

Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana

J. García-Senz⁽¹⁾, J. Monthel⁽²⁾, J.A Díaz de Neira⁽³⁾, P.P. Hernaiz Huerta,⁽⁴⁾ J. P. Calvo⁽⁵⁾ y J. Escuder Viruete⁽⁶⁾

(1) Dept. de Geodinàmica i Geofísica, Fac. de Geologia, Univ. de Barcelona. Martí y Franquès s/n, 08028, Barcelona, España.
e-mail: jmgarciasenz@ub.edu

(2) Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Avenue Claude Guillemin BP 6009, 45060 Orléans, Cedex 2- Francia.
e-mail: j.monthel@brgm.fr

(3) GEOPRIN. Avda. de Burgos 12, planta 18, 28036 Madrid.
e-mail: adiaz@geoprin.es

(4) INYPSA. General Díaz Porlier 49, 28001 Madrid, España.
e-mail: phh@inypsa.es

(5) Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España.
e-mail: jose.calvo@igme.es

(6) Dept. de Petrología y Geoquímica, Univ. Complutense, 28040, Madrid, España.
e-mail: j.escuder@igme.es

RESUMEN

La sucesión del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana contiene cerca de 6 km de rocas volcánicas sedimentarias y volcánicas depositadas en un sistema de talud sobre el extinto arco volcánico del Cretácico Inferior. Está limitada por dos discordancias que permiten caracterizarla como una secuencia deposicional. La inferior es consecuencia de los procesos de disgregación gravitacional que acompañan la formación del talud submarino; la superior se debe a la truncación subaérea de estructuras contractivas. Las formaciones estratigráficas se agrupan en tres episodios deposicionales: (1) Cenomaniense-Santonense (Fm Las Guayabas y miembros relacionados) formado por una asociación de grauwacas volcánicas, rocas piroclásticas, lavas, lutitas silíceas y calizas pelágicas, que indican la proximidad del arco volcánico, (2) Santonense formado exclusivamente por silexitas de radiolarios (Fm Arroyo La Yabana), indicando el cese de los aportes clásticos, (3) Santonense-Maastrichtense formado por calcilitas y turbiditas con granos y clastos de carbonatos de plataforma somera y líticos-volcánicos (Fm Río Chavón y Mb Las Auyamas) y, únicamente en el Maastrichtense, calcarenitas costeras y parches de rudistas sobre montículos de serpentinita (Fm Loma de Anglada). La curva de subsidencia para el Cretácico Superior se inicia con una aceleración alrededor del Cenomaniense que culmina en el Santonense, se ralentiza en el Campaniense-Maastrichtense y termina con una importante elevación en la base del Paleoceno. La posición de la secuencia deposicional de la Cordillera Oriental respecto al resto de unidades geotectónicas del margen norte de la Placa del Caribe sugiere su deposición en una cuenca de ante-arco.

Palabras clave: cuenca de ante-arco, Cretácico Superior, Grandes Antillas, depósitos volcanoclásticos

Upper Cretaceous stratigraphy of the forearc deposits outcropping in the Oriental Cordillera (Dominican Republic)

ABSTRACT

The Upper Cretaceous succession in the Oriental Cordillera of Dominican Republic contains near 6 km of secondary and primary volcanics, deposited in a slope-apron system developed on the extinct lower Cretaceous volcanic-arc. It conforms a depositional sequence, bounded by two angular unconformities: the base unconformity is submarine and results from mass-wasting processes operating in the nascent, oversteeped slope; the top unconformity results from the subaerial truncation of contractive structures. The stratigraphical succession is comprised of three depositional episodes: (1) Cenomanian-Santonian (Las Guayabas Fm and related members) composed of an association of volcanogenic greywackes, pyroclastic rocks, lava flows, silicified lime and pelagic limestones, indicating the proximity of the arc, (2) Santonian episode, made of thin beds of radiolarian chert (Arroyo La Yabana Fm) pointing to the cease of the clastic input from the slope, and (3) Santonian-Maastrichtian composed of calcilitites and coarse-redeposited limestones (Río Chavón Fm and Las Auyamas Mb) and, only in the Maastrichtian, coastal calcarenites and rudist patch reefs lying on serpentinite seamounts (Loma de Anglada Fm). The subsidence curve for the Late Cretaceous starts with an acceleration around the Cenomanian, peaks in the Santonian, decelerates in the Campanian-Maastrichtian, and ends with an important uplift at the base of the Paleocene. The location of the Oriental Cordillera deposits in respect to the other geotectonic units of the northern Caribbean Plate boundary suggest deposition in a fore-arc basin.

Key words: forearc basin, Greater Antilles, Upper Cretaceous, volcanoclastic deposits

Introducción

Un gran arco volcánico se desarrolló en el Cretácico a lo largo del margen convergente septentrional de la placa del Caribe y existió hasta la colisión oblicua con la placa de Norteamérica en el Terciario (Pindell *et al.*, 2005, 2006) (Fig. 1a). Se han propuesto tres etapas principales para su desarrollo (Mann *et al.*, 1991; Lebrón y Perfit, 1994): (1) magmatismo en el Cretácico Inferior en una zona de subducción situada en el este de la placa del Pacífico, (2) cese del vulcanismo y crecimiento de una plataforma de carbonatos de edad Albiense sobre los edificios volcánicos arrasados, y (3) reactivación del magmatismo en el Cretácico Superior-Eoceno. En este último episodio,

el magmatismo decreció hasta interrumpirse al final del Cretácico y se reactivó de nuevo localmente entre el Paleoceno y el Eoceno Medio.

La posterior colisión oblicua con la placa de Norteamérica implica movimientos superiores a 100 km a lo largo de las fallas transcurrentes del sistema de la fosa del Caimán, que han extendido y desagregado el arco volcánico y sus cuencas marginales por todas Las Antillas.

En este contexto, la Cordillera Oriental de la República Dominicana (Figs. 1a y 1b), con una posición entre Cuba Oriental y Puerto Rico, emerge como una pieza importante en la reconstrucción del arco cretácico. Las rocas de la cordillera registran en el Cretácico Superior la creación y cierre de una cuenca marginal al arco rellena por 6 km de depósitos volcánoclasticos, lavas y carbonatos resedimentados formando una secuencia de talud. El cuerpo del artículo es la propuesta de una estratigrafía unificada que simplifica la subdivisión en uso basada en una combinación compleja de unidades estratigráficas con terrenos. A continuación se aborda el análisis de las facies y los episodios deposicionales que resultan de la evolución de la pendiente del talud en respuesta a los procesos tectónicos de la zona de subducción. Para la interpretación de las texturas de los depósitos volcánicos se ha usado la nomenclatura descriptiva de McPhie *et al.* (1993) y de Vincent (2000).

Este trabajo se suma a las recientes revisiones del Cretácico en Puerto Rico (Jolly *et al.*, 2006), Cuba Oriental (Proenza *et al.*, 2006; Iturralde-Vinent *et al.*, 2006) y Jamaica (Mitchell, 2006).

La secuencia deposicional del Cretácico Superior

La sucesión del Cretácico Superior, con 6 km de espesor estimados a partir de los cortes geológicos (García-Senz *et al.*, 2007) se halla limitada por dos discordancias. La basal trunca al Cretácico Inferior, con saltos bruscos de formación estratigráfica donde la superficie de discordancia cubre a fallas. Esta disposición produce cambios bruscos de espesor de la Fm Hatillo bajo la Fm Las Guayabas, muy patentes en la cartografía en el área situada al norte y al noroeste de Hato Mayor del Rey (Fig. 2), lo cual indica ya sea anterioridad o contemporaneidad de las fallas respecto a la discordancia. Aunque algunas fallas están reactivadas en el Terciario con movimiento en dirección, la relación geométrica que se establece con la superficie de discordancia indica que se formaron previamente durante el Cretácico. Existe asimismo una relación causal entre la actividad de estas fallas y la profundización de la base de la secuencia que sitúa abrupta-

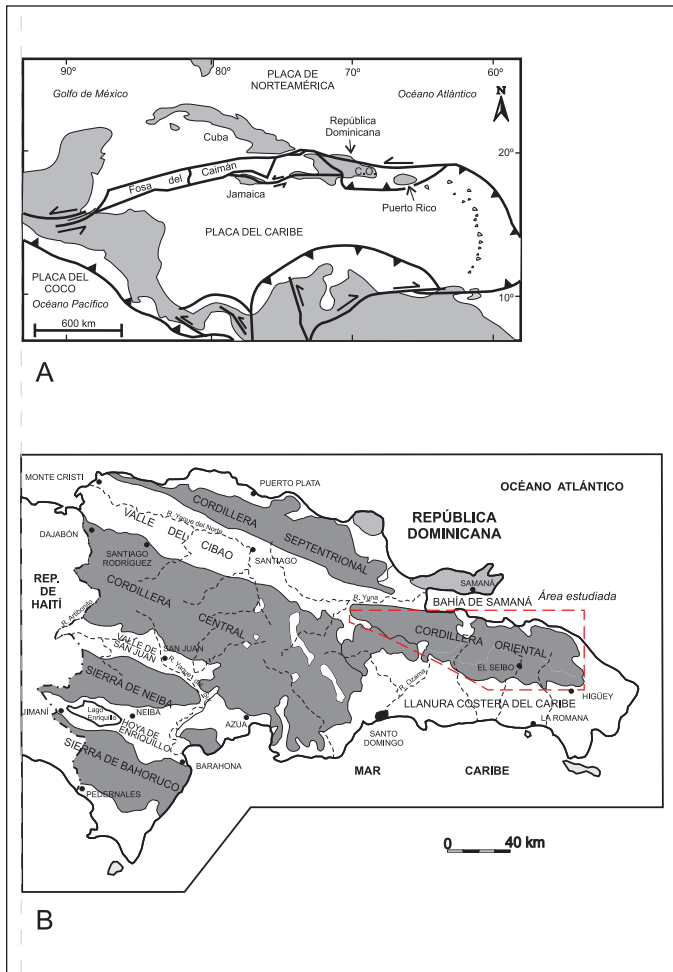


Fig.1. (A) Contexto tectónico de la Cordillera Oriental (C.O.) de la República Dominicana en la región del Caribe; (B) Situación de la Cordillera Oriental en el mapa fisiográfico de la República Dominicana (modificado de De la Fuente, 1976)
 Fig. 1. (A) Tectonic setting of the Oriental Cordillera (C.O.) of Dominican Republic in the Caribbean region; (B) Location of the Oriental Cordillera in the Physiographic map of the Dominican Republic (modified after De la Fuente, 1976)

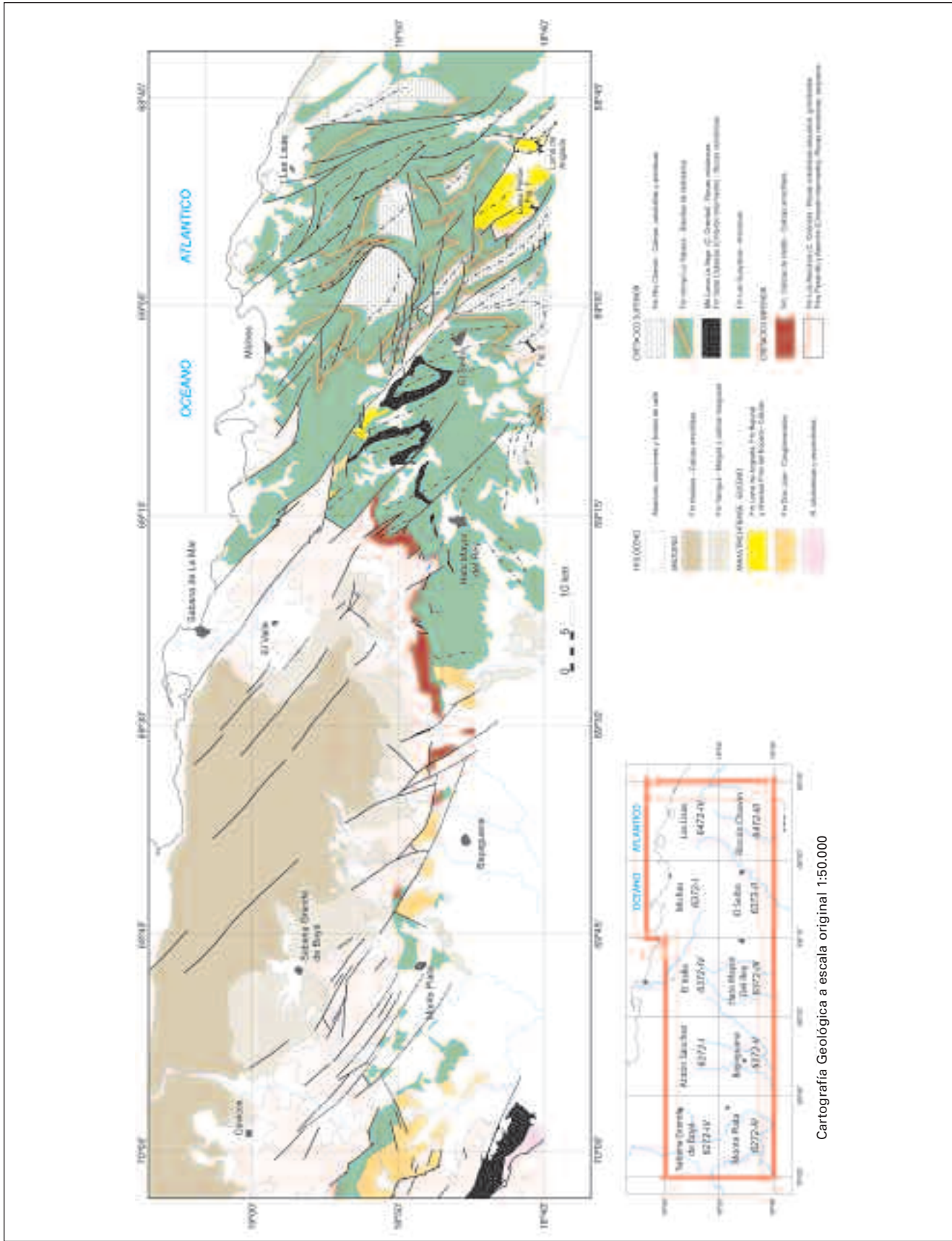


Fig. 2. Mapa geológico de la Cordillera Oriental de la República Dominicana mostrando las áreas de afloramiento del Cretácico Inferior y Superior y el Cenozoico Fig. 2. Geologic map of the Oriental Cordillera of Dominican Republic showing the outcrop areas of the Lower and Upper Cretaceous and the Cenozoic

mente facies de talud sobre calizas arrecifales. La naturaleza de la erosión es submarina, causada por la disgregación en masa del talud por procesos gravitatorios. Los estratos más recientes datados bajo la discordancia son de edad Albiense Inferior (edad de la Fm Hatillo, Mycznski y Iturralde-Vinent, 2005) y los primeros datados sobre la discordancia se atribuyen por conveniencia al Cenomaniense desde el trabajo de Bourdon (1985) aunque estrictamente son de edad pre-Coniaciense.

La discordancia del techo de la secuencia trunca varios kilómetros de serie del Cretácico Superior inclinados en el flanco de una estructura antiformal (García-Senz *et al.*, 2007). Sobre la discordancia yacen localmente depósitos de conglomerados aluviales (Fm Don Juan, Fig. 2) que indican la naturaleza subaérea de la erosión y el cierre por colisión de la cuenca marginal formada al inicio de la secuencia (Bourdon, 1985, Boisseau, 1987). Los estratos más modernos datados bajo la discordancia son del Maastrichtiense Superior (Monthel, 2004b) y los primeros sobre la discordancia son de edad Thanetiense (Bourdon, 1985, Serra-Kiel *et al.*, 2007).

Unidades estratigráficas

La composición volcánica y volcanoclástica del Cretácico de la Cordillera Oriental ha sido reconocida por numerosos autores que han descrito la geología general de la isla de La Española, incluyendo a Gabb (1881), Douglas (1961), Blesch (1966) y Bowin (1966, 1975). En el primer estudio específico de la cordillera, Bourdon (1985) correlaciona diversas secciones con el apoyo de dataciones, identificando litologías superpuestas como lavas, radiolaritas y turbiditas calcáreas (Fig. 3), que serán la clave de las futuras subdivisiones en formaciones y miembros en las cartografías de síntesis 1:250.000 de Toloczyki y Ramírez (1991) y Lebrón y Mann (1991).

No obstante estos avances, se ha mantenido hasta la fecha la propuesta original de Bourdon (1985) de una división primaria en dos unidades 'El Seibo y El Oro' equiparable a dos 'terrenos' con diferente signatura tectónica y estratigráfica, separados por un cabalgamiento este-oeste. Esta división en terrenos, que inhibía en cierto modo la posibilidad de correlacionar a lo largo de la cordillera, no se ha usado en la

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA CORDILLERA ORIENTAL DOMINICANA					
Bourdon (1985)		Mann y Lebrón (1991)		Este artículo (2007)	
Flysch calcáreo de La Mina	Areniscas calcáreas maastrichtienses	Fm Río Mana	Fm La Mina	Fm de Calizas de Loma de Anglada	Maastrichtiense
	Calizas maastrichtienses	Fm Loma de Anglada			
	Serie calcárea y volcanodetrítica	Fm Bejucalito	Fm de Calizas de Río Chavón	Campaniense	
Serie detrítica del Coniaciense inferior	Calizas	Fm Río Chavón	Fm Las Guayabas	Mb de Lutitas de Las Auyamas	Santonense
	Intercalación silícea	Mb Arroyo La Yabana			
	Serie volcano-detrítica y volcánica	Fm Río Cuarón		Mb de Areniscas de Hato Mayor	
		Fm El Cujano		Mb de Volcan. de Loma La Vega	
Conglomerado de rocas ultrabásicas		Mb de Conglom. de El Cujano	Fm de Aren. de Las Guayabas	Coniaciense	
(Unidad del Oro)	(Unidad del Seibo)	Mb Loma La Vega		Cenomaniense - Turoniense	
Fm de Calizas de Hatillo					Albiense

Fig. 3. Nomenclatura estratigráfica usada por distintos autores para describir la sucesión del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental
 Fig. 3. Stratigraphic nomenclature used for the Upper Cretaceous sequence of the Oriental Cordillera

nueva generación de cartografías geológicas 1:50.000 (Díaz de Neira, 2004; Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2004; García-Senz, 2004a-b; Hernaiz Huerta, 2004; Monthel, 2004a-c; Monthel y Capdeville, 2004; Monthel *et al.* 2004), que junto al mapa aeromagnético (García-Lobón y Rey-Moral, 2004; García-Lobón y Ayala, 2007) demuestran que el cabalgamiento E-O no existe y las formaciones y los elementos estructurales cruzan los límites de las Unidades del Seibo y del Oro haciendo esta subdivisión innecesaria.

La biostratigrafía del Cretácico Superior utiliza foraminíferos planctónicos, radiolarios y ammonoideos recogidos en muestras dispersas (Fig. 4). Debido a la restricción batimétrica, los rudistas aparecen y son útiles únicamente al final del Cretácico. El Cenomaniense no está caracterizado por fauna. El Turoniense inferior-medio está representado por la zona de *Helveto-globotruncana helvetica* reconocida por Bourdon (1985) en una muestra de turbiditas calcáreas del tramo inferior de la Fm Río Chavón, aunque se trata con seguridad de fósiles resedimentados que yacen sobre depósitos asignados al Coniaciense por el mismo autor. Es el caso de los ammonites del Coniaciense inferior de la subfamilia de los *Peroniceratinae* recogidos en capas de calizas intercaladas entre el Miembro El Cujano (Bourdon *et al.*, 1983,1984; Bourdon, 1985). La atribución al Coniaciense propuesta por Bourdon para la Formación Arroyo La Yabana se basa en una asociación de radiolarios cuestionable que mezcla formas albo-cenomanienses, formas del Coniaciense superior-Santoniense y formas del Campaniense. El estudio de foraminíferos planctónicos y radiolarios recogidos en sucesión vertical en la Hoja de El Seibo (Monthel, 2004a) reproducido en la figura 5, permite asignar al Santoniense los niveles suprayacentes al Mb de Vulcanitas de Loma La Vega y acotar el límite Santoniense-Campaniense próximo a la base de la Formación Río Chavón. El Maastrichtiense *sensu lato* se han reconocido en la Formación Loma de Anglada por fauna bentónica de sulcoperculinas y orbitoideos (Bourdon, 1985, Serra-Kiel *et al.*, 2007) y por rudistas de la asociación *Titanosarcolites* (Pons *et al.*, 2005, a,b). El Maastrichtiense superior se ha reconocido en la Fm Río Chavón por foraminíferos planctónicos de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (Monthel, 2004b).

Fm de Areniscas de Las Guayabas (Cenomaniense-Santoniense)

La localidad tipo propuesta por Lebrón y Mann (1991) es el corte La Jagua-Los Cacaos descrito por Bourdon (1985) en la Hoja de Hato Mayor del Rey (Fig. 2, UTM,

X: 04645; Y: 20790) situada en el centro de la cordillera. Hay que remarcar, no obstante, que este corte representa únicamente a los primeros 200 metros del total de 4,3 km de espesor de la formación. La base es un contacto litológico brusco y discordante a escala cartográfica, que superpone areniscas de granos volcánicos y calcáreas sobre calizas con rudistas o con nódulos de sílex de la Formación Hatillo, o sobre rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos (Figs. 2 y 4). El techo de la formación se ha definido en este trabajo como la última capa de areniscas bajo las silexitas de la Formación Arroyo La Yabana.

La Formación Las Guayabas se compone de una sucesión monótona de areniscas y areniscas feldespáticas de color oscuro y pelitas dispuestas en capas regulares plano-paralelas centimétricas a métricas limitadas por superficies bien marcadas. Es frecuente la laminación paralela de decantación, menos frecuente la secuencia de Bouma incompleta con grano-clasificación y laminación *ripple* (Pl.1, fot. 1 y 2) y relativamente raras las barras, *flutes*, las estructuras de carga y la bioturbación (Pl.1, fot. 3, 4 y 5). La parte inferior de la formación presenta pliegues de *slump*, fallas extensivas sinsedimentarias (Pl.1, fot. 6 y 7), un olistón métrico de calizas albienses de la Fm Hatillo y coladas de cantos y bloques entre 10-30 cm de diámetro, máximo 100 cm, de rocas volcánicas porfídicas equivalentes en facies, y posiblemente en edad, al Mb el Cujano. La parte inferior de la formación intercala adicionalmente lutitas silíceas, tobas y calizas pelágicas (Fig. 4).

La parte media-alta de la formación por encima de las lavas del Mb Loma La Vega se caracteriza por un incremento del espesor de los cuerpos areniscosos intercalados entre facies finas y por la presencia de conglomerados y brechas en cuerpos laxos de gran continuidad lateral, como por ejemplo los cartografiados 10 km al suroeste de Miches (Díaz de Neira, 2004) y notoriamente 4 cuerpos de 10 m de espesor cada uno y 8 km de extensión lateral con un apilamiento oblicuo situados al oeste del pueblo de Hato Mayor del Rey (García-Senz, 2004a). Se interpretan como lóbulos de turbiditas densas que provienen de un área fuente rica en arena y cantos, del tipo abánico deltaico colgado sobre el talud.

Las características petrográficas de las areniscas se examinan en dos diagramas ternarios realizados con 50 muestras repartidas por la cordillera, que incluyen al Miembro de Areniscas de Hato Mayor. El diagrama QFL (Fig. 5a) indica una composición homogénea, rica en fragmentos líticos, feldespato y filosilicatos. La compactación ha producido una pseudomatriz que incrementa relativamente la proporción de cuarzo, que no obstante permanece muy baja. De acuerdo con la

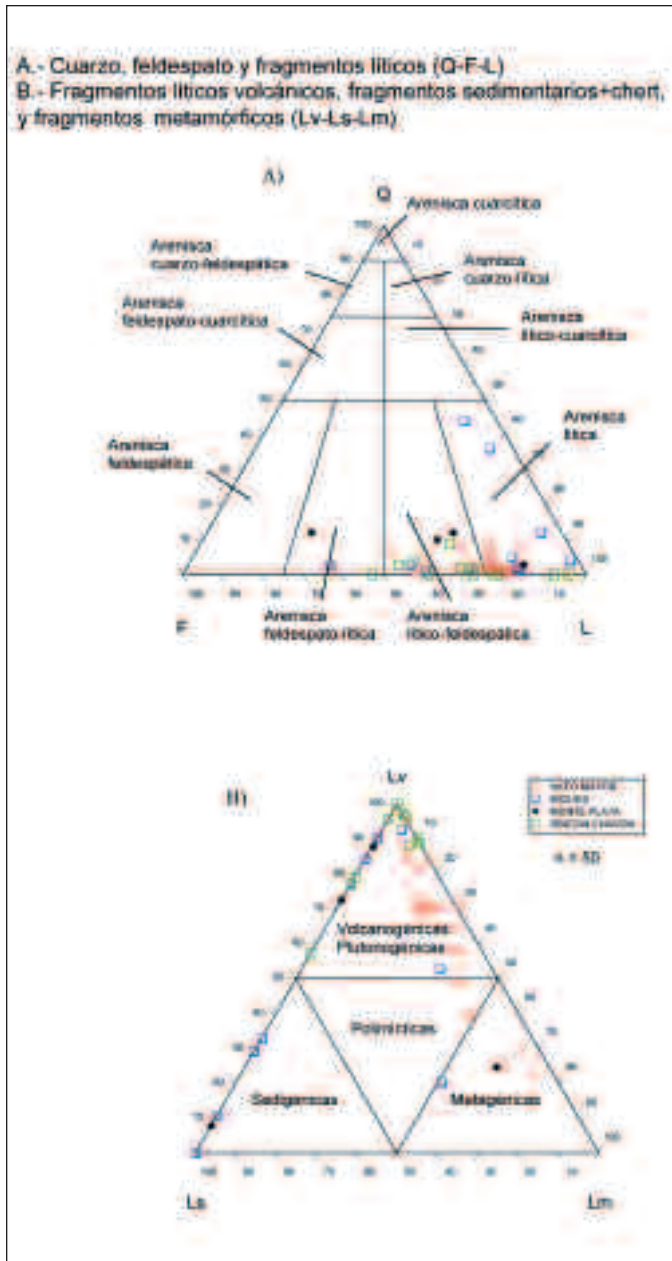


Fig. 5. Diagramas ternarios de 50 muestras de areniscas de la Fm Las Guayabas. El diagrama QFL indica una composición homogénea rica en fragmentos líticos y feldespatos y pobre en cuarzo (grauwackes). El diagrama LvLsLm muestra el dominio de fragmentos de rocas volcánicas y/o plutónicas con cantidades menores de fragmentos metamórficos y sedimentarios (silexita y caliza), provenientes de la disección de un arco volcánico-plutónico y de su sustrato metamórfico. Se ha usado para la representación el programa Tridraw de José I. Hualde

Fig. 5. Ternary diagrams of 50 samples of Las Guayabas Sandstone Fm. The QFL diagram indicates a rather homogeneous composition, richer in lithic and feldspathic fragments and poor in quartz (grauwackes). The LvLsLm diagram shows the dominance of volcanic/plutonic fragments with lesser amounts of metamorphic and sedimentary grains (chert and limestone), eroded from the volcanic-plutonic arc and their metamorphic substratum. The program Tridraw of José I. Hualde has been used for representation

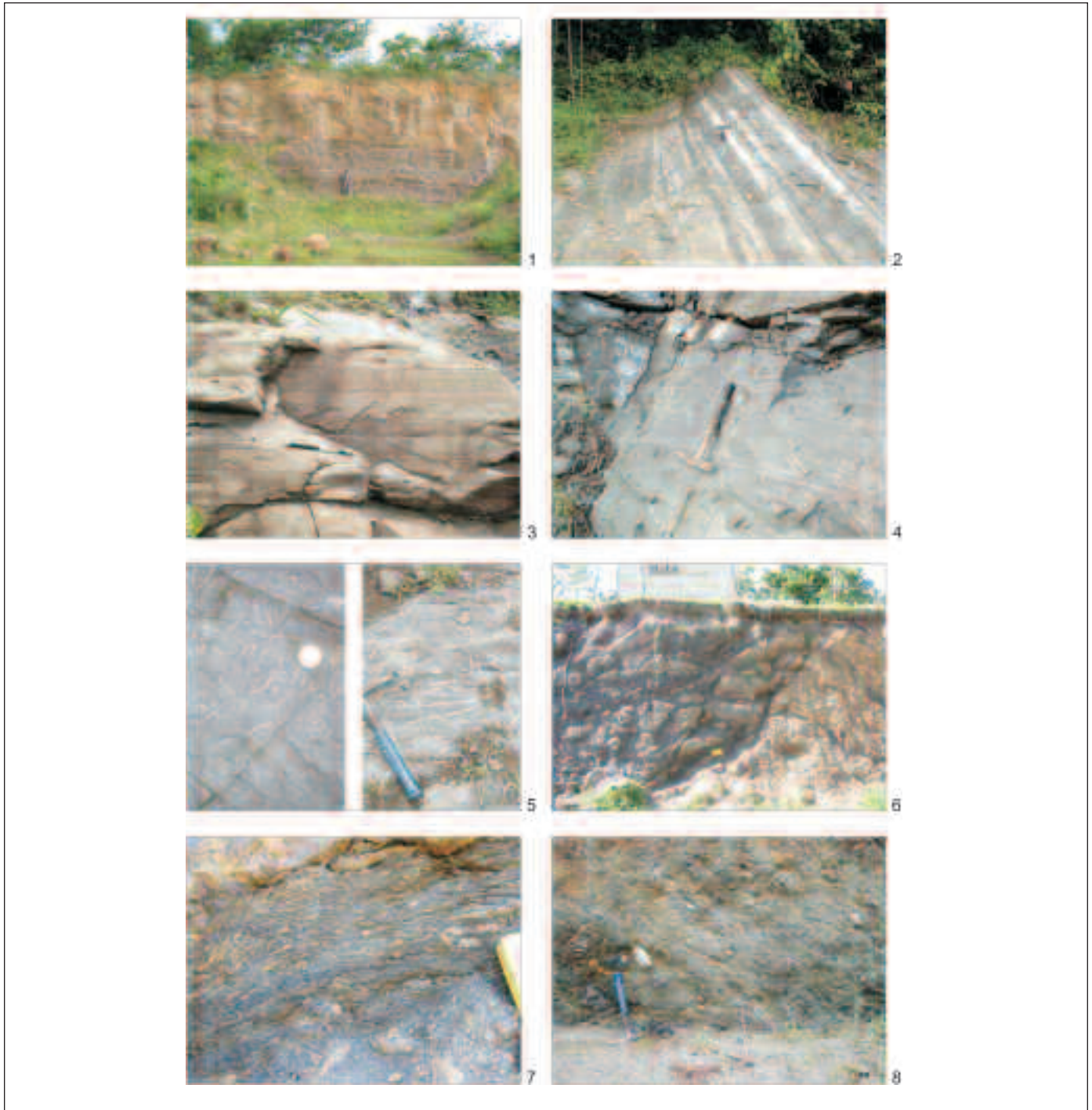
clasificación de Folk (1974) se trata de areniscas líticas y feldespatolíticas. El diagrama LvLsLm (Fig. 5b) refleja el predominio de fragmentos de rocas volcánicas (basaltos y otras rocas volcánicas indiferenciadas) con cantidades menores, aunque significativas, de fragmentos metamórficos y sedimentarios. Estos últimos son principalmente de silexita y caliza. Destaca la presencia constante, aunque en baja proporción, de olivino y augita como detríticos de rocas básicas a ultrabásicas, como ejemplo, una muestra de brechas líticas contiene basaltos porfídicos con clinopiroxeno y plagioclasa, doleritas subofíticas con clinopiroxeno, andesitas porfídicas con hornblenda y plagioclasa, metaperidotitas serpentinizadas, rocas volcánicas alteradas o metamorfizadas en facies de subesquistos verdes y esquistos verdes (espilitizadas), granos de carbonato y bioclastos (García-Senz, 2004b). En conclusión, la petrografía de las areniscas y de los clastos sugiere que se está erosionando el arco magmático y su sustrato metamórfico así como fragmentos emplazados del manto peridotítico.

La Formación Las Guayabas contiene globotruncánidos, heterohelcídicos y radiolarios, frecuentemente recristalizados o silicificados. Bourdon (1985) cita en su base un canto retrabajado con *Favusella* (*Hedbergella*) *washitensis* con un rango entre el Albiense Inferior y el Cenomaniense. La edad de la base de la formación ha de ser más moderna que este canto retrabajado y se sitúa por conveniencia en el Cenomaniense. Asimismo, una muestra situada pocos metros sobre el techo del Mb de volcánicos de Loma La Vega (Fig. 4) ha proporcionado *Globigerinelloides* sp., *Globotruncanita stuarti*, *Marginotruncana pseudolinneiana* y *Marginotruncana* cf. *undulata*, atribuible al Santoniense (Monthel, 2004a).

Miembro de Conglomerados de El Cujano (Formación Las Guayabas, Coniaciense)

La denominación del Miembro El Cujano se propone en este trabajo como una revisión de los límites y del rango de la Formación El Cujano de Lebrón y Mann (1991). La localidad tipo en el este de la cordillera es un camino situado 2,5 km al SO de la Loma El Cujano que une el Cedro con la localidad de El Oro (Hoja de Las Lisas, Fig. 2, UTM X: 05115; Y: 20928) donde Bourdon (1985) describe un conglomerado de rocas ultrabásicas bajo una serie de conglomerados de rocas volcánicas, areniscas y niveles de caliza (Formación Río Cuarón de Lebrón y Mann, 1991, Fig. 3). La Formación Río Cuarón no se ha usado en este trabajo por su indefinición como unidad cartográfica.

En su localidad tipo, el Mb El Cujano consiste en



más de 200 metros de conglomerados con estratificación masiva y poca continuidad lateral. Los cantos flotan desorganizados en una matriz con alteración sericítica y serpentinitica con un clivaje penetrativo de superficie axial (Pl. 2, fot. 8) intruidos por diques de gabro de grano fino (Monthel, 2004b). Bourdon (1985) describe cantos de lavas básicas, gabros, piro-

xenitas y rocas ultrabásicas con anfíboles metamórficos. El mecanismo de transporte es por coladas fangosas cohesivas. La poca continuidad lateral y el gran espesor de estos cuerpos sugiere el relleno de incisiones en el talud submarino.

El Mb El Cujano se atribuye al Coniaciense por su relación lateral con niveles de calizas detríticas situa-

Plancha 1. 1= Depósitos volcanoclásticos de decantación (mitad inferior), areniscas y silt en capas delgadas planoparalelas. ¿Tobas piroclásticas? (mitad superior), areniscas masivas, Fm Las Guayabas, Monte Plata. 2= Turbiditas, alternancia de capas de granos calcáreos y granos líticos volcánicos finos, base de la Fm Las Guayabas, Hato Mayor del Rey, Cenom.-Tur. 3= Turbidita volcanoclástica, capas gradadas de arenisca con laminación paralela, base de la Fm Las Guayabas, Hato Mayor del Rey, Cenom.-Tur. 4= Turbidita volcanoclástica arenosa, láminas paralelas y ripple con deformación hidroplástica por escape de agua, Fm Las Guayabas, Hato Mayor del Rey, Cenom.-Tur. 5= Burrows tipo Condrites, en superficie de capa, Fm Las Guayabas, Hato Mayor del Rey (foto izda.), El Seibo (foto dcha.), Cenom.-Tur. 6= Mélange, areniscas y lutitas con pliegues de slump deformados por bandas s-c extensionales y cortados por fallas extensivas de alto ángulo, Fm Las Guayabas, ctra. de Monte Plata a Antón Sánchez. 7= Mélange (detalle), colada fangosa de cantos de arenisca y lutita deformada por bandas s-c extensionales y boudinage. 8= Colada fangosa de rocas ultrabásicas, conglomerado poligénico de cantos rodados de rocas básicas y ultrabásicas en una matriz de grauwaca arcillo-serpentinítica con foliación de superficie axial, Mb El Cujano, Las Lisas, Coniaciense.

Plate 1. 1= Volcaniclastic suspension deposits (lower part), laterally continuous, planar, sandstone and siltstone thin beds. Redeposited piroclastic tuff? (upper part), massive sandstone, Las Guayabas Fm, Monte Plata. 2= Turbidites, white beds containing calcareous grains interbedded with dark beds of volcanic-lithic grains, base of Las Guayabas Fm, Hato Mayor del Rey, Cenom.-Tur. 3= Volcaniclastic turbidites, graded to parallel divisions in sandstone, base of Las Guayabas Fm, Hato Mayor del Rey, Cenom.-Tur. 4= Volcaniclastic sandstone turbidites, thick beds with parallel, ripple lamination and dewatering structures, Las Guayabas Fm, Hato Mayor del Rey, Cenom.-Tur. 5= Chondrites burrows in volcaniclastic beds, Las Guayabas Fm, Hato Mayor del Rey (left photograph), El Seibo (right photograph), Cenom.-Tur. 6= Mélange of sedimentary origin, sandstone and lutite with slumps foliated and sheared by s-c extensional bands, cut by high angle extensional faults, Las Guayabas Fm, road from Monte Plata to Antón Sánchez. 7= Mélange (detail), sandstone and lutite debris flow with s-c extensional fabric and boudinage. 8= Debris flow of ultrabasic rocks, polygenic conglomerate of basic/ultrabasic rounded pebbles embedded in a serpentinitic clay matrix with axial plane cleavage, El Cujano, Mb, Las Lisas, Coniacian.

das por debajo del cuerpo principal de conglomerado (Fig. 4), y que contienen las especies de ammonites *Peroniceras moureti* de Grossouvre y *Peroniceras sp. cf. tridorsatum* (Bourdon et al. 1983, 1984; Bourdon, 1985), características de la parte inferior del Coniaciense en el Caribe y el Golfo de México.

Miembro de vulcanitas de Loma La Vega (Fm Las Guayabas, Coniaciense)

Corresponde a un episodio volcánico de composición traquítica, paraconcordante con las turbiditas de la Fm Las Guayabas. La localidad tipo propuesta por Lebrón y Mann (1991) es la Loma La Vega (Hoja de El Seibo, Fig. 2, UTM, X: 04783; Y: 20795) modelada en

un nivel resistente de lavas de 625 metros de espesor. Su continuación hacia el este se interrumpe en la falla del Yabón y hacia el oeste se adelgaza, siendo la última localidad reconocida la Loma Los Gramasos, al oeste de Hato Mayor del Rey (Bourdon, 1985). El Mb Loma La Vega es en parte equivalente, y en parte más reciente, al Mb El Cujano (Figs. 3 y 4).

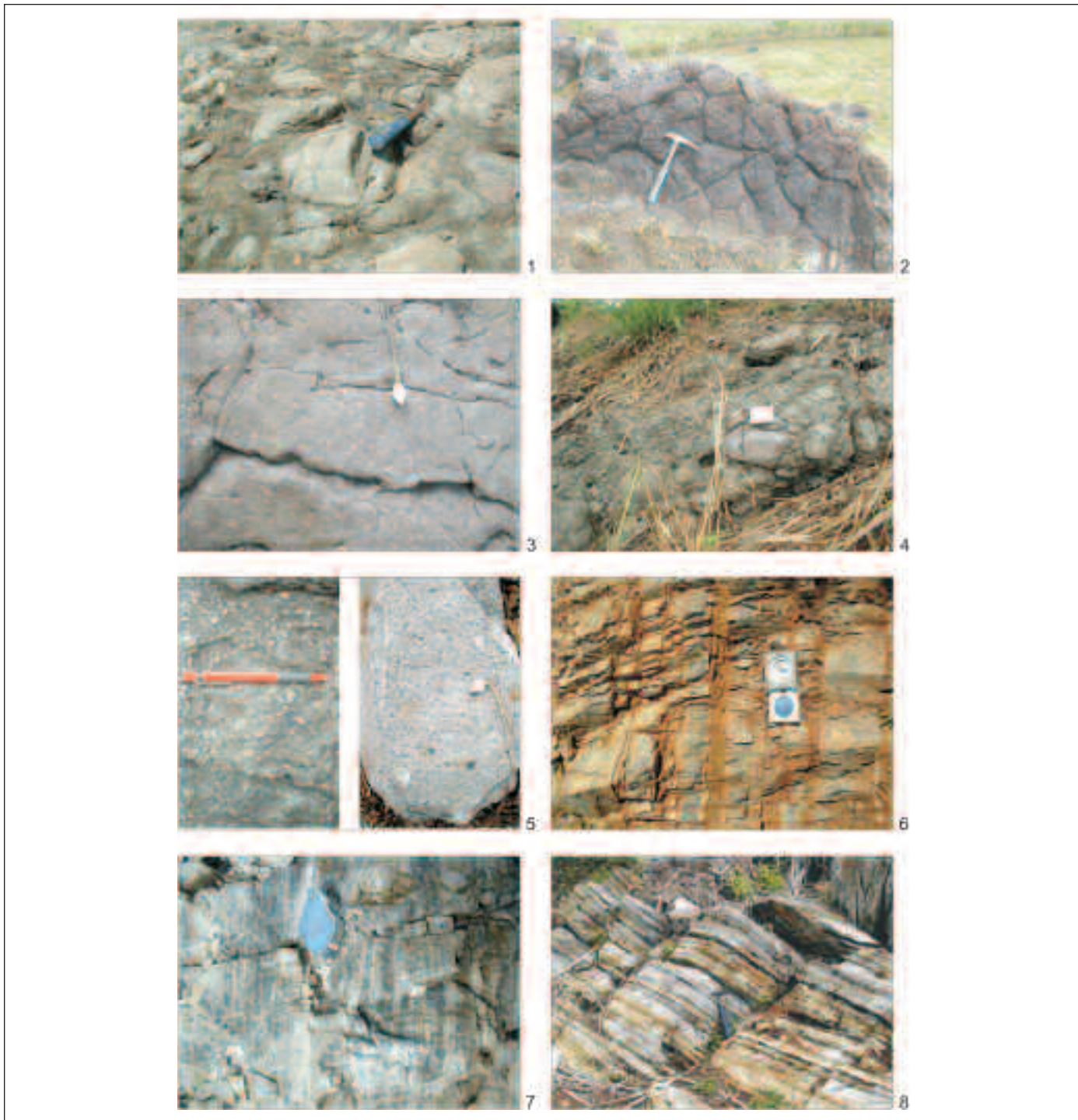
En su localidad tipo se compone de flujos de lavas traquíticas, brechas volcánicas y tobas vitroclásticas (Bourdon, 1985; Lebrón, 1989; Lebrón y Perfit, 1993). Un muestreo más extenso (Monthel, 2004a, García-Senz, 2004a, Díaz de Neira, 2004) indica una composición variable entre basaltos plagioclásticos traquíticos de grano muy fino, basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno y flujos basáltico-andesíticos con plagioclasa porfídicos. Las lavas son generalmente masivas, en ocasiones con disyunción columnar y porfídicas con cristales de feldespato potásico rosanaranjado en láminas de tamaño milimétrico a centimétrico (Pl. 2, fot. 2 y 3). Se han reconocido también facies autoclásticas y otras masivas subvolcánicas del tipo diques de alimentación y *sills*. Un ejemplo es el afloramiento estratiforme de basaltos con orto y clinopiroxeno (diabasa) de textura hipocristalina fanerítica, intergranular a subofítica situado 6 km al NO del pueblo de Hato Mayor del Rey que en la cartografía reduce su espesor bruscamente de 175 metros a cero.

Las tobas forman afloramientos masivos de color beige rosáceo en una matriz poco coherente sensible a la alteración supergénica. Varían de microgranudas a finas, sin estructura visible, formado por feldespatos y sericita y microfisuras tardías con óxidos de Mn. Las brechas son poligénicas con elementos angulosos no soldados de andesita porfídica con fenocristales de feldespato rosa o gris blanco (Pl. 2, fot. 4). Los sedimentos con fauna de mar abierto que rodean las tobas y la existencia de estructuras en almohadilla en las lavas (Monthel, 2004a) sugieren un vulcanismo submarino.

La edad radiométrica de 84.3 ± 17.9 Ma (Lebrón y Perfit, 1994), calculada por las proporciones de $86\text{Rb}/87\text{Sr}$ y $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ está centrada en el Santoniense, aunque el rango de error se extiende entre el Albiense Superior y el Maastrichtiense. En este trabajo se le atribuye una edad Coniaciense porque subyace a areniscas de la Fm Las Guayabas dataadas como Santoniense.

Miembro de Areniscas de Hato Mayor (Fm Las Guayabas, Santoniense)

Su definición formal se propone en este trabajo. La localidad tipo propuesta es una cantera de áridos pró-



xima al pueblo de Hato Mayor del Rey (Fig. 2, UTM, X: 04754; Y: 20727). La base de la unidad forma en Hato Mayor una alineación de lomas inclinadas unos 30° hacia el sur, con rumbo SE-NO, en oblicuidad con las capas infrayacentes de rumbo medio E-O y frecuentes cambios de orientación. El patrón cartográfico sugiere que la base del Mb Hato Mayor es una dis-

cordancia de bajo ángulo sobre las areniscas de la Fm Las Guayabas, que en algunas localidades coincide aproximadamente con bandas de cizalla subparalelas a la estratificación. Las áreas de mayor espesor se localizan al sureste de Hato Mayor (1400 m) y en la línea de lomas elevadas que se extiende desde el pueblo de Las Lisas hacia el sur (1450 m) (Figs. 2 y 4).

Plancha 2. 1= Colada fangosa de cantos, conglomerado de rocas volcánicas porfídicas soportado por matriz arenisco-pelítica, *Mb El Cujano*, Hato Mayor del Rey. 2= Superficie de colada traquítica submarina con disyunción columnar, *Mb Loma La Vega*, El Seibo, Cenom.-Tur. 3= Lava estratificada, traquita porfídica con fenocristales de feldespatos potásico, *Mb Loma La Vega*, El Seibo. 4= Brecha piroclástica estratificada, *Mb Loma La Vega*, Hato Mayor del Rey, Cenom.-Tur. 5= Turbidita de alta densidad, arenisca y grava desorganizadas, con clastos plegados de mudstone (no visibles), *Mb Hato Mayor*, Hato Mayor del Rey (foto izda.), *El Seibo* (foto dcha.), Cenom.-Tur. 6= Radiolarita, capas delgadas planoparalelas separadas por silt, *Fm Arroyo La Yabana*, Rincón Chavón. 7= Radiolarita laminada, capas lensoidales, posibles ripples, *Fm Arroyo La Yabana*, Rincón Chavón. 8= Turbidita de baja densidad y depósitos de decantación, capas delgadas con laminación paralela de caliza pelágica y arenisca gruesa y siltita silicificadas, *Mb Las Auyamas*, Las Lisas, Santoniense-Campaniense.

Plate 2. 1= *Pebbly mudstone, conglomerate with clasts of volcanic porphyritic texture supported by sand/silt matrix*, El Cujano Mb, Hato Mayor del Rey. 2= *Trachytic lava top surface with columnar jointing*, Loma La Vega Mb, El Seibo, Cenom.-Tur. 3= *Stratified lava, porphyritic trachite with potassium feldspar phenocrysts*, Loma La Vega Mb, El Seibo. 4= *Stratified piroclastic breccia*, Loma La Vega Mb, Hato Mayor del Rey, Cenom.-Tur. 5= *High density turbidite, disorganized gravel and sandstone with folded mudstone clasts (not visible in the photograph)*, Hato Mayor Mb, Hato Mayor del Rey (left photograph), El Seibo (right photograph), Cenom.-Tur. 6= *Radiolarites, thin planar beds with very thin silt interbeds*, Arroyo La Yabana Fm, Rincón Chavón. 7= *Laminated radiolarites, very thin parallel to lensoidal (wavy?) laminae*, Arroyo La Yabana Fm, Rincón Chavón. 8= *Low density turbidite and suspension deposits, thin pelagic limestone beds interbedded with coarse sandstone and silicifications*, Las Auyamas Mb, Las Lisas, Santonian-Campanian.

Típicamente consiste en una mezcla mal clasificada (raramente con granoclasificación o estratificación cruzada) de arenisca gruesa, grava angulosa y brechas centimétricas que puede incluir cantos blandos de lutita deformada (Pl. 2, fot. 5) dispuestas en capas gruesas amalgamadas separadas por bases incisas suaves. Los clastos son de rocas efusivas: basalto y lavas con textura microlítica o porfídica; de rocas intrusivas granudas: dolerita, gabro con olivino, granodiorita, y de rocas sedimentarias: silexita de radiolarios, micrita silicificada con foraminíferos planctónicos, calizas micríticas oscuras. La matriz está constituida por granos angulosos y fragmentos monocristalinos de feldespatos (sobre todo de plagioclasas, los alcalinos son muy escasos), cristales de piroxeno, olivino y clorita, siendo el cuarzo poco frecuente y la magnetita rara. El cemento es microcristalino, silicatado o filosilicatado. Se

interpretan como depósitos de corrientes de turbidez de alta densidad en las partes proximales de los lóbulos de abanicos submarinos provenientes de un sustrato volcánico e intrusivo y en menor medida de una plataforma de carbonatos.

El Mb Hato Mayor contiene *Globotruncana* sp., *Planoglobulina* sp., *Sigalia* sp. y *Ventilabrella* (Monthel, 2004a), lo que sugiere un rango de edad entre el Santoniense y el Campaniense Inferior.

Formación de Silexitas de Arroyo La Yabana (Santoniense)

La localidad tipo propuesta por Lebrón y Mann (1991) es el Arroyo La Yabana situado en la Hoja de Rincón Chavón (Fig.2, UTM, X: 05020; Y: 20735) en el este de la cordillera. Si bien en su definición original incluye horizontes de silexita y tobas y se le considera un Mb de la Fm Las Guayabas, en la revisión de este trabajo se propone ceñir la definición únicamente al horizonte de silexita, que constituye un nivel guía de litología homogénea y límites precisos y su rango se ha elevado a formación. Esta última decisión se justifica por la dificultad de establecer una relación genética con las formaciones encajantes. Aflora en la mitad oriental de la cordillera con un espesor entre 425 y 50 m, frecuentemente agrupado alrededor de 200 metros. Donde su buzamiento es elevado forma alineaciones resistentes de lomas separando las areniscas finas y lutitas de la Fm Las Guayabas (a muro) del Mb Las Auyamas (a techo) (Figs. 3 y 4).

Consiste en capas centimétricas de sílice autigénica laminada de coloración gris en sección fresca y pardo por alteración, separadas por juntas de limo. La superficie de las capas puede ser plana, ondulada por marcas de corriente (Pl. 2, fot. 6 y 7) sugiriendo re-sedimentación, o en caja de huevos por marcas de carga. En lámina delgada se aprecian abundantes esqueletos de radiolarios recristalizados, partidos o compactados, en su mayoría de espumellarios. Se interpreta como un depósito pelágico depositado cerca o bajo el CCD, a una profundidad menor (< 3.5 km) que el CCD postulado en el Santoniense para el Océano Atlántico (Van Andel, 1975).

Bourdon (1985) ha determinado la siguiente asociación de radiolarios recogida cerca de Miches: *Acaeniotyle* sp., *Alievum superbum*, *Archaeospongoprunum andersoni?*, *A. bipartitum*, *A. cortinaensis*, *A. vascoensis*, *Artostrobium urna*, *Clathropyrgus* sp., *Crucella* sp. cf. *Irwini*, *C. plana*, *C. messinae?*, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudoaulophacus riedeli?*, *Thanarla elegantissima?* y *Torquata formosa*, que atribuye al Coniaciense. Sin

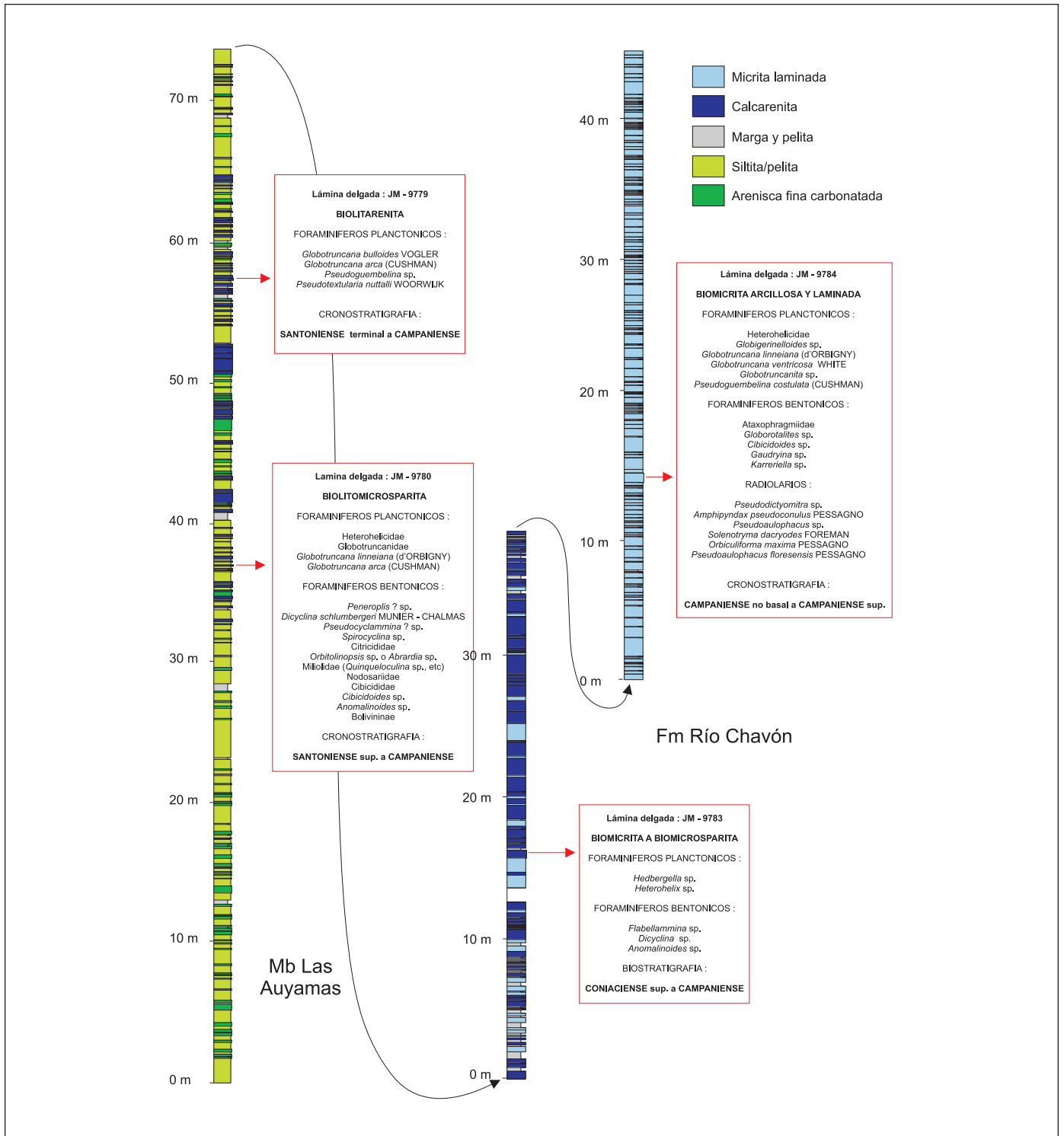


Fig. 6. Columna estratigráfica en la trinchera de la vía del ferrocarril cerca del Batey el Salado (Hoja de El Seibo), que muestra transitos graduales de capas de pelita y arenisca fina con granos de carbonato (Mb Las Auyamas) a calcarenitas con estructuras turbiditicas (tramo inferior de la Fm Río Chavón) y a capas de micrita laminada (tramo superior de la Fm Río Chavón). El rango de los foraminíferos planctónicos identificados indica que el límite Santoniense/Campaniense se sitúa próximo al límite entre ambas formaciones. Situación en la Fig. 2

Fig. 6. Stratigraphic section in the railroad cut near Batey el Salado (El Seibo Sheet), showing a gradual facies change from silt and fine sandstone beds (Las Auyamas Mb) to turbiditic calcarenites (Río Chavón Fm, lower part) and to laminated biomicrites (Río Chavón Fm, upper part). Planctonic foraminifer species identified locate the Santonian-Campanian limit close to the formation boundaries. See location in Fig. 2

embargo, considerando las escalas biostratigráficas actuales, se detecta que coexisten formas del Albo-Cenomaniense, del Coniaciense Superior-Santoniense y del Campaniense y por lo tanto el diagnóstico de Bourdon debería ser revisado. De acuerdo con la edad obtenida en las rocas encajantes, la edad de la unidad es Santoniense.

Miembro de Lutitas de Las Auyamas (Fm Río Chavón, Santoniense-Maastrichtiense)

Su definición formal se propone en este trabajo. La localidad tipo se sitúa en la Hoja de Rincón Chavón (Fig.2, UTM, X: 05168;Y: 20733) en el este de la cordillera. Su base es un contacto neto que superpone lutitas y areniscas con matriz de carbonato de color gris azulado, ocre por alteración, sobre las silexitas de la Formación Arroyo La Yabana; el techo es transicional a la Fm Río Chavón y se localiza bajo los primeros niveles de calcarenitas y micritas que forman una sucesión continua (Fig. 6). Aflora en la mitad oriental de la cordillera con un espesor que oscila entre 300 m en su localidad tipo, a 700 m al sur del pueblo de El Seibo, aunque más comúnmente se aproxima a 500 metros (Figs. 2 y 4).

Se compone de una alternancia de capas delgadas de pelitas laminadas, areniscas finas con matriz de carbonato, capas de biomicrita y esporádicas grauwacas sin organización. En lámina delgada se aprecia granoclasificación y laminación paralela en los fragmentos de feldespatos presentes en las pelitas, y laminación y granoclasificación localmente distorsionadas por *microslumps* en las micritas. Los fósiles son esqueletos de radiolarios, espículas de esponja silíceas epigenizadas a calcita y foraminíferos planctónicos (Pl. 3, fot. 1). En el nordeste de la cordillera presenta estructuras características de turbiditas como 'flutes', marcas de carga, laminación *ripple* y convolucionada (Pl. 2, fot. 8), además de clastos de caliza con foraminíferos bentónicos y metazoarios del intervalo Campaniense Superior – Maastrichtiense. El Miembro Las Auyamas se interpreta como depósitos distales de un sistema de talud de carbonatos con mezcla de arena y limo de procedencia volcánica.

Los foraminíferos planctónicos indican una edad Santoniense Superior-Maastrichtiense.

Formación de Calizas de Río Chavón (Campaniense-Maastrichtiense)

La localidad tipo propuesta por Lebrón y Mann (1991) es la sección de la Loma El Peñón de 700 m de

espesor, situada en una pista forestal en la Hoja de Rincón Chavón (Fig.2, UTM, X: 05051; Y: 20694) en el este de la cordillera. Existe una cierta confusión entre esta localidad y la posición del corte original de Bourdon (1985) localizado en el cauce del Río Chavón. La base es un contacto transicional que superpone series continuas de calcarenitas y micritas sobre lutitas y areniscas con granos de carbonato del Mb Las Auyamas; el techo son las calizas arenosas y areniscas rojizas de la Fm Loma de Anglada (Figs. 2, 3 y 4)

Consiste en una sucesión rítmica de capas delgadas tabulares de calcarenitas con silicificaciones, que pueden incluir calciruditas con clastos de 10 cm de diámetro máximo, restos de rudistas y equínidos y granos de arena gruesa y microconglomerado de rocas volcánicas (Pl. 3, fot. 2, 3 y 4). Las calciruditas presentan bases incisas, granoclasificación, laminación paralela y *ripple*. En las cercanías de El Seibo, la parte superior de la formación es una ritmita hemipelágica con foraminíferos planctónicos y radiolarios formada por capas regulares de biomicrita laminada separadas por marga (Pl. 3, fot. 5), como queda caracterizado en el corte de la trinchera del ferrocarril (UTM 497453, 2065362) (Fig. 6):

1. 30-40 m de bancos regulares (cm/dm) de calcarenita entre silto-pelitas y areniscas de granos volcánicos. Es un término de transición entre el Miembro Las Auyamas y los niveles detríticos carbonatados característicos de la Formación Río Chavón.
2. 80 m no observables.
3. 40 m de calcarenitas (biolitarenitas, biolitoesparitas de textura packstone, algunas bases de capas incluyen clastos del tamaño rudita) con granos de cuarzo y de feldespato, extraclastos de caliza micrítica, escasos cristales de glauconita y fauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos, fragmentos de equínidos, lamelibranquios, gasterópodos y briozoarios. Las calcarenitas alternan con micritas en bancos de 0,1 a 1,2 m de potencia. La estratificación es irregular, con variaciones de espesor interpretadas como canalizaciones y *slumps*.
4. 100 – 120 m no observables.
5. 45 m de biomicritas arcillosas laminadas (wackestones) gris-amarillas localmente silicificadas y dispuestas en bancos regulares planoparalelos de 0,1 a >1 m de espesor separados por juntas de marga. Contienen foraminíferos planctónicos, radiolarios y espículas de esponja silíceas.

Los afloramientos nororientales de la cordillera contienen comparativamente un volumen mayor de



biomicritas laminadas y de pelitas de origen volcánico con feldespato, piroxeno y magnetita; mientras que las litarenitas y calcarenitas con carbonatos someros retrabajados son menos frecuentes que en el sur. Bourdon (1985) y Lebrón y Mann (1991) deno-

minan a esta facies *flysch calcaire de La Mina* y Fm La Mina respectivamente (Fig. 3). Las calcarenitas y calciruditas de la Fm Río Chavón se interpretan depositadas por corrientes de turbidez en la zona distal de un talud de carbonatos que recibe terrígenos volcáni-

Plancha 3. 1= Biomicrita de radiolarios (pequeñas manchas blancas) recristalizados a calcita, las manchas oscuras grandes son concentraciones diagenéticas de ferromagnesianos, luz natural X13.5, Mb Las Auyamas, Las Lisas. 2= Turbidita multiepisódica de granos calcáreos y grava volcánica, con granoselección, laminación paralela y ripples a techo, Fm Río Chavón, Rincón Chavón. 3= Debrita de cantos de biomicrita silicificada en la base de una turbidita calcárea, Fm Río Chavón, El Seibo. 4= Caliza bioclástica de plataforma, con restos de gasterópodos y lamelibranquios recristalizados y equínidos entre micrita, luz natural, X12, Fm Río Chavón, El Seibo. 5= Biomicrita laminada hemipelágica, parcialmente silicificada, Fm Río Chavón, El Seibo. 6= Barras litorales, calcarenitas de bioclastos y granos volcánicos, estratificación ondulada (izda.), estratificación cruzada de bajo ángulo (dcha.), Fm Loma de Anglada, Rincón Chavón. 7= Biostroma de rudistas, ejemplares rotos ligeramente redondeados, Fm Loma de Anglada, Maastrichtiense, Rincón Chavón. 8= Biostroma de rudistas, Fm Loma de Anglada, Maastrichtiense, Rincón Chavón.

Plate 3. 1= Biomicrite with radiolaria (small white circles) recrystallized into calcite, the big irregular dark dashes are diagenetic concentrations of ferromagnesian minerals, natural light X13.5, Las Auyamas Mb, Las Lisas. 2= Multistorey turbidite, composed of calcareous grains and volcanic gravel with granoclassification, parallel and ripple divisions, Río Chavón Fm, Rincón Chavón. 3= Debrite with silicified biomicrite pebbles at the basal part of a calcareous turbidite, Río Chavón Fm, El Seibo. 4= Platform skeletal limestone, with recrystallized gastropoda, lamellibranchia and echinoids and micrite matrix, natural light, X12, Fm Río Chavón, El Seibo. 5= Hemipelagic laminated biomicrite, partially silicified, Río Chavón Fm, El Seibo. 6= Nearshore calcarenitic bars, with mixed bioclasts and volcanic grains, showing gently undulated stratification (left) and cross-bedding (right), Loma de Anglada Fm, Rincón Chavón. 7= Rudist biostromal beds, made of broken and slightly rounded specimens, Loma de Anglada Fm, Maastrichtian, Rincón Chavón. 8= Rudist biostromal beds, Loma de Anglada Fm, Maastrichtian, Rincón Chavón.

cos de áreas fuente costeras. Su relevo en vertical por calizas hemipelágicas en el área de El Seibo indica una retrogradación del talud.

Bourdon (1985) cita en la sección tipo del río Chavón fauna del Turoniense y del Coniaciense-Santonense, que en este trabajo se considera re-sedimentada en las turbiditas. La edad de la Formación Río Chavón se atribuye al Campaniense-Maastrichtiense superior por la presencia de *Abathomphalus mayaoensis*, *Contusotruncana sp.*, *Globotruncana bullioides*, *G. irca*, *G. af. lapparenti*, *G. linneiana*, *G. af. gr. stuarti*, *G. (Globotruncanita) af. stuartiformis*, *G. (Globotruncanita) gr. stuartiformis*, *G. (Rosita) af. fornicata*, *G. af. ventricosa*, *G. ventricosa*, *Globigerinoides sp.*, *Globotruncanita elevata*, *Globotruncanita sp.*, *Hedbergella sp.*, *Heterohelix sp.*, *Heterohelix af. globulosa*, *Pseudoguembelina costulata*, *Racemiguembelina fructicosa* y *Rugoglobigerina sp.* La fauna de diferentes edades

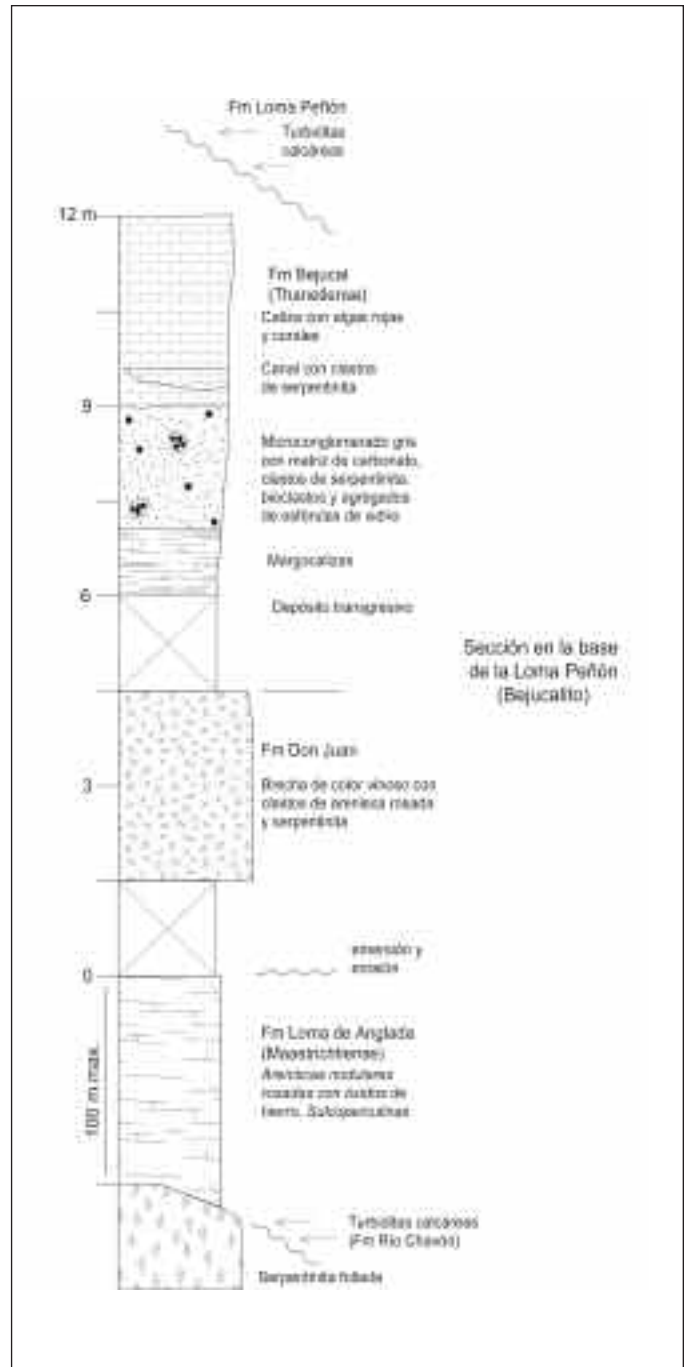


Fig. 7. Columna estratigráfica en la Loma El Peñón situada al norte del pueblo de Bejucalito (Hoja de Rincón Chavón), que detalla la sucesión del Cretácico reducida al Maastrichtiense por acuñamiento contra un monte submarino de serpentinita tapizado por brechas de ladera (Fm Don Juan) y la transgresión marina representada por la plataforma de carbonatos de la Fm Bejucal de edad Thanetiense. Situación en la Fig. 2

Fig. 7. Stratigraphic section at the Loma El Peñón, north of the Bejucalito village (Rincón Chavón Sheet), detailing the Cretaceous series reduced to the Maastrichtian by onlap onto a serpentinite seamount draped by a scree of breccias (Don Juan Fm) and the marine transgression represented by the Bejucal carbonate platform of Thanetian age. See location in Fig. 2

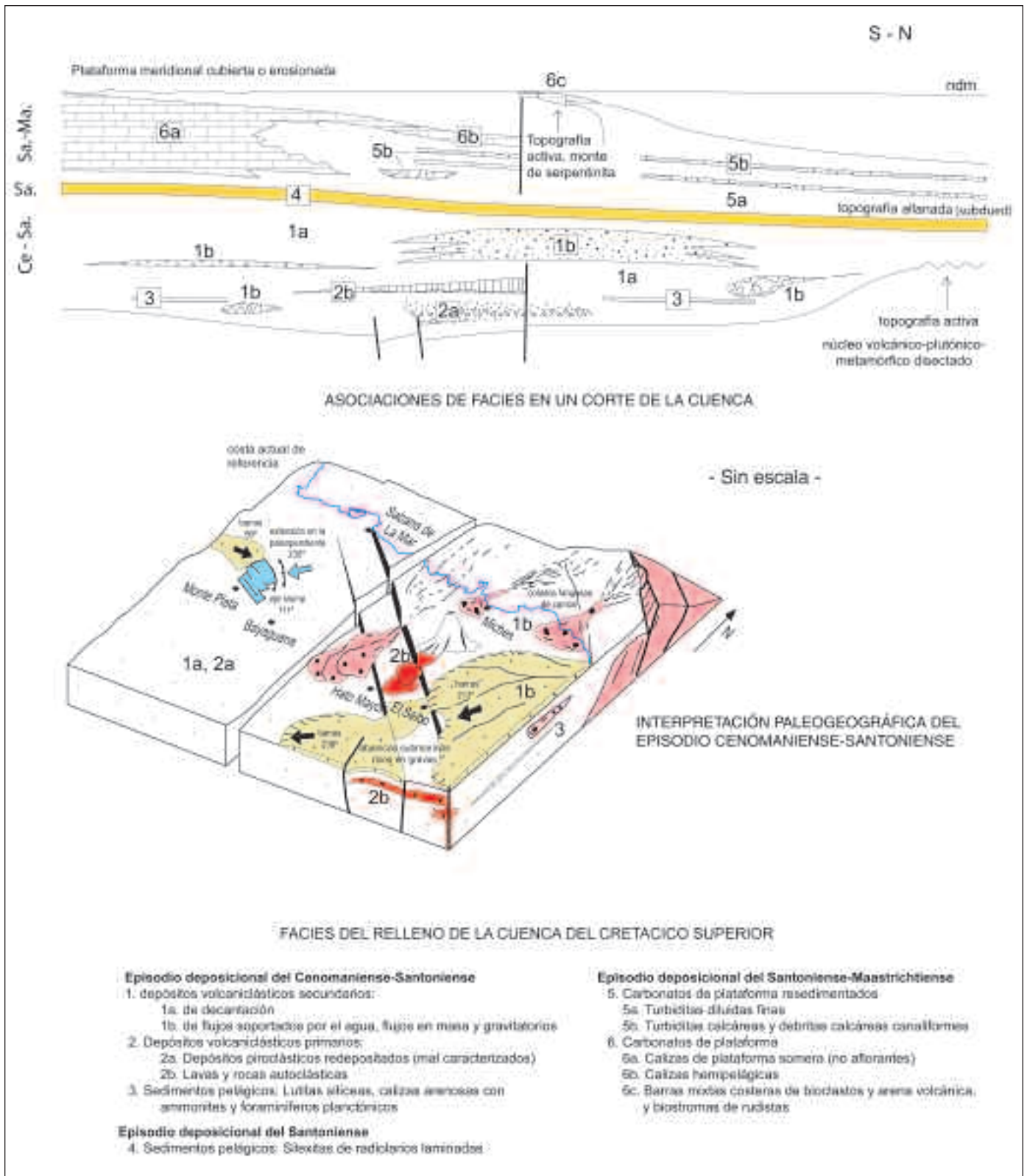


Fig. 8. Síntesis de las asociaciones de facies, ambientes y episodios deposicionales del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental Dominicana y bloque diagrama esquemático de los sistemas deposicionales reconocidos en el episodio Cenomaniense-Santoniano Fig. 8. Summary of facies associations, depositional environment and episodes in the Upper Cretaceous of the Oriental Cordillera and schematic diagram of depositional systems in the Cenomanian-Santonian

resedimentada en el flysh de la Mina (Bourdon, 1985), incluye *Sulcoperculina globosa* y *S. vermunti*, formas también presentes en la Fm Loma de Anglada.

Formación de Calizas de Loma de Anglada (Maastrichtiense)

Lebrón y Mann (1991) proponen la Loma de Anglada en la Hoja de Rincón Chavón (Fig.2, UTM, X: 05203; Y: 20662) como localidad tipo, citando como referencia el corte del río Mana de Bourdon (1985) incidido en la cuesta de la loma. Desafortunadamente, la sucesión nunca es completa porque la base y el techo de la unidad están cortados por fallas (García-Senz, 2004b), estimándose un espesor de 450 m con los siguientes tramos litológicos:

1. Yacente, superficie de cabalgamiento sobre el Eoceno.
2. Litarenitas de granos volcánicos en capas delgadas.
3. Calcarenitas limosas que gradan en vertical a calizas bioclásticas con estratificación ondulada y cruzada (Pl. 3, fot. 6) con foraminíferos bentónicos, algas melobesias, equinodermos, corallarios y niveles de ostreoides.
4. Calizas arenosas microconglomeráticas de elementos volcánicos y fauna similar a (2).
5. Areniscas en bancos delgados ricas en elementos volcánicos, que hacia el techo forman la base de dos ciclos somerizantes que terminan cada uno en calizas biostromales de rudistas (Pl. 3, fot. 7 y 8).
6. Techo, superficie de cabalgamiento bajo el Mb de Hato Mayor.

Diez kilómetros hacia el ONO, la formación aflora por segunda y última vez en la Loma El Peñón (Hoja de Rincón Chavón, Fig. 2), con la particularidad de que su base es una disconformidad sobre una protrusión de serpentinita foliada. La sección estratigráfica de Loma Peñón (Fig. 7) muestra sobre la disconformidad un máximo de 100 metros de areniscas de color rojizo con granos de cuarzo, minerales volcánicos y bioclastos, con una estratificación nodular marcada por óxidos insolubles concentrados en venas y en las superficies de capa. Contienen restos de corallarios, lamelibranchios, equinodermos, gasterópodos, ostrácodos y globigerínidos mal preservados. El techo es una superficie de erosión bajo un horizonte delgado de brechas de color rojo-vinoso con clastos de arenisca arrancados de la Formación Loma de Anglada y clastos de serpentinita. Este depósito de brechas, interpretado como un depósito subaéreo de ladera, es un equivalente de la Fm Don Juan de

Bowin (1966) que aflora en otras áreas de la cordillera (Fig. 2). Encima yace la caliza masiva de la Fm Bejucal de edad Thanetiense (Serra-Kiel *et al.*, 2007).

La atribución al Maastrichtiense de la Fm Loma de Anglada (Bourdon, 1985) se ha confirmado en este trabajo con nuevas dataciones. El tramo (2) de la sección de Loma de Anglada contiene *Sulcoperculina globosa*, *Sulcoperculina* sp. y *Rotalia* sp. El tramo (3) contiene *Conorbitoides* sp?, *Pseudorbitoides* sp., *Sulcorbitoides* sp., *Sulcoperculina* sp. y *Rotalia* sp. El tramo (4) contiene rudistas de la asociación Titanosarcólites (Pons *et al.*, 2005a,b) considerada del Maastrichtiense en las Antillas Mayores (Mitchell y Gunter, 2002).

Asociaciones de facies y episodios deposicionales

Las asociaciones de facies que tienden a ocurrir juntas y presentan pasos graduales entre ellas, se consideran genética y ambientalmente relacionadas (Reading, 1986). En la sucesión del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental se diferencian tres grupos de asociaciones de facies que se relevan en la vertical como las capas de un pastel (Fig. 7), sin que las condiciones de afloramiento permitan reconstruir la geometría deposicional y la forma de las superficies limitantes. Cada uno de estos tres grupos de asociaciones facies genéticamente relacionadas se han definido como episodios deposicionales, evitando la connotación de secuencia, sin embargo y como se muestra a continuación, las asociaciones de facies entre los episodios primero y tercero son radicalmente distintas, e implican cambios en las paleopendientes y en la forma de la cuenca.

Episodio deposicional del Cenomaniense-Santoniense

Se han reconocido tres asociaciones de facies: (1) Ritmitas de decantación con turbiditas volcanoclásticas, depósitos de coladas fangosas con cantos, *slumps* y olistones, que en conjunto caracterizan un sistema clástico de talud submarino de tipo 'apron'; (2) una asociación pelágica de lutitas silíceas y de calizas, y (3) una asociación de depósitos piroclásticos, lavas y rocas autoclásticas procedentes de estrato-volcanes. La secuencia vertical de facies del episodio indica un incremento del volumen de los sistemas ricos en arena gruesa y gravas procedentes de conos de talud y la disminución de las facies pelágicas y las coladas de lava. La distribución horizontal de las facies es irregular, aunque en términos generales los criterios de procedencia, paleoeco-

rrientes y la estructura tectónica de gravedad de los sedimentos sugieren un área de topografía activa al noreste de la actual cordillera y un talud inclinado hacia el OSO con transporte groseramente perpendicular.

Episodio deposicional del Santiense

Comprende exclusivamente silexitas de radiolarios, interpretadas como facies pelágicas de la zona mesobatial a abisal, depositadas bajo un CCD somero en

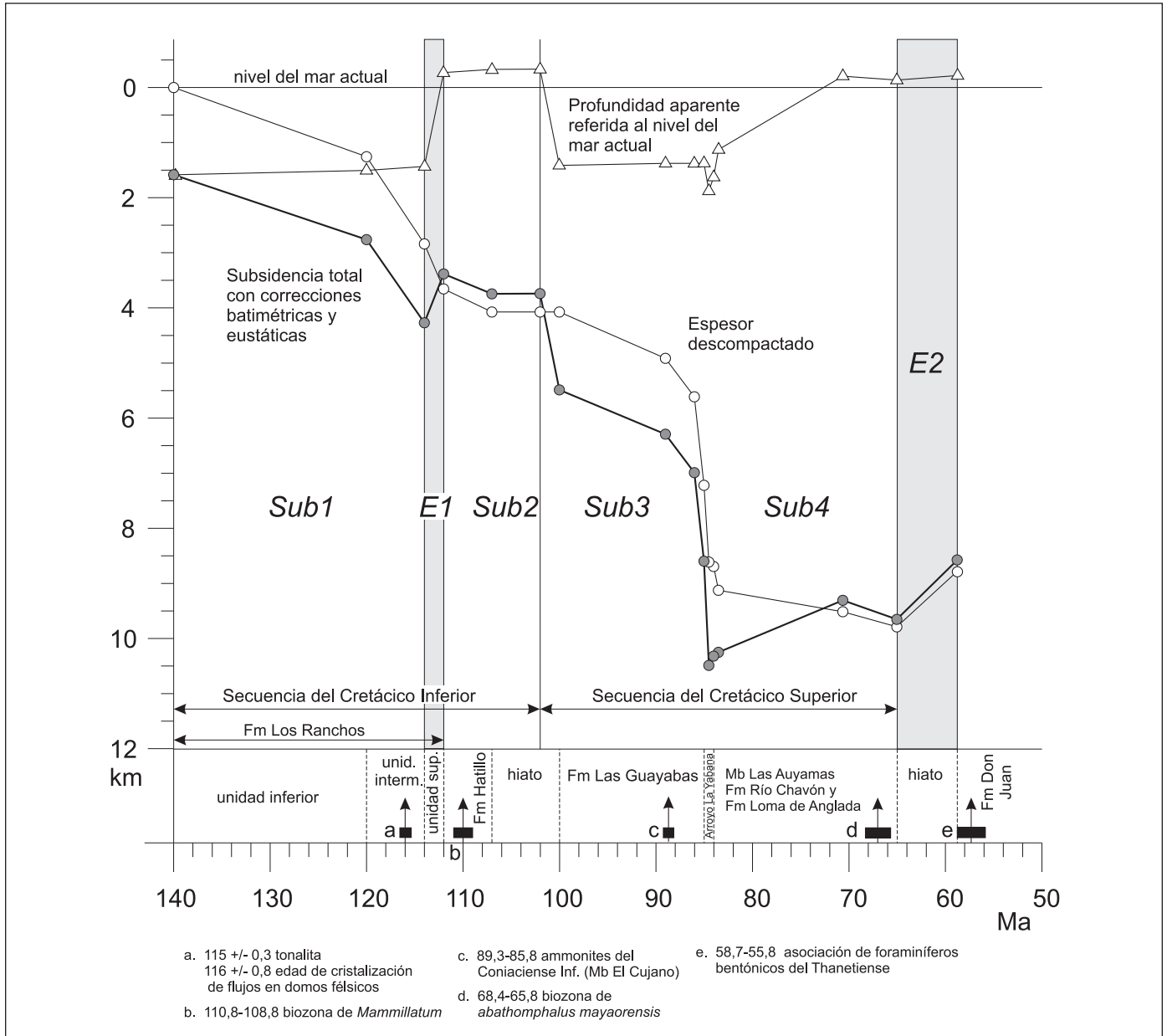


Fig. 9. Curvas de subsidencia de una columna sintética del Cretácico de la Cordillera Oriental (parámetros en Tabla 1), obtenidas mediante el programa Decompact 2001 de David Waltham. Las curvas muestran cuatro etapas de subsidencia (Sub-1-4) interrumpidas por dos cortas etapas de elevación (E1, E2) de valores inciertos, representados como mínimos. La escala de tiempo es de Gradstein *et al.* (2004). Edades: a) Escuder Viruete *et al.* (2006); b) Myczynski e Iturralde Vinent (2005); c) Bourdon (1985); d) Montheil (2004b); e) Serra *et al.* (2007)

Unidad estratigráfica	Litología	Estat (Ma)	Profundidad compactada (m)	Batimetría (máx.-mín) (m)	Nivel actual (del mar) (m)	porcentaje actual	Índice de compactación	Espesor sedimentario descompactado	Profundidad de agua aparente	Subsistencia corregida
Base de la Fm (Don Juan) elevación y erosión	conglomerado	59	0	0-0	210	no necesario	no necesario	8788	-210	8571
		65	0	0-0	130	0,7	0,00071	8788	-130	8650
Fm Loma de Anglada	calizas arenosas	70,8	490	10-50	236	0,7	0,00071	8514	-206	8308
Fm Río Chacón	calcarenita aren.	83,5	1125	1000-2000	574	0,24	0,00027	8125	1128	10251
Mb Las Auyamas	fríasbeta aren.	84	1661	1500-3500	371	0,56	0,00039	8093	1627	10320
Fm Arroyo La Yabana	aren.	84,5	1798	1500-3000	373	0,24	0,00018	8612	1877	10489
Mb Hato Mayor	arenisca aren.	85	3648	1000-2500	373	0,48	0,00027	7220	1377	8597
Tramo superior Fm Las Guayabas	fríasbeta roca volc.	86	5028	1000-2500	373	0,56	0,00039	5613	1377	6990
Mb El Cuyano y Loma La Vega	volcánica aren.	89	5651	1000-2500	373	0,48	0,00027	4915	1377	6292
Tramo inferior Fm Las Guayabas	fríasbeta	100	6189	1000-2500	336	0,56	0,00039	4074	1418	5488
Hato		102	6189	0-0	334	0,24	0,00018	4074	-334	3740
Hato		107	6188	0-0	329	0,24	0,00018	4074	-329	3745
Fm Hato	caliza	112	6589	10-100	327	0,24	0,00018	3656	-272	3383
Fm Los Ranchos, unidad superior	basalto	114	7349	250-1000	310	0,24	0,00018	2638	1432	4070
Fm Los Ranchos, unidad intermedia	volca	120	6749	1000-2500	245	0,24	0,00018	1256	1506	2761
Fm Los Ranchos, unidad inferior	basalto	140	9793	1000-2500	167	0,24	0,00018	0	1583	1583

Tabla 1. Datos para decompactación usados en la curva de enterramiento
Table 1. Decompactation data

una cuenca marginal infra-alimentada, sin aportes clásticos y en condiciones de elevada productividad oceánica. Estos cambios ambientales coinciden con la atenuación del vulcanismo y preceden a la nueva distribución de facies del episodio siguiente.

Episodio deposicional del Santoniense-Maastrichtiense

Las facies dominantes son calcilitas de decantación que gradan en lateral y vertical a turbiditas de calcarenitas y calciruditas y a calizas hemipelágicas. Esta asociación determina un ambiente deposicional de abanico interno submarino en la base del talud de una plataforma de carbonatos actualmente cubierta o erosionada bajo la Llanura Costera del Caribe (Fig. 1). Efectivamente, las facies groseras correspondientes a flujos concentrados se sitúan preferentemente en el sur de la cordillera, y las más finas y diluidas en el noreste, indicando una distalización hacia el norte. La topografía activa que exponía a la erosión el núcleo volcánico-plutónico en tiempo Cenomaniense-Santoniense está allanada en este episodio, dominado por aportes desde el talud meridional (Fig. 8). La única topografía activa dentro de la cuenca es un monte de serpentinita cubierto por barras arenosas costeras y parches de rudistas en el Maastrichtiense. En sucesión vertical, las turbiditas están reemplazadas por calizas hemipelágicas en el sur de la cordillera, indicando la sua-

vización y estabilización del talud de la plataforma de carbonatos.

Curva de subsidencia, control de la estratigrafía y procesos tectónicos

Se ha calculado la curva de enterramiento para una columna sintética del Cretácico mediante la técnica del *backstripping* (Fig. 9), los datos se muestran en la Tabla. 1. La cronostratigrafía está anclada en 5 determinaciones radiométricas y de biozonas con un margen de error reducido. La profundidad del agua es la media entre las estimaciones mínimas y máximas inferidas de las facies sedimentarias y del contenido en fósiles, con las mayores imprecisiones correspondientes a las facies de ambiente mesobatial a abisal. La componente eustática se ha tomado de la curva de primer orden de Gradstein *et al.* (2004) y se sustrae a la batimetría para obtener la profundidad de agua aparente referida al nivel del mar actual. Esta última se adiciona finalmente al espesor descompactado para obtener la curva de subsidencia total con correcciones batimétricas y eustáticas. La forma de esta última responde esencialmente al mecanismo que produce la subsidencia tectónica, en este caso los procesos que actúan en la zona de subducción, y provee un control sobre los cambios en el espacio de acomodación de los sedimentos.

En la figura 8, la etapa de subsidencia *Sub-1* corresponde con la formación del arco volcánico de la Fm Los Ranchos por procesos de subducción. La etapa *E1* que la sucede es una rápida elevación en el Aptiense Superior que se manifiesta por el crecimiento de los edificios volcánicos hasta el nivel del mar (el conocido Mb Pueblo Viejo de la Fm Los Ranchos, que incluye depósitos costeros carbonosos, Russell y Kesler, 1991). La etapa *Sub-2* es un período de reducida subsidencia que resultó en un mar somero sobre los edificios volcánicos arrasados favorable al crecimiento de la plataforma arrecifal de Hatillo (Myczynski y Iturralde-Vinent, 2005). La etapa *Sub-3* inicia la secuencia deposicional del Cretácico Superior, primero con una subsidencia total elevada influida en gran medida por el incremento rápido de la batimetría durante la formación del talud submarino (la curva de espesor descompactado muestra en contraste un incremento suave de pendiente); seguida de una deceleración para acelerarse cerca de los 90 Ma en coincidencia con la efusión de las principales coladas de lavas. El pico de máxima subsidencia se alcanza en el Santoniense (85 Ma) con el depósito de radiolaritas en condiciones de máxima batimetría y aporte mínimo desde los taludes, produciendo por un corto período de tiempo una cuenca infra-alimentada. En contraste, el ciclo *Sub-4* supone una disminución drástica de la subsidencia durante el Campaniense-Maastrichtiense en condiciones de estabilización de los taludes de carbonato y del crecimiento al nivel del mar de montículos de serpentinita. La disminución dramática de la subsidencia y del vulcanismo de *Sub-3* a *Sub-4* sería la esperada por el cese del crecimiento del prisma de acreción en una cuenca de ante-arco (Wells, 1989). La secuencia del Cretácico Superior termina con un pulso rápido de elevación *E2* que bascula los estratos hacia el sur y sitúa la cuenca sobre el nivel del mar, resultando la discordancia pre-Thanetiense. Bowin (1975), Boisseau (1987), Bourdon (1985), García-Senz *et al.* (2007) definen esta discordancia como colisional.

Posición de la cuenca del Cretácico Superior de La Española en el Arco volcánico del Caribe

En una transversal de la isla de La Española, Mann *et al.* (1991) reconocen los siguientes cinturones de un margen convergente desde el prisma frontal hacia el suroeste: (1) un complejo metamórfico de HP-LT que aflora en la Cordillera Septentrional y en la Península de Samaná, interpretado como un cinturón de exhumación de rocas de alta presión que son parte del

complejo colisional formado entre el arco de islas del Caribe y la plataforma americana (Joyce, 1991, Pindell *et al.*, 2005), (2) La sucesión estratigráfica de la Cordillera Oriental, (3) el Grupo Tireo formado por más de 4 km de rocas volcánicas y subvolcánicas cubiertas por sedimentos marinos del Campaniense-Maastrichtiense (Lewis *et al.*, 1991, Escuder Viruete *et al.*, 2007), (4) una meseta oceánica de basaltos con intercalaciones de sedimentos marinos sondeada en el mar Caribe (ej. DSDP Leg 15), reconocida en la Península del Sur (Maurrasse, 1982) y más recientemente en la Sierra de Neiba (Hernaiz Huerta *et al.*, 2007). En esta transversal, la sucesión estratigráfica de la Cordillera Oriental representa a los depósitos de una cuenca de ante-arco del margen convergente.

Conclusiones

Se ha establecido que la sucesión del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental constituye un paquete estratigráfico de unos 6 km de espesor que se extiende desde el Cenomaniense hasta el Maastrichtiense Superior. La discordancia de la base registra el inicio del talud submarino de una cuenca marginal a un arco volcánico y se interpreta como formada por los procesos de inestabilidad gravitatoria que disgregan los bloques fallados en el talud. La discordancia del techo trunca profundamente el flanco de un antiforme y se interpreta como formada por el cierre por colisión de la cuenca marginal.

El análisis de las formaciones estratigráficas revela un primer episodio deposicional con una asociación de facies de talud compuesta por depósitos volcánicoclásticos secundarios, depósitos volcánicos de origen primario y sedimentos pelágicos. El aumento de la subsidencia y la actividad de fallas producen inicialmente un exceso de pendiente en el talud, generando inestabilidad gravitatoria (turbiditas, debris flow, slumps, olistolitos), para después crecer en volumen los depósitos ricos en arena gruesa y gravas procedentes de conos de talud. Un intervalo de silexitas de radiolarios constituye un nivel guía de gran extensión areal que representa un episodio de sedimentación sin aportes clásticos en una cuenca infra-alimentada. Este intervalo se ha correlacionado con el pico de máxima subsidencia y máxima profundidad en un momento de reorganización de la geometría de la cuenca. El último episodio deposicional contiene una asociación de base de talud, formada por carbonatos de plataforma resedimentados como calcarenitas y calciruditas, bajo condiciones de baja tasa de subsidencia que favorecen la estabilización de los taludes de carbonato y la disminución del espacio de acomodación.

Es difícil establecer con los datos locales de la Cordillera Oriental el contexto geotectónico de la sucesión estratigráfica del Cretácico Superior. No obstante, su posición por detrás de un complejo de exhumación de rocas de alta presión (complejo de colisión) y por delante de la Fm Tireo, que contiene una proporción elevada de rocas volcánicas del arco, sugiere su sedimentación en una cuenca de ante-arco.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto de cartografía geotemática de la República Dominicana financiada por el programa SYSMIN de la Unión Europea (2002-2004). Los autores están agradecidos a Mariano Marzo y a Manuel Iturralde-Vinent por sus revisiones críticas del manuscrito.

Referencias

- Blesch, R.R. 1966. *Mapa geológico preliminar de la República Dominicana 1/250.000*, Unión Panamericana.
- Boisseau, M. 1987. *Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles); Un édifice de nappes Crétacé polyphase*. Tesis Doctoral inédita. Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 200 p.
- Bourdon, L., Geysant, J.R., Mercier de Lepinay, B. y Vila, J.M. 1983. Hallazgo de amonitas coniacianas en la Cordillera Oriental Dominicana (Hispaniola, Antillas Mayores), *10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias*, 1983.
- Bourdon, L., Geysant, J.R., Mercier de Lepinay, B. et Vila, J.M. 1984. Intérêts paléontologique, chronologique et tectonique de la découverte de *Peroniceras (Ammonoidae, Collignoniceratidae)* dans le Coniacien inférieur de la Cordillère Orientale de la République Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.298, série II, n°7, p.287-292.
- Bourdon, L. 1985. *La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles); Un arc insulaire Cretacé polystructure*. Tesis Doctoral, Universidad Pierre et Marie Curie, Paris, France, 203p.
- Bowin, C. 1966. Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. En: Hess, H. (Ed.), *Caribbean geological investigations*. Geological Society of America, 98, p.11-84.
- Bowin, C. 1975. The geology of Hispaniola, En: Naim, A. y Stehli, F. (Eds.), *The ocean basins and margins; v.3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*. New York, Plenum Press, p.501-552.
- De la Fuente, S. 1976. Geografía Dominicana. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.
- Díaz de Neira, J.A. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-I (Miches) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 119p.
- Díaz de Neira, J.A. y Hernáiz Huerta, P.P. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6272-I (Antón Sánchez) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 125p.
- Douglas, R.C. 1961. Orbitolinas from Caribbean Islands. *Journal of Paleontology*, 35, 3, p.475-479.
- 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. y Pérez-Estaún, A., 2006. Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90, p.161-186.
- Folk, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphills, Austin, Texas.
- Gabb, W.M. 1881. On the topography and geology of Santo Domingo, *Am. Philos. Soc. Trans.*, n.s., XV, p.49-259.
- García-Senz, J., Monthel, J., Díaz de Neira, A., Hernaiz Huerta, P.P., Escuder Viruete, J. y Pérez-Estaún, A. 2007. La estructura de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero*, 118, 2, p. 293-312.
- García-Senz, J. 2004 a. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-III (Hato Mayor del Rey) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 115p.
- García-Senz, J. 2004 b. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6472-III (Rincón Chavón) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 79p.
- García-Lobón, J.L. y Rey Moral, C. 2004. Magnetismo y radiación gamma natural de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero de España*, 115, 1, p.153-168.
- García-Lobón, J.L. y Ayala, C. 2007. Cartografía geofísica de la República Dominicana: Datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero*, 118, 175-194.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. et al. 2004. *A geological time scale*. Cambridge University Press, 589p.
- Hernaiz Huerta, P.P. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6272-III (Monte Plata) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 159p.
- Hernaiz Huerta, P.P., Díaz de Neira, J.A, García-Senz, J., Deschamps, I., Lopera, E., Escuder Viruete, J., Ardévol Oró, Ll., Granados L., Calvo J.P. y Pérez-Estaún, A. 2007. La estratigrafía de la sierra de Neiba (República Dominicana). En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero*, 118
- Iturralde-Vinent, M.A., Díaz-Otero, C., Rodríguez-Vega, A. and Díaz-Martínez, R. 2006. Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous-Danian sections of eastern Cuba. *Geologica Acta*, V4, N° 1-2, p.89-102.

- Jolly, W.T., Lidiak, E.G. and Dickin, A.P. 2006. Cretaceous to Mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgin Islands (northeast Antilles Island arc). *Geologica Acta*, Vol. 4, N° 1-2, p.35-62.
- Joyce, J. 1991. Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, p. 47-76.
- Lebrón, M.C. 1989. *Petrochemistry and tectonic significance of Late Cretaceous calcalkaline volcanic rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic*. M.Sc. thesis, Univ. Florida, Gainesville, Fla., (inédita.). 154p.
- Lebrón, M.C. and Mann, P. 1991. Geologic map of the eastern Dominican Republic. En: P. Mann, G. Draper and J. Lewis (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, scale 1:150.000.
- Lebrón, M.C. and Perfit, M.R. 1993. Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc. *Journal of Geology*. V. 101, p.389-396.
- Lebrón, M.C. and Perfit, M.R. 1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, V. 229, p.69-100.
- Lewis, J.F., Amarante, A., Bloise, G., Jiménez, J.G. y Dominguez, H.D. 1991. Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. *Geological Society of America Special Paper*, 262, p.143-163.
- Mann, P., Draper, G. and Lewis, J.F. 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (Eds.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, p.1-28.
- Maurrasse, F. 1982. Survey of the geology of Haiti; *Guide to the Field Excursions in Haiti, Miami*. Florida, Miami Geological Society, 103p.
- McPhie, J., Doyle, M. and Allen, R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*, Tasmanian Government Printing Office, 190p.
- Mitchell, S.F. 2006. Timing and implications of Late Cretaceous tectonic and sedimentary events in Jamaica. *Geologica Acta*, Vol. 4, N°1-2, p.171-178.
- Mitchell, S.F. and Gunter, G.C. 2002. Biostratigraphy and taxonomy of the rudist *Chiapasella* in the *Titanosarcolites* Limestones (Maastrichtian) of Jamaica. *Cretaceous Research*, 23, p.473-487.
- Monthel, J. 2004 a. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-II (El Seibo) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 132p.
- Monthel, J. 2004 b. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6472-IV (Las Lisas) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 128p.
- Monthel, J. 2004 c. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6372-IV (El Valle) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería. Santo Domingo, 156p.
- Monthel, J. y Capdeville J.P. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6272-II (Bayaguana) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 146p.
- Monthel, J., Nadège, N., Fondeur, L. y Genna, A. 2004. *Mapa Geológico de la Hoja a escala 1:50.000 n° 6272-IV (Sabana Grande de Boyá) y Memoria correspondiente*. Dirección General de Minería, Santo Domingo, 151p.
- Myczynski, R. and Iturralde-Vinent, M. 2005. The Late Lower Albian invertebrate fauna of the Río Hatillo Formation of Pueblo Viejo, Dominican Republic. *Caribbean Journal of Science*, Vol. 41, p.782-796.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., Draper, G., and Higgs, R. 2005. Plate kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En: Avé Lallemangt, H.G., and Sisson, V.B. eds., *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. Geological Society of America Special Paper, 394, p.7-52.
- Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W.V. and Draper, G. 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, Vol. 4, N°1-2, p.303-341.
- Pons, J.M., García-Senz, J. and Bernárdez, E. 2005a: A Maastrichtian rudist bivalves association found in the Oriental Cordillera (Dominican Republic). *17th Caribbean Geological Conference, Puerto Rico*, 2005. Poster contribution.
- Pons, J.M., García-Senz, J. and Bernárdez, E. 2005b. Maastrichtian Antilocaprinidae, Radiolitidae and Hippuritidae found in the Oriental Cordillera (Dominican Republic). *Seventh International Congress on Rudists, Austin, Texas*, 2005. Poster contribution.
- Proenza, J.A., Díaz-Martínez, R., Iriondo, A., Marchesi, C., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Garrido, C.J., Rodríguez-Vega, A., Lozano-Santacruz, R. and Blanco-Moreno, J.A. 2006. Primitive Cretaceous island-arc volcanic rocks in eastern Cuba: the Téneme Formation. *Geologica Acta*, Vol. 4, N°1-2, p.103-121.
- Reading, H.G. (Ed.) and others authors 1986: *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, second edition, 1986, 615p.
- Russell, N. y Kesler, S. E. 1991. Geology of the maar-distreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., (Eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper, 262, p.203-215.
- Serra-Kiel, J., Ferrández-Cañadell, C., García-Senz, J. and

- Hernaiz-Huerta, P.P. 2007. Cainozoic larger foraminifers from Dominican Republic. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), *La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero*, 118, 359-384.
- Toloczyki, M. y Ramírez, L. 1991. *Mapa geológico de la República Dominicana 1:250.000*. Secretaría de Estado de Industria y Comercio, Dirección General de Minería, Instituto Geográfico Universitario, Santo Domingo, D.N. (en cooperación con Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, República Federal de Alemania).
- Van Andel, T.H. 1975. Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p.187-194.
- Vincent, P. 2000. Volcanoes: from magmas to tephra and epivolcaniclastics. En: Leyrit, B. M., Montenat, C. (Eds.). *Volcaniclastic rocks from magmas to sediments*, Gordon & Breach Science Publishers imprint, p.1-32.
- Wells, P. 1989. Burial history of Late Neogene sedimentary basins on part of the New Zealand convergent plate margin. *Basin Research*, 2, p.145-160.

Recibido: septiembre 2006

Aceptado: marzo 2007