



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50,000**

**LA VACAMA
(6472-I)**

Santo Domingo, R.D., Enero 2007/Diciembre 2010

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN-II de desarrollo geológico-minero (Programa nº 9 ACP DO 006). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA, COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Jacques Monthel (BRGM)

MICROPALAEONTOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, Le Mans, France)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ENDÓGENAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escude Viruete (IGME)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS

- Prof. Juan Carlos Braga Alarcón (Universidad de Granada, España)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. José Mediato Arribas (INYPSA)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

DIGITALIZACIÓN, CREACIÓN DE LA ESTRUCTURA SIG Y EDICIÓN DE LOS MAPAS

- Ing. Fernando Pérez Cerdán (IGME)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter, director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPESA) del Programa SYSMIN-II

EXPERTO A CORTO PLAZO PARA LA ASESORÍA EN LA SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Prof. Andrés Pérez Estaún (Instituto Ciencias de la Tierra Jaume Almera del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona, España)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

- Ing. Octavio López
- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Profesor Andrés Pérez Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a mejorar la calidad del mismo.

Se pone en conocimiento del lector que, en el Servicio Geológico Nacional, existe una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones,
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras,
- Mapa de muestras,

En el Proyecto se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja:

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de Las Lisas (6472) y Memoria adjunta,
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Las Lisas (6472) y Memoria adjunta,
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa a escala 1:150.000 y Memoria adjunta.

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana,
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas (Hojas de El Salado, La Vacama, Guaymate, Ramón Santana y Salvaleón de Higüey),
- Informe de interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto,
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb,
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar,
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados.

RESUMEN

La Hoja La Vacama (6472-I) está situada en el extremo Noreste de la Cordillera Oriental Dominicana, al nivel de la desembocadura de la Bahía de Samaná en el Océano Atlántico. Debido a su localización, y la reducida superficie de los terrenos emergidos, la información geológica de la Hoja de La Vacama se basa en gran parte en las observaciones realizadas en las Hojas vecinas de Las Lisas y El Salado.

En la esquina SO, la región montañosa está formada por las turbiditas del Cretácico Superior. Las turbiditas silici-clásticas de la Fm Las Guayabas se limitan a una estrecha zona de afloramiento, en el núcleo de un anticlinal. Están cubiertas por el nivel guía de silixitas de la Fm Arroyo La Yabana, que permite su distinción de las alternancias limo-carbonatadas suprayacentes de la Fm Río Chavón. Las pelitas limosas a techo del Cretácico son características del Mb El Bonaó.

La zona costera está compuesta por un conjunto carbonatado sub-horizontal, comprendido a muro por las calizas de los Haitises (Plioceno) cubiertas y/o aureoladas por las facies arrecifales de la Fm La Isabela (Pleistoceno).

Estos terrenos están afectados por un doble sistema de fallas de cizalla NO-SE y NE-SO.

El flanco de las colinas y las plataformas litorales está recubierto de arcillas poco permeables sobre las que se acumulan aguas de escorrentía.

ABSTRACT

The “La Vacama” map area (Sheet 6472-I) lies at the northeastern end of the Eastern Cordillera, where Samaná Bay opens into the Atlantic Ocean. Due to its location and the limited area of exposed terrain, the geology of the La Vacama map area is very dependent on that of the neighbouring Las Lisas and El Salado Sheets.

In the southwest corner, the mountainous region is marked by Late Cretaceous turbidites. The siliciclastic turbidite of the Las Guayabas Formation is restricted to a narrow outcrop in the core of an anticline. It is overlain by the silexite marker beds of the Arroyo La Yabana Formation, whereby it can be distinguished from the overlying silty-carbonate interbeds of the Río Chavón Formation. The silty pelite at the top of the Cretaceous is characteristic of the El Bonaó Unit.

The coastal zone is made up of a subhorizontal carbonate unit comprising the base of the Los Haitises limestone (Pliocene) overlain and/or ringed by reef facies of the La Isabela Formation (Pleistocene).

The area is cut by a conjugate system of NW-SE and NE-SW faults.

The hillsides and coastal plateaux are covered by a fairly impermeable clayey veneer on which runoff water collects.

INDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Situación geográfica	3
1.2	Marco geológico regional	4
1.3	Antecedentes bibliográficos.....	7
1.4	Metodología	8
2	ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.....	12
2.1	El Cretácico Superior	14
2.1.1	<u>Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano- paralelas (1). Coniaciano-Santoniano. K₂.....</u>	<u>17</u>
2.1.2	<u>Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (2). Santoniano. K₂. ___ 20</u>	<u>20</u>
2.1.3	<u>Fm Río Chavón. Alternancia de siltitas y lutitas carbonatadas negras con intercalaciones de calizas (3). Campaniano - Maastrichtiano. K₂</u>	<u>21</u>
2.1.4	<u>Fm Río Chavón. Intercalaciones de silexitas laminadas (4). Campaniano - Maastrichtiano. K₂.....</u>	<u>26</u>
2.1.5	<u>Fm de Loma Anclada. Mb El Bonaó. Alternancia de lutitas margosas y areniscas carbonatadas en capas finas (5). Campaniano - Maastrichtiano. K₂.....</u>	<u>26</u>
2.2	El Plioceno-Pleistoceno	29
2.2.1	<u>Generalidades</u>	<u>29</u>
2.2.2	<u>Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas con corales (6). Plioceno-Pleistoceno. N₂ - Q₁₋₃.....</u>	<u>31</u>
2.3	La Formación La Isabela en la Llanura Costera del Caribe oriental	33
2.3.1	<u>Fm La Isabela. Plataforma superior. Calizas arrecifales (7). Pleistoceno. Q₁₋₃.....</u>	<u>34</u>
2.3.2	<u>Complejo litoral fósil superior. Duna fósil. Calcarenitas (8). Pleistoceno. Q₁₋₃.....</u>	<u>35</u>

2.4	Las Formaciones superficiales cuaternarias.....	35
2.4.1	<u>Alteritas de formaciones cretáceas.....</u>	<u>35</u>
2.4.2	<u>Abanicos aluviales de baja pendiente. Limos con arenas, cantos y bloques (9). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃– Q₄.....</u>	<u>35</u>
2.4.3	<u>Coluvion y glacis. Arcillas con arenas, cantos y bloques (10). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃– Q₄.....</u>	<u>36</u>
2.4.4	<u>Llanura de inundación. Cantos, gravas, arenas y lutitas (11). Pleistoceno- Holoceno. Q₁₋₃– Q₄.....</u>	<u>36</u>
2.4.5	<u>Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (12). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>36</u>
2.4.6	<u>Área pantanosa. Lutitas (13). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>37</u>
2.4.7	<u>Laguna. Lutitas (14). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>37</u>
2.4.8	<u>Manglar. Lutitas con vegetacion abundante (15). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>37</u>
2.4.9	<u>Cordón litoral y playa. Arenas (16). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>37</u>
3	GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS	39
3.1	Metodología y Técnicas Analíticas.....	39
3.2	Asociación plutónica de la Curtiembre.....	42
3.2.1	<u>Introducción.....</u>	<u>42</u>
3.2.2	<u>Descripción de los materiales</u>	<u>42</u>
4	TECTÓNICA.....	50
4.1	Marco geodinámico	50
4.2	Estructura de la Cordillera Oriental.....	53
4.3	Características de las principales estructuras y unidades tectónicas de la Hoja “La Vacama”	65
4.3.1	<u>Las estructuras frágiles.....</u>	<u>66</u>
4.3.2	<u>Los pliegues</u>	<u>67</u>

5	GEOMORFOLOGÍA	70
5.1	Análisis geomorfológico	70
	<u>5.1.1 Estudio morfoestructural</u>	<u>70</u>
	<u>5.1.2 Estudio del modelado</u>	<u>72</u>
5.2	Evolución e historia geomorfológica	76
6	HISTORIA GEOLÓGICA	80
7	GEOLOGÍA ECONÓMICA	86
7.1	Hidrogeología	86
	<u>7.1.1 Datos climáticos</u>	<u>86</u>
	<u>7.1.2 Red hidrográfica</u>	<u>87</u>
	<u>7.1.3 Principales puntos de abastecimiento</u>	<u>88</u>
	<u>7.1.4 Naturaleza e interés de los principales acuíferos</u>	<u>90</u>
7.2	Recursos minerales	91
	<u>7.2.1 Yacimientos e indicios minerales</u>	<u>91</u>
	<u>7.2.2 Canteras de materiales</u>	<u>91</u>

FIGURAS

Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de La Vacama.....	5
Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de La Vacama (mod. de Lewis J.F.y Draper G., 1990, in Pérez-Estaun A. <i>et al</i> – 2007).	5
Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja La Vacama, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.....	10
Figura 4: Esquema geológico del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.	11
Figura 5: Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (Garcia-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	14
Figura 6: Nomenclatura estratigrafica usada por distintos autores para describir la sucesion del Cretacico Superior de la Cordillera Oriental (Garcia-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	15

Figura 7: Modelo sedimentario para la Fm La Isabela en La Llanura Costera del Caribe oriental (de Braga Alarcon J.C., 2009).	34
Figura 8 (a y b): Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama del índice saturación de Al frente al índice saturación de álcalis (Maniar y Piccoli, 1989); y diagrama Si ₂ O-FeO*/MgO de Arculus (1998) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de La Curtiembre.	45
Figura 9: (a y b) Diagramas de TiO ₂ frente al Si ₂ O y Nb/Th frente al Y; (c y d) Diagramas tectonomagmáticos para granitoides de Pearce et al. (1984); y (e y f) Diagramas para discriminar rocas adakíticas de Drummond and Defant (1990).	46
Figura 10: a, b, c, d, e y f) Diagramas de TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , CaO, Nb y (La/Yb)CN frente al MgO.	47
Figura 11: (a y b) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial y (c y d) D normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de la Curtiembre. En las figuras estas rocas son comparadas con el rango composicional del batolito de Loma de Cabrera, las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, y los basaltos del Mb Loma La Vega.	48
Figura 12: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).	50
Figura 13: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).	51
Figura 14: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998).	51
Figura 15: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caiman (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998).	52
Figura 16: Corte geológico regional entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007). La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar N.T. (1991), y se ha migrado usando los datos de velocidad del citado autor. El límite de placas marcado por focos de terremotos y la línea sísmica 12 se han extraído de Dolan J.F. <i>et al.</i> (1998). El perfil muestra la Fm Los Ranchos y la tonalita en el núcleo de la cordillera, elevados sobre la placa subducida y erosionados por la Fm Don Juan (discordancia pre-Eoceno) y las fallas transformantes terciarias que limitan la Bahía de Samaná.	55
Figura 17: Esquema estructural del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.	56
Figura 18: Campo magnético total reducido al polo, localización de la Cordillera Oriental y de las principales zonas de falla de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).	57
Figura 19: Cortes geológicos seriados (I-I' a IV-IV') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	60
Figura 20: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	61
Figura 21: Modelo analógico de un “restraining stepover” y su similitud con la zona al Este de la Falla de Yabón (McClay.& Bonora. 2001; García Senz.& Pérez-Estaún, 2008).	64
Figura 22: Esquema estructural des los mapas El Salado y La Vacama.	65
Figura 23: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de planos de estratificación (color gris) y de esquistosidad (cruces rojas) medidos en la Hoja La Vacama (140 medidas de estratificación, 15 medidas de esquistosidad). La esquistosidad es el plano axial de los pliegues de dirección N140°E.	68
Figura 24: Secciones geológicas de las Hojas de La Vacama y El Salado.	69
Figura 25: Esquema morfoestructural del sector oriental de la Llanura Costera del Caribe.	71
Figura 26: Perfil esquemático de la Hoja a escala 1:100 000 de Las Lisas.	71

Figura 27: Tasa de elevación y edad de las unidades arrecifales de la Hoja de La Vacama en el contexto de la Llanura Costera del Caribe oriental.	75
Figura 28: Evolución del perfil de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (exageración vertical de los cortes).	79
Figura 29: Diagrama cronostratigráfico que muestra la litología, secuencias deposicionales y los eventos tectónicos registrados en los sedimentos de la Cordillera Oriental (García-Senz J. <i>et al</i> , 2007). Los datos de la Bahía de Samaná son de Edgar (1991) y los datos del Bloque de San Francisco de Winslow et al. (1991). Las edades radiométricas se han tomado de Bourdon (1985); Kesler et al., 1991; Bellon et al., 1985).	81
Figura 30: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Díaz de Neira J.A., 2010).	84
Figura 31: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Higuey. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de http://www.theweathernetwork.com).	86
Figura 32: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja La Vacama. Los números permiten su correlación con la Tabla 4.	88
Figura 33: Localización y importancia de los principales canteras de la Hoja La Vacama. Los números permiten su correlación con la Tabla 5.	92

TABLAS

Tabla 1: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Río Chavón de las Hojas El Salado y La Vacama.	25
Tabla 2: Localización de los afloramientos citados en el texto.	38
Tabla 3: Resultados de análisis químico de las muestras de la asociación plutónica de La Curtiembre.	49
Tabla 4: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de La Vacama. Los números permiten su correlación con la Figura 32.	89
Tabla 5: Características de las canteras de la Hoja La Vacama. Los números permiten su correlación con la Figura 33.	92

FOTOS

Foto 1: Desde punto 74JM9177. Relieve ondulado e importante recubrimiento vegetal, típico del substrato Cretácico. En segundo plano, la Loma Morro Gordo – El Perico (601 m). 13	13
Foto 2: Desde punto 61JM9144. El borde costero, con playas de arena y cordón litoral con plantaciones de cocoteros.	13
Foto 3: Afl. 61JM9063. Banco de micro-brecha cuarzo-feldespática con fragmentos líticos centimétricos.	19
Foto 4: Afl. 61JM9201. Alternancias centimétricas a decimétricas de pelitas areniscas alteradas, de limolitas y arenisca fina.	19

Foto 5: Afl. 61JM9108. Afloramiento característico de silexitas de la Fm Arroyo La Yabana.	21
Foto 6: Afl. 61JM9032. Pliegue slump en las alternancias limo-carbonatadas de la Fm Río Chavón.	24
Foto 7: Afl. 61JM9013. Alternancias de pelitas hojosas y limolitas arcillosas en bancos centimétricos a decimétricos. Destaca la estratificación plana y paralela y la presencia de una esquistosidad que afecta principalmente los niveles pelíticos.	28
Foto 8: Afl. 61JM9117. Caliza y costras algales de tipo rodolito.....	32
Foto 9: Afl. 61JM9063. Brecha de falla N45°E que afecta las areniscas y limolitas cretácicas. La matriz de la brecha es predominantemente caliza.	67

1 INTRODUCCIÓN

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea. El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana. Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del presente Proyecto 1B.

El objetivo general del Proyecto 1B consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1:50.000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1:100.000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Este Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 45 hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000:

- **La Isabela:** Barrancón (5975-I), El Mamey (5975-II), Villa Vázquez (5975-III), El Cacao (5975-IV);

-
- **Puerto Plata** : Puerto Plata (6075-II), Imbert (6075-III), Luperón (6075-IV);

 - **Santiago**: San Francisco Arriba (6074-I), Santiago (6074-II), San Jose de las Matas (6074-III), Esperanza (6074-IV);

 - **La Vega**: La Vega (6073-I), Jarabacoa (6073-II), Manabao (6073-III), Jánico (6073-IV);

 - **Sabaneta de Yásica**: Sabaneta de Yásica (6175-III);

 - **Salcedo**: Río San Juan (6174-I), Guayabito (6174-II), Salcedo (6174-III), Gaspar. Hernandez (6174-IV);

 - **San Francisco de Macorís**: Pimentel (6173-I), Cotuí (6173-II), Fantino (6173-III), San Francisco de Macorís (6173-IV);

 - **Nagua**: Nagua (6274-III), Cabrera (6274-IV);

 - **Sánchez**: Sánchez (6273-I), Palmar Nuevo(6273-II), Cevicos (6273-III), Villa Riva (6273-IV);

 - **Samaná**: Las Galeras (6373-I), Sabana de la Mar (6373-III), Santa Bárbara (6373-IV);

 - **Las Lisas**: La Vacama (6472-I), El Salado (6472-II);

 - **Enriquillo**: Enriquillo (5969-I), Isla Beata (5969-II), Oviedo (5969-III), Arroyo Dulce (5969-IV);

 - **Barahona**: La Ciénaga (5970-II), Polo (5970-III);

 - **Cabo Rojo**: Cabo Rojo (5869-I), Punta Cimanche (5869-II);

 - **Pedernales**: Puerto Escondido (5870-I), Pedernales (5870-II).

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de La Vacama (6472-I) está situada en el extremo Este de la Cordillera Oriental Dominicana (Figura 1). Esta región presenta dos dominios morfológicos distintos donde el límite coincide con la carretera costera que une Higüey con Miches (carretera 104):

- Al SO, es una región moderadamente montañosa, compuesta por turbiditas silici-clásticas del Cretácico superior. El techo culmina a 350 m de altitud, en la Loma La Culata, en la prolongación norte de la Loma Morro Gordo. El conjunto montañoso está situado en la ladera oriental de la Cordillera del Séptimo Cielo, mejor desarrollado en la Hoja de La Lisas, donde se desarrollan la mayoría de los ríos que drenan la región: ríos Maimón y Ampolla. Los cursos de agua, en sucesivas secciones de direcciones ortogonales, revelan un marcado control estructural.
- Al NE, la zona costera se corresponde a una plataforma desarrollada sobre la cobertera carbonatada de la Llanura Costera Oriental. Numerosas paleo-líneas de costa, orientadas NO-SE, se desarrollan en la plataforma y facilitan la transición entre la base de la Cordillera (altitud media de 50 m) y la costa atlántica.

Desde el punto de vista administrativo, el conjunto del territorio cubierto por la Hoja pertenece a la Provincia La Altagracia cuya capital es Salvaleón de Higüey. La población es poco abundante, concentrada a lo largo de las principales vías de acceso que unen Higüey con Miches, con las ciudades de La Laguna de Nisibón, La Vacama y Los Tocones. La zona montañosa está despoblada, únicamente accesible por la carretera que empieza a nivel de la Entrada de la Zanja y gira al SO para alcanzar Las Dos Bocas.

Esta región es muy alejada y de difícil acceso. La actividad económica está dominada por ganaderías vacunas y lácteas, con diversas propiedades como la Central Romana o la Finca La Cortina. La actividad turística está poco desarrollada. La franja costera, con playas de arena de gran extensión, están plantadas de cocoteros y son vírgenes en cuanto a cualquier construcción; conservan su origen salvaje. La desembocadura del Río Maimón en el Océano Atlántico se corresponde con una importante zona de manglar rodeado de una corona pantanosa. El acceso sólo es posible por barco, remontando el cauce fluvial y siguiendo el contorno de la Bahía de Maimón.

El clima tropical es caluroso y muy húmedo, con abundantes precipitaciones en la primavera y un corto período seco entre Enero y Abril. En cualquier estación, las lluvias son frecuentes en la región de La Vacama, debido a la proximidad del mar y a los relieves, alrededor de los cuales se observan fácilmente la formación de nubes. Este clima es el responsable de una vegetación particularmente frondosa y de una importante alteración arcillosa del sustrato rocoso. Los afloramientos naturales son escasos y es, remontando el lecho de los ríos, donde existen las mejores condiciones para observar las rocas.

1.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann P. *et al.*, 1991). o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke K. *et al.*, 1980). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico Superior?) - Cretácico Inferior (Mann P. *et al.*, 1991), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel J. L. y Barret S.F., 1990; Pindel J.L., 1994).

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al Norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a subparalelo a su traza, y al Sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne D.B. *et al.*, 1985; Masson D.G. y Scanlon K.M., 1991). El margen norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann P. *et al.*, 1991). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo G., 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan J.F. *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica transcurrente comenzó, en este margen norte

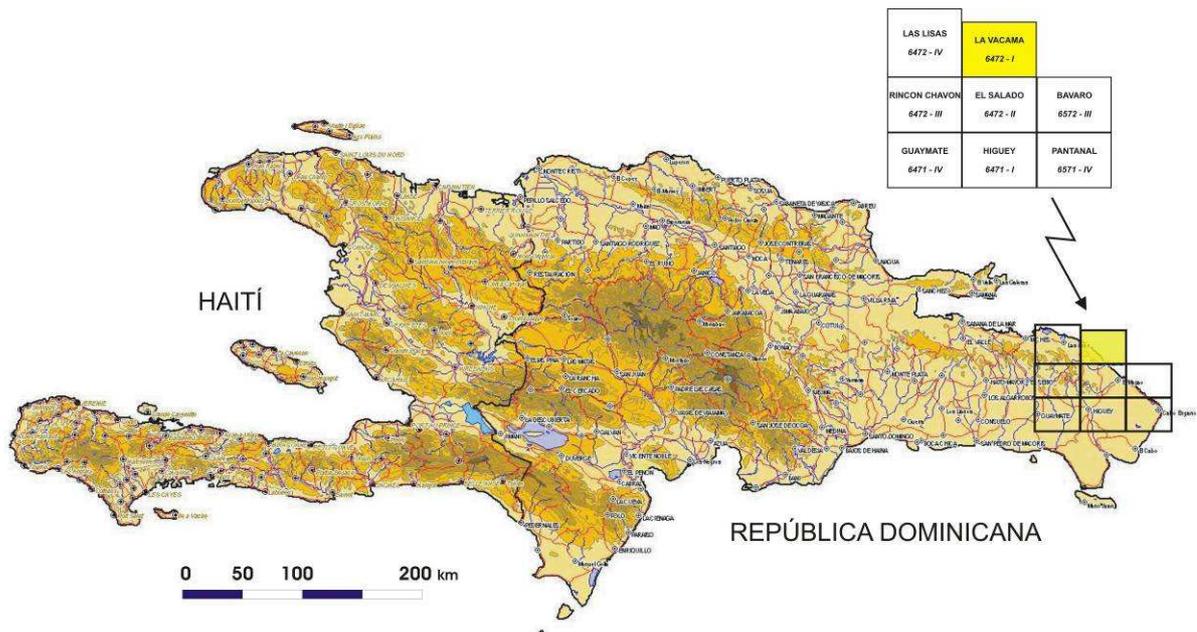


Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de La Vacama.

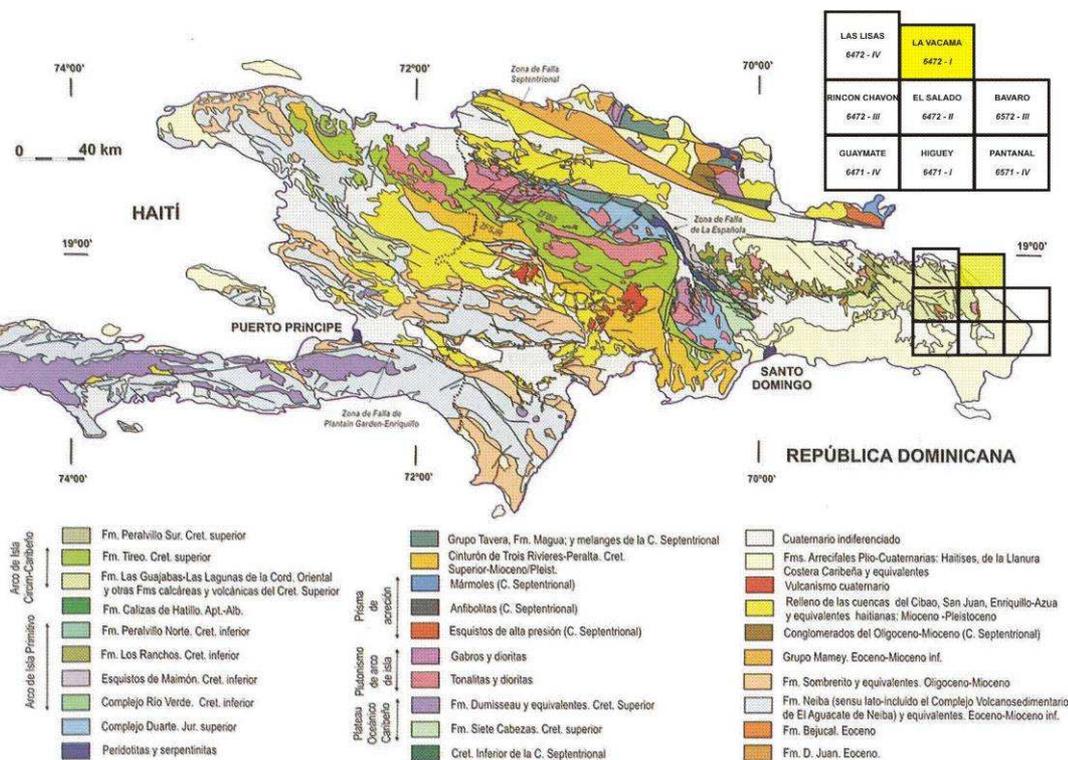


Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de La Vacama (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaun A. et al – 2007).

de la placa, a partir del Eoceno con la apertura del Surco del Caimán (Mann P. *et al.*, 1991) y se mantiene hasta la actualidad, en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

La Cordillera Oriental es el bloque más extenso de rocas cretácicas (875 km² según Lebrón M.C. y Perfit M.R., 1994) de la aglomeración de terrenos que componen La Española (Mann P. *et al.*, 1991). El límite occidental es el cabalgamiento NO-SE de Hatillo que separa las rocas poco deformadas de la Cordillera Oriental de la banda de rocas de edad equivalente, pero fuertemente deformadas y con peridotita serpentinizada (Peridotita de Loma Caribe), del Cinturón Intermedio (Bowin C., 1966). El límite norte rectilíneo son las fallas E-O de la Bahía de Samaná, que prolongan la cuenca del Cibao de La Española Central, donde se ha acumulado un espesor considerable de sedimentos neógenos. Hacia el Sur y hacia el Este, la Cordillera Oriental termina enterrada bajo la plataforma de carbonatos plio-cuaternaria de la Llanura Costera del Caribe.

La mayor parte del espesor de la corteza de la Cordillera Oriental la forman varios kilómetros de rocas generadas en el Cretácico por acumulación de magma y sedimentos sobre la zona de subducción, en un arco de islas volcánico (Bowin C., 1975). Estas rocas incluyen lavas y rocas volcanoclásticas cubiertas por calizas de edad cretácico inferior, epiclastitas y otras rocas sedimentarias de edad cretácico superior y granitoides intrusivos (plutones de El Valle y de Sabana Grande de Boyá).

Las series terciarias discordantes están dominadas por detríticos y carbonatos con una proporción de componentes de origen volcánico menor que las series cretácicas. El Paleógeno forma afloramientos discontinuos mientras que el Neógeno está representado por una plataforma de carbonatos que se extiende desde la bahía de Samaná hasta la costa del Caribe, y que desde su depósito, ha sido arqueada como un anticlinorio.

La Cordillera Oriental presenta una estructura de deformación por transpresión (García-Senz *et al.*, 2007). La geometría, compatibilidad del movimiento y relaciones temporales entre las estructuras sugieren un modelo de deformación en dos etapas: 1) Cretácico Superior, edad de crecimiento del antiformal, bien reconocible en la cartografía geológica, en cuyo núcleo afloran las rocas de la Fm Los Ranchos, y 2) las estructuras superpuestas formadas entre el Cenozoico y la actualidad. A gran escala, la estructura de la Cordillera Oriental es una estructura en flor positiva marcada por fallas de desgarre sinistras NO-SE, siendo la Falla de

Yabón la más importante (García-Senz *et al.*, 2007). Se observan pliegues y fallas de desgarre oblicuos entre sí formados por inversión de las cuencas Eocenas desarrolladas discordantemente sobre la Formación Las Guayabas (Cretácico Superior). Los pliegues de la segunda etapa presentan trazas axiales sigmoidales y se disponen en escalón con relación a las fallas de desgarre. Se observan pliegues generados en progresión secuencial en relación con la Falla de Yabón, dispuestos en abanico, evidenciando una deformación rotacional sinistral. También existen pliegues cortados por falla tipo Riedel dando figuras cartográficas a modo de semianticlinales y semisinclinales. La forma en planta de las fallas principales que divergen de las fallas de Samaná, y su movimiento en dirección con componente inversa, indican que el material de la Cordillera es extruido lateralmente hacia el Sureste, como en una estructura positiva en flor.

1.3 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Las primeras observaciones geológicas se remontan a finales del siglo XIX. (Gabb W.M., 1881) incluye un corte transversal de la Cordillera Oriental en el que interpreta correctamente la existencia de un sustrato de rocas cretácicas y una cobertura delgada discordante de rocas terciarias. Casi 100 años después, aparecen varias publicaciones sobre la geología de La Española (Douglas R.C., 1961; Blesch R.R., 1966) que culminan en la tesis de Bowin C. (1966) y su publicación posterior de 1975. Al final de esta etapa se conoce mejor el Cinturón Intermedio que la Cordillera Oriental, como muestra la cartografía de síntesis de Bowin C. (1975) donde la geología de la Cordillera Oriental se compone de un Cretácico indiferenciado, un Terciario reciente y afloramientos puntuales de rocas ígneas; y la estructura se reduce a medidas dispersas de orientaciones y a la traza cartográfica de dos fallas principales.

La tesis de Bourdon L. (1985), añade un detalle considerable al conocimiento de la Cordillera Oriental, principalmente en los aspectos estratigráficos, paleontológicos y en la petrología de las rocas ígneas. El mapa geológico 1:100 000 que la acompaña representa las formaciones más significativas y ha sido reproducido con pocos cambios en las cartografías de síntesis de Lebrón M.C. y Mann P. (1991) y de la Dirección General de Minería y el BGR alemán (Toloczyki M. y Ramirez I., 1991).

Los estudios temáticos en la Cordillera Oriental se centran en la geología y geoquímica de la Fm Los Ranchos debido a su contenido en metales preciosos (Informes internos de

Falconbridge Dominicana, 1988; Kesler S.E. *et al.*, 1991; Russell N. y Kesler S.E., 1991 entre otros). Las rocas volcánicas del Cretácico Superior y el plutón de tonalita de El Valle han sido estudiados desde un punto de vista petrológico, geoquímico y geocronológico por Kesler S.E. *et al.* (1991); Bourdon L. (1985); Bellon H. *et al.* (1985); Lebrón M.C. (1989); Lebrón M.C. y Perfit M.R. (1993); Kesler S.E. *et al.* (1991).

Los trabajos cartográficos realizados en el marco del programa Sysmin (Proyecto L, 2002-2004) han hecho progresar considerablemente en conocimiento geológico de la Cordillera Oriental, con el levantamiento de 10 Hojas de escala 1:50000. Estos trabajos han sido objeto de publicaciones de síntesis, en particular aquellos relativos a la estratigrafía del Cretácico superior (García-Senz J. *et al.*, 2007), con la génesis de la Fm Los Ranchos (Escuder Viruete J. *et al.*, 2007), en cuanto a tectónica (García-Senz J. *et al.*, 2007) y finalmente aquellos que tratan la evolución geomorfológico de la cadena (Díaz de Neira J. A. *et al.*, 2007). Han sido utilizados amplios extractos.

Algunos trabajos geológicos más específicos en la región de El Salado merecen mención específica. Son aquellos realizados por DGM en los años 70 y publicados en el marco de la 9ª Conferencia Geológica del Caribe (de la Fuente L., G.M. Ellis, 1980), con la presentación de una pequeña Hoja geológica a escala 1:50 000 centrado en la intrusión diorítica de La Curtiembre. Como complemento, la edad de paleoceno (57,6 Ma) de esta intrusión, de los trabajos de Bellon H. *et al.* (1985), es precisada en el artículo de Kesler S.E. *et al.* (1991) conocidos generalmente como los intrusivos del Norte de La Hispaniola.

1.4 METODOLOGÍA

Los levantamientos del terreno se efectuaron en Julio y Octubre de 2008, y complementan aquellos efectuados para el mapa de El Salado. Se apoyaron en el estudio de fotos aéreas a escala aproximada de 1:30 000. Las imágenes de satélite de Google Earth han sido muy útiles, en particular para precisar la traza de las principales características de la Llanura Costera Oriental. Todos los afloramientos, así como los accesos utilizados en vehículo, se georeferenciaron utilizando sistemáticamente un GPS Garmin 60 (Figura 3). Los trabajos de gabinete se realizaron a medida que avanzaban la cartografía utilizando el logiciél Arcview y el soporte topográfico, a escala de 1:50 000.(Mapa Topográfico Nacional).

Se ha utilizado la información académica en forma de tesis y de publicaciones en revistas especializadas; informes internos de investigación minera y trabajos de hidrogeología aplicada.

Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la Republica Dominicana (Proyecto SYSMIN, Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100 000.

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50 000 y Temáticas a escala 1:100 000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y la Dirección General de Minería de la República Dominicana e inspirada en el modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50 000, 2ª serie (MAGNA).

Las principales dificultades encontradas, están unidas a las pésimas condiciones de afloramiento, debido al gran recubrimiento vegetal y al difícil acceso a numerosos sectores. Para realizar la cartografía se utilizó principalmente la red hidrográfica. Este recurso, tiene sin embargo sus límites, en particular cuando el desnivel se acentúa, el río toma un régimen torrencial y su lecho se llena de bloques; se vuelve entonces difícil continuar la exploración en condiciones de razonable seguridad.

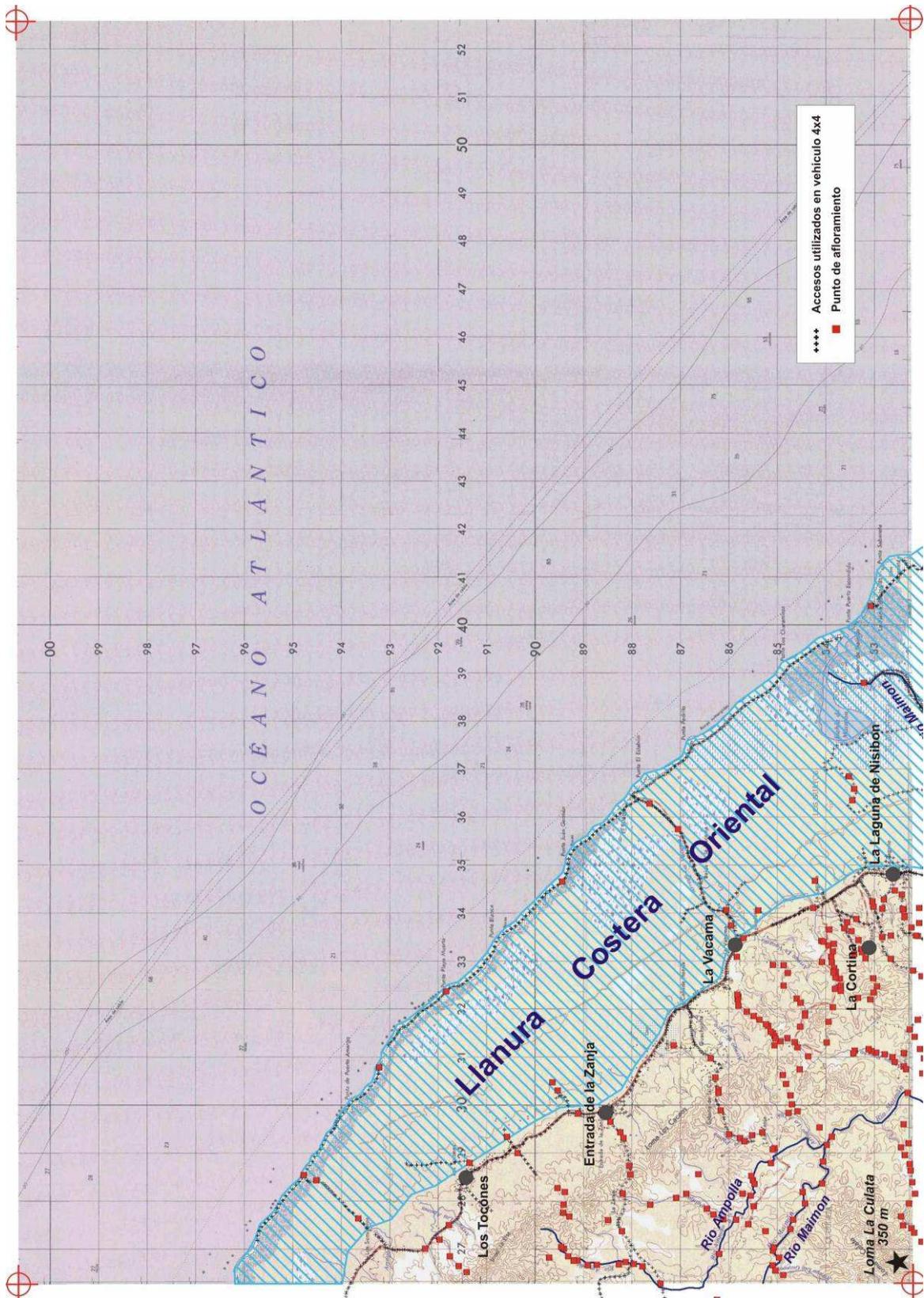


Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja La Vacama, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.

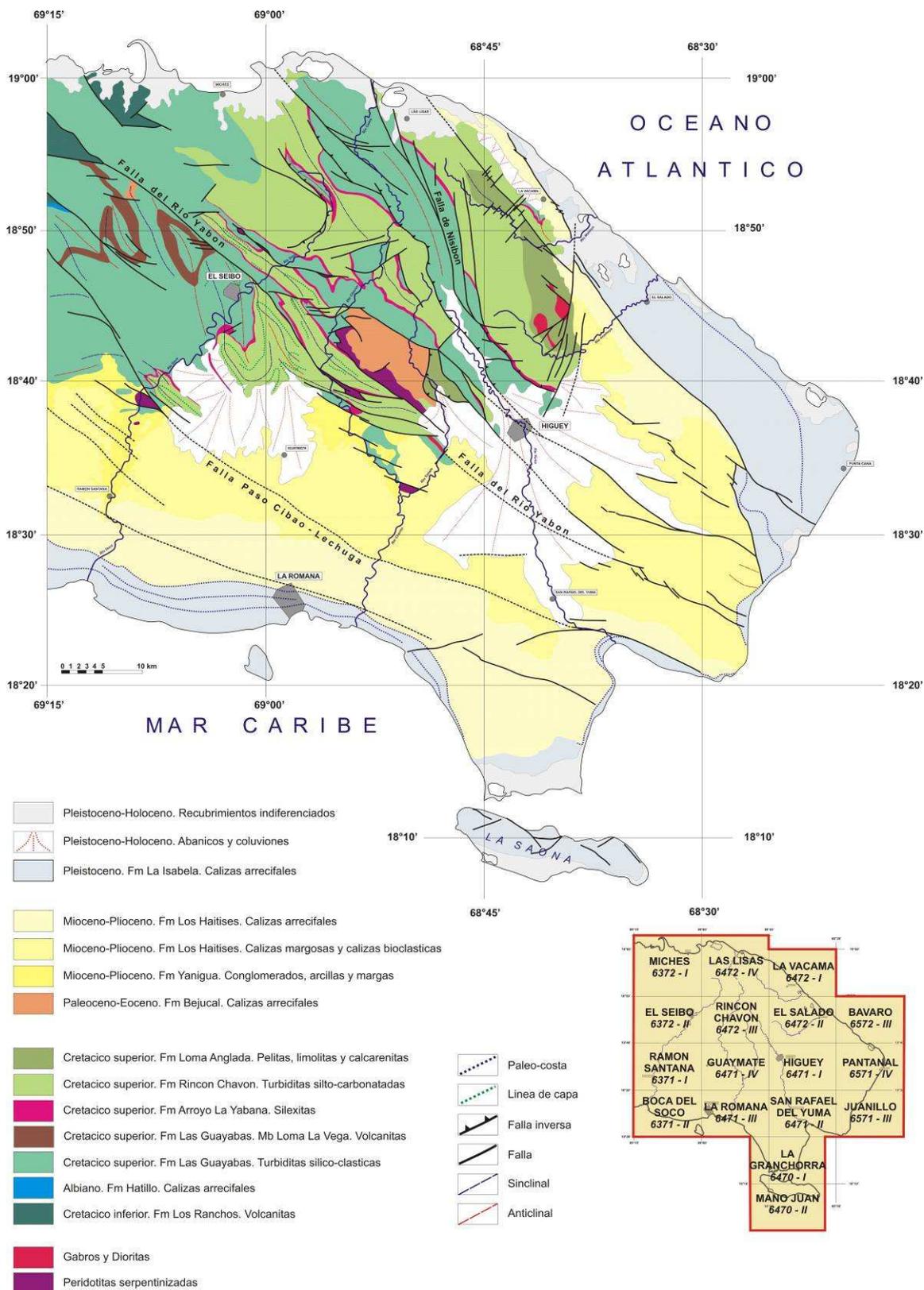


Figura 4: Esquema geológico del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.

2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

Debido a su localización, y la reducida superficie de los terrenos emergidos, la información geológica de la Hoja de La Vacama se basa en gran parte en las observaciones realizadas en las Hojas vecinas de Las Lisas y El Salado para la descripción de las formaciones geológicas que la componen.

Han sido diferenciados dos grandes conjuntos:

- Al SO de la carretera La Laguna-Miches, los relieves están compuestos por los terrenos del Cretácico Superior: turbiditas arenisco-conglomeráticas y limolitas arcillosas de la Fm Las Guayabas; turbiditas limolítico carbonatadas y arcillosas de la Fm Río Chavón. El espesor total de las rocas relacionadas con estas dos formaciones superpuestas se estima en más de 3000 m. Ninguna zona de rocas volcánicas eruptivas, similar a los del macizo diorítico-gabróico de La Curtiembre (Hoja El Salado), de edad Paleoceno, ha sido observada.

- Al NE, la Llanura Costera Oriental está constituida por una primera banda de calizas para-arrecifales del Plioceno, equivalente de Las Calizas de Los Haitises. Una franja más externa, igualmente de facies de calizas arrecifales pero de edad Pleistoceno, permite la unión con el cordón litoral actual. Este complejo carbonatado tabular está karstificado, y localmente recubierto por una película arcillosa muy poco permeable, donde se genera una capa de agua estancada (laguna y área pantanosa).



Foto 1: Desde punto 74JM9177. Relieve ondulado e importante recubrimiento vegetal, típico del substrato Cretácico. En segundo plano, la Loma Morro Gordo – El Perico (601 m).



Foto 2: Desde punto 61JM9144. El borde costero, con playas de arena y cordón litoral con plantaciones de cocoteros.

2.1 EL CRETÁCICO SUPERIOR

En la Cordillera Oriental, el Cretácico Superior está representado por potentes series de rocas volcanoclásticas agrupadas mayoritariamente en la Fm Las Guayabas (Lebrón M.C. y Mann P., 1991; Garcia-Senz *et al*, 2007). La secuencia del Cretácico Superior está limitada por dos discordancias. La inferior, sobre la Fm Caliza de Hatillo, es un contacto que asciende y desciende en la serie estratigráfica, con saltos bruscos que coinciden con fallas. La superior es una discordancia bajo la Formación Don Juan (Eoceno) (Bowin C., 1966; Bourdon L., 1985) que trunca pliegues contractivos, llegando a erosionar a todo el Cretácico Superior.

Dentro del conjunto mayoritariamente volcanoclástico se diferencian diversas litologías que permiten la subdivisión estratigráfica: areniscas epiclásticas y tobas, lavas, radiolaritas y calizas. Bourdon L. (1985) ha cartografiado y descrito estas litologías con el apoyo de dataciones, agrupándolas en dos unidades, El Seibo y El Oro, separadas por un cabalgamiento este-oeste. Posteriormente, Lebrón M.C. y Mann P. (1991) proponen una nomenclatura estratigráfica formal que prescinde de la división de El Seibo y El Oro, pero no soluciona el problema de correlación a ambos lados del cabalgamiento.

Las nuevas cartografías del proyecto SYSMIN (2003-2004) contienen avances en el conocimiento estructural y en la definición de los límites lito y cronostratigráficos de las unidades, que permiten por primera vez unificar la estratigrafía de la Cordillera Oriental (Garcia-Senz J. *et al*, 2007).

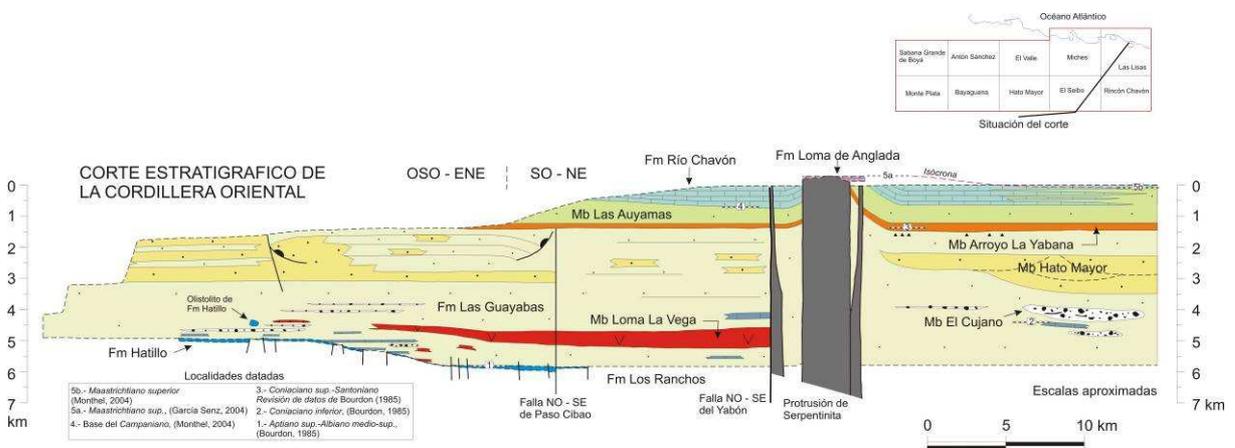


Figura 5: Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (Garcia-Senz J. *et al*, 2007).

Ahora, en el Cretácico Superior, se diferencian (Figura 5):

- la Fm de areniscas de Las Guayabas, con areniscas finas-medias de color oscuro, estratificadas en capas regulares planoparalelas. Dentro de esta Formación, las subdivisiones diferenciadas comprenden: el Mb Loma La Vega (lavas, brechas tobáceas y cineritas); el Mb El Cujano (conglomerados) y el Mb Hato Mayor (brechas y areniscas gruesas, turbidíticas);
- la Fm de silexitas de Arroyo La Yabana;
- la Fm de calizas de Río Chavón, que consiste predominantemente en capas de calcarenitas y calizas margosas con intercalaciones de areniscas y lutitas. Su base es transicional con el Mb de lutitas de Las Auyamas;
- la Fm de calizas de Loma de Anglada, con areniscas carbonatadas y calizas masivas de plataforma.

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR DE LA CORDILLERA ORIENTAL DOMINICANA

Bourdon (1985)		Mann y Lebrón (1991)		Este artículo (2007)	
Flysck 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		Fm de Calizas de Río Chavón	Campaniense
	Serie calcárea y volcanodetrítica	Fm Bejucalito		Mb de Lutitas de Las Auyamas	
Serie detrítica del Coniaciense inferior	Calizas	Fm Río Chavón		Fm de Silexitas de Arroyo La Yabana	Santoniense
		Intercalación silícea	Mb Arroyo La Yabana	Fm de Aren. de Las Guayabas	
			Fm Río Cuarón		Mb de Areniscas de Hato Mayor
			Fm El Cujano		Mb de Volcan. de Loma La Vega
Conglomerado de rocas ultrabásicas	Serie volcano-detrítica y volcánica		Mb de Conglom. de El Cujano	Coniaciense	
(Unidad del Oro)	(Unidad del Seibo)		Mb Loma La Vega		Cenomaniense - Turoniense
				Fm de Calizas de Hatillo	Albiense

Figura 6: Nomenclatura estratigrafica usada por distintos autores para describir la sucesion del Cretacico Superior de la Cordillera Oriental (Garcia-Senz J. et al., 2007).

La biostratigrafía del Cretácico Superior utiliza foraminíferos plantónicos, radiolarios y ammonoideos. Debido a la restricción batimétrica, los rudistas aparecen y son útiles

únicamente al final del Cretácico. El piso Cenomaniano no se ha podido separar del Albiano. El Turoniano Inferior-Medio está representado por la zona de *Helveto-globotruncana helvética*, reconocida por Bourdon L. (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 Coniaciano por el mismo autor. Es el caso de los ammonites del Coniaciano inferior de la sub familia de los Peroniceratinae recogidos en capas de calizas intercaladas entre el Mb El Cujano (Bourdon L. *et al.*, 1983; 1984; Bourdon L., 1985). La atribución al Coniaciano propuesta por Bourdon para el Mb Arroyo La Yabana se basa en una asociación de radiolarios cuestionable que mezcla formas del Cretacio Superior. El estudio de foraminíferos planctónicos y radiolarios recogidos en sucesión vertical en la Hoja de El Seibo permite asignar al Santoniano los niveles suprayacentes al Mb de Volcanitas de Loma La Vega y acotar el límite Santoniano-Campaniano próximo a la base de la Fm Río Chavón (Monthel J., 2004). El Maastrichtiano se ha reconocido por fauna bentónica de sulcoperculinas y orbitoideos en la Fm Loma de Anglada (Bourdon L., 1985; García Senz J., 2004, Serra-Kiel J. *et al.*, 2007) y por rudistas de la asociación *Titanosarcolithes* (Pons J.M. *et al.*, 2005). El Maastrichtiano superior se ha reconocido en la Fm Río Chavón por foraminíferos planctónicos de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (García Senz J. *et al.*, 2007).

La sección estratigráfica está dominada por detríticos volcánicos. El volumen de detríticos de origen sedimentario es insignificante en unidades situadas bajo las radiolaritas del Miembro Arroyo La Yabana, pero se incrementa en rocas más recientes provenientes de una plataforma de carbonatos. Los foraminíferos planctónicos, radiolarios y ammonoideos presentes en la sección del Cretácico Superior indican un ambiente de mar profundo, con excepción de la Formación Loma de Anglada que termina el ciclo deposicional. Las estructuras sedimentarias son características de transporte por gravedad, ya sea por corrientes turbidíticas o por flujos en masa en abanicos submarinos. La escasez de datos de paleocorrientes y la dificultad de ordenar las variaciones de tamaño de grano en términos de proximal a distal impiden por el momento la reconstrucción de los sistemas deposicionales.

Se considera que el contexto tectónico y deposicional del sedimento del Cretácico Superior es una cuenca de antearco desarrollada sobre el arco volcánico de la Formación Los Ranchos (ej. Bourdon L., 1985; Mann P. *et al.*, 1991 y otros autores) y rellena por detríticos procedentes del arco volcánico y de un basamento metamórfico comparable al que actualmente existe en la Península de Samaná.

2.1.1 Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano-paralelas (1). Coniaciano-Santoniano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es el corte La Jagua-Los Cacaos descrito por Bourdon (1985) en la Hoja de Hato Mayor del Rey (UTM, X: 04645;Y: 20790) situada en el centro de la Cordillera. Hay que remarcar, no obstante, que este corte representa unicamente a los primeros 200 metros del total de 4,3 km de espesor de la formacion. La base es un contacto litologico brusco y discordante a escala cartografica, que superpone areniscas de granos volcanicos y calcareos sobre calizas con rudistas o con nodulos de silex de la Fm Hatillo, o sobre rocas volcanicas de la Fm Los Ranchos. El techo de la formacion se ha definido como la ultima capa de areniscas bajo las silexitas de la Fm Arroyo La Yabana (Garcia-Senz J. *et al*, 2007).

La Fm Las Guayabas se compone de una sucesion monotona de areniscas y areniscas feldespaticas de color oscuro y pelitas dispuestas en capas regulares plano-paralelas centimétricas a métricas limitadas por superficies bien marcadas. Es frecuente la laminacion paralela de decantacion, menos frecuente la secuencia de Bouma incompleta con granoclasificacion y laminacion ripple y relativamente raras las barras, flutes, las estructuras de carga y la bioturbacion. La parte inferior de la formacion presenta pliegues de slump, fallas extensivas sinsedimentarias, un oliston métrico de calizas de la Fm Hatillo y coladas de cantos y bloques entre 10-30 cm de diametro, maxima 100 cm, de rocas volcanicas porfidicas equivalentes en facies, y posiblemente en edad, al Mb el Cujano. La parte inferior de la formacion intercala adicionalmente lutitas siliceas, tobas y calizas pelagicas.

La parte media-alta de la formacion 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. Se interpretan como lobulos de turbiditas densas que provienen de un area fuente rica en arena y cantos, del tipo abanico deltaico colgado sobre el talud.

Las características petrograficas de las areniscas indican una composicion homogénea, rica en fragmentos liticos, feldespato y filosilicatos. La compactacion ha producido una pseudomatriz que incrementa relativamente la proporcion de cuarzo, que no obstante permanece muy baja. De acuerdo con la clasificacion de Folk se trata de areniscas liticas y feldespato-liticas, con el predominio de fragmentos de rocas volcanicas (basaltos y otras

rocas volcánicas indiferenciadas) y cantidades menores, aunque significativas, de fragmentos metamórficos y sedimentarios. Estos últimos son principalmente de sílexita y caliza. Destaca la presencia constante, aunque en baja proporción, de olivino y augita como detriticos de rocas básicas a ultrabásicas. 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 globotruncanidos, heterohelicidos y radiolarios, frecuentemente recristalizados o silicificados. Bourdon (1985) cita en su base un canto retrabajado con *Favusella* (*Hedbergella*) *washitensis* con un rango entre el Albiano Inferior y el Cenomaniano. La edad de la base de la formación ha de ser más moderna que este canto retrabajado y se sitúa por conveniencia en el Cenomaniano. Asimismo, una muestra situada pocos metros sobre el techo del Mb de volcánicos de Loma La Vega ha proporcionado *Globigerinelloides* sp., *Globotruncanita stuarti*, *Marginotruncana pseudolinneiana* y *Marginotruncana* cf. *undulata*, atribuible al Santoniano.

Dentro de la Hoja La Vacama, han sido atribuidas a la Fm Las Guayabas las facies arenoso-pelíticas situadas a muro de las radiolaritas de La Yabana, reconocidas en los arroyos de La Vacama y La Cortina. Están compuestas por alternancias de limolitas-pelitas marrón-caqui, de areniscas laminadas y areniscas feldespáticas gruesas y microconglomeráticas, en bancos decimétricos. Afloran con una potencia de al menos 500 m, en el núcleo de una estructura antiformal.

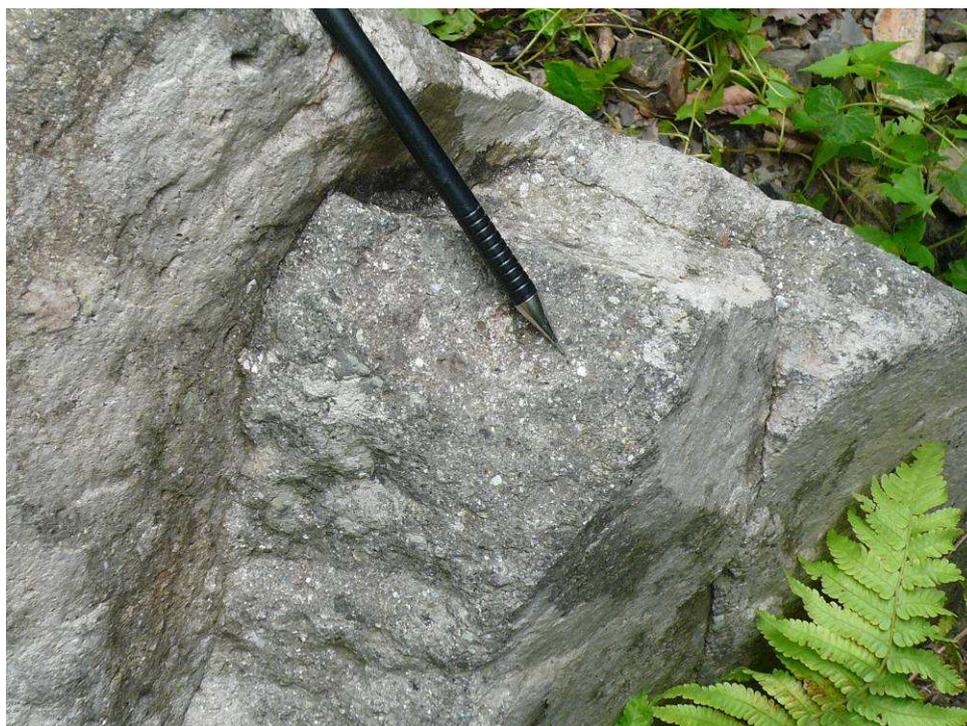


Foto 3: Afl. 61JM9063. Banco de micro-brecha cuarzo-feldespatica con fragmentos líticos centimétricos.



Foto 4: Afl. 61JM9201. Alternancias centimétricas a decimétricas de pelitas areniscas alteradas, de limolitas y arenisca fina.

2.1.2 Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (2). Santoniano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es el Arroyo La Yabana situado en la Hoja de Rincon Chavón (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 del trabajo de Garcia-Senz J. *et al*, 2007, se propone ceirir 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) y del Mb Las Auyamas (a techo).

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 sugiriendo resedimentación, o en caja de huevos por marcas de carga. En lamina 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 (Carbonate Compensation Depth), a una profundidad menor (<3,5 km) que el CCD postulado en el Santoniano para el Océano Atlántico (Van Andel, 1975).

Bourdon (1985) ha determinado la siguiente asociación de radiolarios recogida cerca de Miches: *Acaeniotyle* sp., *Alievum superbum*, *Archaeospongoprimum 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 Coniaciano. Sin embargo, considerando las escalas biostratigráficas actuales, se detecta que coexisten formas del Albo-Cenomanio, del Coniaciano Superior-Santoniano y del Campaniano; 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 Santoniano.

A escala de la Hoja La Vacama, el nivel de silexitas constituye un nivel guía que ha sido observado en los arroyos de La Vacama y La Cortina, pero con una potencia muy variable, y generalmente inferior a aquel identificado en la Hoja de El Salado. Como es habitual, el horizonte de silexitas está intensamente replegado, y es muy probable que las variaciones de potencia sean debidas en gran medida a efectos tectónicos. En efecto, la cartografía traza un anticlinal cuyos flancos se caracterizan por numerosos pliegues flexurales, de escala métrica a decamétrica, con numerosas estructuras de "kink" banco con banco.

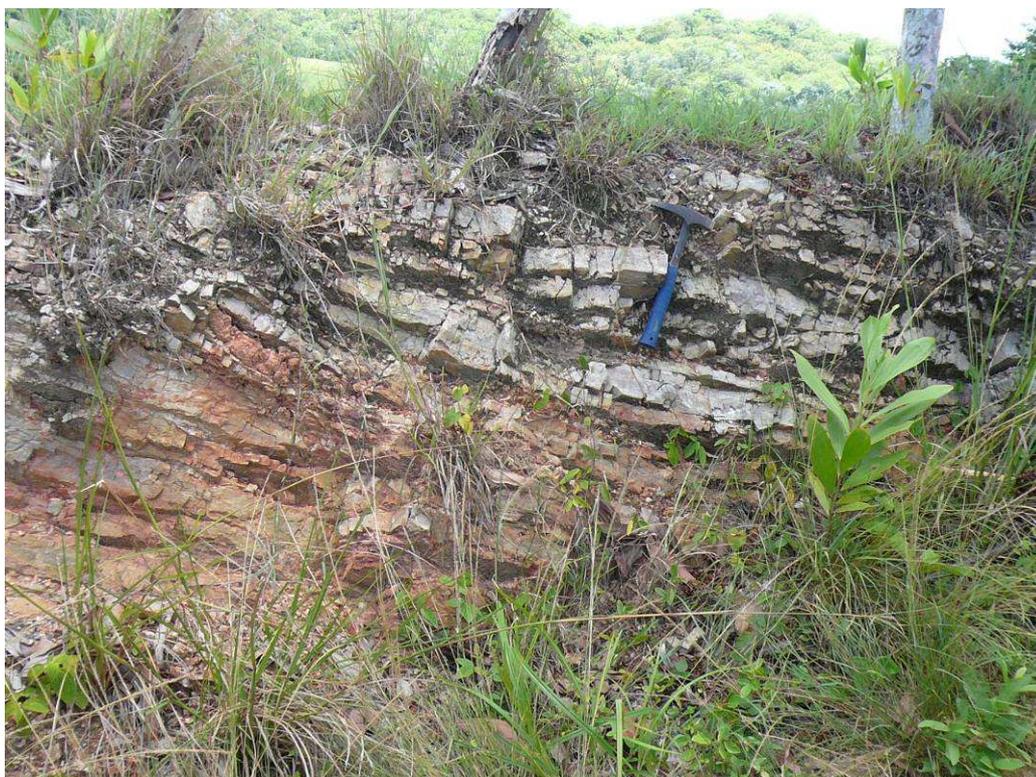


Foto 5: Afl. 61JM9108. Afloramiento característico de silexitas de la Fm Arroyo La Yabana.

2.1.3 Fm Río Chavón. Alternancia de siltitas y lutitas carbonatadas negras con intercalaciones de calizas (3). Campaniano - Maastrichtiano. K₂ .

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es la seccion de la Loma El Penon, de 700 m de espesor, situada en una pista forestal en la Hoja de Rincon Chavón (UTM, X: 05051;Y: 20694) en el Este de la Cordillera. Existe una cierta confusion entre esta localidad y la posicion 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.

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 equinidos y granos de arena gruesa y microconglomerado de rocas volcánicas. Las calciruditas presentan bases incisivas, granoclasificación, laminación paralela y ripple. En las cercanías de El Seibo, la parte superior de la formación es una rítmica hemipelágica con foraminíferos planctónicos y radiolarios formada por capas regulares de biomicrita laminada separadas por marga, como queda caracterizado en el corte de la trinchera del ferrocarril (UTM 497453, 2065362) (Monthel J., 2004, García-Senz J. *et al*, 2007):

- 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 Mb Las Auyamas y los niveles detríticos carbonatados característicos de la Fm Río Chavón.
- 80 m no observables.
- 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 equinidos, lamelibrancios, 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.
- 100 -120 m no observables.
- 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 silicea.

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 Lebron y Mann (1991) denominan a esta facies *flysch calcaire de La Mina* y Fm La Mina respectivamente. 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 volcánicos 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 Turoniano y del Coniaciano - Santoniano, que en este trabajo se considera resedimentada en las turbiditas.

La edad de la Fm Río Chavón se atribuye al Campaniano - Maastrichtiano superior por la presencia de *Abathomphalus mayaorensis*, *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 resedimentada en el flysh de la Mina (Bourdon, 1985), incluye *Sulcoperculina globosa* y *S. vermunti*, formas también presentes en la Fm Loma de Anglada.

A escala de la Hoja de La Vacama, han sido representados bajo la misma unidad y atribuidas a la Fm Río Chavón el conjunto de turbiditas silici-clásticas con cemento carbonatado situadas a techo de silixitas de Arroyo La Yabana. Por razones prácticas, no ha sido posible distinguir aquí, lo que en las Hojas vecinas se corresponde con Mb Las Auyamas.

La potencia es superior a 1000 m; la formación está constituida por una sucesión de alternancias centimétricas a decimétricas que comprenden areniscas finas y limolitas negras con fábrica esquistosa, pelitas silíceas, oscuras, pizarras y de calizas silíceas negras con pátina gris azulada. Es común la efervescencia con HCl diluido, pero a diferencia de lo que ha sido observado en las Hojas de El Seibo y Rincón Chavón, no se desarrollan verdaderos bancos o niveles individualizados de caliza. Las litofacies son más profundas, ya que son más ricas en sedimentos pelágicos finos.

La distribución de las diferentes litofacies es bandeada: cada uno de los niveles está limitado por superficies netas y paralelas. Las areniscas finas y las limolitas se corresponden con niveles granoclasificados, de grano fino a muy fino. Es frecuente reconocer láminas paralelas y convolutos típicos de la secuencia de Bouma. Los pliegues “slump”, de escala decimétrica a pluri-decimétrica, son abundantes; del mismo modo que las micro-fracturas sin-sedimentarias y, en general, todo lo que se traduce en una inestabilidad del medio de sedimentación. Las marcas de bioturbación en los niveles carbonatados son abundantes bajo la forma de bandas negruzcas, fácilmente visibles en fractura fresca.



Foto 6: Afl. 61JM9032. Pliegue slump en las alternancias limo-carbonatadas de la Fm Río Chavón.

La lista de foraminíferos planctónicos reconocidos en las muestras de biomicrita de la Fm Río Chavón, en las Hojas de El Salado (74JM9196, 9461 y 9591) y La Vacama (61JM9053 y 9105), puede consultarse en la Tabla 1.

En base a las asociaciones, ciertas muestras pueden ser datadas en:

- Muestra 74JM9196: Maastrichtiano superior no terminal, con la biozona de *Abathomphalus mayaroensis*, intervalo -68,4 a -65,8 Ma.

- Muestras 74JM9461 y 74JM9591: Santoniano no basal a Campaniano medio no superior, intervalo -85 a -78 Ma.
- Muestras 61JM9053 y 61JM9105: Campaniano superior, zona de *Radotruncana calcarata*, intervalo muy corto entre -75,4 y 76,1 Ma.

Globalmente, para el conjunto de la Fm Río Chavón presente en las Hojas de El Salado y La Vacama, las asociaciones de microfauna observadas en las muestras, conducen a establecer una edad Campaniano - Maastrichtiano superior no terminal.

FORAMINIFEROS PLANCTONICOS	9196	9461	9591	9053	9105
<i>Abathomphalus mayaroensis</i> (BOLL)					
<i>Archaeoglobigerina</i> sp.	?				
<i>Archaeoglobigerina cretacea</i> (d'ORBIGNY)					
<i>Globotruncana</i> sp.					
<i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN)					
<i>Globotruncana cf. bulloides</i> VOGLER					
<i>Globotruncana linneiana</i> (d'ORBIGNY)					
<i>Globotruncana stuarti</i> (de LAPPARENT)		?			
<i>Globotruncanella havanensis</i> (VOORWIJK)					
<i>Globotruncanita cf. elevata</i> (BROTZEN)		?			
<i>Globotruncanita conica</i> (WHITE)					
<i>Globotruncanita stuartiformis</i> (DALBIEZ)					
<i>Guembelitra</i> sp.					
<i>Heterohelix</i> sp.					
<i>Heterohelix globulosa</i> (EHRENBERG)					
<i>Heterohelix reussi</i> (CUSHMAN)					
<i>Heterohelix striata</i> (EHRENBERG)					
<i>Kuglerina rotundata</i> (BRÖNNIMANN)					
<i>Laeviheterohelix</i> sp.					
<i>Macroglobigerinelloides</i> sp.					
<i>Macroglobigerinelloides prairiehillensis</i> (PESSAGNO)					
<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> PESSAGNO					
<i>Muricohedbergella</i> sp.					
<i>Muricohedbergella holmdelensis</i> (OLSSON)					
<i>Muricohedbergella monmouthensis</i> OLSSON					
<i>Planoglobulina acervulinoides</i> (EGGER)					
<i>Pseudoguembelina</i> sp.					
<i>Pseudotextularia</i> sp.					
<i>Pseudotextularia elegans</i> (RZEHA)					
<i>Racemiguembelina fructifera</i> (EGGER)					
<i>Radotruncana calcarata</i> (CUSHMAN)					
<i>Rugoglobigerina cf. pennyi</i> (BRÖNNIMANN)					
<i>Rugoglobigerina cf. rugosa</i> (PLUMMER)					
<i>Rugotruncana subcircumnodifer</i> (GANDOLFI)	?				
<i>Ventilabrella</i> sp.	?				

Tabla 1: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Río Chavón de las Hojas El Salado y La Vacama.

2.1.4 Fm Río Chavón. Intercalaciones de silexitas laminadas (4). Campaniano - Maastrichtiano. K₂.

Están representados bajo esta denominación los niveles de radiolaritas que, estratigráficamente, están situadas sobre las tradicionales silexitas del Arroyo La Yabana. Estos niveles están interestratificados con las limolitas carbonatadas negras, clásicas de la Fm Río Chavón. Han sido observadas en el camino que une Cañada Honda con Arroyo Palma (61JM9006), además de en numerosos emplazamientos en los caminos que desde la Laguna de Nisibón, permiten alcanzar el Río Maimón (61JM9187, 61JM9190). Presentan muchas similitudes con aquellas del Arroyo La Yabana: laminaciones, color de alteración beige rojiza, fábrica en pequeños fragmentos, etc.. Únicamente son diferenciadas por su posición estratigráfica.

2.1.5 Fm de Loma Anglada. Mb El Bono. Alternancia de lutitas margosas y areniscas carbonatadas en capas finas (5). Campaniano - Maastrichtiano. K₂.

La Fm de Loma de Anglada es muy variable litológicamente por tratarse de sedimentos procedente de una plataforma carbonatada y de los sedimentos procedentes de la rotura de la plataforma y su transición a sedimentos más pelágicos.

La localidad tipo propuesta por Lebrón y Mann (1991) es el corte del río Mana de Bourdon (1985), en la cuesta de la Loma de Anglada (Hoja de Rincón Chavón, UTM: X: 05 203;Y: 20 662). Desafortunadamente, la sucesión nunca es completa porque la base y el techo de la unidad están cortados por fallas (García-Senz, 2004), 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, con foraminíferos bentónicos, algas melobesias, equinodermos, corales y niveles de ostreidos.

- (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.
- (6) Techo, superficie de cabalgamiento bajo el Mb de Hato Mayor.

La denominación del Miembro El Bonaó se propone en este trabajo para definir las litofacies pelítico-areniscosas que afloran en los taludes de la carretera cercana del pueblo de El Bonaó (74JM9007). Además, numerosos afloramientos significativos han sido reconocidos cerca del cruce de la carretera de Higüey-Miches con el río Anamuya (74JM9594 y 9595) y en la parte media del río Maimón (74JM9668). Esta unidad se corresponde a turbiditas pelítico-areniscosas en bandas granoclasificadas planas y paralelas, generalmente finos a medios, de grano fino. Globalmente, la relación arenisca/pelita-margosa es muy inferior a la unidad. Generalmente, se trata de alternancias de bancos centimétricos a métricos de margas limosas gris oscuro a marrón separados por bancos centimétricos de arenisca arcillosa y carbonatada fina, con tintes marrones. Los niveles areniscosos son a veces laminados. Bajo el efecto de la alteración, los bancos pelítico-margosos se fracturan en esquirlas centimétricas de color marrón-kaki. Cada conjunto de arenisca y pelita-margosa limosa se corresponde a una secuencia de granoclasificación; en efecto el contacto de muro de la arenisca es neto frente al paso de arenisca a margas es progresivo, por aumento de la fracción arcillosa y desaparición de las arenitas.

El muro de este miembro está marcado en base de bancos decimétricos a métricos de arenisca feldespática gruesa, de tipo grauvaca, con fábrica de alteración en bolos. La alteración, confiere un color marrón anaranjado a las areniscas. Esta litofacies marca un cambio neto en las alternancias de limolitas carbonatadas finas y bandeadas de la Fm Río Chavón subyacente. La parte superior de la unidad está dominada por pelitas y micritas arcillosas grises, con fábrica hojosa, incluso en bastones por la conjunción de la estratificación y esquistosidad. La potencia de la unidad es al menos de 600 m.

La litofacies fina, pelítica, resultó azoica en las 2 muestras tomadas en la Hoja de El Salado (74JM9007 y JM9645). Una muestra de limonita microlítica tomada en la Hoja La Vacama

(61JM9176) ha revelado la presencia de pequeños especímenes de foraminíferos planctónicos difícilmente identificables: *Globotruncanella* sp., *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Gansserina* ? sp.. Esta asociación permite atribuir una edad comprendida en el intervalo Campaniano superior – Maastrichtiano no superior en la muestra y, por tanto, en la unidad.

En la cartografía de la Hoja Las Lisas (Monthel J., 2004), el Miembro El Bonaó no ha sido individualizado de la Fm Río Chavón. Está, sin embargo, presente como facies clástica de turbiditas con dominancia de margo-calizas, en particular en el núcleo del sinclinal de El Barrero, en la esquina SE de la Hoja; estructura que se prolonga hacia el SE en las Hojas de La Vacama y El Salado.



Foto 7: Afl. 61JM9013. Alternancias de pelitas hojosas y limolitas arcillosas en bancos centimétricos a decimétricos. Destaca la estratificación plana y paralela y la presencia de una esquistosidad que afecta principalmente los niveles pelíticos.

Por sus facies (dominancia de micrita arcillosa con limos cuarcíferos), la organización de estratos y microfauna, el Mb El Bonaó indica una sedimentación pelágica en mar abierto (parte distal de una plataforma externa, paso a cuenca).

2.2 EL PLIOCENO-PLEISTOCENO

2.2.1 Generalidades

Los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno pertenecen a las amplias plataformas carbonatadas que se extienden en los dos flancos de la Cordillera Oriental. Al Norte, en la región de Los Haitises, la plataforma, que llega a confundirse con los relieves de la Cordillera, se encuentra afectada por un espectacular karst tropical maduro; aparece inclinada hacia el Norte, de manera que desciende desde cotas superiores a los 300 m hasta el nivel del mar en la Bahía de Samaná. Al Sur, en la Llanura Costera del Caribe, se conserva mucho mejor el carácter de plataforma, contrastando sensiblemente con los relieves de la Cordillera; su descenso hacia el Sur se produce escalonadamente desde cotas cercanas a 100 m hasta alcanzar el litoral del Caribe.

Pese al indudable atractivo que ofrece la región de Los Haitises como dominio geológico peculiar, especialmente por el desarrollo de un extraordinaria karst tropical maduro, son escasos los trabajos elaborados sobre ella y en la mayoría de los casos están relacionados con la minería del ámbar. La razón principal es su inaccesibilidad, derivada de la presencia de una exuberante vegetación tropical desarrollada sobre un típico relieve en “caja de huevos” integrado por infinidad de montículos (hums o haitises) entre los que se distribuye una densa red de depresiones (dolinas y uvalas), en ocasiones con desniveles superiores a 200 m. Dichos trabajos aluden a la estratigrafía de las tradicionales calizas de Los Haitises de forma marginal, bien por tratarse de trabajos de índole regional o bien porque abordan específicamente la minería del ámbar, centrada en el perímetro de la región.

De entre los trabajos que describen la estratigrafía de la región de Los Haitises, cabe destacar el de Brouwer S.B. y Brouwer P.A. (1980), relativo al ámbar, en el que se describen cuatro unidades superpuestas, de muro a techo: conglomerado basal, Fm Yanigua (que alberga el ámbar), caliza de Cevicos y caliza de Los Haitises. Iturralde Vinent M.A. (2001), en un nuevo estudio sobre la geología del ámbar en el ámbito caribeño, considera que el conglomerado basal constituye en realidad intercalaciones dentro de la Fm Yanigua, sugiriendo otro tanto para las calizas de la Fm Cevicos, por lo que simplifica el esquema estratigráfico que queda reducido a dos unidades: la Fm Yanigua, constituida por margas entre las que se intercalan niveles de conglomerados y de calizas, además de albergar masas discontinuas de ámbar y lignito; y la Fm Los Haitises, dispuesta sobre la anterior e

integrada por las típicas calizas arrecifales que constituyen los característicos afloramientos de la mayor parte de la región. Más recientemente, el estudio de la minería artesanal de la República Dominicana (Espy J.A., 2000), elaborado dentro del Programa SYSMIN, aporta nuevos datos sobre la Fm Yanigua, si bien desde un punto de vista minero.

En el proyecto L de cartografía (2002-2004), se han adoptado los criterios generales propuestos por Iturralde Vinent M.A., con dos unidades principales: la Fm Yanigua, como un conjunto margoso que alberga pequeñas masas de lignito y ámbar, en el que se intercalan niveles carbonatados de orden métrico, así como conglomerados, más frecuentes hacia la base; y la Fm Los Haitises, constituida por calizas bioclasticas y arrecifales masivas, habiéndose diferenciado dos tramos dentro de ella, en función del mayor o menor contenido margoso de las calizas.

No existe unanimidad en cuanto a la edad del conjunto: Brouwer S.B. y Brouwer P.A. (1980) enmarcan la Fm Yanigua en el Mioceno; Bourdon L. (1985) asigna el conjunto calcáreo al Mioceno Superior-actualidad; Toloczyki M. y Ramírez I. (1991) atribuyen la Fm Yanigua al Mioceno Superior-Plioceno y la Fm Los Haitises, al Plioceno-Cuaternario; y por último, Iturralde Vinent M.A. (2001), propone el Mioceno Inferior-Medio para la Fm Yanigua y el Mioceno Medio-Superior para la Fm Los Haitises. En cualquier caso, el hallazgo durante la realización del proyecto L de asociaciones faunísticas características del Plioceno dentro de la Fm Yanigua ha sido el criterio seguido para establecer la cronoestratigrafía de la zona, completada con la asignación de la Fm Los Haitises al Plioceno-Pleistoceno.

Los afloramientos de la Fm Yanigua se distribuyen por el borde de la región, soterrándose bajo los de la Fm Los Haitises, sin que pueda asegurarse si hacia el Norte existe entre ellos una relación de cambio de facies mediante la cual la primera se adelgaza o incluso desaparece en favor de la segunda. La Fm Yanigua se interpreta en un contexto marino-lagunar de baja energía, en tanto que la Fm Los Haitises representa una plataforma carbonatada con construcciones arrecifales.

En conjunto se apoyan sobre un paleorrelieve muy irregular integrado fundamentalmente por materiales cretácicos y tonalíticos asociados a ellos, algunos de los cuales “emergen” en el seno de la plataforma calcárea, lo que indica un contexto en el que la Cordillera Oriental estaría reducida a una serie de isleos. Posteriormente, el progresivo ascenso de la región, dentro del contexto de la elevación de La Española, provocaría el retroceso de la línea de

costa y del complejo arrecifal hacia la Bahía de Samaná, hasta alcanzar la disposición actual. De acuerdo con este esquema, aunque las calizas de la Fm Los Haitises constituyen un conjunto de extraordinaria uniformidad, poseerían carácter diacrónico, más antiguo en el sector meridional (Plioceno) y prácticamente actual en el ámbito de la bahía.

En cuanto a la plataforma carbonatada de la Llanura Costera del Caribe, no existen estudios geológicos específicos sobre ella, tratándose en todos los casos de referencias marginales. Aunque tradicionalmente ambas plataformas carbonatadas han sido tratadas independientemente, su estrecha relación parece un hecho como sugieren su aparente conexión física al NE de Bayaguana y la que se intuye debido a la continuidad de la plataforma meridional por el extremo oriental de la Cordillera hasta las proximidades de Nisibón. La plataforma meridional está integrada por un conjunto monótono de margas entre las que se intercalan calizas y calizas margosas que ocasionalmente pueden constituir la litología dominante. Muestra grandes semejanzas con la Fm Yanigua, por lo que se han atribuido a ella, hecho apoyado por la conexión espacial de ambas plataformas señalada anteriormente.

2.2.2 Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas con corales (6). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

En el territorio de la Hoja La Vacama, las calizas de los Haitises definen una banda de dirección NO-SE, de 2-3 km de ancho, adosada hacia el SO a las colinas cretácicas de la Loma Los Cacaos y limitada hacia el NE a la paleo-costa de la Llanura Costera Oriental. Estos constituyen una plataforma donde la altitud varía de un modo constante del NO (altitud comprendida entre 0 y 10 m) y el SE (altitud comprendida entre 40-50 m).

Los afloramientos naturales son raros, por no decir casi inexistentes. Las canteras localizadas entorno de La Vacama y La Laguna de Nisibón están desarrolladas en micritas bioclásticas, ricas en fragmentos de corales y conchas de gasterópodos y lamelibranquios, y sobre todo nódulos centimétricos tipo rodolitos. Los nódulos pertenecen a costras de algas nodulares, constituidas de capas milimétricas concéntricas, desarrolladas unas sobre las otras.



Foto 8: Afl. 61JM9117. Caliza y costras algales de tipo rodolito.

Esta litofacies se corresponde con depósitos marinos muy internos, en la zona intermareal. Las muestras similares tomadas en la Hoja El Salado han revelado una importante biofase, rica en metazoarios: abundantes detritos rodados de coral muy perforados por los litófagos, detritos de equínidos, fragmentos de moluscos bivalvos y gasterópodos, tubos de anélidos poliquetos de tipo serpula, caparazones de ostrácodos (Pancrustáceos). Las marcas de actividad de cianobacterias son abundantes, con pequeños encostramientos y una fuerte micritización de ciertos bioclastos. Además existen algunas conchas de foraminíferos bentónicos (Discorbidae, Cibicides (¿) y Amphistegina sp.). La particularidad de las muestras se debe sobre todo a la estructura del cemento micrítico: este es característico de medio marginal-litoral con marcas de orientación del depósito: los huecos están rellenos por sedimento interno, micrítico granoclasificado, cubierto de calcita en mosaico. Los poros están tapizados por una fina franja de calcita drúsica, y colmatados por calcita en mosaico. Localmente se desarrollan concreciones de calcita en ciertos constituyentes, característico de una exposición sub-aérea.

2.3 LA FORMACIÓN LA ISABELA EN LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE ORIENTAL

En esta región, al igual que en la Costa Norte y en la Llanura Costera del Caribe, aparecen un rocas predominantemente calizas con restos de arrecifes de coral y dispuestas en escalones que descienden hacia el mar desde unos 40 m de altura. Es un equivalente de la Fm La Isabela, que se distribuye a lo largo de la Costa Norte de la Republica Dominicana, al menos desde Nagua hasta las inmediaciones de Punta Rusia. Fue descrita por Marcano F.E. y Tavares I. en 1982, en las proximidades de la poblacion costera de La Isabela, en el NO de la Provincia de Puerto Plata.

La formacion está constituida por un tramo basal, de unos 15 m, de arenas y limos margosos marinos, con intercalaciones arenoso-conglomeraticas, que pasan rapidamente, mediante una discordancia erosiva, a otro tramo más potente de calizas arrecifales, que definen la parte alta de la serie.

Dentro del tramo basal, se puede distinguir:

- Sistemas fluviales y deltaicos: conglomerados y arenas de medias a gruesas, con morfologias canaliformes y estratificaciones inclinadas hacia mar. En ocasiones incluyen corales y moluscos retrabajados. Representan la entreda de terrigenos a zonas protegidas costeras a través de arroyos y rios, formando pequenos delstas.
- Lagoons y bahias protegidas: margas, limos y arenas carbonatadas, amarillas, muy ricas en moluscos y corales, en ocasiones intensamente bioturbadas por *Thalassionides* y con parches arrecifales de *Musismilia*.

En la parte alta, se puede distinguir:

- Talud arrecifal: calcarenitas y calciruditas bioclasticas bien estratificadas hacia el mar. Incluyen niveles retrabajados de *Acropora cervicornis* (Lamark).
- Armazon arrecifal: calizas masivas con colonias de *Montastrea* sp., *Porites* sp., *Diploria* sp., *Siderastrea* sp. y *Favia* sp.. Hacia mar dominan colonias de *A. cervicornis* (Lamark) y *A. palmata* (Lamark).

Aunque en estudios previos se le otorga una edad Pleistoceno inferior a la Fm La Isabela. Considerando las características estratigráficas de sus depósitos, la cota topográfica, los diferentes grados de karstificación que presenta y el modelo de apilamiento de secuencias sedimentarias, todo parece indicar una etapa continuada de producción de carbonatos arrecifales desde, al menos, el Pleistoceno a la actualidad. Sin embargo, la ausencia de buenos organismos datadores nos hace imposible fechar con precisión su base, que, al menos, es más reciente que Plioceno inferior, edad atribuida al techo de las margas de la Las calizas de Los Haitises infrayacentes.



Figura 7: Modelo sedimentario para la Fm La Isabela en La Llanura Costera del Caribe oriental (de Braga Alarcon J.C., 2009).

2.3.1 Fm La Isabela. Plataforma superior. Calizas arrecifales (7). Pleistoceno. Q₁₋₃

Los afloramientos de esta facies son prácticamente inexistentes por lo que han sido cartografiados por extrapolación de las facies descritas en la Hoja El Salado. Los únicos puntos de observación han sido reconocidos al Oeste de la Bahía de Maimón, sobre la plataforma de Los Guayos. En este sector se localizan algunos bloques de biocalcarenita blanca, muy recristalizada, rica en bioclastos milimétricos (61JM9178, 179). Alrededor de esta zona, las calizas de la Fm La Isabela están recubiertas por una película arcillosa, sin duda relacionado con la alteración, que impide cualquier observación.

2.3.2 Complejo litoral fósil superior. Duna fósil. Calcarenitas (8). Pleistoceno. Q₁₋₃

Un lentejón de calcarenita, observado cerca de la costa, ha sido cartografiado, en la zona de La Piedra del Inglés (61JM9114). Se trata de una calcarenita laminada, bastante frágil, que presenta todas las características de un antiguo cordón de dunas.

2.4 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES CUATERNARIAS

2.4.1 Alteritas de formaciones cretáceas

Tanto el clima tropical antiguo (Mioceno Medio, Plioceno Superior) como el actual, son el origen de una alteración laterítica intensa del sustrato que no excluye ningún tipo de roca. Probablemente más importantes a su origen, las alteritas aparecen reducidas en la actualidad, eliminadas en su mayoría por la erosión. Son generalmente **saprolitas**, que corresponden a una arcillización de las facies subyacentes, sobre potencias métricas. En general han evolucionado poco y la roca madre conserva toda su estructura original. Cuando la alteración ferrolítica ha tenido mayor intensidad, da origen a **arcillas moteadas o abigarradas**, y la estructura de la roca madre se pierde. Este es el caso de numerosos sectores, puestos de manifiesto con ocasión de los trabajos de excavación en los taludes de los caminos. Los sectores donde la alteración ferrolítica fue más intensa presentan algunos fragmentos y pisolitas de hidróxidos de hierro pero, en la Hoja de El Salado, la alteración jamás alcanza el estadio de la formación de costra ferruginosa.

Sobre las formaciones del Cretácico superior, las alteritas están representadas por arcillas marrones a rojizas, en parte desplazadas sobre las laderas de los relieves por efecto del flujo hidrogravitatorio.

2.4.2 Abanicos aluviales de baja pendiente. Limos con arenas, cantos y bloques (9). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

La ladera NE de la unión cretácica de las lomas de Los Cacaos y La Elsa está cubierto por una película de guijarros, gravas, limos y arcilla. Este recubrimiento es discordante sobre los terrenos cretácicos pero igualmente sobre las calizas de los Haitises localizadas más abajo del relieve. El espesor de estos coluviones puede ser muy escaso, particularmente en la

parte alta de las laderas y en las cabezas de los arroyos, donde se eliminan regularmente por las avenidas; en las partes bajas puede alcanzar varios metros de potencia. Debe significarse que a menudo es difícil establecer su límite con la alteración in situ del sustrato.

Estos depósitos se componen de material in situ, apenas transportado bajo el efecto de la alteración meteórica y de los flujos de agua. La naturaleza de este material está condicionada por la del sustrato. En general, se trata de coluviones arcillo-arenosos, con fragmentos líticos, provenientes de la denudación de las alteritas-areniscas del Cretácico Superior.

2.4.3 Coluvion y glacis. Arcillas con arenas, cantos y bloques (10). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Este punto está representado por los recubrimientos que tapizan los terrenos cretácicos a una y otra parte de los valles de los ríos Maimón y Ampolla. Se corresponden con capas sub-horizontales de arcilla rosa-rojiza a gravas, cantos y fragmentos retrabajados del cretácico, con una fuerte proporción de cantos de radiolaritas. Localmente, estas gravillas centimétricas ferro-manganesíferas son abundantes. Los actuales cursos de agua están encajados y erosionan estos depósitos.

2.4.4 Llanura de inundación. Cantos, gravas, arenas y lutitas (11). Pleistoceno- Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Se corresponden con una capa de aluviones antiguos, de gran extensión con geometría de delta y localizados en la parte baja del arroyo La Vacama, tras atravesar el paleo-acantilado. Los datos radiométricos indican una fuerte anomalía en potasio. Están formados por gravas a cantos y arenas correspondientes a los terrenos cretácicos con una matriz arcillosa. Son seguramente poco gruesos y residuales.

2.4.5 Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (12). Holoceno. Q₄

La mayoría de los ríos están actualmente en fase erosiva y el agua circula directamente sobre el sustrato rocoso al que erosiona. Este es el caso de los ríos Maimón y Ampolla. Sólo los arroyos La Vacama y La Cortina presentan un relleno de potencia métrica proveniente

del transporte por escorrentía de elementos retrabajados del substrato cretácico. Están formados por arenas y gravas con una proporción importante de arcilla y limos.

2.4.6 Área pantanosa. Lutitas (13). Holoceno. Q₄

Las zonas pantanosas constituyen una franja continua pero de anchura muy variable, que se limita contra el cordón litoral. La escasa pendiente y una vegetación hidrófila contribuyen a retener las partículas más finas liberadas por erosión. Los depósitos están representados, esencialmente, por arenas finas grises, amarillas a pardo negruzcas, por limos y arcillas negras, muy ricas en materia orgánica.

2.4.7 Laguna. Lutitas (14). Holoceno. Q₄

En el núcleo de las zonas pantanosas, la hoja topográfica marca la existencia de una extensión perenne de agua dulce de algunos kilómetros cuadrados desarrollado frente a Los Tocones. Como en las zonas pantanosas, los depósitos detríticos asociados están representados por arenas finas y arcillas grisáceas de algunos decímetros a metros de potencia, ricos en materia orgánica más o menos descompuesta.

2.4.8 Manglar. Lutitas con vegetación abundante (15). Holoceno. Q₄

En el entorno de la Bahía de Maimón, y la desembocadura del Río Maimón, existe una zona de manglar sometida a la influencia de las mareas. No se ha encontrado afloramiento alguno que permita una descripción detallada. Tan sólo puede constatar su composición lutítico-arenosa. Su espesor se sitúa dentro de valores métricos.

2.4.9 Cordón litoral y playa. Arenas (16). Holoceno. Q₄

El cordón de dunas actual (de 2 a 5 m de alto) constituye una franja de algunos cientos de metros de ancho, a lo largo del litoral atlántico, alimentado por las arenas de la costa. Estas arenas, de origen marino, están constituidas en su mayoría por granos de sílice. Su color va del gris-beige al blanco y están muy presentes en los paisajes de algunas playas de la costa. La acumulación y establecimiento de los edificios dunares provocaron el bloqueo de los aguas dulces que provenían del interior, esta presa natural es el origen de la formación de las zonas de ciénagas y de las lagunas anteriormente mencionadas.

Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27	
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY
61JM9006	18.86753	-68.72049	529 394	2 085 999
61JM9013	18.85971	-68.72624	528 789	2 085 133
61JM9032	18.84930	-68.72266	529 168	2 083 981
61JM9053	18.85270	-68.70513	531 014	2 084 360
61JM9063	18.86058	-68.69875	531 685	2 085 234
61JM9105	18.84925	-68.70237	531 306	2 083 979
61JM9108	18.84774	-68.69178	532 422	2 083 814
61JM9114	18.84090	-68.61607	540 399	2 083 072
61JM9117	18.86204	-68.67624	534 056	2 085 399
61JM9144	18.93269	-68.70713	530 789	2 093 210
61JM9176	18.86941	-68.74410	526 906	2 086 202
61JM9178	18.84403	-68.65223	536 588	2 083 411
61JM9179	18.84446	-68.65446	536 353	2 083 459
61JM9187	18.83495	-68.67603	534 083	2 082 401
61JM9190	18.83892	-68.67593	534 093	2 082 841
61JM9201	18.84409	-68.68486	533 151	2 083 411
74JM9007	18.71334	-68.65610	536 257	2 069 145
74JM9177	18.72955	-68.69101	532 573	2 070 931
74JM9196	18.74237	-68.73527	527 905	2 072 342
74JM9461	18.81309	-68.72125	529 371	2 080 170
74JM9591	18.67829	-68.66701	535 114	2 065 264
74JM9594	18.70018	-68.64394	537 542	2 067 691
74JM9595	18.70005	-68.64230	537 715	2 067 677
74JM9645	18.78939	-68.69767	531 860	2 077 551
74JM9668	18.82898	-68.69076	532 581	2 081 933

Tabla 2: Localización de los afloramientos citados en el texto.

3 GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS

3.1 METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Para la interpretación de la petrogénesis e historia tectónica de las rocas ígneas de la Cordillera Oriental, en el sector de Ramón Santana, Guaymate, Salvaleón de Higüey, El Salado y La Vacama, la metodología seguida en este trabajo consistió en integrar un gran volumen de datos petrológicos y geoquímicos, en lo posible de los tipos litológicos poco o nada deformados y/o metamorfozados/alterados hidrotermalmente. Para ello, la composición de elementos mayores y trazas fue obtenida en más de 100 muestras de roca total, molida en ágata y analizada mediante ICP-MS en ACME Analytical Laboratories Ltd en Vancouver. Existe un informe complementario sobre la geoquímica y la petrología de las rocas mágnicas de la Cordillera Oriental.

Para los óxidos de elementos mayores, los límites de detección son <0,01% excepto para Fe₂O₃ (0,04%), P₂O₅ (0,001%) y Cr₂O₃ (0,002%); para los elementos trazas son típicamente <0,1 ppm y para las tierras raras <0,05 ppm, e incluso <0,01 ppm. En detalle, los límites de detección (en ppm) fueron: Ba, 1; Be, 1; Co, 0,2; Cs, 0,1; Ga, 0,5; Hf, 0,1; Nb, 0,1; Rb, 0,1; Sn, 1; Sr, 0,5; Ta, 0,1; Th, 0,2; U, 0,1; V, 8; W, 0,5; Zr, 0,1; Y, 0,1; La, 0,1; Ce, 0,1; Pr, 0,02; Nd, 0,3; Sm, 0,05; Eu, 0,02; Gd, 0,05; Tb, 0,01; Dy, 0,05; Ho, 0,02; Er, 0,03; Tm, 0,01; Yb, 0,05; Lu, 0,01; Mo, 0,1; Cu, 0,1; Pb, 0,1; Zn, 1; Ni, 0,1; As, 0,5; Cd, 0,1; Sb, 0,1; Bi, 0,1; Ag, 0,1; Au, 0,5 (ppb); Hg, 0,01; Tl, 0,1; y Se, 0,5. La precisión y exactitud analítica fue estimada analizando los estándares internacionales STD CSC y SO-18, así como mediante análisis duplicados de algunas muestras. En general, la precisión del estándar fue mejor de ± 1% y la exactitud en los análisis duplicados mejor de 0,5%. El Fe procedente de los análisis fue Fe total como Fe₂O₃, por lo que fue recalculado como $Fe_{2O3t} = Fe_{2O3} + FeO \cdot 1,11135$ y $Fe_{Ocalc} = FeO / (FeO + Fe_{2O3})$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO₂ a P₂O₅ fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como $100 \cdot mol\ MgO / (mol\ MgO + mol\ FeO_t)$, donde $FeO = 0,8 \cdot Fe_{2O3t}$ y $Fe_{2O3} = 0,2 \cdot Fe_{2O3t}$. Las composiciones de referencia utilizadas para el manto primordial y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y McDonough (1989).

En una primera aproximación, los datos geoquímicos fueron utilizados para discriminar las muestras en contextos magmáticos relacionados o no con procesos de subducción, y su impacto en la definición de unidades cartográficas. Existen numerosos autores que han propuesto criterios geoquímicos que discriminan rocas formadas en diferentes medios tectónicos, como los relacionados con un arco isla (Pearce, 1983; Wood et al., 1980; Shervais, 1982; Pearce et al., 1984; Taylor y Nesbitt, 1995; Pearce y Parkinson, 1993; Pearce y Peate, 1995). Para rocas volcánicas de arco alteradas, los principales elementos traza utilizados son Zr, Nb, Hf, Ta, Ti e Y (high field strength elements, HFSE), que proporcionan una guía preliminar de la afinidad petrológica y tectónica de las rocas volcánicas básicas e intermedias. Otros elementos traza resistentes a la alteración utilizados son las REE (rare earth elements) y el Th. El Th es un LFSE (low field strength element) que, a diferencia de otros elementos de este grupo (Rb, Ba, Sr, Cs, U y Pb), resiste los procesos de alteración y metamorfismo, y proporciona la única oportunidad de comparar el comportamiento primario de estos dos grupos (LFSE vs HFSE), que refleja procesos operativos en medios tectónicos específicos. En este trabajo, la concentración de estos elementos inmóviles fue expresada en diagramas normalizados respecto al manto primitivo (PM; primitive mantle) y N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt) de Sun y McDonough (1989), ordenados siguiendo su compatibilidad creciente (de izquierda a derecha) en un fundido basáltico. De forma complementaria se utilizaron diagramas que utilizan relaciones de elementos traza para discriminar entre varios medios tectónicos relacionados o no con arcos isla. Los datos isotópicos de Sr-Nd procedentes de la bibliografía fueron utilizados en algunos casos junto con los geoquímicos de elementos traza, para interpretar la naturaleza de la fuente mantélica y, particularmente, como evidencia de la influencia o no de plumas mantélicas y de la litosfera continental en la petrogénesis de las rocas ígneas.

En el ámbito geológico incluido en la cartografía del Proyecto Sysmin se reconoció una relativa gran variedad composicional de tipos magmáticos básicos que tienen análogos en medios oceánicos modernos, los cuales proporcionan el marco para la interpretación geoquímica e isotópica. Las rocas volcánicas no relacionadas con procesos de subducción fueron comparadas respecto a los basaltos N-MORB (normal mid-ocean ridge basalts), E-MORB (enriched-MORB) emitidos en dorsales influenciadas por plumas, y OIB (ocean island or oceanic intra-plate basalts) relacionados con la actividad de plumas mantélicas. Los basaltos transicionales son aquellos que tienen características geoquímicas intermedias entre los toleíticos y alcalinos según Winchester y Floyd (1977). Las rocas volcánicas de medios de arco se caracterizan por un enriquecimiento de LFSE (Th) relativo respecto a los

más incompatibles HFSE (Nb-Ta), y empobrecimiento en Nb (y Ta) respecto a La. Los tipos reconocidos fueron característicos de arcos intraoceánicos: boninitas fuertemente empobrecidas en elementos incompatibles, andesitas ricas en Mg, basaltos toleíticos IAT (island arc tholeiites) variablemente empobrecidos en Ti o LREE, andesitas y basaltos calc-alkalinos CAB (calc-alkalic basalts), rocas volcánicas félsicas de composición dacítica-riolítica asociadas con las series IAT-CAB y adakititas. Las rocas plutónicas que forman las unidades o batolitos ultramáfico-gabroico-tonalíticos fueron caracterizadas geoquímicamente siguiendo un procedimiento similar.

Sin embargo, las rocas ígneas volcánicas y subvolcánicas de la zona estudiada fueron variablemente deformadas, metamorfizadas e hidrotermalizadas; por lo tanto, antes de hacer interpretaciones petrogenéticas basadas en la geoquímica de roca total, se debe evaluar la movilidad de los elementos utilizados. Los elementos inmóviles bajo un amplio rango de condiciones metamórficas, incluyendo la alteración de fondo oceánico a relaciones agua/roca bajas y moderadas (Bienvenu et al. 1990), son los elementos de transición (V, Cr, Ni y Sc), los HFSE, las REE y el Th. También, los minerales accesorios con REE son estables si no han sufrido un metamorfismo intenso, así como la desaparición parcial de los minerales portadores de las LREE no afecta significativamente la relación isotópica Sm-Nd a la escala de roca total. Por otro lado, la buena correlación obtenida entre el Zr frente a Th, Nb, La, Sm, Ti y Yb sugiere que estos elementos traza fueron relativamente inmóviles durante el metamorfismo, y las diferencias que muestran en la relaciones son debidas a un variable grado de fusión o a diferencias en la fuente mantélica.

El presente capítulo describe las características geoquímicas de las rocas ígneas y metamórficas que constituyen el basamento pre-Cretácico Superior en el sector de Ramón Santana, Guaymate y Salvaleón de Higüey, así como las rocas ígneas Terciarias del área de El Salado. De estas zonas no existen prácticamente datos geoquímicos publicados. Los incluidos en la bibliografía geológica de la zona principalmente proceden de los trabajos de Bellon et al. (1985), Boisseau (1987), Bourdon (1985) y Bourdon et al. (1893 y 1984).

3.2 ASOCIACIÓN PLUTÓNICA DE LA CURTIEMBRE

3.2.1 Introducción

Al Oeste de la carretera que une Higüey con Miches, presenta una cartográfica compuesta por dos grupos de rocas: un conjunto de rocas sedimentarias siliciclásticas y volcánicas piroclásticas/epiclásticas del Cretácico Superior y una serie de rocas ígneas plutónicas de composición máfica a intermedia denominada asociación plutónica de La Curtiembre.

Localizada en la mitad occidental de la Hoja de El Salado, las rocas ígneas máficas e intermedias de la asociación plutónica de La Curtiembre constituyen varios plutones localizados en las elevaciones topográficas de la Loma La Sierra, La Guarapa y Palo Amargo, así como afloran en la vertiente oriental de las colinas de La Curtiembre. La asociación está compuesta por gabros hornbléndicos, dioritas hornbléndicas y cuarzo-monzodioritas con clinopiroxeno inequigranulares, principalmente. Estas rocas intruyen en las turbiditas siliciclásticas de la Fm Las Guayabas, las turbiditas calciclásticas y siliciclásticas de la Fm Río Chavón, y las alternancias de lutitas y areniscas carbonatadas del Mb El Bonao de la Fm Loma de Anglada. Por lo tanto, la edad de las intrusiones es posterior al Campaniense-Maastrichtiense, posiblemente Paleoceno-Eoceno. De forma consistente con los datos de campo, el macizo de La Curtiembre ha sido datado por el método K-Ar en roca total, obteniéndose una edad de $57,6 \pm 2,9$ Ma correspondiente al Paleoceno superior (Bellon *et al.*, 1985). Estos autores aportan datos geoquímicos para los magmas que se caracterizan por elevados contenidos en K₂O y Ba propios de una serie orogénica potásica. En las rocas de la asociación plutónica de la Curtiembre no se ha observado el desarrollo de fábricas deformativas penetrativas.

En la asociación plutónica de La Curtiembre se han analizado geoquímicamente los gabros hornbléndicos de grano fino-medio porfídicos (6472IIM9420), gabros hornbléndicos inequigranulares (6472IIM9339) y dioritas hornbléndicas de grano medio a grueso (6472IIM9157).

3.2.2 Descripción de los materiales

Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre analizadas cubren un rango en el contenido en SiO₂ de entre (48,5 a 58,1 wt.%) y exhiben una composición en

elementos mayores y razas homogénea. En el diagrama Q-P de Debon y Le Fort (1983; no mostrado), las muestras estudiadas se clasifican como gabro/dioritas y cuarzo-dioritas. Estas rocas presentan contenidos en K₂O relativamente altos de entre 1.5 y 2.9 wt.%. Como refleja su mineralogía, en la que el mineral máfico es predominantemente anfíbol hornblenda y subordinadamente clinopiroxeno, todas las muestras son metalumínicas (índice de Al<1). Composiciones metalumínicas, mineralogía con anfíbol como máfico, y la presencia de enclaves ígneos máficos microgranudos, indican una derivación del plutonismo de la asociación de la Curtiembre a partir de fuentes infracorticales, clasificándose como de tipo I según Chappell and Stephens (1988). Las rocas plutónicas analizadas son comparadas en las figuras con el rango composicional del Batolito de Loma de Cabrera de la Cordillera Central, las rocas félsicas volcánicas de la Fm Los Ranchos y los batolitos tonalíticos de la Cordillera Oriental, y los basaltos del Mb Loma La Vega de la Cordillera Oriental.

Las muestras pueden ser clasificadas en dos grandes grupos en función de su contenido en sílice: máficas y ácidas (>55%wt SiO₂). Las rocas máficas presentan un empobrecimiento de Th y Nb característico de un magmatismo de tipo "arco" (Nb/Th<5; Whalen et al., 1997), y ausencia de características geoquímicas propias de acumulados, que estarían definidas por altos contenidos en Mg#, Ni, Cr y anomalías positivas de Sr y Eu. Las rocas plutónicas máficas y ácidas están relativamente fraccionadas (Mg#=57-44) y enriquecidas en LILE y LREE, así como muestran anomalías positivas en Pb y Sr.

Consideradas en conjunto, las rocas plutónicas de la asociación plutónica de la Curtiembre presentan un contenido en SiO₂ entre 48,5 y 58,1 wt.%, para contenidos bajos-medios en TiO₂ de entre 0,7 and 1,3 wt.%. Presentan contenidos medios y bajos en MgO (7,7-2,6), Al₂O₃ (15,3-18,0) y CaO (10,9-6,7). Las rocas son más ricas en Ti que las rocas del batolito de Loma de Cabrera, que define una tendencia de bajo-medio contenido en Ti. Los contenidos en Nb son relativamente altos (3,4-7,9 ppm) y se corresponden con los de Ti, aunque pueden ser debido a contaminación. Poseen valores de la relación Nb/Th bajas (<4,6), propias de magmas de arco. Los valores de la relación (La/Yb)_{CN}<10 (1,1-4,9; normalizada respecto a la condrita) indican contenidos relativamente bajos en La, concordantes con los valores bajos de la relación Sr/Y (<50).

En el diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial las muestras de la asociación plutónica de la Curtiembre presentan un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]_N=1,2-1,4) y un empobrecimiento de HREE ([Sm/Yb]_N=1,8-3,5), sin una anomalía

negativa clara en Eu producidas por la fraccionación de la plagioclasa. Estas rocas presentan anomalías negativas más o menos acusadas de Nb respecto al Th y La, y de Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,2-0,4$), así como elevadas abundancias de LILE tales como Rb, Ba, K, Pb y Sr, típicos de magmas de zonas de subducción. Son composicionalmente similares a las rocas máficas y ácidas de arco del batolito de Loma de Cabrera, aunque posiblemente presentan un mayor grado de fraccionación. En las Figura 11 presentan un patrón distinto a las rocas máficas y félsicas de la Fm Los Ranchos, pero similar a las rocas basálticas del Mb Loma La Vega del Cretácico Superior.

Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre ($>55\%wt\ SiO_2$) son representadas en los diagramas tectonomagmáticos de elementos traza de Wood (1980), en los que se puede deducir una afinidad tectónica (Figura 8). Estos diagramas indican que las rocas de la asociación proceden de magmas máficos relacionados con subducción y sugieren una afinidad calcoalcalina. Sin embargo, en el diagrama tradicional de Si_2O frente al FeO^*/MgO presentan una afinidad toleítica. No obstante, el contenido en FeO^* y Nb-Ta puede haber aumentado debido a una contaminación cortical por procesos de AFC, o posiblemente resultado de una contaminación durante el proceso de molido. Las muestras de rocas plutónicas máficas y ácidas poseen un carácter de arco volcánico (VAG; volcanic-arc) en los diagramas tectonomagmáticos de granitoides de Pearce et al. (1984). Las rocas plutónicas de la asociación plutónica de La Curtiembre derivan de la fusión parcial de, esencialmente, un manto lherzolítico con espinela y granate, fuertemente modificado por componentes procedentes de la lámina que subduce. Los valores elevados de las relaciones $Yb/CN > 10$ y $Sr/Y > 16$ no se corresponden con una componente fundida de la lámina que subduce.

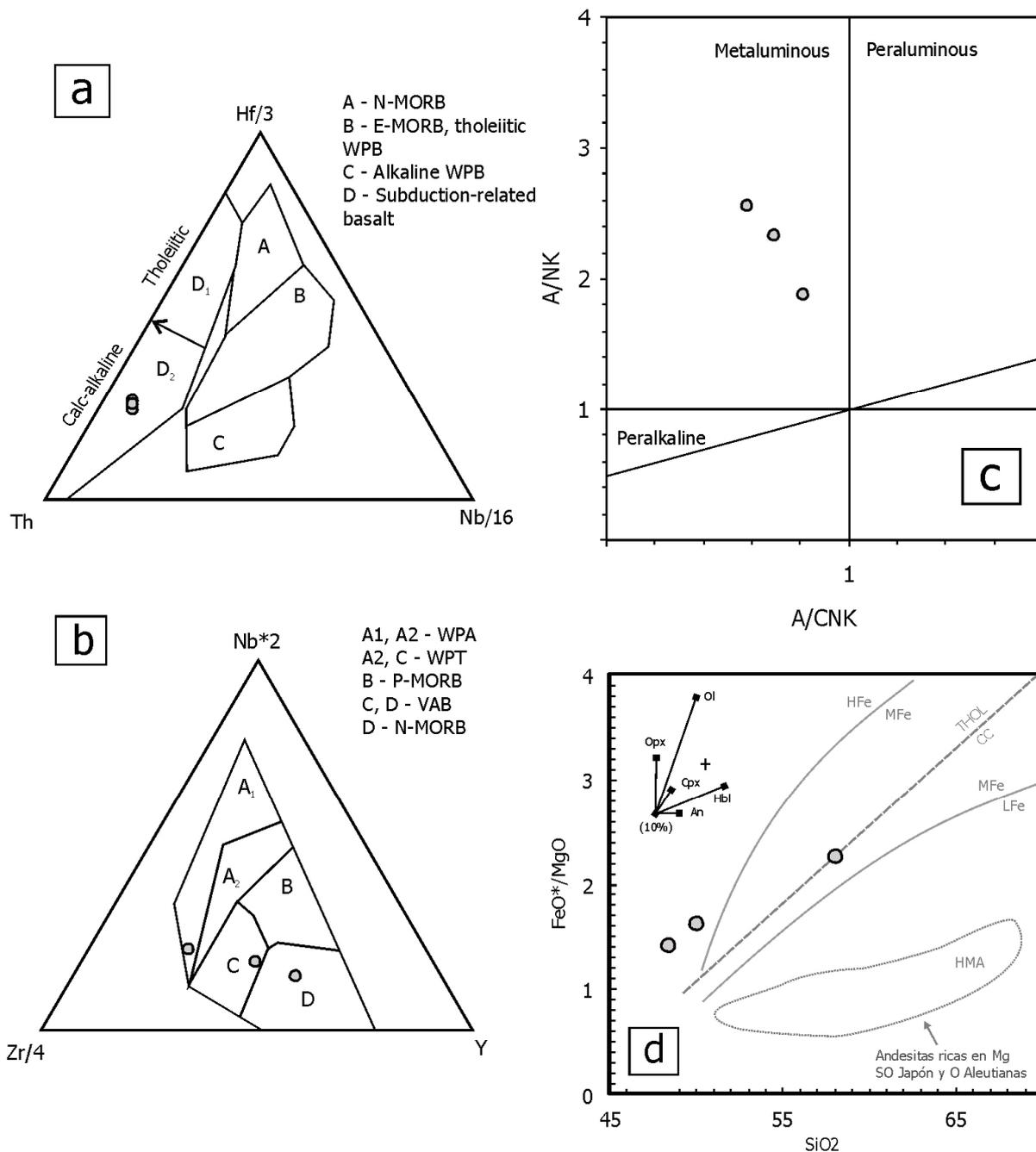


Figura 8 (a y b): Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama del índice saturación de Al frente al índice saturación de álcalis (Maniar y Piccoli, 1989); y diagrama SiO₂-FeO*/MgO de Arculus (1998) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de La Curtiembre.

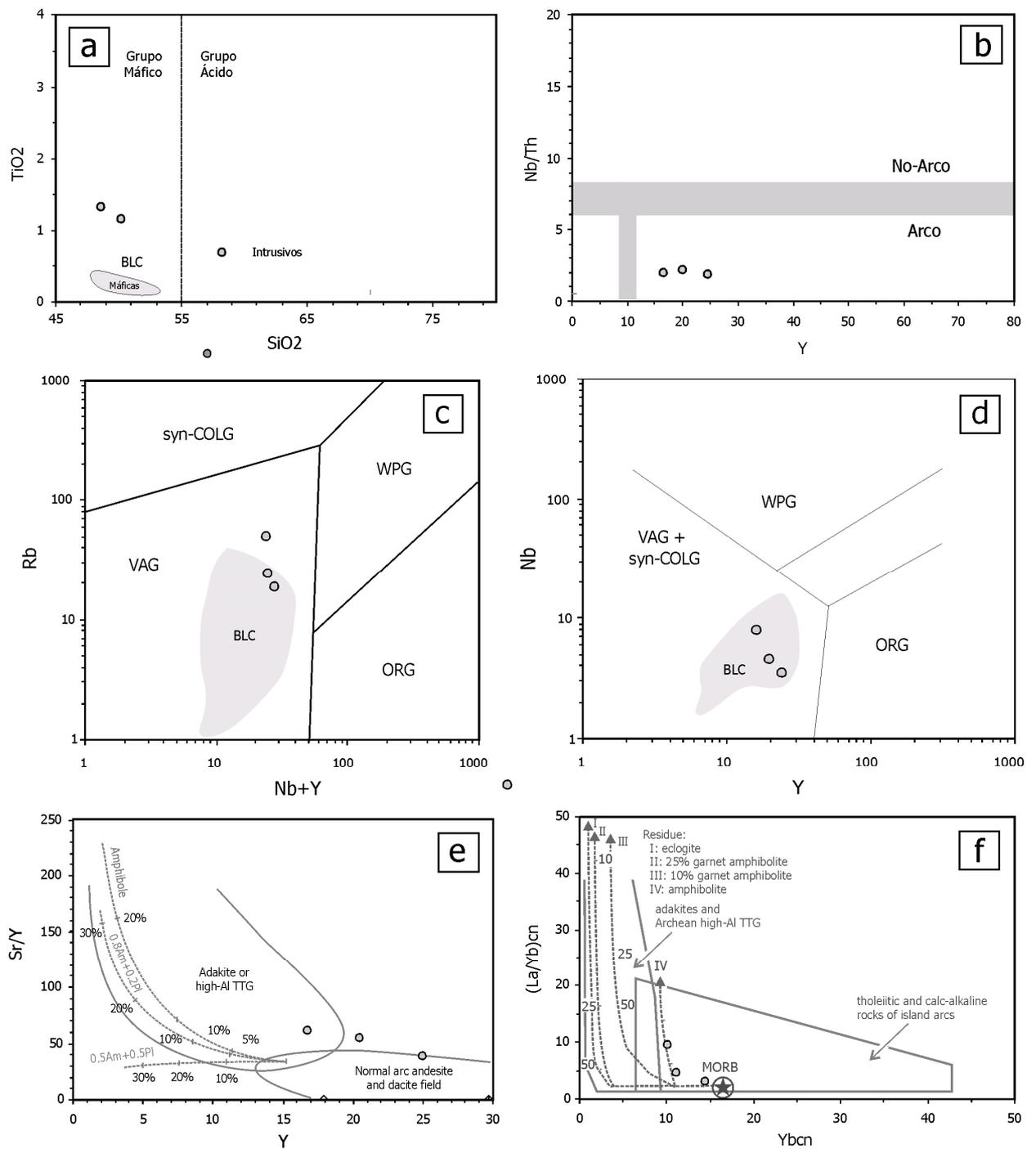


Figura 9: (a y b) Diagramas de TiO₂ frente al SiO₂ y Nb/Th frente al Y; (c y d) Diagramas tectonomagmáticos para granitoides de Pearce et al. (1984); y (e y f) Diagramas para discriminar rocas adakíticas de Drummond and Defant (1990).

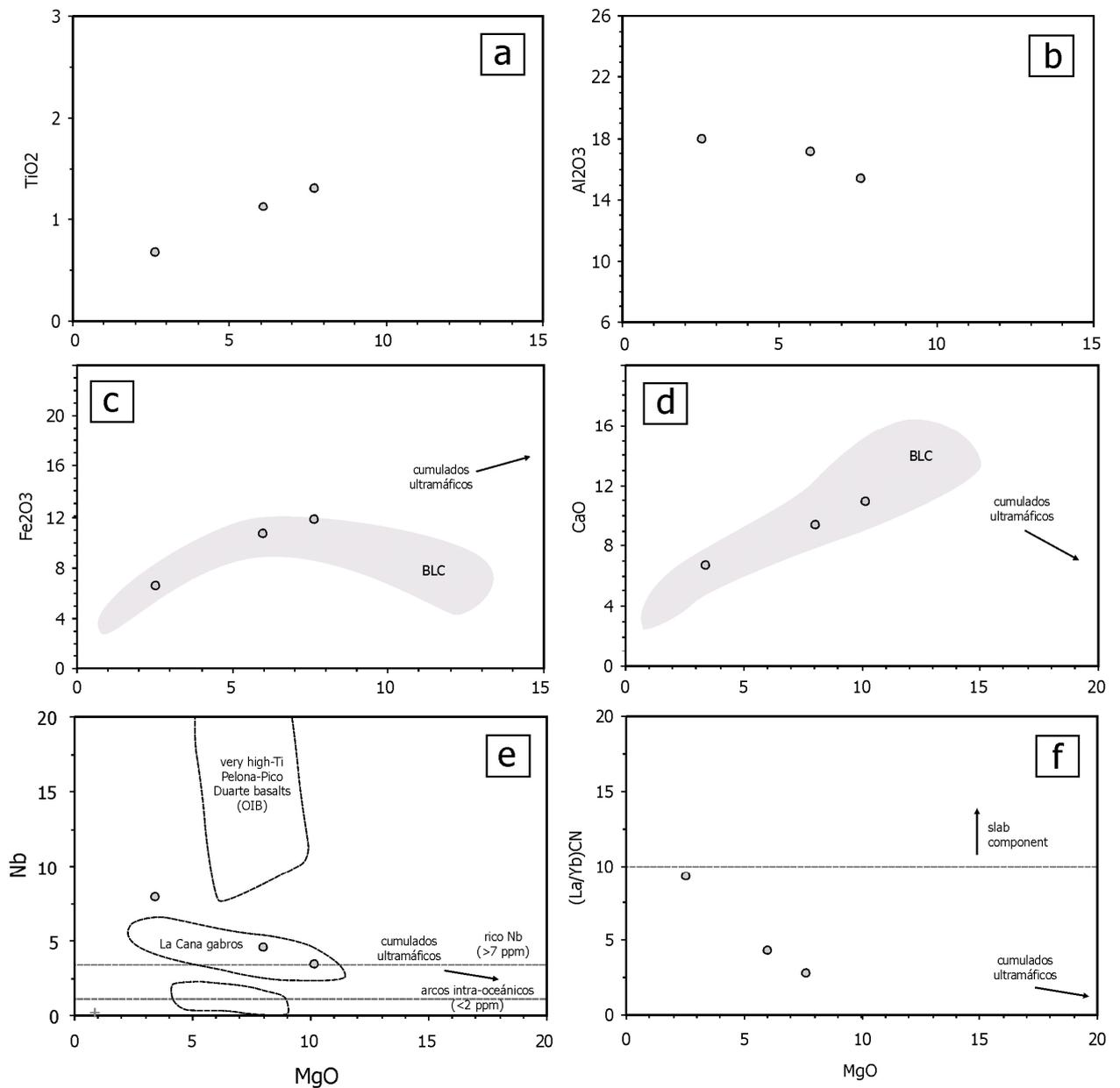


Figura 10: a, b, c, d, e y f) Diagramas de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, Nb y (La/Yb)_{CN} frente al MgO.

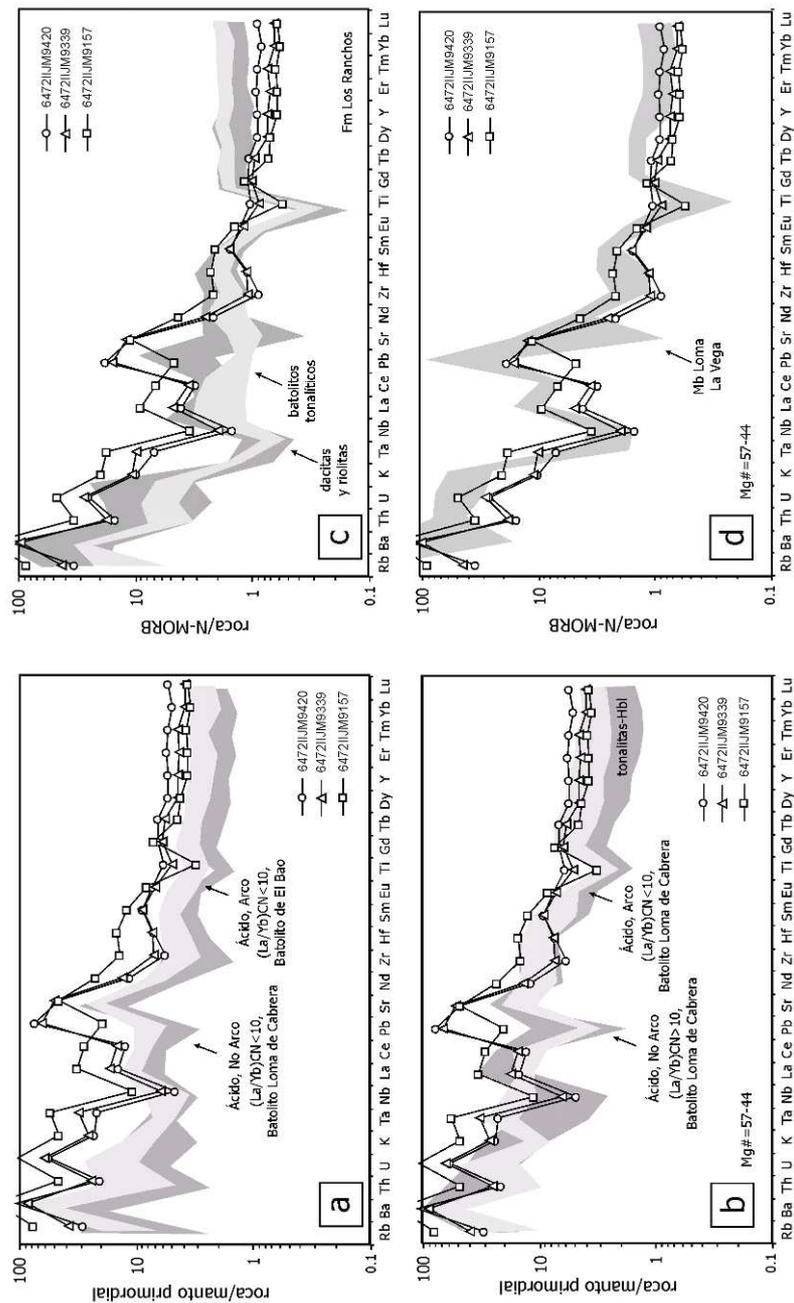


Figura 11: (a y b) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial y (c y d) D normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas plutónicas máficas y ácidas de la asociación plutónica de la Curtiembre. En las figuras estas rocas son comparadas con el rango composicional del batolito de Loma de Cabrera, las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, y los basaltos del Mb Loma La Vega.

Hoja	6472II	6472II	6472II
Long	-68,6709	-68,6639	-68,6810
Lat	18,7739	18,7602	18,7245
Muestra	6472IJM9420	6472IJM9339	6472IJM9157
SiO ₂	47,27	48,66	57,66
TiO ₂	1,28	1,1	0,67
Al ₂ O ₃	14,92	16,65	17,86
Fe ₂ O ₃	11,32	10,3	6,41
MgO	7,49	5,9	2,59
CaO	10,62	9,11	6,69
Na ₂ O	2,63	3,34	3,92
K ₂ O	1,42	1,56	2,86
P ₂ O ₅	0,17	0,21	0,35
MnO	0,21	0,16	0,15
Cr ₂ O ₃	0,014	0,007	0,003
LOI	2,2	2,6	0,5
C/TOT	0,04	0,06	0,04
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02
SUM	99,58	99,6	99,65
Mg#	57	53	44
Cs	0,2	0,2	0,3
Tl			<0,1
Rb	18,7	24,3	48,8
Ba	751	611	1113
W	<0,5	<0,5	<0,5
Th	1,8	2,1	4
U	1,2	1,3	2,2
Nb	3,4	4,5	7,9
Ta	0,9	1,3	2,3
La	9,9	11,7	22,7
Ce	22,6	26,4	50,3
Pb	5,4	4,7	1,4
Pr	3,49	3,86	7,37
Mo	0,3	0,6	0,2
Sr	993,2	1067,7	992,9
Nd	15,5	18,3	30,8
Sm	4,01	4,05	5,4
Zr	63,9	80,5	157,9
Hf	2,2	2,3	4,6
Eu	1,25	1,19	1,41
Sn	1	2	1
Sb	<0,1	0,2	0,3
Gd	3,95	3,65	4,25
Tb	0,71	0,62	0,48
Dy	4,02	3,3	3,12
Y	24,7	20,2	16,6
Ho	0,92	0,7	0,58
Er	2,68	2,07	1,76
Tm	0,4	0,33	0,28
Yb	2,47	1,91	1,74
Lu	0,4	0,29	0,27
Se	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	0,5	<0,5
Be	2	1	<1
Ga	17,1	18,9	21,3
V	387	355	174
Co	36,2	31,8	14,6
Ni	18,6	15,2	5,7
Cu	45,2	133,4	15,8
Zn	60	51	25
Cd	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	51	38	12
Ni	20	<20	<20
Ag	0,2	0,6	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	0,01	<0,01
Au	1,3	<0,5	<0,5

Tabla 3: Resultados de análisis químico de las muestras de la asociación plutónica de La Curtiembre.

4 TECTÓNICA

4.1 MARCO GEODINÁMICO

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribe que desempeña el papel de una zona de tapón entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico este; Placa Cocos y Placa Nazca. (Figura 12).

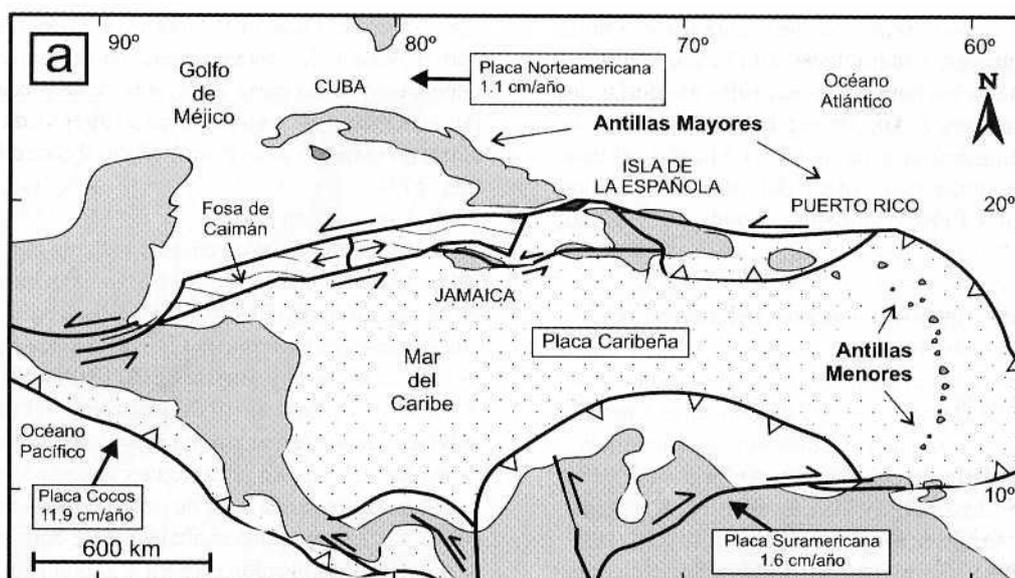


Figura 12: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002).

Las Antillas Mayores: Cuba, Jamaica, La Española y Puerto Rico pertenecen a la cadena norte-caribe cuya estructuración mayor corresponde a la colisión del margen sur de la Placa de América del Norte, con el arco volcánico de la «Proto-Placa» Caribe al final del Cretácico (Figura 13, Figura 14).

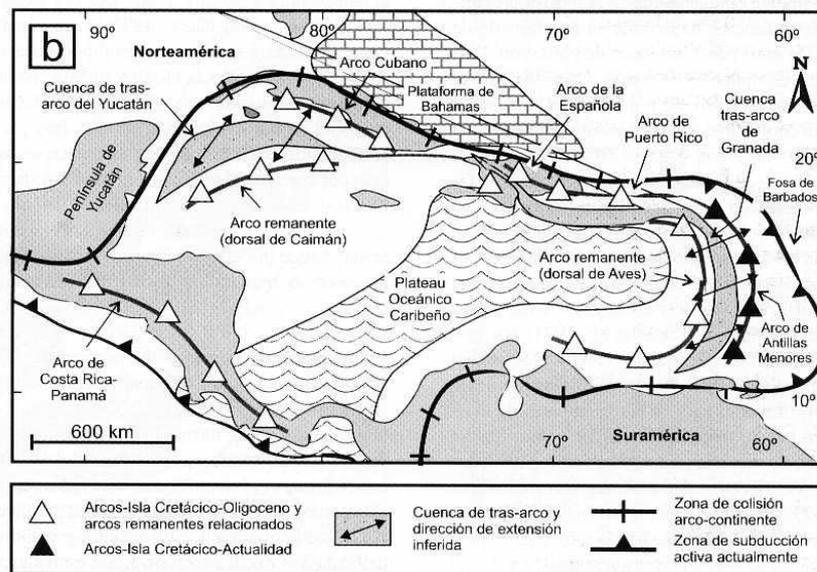


Figura 13: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. et al., 2002).

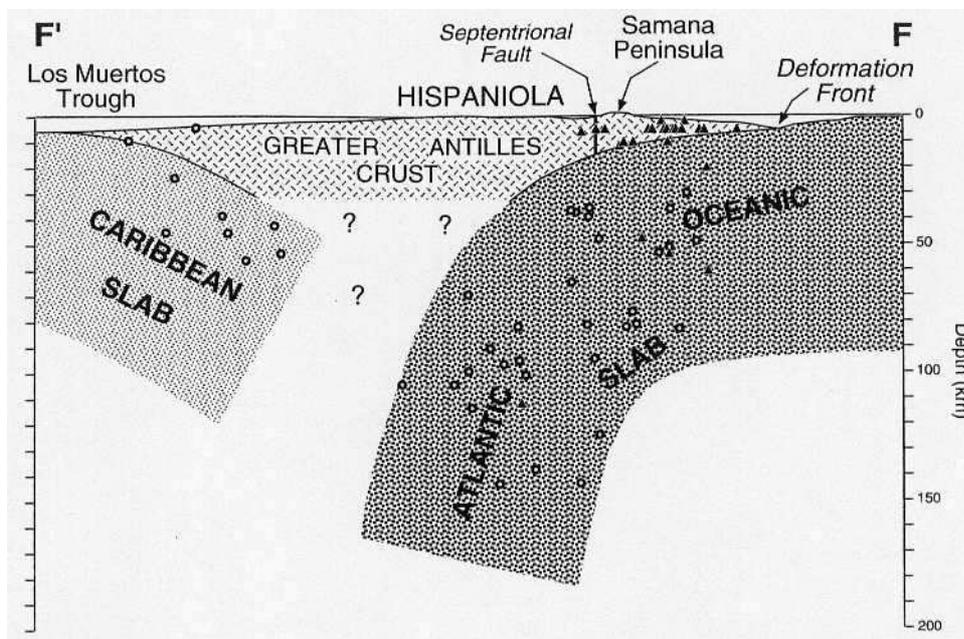


Figura 14: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. et al., 1998).

En su configuración actual (Figura 15), las Antillas Mayores están cortadas en tiras, separadas las unas de las otras por fallas de desgarre sinestro con dirección general E-O. Estas estructuras se insertan en un sistema de fallas transformantes complejas, el sistema Polochic/Caimán, activo desde el Terciario y cuya evolución, hasta los tiempos actuales, arrastra una estructuración nueva de la cadena.

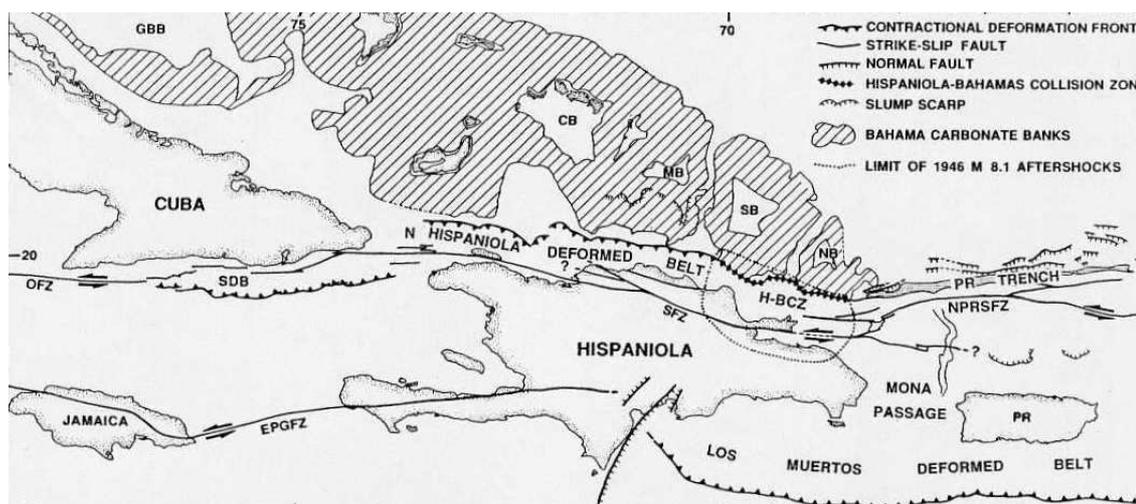


Figura 15: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caimán (Dolan J.F. et al, 1998).

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua OSO a SO del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco isla Cretácico caribeño, la cual se inició por lo menos en el Eoceno y continúa en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991; Draper et al., 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad magmática del arco isla y registran la colisión oblicua arco-continente en el norte, así como la subducción activa en el margen meridional de la isla (Dolan et al., 1998; Mann, 1999). El conocimiento y la interpretación de esta evolución geodinámica se apoyan en los trabajos de una comunidad internacional de científicos. Desde hace varios años han sido objeto de numerosos artículos publicados principalmente por:

- la Sociedad Geológica de América, en "Special Paper 262" en 1991 (Mann P., Draper G. y Lewis J.F.) y de "Special Paper 326" en 1998 (Dolan J.F. y Mann P.);

- el Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” de la Universidad de Barcelona, en el volumen 37 del “Acta Geológica Hispánica” en 2002 (Editores Pérez-Estaún A., Tavares I., García Cortés A. y Hernáiz Huerta P.P.);
- el Instituto Geológico y Minero de España, con el Boletín Geológico y Minero, volumen 118 de Abril-Junio 2007, número monográfico sobre la Geología de la República Dominicana (Editores Pérez-Estaún A., Hernaiz Huerta P.P., Lopera E. y Joubert M.).

Las diferentes figuras que ilustran nuestro propósito provienen de algunas de estas publicaciones.

4.2 ESTRUCTURA DE LA CORDILLERA ORIENTAL

En el marco del proyecto precedente Sysmin 2002-2004 (Proyecto L) la cartografía a 1:50 000 de 10 Hojas de la Cordillera Oriental ha facilitado bastante el avance en cuanto al conocimiento estructural de cierta porción de la República Dominicana. El texto y las figuras que siguen toman la síntesis estructural que completó los trabajos (García-Senz J. *et al*, 2007).

La Cordillera Oriental se extiende Este-Oeste, con una longitud de unos 135 kilómetros y una anchura de unos 35 kilómetros, en el área adyacente a la costa sur de la Bahía de Samana. Forma una sucesión de lomas incididas por una red de drenaje Norte-Sur que culminan a 736 metros de altura en Loma Vieja.

El límite norte de la Cordillera es la falla Meridional de Samaná que forma parte del sistema de fallas que se extienden hacia el NO a lo largo de la Cuenca del Cibao (Dixon T.H. y Daily M.I., 1981; de Zoeten R. y Mann P., 1991; Edgar N.T., 1991). Al Oeste se halla separada de las rocas cretácicas que forman el Cinturón Intermedio por el cabalgamiento de Hatillo (Bowin C., 1966). Hacia el Sur los relieves de la Cordillera Oriental disminuyen su altura y las rocas plegadas que la forman son cubiertas en discordancia por calizas arrecifales de edad plio-cuaternaria.

La evolución tectónica y sedimentaria es resultado de la subducción y colisión oblicua entre el borde norte de la placa del Caribe y la plataforma de las Bahamas (Burke K. *et al.*, 1978).

Un corte geológico a través del límite de placas (Figura 16) sitúa la Cordillera Oriental como un gran bloque volcano-plutónico de edad cretácica adyacente a las fallas E-O que limitan la cuenca de la Bahía de Samaná, rellena por 2900 m de sedimentos plio-cuaternarios (Edgar N.T., 1991). El basamento de esta cuenca se cree formado por las mismas rocas cretácicas expuestas en la Cordillera Oriental y diferente de las rocas del complejo metamórfico que forma la Península de Samaná. La fosa entre la Península de Samaná y el Banco de Navidad está situada en el límite entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana, como demuestra la actividad sísmica concentrada al Sur de la fosa (Dolan J.F. *et al.*, 1998).

Bowin C. (1975) presenta un mapa geológico y un mapa estructural de la isla de La Española que incluye por primera vez elementos estructurales de la Cordillera Oriental. Esta área permaneció sin embargo como una de las menos conocidas de la isla hasta el trabajo de Bourdon L. (1985), que integra una cartografía geológica 1:100.000, cortes geológicos seriados y análisis de orientaciones. L. Bourdon reconoce dos unidades principales, El Seibo y El Oro, cada una con distinta serie estratigráfica y diferente estilo de deformación. El mapa de Bourdon L. (1985) es reproducido casi sin cambios por Lebrón M.C. y Mann P. (1991), que aportan adicionalmente un corte geológico regional profundo, con pliegues de vergencia norte sobre una superficie de despegue situada a techo de la Formación Los Ranchos. Las recientes cartografías geológicas 1:50.000 del proyecto SYSMIN 2003-2004 demuestran que las formaciones estratigráficas y los elementos estructurales cruzan los límites de las unidades del Seibo y del Oro y por tanto resulta innecesaria esta subdivisión, simplificando en gran medida la geología de la Cordillera.

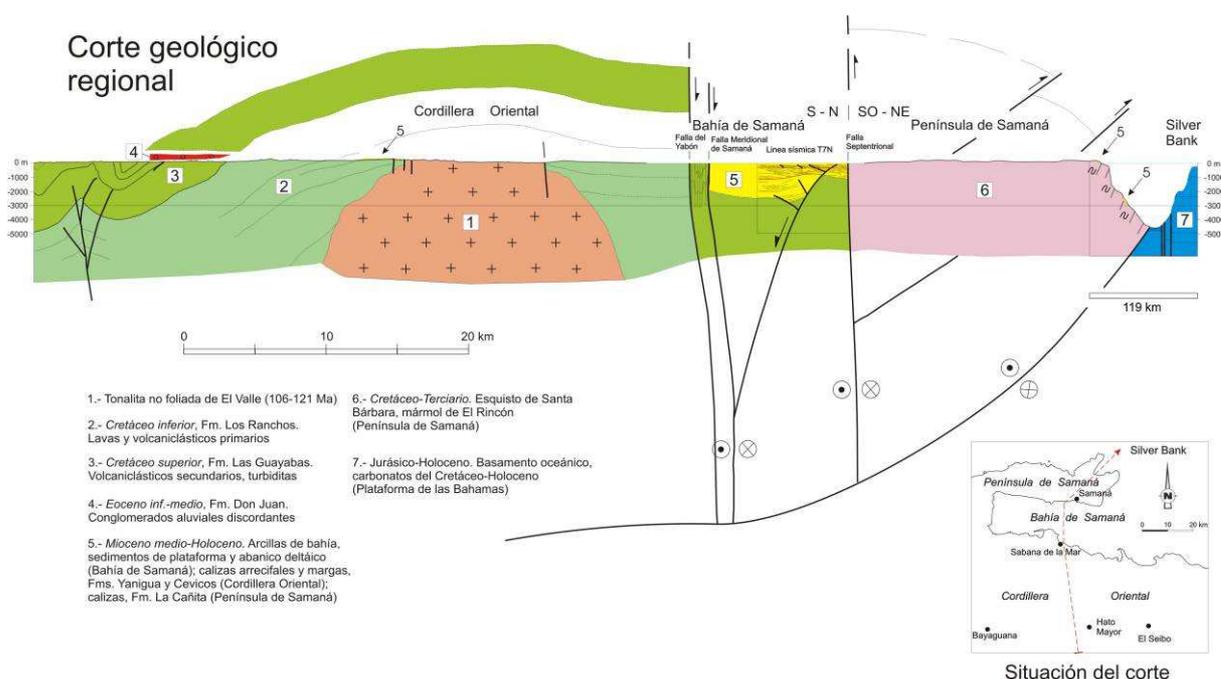
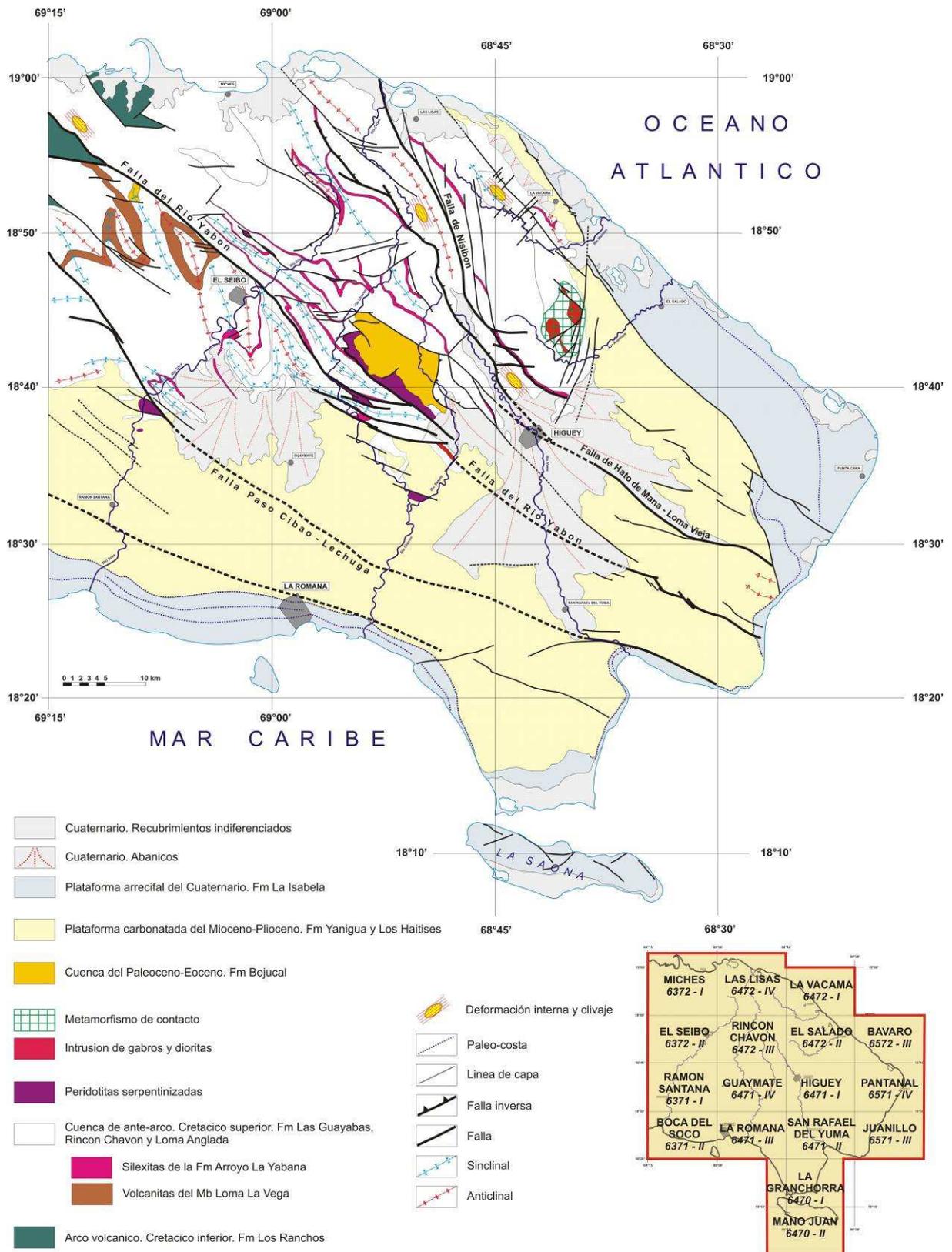


Figura 16: Corte geológico regional entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas (García-Senz J. *et al*, 2007). La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar N.T. (1991), y se ha migrado usando los datos de velocidad del citado autor. El límite de placas marcado por focos de terremotos y la línea sísmica 12 se han extraído de Dolan J.F. *et al*. (1998). El perfil muestra la Fm Los Ranchos y la tonalita en el núcleo de la cordillera, elevados sobre la placa subducida y erosionados por la Fm Don Juan (discordancia pre-Eoceno) y las fallas transformantes terciarias que limitan la Bahía de Samaná.

Las rocas más antiguas que afloran son más de 3000 metros de rocas volcánicas (Fm Los Ranchos), cubiertas por una delgada plataforma (<300 m) de carbonatos de edad cretácico medio (Fm Hatillo), seguida de unos 5500 metros de areniscas y calizas de origen esencialmente turbidítico (formaciones del Cretácico Superior). Presentan un metamorfismo de bajo grado en facies de prehnita-pumpellita (Bourdon L., 1985) y se hallan intruidas por granitoides de edad cretácico. El conjunto forma el basamento de cuencas terciarias y cuaternarias.



A escala regional, la Cordillera es un gran antiforame ONO-ESE, que cierra hacia el Este, definiendo una amplia zona de charnela. En el núcleo del antiforame están expuestas las rocas del Cretácico Inferior y los granitoides intrusivos, mientras que las rocas del Cretácico Superior forman las capas externas. El flanco norte está cortado por la falla meridional de la Bahía de Samaná. La estructura antiformal está complicada por pliegues y fallas de superficie casi vertical con cizallas en dirección y componentes inversos y normales. Los pliegues dominan en las series estratificadas del Cretácico Superior y son raros en la pila de rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos y en los granitoides intrusivos del núcleo del antiforame, que se hallan principalmente fracturados. La fracturación es más evidente cuando una cobertera de calizas plio-pleistocenas cubre a la Formación Los Ranchos, por ejemplo en el área al Norte de Bayaguana.

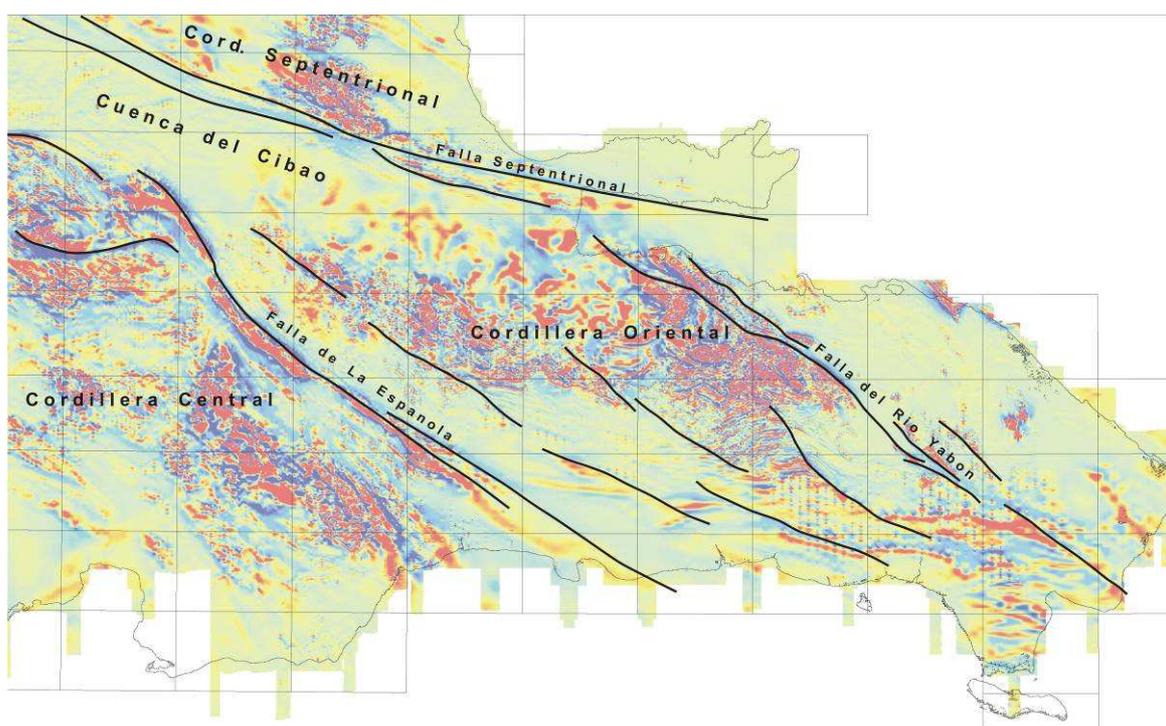


Figura 18: Campo magnético total reducido al polo, localización de la Cordillera Oriental y de las principales zonas de falla de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

Fuera del área de culminación antiformal, la Fm Los Ranchos aflora en un área reducida al Oeste del pueblo de Miches. Ambos afloramientos están separados por la falla NO-SE del Yabón, activa desde el Terciario como una falla en dirección levógira (Hernández J.B., 1980; Bourdon L., 1985). Esta falla produce una señal marcada en el mapa geomagnético (Figura

18) y tiene asociadas protrusiones (intrusiones tectónicas) de rocas ultramáficas de origen mantélico emplazadas en el Cretácico Superior. Se trata por tanto de una falla en dirección que ha evolucionado a partir de una falla crustal en la cuenca de ante-arco.

La existencia de fallas con larga historia de actividad es asimismo postulada por Draper G. *et al.* (1996) en el área de deformación intensa limitada al NE por el cabalgamiento de Hatillo. Estos autores consideran una fase de deformación por cabalgamientos de edad cretácico medio, previa a la sedimentación de la Formación de Hatillo y una reactivación tardía de las estructuras en el Eoceno Medio-Superior. Independientemente de estos argumentos, en la Cordillera Oriental no existe una severa deformación de la Formación Los Ranchos bajo la Caliza de Hatillo. La discordancia angular entre ambas formaciones resulta más bien compatible con una elevación vertical o una suave contracción longitudinal.

Un poco mejor caracterizada desde el punto de vista estructural es la discordancia de la base del Cretácico Superior entre la Caliza de Hatillo y la Formación Las Guayabas. Entre las poblaciones de Hato Mayor y Bayaguana hay familias de fallas NO-SE, NE-SO y E-O que muestran erosión en sus bloques, con cambios bruscos de espesor de la caliza de Hatillo, que puede estar totalmente omitida. Se interpretan como fallas que acomodan la ¿extensión? inicial en la cuenca de ante-arco. Otras fallas de una escala mayor cortan en rampa 1,2 km de la parte alta del Cretácico Superior al Sureste de Hato Mayor. Aunque la homogeneidad litológica de la Fm Las Guayabas impide reconocer la separación estratigráfica en ambos bloques, la opción más plausible es que se trata de fallas de perfil lístrico que extienden hacia el Sur los sedimentos en el talud submarino. Análogos de pequeña escala se observan en cortes de taludes en la Hoja de Monte Plata. Estas observaciones indican que las fallas extensivas gravitacionales de diferentes escalas son un elemento característico de la cuenca de ante-arco del Cretácico Superior, y que las más antiguas se asocian al evento erosional que trunca la Caliza de Hatillo y Los Ranchos.

Dos generaciones de pliegues contractivos se superponen (Figura 17). La primera, con un patrón concéntrico, es groseramente paralela al contacto cartográfico de las formaciones los Ranchos y Las Guayabas. Entre las poblaciones de Hato Mayor y Las Lisas está doblada por pliegues NO-SE y N-S de segunda generación, que producen estructuras de interferencia del tipo-I, caja de huevos de Ramsay J.G. (1967). El ejemplo más espectacular es la estructura sinformal de doble inmersión situada al Sureste de El Seibo.

El paralelismo de los pliegues de primera generación al contacto cartográfico entre Los Ranchos y las formaciones del Cretácico Superior sugiere una relación genética entre el plegamiento contractivo y el basculamiento monoclinial hacia el Sur y Sureste de las series cretácicas. Su efecto en la Cordillera Oriental fue la contracción, elevación y basculamiento hacia el arco del borde de la placa del Caribe sobre la placa subducida y la protrusión hasta la superficie de rocas ultramáficas serpentinizadas. La deformación ocurrió antes del Eoceno (Bourdon L., 1985), edad del conglomerado de Don Juan, que erosiona terrenos más antiguos hacia el Norte, llegando a yacer sobre la Formación Los Ranchos al Oeste de Hato Mayor.

La deformación finicretácica en la Cordillera Oriental coincide con el cese de la principal actividad volcano-plutónica en La Española y es correlativa a la fase de deformación regional que afecta a las Antillas Mayores entre el Campaniano y el Eoceno, para la que se ha invocado diversos contextos geotectónicos (Bourdon L., 1985; Pindell J.L. y Barret S.F., 1990; Mann P. *et al.*, 1991; Draper G. y Lewis J.F., 1991).

Las rocas elevadas y erosionadas del arco volcánico del Cretácico Inferior y del ante-arco del Cretácico Superior, forman el basamento de los sedimentos eocenos, depositados en cuencas estrechas limitadas por fallas NO-SE, E-O y NO-SE. El perfil transversal de estas cuencas es de tipo semigraben, con estratos rotados hacia las fallas. Los primeros depósitos son conglomerados aluviales de la Formación Don Juan, provenientes de los relieves adyacentes a las fallas. Encima yacen generalmente calizas, areniscas y conglomerados marinos con diferencias estratigráficas entre cuencas que indican una evolución independiente. La generación de relieve en bloques elevados adyacentes a bloques deprimidos es típica de cuencas transpresivas.

Los pliegues de segunda generación y sistemas de cizallas asociadas que se desarrollaron entre el Eoceno y la Actualidad representan la deformación post-acrecional y post-colisión del arco de islas. Su frecuencia crece en la zona que rodea a la falla del Yabón, disminuye entre Hato Mayor y Monte Plata y vuelve a incrementarse en el área al Oeste de Monte Plata, por la deformación asociada a las zonas de cizalla que forman el límite NE de la Cordillera Central (Bowin C., 1966; Boisseau M., 1987; Draper G. *et al.*, 1996).

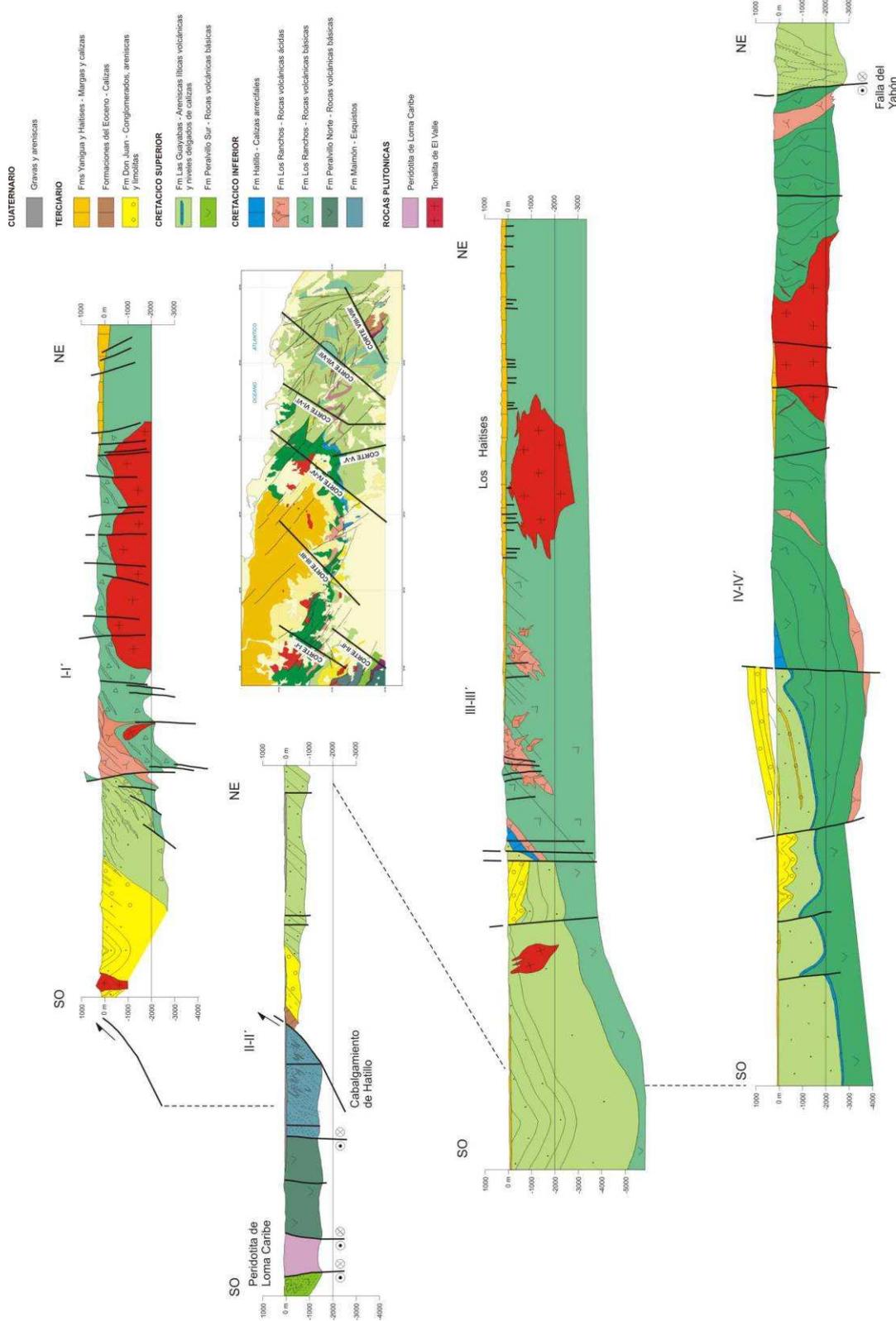


Figura 19: Cortes geológicos seriados (I-I' a IV-IV') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. et al, 2007).

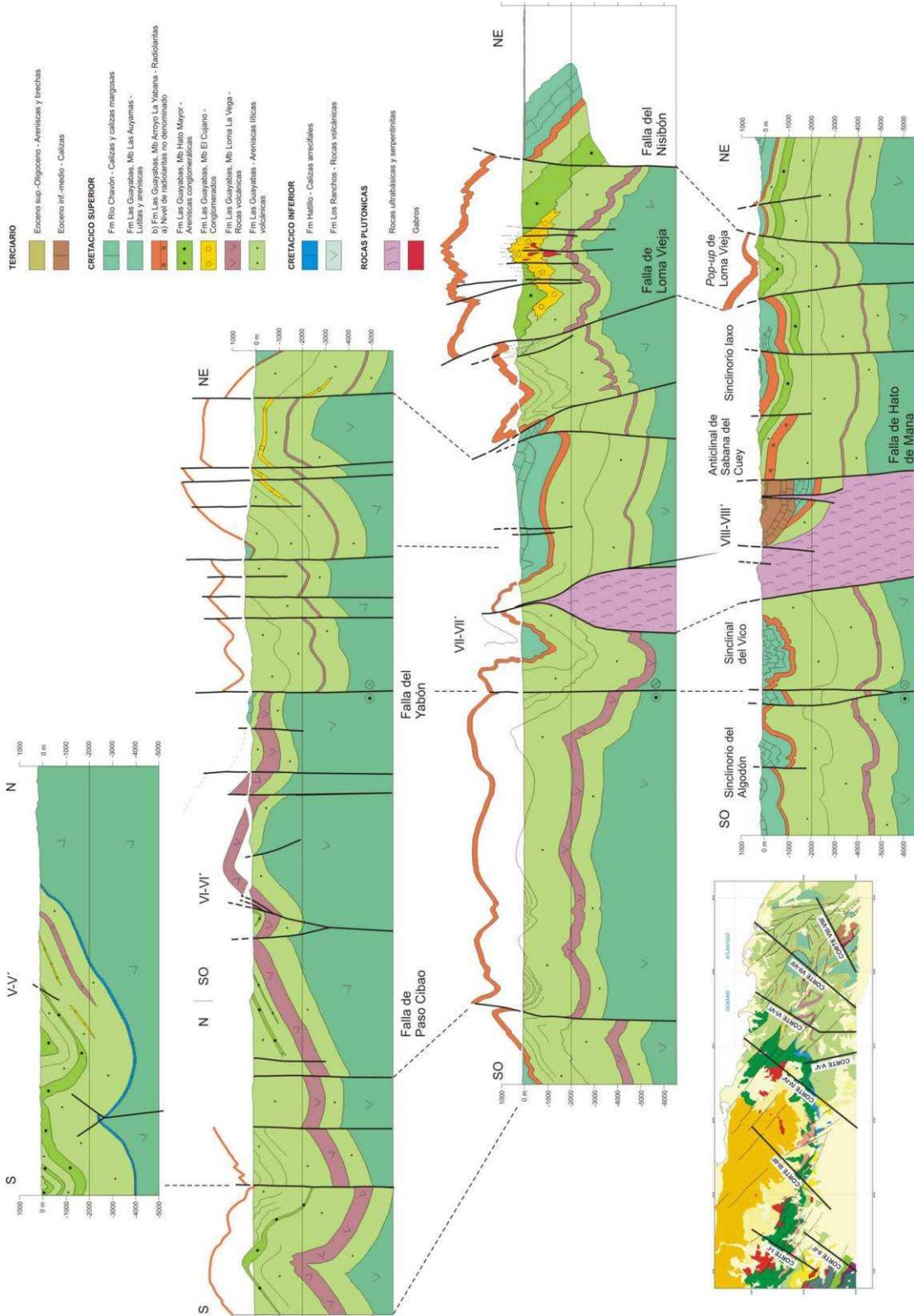


Figura 20: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana (García-Senz J. et al, 2007).

En el lado suroeste de la falla del Yabón los pliegues se disponen “en echelon” con un escalonamiento levógiro a ángulos de aproximadamente 20° respecto a la superficie de la falla, indicando un movimiento horizontal convergente levógiro. En contraste, los pliegues adyacentes al lado noreste son de traza subparalela. La falla y tal vez las diferencias reológicas del basamento en ambos bloques inducen la partición del esfuerzo de cizalla pura, resultando estructuras contractivas con desplazamiento oblicuo en el lado occidental de la falla y contractivas en el lado occidental. Otras fallas NO-SE a NNO-SSE entre las poblaciones de Miches y Las Lisas, exhiben en superficie una componente inversa notable y forman bloques elevados de doble vergencia como el de Loma Vieja, la máxima altura de la Cordillera. Adicionalmente, cizallas de Riedel ONO-ESE (con ligeros cambios de ángulo debidos a rotaciones) cortan a pliegues en el bloque nororiental de la falla del Yabón, que resultan deformados como domos, semi-anticlinales y semi-sinclinales, con un patrón similar al reproducido por Harding T.P. y Lowell J.D. (1979) en modelos de arcilla.

El perfil de los pliegues, generalmente abierto, cambia a apretado de tipo acordeón en el área adyacente a fallas importantes como la del Yabón, o en bloques empujados y elevados como el de Loma Vieja. La configuración del sinclinorio situado al Sureste de El Seibo es cónica, con líneas de charnela que divergen hacia el SE en la dirección de movimiento de la falla del Yabón. La mecánica del plegamiento por cizalla convergente que se invoca usualmente para explicar la formación de estos pliegues (ej. Silvester A.G., 1988) no requiere la existencia de una superficie de despegue somera a techo de la Formación Los Ranchos como proponen Mann P. *et al.* (1991).

La región de máximo acortamiento con desarrollo de clivaje se sitúa próxima a la costa norte, entre las poblaciones de Miches y Las Lisas. Existe por tanto una variación de acortamiento subperpendicular a las superficies axiales, que Bourdon L. (1985) interpretó erróneamente como la evidencia de dos unidades, El Seibo y El Oro con una historia tectónica y estratigráfica diferente y que Mann P. *et al.* (1991) llevan a la categoría de “terrenos”

Para Burke K. *et al.* (1980), Mann P. *et al.*, (1984) y Dolan J.F. *et al.* (1998), la transpresión es resultado de la orientación E-O de las fallas de Samaná, que se separa de la dirección OSO-ENE del movimiento de las placas, lo que produce una restricción a la traslación lateral de la placa del Caribe. En este contexto, las fallas E-O de Samaná constituyen la zona principal de cizalla, acomodando una parte importante de la traslación, mientras que los

pliegues y fallas NO-SE de la Cordillera acomodan la mayor parte de la laminación mecánica y el acortamiento intraplaca.

En la actualidad, el borde norte de La Española es una zona activa de cizalla, con deformación y sismicidad. Edgar N.T. (1991) reconoce deformación reciente en las líneas sísmicas superficiales bajo el agua de la Bahía de Samaná y Winslow M.A. *et al.* (1991) en la continuidad de estas estructuras hacia tierra por el bloque de San Francisco. La actividad neotectónica en la Cordillera Oriental es evidente en la elevación del arrecife plio-cuaternario, que originalmente se extendía de costa a costa en el Este de la isla y actualmente presenta un relieve estructural superior a 400 metros. El plegamiento del arrecife es pasivo, adaptado a la componente vertical de movimiento de fallas de desgarre ONO-ESE y NE-SO. Entre los rasgos geomorfológicos destacan la superficie de erosión argilitizada al Sur de Miches, numerosos relieves de lomas paralelos a escarpes de fallas y el control de la red hidrográfica. Este último se evidencia a pequeña escala en el trazado rectilíneo de los arroyos y a gran escala en el drenaje dominante hacia el Sur. La causa última es la disimetría impuesta por las fallas bajo la Bahía de Samaná, que deprimen abruptamente el bloque norte adyacente al máximo relieve de la Cordillera.

Con motivo de la 18ª Conferencia Geológica del Caribe, J. García-Senz et A. Pérez-Estaún (2008) realizaron una interpretación de la evolución estructural de la Cordillera Oriental, basada en la morfología de la paleo-superficie ante-miocena y la comparación con el modelo analógico de McClay y Bonora (2001), relativo a cuencas asociadas a estructuras de cizallamiento (Figura 21).

La Cordillera Oriental presenta una estructura de deformación por transpresión. La geometría, compatibilidad del movimiento y relaciones temporales entre las estructuras sugieren un modelo de deformación en dos etapas: 1) Cretácico Superior, edad de crecimiento del antiforame, bien reconocible en la cartografía geológica, en cuyo núcleo afloran las rocas de la Fm Los Ranchos, y 2) las estructuras superpuestas formadas entre el Cenozoico y la actualidad. A gran escala, la estructura de la Cordillera Oriental es una estructura en flor positiva marcada por fallas de desgarre sinistras NO-SE, siendo la Falla de Yabón la más importante. Se observan pliegues y fallas de desgarre oblicuos entre sí formados por inversión de las cuencas Eocenas desarrolladas discordantemente sobre la Fm Las Guayabas (Cretácico Superior). Los pliegues de la segunda etapa presentan trazas axiales sigmoidales y se disponen en escalón con relación a las fallas de desgarre. Se

observan pliegues generados en progresión secuencial en relación con la Falla de Yabón, dispuestos en abanico, evidenciando una deformación rotacional sinistral. También existen pliegues cortados por falla tipo Riedel dando figuras cartográficas a modo de semianticlinales y semisinclinales. La forma en planta de las fallas principales que divergen de las fallas de Samaná, y su movimiento en dirección con componente inversa, indican que el material de la Cordillera es extruido lateralmente hacia el Sureste, como en una estructura positiva en flor.

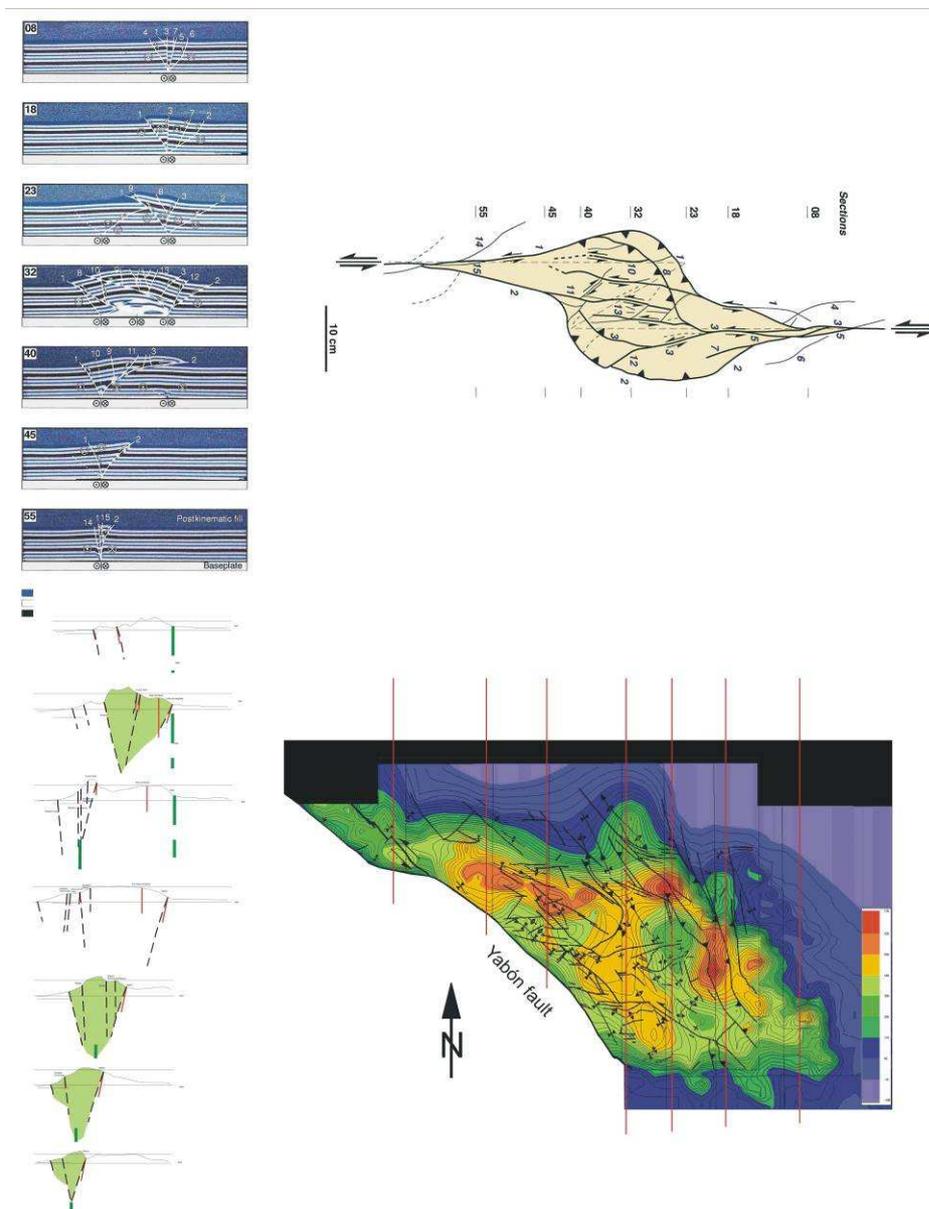


Figura 21: Modelo analógico de un “restraining stepover” y su similitud con la zona al Este de la Falla de Yabón (McClay.& Bonora. 2001; García Senz.& Pérez-Estaún, 2008).

4.3 CARÁCTERÍSTICAS DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y UNIDADES TECTÓNICAS DE LA HOJA “LA VACAMA”

Las Hojas de La Vacama y El Salado están localizadas en el extremo NE de la Cordillera Oriental. Presentan todas las características estructurales de esta unidad, con algunas específicas que conviene precisar.

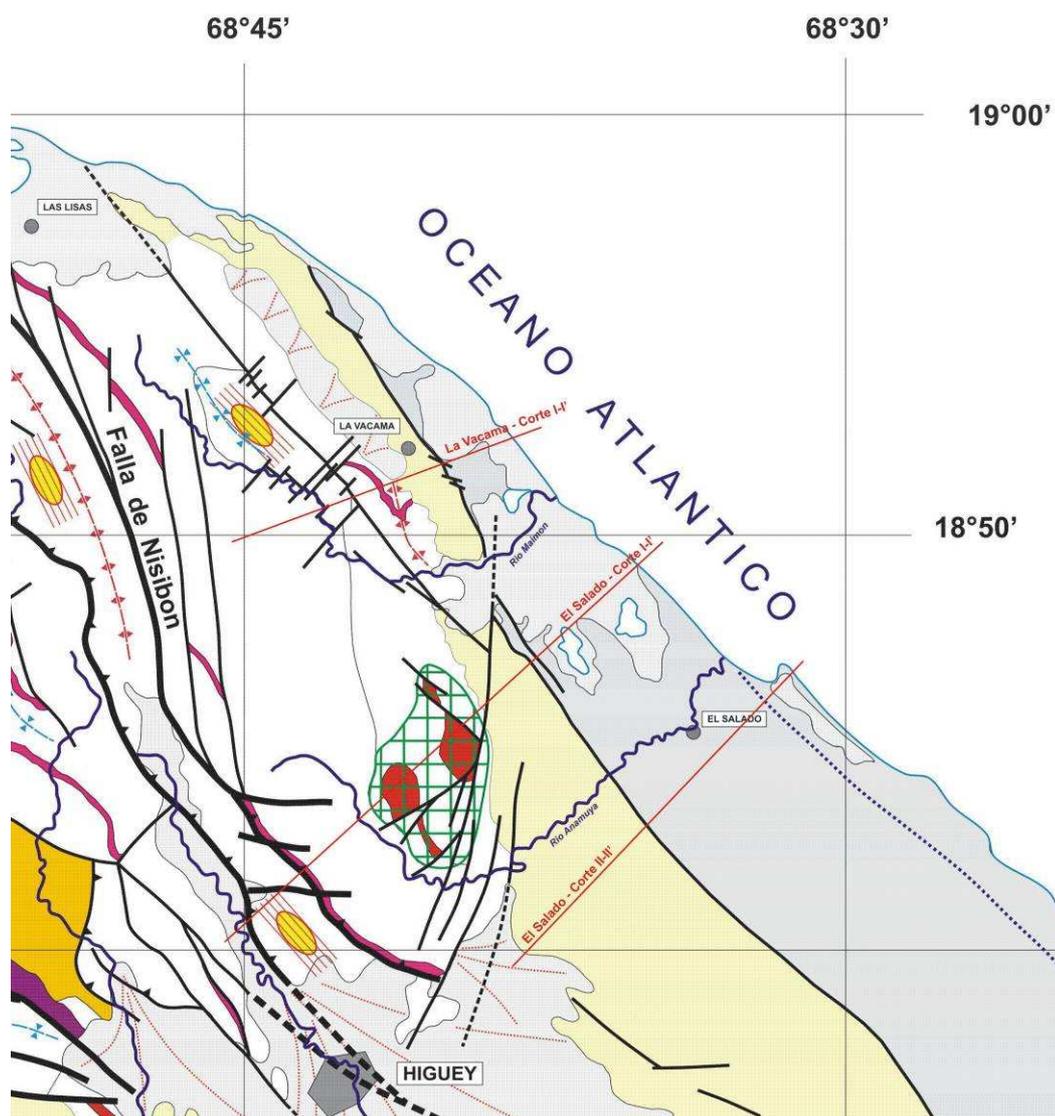


Figura 22: Esquema estructural des los mapas El Salado y La Vacama.

4.3.1 Las estructuras frágiles

El zócalo Cretácico de la región de La Vacama está afectado por un doble sistema de fallas de dirección perpendicular: NO-SE y NE-SO.

La dirección NO-SE está representada por una cizalla de varios kilómetros de extensión que jalonan las laderas SO de la Loma Los Cacaos, tras la región de Las Guamas (Hoja El Salado) justo en el nacimiento del Arroyo Benito (Hoja Las Lisas). Estas estructuras, visibles por las frecuentes zonas silicificadas, ponen en contacto anormal las turbiditas limolítico-carbonatadas de la Fm Río Chavón con aquellas del Mb El Bonaó. La traza de estas estructuras es particularmente neta al sur de la Hoja El Salado, a lo largo del camino que une La Laguna con la parte alta del Río Maimón, a nivel del arroyo Juan Pedro. Hacia el NO, sobre la Hoja Las Lisas, las estructuras se traducen en una fuerte anomalía magnética y algunas zonas de rocas graníticas (Monthel J., 2004).

Otras estructuras, de la misma dirección y quizás más importantes, jalonan el cauce del Río Maimón. En la parte alta de éste río, se pone netamente en contacto anormal las turbiditas limolítico-carbonatadas de la Fm Río Chavón, orientadas N-S con un fuerte buzamiento al Este, con las pelitas limosas del Mb El Bonaó que presentan una dirección NO-SE y un suave buzamiento al NE. La desarmonía estructural es importante y justifica plenamente la existencia de estas estructuras. Su trazado es desplazado en numerosas ocasiones por fallas de dirección perpendicular.

En la Llanura Costera, estructuras de dirección N150°E, de varios kilómetros de extensión, que provocan una depresión en la cobertera carbonatada Mio-Pliocena y es el origen de una paleo-línea de costa.

La dirección NE-SO corta y desplaza de un modo neto las direcciones anteriores. Son particularmente visibles ya que es la causa del drenaje anguloso del río Maimón. Estas fracturas son de escasa extensión. Por el contrario se organizan en haces relativamente cerrados que cortan y desplazan las fallas NO-SE. El haz más espectacular se corresponde con la traza de los arroyos de Olivo, La Cruz, así como los que descienden de la Loma Morro Gordo. En afloramiento, las fracturas de extensión dan lugar a una brecha tectónica de potencia decimétrica en la que los fragmentos angulosos de limolitas cretácicas están cimentadas por calcita blanca.



Foto 9: Afl. 61JM9063. Brecha de falla N45°E que afecta las areniscas y limolitas cretácicas. La matriz de la brecha es predominantemente caliza.

4.3.2 Los pliegues

Las rocas cretácicas de la Hoja de La Vacama están suavemente plegadas. La deformación da lugar al desarrollo de pliegues isopacos, con aparición de una esquistosidad incipiente, de plano axial, en los niveles con dominancia pelítica (Mb El Bonaó). A escala del mapa, la distribución de los polos de los planos de estratificación y esquistosidad permite definir un eje principal de plegamiento de dirección N140°E con una inmersión de 20-25° hacia el SE y un eje secundario de dirección N105°E, inclinado 35° hacia el Este. A nivel cartográfico, la traza de las silexitas de Arroyo La Yabana nos indica la existencia de un anticlinal de dirección N160°E, inclinado hacia el S-SE, en el compartimentado cretácico localizado justo al Oeste de las ciudades de La Laguna y La Vacama.

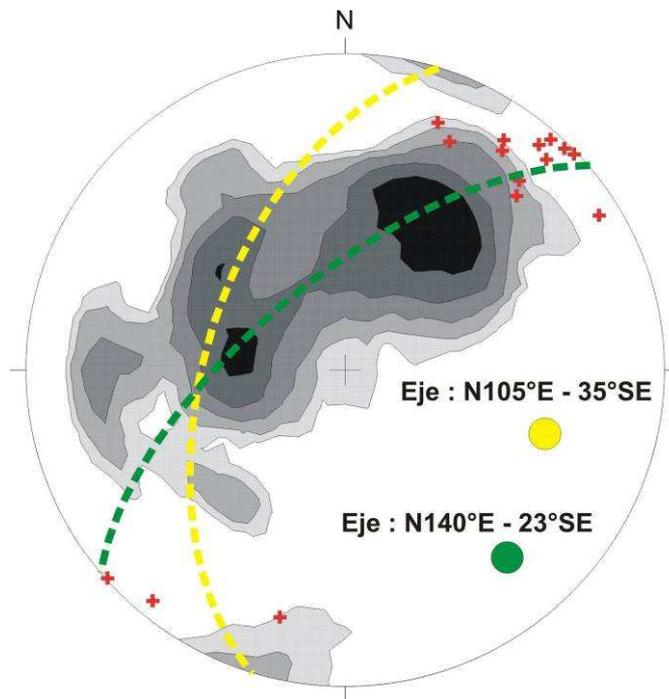


Figura 23: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de planos de estratificación (color gris) y de esquistosidad (cruces rojas) medidos en la Hoja La Vacama (140 medidas de estratificación, 15 medidas de esquistosidad). La esquistosidad es el plano axial de los pliegues de dirección N140°E.

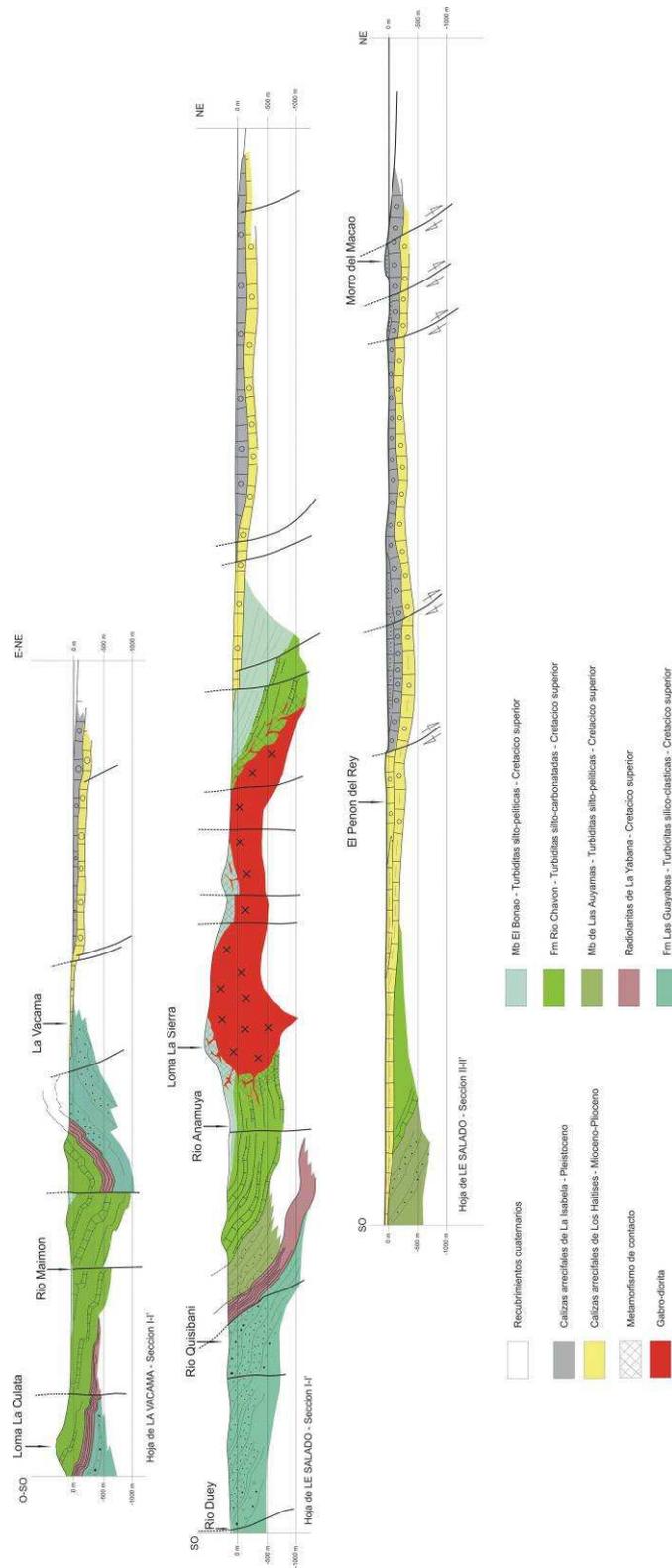


Figura 24: Secciones geológicas de las Hojas de La Vacama y El Salado.

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En el presente capítulo se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales), se describe en los apartados correspondientes del capítulo de estratigrafía.

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, en función de su litología y su disposición estructural; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

5.1.1 Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. El sustrato sedimentario cretácico de la cordillera ha sido afectado por la creación y desnivelación de bloques, habiendo condicionado el encajamiento rectilíneo de algunos tramos de la red fluvial y el desarrollo de capturas. En la Llanura Costera del Caribe el techo de los materiales carbonatados plio-pleistocenos de la Fm Los Haitises constituye una superficie estructural dispuesta regionalmente a modo de umbral, cuya vertiente hacia el litoral está configurada por los aterrazamientos esculpidos en los depósitos arrecifales pleistocenos de la Fm La Isabela como consecuencia de la retirada del mar (Figura 25).

Sobre la arquitectura diseñada por los procesos anteriores, han actuado con mayor o menor eficacia las morfogénesis fluvial, marino-litoral, lacustre-endorreica, por meteorización química (kárstica) y gravitacional.

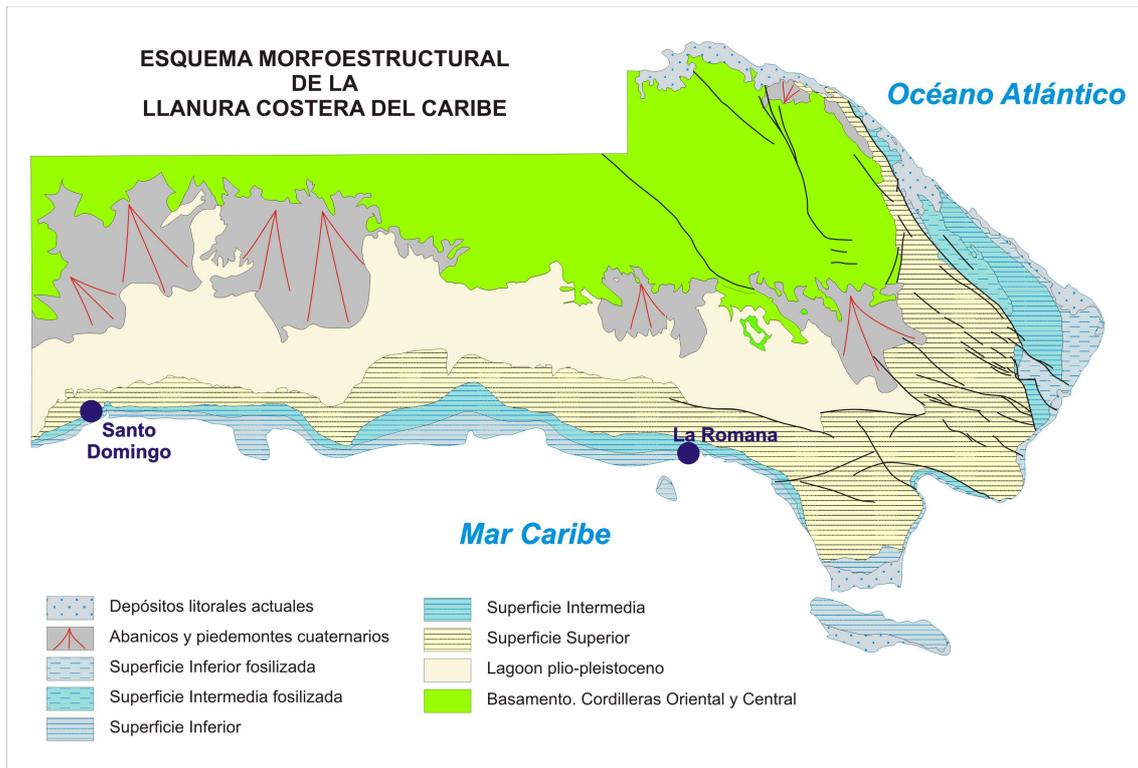


Figura 25: Esquema morfoestructural del sector oriental de la Llanura Costera del Caribe.

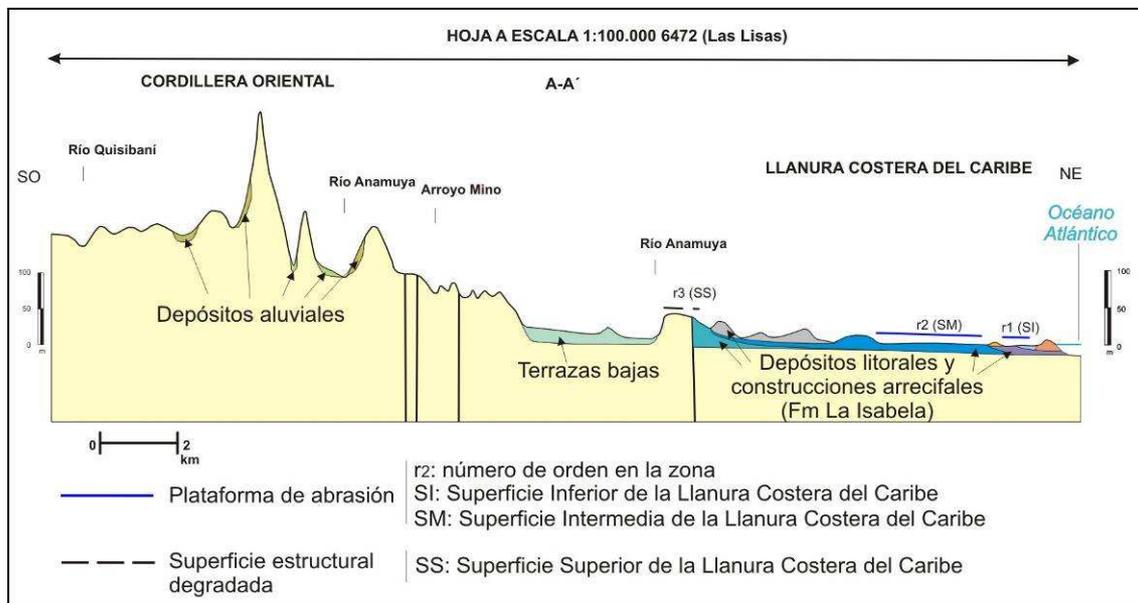


Figura 26: Perfil esquemático de la Hoja a escala 1:100 000 de Las Lisas.

5.1.1.1 Formas estructurales

Se encuentran diseminadas por todo el ámbito de la Hoja y constituyen el condicionante fundamental de la morfoestructura, que no obstante se encuentra retocada por otros procesos morfogenéticos.

La densa red de fracturación tiene una clara expresión morfológica en el ámbito de la cordillera, así como en la orientación y de diversas alineaciones menores y segmentos de la red fluvial. Las fallas con expresión morfológica se agrupan principalmente en torno a la familia de dirección NO- SE, que condiciona la orientación de las elevaciones menores y de los valles de la cordillera, si bien existen representantes de cierta importancia de dirección E-O y NNE-SSO. Corresponden a fallas normales y desgarres cuya longitud pueden superar 10 km. En ocasiones las fallas se encuentran bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos o bien algún rasgo morfológico parece estar condicionado por una falla sin bien pueden no tenerse total certeza de su existencia, habiéndose representado como fallas supuestas.

También han adquirido gran importancia las morfologías condicionadas por la distinta resistencia a la meteorización ofrecida por los materiales aflorantes, entre ellas los cerro cónico y las crestas.

Las formas producidas a favor de capas horizontales tienen su representación en el sector de La Vacama; son superficies estructurales degradadas, desarrolladas a favor de los niveles calcáreos de la Fm. Los Haitises, equivalente a la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe, que en la Hoja alberga las cotas más elevadas de la Llanura costera, sobrepasando +20 m. La superficie original se encuentra muy trastocada por fallas. Aunque parece evidente el carácter estructural de esta superficie, es probable que también haya sufrido la acción de la morfogénesis marino-litoral durante su formación.

5.1.2 **Estudio del modelado**

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la cordillera Oriental y las Llanuras Costeras del Caribe tiene como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de la cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo del periodo Cretácico superior-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han

actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o al modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial, gravitacional, marino-litoral y poligénico.

Por lo que respecta a la Llanura Costera del Caribe, son los procesos marino-litorales los condicionantes fundamentales de su aspecto actual.

Además de los anteriores, también han participado en mayor o menor medida en la construcción del relieve actual los procesos lacustre-endorreico, gravitacional y de meteorización química.

5.1.2.1 Formas fluvial y de escorrentía superficial

Son ampliamente representadas, constituyendo una buena parte de la superficie de la Llanura Costera del Caribe, así como de numerosos valles intramontañosos. Destaca la extensión de los distintos tipos de abanicos aluviales, ya que, pese a la envergadura de varios ríos de la zona, ninguno tiene una excesiva variedad de depósitos, pudiendo destacarse el valle del río Maimón y el arroyo La Vacama.

Los fondos de valle son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual; en general, se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje. El arroyo La Vacama y el río Maimón son los cursos que han desarrollado niveles de terrazas. Se trata de terrazas bajas con cotas que no superan los +5 m sobre el canal principal.

A lo largo de la cordillera las mayores formas representadas son los conos de deyección y los abanicos aluviales. Su depósito se produce en la confluencia de ríos y arroyos con valles de mayor entidad, en los cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose; cuando los ápices se encuentran próximos entre sí, se produce coalescencia.

Con una gran extensión en los valles del interior de la cordillera aparecen depósitos de carácter aluvial-coluvial en los que no resulta posible separar las porciones de origen fluvial y gravitacional; en algunos casos podrían corresponder a mantos de arroyada.

Entre las formas erosivas se han reconocido: formas de incisión lineal, ampliamente representadas por toda la zona, especialmente en el dominio montañoso, donde son numerosas las aristas en interfluvios, que poseen una notable representación en la sierra; pérdidas de drenaje en los arroyos que terminan llegando a los materiales carbonatados pliocenos, y líneas de drenaje difusa, abundantes en buena parte de los cursos que alcanzan la llanura costera; capturas como resultado de la erosión remontante; y cabeceras de cárcavas en zonas montañosas donde los depósitos son muy disgregables.

En la cordillera predominan los cursos fluviales con comportamientos de tipo consecuente, discurriendo a favor de la máxima pendiente regional, si bien para ello se ven favorecidos en buena parte de sus tramos por la litología y la estructura; estos factores también provocan cambios bruscos en la orientación en los elementos de la red de drenaje, con comportamientos de tipo subconsecuente. En general, la red posee una geometría de tipo dendrítico, aunque la influencia de la estructura hace que algunas zonas muestren tendencias rectangulares.

Como principales factores en la futura evolución de la red deben tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de la cordillera, al menos desde el Plioceno; las posibles modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas.

5.1.2.2 Formas gravitacionales

Pese a los importantes desniveles existentes en el ámbito de la cordillera, apenas han sido reconocidas, en parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, lo que provoca su permanente evolución, sin olvidar las dificultades que provoca para su identificación la densa cobertura vegetal. Las únicas formas gravitacionales reconocidas, vertientes con surcos de erosión En las vertientes más abruptas de los afloramientos de las siltitas y lutitas de la Fm. Río Chavón, , posiblemente porque son muy disgregables.

En las llanuras poseen escasa relevancia debido al predominio de las grandes planicies. Las caídas de bloques a favor de los escarpes (paleoacantilados) de las superficies de la franja litoral de la Llanura Costera, incartografiables en cualquier caso por sus reducidas dimensiones.

5.1.2.3 Formas lacustres y endorreicas

Se trata de áreas pantanosas con una amplia representación en la llanura costera. Las áreas pantanosas aparecen en ambas llanuras ocupando la franja prácticamente paralela a la costa atlántica.

5.1.2.4 Formas marinas-litorales

Determinan la fisonomía de la franja litoral hasta la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe y la línea de costa. En la zona oriental sus elementos más destacados son las construcciones biogénicas pertenecientes a la Fm La Isabela, sobre las que se han desarrollado plataformas de abrasión, en parte fosilizadas por un complejo litoral de playas y dunas, que se disponen escalonadamente, de forma subparalela al litoral: En la zona se han reconocido dos niveles que constituyen respectivamente las Superficies Inferior e Intermedia de la Llanura Costera del Caribe, aunque en la Hoja sólo se ha distinguido la Superficie Intermedia que se encuentra a cota aproximada de + 4 m. (Figura 25), si bien, como ya se ha señalado, posiblemente la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe (+20 m), esculpida sobre la Fm Los Haitises, podría constituir la plataforma de abrasión más antigua (r2) (Figura 27).

ESTIMACIONES DE EDADES Y TASAS DE ELEVACIÓN EN EL SECTOR OCCIDENTAL DE LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE
(Basado en datos de Braga, 2010)

FORMACIÓN	TERRAZA MARINA	SUPERFICIE DE LA LLANURA COSTERA DEL CARIBE EQUIVALENTE	COTA (m)			DATACIÓN (ka)	TASA DE ELEVACIÓN (mm/año)	EDAD	ESTADIO ISOTÓPICO			
			JUAN DOLIO	MACAO	LA VACAMA							
LA ISABELA		INFERIOR	6 10	6	-	121±9	0,050 0,083	PLEISTOCENO SUPERIOR	MIS 5e	126 ka		
	r1	INTERMEDIA	26		4	313,3	0,083	PLEISTOCENO MEDIO	MIS 9			
				20		400,0	0,010		MIS 11			
			32			400,0 385,5	0,050 0,083		MIS 11			
LOS HAITISES	r2?	SUPERIOR	40	40		781,0	0,051	PLEISTOCENO INFERIOR		781 ka		
			40	40	20		0,026					
					20			3.500,0	0,011	PLIOCENO		1806 ka
					20				0,006			

121: datación absoluta (Schubert y Cowart, 1982)

Figura 27: Tasa de elevación y edad de las unidades arrecifales de la Hoja de La Vacama en el contexto de la Llanura Costera del Caribe oriental.

Las plataformas están delimitadas por acantilados fósiles, que aparecen como escarpes de características variables. Los paleoacantilados relacionados con las dos plataformas superiores (r1 y r2), poseen en algunas zonas desniveles en torno a 10-15 m y su nivel de degradación hace que aparezcan con cierta inclinación.

El elemento más característico de la costa actual es el cordón litoral que presenta unas playas muy continuas, aunque con una anchura de orden decamétrico e incluso inferior. La continuidad sólo se ve truncada por la el canal de marea de la Bahía de Maimón con el océano Atlántico. También debido a la intersección del nivel freático marino con la topografía se forman varias lagunas costeras que presentan fuertes variaciones de cotas según las mareas.

5.1.2.5 Formas por meteorización química

Poseen una notable representación por toda la zona, debido a la extensión alcanzada por las Fms. Los Haitises y La Isabela. Sus afloramientos constituyen un campo de lapiaces desnudo, quedando semicubierto en las zonas de afloramiento de los complejos litorales fósiles de playas y dunas. El mayor desarrollo de la karstificación se encuentra ligado a los afloramientos de las Fms Los Haitises, que puede considerarse como un área con intensa karstificación, siendo su máxima expresión las pequeñas dolinas y dolinas con fondo plano, en su mayoría rellenas por arcillas rojas producto de la descalcificación de los carbonatos.

5.1.2.6 Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso genético, habiéndose reconocido tan sólo cerros cónicos y picos principales.

5.2 EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

Si bien la morfología de la zona está influenciada por los procesos acaecidos a lo largo de la historia de la Cordillera Oriental, su fisonomía actual empieza a perfilarse durante el Plioceno, cuando la cordillera poseía una envergadura inferior a la actual, estando flanqueada al norte y al sur por las plataformas carbonatadas arrecifales que llegarían a convertirse en la región de Los Haitises y en la Llanura Costera del Caribe. En realidad,

ambas plataformas se unirían hacia el este, rodeando las estribaciones de la cordillera Oriental, pero también hacia el oeste, al noreste de Bayaguana, por lo que esta cordillera constituiría en realidad una isla (Díaz de Neira et al., 2007). La evolución y la historia geomorfológica de la zona están condicionadas básicamente por la tendencia ascendente de dicha plataforma a lo largo del Cuaternario (Figura 28).

La característica básica de la plataforma pliocena (Fig. 4.3a) es la presencia de una barrera arrecifal (Fm Los Haitises) de orientación E-O, arqueada hacia el norte en el sector oriental, que protegía un amplio lagoon (Fm Yanigua), receptor de descargas terrígenas procedentes de la incipiente Cordillera Oriental.

La continuidad de la tendencia ascendente de La Española, evidenciada desde épocas precedentes, provocó la elevación de la plataforma durante el Pleistoceno Inferior. El consiguiente retroceso de la línea de costa iría acompañado de la migración de la plataforma arrecifal (Fm La Isabela), entonces mucho más estrecha, probablemente a partir del Pleistoceno Medio (Figura 28). En el ámbito de la sierra, la red de drenaje esbozaría su geometría general, basada en cursos de pequeña longitud y carácter consecuente que incrementarían su poder incisivo al ascender con respecto al nivel de base, comienzan a depositarse los sedimentos aluviales.

En el extremo oriental de la Llanura Costera del Caribe, durante el Pleistoceno Superior, la emersión de las plataformas correspondientes a la Fm La Isabela dio paso al desarrollo de extensos complejos litorales de playas y sistemas de dunas. Hacia el interior, la tendencia ascendente de la Cordillera Oriental tuvo como consecuencia la formación de abanicos y piedemontes que tapizarían las llanuras costeras (Figura 28). En la cordillera, el encajamiento ha sido simultáneo con el retroceso de las vertientes y, por último, con cambios de orientación de la red por adaptación a fracturas y contrastes litológicos.

La evolución holocena no parece haber modificado la tendencia previa, con una enérgica incisión de las zonas más elevadas y una importante actividad sedimentaria en las llanuras aluviales de los principales ríos. En las antiguas construcciones arrecifales, la principal actividad ha sido de tipo kárstico. En el litoral atlántico la actividad deposicional ha dado lugar a un extenso cordón litoral a cuyo resguardo se han desarrollado lagunas, marismas y áreas pantanosas.

Como principales motores en la futura evolución de la región, deben tenerse en cuenta: la tendencia ascendente, con el consiguiente retroceso de la línea de costa y el descenso del nivel de base; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; la dinámica de la red de fracturación, desnivelando bloques y favoreciéndole el desarrollo de nuevas vías de drenaje, la actividad gravitacional en los acantilados fósiles; la tendencia a la colmatación de las lagunas y áreas pantanosas costeras; el retroceso de la actividad gravitacional de las vertientes; y los retoques producidos por los fenómenos kársticos.

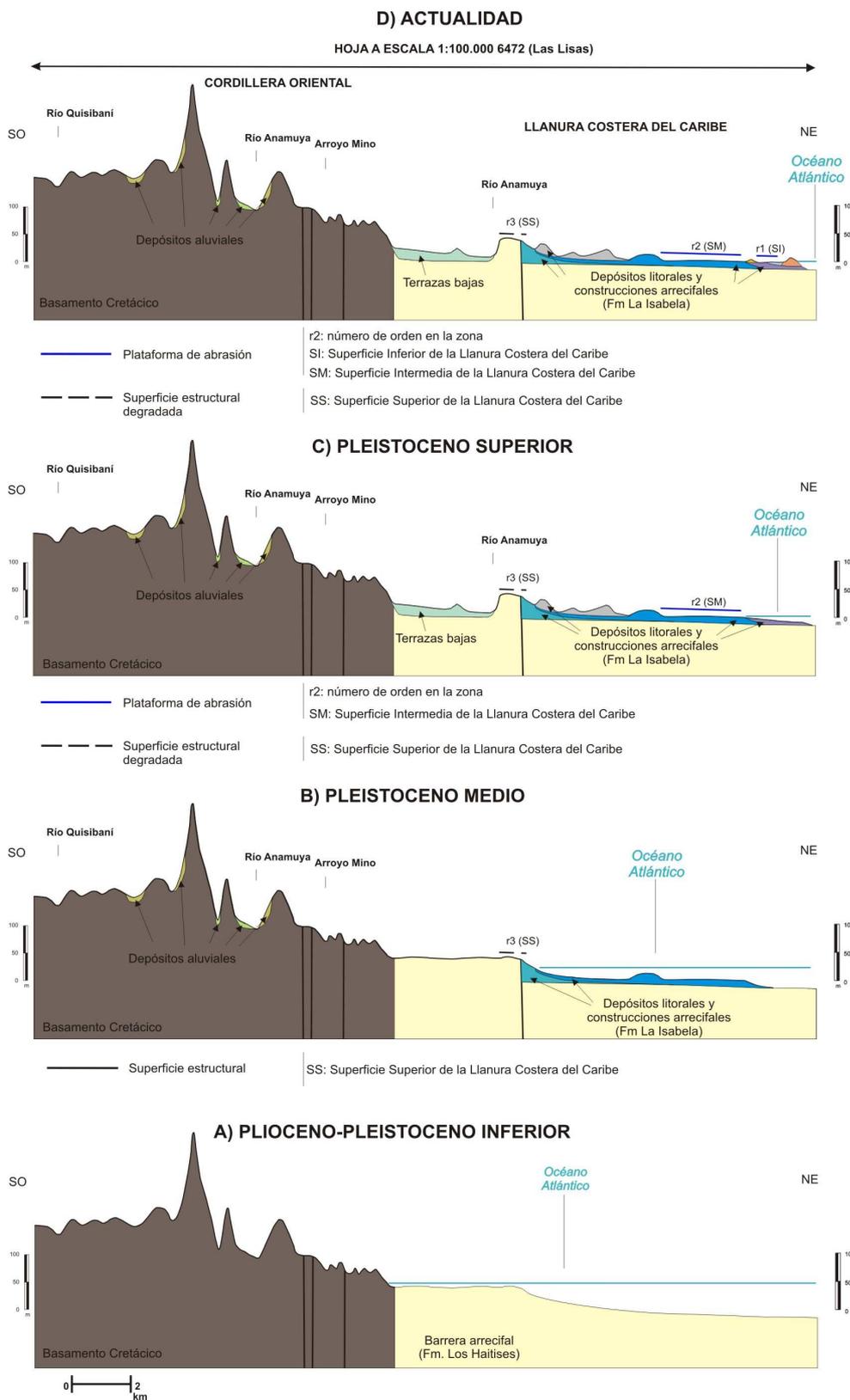


Figura 28: Evolución del perfil de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (exageración vertical de los cortes).

6 HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas de la Cordillera Oriental Dominicana registran 130 Ma de evolución de las Grandes Antillas, desde su inicio como un arco de islas intraoceánico hasta la colisión oblicua con la placa de Norteamérica y traslación a lo largo de fallas transformantes paralelas al límite de placas.

Sobre la corteza de la placa del Caribe, posiblemente engrosada en algunas áreas como una meseta o un monte oceánico (Escuder Viruete J. *et al.*, 2002) y que pudiera corresponder o no al Complejo Duarte más la peridotita, se desarrolló en el Cretácico Inferior un arco de islas primitivo de composición bimodal y afinidad toleítica representado en la zona de estudio por la Fm Los Ranchos y sus equivalentes deformados, los Esquistos de Maimón y la Fm Peralvillo Norte. La reconstrucción basada en la Fm Los Ranchos indica que en un estadio inicial se acumularon lavas en aguas profundas, y posteriormente lavas y volcanoclásticos en aguas someras afectadas por un metamorfismo de bajo grado debido a la convección hidrotermal del agua marina (Kesler S.E. *et al.*, 1991). En algún momento del Neocomiano el edificio volcánico había alcanzado el nivel del mar y su destrucción en los taludes costeros aportó una proporción de sedimentos con restos de plantas que fueron posteriormente impregnados de depósitos epitermales de oro y plata en el área de Pueblo Viejo. La vegetación transportada sugiere un clima cálido, estacionalmente seco (Smiley C.J., 1982 cita en Caribbean Geology into the third Millenium). Con el cese progresivo del volcanismo se intruyen numerosos stocks de tonalitas de la misma afinidad toleítica y los relieves emergidos terminaron arrasados en una plataforma, sobre la que se depositaron en ligera discordancia angular calizas arrecifales de la Formación de Hatillo (Bourdon L., 1985).

Hacia el final del Albiano, la plataforma de carbonatos de Hatillo que se había mantenido con una subsidencia estable, quedó enterrada hacia el final del Albiano bajo rocas volcanoclásticas de la Formación Las Guayabas. Este evento se relaciona con el desarrollo de un segundo arco volcánico de naturaleza calcoalcalina, relacionado con la subducción de la placa Norteamericana hacia el Sur, que aporta detritos a una cuenca de ante-arco superpuesta al arco inicial. La Formación Las Guayabas se depositó por corrientes de turbidez en un mar profundo, sobre un talud tectónicamente inestable.

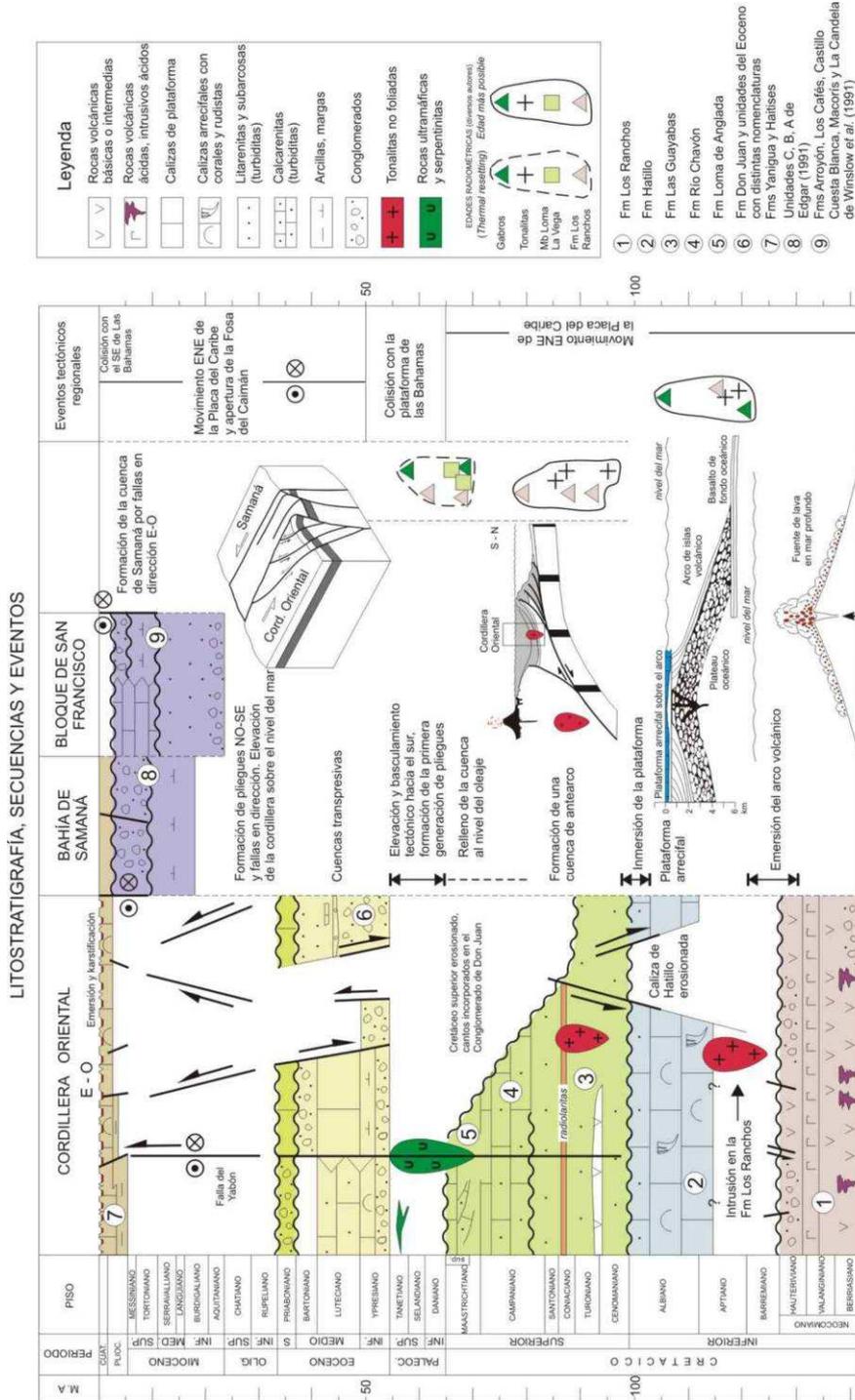


Figura 29: Diagrama cronostratigráfico que muestra la litología, secuencias deposicionales y los eventos tectónicos registrados en los sedimentos de la Cordillera Oriental (García-Senz J. et al., 2007). Los datos de la Bahía de Samaná son de Edgar (1991) y los datos del Bloque de San Francisco de Winslow et al. (1991). Las edades radiométricas se han tomado de Bourdon (1985); Kesler et al., 1991; Bellon et al., 1985).

Una gruesa intercalación de rocas volcánicas básicas a intermedias en su tramo inferior (Mb Loma La Vega), indica la proximidad del magmatismo del arco. El aporte de detríticos quedó interrumpido en algún momento del Coniaciano Superior-Santoniano, sedimentándose un extenso nivel de radiolaritas. Este nivel marca un punto de inflexión en el tipo de los aportes, con disminución de los detríticos de área fuente volcánica y aumento de los detríticos de área fuente calcárea, que serán dominantes en el Campaniano-Maastrichtiano.

La tasa de subsidencia que mantenía en aguas profundas la zona interna sur de la cuenca de ante-arco fue compensada y sobrepasada por la agradación de sedimento en el Maastrichtiano, formándose un área marina somera con barras arenosas y zonas protegidas con parches de rudistas (Fm Loma de Anglada). De una forma extrínseca a la dinámica de la cuenca, la extinción del límite K/T causó el relevo de numerosas microfaunas y terminó con los rudistas, dejando a los corales y algas melobesias como los principales bioconstructores de las plataformas de carbonatos.

El segmento de cuenca de ante-arco contenido en la Cordillera Oriental fue elevado, plegado y basculado hacia el Sur en el Paleoceno, como parte del proceso diacrónico de colisión de las Antillas Mayores con el margen sur de la placa de Norteamérica en el Paleoceno-Eoceno (Pindell J.L. y Barret S.F., 1990; Dolan J.F. *et al.*, 1991). Paralelamente al bloqueo progresivo de la subducción cesó también la actividad ígnea. Las últimas intrusiones de tonalitas, dioritas y granodioritas de afinidad calcoalcalina datan del Eoceno

Tras la colisión y hasta la actualidad, la convergencia entre la placa Americana y la del Caribe ha sido oblicua. Como consecuencia, sobre el basamento cretácico arrasado de la Cordillera Oriental se formaron cuencas transpresivas separadas por fallas en dirección NO-SE. Los primeros depósitos son conglomerados aluviales (Fm Don Juan) provenientes de los relieves adyacentes a las depresiones. El tipo de sedimento y la batimetría varían de una cuenca a otra, pero en general la evolución es transgresiva a medida que las cuencas se ampliaban y áreas más extensas subsidían. En el Eoceno Superior existen taludes con resedimentación de depósitos en masa y turbiditas de área fuente volcánica y metamórfica.

La reconstrucción paleogeográfica de las cuencas eocenas está oscurecida por la erosión posterior durante el Oligoceno-Mioceno. En el Mioceno la evolución de la zona de cizalla

había alcanzado ya el estadio avanzado que hoy observamos, con pliegues NO-SE subparalelos a las fallas en dirección y fallas de Riedel que deforman los pliegues.

Una transgresión importante a se produce en el Plioceno (posiblemente al final del Mioceno, con cierta incertidumbre en la datación). A favor de esta transgresión, una sedimentación marina carbonatada se instala en la mayor parte de la zona de estudio y que dura aproximadamente hasta el Pleistoceno Inferior. Una gran parte de la isla estuvo sumergida durante este periodo. Ese es el caso de la Cordillera Septentrional aunque poco desarrollado, a la parte Este de la Cordillera Central. La Cordillera Oriental situada al Norte de la zona de estudio parece que permaneció emergida durante todo el Plioceno, como testifican los depósitos continentales que dominan al Sur de esta zona, y las frecuentes llegadas de terrígenos de material del zócalo observado en los sedimentos.

A lo largo del intervalo anterior, la zona habría estado sometida, al menos temporalmente, a procesos erosivos, siendo en el Plioceno cuando la región comenzó a adquirir su fisonomía actual. Durante este periodo, la actual Llanura Costera del Caribe constituía una extensa plataforma carbonatada situada al sur y al este de una incipiente Cordillera Oriental, restringida durante dicha época a una serie de islas e islotes, a modo de archipiélago (Díaz de Neira *et al.*, 2007).

La plataforma se caracterizó por la presencia de una barrera arrecifal de orientación E-O, arqueada hacia el Norte en su sector oriental (Fm Los Haitises), que protegía un amplio lagoon (Fm Yanigua) al que llegaban descargas terrígenas procedentes de los incipientes relieves septentrionales. La tendencia ascendente de La Española debida a la convergencia entre placas prosiguió durante el Pleistoceno Inferior, provocando la elevación de la plataforma.

La barrera arrecifal se erigió en un umbral que separaba el mar Caribe de un mar interior o una gran laguna costera; el retroceso de la línea de costa fue acompañado de la migración de los edificios arrecifales (Fm La Isabela), cuyo primer depósito acontecería probablemente en el Pleistoceno Medio.

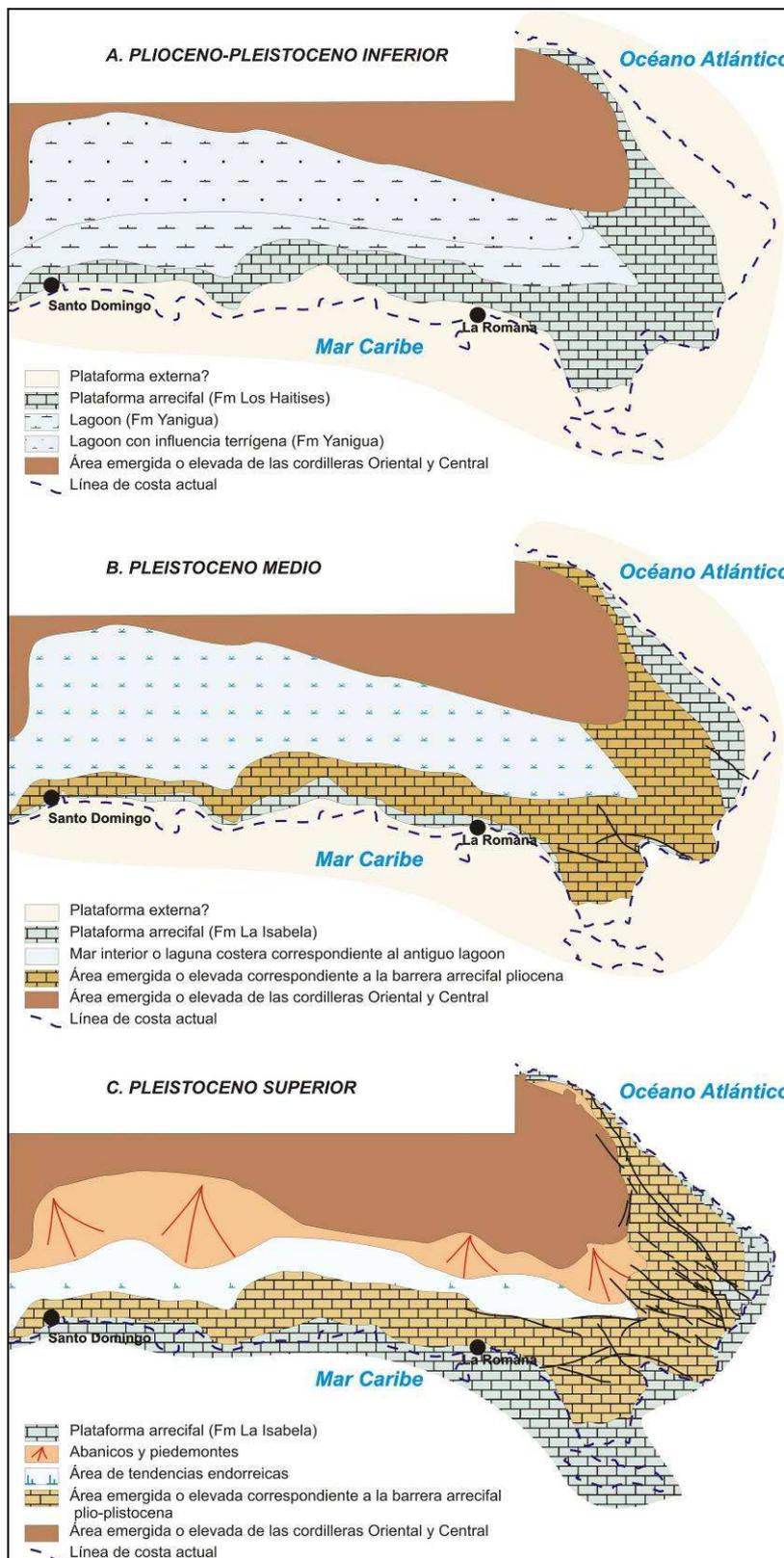


Figura 30: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Díaz de Neira J.A., 2010).

En el Pleistoceno Superior, el antiguo *lagoon* se encontraría totalmente emergido, configurándose como una gran zona endorreica. La tendencia ascendente de la Cordillera Oriental tuvo como consecuencia la formación de abanicos y piedemontes que tapizarían el sector septentrional del antiguo *lagoon*. El continuo retroceso marino hacia el sur y el este propició el desarrollo de las construcciones arrecifales más recientes de la Llanura Costera del Caribe, en cuyo extremo oriental la emersión de las plataformas correspondientes a la Fm La Isabela dio paso al desarrollo de extensos complejos litorales de playas y sistemas de dunas.

Probablemente a finales del Pleistoceno Superior, se produjo la captura de la cuenca endorreica, tanto por la acción remontante de algunos de los pequeños cursos que vertían a su sector meridional (río Ozama), como por la creación de nuevas vías de desagüe a favor de fallas (río Yuma). Este paso exorreico iría acompañado de una eficiente incisión lineal, en la zona de sustrato margoso, con creación de una densa red de tipo dendrítico en las principales cuencas actuales. No obstante, algunas zonas han mantenido su carácter endorreico hasta la actualidad. En el sector oriental, la acción kárstica ha imposibilitado el desarrollo de cursos fluviales al este del río Yuma.

La evolución holocena no ha modificado la tendencia previa, con una enérgica incisión de las zonas más elevadas del antiguo *lagoon* y una importante actividad sedimentaria en las llanuras aluviales de los principales ríos. Por otra parte, los acantilados del litoral caribeño han estado sometidos a procesos erosivos, a diferencia del litoral atlántico, donde la actividad deposicional ha dado lugar a un extenso cordón litoral a cuyo resguardo se han desarrollado lagunas, marismas y áreas pantanosas.

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 HIDROGEOLOGÍA

7.1.1 Datos climáticos

No se dispone de datos climáticos específicos en la zona de La Vacama. Sin embargo, las condiciones climáticas son comparables a las registradas en Salvaleon de Higüey (Figura 31). La pluviometría media anual sería de 1420 mm/año, con un periodo muy lluvioso de Mayo a Noviembre. La temperatura media alcanza los 32°C de día, y los 20°C en la noche, con variaciones medias mensuales comprendidas entre 24°C y 28°C. La región se beneficia de un clima tropical templado por los alisios, con una pluviometría superior a la media nacional, por la proximidad del mar y de relieves con tendencia a atraer y retener las nubes.

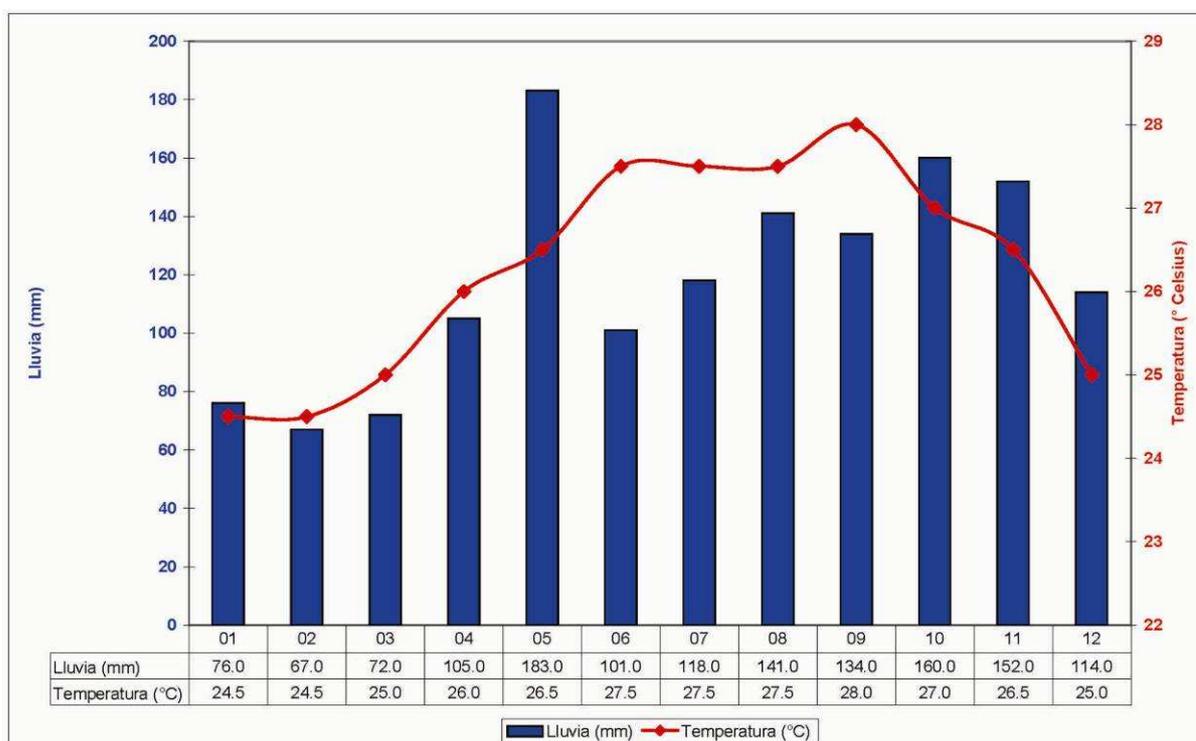


Figura 31: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Higüey. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de <http://www.theweathernetwork.com>).

7.1.2 Red hidrográfica

El territorio de la Hoja La Vacama está localizado en la prolongación Norte de la línea de división de aguas la cual sigue aproximadamente el borde Oeste del mapa (Loma La Culata, 350 m). Otra línea de dirección NO-SE jalona la cima de las colinas que marcan el límite entre el zócalo cretácico y la cobertera carbonatada tabular del Plioceno-Pleistoceno.

Dos ríos de mediana importancia atraviesan el territorio del mapa:

- El río Maimón tiene su origen en la vertiente Oeste de la Cordillera del Séptimo Cielo. Su morfología de “drenaje en bayoneta” está fuertemente influenciada por una red de fallas NO-SE, y en menor medida, por fallas de dirección complementaria NE-SO. El caudal anual medio es de 2,85 m³/s, con un mínimo de 1,71 m³/s en marzo y un máximo de 3,97 m³/s en mayo (Eptisa, 2004). La parte baja del río está canalizada para drenar los cultivos de arroz de la región de La Laguna de Nisibón.
- El río Ampolla nace en la vertiente SO de la Loma La Elsa. Es afluente del río Maimón. Su cauce está igualmente influenciado por la fracturación NO-SE.

Es muy curioso que los ríos Maimón y Ampolla describen una trayectoria paralela en la parte de cabecera donde sólo están separados por una estrecha banda de tierra de menos de 1 km de anchura.

Los ríos presentan un régimen torrencial a causa de los relieves escarpados en los cuales nacen, y por las violentas precipitaciones de la región. Se puede asegurar, que la cantidad de agua de superficie que tiene origen y transita sobre el territorio de la Hoja La Vacama, es muy importante. Es un agua de buena calidad pues la zona está poco poblada; asegura una reserva para el suministro de agua potable a la población local. De todas formas se debe poner atención a los posibles herbicidas y pesticidas utilizados por los terratenientes para el mantenimiento de los prados y potreros.

No se dispone de ningún dato específico de la laguna de agua dulce que jalona la costa atlántica al NE de Los Tocones. Estos constituyen una reserva de agua superficial a proteger.

7.1.3 Principales puntos de abastecimiento

Durante la cartografía geológica, se llevó a cabo un inventario de los principales puntos de abastecimiento encontrados en el territorio de la Hoja La Vacama. Las características principales de estos puntos de agua se reseñan en la Tabla 4. Su localización se precisa en la Figura 32.

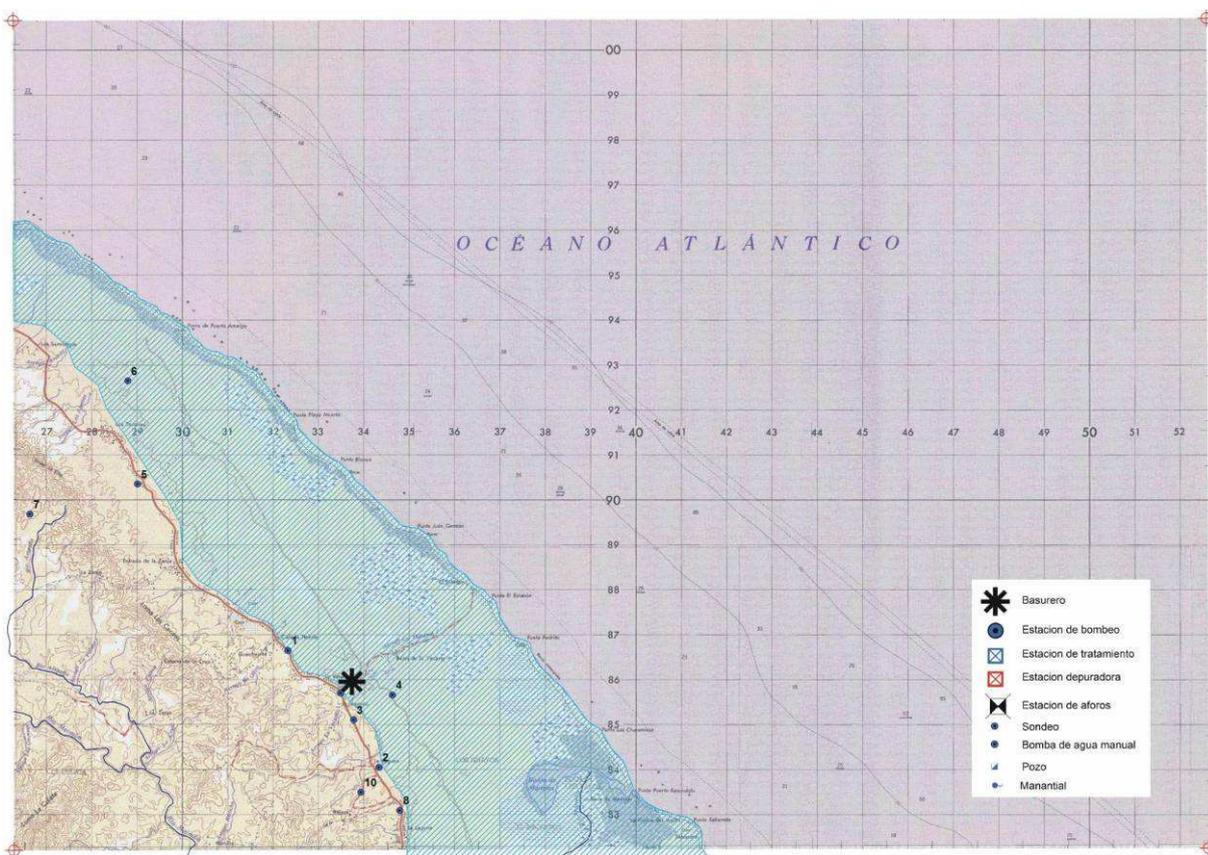


Figura 32: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja La Vacama. Los números permiten su correlación con la Tabla 4.

Localidad	N°	Coord. geograficas		Coord. UTM - NAD27		Tipo	Profundidad (pies)
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		
La Vacama	1	18.8735	-68.6927	532 325	2 086 659	Sondeo	115
La Laguna de Nisibon	2	18.8499	-68.6736	534 332	2 084 057	Sondeo	90
La Vacama	3	18.8594	-68.6790	533 769	2 085 111	Sondeo	90
Bajos de La Vacama	4	18.8645	-68.6708	534 629	2 085 667	Sondeo	80
Los Tocones	5	18.9069	-68.7241	529 007	2 090 354	Sondeo	
Los Tocones	6	18.9276	-68.7261	528 793	2 092 649	Sondeo	
Rio Ampolla	7	18.9009	-68.7466	526 638	2 089 682	Sondeo	
La Laguna de Nisibon	8	18.8413	-68.6693	534 792	2 083 101	Sondeo	
La Vacama	9	18.8648	-68.6817	533 486	2 085 703	Sondeo	
Hacienda La Cortina	10	18.8449	-68.6774	533 985	2 083 695	Sondeo	160

Tabla 4: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de La Vacama. Los números permiten su correlación con la Figura 32.

Para cada punto se menciona:

- su denominación más corriente;
- sus coordenadas, en latitud y longitud, así como en UTM, de acuerdo con el sistema de la Hoja topográfica regular de 1/50 000;
- su tipo, distinguiendo si se trata de una estación de bombeo, de un sondeo, de una bomba manual (o malacate), de un pozo o de un recurso natural;
- su profundidad, cuando se trata de un sondeo, de una bomba manual o de un pozo.

La información concerniente a este último punto se obtuviera de la población local que, generalmente, tiene en memoria las características de los puntos de abastecimiento que utiliza cotidianamente.

En la parte sudoeste del mapa, los drenajes naturales (arroyos y ríos) son suficientes para abastecer en agua potable de la población dispersa.

Las principales poblaciones que jalonan la carretera entre La Laguna de Nisibón y Los Tocones están abastecidas a partir de perforaciones en las calizas Plioceno-Pleistoceno y en los recubrimientos cuaternarios.

7.1.4 Naturaleza e interés de los principales acuíferos

El siguiente texto es complemento del esquema hidrogeológico a escala de 1/200 000, presentado en la Hoja geológica La Vacama.

7.1.4.1 El substrato Cretácico

Las formaciones del Cretácico superior (Fm Las Guayabas, Río Chavón, El Bonaó) están constituidas por alternancias decimétricas, rítmicas y repetitivas, de arenisca fina, limolitas y pelitas más o menos carbonatadas. Naturalmente estas litofacies no son particularmente permeables. La potencialidad de los acuíferos de esta clase es limitada. Fundamentalmente la fracturación, y en menor medida de la alteración, son los que van a condicionar la existencia de un reservorio discontinuo de tipo fisural.

7.1.4.2 La cobertera carbonatada de la Llanura Costera Oriental

Las calizas de los Haitises y de La Isabela presentan numerosos huecos debidos a la disolución kárstica y a la alteración de sus constituyentes. Numerosas cuevas y dolinas están presentes bajo esta cobertera tabular. Las calizas tienen una porosidad muy alta que permite el desarrollo de un importante reservorio de agua subterránea con una muy buena productividad. El acuífero está alimentado por la abundante pluviometría, pero además por los ríos que bajan desde la Cordillera y que pierden parte de su contenido cuando entran en contacto con la cobertera caliza. La interfase entre la cobertera carbonatada y el substrato cretácico subyacente constituye sin ninguna duda el mejor drenaje, y constituye la zona más favorable para la implantación de perforaciones para abastecimiento de agua. Sin embargo, como todos los reservorios kársticos, este acuífero es muy vulnerable a la contaminación. Desgraciadamente no se toma ninguna precaución para minimizar los riesgos, en particular, el hecho de transformar las antiguas canteras en basureros constituye una importante fuente de contaminación donde se tendrá dificultades para minimizar los efectos nocivos.

7.1.4.3 Los recubrimientos cuaternarios

Las formaciones superficiales de laderas, principalmente retrabajan el substrato cretácico, constituyendo capas muy permeables pero de poco espesor, lo que minimiza su interés como reservorio de agua.

Los aluviones de los arroyos La Vacama y La Cortina no presentan una potencia suficiente para constituir un buen acuífero. Los principales cordones de aluviones están localizados sobre el substrato calizo donde se infiltra el agua.

A lo largo de la costa, las capas arcillosas constituyen los niveles impermeables sobre los cuales el agua de escorrentía se acumula para formar zonas pantanosas y lagunas.

7.2 RECURSOS MINERALES

7.2.1 Yacimientos e indicios minerales

Ningún indicio metálico ha sido reconocido en el territorio de la Hoja La Vacama. Se prospectaron algunos indicios de oro aluvional (y episódicamente explotados de manera artesanal) en los recubrimientos cuaternarios de laderas de la Hoja Las Lisas. Por otra parte, en la Hoja El Salado, existen algunos indicios, y de potencial en metales preciosos y metales base, en relación con la actividad hidrotermal que acompañó el emplazamiento de la intrusión de gabros-dioritas de La Curtiembre. El contexto geológico de la Hoja La Vacama es muy similar, por tanto no puede descartarse la probabilidad de existencia de mineralizaciones.

7.2.2 Canteras de materiales

La Tabla 5 agrupa los datos relativos a las canteras, activas, intermitentes o abandonadas, medidas durante los trabajos de campo. Su localización se precisa en la Figura 33.

Para caracterizar la importancia, se definieron tres clases, de forma más o menos subjetiva:

- « 0 », importancia nula;
- « 1 », cantera de mediana importancia, donde la explotación es intermitente;
- « 2 », cantera más importante, donde la explotación requiere de maquinaria pesada de obra y, algunas veces, de explosivos.

En el territorio de la Hoja La Vacama, las explotaciones se desarrollan sobre todo en las calizas de los Haitises, estos se establecen entorno de las principales poblaciones. La zona superior alterada de las formaciones es directamente escavada, clasificada y utilizada como base para la fabricación de hormigones y áridos para la construcción. Una parte es también utilizada para el asfaltado y empedrado de carreteras y caminos. No existen actualmente ningún tipo de control medioambiental para limitar estas explotaciones.



Figura 33: Localización y importancia de los principales canteras de la Hoja La Vacama. Los números permiten su correlación con la Tabla 5.

Localidad	N°	Coord. geograficas		Coord. UTM - NAD27		Sustancia	Estatudo	Imp.	Litología	Formacion - Edad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
La Vacama	1	18.8671	-68.6792	533 741	2 085 957	Aridos de machaqueo	Intermitente	2	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
La Vacama	2	18.8620	-68.6762	534 056	2 085 399	Aridos de machaqueo	Activa	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
La Laguna	3	18.8515	-68.6704	534 672	2 084 231	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas arrecifales	Los Haitises - Plio-Pleistoceno
La Cortina	4	18.8490	-68.6832	533 325	2 083 950	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Areniscas y siltitas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup
La Cortina	5	18.8493	-68.7024	531 306	2 083 979	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Areniscas gruesas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup

Tabla 5: Características de las canteras de la Hoja La Vacama. Los números permiten su correlación con la Figura 33.

BIBLIOGRAFÍA

ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Cevicos (6273-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ACUATER (2000): Mapa hidrogeológico Planicie Costera Oriental, mapa N° 9/1/3 Escala 1:50 000, Febrero 2000. República Dominicana-UE. Programa de Desarrollo Geológico-Minero (SYSMIN) Convención Lomé IV.

APALATEGUI ISASA O. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Fantino (6173-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BARONI-URBANI C., SAUNDERS J.B. (1980): The fauna of the Dominican Republic amber: the present status of knowledge. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 1, p. 213-223.

BARRETT T.J., MacLEAN W.H. (1999): Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: precesses and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, N° 8, p.101-131.

BELLON H., VILLA J.M., MERCIER de LEPINAY B. (1985): Chronologie 40K-39Ar et affinités géoquimiques des manifestations magnatiques au Crétacé et au Paléogène dans l'isle d'Hispaniola. Geodynamique des Caribes, Symposium Paris, 5-8 Février 1985, Editions Technip, p. 329-340.

BLESCH R.R. (1966): Mapa geológico preliminar. En: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, escala 1:250 000.

BOISSEAU M. (1987): Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). Un édifice de nappes crétaées polyphasées. Thèse 3ème cycle de l'Université P. et M. Curie, Paris, 173 p.

BOURDON L. (1985): La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles): un arc insulaire crétaé polystructuré. Thèse 3ème cycle de l'Université P. et M. Curie, Paris, 203 p., 2 pl. h. t..

BOURDON L., GEYSSANT J.R., MERCIER de LEPINAY B., 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., GEYSSANT J.R., MERCIER de LEPINAY B., VILA J.M. (1984): Intérêts paléontologique, chronologique et tectonique de la découverte de Peroniceras (Ammonoidea, 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.

BOWIN C. (1960): Geology of central Dominican Republic. Ph. D. Thesis, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.

BOWIN C. (1966): Geology of the central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In Hess H.H. ed., Caribbean geological investigations. Geological Society of America Memoir 98, p. 11-98.

BOWIN C. (1975): The geology of Hispaniola, En: The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean, (NAIM A. y STEHLI F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.

BRAGA ALARCON J.C. (2009)^o: Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BRIQUEAU L., BOUGAULT H., JORON J.L. (1984): Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, p.297-308.

BROUWER S.B., BROUWER P.A. (1980): Geología de la region ambarifera oriental de la República Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 303-322.

BROWN G.C., THORPE R.S., WEBB P.C. (1984): The geochemical characteristics of granitoids in contrasting areas and comments on magma sources, *Journal of the Geological Society of London*, 141, p. 413-426.

BURKE K., FOX P.J.Y, SENGOR A.M.C. (1978): Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 3949-3945.

BURKE K., GRIPPI J., SENGOR A.M.C. (1980): Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 375-386.

BYRN D.B., SUAREZ G., McCANN W.R. (1985): Muertos Trough subduction; Microplate tectonics in the northern Caribbean ? *Nature*, v. 317, p. 420-421.

CALAIS E., PERROT J., MERCIER de LEPINAY B. (1998): Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In Dolan J.F. and Mann P., eds., *Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone*, Geological Society of America Special Paper 326, p. 125-142.

CHAMPETIER Y., MADRE M., SAMAMA J.C., TAVARES I. (1980): Localisation de l'ambre au sein des séquences à lignites en République Dominicaine. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 277-279.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp 173-174.

COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1999): Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

COTTARD F., CAZAUX D., OSIRIS de LEON R. (2003): Programa SYSMIN 7 ACP DO 024. Proyecto O. Estudios ambientales de base de las instalaciones mineras de Rosario Dominicana. Tarea 1. Recopilacion de la informacion disponible. Informe inédito, BRGM/RC-52298-FR, 133 p.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks, George Allen and Unwin, London. R.A. Batchelor and P. Bowden, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, Chemical Geology, vol. 48, 43-55.

CRAWFORD A.J., FALLOON T.J., GREEN D.H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In A.J. Crawford (ed.). Boninites and related rocks. Unwin Hyman London, p. 1-49.

CRIBB J.W., JIMENEZ J., LEWIS J.F., SUTTER J.F. (1989): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from Loma de Cabrera batholith. Implications for timing of tectonic events in northern Hispaniola. Geological Society of American Abstracts with Programs, v. 21, no. 6, p. A267.

DAILY A.F. (1974): Reporte sobre Placer's en la concession Cuaron y Laguna Redonda. Informe inédito, Dirección General de Minería 14-74-001. Santo Domingo.

DE LA FUENTE L., ELLIS G.M. (1980): Informe sobre la investigacion geologica de la Cordillera Oriental, sector El Rancho. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 669-673.

DE LA FUENTE S. (1976): Geografía Dominicana. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.

de ZOETEN R., MANN P. (1991): Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 265-279.

de ZOETEN R., MANN P. (1999): Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America – Caribbean Plate boundary zone. Caribbean basins. Sedimentary basins of the world, 4 edited by P. Mann (series editor: K.J. Hsü), p. 247-286.

DECKER J. (1985): Sandstone modal analysis procedure: Alaska, Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Survey, Public Data File Report, PDF 85-3a.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Miches (6372-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Monte Plata (6272). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de El Seibo (6372). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Las Lisas (6472-Mitad occidental). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Boca Chica (6271-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Guerra (6271-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Juanillo (6571-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Pantanal (6571-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Sabana de la Mar (6273-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Santo Domingo (6271-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Mella (6271-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Santo Domingo (6271). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ DE NEIRA J.A., HERNAIZ HUERTA P.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Antón Sánchez (6272-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DIAZ de NEIRA J.A., MARTIN-SERRANO A. y ESCUER J. (2007): Evolucion geomorfológica de la Cordillera Oriental Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 385-400.

DIAZ de NEIRA J.A., MARTIN-SERRANO A., PEREZ CERDAN F. y ESCUER J. (2007): Aplicación de la cartografía de procesos activos a la Hoya de Enriquillo (Suroeste de la República Dominicana). Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 401-413.

DICKINSON W.R., SUCZEK C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.

DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA (DGM) (1984): Formaciones del Suroeste de la República Dominicana. Santo Domingo, 500 p.

DIXON T.H., DAILY M.I. (1981): Analysis of a SEASTAT-SAR image of the northeastern Dominican Republic, Paris, France, Photo-Interpretation, v.5, p. 4.3-4.7.

DOLAN J., MANN P., de ZOETEN R., HEUBECK C., SHIROMA J., MONECHI S. (1991): Sedimentologic, stratigraphic and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 217-263.

DOLAN J.F. (1988): Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Tesis Doctoral, Universidad de California, Santa Cruz, 235 p.

DOLAN J.F., MANN P., de ZOETEN R., HEUBECK C., SHIROMA J. (1991): Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate

boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 217-263.

DOLAN J.F., MULLINS H.T., WALD D.J. (1998): Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 1-62.

DOLAN J.F., WALD D.J. (1998): The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 143-170.

DOMÍNGUEZ H.S. (1987): Geology, hydrothermal alteration, and mineralization of the El Recodo porphyry copper prospect, southeastern Cordillera Central, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad George Washington, 203 p.

DONNELLY T.W. (1973): Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood basalt province of vast size. EOS Transactions American Geophysical Union. 54, 1004.

DONNELLY T.W. (1989): Geologic history of the Caribbean and Central America. In A.W. Bally, A.R. Palmer (eds). An Overview. The geology of North America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, p. 299-321.

DONNELLY T.W. (1994): The Caribbean sea floor. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). Caribbean Geology: An Introduction. U.W.I. Publ Assoc, Kingston, p. 41-64.

DONNELLY T.W., BEETS D., CARR M., JACKSON T., KLAVER G., LEWIS J., MAURY R., SCHELLEKENS H., SMITH A., WADGE G., WESTERN CAMP D.(1990): History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: The Caribbean Region, The Geology of North America (DENG, G. y CASE, J. Eds). Geol. Soc. America. Boulder, Colorado, Vol. H, p.339-374.

DONOVAN S.K., JACKSON T.A. (1994): Caribbean Geology an Introduction. The University of The West Indies Publishers Associations, Kinston, Jamaica, 289 p.

DOUGLAS R.C. (1961): Orbitolinas from Caribbean Islands. *Journal of Paleontology*, 35, 3, p. 475-479.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1981): Report on Sanchez Coal Project. Phase I Exploration November 1980 – November 1981 for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated November 30, 1981, 81 p.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1983): Report on East Cibao / El Valle Coal Project for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated April 8, 1983, 51 p.

DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F. (1996): Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expresion of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): p. 1143-1146.

DRAPER G., LEWIS J.F. (1982): Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic, In Amigo del Hogar (ed.). Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, República Dominicana, p. 53-64.

DRAPER G., LEWIS J.F. (1991): Metamorphic belts in central Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 29-45.

DRAPER G., NAGLE F. (1991): Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 77-95.

DRUMMOND M.S., DEFANT M.J. (1990): A model for trondhjemite-tonalita-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, p. 21503-21521.

EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1980): The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 619-629.

EDGAR N.T. (1991): Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 281-299.

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica de la Cordillera Oriental. Programa Sysmin, 212 p..

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica de Los Haitises. Programa Sysmin, 165 p..

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica del Valle del Cibao. Programa Sysmin, 327 p..

ESCUDER VIRUETE J. (2004): Informe de petrología y geoquímica de la rocas ígneas y metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste). Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A (2007): Tectonica y geoquimica de la Formacion Amina: registro del arco isla Caribeno primitivo en la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 221-242.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., LOPERA E., WEIS D., ULLRICH T. y PEREZ-ESTAUN A. (2007): La secuencia magmatica del Jurasico Superior-Cretacico Superior de la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 243-268.

ESCUDER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., WEIS D. y PEREZ-

ESTAUN A. (2007): 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, Vol. 118, n°2, p. 195-174.

ESCUER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., MONTHEL J., GARCIA-SENZ J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J., PEREZ-ESTAUN A. (2006): Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. Lithos 90 (2006), pp 161-186.

ESCUER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., DRAPER G., GUTIERREZ G., LEWIS J.F., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica. v. 37 (2002), n° 2-3, p.123-162.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de San Francisco de Macorís (6173). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Sánchez (6273). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

ESPAILLAT J., BLOISE G., MACVEIGH J.G., LEWIS J.F. (1989): Petrography and geochemistry of mafic rocks of Peralvillo Formation in the Sabana Potrero area, Central Dominican Republic. In D.K. Laure, G. Draper (eds.). Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference.

ESPY J.A. (2000): Análisis y ordenación de la minería artesanal. Proyecto C. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.

FALCONBRIDGE DOMINICANA (1988): Informes internos. Preliminary Discussion of Results. Cordillera Oriental Project, 2 de Mayo de 1988, 6 p.; Cordillera Oriental Project, J. J. Watkins, y C. Chávez Castro, 15 de Julio de 1988, 25 p. Centro de Documentación, Dpto. de Exploraciones Falconbridge.

FRIEDMAN R. (2004): Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los Proyectos L y K. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GABB W.M. (1881): On the topography and geology of Santo Domingo, Am. Philos. Soc. Trans., n.s., XV, p. 49-259.

GARCIA LOBON J.L. (2004): Informe de interpretación de la geofísica aerotransportada del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste). Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA SENZ J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Hato Mayor del Rey (6372-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA SENZ J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Rincón Chavón (6472-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

GARCIA-LOBON J.L. y AYALA C. (2007): Cartografía geofísica de la República Dominicana: datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 175-194.

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P. y ESCUDER VIRUETE J. (2007): Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 269-292.

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., ESCUDER VIRUETE J. y PEREZ-ESTAUN A. (2007): La estructura de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 293-312.

GARCIA-SENZ J., PEREZ-ESTAUN A. (2008): Miocene to recent tectonic elevation in Eastern Dominican Republic. 18va Conferencia Geológica del Caribe. Poster, Santo Domingo, marzo 2008.

GILBERT A. (2004): Rapport sur les recherches spéléologiques et archéologiques effectuées sur le secteur géographique de El Macao et El Salado. Provincia de La Altagracia. República Dominicana. Expédition Guacaras Tainas 14-2004. Museo del Hombre Dominicano. Santo Domingo, 38 p.

GILBERT A. (2006): Compte rendu d'expédition spéléologique en République Dominicaine. Expédition Guacaras Tainas 16/2006. Fédération Française de Spéléologie. Commission des Relations et des Expéditions Internationales., Lyon, France, 128 p.

GILL J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, New York, 390 p.

GUGLIELMO G. Jr and WINSLOW M.A. (198?): Geology of the Eastern San Francisco push-up: Northeastern Hispaniola. Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados.

HARDING T.P., LOWELL J.D. (1979): Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 1016-1058.

HERNAIZ HUERTA P.P. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Arroyo Caña (6172-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNAIZ HUERTA P.P. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Altagracia (6172-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNAIZ HUERTA P.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Monte Plata (6272-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNANDEZ J.B. (1980): Geología preliminar del area «El Valle», Provincia El Seybo, República Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 2, p. 675-680.

HEUBECK C. (1988): Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 p.

HORAN S.L. (1995): The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Amina schists, Cordillera Central. Dominican Republic, Unpublished M.Sc. thesis, University of Florida, Gainesville. 172 p.

HUGHES C.J. (1973): Spilites, keratophyles and the igneous spectrum. Geological Magazine, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, p.107-125.

ITURRALDE VINENT M.A. (2001): Geology of the amber-bearing deposits of the Greater Antilles. *Caribbean Journal of Science*, Vol. 37, n° 3-4, p. 141-167.

JENNER G.A., SWINDEN H.S. (1993): The Pipestone Pond Complex, Central Newfoundland: complex magmatism in an Eastern Dunnage Zone ophiolite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, p. 434-448.

JORDAN T.H. (1975): The present-day motions of the Caribbean plate: *Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, p. 4433-4439.

JOUBERT M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Palmar Nuevo (6273-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

KERR A.C., ANDREW C., TARNEY J. (1996): The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En: AUG Monography on Large Igneus Provinces, (MAHONY J.J. y COFIN M. Eds.).

KERR A.C., TARNEY J., MARRINER J.G., NIVIA, A., SAUNDERS A.D. (1997): The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En: Large Igneus Provinces, (MAHONY J.J. y COFIN M. Eds.) AUG Monographie.

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. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 187-201.

KESLER S.E., RUSSELL N., REYES C., SANTOS L., RODRÍGUEZ A., FONDEUR L. (1991): Geology of the Maimón Formation, Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 173-185.

KESLER S.E., RUSSELL N., SEAWARD M., RIVERA J., McCURDY K., CUMMING G.L., SUTTER J.F. (1981): Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver deposit, Dominican Republic, *Economic Geology*, 76, p. 1096-1117.

KESLER S.E., SUTTER J.F. (1977): Progres report on radiometric age determinaton in the Caribean region. Abstracts, 8th. Caribbean Geological Conference, p. 85-86.

KESLER S.E., SUTTER J.F., BARTON J.M., SPECK R.C. (1991): Age of intrusive rocks in Northern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean

plate boundary in Hispaniola (MANN P., DRAPER G. y LEWIS J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 165-172.

KESLER S.E., SUTTER J.F., JONES L.M., WALKER R.L. (1977): Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5, p. 245-247.

KROGH T. E. (1982): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, p. 637-649.

KULSTAD R. (1980): Investigación geológica preliminar del sector Miches, Cordillera Oriental, República Dominicana. 9a Conferencia Geológica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 2, p. 663-668.

KYSAR G., LEWIS J.F., MORTENSEN J.K. (1998): U-Pb zircon age constraints for Paleogene igneous rocks of the Sierra Maestra, southeastern Cuba. In: Abstract with programs, Geological Society of America Annual Meeting, Toronto. p.185.

LABAUME P. (1992): Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile. Thèse d'Etat. Univ. de Montpellier II, 475 p.

LABAUME P., MUTTI E., SEGURET M., ROSELL J. (1983): Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, 1983, (7), t.XXV, n°6, pp. 927-941.

LASSEUR E. y MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Higuey (6471-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Bavaro (6572-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Boca del Soco (6371-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Romana (6471-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Los Llanos (6371-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Pedro de Macorís (6371-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LASSEUR E. y MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Ramón Santana (6371-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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. 154 p.

LEBRÓN M.C., MANN P. (1991): Geologic map of the eastern Dominican Republic. En: P. Mann, G. Draper and J. Lewis (Editors), Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate in Hispaniola. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 262, scale 1:150 000.

LEBRÓN M.C., 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., PERFIT M.R. (1994): Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229 (1994), p. 69-100, Elsevier Science B.V., Amsterdam.

LETICEE J.L., RANDRIANASOLO A, CORNEE J.J., MUNCH Ph., LEBRUN J.F., SAINT-MARTIN J.P. y VILLENEUVE M. (2005): Mise en evidence d'une discontinuité émerasive majeure au sein de la plate-forme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles. *C.R. Geoscience* 337 (2005), p. 617-624. <http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>.

LEWIS J.F. (1982): Granitoid Rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980: Amigo del Hogar Publishers, p. 403-408.

LEWIS J.F. (1982): Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980: Amigo del Hogar Publishers, p. 403-408.

LEWIS J.F., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN P., DRAPER G. y LEWIS J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262 p.

LEWIS J.F., ASTACIO V.A., ESPAILLAT J., JIMENEZ J. (2000): The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuited deposits. In R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan (eds.). *VMS deposits of Latin America*. Geological Society of Canada Special Publication, p. 223-249.

LEWIS J.F., DRAPER G. (1990): Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin: Decade of North American Geology, v. H: The Caribbean, Geol. Soc America, p.77-140.

LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica. v. 37 (2002), nº2-3, p.81-122.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995): Geochemistry and petrotectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A227.

LOPERA E. (2004): Mapa de recursos minerales a 1:100 000 de El Seibo (6372) y Las Lisas (6472). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LOPERA E. (2004): Mapa de recursos minerales a 1:100 000 de Monte Plata (6272). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

LOURENS L., HILGEN F., SHACKLETON N.J., LASKAR J., WILSON D. (2004) - The Neogene Period in GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A.G. (ed), A Geologic Time Scale 2004, p. 409-440.

LUDEN J., GELINAS L., TRUDEL P. (1982): Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Canadian Journal of Earth Science, 19, p. 2276-2287.

LUDWIG K.R. (1980): Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. Earth and Planetary Science Letters, 46, p. 212-220.

LUDWIG K.R. (2003): Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4

LUTERBACHER H.P., ALI J.R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.M., HOOKER J.J., MONECHI S., OGG J.G., POWELL J., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B. (2004) - The Paleogene Period in A Geologic Time Scale 2004, eds. Felix M. GRADSTEIN, James G. OGG, and Alan G. SMITH. Published by Cambridge University Press. © F.M. GRADSTEIN, J.G. OGG, and A.G. SMITH 2004 (20) - p. 384-408.

MANIAR P.D., PICCOLI P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin, vol.101, p.635-643.

MANN P. (1983): Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Tesis Doctoral. Universidad de New York, Albany, 688 p. (Inédito).

MANN P., BURKE K., MATSUMOTO T. (1984): Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. Earth and Planetary Science Letters, 70: p. 311-324.

MANN P., DRAPER G., LEWIS J.F. (1991): Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262 p.

MANN P., DRAPER G., LEWIS, J.F. (1991): An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 1-28.

MANN P., PRENTICE C.S., BURR G., PENA L.R., TAYLOR F.W. (1998): Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 63-124.

MANN P., TAYLOR F.W., EDWARDS R.L., KU T.L. (1995): Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, V. 246, p. 1-69.

MARCANO F. Eugenio de Js, TAVARES I. (1982): Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, publicaciones especiales, numero III, 30 p.

MARCHI I. (2002): Evaluacion tecnico-comercial del yacimiento de feldespato de la concession de explotacion minera del "Bebedero". Informe inédito, Espumas Industriales, 7 p. Santo Domingo.

MARTÍN FERNÁNDEZ M. (2000): Mapa geológico a 1:50 000 de Hatillo (6172-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MASSON D.G., SCANLON K.M. (1991): The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, no. 1, p. 144-154.

MATTHEWS J.E., HOLCOMBE T.L. (1976): Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. In: *Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974)*. Ministere de l'Industrie et de la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, p.235-242.

MATTSON P.H. (1979): Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. *Journal of Geology*. Vol. 87, p. 293-304.

MAUFFRET A., LEROY S. (1997): Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, p. 61-104.

McCANN W.R., SYKES L.R. (1984): Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 4493-4519.

McCLAY K, BONORA M. (2001): Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. AAPG Bulletin, V. 85, n°2, pp 233-260.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Granchorra (6470-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Mano Juan (6470-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Rafael del Yuma (6471-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n°9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de San Pedro de Macorís (6371). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de La Romana (6471). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Bávaro (6572) y Juanillo (6571). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de La Granchorra (6470). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MEDIATO ARRIBAS J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Las Lisas (6472 – Mitad oriental). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MERCIER de LEPINAY B. (1987): L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: l'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences de l'Université P. et M. Curie, Paris, 255 p.

MESCHEDE M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, Chemical Geology, vol.56, p. 207-218.

MICHELSON H. (1977): Lignite and peat survey in the Dominican Republic (december 1976 – March 1977). Area parcial Bajo yuna – Peninsula Samana. Tahal consulting engineers, Ltd and acueductos y alcantarillados, C. por A., Informe inédito, 49 p., Dirección General de Minería 22-77-002. Santo Domingo.

MIDDLEMOST E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, Chemical Geology, vol.77, p. 19-26.

MITCHELL S.F., GUNTER G.C. (2002): Biostratigraphy and taxonomy of the rudist Chiapasella in the Titanosarcólites Limestones (Maastrichtian) of Jamaica. Cretaceous Research 23, p. 473-487.

MONTGOMERY H., PESSAGNO E.A., PINDELL J.L. (1994): A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate: GSA Today, 1(1), p. 1-6.

MONTHEL J y LASSEUR E.. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Guaymate (6471-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de El Seibo (6372-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de El Valle (6372-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Las Lisas (6472-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Cotui (6173-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de El Salado (6472-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J., CAPDEVILLE J.P. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Bayaguana (6272-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MONTHEL J., NICOL N., FONDEUR L., GENNA A. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Sabana Grande de Boyá (6272-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto L-Este. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

NADAI A. C. (1987): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. 31 p.

NADAI A.C. and WINSLOW M.A. (198?): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados.

NAGLE F. (1979): Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Hispaniola: tectonic focal point of the Northern Caribbean. Three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geological Society, compiled and edited by B. Lidz and F. Nagle, p. 1-28.

NAGLE F., PACHER H.C., ANTONINI G.A. (1979): Hispaniola Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean. Three tectonic studies in the Dominican Republic. En Lidz, B. y Tagle, F. (Eds.). Geological Society. Miami.

NATRISK (2008): Catalogo de inundaciones en la Cuenca del rio Yuna, Republica Dominicana, 1977-2007, ONFED, PNUD, Univ. De Valladolid, 25 p.

NELSON C. E., JIMENEZ J., RODRIGUEZ J. J. (2001) – Domos volcanicos y mineralizacion de oro en el distrito Pueblo Viejo, Republica Dominicana. Revista Geologica de America Central, 25, p. 7-26.

NELSON C.E. (2000): Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo district, Dominican Republic. Mineralium Deposita (2000) 35, p. 511-525.

PARDO G. (1975): Geology of Cuba. En: The Ocean Basins and Margins, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.

PARRISH R. R., RODDICK J. C., LOVERIDGE W. D., SULLIVAN R. W. (1987): Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada;

Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. Paper - Geological Survey of Canada, 87-2, p. 3-7.

PEARCE J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.

PEARCE J.A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-249.

PEARCE J.A. (1992): Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In P. Fryer, Pearce, J. A., Stocking, L.B. (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, p. 623-659. College Station, TX.

PEARCE J.A., ALABASTER T., SHELTON A.W., SEARLE M.P. (1981): The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, A300, 299-317.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, p. 290-300.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, vol.25, p. 956-983.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.69, p. 33-47.

PEARCE J.A., PEATE D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23, p. 251-285.

PEREZ VALERA F. y ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PEREZ-ESTAUN A., HERNAIZ HUERTA P.P., LOPERA E., JOUBERT M. y grupo SISMYN (2007): Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 157-174.

PÉREZ-ESTAÚN A., TAVARES I., GARCÍA CORTES A., HERNAIZ HUERTA P.P. (2002): Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37, p. 77-80.

PINDELL J.L. (1994): Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: Caribbean geology: An introduction, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, p. 13-39.

PINDELL J.L., BARRET S.F. (1990): Geologic of the Caribbean region; A plate- tectonic perspective. En: The Geology of North America: The Caribbean region (Dengo, G. y Case, J.E., eds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, p. 405-432.

PINDELL J.L., DRAPER G. (1991): Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 97-114.

PLATT J.P., VISSERS R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. J. Struct. Geol., 2, p.397-410.

PONS J.M., GARCIA-SENZ J. and BERNARDEZ E. (2005): A Maastrichtian rudist bivalves association found in the Oriental Cordillera (Dominican Republic). 17th Caribbean Geological Conference, Puerto Rico, 2005. Poster contribution.

PONS J.M., GARCIA-SENZ J. and BERNARDEZ E. (2005): Maastrichtian Antillocaprinidae, Radiolitidae and Hippuritidae found in the Oriental Cordillera (Dominican Republic). Seventh International Congress on Rudists, Austin, Texas, 2005. Poster Contribution.

PREMOLI SILVA I., SLITER W.V. (2002): Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera. Dipartimento di Scienze della Terra. University of Perugia (Italy) p. 1-462.

PREMOLI SILVA I., SLITER W.V. (2002): Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera. Dipartimento di Scienze della Terra. University of Perugia (Italy) p. 1-462.

PREMOLI SILVA L., SLITER W.V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica*, 82, p.1-89.

RAMSAY J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York and London, 568 p.

RAPP R.P., WATSON E.B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust- mantle recycling. *J. Petrol.*, 36 4 , p. 891–931.

RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T., DePAOLO D.J. (1998): Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145(1-2): p. 117-152.

ROBASZYNSKI F., CARON M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe – Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 166, n°6, p. 681-692.

RODDICK J.C. (1987): Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, p. 2129-2135.

RODRIGUEZ J.J. (1998): Excursion to the Pueblo Viejo Au-Ag deposit and vicinity. Field guide. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 1-6.

RODRIGUEZ J.J. (1998): Geology of the Los Ranchos Formation. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 21.

RODRIGUEZ J.J. (1998): History of Pueblo Viejo. In Feiss P.G. ed., Mineral deposits of the Dominican Republic, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 19-20.

ROSENCRANTZ E., ROSS M.I., SCLATER J.G. (1988): Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: Journal of Geophysical Research, v. 93, p. 2141-2157.

RUSSELL N., KESLER S.E. (1991): Geology of the maar-diatreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 203-215.

RUSSELL N., SEAWARD M., RIVERA J., Mc CURDY K., KESLER S.E., CUMMING G.L., SUTTER J.F. (1980): Geology and geochemistry of the Pueblo Viejo gold-silver deposit and its host Los Ranchos Formation, Dominican Republic. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 1, p. 263-271.

SERRA-KIEL J., FERRANDEZ-CANADELL C., GARCIA-SENZ J. and HERNALIZ HUERTA P.P. (2007): Cainozoic larger foraminifers from Dominican Republic. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, nº2, p. 359-384.

SHERVAIS J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, Earth and Planetary Science Letters, vol. 59, p. 101-118.

SIGURDSSON H., KELLEY S., LECKIE R.M., CAREY S., BRALOWER T., KING J. (2000): History of Circum-Caribbean Explosive Volcanism: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra layers, in Leckie R. M., Sigurdsson H., Acton G. D., and Draper G. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 165.

SILVESTER A.G. (1988): Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1666-1703.

SINTON C.W., DUNCAN R. A., STOREY M. LEWIS J., ESTRADA J.J.(1998): An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 155, p. 221-235.

SLATER J.A., BARANOWSKI R.M. (2000): *Discocoris Dominicanus*, a new species of palm bug from dominican amber (Heteroptera Thaumastocoridae). *Florida Entomologist* 83(3), p. 349-353.

SMILEY C.J. (1982): Cretaceous plants from the Dominican Republic. Unpublished report to Rosario Dominicana, 20 p.

SMILEY C.J. (1982): Lower Cretaceous plants from the Dominican Republic. En: *Caribbean Geology into the third Millenium*. Trevor A. Jackson (ed.) University of the West Indies Press, p. 119-129.

SMITH I.E.M., WORTHINGTON T.J., STEWART R.B., PRICE R.C., GAMBLE J.A. (2003): Felsic volcanism in the Kermadec arc, SW Pacific: crustal recycling in an oceanic setting. In: Larter, R.D. & Leat, P.T., *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society of London, Special Publications, 219, 99-118.

SOFREMINES (1978): Estudio de las lignitas de la zona d'El Valle. Informe inédito, Compañia Dominicana de Electricidad. Santo Domingo.

STACEY J. S., KRAMERS J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 207-221.

SUAREZ A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Samaná (6373). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n°9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

SUN S.S., MCDONOUGH W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, p. 313-345.

TATSUMI Y., HAMILTON D.L., NESBITT R.W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted litho-sphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, p. 293–309.

THIRLWALL M. F. (2000): Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. *Chemical Geology*, 163, p. 299-322.

TOLOCZYKI M., RAMIREZ I. (1991): Mapa geológico de la República Dominicana 1:250 000. Secretaria de Estado de Industria y Comercio, Dirección General de Minería, Instituto Geografico Universitario, Santo Domingo, D.N. en cooperacion con Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, República Federal de Alemania.

TUTTLE M.P., PRENTICE C.S., DYER-WILLIAMS K., PENA L.R. and BURR G. (2003): Late Holocene liquefaction features in the Dominican Republic: a powerful tool for earthquake hazard assessment in the Northeastern Caribbean. *Bulletin of the Seismological Society of America*; Feb 2003; v.93; n°1; pp.27-46.

ULLRICH T. (2004): Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los Proyectos L y K. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Francisco de Macoris (6173-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

VENABLE M. (1998): Pueblo Viejo overview. In Feiss P.G. ed., *Mineral deposits of the Dominican Republic*, guidebook prepared for the Society of Economic Geologists. Field trip, march 12-14, 1998, p. 22-30.

WEYL R. (1966): *Geologie der Antillen*, Band 4, Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde, (H. J. MARTINI, Ed.) Berlin, Gebrüder Bornträger, 410 p.

WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol. 20, p. 325-343.

WINSLOW M.A., GUGLIELMO G. Jr., NADAI A.C., VEGA L.A., McCAAN W.R. (1991): Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262, p. 301-313.

WOOD D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, p. 11-30.

ZOPPIS R. (1947): Informe sobre el yacimiento aurífero de Miches (El Seibo). Informe inédito, 8 p., Dirección General de Minería 14-47-002. Santo Domingo.