), las rocas estudiadas de la Fm. Maimón son basaltos a riolitas sub-alcalinos (Fig. 4). El grueso de las muestras analizadas concuerda con razones Zr/Ti y Nb/Y típicos de basaltos, con una amplia coincidencia con las unidades máficas de la Fm. Los Ranchos (Escuder-Virquete *et al.*, 2006). Un conjunto de muestras con razones Zr/Ti mayores son representativas de protolitos félsicos (dacitas y riolitas) que igualmente se representan en el mismo campo que la unidad félsica de la Fm. Los Ranchos. Finalmente, algunas muestras tienen valores intermedios de la razón Zr/Ti, por lo que son referidas aquí como andesitas. Este último grupo de muestras, representativo de un magmatismo intermedio, no encuentra aparentemente equivalencia en la Fm. Los Ranchos (Escuder-Virquete *et al.*, 2006), mientras que sí es descrito en la Fm. Amina (Escuder-Virquete *et al.*, 2007b)

### Caracterización de los protolitos básicos

Los análisis geoquímicos de las rocas cuyos protolitos han sido identificados como basaltos sub-alcali-



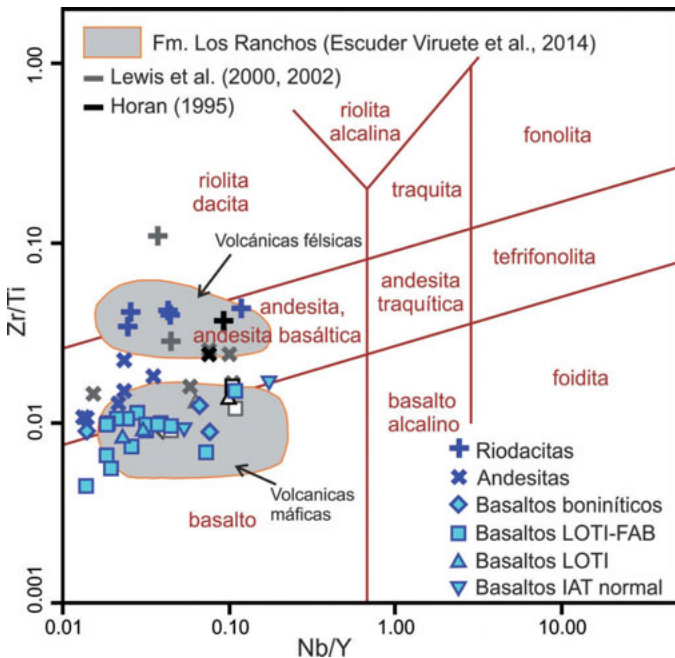


**Figura 3.** Diagramas de movilidad elemental para las rocas de la Fm. Maimón. Las razones  $Zr/TiO_2$  son usadas como aproximación a los patrones de evolución/diferenciación magmáticos. Los nuevos análisis son representados en azul, mientras que los reportados por Lewis et al. (2000, 2002) y Horan (1995) son dibujados en color gris y negro respectivamente.

**Figure 3.** Element mobility diagrams for rocks from the Maimón Fm.  $Zr/TiO_2$  ratios are chosen as a proxy of magmatic evolution trends. New geochemical data are represented in blue whereas data from Lewis et al. (2000, 2002) and Horan (1995) are drawn in grey and black colors, respectively.

**Figura 2.** (a) Afloramiento de esquistos metabásicos en el río Ozama, en la zona de cizalla de Ozama. (b) Detalle de los esquistos aflorantes en la zona de Ozama, con plegamiento isoclinal asociado a  $D_p$  del bandeo litológico y las venas de cuarzo boudinadas paralelamente a la foliación ( $S_p$ ). (c) Aspecto de los esquistos en muestras de mano serradas con indicación de los planos de foliación. (d-i) Microfotografías con microscopio petrográfico con luz transmitida en secciones delgadas pulidas de las muestras de la Fm. Maimón. (d) Microlitón de moscovita definiendo  $S_{p-1}$  limitada lateralmente por láminas de moscovita de la foliación principal  $S_p$  en matriz formada por cuarzo de tamaño de grano fino. (e) Sombras de presión asimétricas alrededor de porfiroclastos de cuarzo rotados con fuerte extinción ondulante en matriz fina de cuarzo y clorita. (f) Bandedo composicional metamórfico con bandas de clorita y cuarzo alternantes con moscovita local. (g) Meta-vulcanita con preservación parcial de vidrio volcánico parcialmente cloritizado con abundante reemplazamiento por epidota y clorita. (h) Meta-epidosita, con cristales de epidota deformados dispuestos en forma de abanico. (i) Cristales de anfíbol a lo largo de la foliación plegada, dibujando curvas poligonales. Abreviaturas: qtz: cuarzo; ms: moscovita; chl: clorita; epi: epidota; amp: anfíbol.

**Figure 2.** (a) Outcrop of metabasic schists in the Ozama River, Ozama shear zone. (b) Detail of schist from the Ozama zone, showing  $D_p$  isoclinal folding of the compositional banding and quartz veins, the latter boudinaged parallel to the  $S_p$  foliation. (c) Aspect of schists in sawed hand sample with indications of foliation planes. (d-i) Transmitted light microphotographs of representative thin sections from the Maimón Fm. (d)  $S_{p-1}$  in muscovite microlithon enveloped by  $S_p$  muscovite sheets in a fine-grained quartz matrix. (e) Asymmetrical pressure shadows adjacent to rotated quartz porphyroclasts displaying strong undulated or patchy extinction within a fine-grained quartz-chlorite matrix. (f) Metamorphic composition banding including alternating chlorite- and quartz-rich bands and local muscovite. (g) Meta-vulcanite with partially preserved chloritized glass in sample with abundant replacement by epidote and chlorite. (h) Meta-epidote, with deformed epidote crystals displaying fan-like texture. (i) Crystals of amphibole along folded rock foliation, describing polygonal curves. Abbreviations: qtz: quartz; ms: muscovite; chl: chlorite; epi: epidote; amp: amphibole.



**Figura 4.** Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977 modificado por Pearce, 1996) para las rocas volcánicas máficas y félsicas de la Formación Maimón. Los nuevos análisis son representados en azul, mientras que los reportados por Lewis et al. (2000, 2002) y Horan (1995) son dibujados en color gris y negro respectivamente. **Figure 4.** Zr/Ti vs. Nb/Y diagram (Pearce, 1996 after Winchester and Floyd, 1977) for mafic and felsic volcanic rocks from the Maimón Formation. New geochemical data are represented in blue whereas data from Lewis et al. (2000, 2002) and Horan (1995) are drawn in grey and black, respectively.

nos muestran bajos valores de Nb y Zr (Tabla 1) que en el diagrama de discriminación tectónica Nb-Zr-Y de Meschede (1986) se proyectan en el campo de los basaltos de arcos volcánicos y NMORB (Fig. 5a), de forma similar a las rocas de la Fm. Los Ranchos estudiadas por Escuder-Viruete et al. (2007a). Los altos valores de la razón V/Ti que registran los basaltos de la Fm. Maimón estudiados son indicativos de una formación en contextos de arcos de islas en contraposición a los generados en dorsales oceánicas y zonas de tras-arco maduros (*back-arc spreading*; de afinidad MORB) según el diagrama de clasificación tectónica de Shervais (1982; Fig. 5b). La mayoría de los datos aquí presentados se caracterizan por relaciones Ti/V comprendidos entre 10 y 20, indicando una afinidad toleítica (IAT) que sería característica también de basaltos de tras-arco (BABB) y ante-arco (FAB) generados cerca de la zona de subducción (Pearce, 2014); valores de Ti/V cercanos e inferiores a 10 en muestras de afinidad boninitica indican fusión de rocas mantélicas particularmente empobrecidas. Finalmente,

algunas muestras exhiben relaciones de Ti/V superiores a 20 similares a las de basaltos tipo MORB así como de BABB y FAB formados a mayores distancias de la zona de subducción. En general, las muestras de la Fm. Maimón presentan valores de Ti/V muy similares a los de otros basaltos de las series PIA de República Dominicana (Escuder-Viruete et al., 2014). Pronunciadas anomalías negativas en Nb respecto a NMORB (basaltos de dorsal oceánica normales; McDonough y Sun, 1995) son sistemáticas (Fig. 5d, f y h), indicando un origen relacionado con subducción.

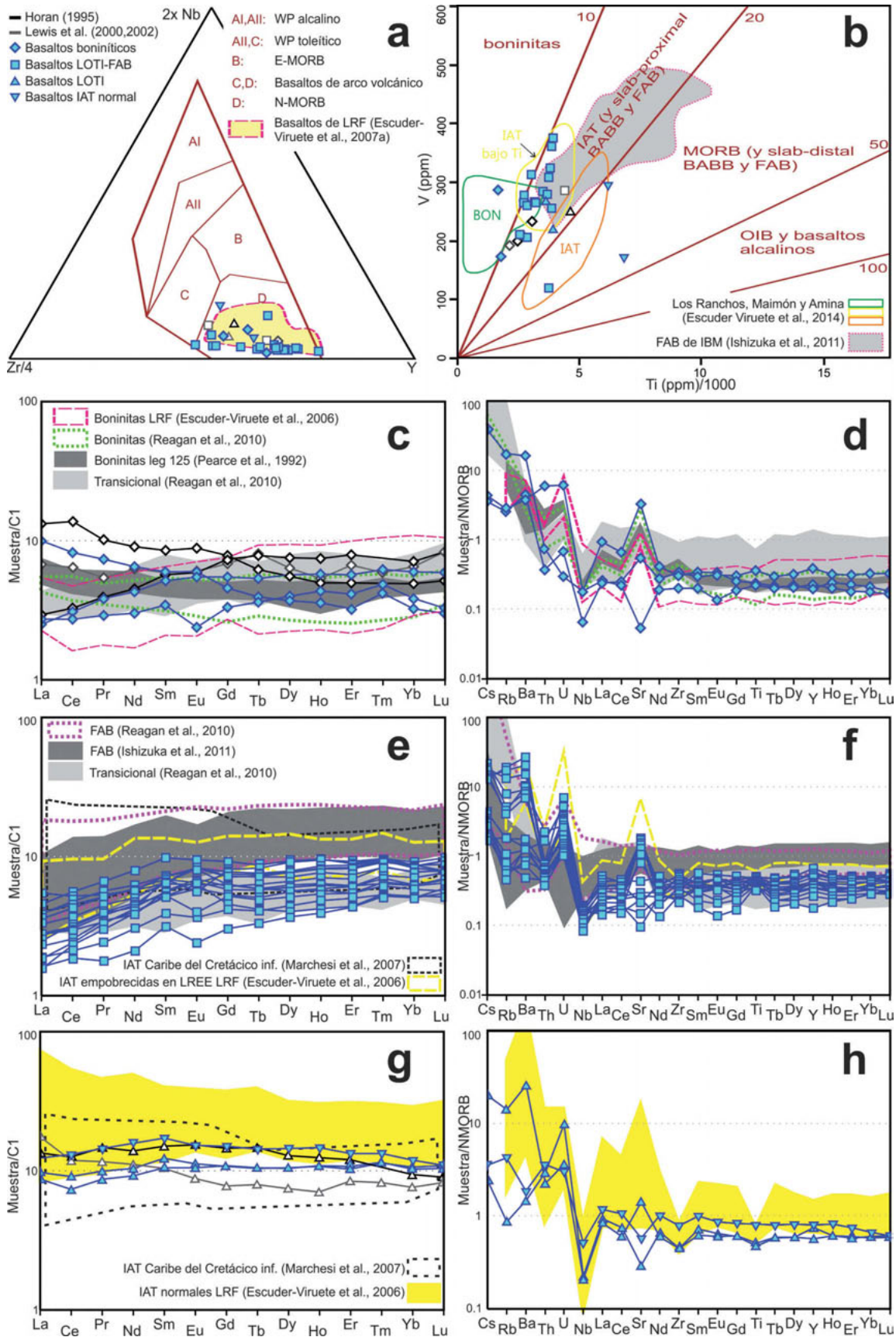
De acuerdo con Pearce (2014), las rocas basálticas estudiadas han sido clasificadas según sus contenidos en TiO<sub>2</sub> y Cr (como aproximación a la concentración original en MgO del protolito). Atendiendo a las concentraciones en estos elementos, los protolitos máficos estudiados han sido subdivididos en tres grupos principales: I o boninitas, II o toleítas de arco empobrecidas en Ti (LOTI) y III o toleítas de arco normales (IAT).

Los basaltos tipo I o boninitas (TiO<sub>2</sub><0.5 wt. % y Cr >275 ppm) están empobrecidos en REE respecto a NMORB. En el diagrama de REE normalizado a condrito (Fig. 5c), las boninitas presentan patrones relativamente planos para las tierras raras intermedias (MREE) y pesadas (HREE), mientras que las ligeras (LREE) exhiben tanto enriquecimiento (pendientes negativas) como empobrecimiento (pendientes positivas) con respecto a las MREE y HREE. Las boninitas que presentan empobrecimiento en LREE respecto a las MREE y HREE quedan englobadas en el campo de las boninitas definidas en la unidad basal de la Fm. Los Ranchos por Escuder-Viruete et al. (2006) si bien muestran un patrón muy similar a los basaltos transicionales (entre boninitas y FABs) definidos por Reagan et al. (2010) en el ante-arco de las Marianas. Por el contrario, los patrones de las boninitas de la Fm. Maimón difieren de las boninitas descritas por estos últimos autores; las boninitas del *Leg 125* (ante-arco de Bonin-Mariana) analizadas por Pearce et al. (1992) presentan patrones de REE normalizadas a C1 con pendiente negativa, aunque no tan pronunciados como los de algunas muestras de la Fm. Maimón. En el diagrama multi-elemental de la Fig. 5d se pueden apreciar enriquecimientos variables en Cs, Rb, Ba, Sr (LILE) y U con respecto a NMORB. El variable enriquecimiento en estos elementos y las anomalías en el Sr son producto de la movilización hidrotermal y metasomática de los elementos, como se ha discutido con anterioridad. El empobrecimiento en HREE e Y indicaría vectores de cristalización boninitica en contraposición a vectores MORB o IAB según Pearce et al. (1984).

	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Andesita	Andesita	Riodacita	Riodacita
Tipo	I	I	Ila	Ila	Ila	Ila	IIb	III				
Muestra	LM-01-3	CM-2-2	CM-305-01	CM-390-14	CM-390-15	CM-2-3	CM-2-10	CM-2-1	CM-16	GII-2-3	CM-24	LM-01-2
SiO <sub>2</sub>	51,72	57,02	46,75	57,27	46,24	54,72	58,16	55,07	61,48	56,33	76,93	75,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,20	10,61	17,89	16,23	18,93	16,62	15,78	15,39	16,25	15,47	11,35	13,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,19	10,15	10,60	8,93	10,66	10,11	9,07	9,65	6,72	8,30	3,12	2,52
MnO	0,17	0,21	0,17	0,18	0,29	0,21	0,19	0,18	0,06	0,15	0,22	0,04
MgO	9,60	8,79	5,27	6,57	11,29	7,13	6,92	5,49	4,03	6,06	2,66	0,85
CaO	7,20	5,72	10,16	2,82	3,35	1,31	0,69	4,57	4,03	6,82	0,13	0,55
Na <sub>2</sub> O	2,87	4,18	1,95	2,87	2,39	5,05	4,17	5,84	0,63	3,37	2,47	4,67
K <sub>2</sub> O	0,18	0,94	0,32	0,06	0,02	0,05	0,01	0,05	2,20	0,47	0,30	1,32
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,28	0,63	0,51	0,46	0,61	0,60	1,03	0,56	0,40	0,35	0,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,06	0,10	0,09	0,05	0,06	0,07
Zr	24,80	15,00	16,90	30,70	29,10	27,30	32,90	58,20	74,40	31,30	72,40	78,60
LOI	2,85	1,74	5,67	3,72	5,82	3,77	3,88	2,23	3,30	2,18	1,95	0,65
SUM	99,48	99,66	99,45	99,21	99,49	99,63	99,52	99,60	99,35	99,60	99,54	99,57
Rb	1,44	9,95	2,86	1,05	0,45	0,99	0,49	2,40	19,27	17,28	1,83	10,41
Cs	0,03	0,28	0,15	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,40	0,22	0,01	0,08
Sr	49,27	4,84	162,00	115,34	128,45	39,01	26,27	51,55	358,91	333,01	27,57	30,60
Ba	28,20	103,09	52,80	8,40	3,02	11,05	9,26	11,72	172,07	170,81	63,80	128,30
Sc	38,95	41,92	45,03	39,31	46,08	37,14	35,81	33,79	18,52	35,67	11,51	8,62
V	267,70	286,53	323,17	312,79	277,08	278,95	268,73	294,36	54,61	267,68	19,67	10,43
Cr	348,56	806,54	39,89	13,25	149,81	33,93	41,63	18,67	2,85	186,11	5,64	1,81
Co	35,17	52,04	30,44	20,69	32,15	37,87	33,39	43,29	4,38	25,03	2,30	2,17
Ni	108,31	156,04	18,37	18,31	58,86	19,87	23,00	27,66	2,80	41,18	1,81	1,14
Y	10,86	5,52	13,89	15,88	15,58	13,85	15,85	22,55	35,91	17,88	32,96	18,72
Nb	0,15	0,42	0,19	0,30	0,33	0,36	0,52	1,20	0,85	0,39	0,81	0,80
Ta	0,04	0,11	0,04	0,05	0,05	0,11	0,09	0,22	0,08	0,05	0,07	0,06
Hf	0,47	0,16	0,57	0,63	0,64	0,46	1,07	0,28	2,64	0,45	2,44	2,22
Pb	1,15	0,93	1,12	1,57	1,66	1,22	3,16	1,04	5,43	2,50	1,21	2,40
U	0,03	0,01	0,05	0,06	0,06	0,08	0,46	0,14	0,22	0,15	0,22	0,22
Th	0,04	0,09	0,07	0,06	0,05	0,08	0,35	0,43	0,44	0,22	0,34	0,28
La	0,59	0,65	0,66	0,85	0,78	1,07	2,32	2,95	3,88	1,31	3,27	1,69
Ce	1,87	1,66	1,85	2,61	2,25	3,40	5,61	8,01	10,11	3,13	8,38	5,17
Pr	0,36	0,27	0,36	0,49	0,43	0,63	0,95	1,37	1,76	0,52	1,60	0,79
Nd	2,00	1,40	2,09	2,70	2,36	3,71	4,88	7,39	9,26	2,79	8,33	3,90
Sm	0,78	0,53	1,00	1,11	1,00	1,49	1,89	2,63	3,53	1,08	3,04	1,34
Eu	0,32	0,14	0,48	0,48	0,48	0,55	0,66	0,88	1,17	0,41	0,98	0,42
Gd	1,12	0,68	1,48	1,60	1,47	1,89	2,21	3,08	4,47	1,58	3,88	1,80
Tb	0,20	0,13	0,27	0,28	0,27	0,33	0,39	0,54	0,81	0,30	0,69	0,33
Dy	1,44	1,01	1,80	2,01	1,94	2,38	2,70	3,69	5,69	2,15	4,74	2,26
Ho	0,33	0,24	0,43	0,49	0,47	0,54	0,61	0,83	1,33	0,52	1,07	0,54
Er	0,94	0,68	1,23	1,43	1,39	1,47	1,72	2,21	3,79	1,51	3,00	1,62
Tm	0,16	0,12	0,21	0,24	0,24	0,25	0,29	0,34	0,55	0,26	0,46	0,29
Yb	1,01	0,65	1,31	1,47	1,40	1,47	1,82	2,03	4,01	1,59	3,07	1,87
Lu	0,15	0,08	0,20	0,22	0,20	0,20	0,28	0,28	0,70	0,25	0,49	0,29

**Tabla 1.** Datos geoquímicos de roca total representativos de los diversos grupos litológicos de protolito volcánico de la Fm. Maimón. Las concentraciones de los óxidos se expresan en % en peso; el resto, en ppm.

**Table 1.** Representative whole-rock geochemical data for the different lithological groups of volcanic protolith from the Maimón Fm. Concentrations of oxides are given in wt. %; the rest, in ppm.



Los basaltos tipo II o LOTI ( $0.4 < \text{TiO}_2 < 0.8$  wt. % y  $\text{Cr} < 275$  ppm) presentan un empobrecimiento general en REE de hasta casi 10 veces con respecto a NMORB y comportamientos muy variables en elementos LILE y U (Fig. 5f y h). De acuerdo a sus patrones normalizados de REE, los basaltos LOTI de la Fm. Maimón pueden ser agrupados a su vez en dos sub-grupos: Ila o LOTI pobres en LREE y IIb o LOTI normales.

Los LOTI del grupo Ila presentan fuertes empobrecimientos en las LREE con respecto a las MREE y HREE dando patrones con pendiente positiva en diagramas normalizados a C1 (Fig. 5e). Estos patrones son muy similares a los descritos en FAB en el antearco de IBM (Izu-Bonin-Mariana) por Reagan *et al.* (2010) y Ishizuka *et al.* (2011), si bien gran parte de las muestras del grupo Ila de la Fm. Maimón presentan concentraciones en REE menores. En comparación con los basaltos transicionales definidos por Reagan *et al.* (2010) en Marianas, los basaltos tipo Ila de Maimón presentan generalmente empobrecimientos más marcados en LREE con respecto a las MREE y HREE. El Nb muestra un empobrecimiento de alrededor de hasta 10 veces con respecto a NMORB, de manera similar a los FAB descritos por los autores anteriormente mencionados (Fig. 5f). El contenido en Th presenta tanto enriquecimiento como empobrecimiento con respecto a NMORB. En general las muestras exhiben también gran similitud con los LOTI pobres en REE descritos por Escuder-Virueite *et al.* (2006) en la Fm. Los Ranchos.

Los basaltos del grupo IIb o LOTI normales presentan patrones de REE normalizados a C1 relativamente planos (Fig. 5g). Aunque las REE están por lo general empobrecidas con respecto a NMORB, este empobrecimiento es mucho menor que en el caso de los LOTI del grupo Ila; las muestras de LOTI normales presentan también un empobrecimiento en Nb menos acusado que el observado en las del grupo Ila,

mientras que el enriquecimiento en Th es sistemático, de hasta 10 veces (Fig. 5h). Estos patrones normalizados encajan en el campo compilado por Marchesi *et al.* (2007) para los PIA del Caribe.

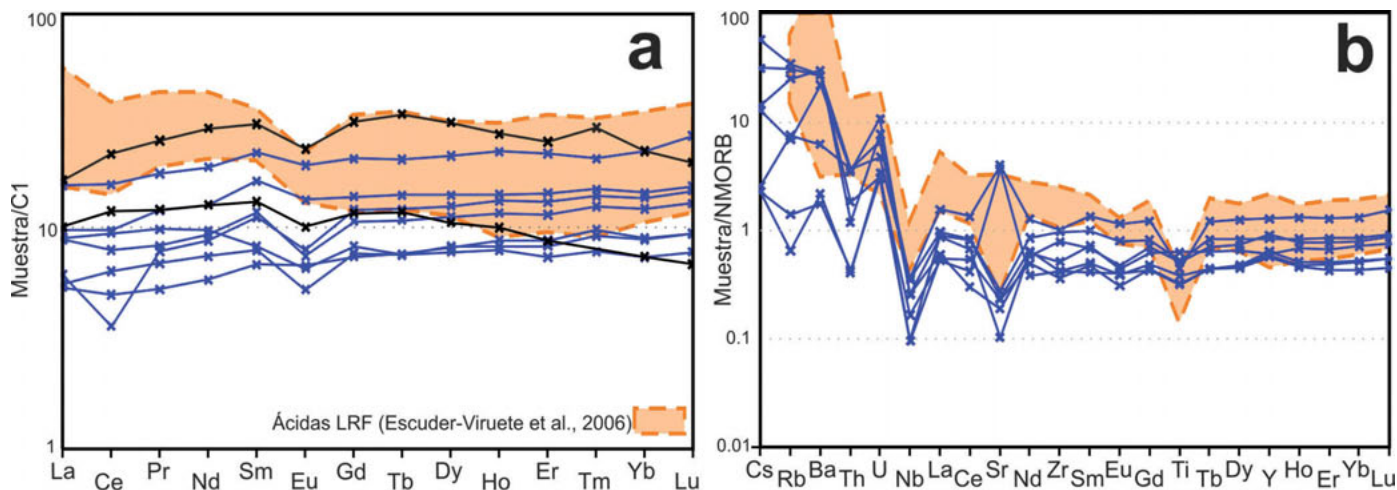
Finalmente, los basaltos del grupo III o IAT normales ( $\text{TiO}_2 > 0.8$  wt. %) presentan valores de REE muy cercanos a los de NMORB (Fig. 5h) y dibujan patrones relativamente planos cuando se normalizan a C1 (Fig. 5g). La anomalía negativa en Nb que presenta es menor que en el caso de los LOTI (grupo II). Por lo general, los basaltos del grupo III muestran una buena correlación con las concentraciones elementales normalizadas a REE y NMORB de los IAT normales descritos por Escuder-Virueite *et al.* (2006) en rocas de la Fm. Los Ranchos y con el campo de los PIA del Caribe compilado por Marchesi *et al.* (2007).

### Caracterización de los protolitos intermedios

Los protolitos andesíticos identificados a partir de sus razones Zr/Ti y Nb/Y (Fig. 4) o directamente referidos como tales por Horan (1995) y Lewis *et al.* (2000, 2002) presentan contenidos variables en  $\text{TiO}_2$ , entre 0.26 a 1.04 wt. % (entre 0.4 y 0.8 wt. % en los nuevos datos aquí presentados), y Cr, entre 2 y 186 ppm (Tabla 1). Sus patrones de REE normalizadas a C1 son relativamente planos con ligeras pendientes positivas (Fig. 6a). No obstante, los análisis proporcionados por Horan (1995) muestran ligeros empobrecimientos en HREE en comparación a las MREE. Con respecto a NMORB, exhiben empobrecimientos en LREE de hasta aproximadamente 5 veces (Fig. 6b), claras anomalías negativas en Nb y ligero enriquecimiento en Th. En general presentan valores de HREE muy parecidos a los de las rocas ácidas de la Fm. Los Ranchos (Escuder-Virueite *et al.* 2006), si bien concentraciones remarcablemente menores en MREE y LREE.

**Figura 5.** Diagramas geoquímicos para las rocas basálticas de la Fm. Maimón incluyendo representación de campos composicionales de otros complejos/fuentes para comparación. (a) Diagrama Nb-Zr-Y de discriminación tectónica de Meschede (1986). (b) Diagrama Ti-V de Shervais (1982) con campos denominados a partir de recomendaciones según Pearce (2014). (c-h) Diagramas de REE normalizadas a condrito C1 (c, e, g) y multi-elementales normalizados a NMORB (d, f, h) usando valores de normalización de McDonough y Sun (1995). (c-d) Basaltos tipo I o boninitas. (e-f) Basaltos tipo Ila o basaltos toleíticos de arco empobrecidos en Ti (LOTI) empobrecidos en LREE. (g-h) Basaltos tipo IIb o LOTI normales y tipo III o *Island Arc Tholeiites* (IAT) normales. Los símbolos usados en todos los diagramas son los mismos que se recogen en la leyenda en (a); los nuevos análisis son representados en azul, mientras que los reportados por Lewis *et al.* (2000, 2002) y Horan (1995) son dibujados en color gris y negro respectivamente.

**Figure 5.** Geochemical diagrams for basaltic rocks from the Maimón Fm. including compositional fields from other complexes/sources for comparison. (a) Tectonic discrimination Nb-Zr-Y diagram after Meschede (1986). (b) Ti-V diagram defined by Shervais (1982) including fields as recommended by Pearce (2014). (c-h) C1-normalized (c, e, g) and NMORB-normalized multi-elemental (d, f, h) diagrams using normalization values after McDonough and Sun (1995). (c-d) Type-I basalts or boninitas. (e-f) Type-IIa basalts or LREE-depleted low-Ti volcanic-arc tholeiitic basalt (LOTI). (g-h) Type-IIb basalts or normal LOTI and Type-III basalts or normal island arc tholeiitic basalt (IAT). Symbols used along the diagrams are those explained in legend in (a); new geochemical data are represented in blue whereas data from Lewis *et al.* (2000, 2002) and Horan (1995) are drawn in grey and black, respectively.



**Figura 6.** Diagrama de REE normalizadas a C1 (a) y multi-elemental normalizado a NMORB (b) (valores de normalización de McDonough y Sun, 1995) de las rocas intermedias (andesitas) de la Fm. Maimón. Los datos de este estudio son representados en azul, mientras que los datos de rocas de la Fm. Maimón de Horan (1995) han sido representados en color negro.

**Figure 6.** C1-normalized REE (a) and NMORB-normalized multi-elemental (b) diagrams for intermediate protoliths (andesites) of the Maimón Fm. using normalization values after McDonough y Sun (1995). New data is represented in blue and data on rocks from the Maimón Fm. provided by Horan (1995), in black.

### Caracterización de los protolitos ácidos

Las rocas de la Fm. Maimón cuyos protolitos han sido identificados como félsicos (riolitas y dacitas) muestran valores de  $\text{TiO}_2$  en el rango 0.15 a 0.71 wt. % y de Cr entre 2 y 28 ppm (Tabla 1). En general exhiben patrones de REE normalizadas a C1 relativamente planos con ligeras pendientes positivas que denotan empobrecimiento en LREE con respecto a MREE y HREE (Fig. 7a), con concentraciones desde equivalentes a notablemente empobrecidas respecto a NMORB (Fig. 7b). Las muestras con menores concentraciones en REE tienen patrones normalizados a C1 levemente cóncavos (hacia arriba). Las muestras analizadas presentan sistemáticamente anomalías negativas en Nb y positivas en Th. Aunque con patrones multi-elementales normalizados similares a los de las rocas ácidas de la Fm. Los Ranchos (Escuder-Viruete *et al.*, 2006), las muestras de la Fm. Maimón están usualmente empobrecidas en REE con respecto a éstas. Las bajas concentraciones en Zr (46 a 104 ppm), bajas razones Zr/Y (de 2 a 4; Fig. 7c) y  $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{CN}}$  (de 0.4 a 2.6) y los contenidos y patrones elementales normalizados a C1 de REE (Fig. 7a) caracterizan estas rocas ácidas como de afinidades toleítica y boninitica (e.g. Hart *et al.*, 2004 y sus referencias). En el diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984; Fig. 7d) las muestras ácidas aquí analizadas se representan en el campo de los magmas ácidos formados en arcos volcánicos, con composiciones tipo M (*mantle derived granite*). Estos magmas ácidos tipo M serían aquéllos originados en

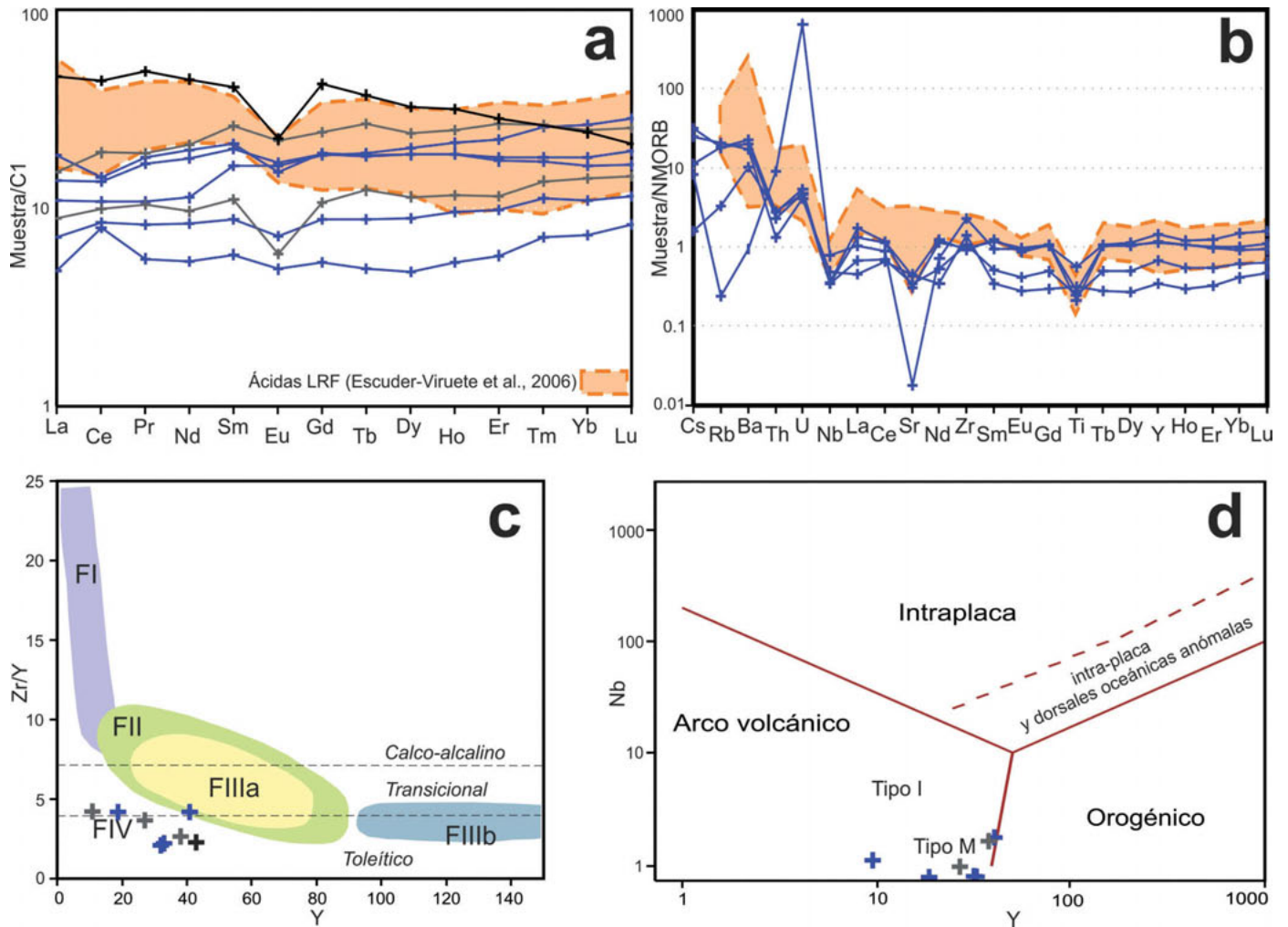
el manto, incluyendo los derivados de cristalización fraccionada de basaltos de origen puramente mantélico (White, 1979), a diferencia de los magmas granodioríticos-tonalíticos de tipo I, estrictamente originados por fusión de corteza juvenil (Chappell y White, 1974). Los bajos contenidos en elementos traza que muestran las rocas ácidas de la Fm. Maimón son muy probablemente el reflejo de empobrecimiento en estos elementos en sus magmas boniniticos y toleíticos parentales. En contextos post-Araucos, composiciones de rocas ácidas del tipo FIV (i.e. bajos contenidos en Y y Zr; Fig. 7c) son consideradas prospectivas para depósitos VMS formados en terrenos juveniles (Leshner *et al.*, 1986; Hart *et al.*, 2004).

### Discusión

#### Descifrando la contribución del manto y la corteza subducida

Las boninitas y toleítas de la Fm. Maimón se desplazan de la serie manto empobrecido-basaltos de MOR-basaltos de islas oceánicas (DM-MORB-OIB; *mantle array*) definida en el diagrama Th/Yb versus Nb/Yb según Pearce y Peate (1995) hacia el campo enriquecido en Th/Yb siguiendo el vector de metasomatismo del manto suprasubducción (Fig. 8a), situándose en el campo de los basaltos generados en arcos oceánicos. Estos basaltos tendrían una fuente mantélica del tipo empobrecida o N-MORB, sin ninguna evidencia de





**Figura 7.** Geoquímica de las rocas ácidas de la Fm. Maimón. (a) Diagrama de REE normalizadas a C1. (b) Diagrama multi-elemental normalizado a NMORB (valores de normalización de McDonough y Sun, 1995). (c) Diagrama Nb-Y de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984). (d) Diagrama Zr/Y-Y de discriminación de Leshner et al. (1986). Los símbolos en color azul representan muestras analizadas en el presente estudio mientras que aquéllos en color gris y negro representan muestras analizadas por Lewis et al. (2000, 2002) y Horan (1995), respectivamente.

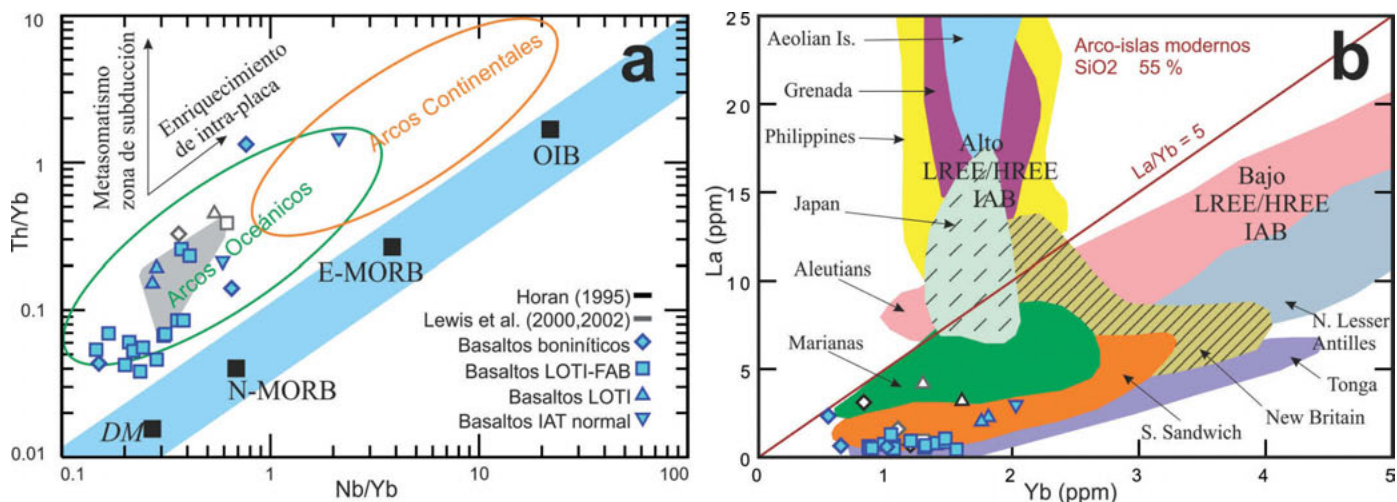
**Figure 7.** Geochemistry of felsic rocks from the Maimón Fm. (a) C1-normalized REE diagram. (b) NMORB-normalized multi-elemental diagram (normalization values are from McDonough y Sun, 1995). (c) Tectonic discrimination diagram Nb-Y after Pearce et al. (1984). (d) Discrimination diagram Zr/Y-Y after Leshner et al. (1986). Symbols in blue represent samples analyzed in the present study; those in grey and black are from Lewis et al. (2000, 2002) and Horan (1995), respectively.

contribución de un manto enriquecido (e.g. influencia de pluma mantélica). Bajas relaciones LREE/HREE ( $La/Yb < 5$ ; Fig. 8b) denotan origen de los magmas en niveles superficiales del manto, fuera del campo de estabilidad del granate (Pearce y Peate, 1995; Pearce, 2008) en contextos intraoceánicos y lejos de márgenes continentales (Hawkesworth et al., 1993). En comparación con basaltos de arcos intraoceánicos actuales con segmentos planos de HREE normalizados a NMORB (coherentes con fusión parcial de peridotita con espinela), las muestras basálticas de la Fm. Maimón muestran valores de La e Yb similares a los

de los arcos de Tonga y South Sandwich (Fig. 8b); estos arcos se habrían formado por tasas de fusión de peridotita espinélica superiores al 25% (Jolly et al., 2001 y sus referencias).

#### **Basaltos de ante-arco (FABs) en la Fm. Maimón?**

El estudio detallado de la litogeoquímica de los protolitos volcánicos de la Fm. Maimón que se ha realizado en el presente trabajo ha permitido la discriminación de hasta 4 grupos geoquímicos para los



**Figura 8.** Representación de las muestras basálticas de la Fm. Maimón en el diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb definido por Pearce y Peate (1995) (a) y en el diagrama La vs. Yb de Hawkesworth et al. (1993) (b). En (a), valores de DM (manto empobrecido) de Staudigel et al. (1998); valores de N-MORB (MORB normal), E-MORB (MORB evolucionado) y OIB (basaltos de islas oceánicas) de Sun y McDonough (1989); campos de arcos oceánicos y continentales de Pearce (2014). Los campos en (b) se dibujaron a partir de la compilación de Jolly et al. (2001).  
**Figure 8.** Basaltic samples of the Maimón Fm plotted in the Th/Yb vs. Nb/Yb diagram defined by Pearce y Peate (1995) (a) and in the La vs. Yb diagram defined by Hawkesworth et al. (1993) (b). In (a), values of DM (depleted mantle) are from Staudigel et al. (1998); values of N-MORB (normal MORB), E-MORB (evolved MORB) and OIB (oceanic island basalts) are from Sun and McDonough (1989); fields of oceanic and continental arcs are from Pearce (2014). Compositional fields in (b) were drawn from compilation after Jolly et al. (2001).

términos basálticos, además de determinar afinidades boniniticas y toleíticas de los términos ácidos (riodacitas). Toleítas y boninitas se distinguen entre las unidades basálticas, las toleítas a su vez abarcando LOTI pobres en LREE, LOTI normales e IAT normales remarcablemente escasas. Si bien esta variedad geoquímica ha sido descrita en rocas de las series PIA del Caribe (ver apartado de antecedentes), ésta es la primera vez que se sistematiza para la Fm. Maimón. Trabajos anteriores como los desarrollados por Horan (1995) concluían que las unidades volcánicas de la Fm. Maimón incluían series IAT y MORB mientras que posteriores estudios resaltaron la presencia de boninitas junto con series IAT (Lewis et al., 2000, 2002).

Los LOTI pobres en LREE de la Fm. Maimón tienen una indiscutible similitud con los denominados basaltos de ante-arco (*Fore Arc Basalts*, FAB), descritos en el ante-arco de Izu-Bonin-Marianas (IBM) (Reagan et al., 2010; Ishizuka et al., 2011, 2014; Stern et al., 2012). El término FAB ha sido recientemente acuñado por Reagan et al. (2010) para describir a los basaltos toleíticos con características geoquímicas similares a MORB presentes en el ante-arco de Mariana. Estos autores interpretan que los FAB se generaron en la región de ante-arco a partir de un manto empobrecido justo después del inicio de la subducción. Si bien los FAB comparten con los MORB el empobrecimiento relativo en LREE con respecto a las MREE y HREE,

los primeros presentan menores concentraciones en REE y HFSE (como el Nb, Ta y Zr) con respecto a los segundos. Estos rasgos geoquímicos asignados a los FAB del arco de IBM son sistemáticos en los LOTI pobres en LREE de la Fm. Maimón. Bajos contenidos en Ti y bajas relaciones Ti/V son descritos también como característicos de los FAB y considerados discriminatorios respecto a MORB o incluso a basaltos formados lejos de la zona de subducción en el tras-arco (i.e. menor influencia de volátiles aportados por los materiales de la placa que subduce; Shervais, 1982). Brevemente, esto se explica por una mayor hidratación del manto en la zona de supra-subducción que conlleva: 1) un incremento en la tasa de fusión del mismo y por tanto un empobrecimiento en Ti en los magmas generados, y 2) ambientes más oxidantes que incrementarán la proporción de V en estados de más alta oxidación (mayor valencia), más incompatibles geoquímicamente y que se concentrarán en consecuencia en los líquidos que se deriven (Pearce, 2014 y sus referencias). Las concentraciones de V, de 206 a 374 ppm, y las relaciones de Ti/V en el rango de 10 a 15 en los LOTI pobres en LREE de la Fm. Maimón son coincidentes con los descritos por Reagan et al. (2010) en los FAB de IBM. En síntesis, nuestros datos geoquímicos indican que los basaltos LOTI pobres en LREE de la Fm. Maimón pueden ser identificados como auténticos FAB.

### **Marco tectónico: contrastando un modelo ante-arco versus tras-arco**

La presencia de boninitas suprayacentes a FAB es descrita como un indicador de primer orden de contextos típicos de formación de ofiolitas de iniciación de subducción (*subduction-initiation ophiolites*), en contraposición a una formación en un contexto de cuenca de tras-arco (Dilek y Furnes, 2014; Pearce, 2014). Éstas se describen como aquéllas ofiolitas formadas inmediatamente tras el inicio de la convergencia, durante el evento extensional que acompaña el hundimiento de la placa que subduce y el consiguiente desplazamiento de la trinchera hacia la placa subducente (*slab roll-back*) (Stern y Bloomer, 1992). En este contexto, el manto fluiría hacia la naciente cuña mantélica e interaccionaría con cantidades más bien pequeñas aunque variables de volátiles aportados por la placa que se hunde, con mayores tasas de fusión que las que se darían en contextos de dorsales centro-oceánicas. Este primer evento de magmatismo de apertura y extensión sería seguido idealmente por un primer magmatismo propiamente de arco en forma de boninitas, como indican las dataciones absolutas llevadas a cabo en materiales del ante-arco de IBM (i.e. los FAB preceden a las erupciones boniniticas, las cuales, a su vez, son cubiertas por secuencias tipo IAT; Ishizuka *et al.*, 2014 y sus referencias).

La presencia de FAB (mayoritarios entre los basaltos estudiados de la Fm. Maimón) y boninitas soportan de forma robusta un origen en un contexto de ante-arco durante el nacimiento del arco-isla del Caribe, tal y como apuntaban Lewis *et al.* (2000, 2002). Así mismo, el desciframiento de las claves para la discriminación geoquímica de los FAB con respecto a basaltos de tras-arco (BABB) y MORB a partir del estudio de análogos actuales de contextos de subducción intra-oceánica (IBM, Reagan *et al.*, 2010; Ishizuka *et al.*, 2011, 2014), nos permiten disputar la asignación a un contexto de tras-arco sugerida por Horan (1995).

No existen dataciones absolutas para las rocas de la Fm. Maimón, si bien se le han inferido edades ligeramente más antiguas (ca. 120 Ma, Horan, 1995) que a las de la Fm. Los Ranchos. A partir de la datación en 126 Ma de troctolitas de afinidad boninitica en el complejo ofiolítico de Puerto Plata (Monthel, 2010), Escuder-Virueite *et al.* (2014) apuntan a una formación previa (i.e. >126 Ma) de basaltos IAT pobres en LREE. No obstante, estos autores reconocen que dichos basaltos no fueron identificados en el Complejo de Puerto Plata, hecho que atribuyen a una supresión tectónica de los mismos durante la extensión inducida por el *slab roll-back*. Los FAB de la Fm. Maimón

son probablemente los representantes de aquellas primeras manifestaciones magmáticas extrusivas tras el nacimiento del arco-isla Caribeño (ca. 135 Ma, Rojas-Agramonte *et al.*, 2011; Pindell *et al.*, 2012) sobre las que se desarrollaría el magmatismo de arco subsecuente.

### **Conclusiones**

Los protolitos basálticos de la formación Maimón (Cordillera Central, República Dominicana) incluyen boninitas, LOTI pobres en LREE, LOTI normales e IAT normales. Los basaltos toleíticos de arco empobrecidos en Ti (LOTI) pobres en LREE son predominantes entre las muestras estudiadas y han sido identificados como FAB (*fore arc basalts*).

Los magmas riodacíticos presentan afinidades toleíticas y boniniticas, reflejo sus rocas máficas parentales.

La presencia de FAB y boninitas indican una formación de las rocas de Maimón en un contexto de ante-arco durante los primeros estadios magmáticos del naciente Arco-Isla del Caribe (Cretácico Inferior); la Fm. Maimón podría representar la sección superior (volcánica) de una ofiolita tipo "inicio de subducción".

### **Agradecimientos**

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CGL2012-36263 del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España, los proyectos 2009-SGR-444 y 2014-SGR-1661 de la Generalitat de Catalunya y los I proyecto obierno de España, Fondos FONDOCyT del Ministerio de Educación, Ciencia y Tecnología del Gobierno de República Dominicana. Esta publicación está cofinanciada por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER). La Universidad de Granada co-financió los gastos analíticos. L.T. disfruta de una beca FPU del Ministerio de Educación del Gobierno de España. La hospitalidad ofrecida por el personal técnico y logístico de Perilya-CORMIDOM en el campamento de Cerro de Maimón fue de inestimable valor. Thomas H. Aiglsperger y Lidia Butjosa colaboraron en las tareas de muestreo a lo largo del Río Ozama. Las detalladas revisiones de los Drs. Concepción Lázaro y Claudio Marchesi ayudaron a mejorar la calidad del texto. Queremos expresar un sentido agradecimiento a Andrés Pérez Estaún (D.E.P.) por la construcción de sólidos basamentos sobre los cuales las nuevas generaciones de geólogos podemos seguir edificando.

## Referencias

- Andreu, E., Torró, L., Proenza, J.A., Domenech, C., García-Casco, A., Villanova de Benavent, C., Chavez, C., Espailat, J., Lewis, J.F. 2015. Weathering profile of the Cerro de Maimón VMS deposit (Dominican Republic): textures, mineralogy, gossan evolution and mobility of gold and silver. *Ore Geology Reviews*, 65 (1), 165-179
- Bellon, H., Mecier de Lepinay, B, Vila, J.M. 1985. Cronologie  $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$  et affinités geochemiques des manifestations magmatiques au Cretace et au Paleogene dans l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles), Géodynamiques des Caraïbes, Symposium. Editions Technip, Paris, 329-339
- Blein, O., Guillot, S., Lapiere, H., Mercier de Lépinay, B., Lardeaux, J.M., Millan-Trujillo, G., Campos, M., Garcia, A. 2003. Geochemistry of the Mabujina Complex, Central Cuba: implications on the Cuban Cretaceous arc rocks. *The Journal of Geology*, 111 (1), 89-101
- Boschman, L.M., van Hinsbergen, D.J.J., Torsvik, T.H., Spakman, W., Pindell, J.L. 2014. Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic. *Earth-Science Reviews*, 138, 102-136
- Bowin, C.O. 1966. Geology of the central Dominican Republic. *Geological Society of America Memoirs*, 98, 11-84
- Brace, D.R. y Vogt, P.R. 1970. Plate tectonics in the Hispaniola area. *Geological Society of America Bulletin*, 81 (9), 2855-2860
- Chappell, B. W. y White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, 8, 173-174
- Cumming, G.L. y Kesler, S.E. 1987. Lead isotopic composition of the oldest volcanic rocks of the eastern greater antilles island arc. *Chemical Geology*, 65 (1), 15-23
- Díaz de Villalvilla, L. 1997. Caracterización geológica de las formaciones volcano-sedimentarias en Cuba Central, provincias Cienfuegos, Villa Clara, Sancti Spiritus. En: Furrzola, G.F y Nuñez-Cambra, K.E. (eds.), *Estudios sobre Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología, Ciudad de la Habana, 325-344
- Díaz de Villalvilla, L., Milia, I., Pacheco, M., Aguirre, G. 2003. Formación Los Pasos: Geología, geoquímica y su comparación con el Caribe. *Estudios sobre los Arcos volcánicos de Cuba*. La Habana, Centro Nacional de Información Geológica, Instituto de Geología y Paleontología, 54-61
- Dilek, Y. y Furnes, H. 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10 (2), 93-100
- Donnelly, T.W. 1994. The Caribbean sea floor. En: Donovan, S.K. y Jackson, T.A. (eds.), *Caribbean Geology: An Introduction*. University of the West Indies. Publishers' Association, Kingston, 41-64
- Donnelly, T.W. y Rogers, J.J.W. 1967. Crust vs. mantle derivation of eastern Antillean igneous rocks (abs.). *EOS (American Geophysical Union Transactions)*, 48, 253
- Donnelly, T.W. y Rogers, J.W. 1980. Igneous series I island arcs: the northeastern Caribbean compared with worldwide island arc assemblages. *Bulletin of Volcanology*, 43 (2), 347-382
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D. 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: Dengo, G., Case, J. (eds.), *The Caribbean Region. The Geology of North America*. Geological Society of America, Vol. H, 339-374
- Draper, G. y Lewis, J.F. 1989. Petrology and structural development of the Duarte complex, central Dominican Republic: A preliminary account and some tectonic implications. 11th Caribbean Geological Conference 1983, Cartagena, 103-112
- Draper, G. y Gutiérrez-Alonso, G. 1997. La estructura del cinturón de Maimón en la Isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10 (3-4), 281-299
- Draper, G., Gutiérrez, G., Lewis, J. 1996. Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the mid- Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? *Geology*, 24 (12), 1143-1146
- Escuder-Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Draper, G., Gutiérrez, G., Lewis, J.F., Pérez-Estaún, A. 2002. Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. *Acta Geológica Hispánica*, 37 (2-3), 123-162
- Escuder-Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernaiz Huerta, P.P., Monthel, J., García-Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J., Pérez-Estaún, A. 2006. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90 (3-4), 161-186
- Escuder-Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernaiz Huerta, P.P., García-Senz, J., Monthel, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Weis, D., Pérez-Estaún, A. 2007a. Implicaciones tectonomagmáticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas ácidas relacionadas de la formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (2): 195-220
- Escuder-Viruete, J., Contreras, F., Joubert, M., Urien, P., Stein, G., Weis, D., Pérez-Estaún A. 2007b. Tectónica y geoquímica de la Formación Amina: registro del arco isla Caribeño primitivo en la Cordillera Central, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero*, 118 (2), 221-242
- Escuder-Viruete, J., Pérez Estaún, A., Contreras, F., Joubert, M., Weis, D., Ullrich, T.D., Spadea, P. 2007c. Plume mantle source heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. *Journal of Geophysical Research*, 112 (B4), B04203
- Escuder-Viruete, J., Joubert, M., Urien, P., Friedman, R., Weis, D., Ullrich, T., 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 (1-4), 378-404
- Escuder-Viruete, J., Pérez-estaún, A., Weis, D., Friedman, R. 2010. Geochemical characteristics of the Río Verde Complex, Central Hispaniola: Implications for the paleotectonic reconstruction of the Lower Cretaceous Caribbean island-arc. *Lithos*, 114 (1-2), 168-185
- Escuder-Viruete, J., Castillo Carrión, M., and Pérez-Estaún,

- A. 2014. Magmatic relationships between depleted mantle harzburgites, boninitic cumulate gabros and subduction-related tholeiitic basalts in the Puerto Plata ophiolitic complex, Dominican Republic: Implications for the birth of the Caribbean island-arc. *Lithos*, 196-197, 261-280
- Farré de Pablo, J. 2014. Petrology and geochemistry of the Maimón Formation (Dominican Republic): geodynamic and metalogenetic implications. Tesis de grado, no publicada. Universitat de Barcelona, 177pp.
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M.A., Pindell, J. 2008. Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean plate and Caribena: origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, 50 (9), 781-809
- Hart, T., Gibson, H.L., Leshner, C.M. 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic Cu-Zn-Pb massive sulphide deposits. *Economic Geology*, 99 (5), 1003-1013
- Hastie, A., Kerr, A., Mitchell, S., Millar, I. 2009. Geochemistry and tectonomagmatic significance of Lower Cretaceous island arc lavas from the Devil's Racecourse Formation, eastern Jamaica. En: James, K., Lorente, M.A., Pindell, J.L. (eds.), *Origin and evolution of the Caribbean region: Geological Society of London, Special Publication*, 328, 399-409
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., McDermott, F. 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204
- Horan, S.L. 1995. The geochemistry and tectonic significance of the Maimón-Amina schists, Cordillera Central, Dominican Republic. Unpublished M.S. thesis, University of Florida, Gainesville, 172 pp.
- Ishizuka, O., Tani, K., Reagan, M.K., Kanayama, K., Umino, S., Harigane, Y., Sakamoto, I., Miyajima, Y., Yuasa, M., and Dunkley, D.J. 2011. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 306 (3-4), 229-240
- Ishizuka, O., Tani, K., Reagan, M.K. 2014. Izu-Bonin-Mariana Forearc Crust as a Modern Ophiolite Analogue. *Elements*, 10 (2), 115-120
- Iturralde Vinent, M. 1975. Problems in the application of modern tectonic hypotheses to Cuba and the Caribbean region. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59 (5), 838-855
- Iturralde Vinent, M. 1994. Meeting reports: Tectonostratigraphic correlation of the NW Caribbean: Dominican Republic. *Journal of Petroleum Geology*, 17 (2), 243-245
- Iturralde-Vinent, M. 1996a. Cuba: el arco de islas volcánicas del Cretácico. En: Iturralde-Vinent, M. (ed.), *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. IGCP Project 364, Miami, 179-189
- Iturralde-Vinent, M. 1996b. Evidencias de un arco primitivo (Cretácico Inferior) en Cuba. En: Iturralde-Vinent, M. (ed.), *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. IGCP Project 364, Miami, 227-230
- Iturralde-Vinent, M. 2003. The relationships between the ophiolites, the metamorphic terranes, the Cretaceous volcanic arcs and the Paleocene-Lower Eocene volcanic arc in Eastern Cuba. *Field Guide to a geological excursion to Eastern Cuba*. Cuban Geological Society, 16 p.
- Iturralde-Vinent, M.A., Díaz Otero, C., García-Casco, A., Van Hinsbergen, D.J.J. 2008. Paleogene Foredeep Basin Deposits of North-Central Cuba: A Record of Arc-Continent Collision between the Caribbean and North American Plates. *International Geology Review*, 50 (10), 863-884
- Jolly, W.T. y Lidiak, E.G. 2006. Role of crustal melting in petrogenesis of the Cretaceous Water Island Formation (Virgin Islands, northeast Antilles Island Arc). *Geologica Acta*, 4 (1-2), 7-33
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.P., Wu, T.W. 2001. Secular Geochemistry of Central Puerto Rican Island Arc Lavas: Constraints on Mesozoic Tectonism in the Eastern Greater Antiles. *Journal of Petrology*, 42 (12), 2197-2214
- Kerr, A.C., Iturralde Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., Tarney, J. 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 111(11), 1581-1599
- Kerr, A. C., White, R.V., Thompson, P. M. E., Tarney, J., Saunders, A. D. 2003. No oceanic plateau - no Caribbean plate? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean plate evolution. En: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*, AAPG Memoirs, 79, 126-168
- Kesler, S.E., Russell, N., Polanco, J., McCurdy, K., Cumming, G.L. 1991. Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (eds.), *Geologic and tectonic development of the North American - Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, 187-201
- Kesler, S.E., Campbell, I.H., Allen, C.M. 2005. Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: Timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *Geological Society of America Bulletin*, 117 (7-8), 987-995
- Ladd, J.W. 1976. Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 87 (7), 969-976
- Lázaro, C., García Casco, A., Blanco Quintero, I.F., Rojas Agramonte, Y., Corsini, M., Proenza, J.A. 2014. Did the Turonian-Coniacian plume pulse trigger subduction initiation in the Northern Caribbean? Constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Moa-Baracoa metamorphic sole (Eastern Cuba). *International Geology Review*, doi: 10.1080/00206814.2014.924037
- Lebron, M.C. y Perfit, M.R. 1993. Stratigraphic and petrochemical data support subduction polarity reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc. *The Journal of Geology*, 101 (3), 389-396
- Lebron, M.C. y Perfit, M.R. 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229 (1-2), 69-100
- Leshner, C.M., Goodwin, A.M., Campbell, I.H., Gorton, M.P.

1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior province, Canada *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23 (2), 222-237
- Lewis, J.F. y Draper, G. 1990. Geology and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G. y Case J.E. (eds.), *The Caribbean Region. The Geology of North America*. Geological Society of America, Vol. H, 77-140
- Lewis, J.F., Perfit, M., Horan, S., Díaz de Villalvilla, L. 1995. Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, New Orleans A-227
- Lewis, J.F., Astacio, V.A., Espaillat, J., Jiménez, J. 2000. The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuito deposits. En: Sherlock, R. y Logan, M.A.V. (eds.), *VMS deposits of Latin America*. Geological Association of Canada, Special Publication, 223-249
- Lewis, J.F., Escuder-Virue, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G., Draper, G. 2002. Subdivisión Geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*, 37 (2-3), 81-122
- Lewis, J.F., Draper, G., Proenza, J.A., Espaillat, J., Jiménez, J. 2006. Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of the Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta*, 4 (1-2), 237-263
- Lidiak, E.G. y Jolly, W.T. 2002. Water Island Formation, U.S. Virgin Islands: a new look at the original primitive island arc (PIA) suite of the Caribbean. 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, 34
- Malfait, B.T. y Dinkelman, M.G. 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 84 (3), 251-272
- Mann, P. 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En: Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4, 3-31.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Bosch, D., Proenza, J.A., Gervilla, F., Monié, P., Rodríguez-Vega, A. 2007. Geochemistry of Cretaceous Magmatism in Eastern Cuba: Recycling of North America continental sediments and implications for subduction polarity in the Greater Antilles Paleo-arc. *Journal of Petrology*, 48 (9), 1813-1840
- Martín, M. y Draper, G. 1999. Mapa geológico de la hoja 6172-I (Hatillo) a escala 1:50 000 (SYSMIN, Proyecto C). Consorcio ITGE-PROINTEC-INYPSA. Dirección General de Minería, Santo Domingo
- Mattson, P.H. 1979. Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the northern Caribbean. *Journal of Geology*, 87 (3), 293-304
- Maurrasse, F.J.M.R. 1981. Relations between the geologic setting of Hispaniola and the evolution of the Caribbean. En: *Transactions de 1er colloque sur la Géologie d'Haïti*. Le Natal, S.A., Port-au-Prince, 245-264
- McDonough, W.F. y Sun S.S. 1995. The composition of earth. *Chemical Geology*, 120 (3-4), 223-253
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different groups of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56 (3-4), 207-218
- Meschede, M. y Frisch, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296 (3-4), 269-291
- Monthel, J. 2010. Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50000 n° 6075I (Puerto Plata). Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa. Dirección General de Minería, Santo Domingo, p. 310
- Myczynski, R. y Iturralde-Vinent, M. 2005. The Late Lower Albian invertebrate fauna of the Rio Hatillo Formation of Pueblo Viejo, Dominican Republic. *Caribbean Journal of Science*, 41, 782-796
- Nelson, C.E., Proenza, J.A., Lewis, J.F., Lopez-Kramer, J. 2011. The metallogenic evolution of the Greater Antilles: *Geologica Acta*, 9 (3-4), 229-264
- Nelson, C.E., Stein, H.J., Dominguez, H., Carrasco, C., Barrie, T., Torró, L., Proenza J. 2015. Re Os dating of molybdenite from the Pueblo Viejo (Au-Ag-Cu-Zn) and Douvray Cu-Au districts. *Economic Geology*, 110 (4), 1101-1110
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada Special Publication*, 12, 79-113
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100 (1-4), 14-48
- Pearce, J.A. 2014. Immobile elements fingerprinting of ophiolites. *Elements*, 10 (2), 101-108
- Pearce, J.A. y Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23, 251-285
- Pearce, J.A., Lippard, S., Roberts, S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society of London, Special Publication*, 16, 77-94
- Pearce, J.A., van der Laan, S.R., Arculus, R.J., Murton, B.J., Ishii, T., Peate, D.W., Parkinson, I.J. 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc); a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. *Proceedings Ocean Drill Program Scientific Results*, 125, 623-659
- Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortés, A., Hernaiz Huerta, P.P. 2002. Evolución geológica del Margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*, 37 (2-3), 79-80
- Pindell, J.L. y Dewey, J.F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1 (2), 179-211
- Pindell, J.L. y Barrett, S.F. 1990. Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: Dengo, G. y Case, J.E. (eds.), *The Caribbean Region, v.H, The Decade of North American Geology*, Geological Society of America, Boulder, 404-432
- Pindell, J.L. y Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf

- of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. En: James, K., Lorente, M.A., Pindell, J. (eds.), *Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, Geological Society of London, Special Publication, 328, 1-56
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., Higgs, R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. *Geological Society of America Special Paper*, 394, 7-52
- Pindell, J.L., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W.V., Draper, G. 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4 (1-2), 89-128
- Pindell, J.L., Maresch, W.V., Martens, U., Stanek, K.P. 2012. The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: Implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*, 54 (2), 131-143
- Proenza, J.A., Díaz Martínez, R., Iriondo, A., Marchesi, C., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Garrido, C.J., Rodríguez-Vega, A., Lozano Santacruz, R., Blanco-Moreno, J.A. 2006. Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: the Téneme Formation. *Geologica Acta*, 4 (1-2), 103-121
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Lewis, J.F., Longo, F., Garuti, G. 2007. Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic. *The Canadian Mineralogist*, 45 (3), 631-648.
- Reagan, M.K., Ishizuka, O., Tsukuaba, H., Stern, R.J., Kelley, K.A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, S.H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B.B., Hickey Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J.I., Peate, D.W., Rowe, M.C., Woods, M. 2010. Forearc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11 (3) doi: 10.1029/2009GC002871
- Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M.A., Somin, M., Mattinson, J.M., Millán Trujillo, G. Sukar, K., Pérez Rodríguez, M., Wingate, M.T.D. 2011. Timing and Evolution of Cretaceous Island Arc Magmatism in Central Cuba: Implications for the History of Arc Systems in the Northwestern Caribbean. *The Journal of Geology*, 119 (6), 619-640
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59 (1), 101-118
- Simon, G., Kesler, S., Russel, N., Hall, C.M., Bell, D., Piñero, E. 1999. Epithermal gold mineralization in an old volcanic arc: the Jacinto deposit, Camagüey district, Cuba. *Economic Geology*, 94 (4), 487-506
- Staudigel, H., Albarede, F., Blichert-Toft, J., Edmond, J., McDonough, W.F., Jacobsen, S.B., Keeling, R., Langmuir, C.H., Nielsen, R.L., Plank, T., Rudnick, R., Shaw, H.F., Shirey, S.B., Veizer, J., White, W. 1998. Geochemical Earth Reference Model (GERM): description of the initiative. *Chemical Geology*, 145 (3-4), 153-159.
- Stern, R.A. y Bloomer, S.H. 1992. Subduction zone infancy; examples from Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 104 (12), 1621-1636
- Stern, R.J., Reagan, M., Ishizuka, O., Ohara, Y., Whatta, S. 2012. To understand subduction initiation, study forearc crust: To understand forearc crust, study ophiolites. *Lithosphere*, 4 (6), 469-483
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systems of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. En: Saunderson, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345
- Torró, L., León, P., Proenza, J.A., Farré de Pablo, J., Melgarejo, J.C., Reyes, E., Chávez, C., Lewis, J.F. 2014. Mineralogy of the Doña Amanda prospect, Bayaguana, Dom. Rep.: a transitional epithermal-porphyry deposit in Los Ranchos Formation? *Macla*, 19 (en prensa)
- Walper, J.L. 1982. Geologic evolution of the Greater Antilles. En: *Transactions, 9th Caribbean Geological Conference 1980*, Santo Domingo, 13-21
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343
- White, A.J.R. 1979. Sources of granite magmas. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 11, 539

Recibido: abril 2015

Revisado: junio 2015

Aceptado: julio 2015

Publicado: septiembre 2017

