



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**RAMÓN SANTANA
(6371-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

- Dr. Eric Lasseur (BRGM)
- Ing. Jacques Monthel (BRGM)

MICROPALEONTOLOGÍA 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,
- Lugares de Interés Geológico.

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 San Pedro de Macoris (6371) y Memoria adjunta,
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de San Pedro de Macoris (6371) 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 Salvaléon 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 Ramón Santana (6371-I) está situada en el margen Sur de la Cordillera Oriental y se desarrolla principalmente en la Llanura Costera del Caribe.

El substrato del Cretácico Superior aflora en el límite Norte de la Hoja. Muestra una estructura sinclinal NO-SE, que de muro a techo comprende:

- Turbiditas silici-clásticas, potentes y monótonas, de la Fm Las Guayabas. En numerosas zonas engloban potentes lentejones y barras de arenas feldespáticas gruesas y conglomerados, atribuibles al Mb Hato Mayor;
- Silexitas de Arroyo La Yabana;
- El Miembro de lutitas de Las Auyamas;
- Turbiditas carbonatadas de la Fm Río Chavón, bien desarrolladas en el núcleo del sinclinal.

En el Norte de la Hoja, el río Soco se encaja en un macizo de peridotitas ligeramente serpentinizadas. Se trata de un cuerpo extrusivo, de forma diédrica, asociado a la importante falla NNO-SSE de Paso Cibao-Lechuga.

La plataforma carbonatada Plio-Pleistocena de la Llanura Costera del Caribe comprende a muro potentes y repetitivos horizontes de conglomerados poligénicos poco consolidados (Conglomerados de Ramón Santana). Éstos se intercalan e interdigitan con las margas y las calizas arcillosas de la Fm Yanigua y las calizas bioclásticas de la Fm Los Haitises. Las calizas arrecifales de Los Haitises han sido reconocidos al Sur de la Hoja, donde constituyen una franja de algunos kilómetros de longitud.

Esta cobertera, perfectamente tabular, está modificada por la alteración supergénica y enmascarada por los recubrimientos arcillosos (arcillas de decalcificación fruto de la karstificación, coluviones). Los depósitos recientes son utilizados para el cultivo de la caña de azúcar que se desarrolla extensamente en toda esta región.

Los recursos de agua son importantes, principalmente en el valle aluvial del río Soco, aunque también en las calizas karstificadas de la cobertera sedimentaria Plio-Pleistocena. La actividad minera extractiva en las calizas está limitada para el mantenimiento de las carreteras.

ABSTRACT

The Ramon Santana map area (Sheet 6371-I) is located at the southern edge of the Eastern Cordillera and mainly extends over the Caribbean Coastal Plain.

The Late Cretaceous substratum crops out at the northern border of the area where it describes a NW-SE synclinal structure comprising, from the base up:

- Thick monotonous siliciclastic turbidite of the Las Guayabas Formation. In several places this incorporates thick lenses and bars of coarse-grained feldspathic sandstone and conglomerate attributed to the Hato Mayor Member;
- Arroyo La Yabana silexite;
- The Las Auyamas lutite Member;
- Carbonate turbidite of the Río Chavón Formation, well developed in the core of the syncline.

In the north of the map area, the Soco river cuts down into a massif of weakly serpentinized peridotite. This is an extrusive dihedral-shaped body associated with the major NNW-SSE Paso Cibao-Lechuga Fault.

The Caribbean Coastal Plain Plio-Pleistocene carbonate shelf contains, at its base, thick recurrent beds of poorly consolidated polygenic conglomerate (Ramón Santana Conglomerate). This intercalates and interfingers with the marl and limestone of the Yanigua Formation and the bioclastic limestone of the Los Haitises Formation. The Haitises reef limestone has been recognised in the southern part of the area where it forms a fringe several kilometres wide.

This perfectly tabular cover has been modified by supergene alteration and masked by clayey overburden (decalcification clay derived from karstification, clayey colluvium). These recent deposits are favourable for the cultivation of sugar cane, which is widely developed throughout the region.

Water resources are significant, mainly in the alluvial valley of the Soco river, and also in the karstified limestone of the Plio-Pleistocene sedimentary cover. The extractive industry is limited to the quarrying of limestone for road and track maintenance.

INDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Situación geográfica	2
1.2	Marco geológico regional	3
1.3	Antecedentes bibliográficos.....	6
1.4	Metodología	7
2	ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.....	11
2.1	Rocas eruptivas.....	11
2.1.1	<u>Rocas ultrabásicas y serpentinitas (1)</u>	<u>11</u>
2.1.2	<u>Gabros (2).</u>	<u>14</u>
2.2	El Cretácico Superior	14
2.2.1	<u>Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano- paralelas (3). Coniaciano-Santoniano. K₂.....</u>	<u>17</u>
2.2.2	<u>Fm Las Guayabas. Mb Hato Mayor. Brechas y conglomerados poligénicos, areniscas gruesas (4). Coniaciano-Santoniano. K₂</u>	<u>19</u>
2.2.3	<u>Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (5). Santoniano. K₂ . ____ 20</u>	<u>20</u>
2.2.4	<u>Fm Río Chavón. Mb de Las Auyamas. Alternancia de capas finas de areniscas, pelitas laminadas y micritas (6). Santoniano - Maastrichtiano. K₂.....</u>	<u>22</u>
2.2.5	<u>Fm Río Chavón. Sucesión rítmica de calcarenitas, siltitas y lutitas carbonatadas (7). Santoniano - Maastrichtiano. K₂</u>	<u>25</u>
2.3	El Plioceno-Pleistoceno	28
2.3.1	<u>Generalidades</u>	<u>28</u>
2.3.2	<u>Los Conglomerados de Ramón Santana: conglomerados, areniscas, arcillas y limos (8). Plioceno-Pleistoceno inferior. N₂-Q₁.....</u>	<u>31</u>

2.3.3	<u>Fm Yanigua. Margas y calizas margosas (9). Plioceno-Pleistoceno. N2 – Q1-3..</u>	<u>38</u>
2.3.4	<u>Fm Los Haitises Plioceno-Pleistoceno.....</u>	<u>41</u>
2.4	Las Formaciones superficiales cuaternarias.....	49
2.4.1	<u>Abanicos aluviales, coluvión y glacis. Cantos, gravas, arenas y limos (12). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>49</u>
2.4.2	<u>Arcillas rojas y limos (13). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>53</u>
2.4.3	<u>Abanicos o derrubios de caliza con matriz de caliche (14). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>54</u>
2.4.4	<u>Fondo de dolina. Arcillas rojas de decalcificación (15). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>55</u>
2.4.5	<u>Superficie ferruginizada. Brechas y arcillas lateriformes (16). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>56</u>
2.4.6	<u>Llanura de inundación y terrazas. Cantos, gravas, arenas y limos (17). Holoceno. Q₄</u>	<u>56</u>
2.4.7	<u>Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (18). Holoceno. Q₄.....</u>	<u>57</u>
3	TECTÓNICA.....	58
3.1	Marco geodinámico	58
3.2	Estructura de la Cordillera Oriental.....	61
3.3	Características de las principales estructuras y unidades tectónicas de la Hoja “Ramón Santana”	73
3.3.1	<u>La Falla Paso Cibao-Lechuga.....</u>	<u>73</u>
3.3.2	<u>El substrato Cretácico.....</u>	<u>74</u>
4	GEOMORFOLOGÍA.....	77
4.1	Análisis geomorfológico	77
4.1.1	<u>Estudio morfoestructural.....</u>	<u>77</u>
4.1.2	<u>Estudio del modelado</u>	<u>79</u>
4.2	Evolución e historia geomorfológica	81
5	HISTORIA GEOLÓGICA	84

6	GEOLOGÍA ECONÓMICA	91
6.1	Hidrogeología	91
6.1.1	<u>Datos climáticos</u>	<u>91</u>
6.1.2	<u>Red hidrográfica</u>	<u>93</u>
6.1.3	<u>Naturaleza e interés de los principales acuíferos.....</u>	<u>94</u>
6.2	Recursos minerales.....	95
6.2.1	<u>Indicios minerales.....</u>	<u>95</u>
6.2.2	<u>Canteras de materiales.....</u>	<u>96</u>
7	LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	98
7.1	L.I.G. n°1: Peridotitas del río Soco	98
7.1.1	<u>Croquis de situación</u>	<u>98</u>
7.1.2	<u>Contenido - Motivación</u>	<u>98</u>
7.1.3	<u>Acceso.....</u>	<u>99</u>
7.1.4	<u>Observaciones y comentarios.....</u>	<u>99</u>
7.2	L.I.G. n°2: FM Yanigua de Casabe	100
7.2.1	<u>Croquis de situación</u>	<u>100</u>
7.2.2	<u>Contenido - Motivación</u>	<u>100</u>
7.2.3	<u>Acceso.....</u>	<u>101</u>
7.2.4	<u>Observaciones y comentarios.....</u>	<u>101</u>
7.3	L.I.G. N° 3: Transición de Los Conglomerados de Ramón Santana y de las Calizas de Los Haitises.....	102
7.3.1	<u>Croquis de situación</u>	<u>102</u>
7.3.2	<u>Contenido - Motivación</u>	<u>102</u>
7.3.3	<u>Acceso.....</u>	<u>103</u>
7.3.4	<u>Observaciones y comentarios.....</u>	<u>103</u>

FIGURAS

Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Ramón Santana.	4
Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Ramón Santana (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaun A. <i>et al.</i> – 2007).	4
Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Ramón Santana, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.	9
Figura 4: Esquema geológico del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.	10
Figura 5: Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretáceo Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	15
Figura 6: Nomenclatura estratigráfica usada por distintos autores para describir la sucesión del Cretáceo Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	16
Figura 7: Cortes sintéticos NS de la plataforma carbonatada del SE de la República Dominicana.	30
Figura 8: SRTM de la Cordillera Oriental mostrando una erosión más intensa al Norte de la zona de afloramientos de los Conglomerados de Ramón Santana, en particular en la Hoja del Seibo.	38
Figura 9: Modelo de depósito (rampa) válido para el intervalo Plioceno-Pleistoceno inferior y equivalente con las formaciones cartografiadas, (mod. de Braga J.C., 2010).	49
Figura 10: 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).	58
Figura 11: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretáceo Superior – Eoceno. (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).	59
Figura 12: 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).	59
Figura 13: 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).	60
Figura 14: 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.	63
Figura 15: Esquema estructural del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.	64
Figura 16: 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).	65
Figura 17: Cortes geológicos seriados (I-I' a IV-IV') de la Cordillera Oriental Dominicana. (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	68
Figura 18: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana. (García-Senz J. <i>et al.</i> , 2007).	69
Figura 19: 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).	72

Figura 20: Esquema estructural del Mapa de Ramón Santana.	73
Figura 21: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de planos de estratificación (36 medidas) del sinclinal de Arroyo Lucas. El pliegue es de dirección N138°E-21°SE.	75
Figura 22: Corte geológico de la Hoja Ramón Santana.	76
Figura 23: Situación de la Hoja de Ramón Santana en el contexto morfoestructural de la Llanura Costera del Caribe.	78
Figura 24: Perfil morfoestructural esquemático de la Llanura Costera del Caribe.	78
Figura 25: Evolución del perfil del sector occidental de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno.	83
Figura 26: 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 <i>et al.</i> (1991). Las edades radiométricas se han tomado de Bourdon (1985); Kesler <i>et al.</i> , 1991; Bellon <i>et al.</i> , 1985).	85
Figura 27: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Díaz de Neira J.A., 2010).	89
Figura 28: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Hato Mayor y San Pedro de Macorís. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de http://www.theweathernetwork.com).	92
Figura 29: Oscilaciones anuales del caudal del río Soco (estación de aforo de Paso del Medio, 1957-1994). Comparación con la pluviometría registrada en El Seibo (mod. de Eptisa, 2004).	93
Figura 30: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja Ramón Santana. Los números permiten su correlación con la Tabla 2.	97
Figura 31: Croquis de situación del LIG 1. Peridotitas del río Soco.	98
Figura 32: Croquis de situación del LIG 2. Fm Yanigua.	100
Figura 33: Croquis de situación del LIG 3. Transición entre los Conglomerados de Ramón Santana y las calizas de Los Haitises.	102

TABLAS

Tabla 1: Características de los indicios vistos en la Hoja Ramón Santana.	95
Tabla 2: Características de las canteras de la Hoja Ramón Santana. Los números permiten su correlación con la Figura 26:	97
Tabla 3: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.).	104

FOTOS

Foto 1: Afl. 87JM9050. Afloramiento característico de una roca ultrabásica serpentinizada en el río Soco. Foliación dúctil de la matriz serpentinitica rodeando clastos deformados de rocas ultrabásicas menos alteradas.	12
Foto 2: 87JM9107. Horizonte de silixitas al nivel del río Soco. Destaca la escasa potencia y las desarmonías tectónicas que fallan el nivel (duplicación tectónica).	22
Foto 3: Afl. 87JM9095. Alternancias monótonas y repetitivas de areniscas y limolitas carbonatadas.	24

Foto 4: Afl. 87JM9095. Pliegue sin-sedimentario, enmarcado a techo y muro por dos estratos perfectamente planos.	24
Foto 5: Afl. 87JM9018. Secuencias de turbiditas calcáreas de la Fm Río Chavón.	27
Foto 6: Afl. 87EL9454. Los Conglomerados de Ramón Santana. Nivel discontinuo conglomeratico matriz soportada: gravas y cantos poligénicos en una matriz limolítica y arcillosa.	32
Foto 7: Afl. 87EL9480. Conglomerado de gravas y cantos en una matriz limolítica y arcillosa.	32
Foto 8: Afl. 87EL9861. Contacto entre los Conglomerados de Ramón Santana y las calcarenitas del muro de Los Haitises.	34
Foto 9: Afl. 87EL9861. Detalle de la foto anterior mostrando la alternancia entre las calcarenitas laminadas y los niveles más conglomeráticos.	35
Foto 10: Afl. 87JM9079. Marga limosa beige con acumulación de gruesas conchas de ostras (<i>Crassostrea virginica</i>).	40
Foto 11: Afl. 87JM9079. Detalle de una marga limosa beige con acumulación de conchas gruesas de ostras (<i>Crassostrea virginica</i>).	40
Foto 12: Afl. 87EL9033. Margas limosas beige con bioturbaciones de gran tamaño (<i>Thalassinoïdes</i>).	41
Foto 13: Afl. 103EL9037. Calizas bioclásticas con grandes moluscos y gasterópodos.	43
Foto 14: Afl. 87EL9239. Calcarenitas bioclásticas y areniscas con megariipples.	44
Foto 15: Diferentes tipos de corales en las calizas de Los Haitises (Ud Calizas arrecifales a: <i>Acropora cervicornis</i> , b: <i>Stylophora sp.</i> , Cantera de Higüey junto al río Chavón (Braga J.C., 2009).	46
Foto 16: Afl. 87JM9004. Recubrimiento coluvional, al pie de relieves cretácicos de La Guabana. Destaca la angulosidad de fragmentos y la ausencia de granoclasificación.	52
Foto 17: Afl. 87EL9440. Coluvión mostrando alternancia de depósitos arenosos (localmente conglomeráticos, poligénicos) y de paleosuelos (visibles por las bandas blancas).	53
Foto 18: Afl. 87EL9605. Alteración de las calizas de Los Haitises, destaca la parte superior totalmente rubificada.	54
Foto 19: Afl. 87JM9129. Un banco del río Soco mostrando la superposición de numerosos episodios de depósitos aluviales: arenas arcillosas de color naranja y limos de color gris-negro.	57
Foto 20: Afl. 87JM9097. Zona de charnela del sinclinal de Arroyo Lucas, en la interfase entre las silto-pelitas del Mb Las Auyamas y las calizas turbidíticas de la Fm Río Chavón.	75
Foto 21: Afl. 87JM9123. Costra silíceo impregnada de capas verdosas níquelíferas.	96

1 INTRODUCCIÓN

Debido al carácter incompleto y no sistemático de la cartografía 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. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (DGM), del Proyecto de "Cartografía Geotemática en República Dominicana" y de dos Ampliaciones.

El objetivo general del Proyecto 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.

Los dos Ampliaciones del Proyecto original incluyen, entre otros trabajos, la elaboración de 20 hojas geológicas a escala 1:50 000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100 000:

- **Sabana Buey:** Sabana Buey (6070-I);

- **Baní** : Nizao (6170-I), Baní (6170-IV);

- **Santo Domingo**: Guerra (6271-I), Boca Chica (6271-II), Santo Domingo (6271-III), Villa Mella (6271-IV);

- **San Pedro de Macorís**: Ramón Santana (6371-I), Boca del Soco (6371-II), San Pedro de Macorís (6371-III), Los Llanos (6371-IV);

- **La Granchorra**: La Granchorra (6470-I), Mano Juan (6470-II);

- **La Romana**: Higüey (6471-I), San Rafael del Yuma (6471-II), La Romana (6471-III), Guaymate (6471-IV);

- **Juanillo**: Juanillo (6571-III), Pantanal (6571-IV);

- **Bávaro**: Bávaro (6572-III).

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Ramón Santana (6371-I) está situada en el límite Sur de la Cordillera Oriental Dominicana, en el margen Norte de la Llanura Costera del Caribe (Figura 1). Es una región tabular cuya altitud media está comprendida entre los 50 y los 100 m. Los únicos relieves están en la franja NE de la Hoja, y su altitud no excede 190 m (La Guanabana). El territorio es drenado por el río Soco que atraviesa el centro de la Hoja y que se desplaza aproximadamente desde el Norte al Sur, hacia el Mar Caribe. Numerosos arroyos de mediana importancia también drenan la región; la mayoría encajados en la cobertera caliza de la Llanura Costera (arroyo Hondo, arroyo Lima).

Desde el punto de vista administrativo, el territorio de la Hoja comprende las Provincias de El Seibo (al NE), de La Romana (al SE) y de San Pedro de Macorís (mitad oeste del mapa).

La economía de la región se basa en el cultivo de la caña de azúcar cuyas plantaciones pertenecen a la Central Romana Corporation. Gran parte de la actividad económica de la región se desarrolla alrededor de esta empresa, y las principales localidades de la región: Higüeral, Ramón Santana, Lechuga, dependen totalmente de esta compañía. Con sus

diferentes divisiones, la Central Romana emplea directamente a más de 25,000 personas, siendo así el mayor empleador privado de la República Dominicana. La compañía posee más de 200,000 acres de terreno haciéndolo el principal terrateniente del país. La contribución indirecta de esta empresa al empleo de la región es aún mayor, por lo que se ha convertido en la base de sustento económica de la Provincia de La Romana y zonas aledañas.

La densidad de población es media. Las plantaciones azucareras están recorridas por una densa red de caminos bien mantenidos. El personal, en su mayoría de origen haitiano, se aloja en numerosos bateyes irregularmente repartidos a todo lo largo de las carreteras y de las plantaciones. El municipio de Ramón Santana contaba con 10 000 habitantes en 2002. Las otras localidades principales son Higueral y Lechuga. Las carreteras de acceso están en general duplicadas por una red de caminos por el que transita la producción de caña de azúcar. La cual es tratada en las factorías de La Romana y San Pedro de Macorís.

El clima tropical es cálido y muy húmedo, con un corto período seco entre Febrero y Marzo y abundantes precipitaciones entre Mayo y Junio. Este clima es responsable de una vegetación particularmente frondosa y de una importante alteración arcillosa del sustrato rocoso.

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 (Pindell J. L. y Barret S.F., 1990; Pindell J.L., 1994).

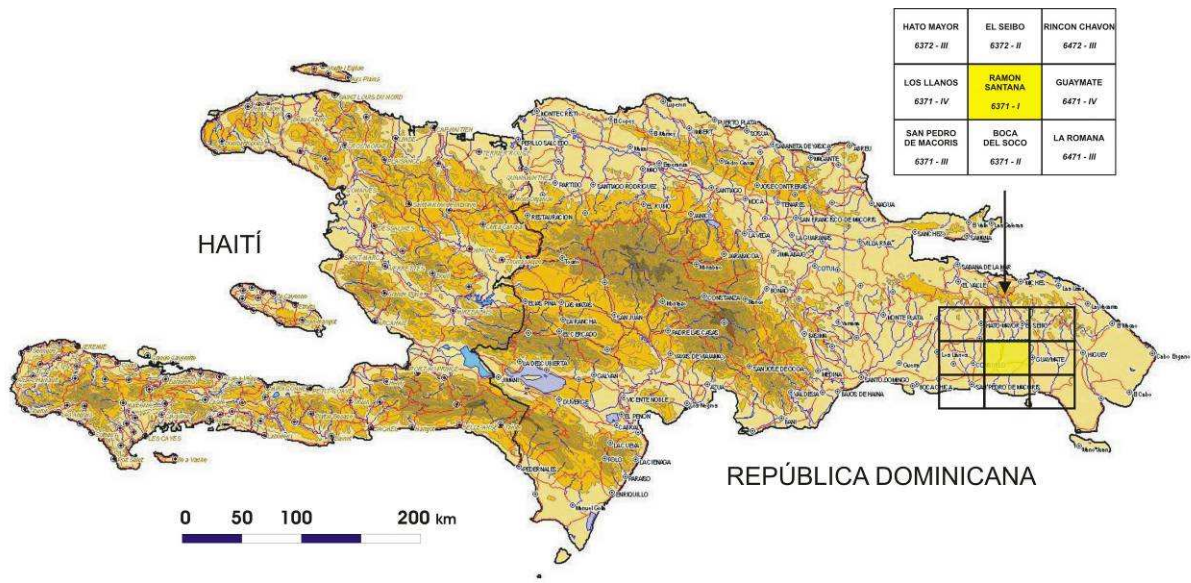


Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Ramón Santana.

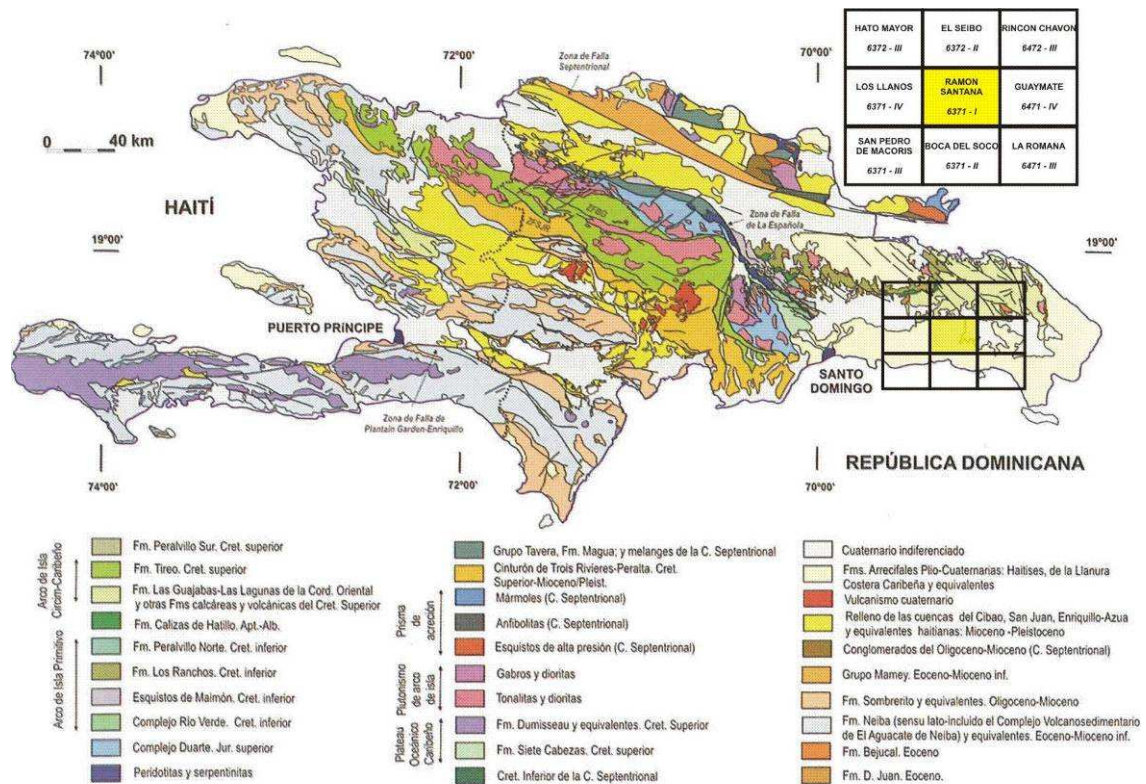


Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Ramón Santana (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaun A. et al – 2007).

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 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 serpentizada (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 el conocimiento geológico de la Cordillera Oriental, con el levantamiento de 10 Hojas de escala 1:50 000. 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.

1.4 METODOLOGÍA

El trabajo de campo se efectuó entre Octubre de 2008 y Marzo de 2009. Se apoyó en el estudio de fotos aéreas a escala aproximada de 1:30 000. Las imágenes de satélite de Google Earth, y los modelos numéricos del terreno (SRTM) accesibles vía Global Mapper, han sido del mismo modo de gran utilidad, en particular para precisar la traza de las principales características morfológicas de la Llanura Costera del Caribe. 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 logiciel 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 República Dominicana (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, durante la elaboración de la cartografía geológica, estuvieron ligadas a las condiciones de afloramiento muy mediocres, por el hecho del fuerte recubrimiento vegetal, principalmente sobre toda la Llanura Costera del Caribe completamente recubierta por las plantaciones de caña de azúcar. Para realizar la cartografía se utilizó principalmente la red hidrográfica.

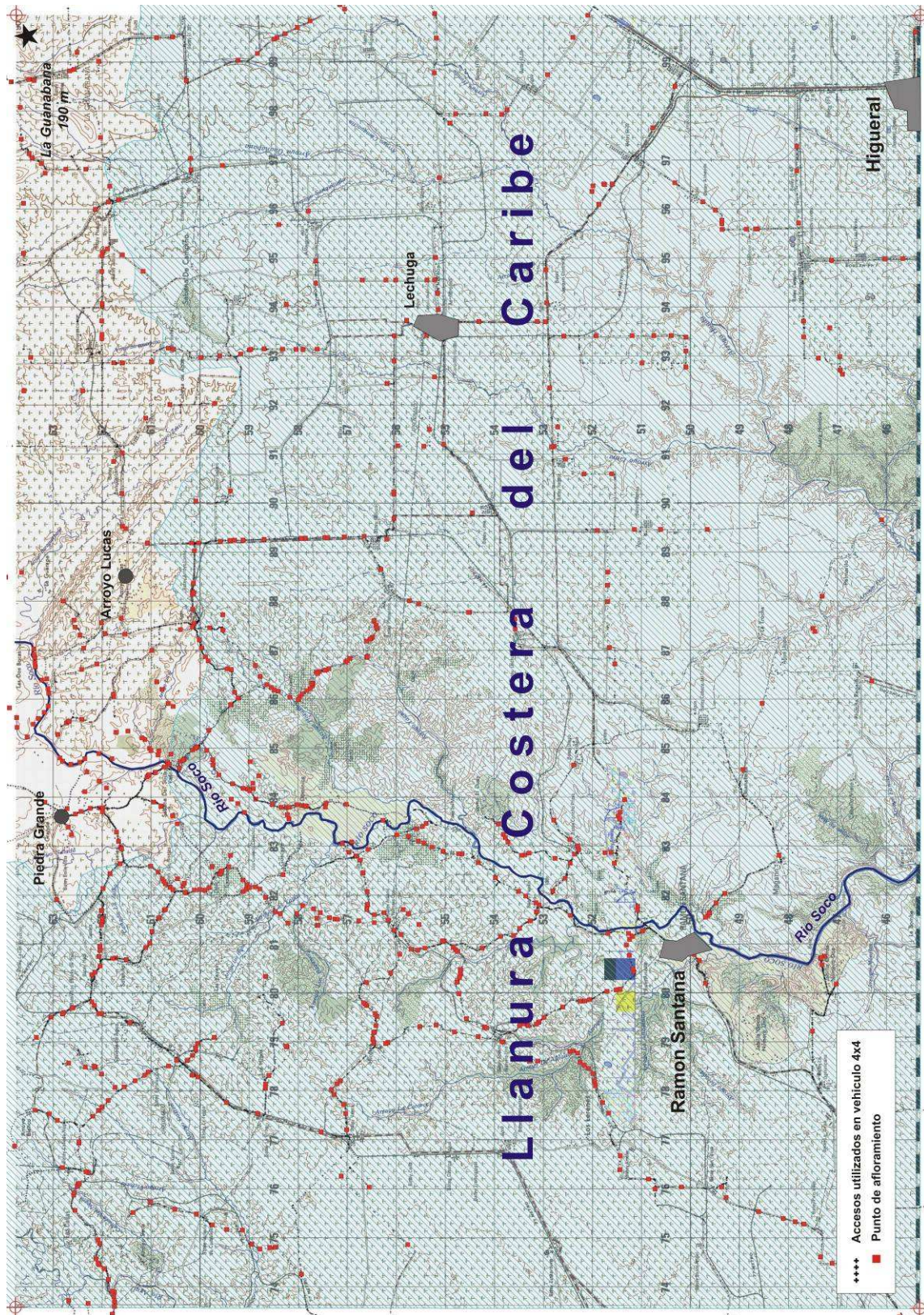
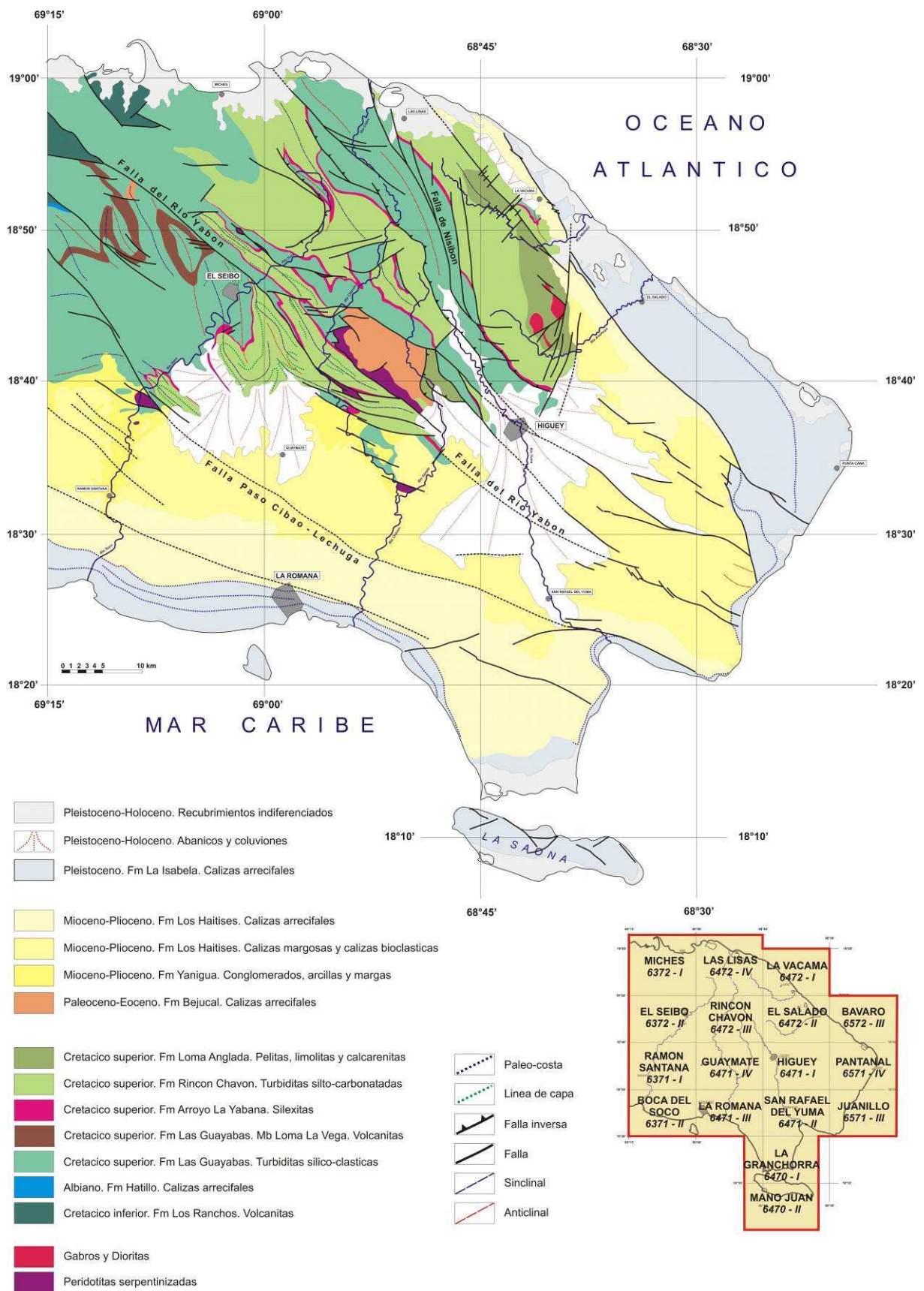


Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Ramón Santana, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.



2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

El territorio de la Hoja de Ramón Santana se compone de dos grandes conjuntos naturales:

- La franja Norte pertenece a la Cordillera Oriental. Está constituido por turbiditas silici-clásticas y carbonatos del Cretácico Superior y algunos afloramientos de peridotitas de tipo Loma Caribe. El conjunto está cubierto por coluviones cuaternarios provenientes de la alteración de los relieves de la Cordillera.
- Los terrenos meridionales de la Hoja se corresponden con la Llanura Costera del Caribe. Esta es una zona tabular recubierta por las calizas Plio-Pleistocenas de la Fm Los Haitises. Las arcillas generadas por la alteración de los carbonatos son importantes para el cultivo de la caña de azúcar.

El río Soco atraviesa los terrenos siguiendo la dirección NS. La parte alta del río permite la realización de buenas observaciones geológicas.

2.1 ROCAS ERUPTIVAS

2.1.1 Rocas ultrabásicas y serpentinitas (1)

Son rocas ígneas foliadas de color verde oscuro y composición ultrabásica que aparecen de forma aislada entre las series sedimentarias de la Cordillera Oriental. Es difícil atribuirles una edad precisa; son sin- o post-Cretácico Superior, con una fuerte presunción por el Paleoceno.

El afloramiento más extenso, se localiza en la parte norte del río Soco entre Piedra Grande y Sabana del Soco. Numerosos afloramientos son visibles a ambos lados del río (87JM9050), además también en el arroyo Lucas (87JM9109). Otra zona de afloramientos, de tamaño más modesto, es visible a lo largo del camino que une las localidades de Colón y Dominica (87JM9114). En otra zona, de pequeño tamaño, ha sido localizado sobre la rivera izquierda del río Soco, a la altura de Guayaca (87JM9131). Todos estos afloramientos se encuentran en la proximidad de una importante zona de falla que atraviesa el territorio de la Hoja de NO

a SE, con una dirección N130-140°E. Esta zona de falla, denominada Falla Paso Cibao-Lechuga, afectando principalmente el substrato, esta marcada por una fuerte anomalía magnética.



Foto 1: Afl. 87JM9050. Afloramiento característico de una roca ultrabásica serpentinizada en el río Soco. Foliación dúctil de la matriz serpentinitica rodeando clastos deformados de rocas ultrabásicas menos alteradas.

De un modo general, la serpentinita tiene una textura facoidal con una foliación anastomosada y fracturas con superficies estriadas que envuelven cuerpos más masivos o menos foliados. Se reconoce entre la matriz foliada serpentinitica bloques de peridotita con

piroxeno, peridotita con espinela, gabro con prehnita y anfíbol secundario. En cuanto a la textura y composición petrográfica de los cuerpos ultrabásicos menos transformados a serpentinitas, se observan rocas peridotíticas de tonos pardos y violáceos, de textura holocristalina, granuda de grano medio a grueso, fanerítica e inequigranular, generalmente poco foliadas. Aunque al microscopio la textura ígnea del protolito se conserva en zonas, su mineralogía ha sido completamente reemplazada a un agregado de minerales del grupo de la serpentinita. En las muestras analizadas se distinguen serpentinitas de dos tipos texturales: granudas y foliadas. Las primeras están formadas por agregados milimétricos fracturados, pseudomorfos de olivino y piroxenos; las segundas están constituidas por un agregado foliado de menor cristalinidad, consecuencia de la orientación subparalela de las fibras de serpentinitas. En algún caso se han conservado hiladas de espinela y posiblemente cromita, que definen una fábrica planar, aunque están bastante reemplazadas y alteradas a óxidos pardos de Fe-Ti. En ambos tipos, el agregado mineral se observa muy fracturado, con recristalización en las grietas de minerales opacos también secundarios. Corresponden a metaperidotitas procedentes de un manto empobrecido por extracción de fundidos basálticos.

Draper y Nagle (1991) y Pindell y Draper (1991) han propuesto en la Cordillera septentrional un mecanismo de emplazamiento de la serpentinita como intrusiones frías tectónicas (protrusiones) que arrastran a la superficie bloques exóticos y cuando alcanzan el fondo submarino se erosionan formando brechas. Spaggiari et al., (2003) describen en el sureste de Australia un cuerpo de serpentinita de dimensiones y características similares al de la Loma El Peñón, que interpretan como un Horst o monte submarino en la cuenca de ante-arco, similar a los montes de peridotita que Fryer et al. (1995) describen en la cuenca de ante-arco de Las Marianas. Estos modelos parecen aplicables en términos generales a la peridotita del río Soco.

La muestra 87JM9055 es una peridotita con olivino (>70-75%), ortopiroxeno (<15-20%), clinopiroxeno (<5%, generalmente) y espinela (2%), asumiendo una correcta asignación de los escasos pseudomorfos de olivino, por lo que se puede clasificar como una **harzburgita** con espinela (Ol>40% y Cpx<5%, generalmente; en zonas el Cpx >5 y <15%, siendo por tanto una lherzolita). El tamaño de grano es grueso (>2mm, del orden de 5 mm de diámetro).

La roca está texturalmente compuesta por un agregado granudo de olivino y ortopiroxeno mayoritariamente, con proporciones modales bajas de clinopiroxeno y cromo-espinela. En el

agregado se observa una deformación plástica intracristalina de alta T (en el estado mantélico) que da lugar a texturas porfiroclásticas, sobre la que se superponen procesos de alteración/rehidratación relacionados con su exhumación.

Tanto el orto como el clinopiroxeno son porfiroclastos, como atestigua la presencia de texturas como kink bands, sistemas de exoluciones siguiendo planos estructurales cristalinos, bordes de subgranos, engolfamiento de los bordes de grano, doblamiento o arqueamiento del ortopiroxeno (desarrollando lamelas de exolución de clinopiroxeno), etc. El olivino forma un agregado de granos en mosaico, microfracturados y serpentinizados. El Opx enstatita forma grandes cristales alotriomorfos, a veces ameboides, variablemente transformados a bastita, y con rebordes de espinela. Incluye Ol, Cpx y Spn. La espinela forma granos idiomorfos de hasta 1 mm de diámetro variablemente transformados a opacos, en el contacto Ol-Opx, o aparece como inclusión en el Opx y Ol. El Cpx forma rebordes en torno al Opx y granos mayores como parches dispersos en el agregado. Se superpone una relativamente ligera fracturación y serpentización, con formación de minerales retrógrados (serpentinita, clorita, opacos, etc.) pseudomórficos o rellenando microfracturas.

2.1.2 Gabros (2).

Se cartografió como gabros, los afloramientos visibles en el talud del camino que atraviesa el río Soco (87JM9060) y en el borde del arroyo Lucas (87JM9139). Se corresponde con una banda tectónica unida a las facies previas. Por sus características texturales, se ha clasificado como gabro, pero ninguna muestra ha sido tomada para el estudio microscópico debido a la fuerte alteración supergénica.

2.2 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). 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 (García-Senz J. *et al*, 2007).

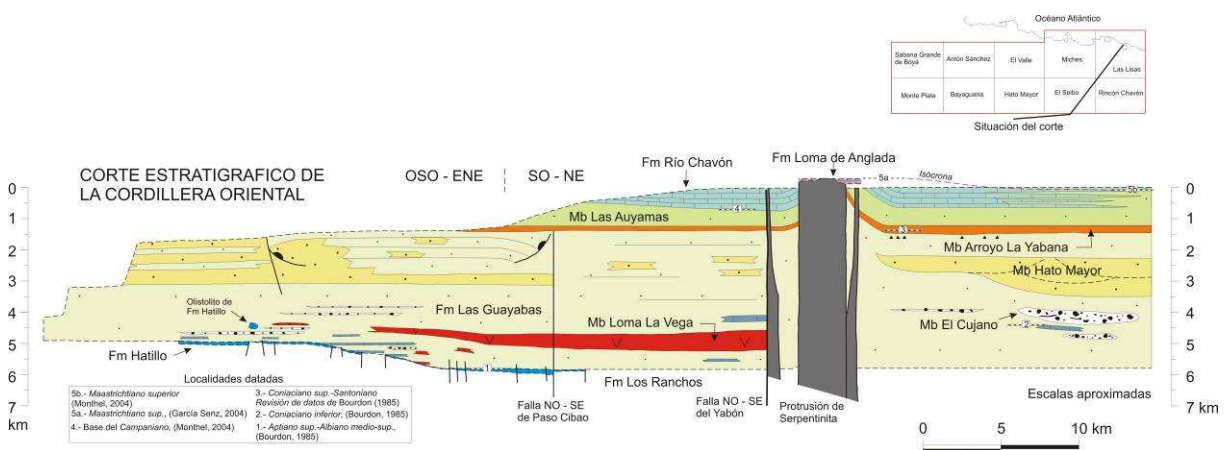


Figura 5: Corte estratigráfico sintético de las unidades estratigráficas y las facies del Cretáceo Superior de la Cordillera Oriental (García-Senz J. *et al*, 2007).

Ahora, en el Cretáceo 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 sílex 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)	
Flysch calcáreo de La Mina	Areniscas calcáreas maastrichtienses	Fm Río Mana	Fm La Mina	Fm de Calizas de Loma de Anglada	Maastrichtiense
	Calizas maastrichtienses	Fm Loma de Anglada		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 Silixitas de Arroyo La Yabana	Santoniense
	Intercalación silíceas	Mb Arroyo La Yabana	Fm Las Guayabas	Mb de Areniscas de Hato Mayor	Coniaciense
	Serie volcano-detrítica y volcánica	Fm Río Cuarón		Mb de Volcan. de Loma La Vega	
		Fm El Cujano		Mb de Conglom. de El Cujano	
Mb Loma La Vega		Fm de Aren. de Las Guayabas		Cenomaniense - Turoniense	
Conglomerado de rocas ultrabásicas	(Unidad del Seibo)				Albiense
(Unidad del Oro)		Fm de Calizas de Hatillo			

Figura 6: Nomenclatura estratigráfica usada por distintos autores para describir la sucesión del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (García-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 Cretácico Superior. El estudio de foraminíferos plantónicos 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 *Titanosarcólites* (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.

2.2.1 Fm Las Guayabas. Areniscas, grauvacas y lutitas en capas delgadas plano-paralelas (3). 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 únicamente a los primeros 200 metros del total de 4,3 km de espesor de la formación. La base es un contacto litológico brusco y discordante a escala cartográfica, que superpone areniscas de granos volcánicos y calcáreos sobre calizas con rudistas o con

nódulos de sílex de la Fm Hatillo, o sobre rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos. El techo de la formación se ha definido como la última capa de areniscas bajo las sílexitas de la Fm Arroyo La Yabana (García-Senz J. *et al*, 2007).

La Fm Las Guayabas se compone de una sucesión monótona de areniscas y areniscas feldespáticas de color oscuro y pelitas dispuestas en capas regulares plano-paralelas centimétricas a métricas limitadas por superficies bien marcadas. Es frecuente la laminación paralela de decantación, menos frecuente la secuencia de Bouma incompleta con granoclasificación y laminación ripple y relativamente raras las barras, flutes, las estructuras de carga y la bioturbación. La parte inferior de la formación 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 diámetro, máxima 100 cm, de rocas volcánicas porfídicas equivalentes en facies, y posiblemente en edad, al Mb el Cujano. La parte inferior de la formación intercala adicionalmente lutitas silíceas, tobas y calizas pelágicas.

La parte media-alta de la formación por encima de las lavas del Mb Loma La Vega se caracteriza por un incremento del espesor de los cuerpos areniscos intercalados entre facies finas y por la presencia de conglomerados y brechas en cuerpos laxos de gran continuidad lateral. Se interpretan como lóbulos de turbiditas densas que provienen de un área fuente rica en arena y cantos, del tipo abanico deltaico colgado sobre el talud.

Las características petrográficas de las areniscas indican una composición homogénea, rica en fragmentos líticos, feldespato y filosilicatos. La compactación ha producido una pseudomatriz que incrementa relativamente la proporción de cuarzo, que no obstante permanece muy baja. De acuerdo con la clasificación de Folk se trata de areniscas líticas y feldespatolíticas, con el predominio de fragmentos de rocas volcánicas (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 globotruncánidos, heterohelícidos 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 mas 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.

A escala de la Hoja Ramón Santana, la facies clásica de la Fm Las Guayabas ha sido reconocida principalmente en la parte alta del río Soco, al Este de Piedra Grande, y a lo largo del camino que une el pueblo de Colón con el río Soco. No se constató ninguna particularidad.

2.2.2 Fm Las Guayabas. Mb Hato Mayor. Brechas y conglomerados poligénicos, areniscas gruesas (4). Coniaciano-Santoniano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Garcia-Senz J. *et al* (2007) es una cantera de aridos proxima al pueblo de Hato Mayor del Rey (UTM, X: 04754; Y: 20727). La base de la unidad forma en Hato Mayor una alineacion de lomas inclinadas unos 30° hacia el Sur, con rumba SE-NO, en oblicuidad con las capas infrayacentes de rumba media E-O y frecuentes cambios de orientacion. El patron cartografico sugiere que la base del Mb Hato Mayor es una discordancia de bajo angulo sobre las areniscas de la Fm Las Guayabas, que en algunas localidades coincide aproximadamente con bandas de cizalla subparalelas a la estratificacion. Las areas de mayor espesor se localizan al sureste de Hato Mayor (1400 m) y en la linea de lomas elevadas que se extiende desde el pueblo de Las Lisas hacia el sur (1450 m). Tipicamente consiste en una mezcla mal clasificada (raramente con granoclasificacion o estratificacion cruzada) de arenisca gruesa, grava angulosa y brechas centimétricas que puede incluir cantos blandos de lutita deformada dispuestas en capas gruesas amalgamadas separadas por bases incisas suaves. Los clastos son de rocas efusivas: basalto y lavas con textura microlitica a porfidica; de rocas intrusivas granudas: dolerita, gabro con olivino, granodiorita, y de rocas sedimentarias: silexita de radiolarios, micrita silicificada con foraminiferos planctonicos, calizas micríticas oscuras. La matriz esta constituida por granos angulosos y fragmentos monocristalinos de feldespatos (sobre todo de plagioclasas, los alcalinos son muy escasos), cristales de piroxeno, olivino y clorita, siendo el cuarzo poco frecuente y la magnetita rara. El cemento es microcristalino, silicatado a filosilicatado. Se interpretan como depositos de corrientes de turbidez de alta densidad en

las partes proximales de los lóbulos de abanicos submarinos provenientes de un sustrato volcánico e intrusivo y en menor medida de una plataforma de carbonatos.

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

A escala de la Hoja Ramón Santana, las litofacies de Mb Hato Mayor constituyen al menos dos barras rocosas paralelas en el seno de las facies más clásicas de la Fm Las Guayabas: una en la región de Piedra Grande y Batey Bella Vista (87JM9085); la otra más al Sur, en Sabana del Soco, al nivel del vado que permite atravesar el río Soco (87JM9056).

2.2.3 Fm de Arroyo La Yabana. Silexitas laminadas en capas finas (5). Santoniano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es el Arroyo La Yabana situado en la Hoja de Rincón 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 García-Senz J. *et al* (2007), se propone dar 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 lámina delgada se aprecian abundantes esqueletos de radiolarios recristalizados, partidos o compactados, en su mayoría de spumelarios. 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*, *Archaeospongoprunum andersoni* ?, *A. bipartitum*, *A. cortinaensis*, *A. vascoensis*, *Artostrobium urna*, *Clathropyrgus* sp., *Crucella* sp. cf. *Irwini*, *C. plana*, *C. Messinae* ?, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudoaulophacus riedeli* ?, *Thanarla elegantissima* ? y *Torquata formosa*, que atribuye al 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 Ramón Santana, el nivel de silexitas constituye un excelente nivel guía. Es visible a lo largo de todo el sinclinal disimétrico de Arroyo Lucas, pero con importantes variaciones en su potencia. En el flanco NE, la potencia es entorno a 250 m. En el flanco SO, visible desde la otra parte del río Soco, la potencia es inferior a 50 m, debido a un fuerte estiramiento y laminación tectónica; la formación aquí está verticalizada. También se encuentra una zona de afloramientos en la esquina NE de la Hoja, a la altura de Batey Guazabal, en la prolongación del flanco SO del sinclinal de Loma del Salado (Hoja de El Seibo). Comúnmente, el horizonte de silexitas constituye un ligero relieve y está marcado por una anomalía magnética positiva de media intensidad.

La muestra 87JM9107, tomada en el límite de las Hojas de El Seibo y Ramón Santana, se corresponde con una micrita con radiolarios de estructura microlítica, laminada y granoclasificada. La textura es wackestone. La biofase comprende abundantes conchas de spumelarios y naselarios totalmente recristalizados que son totalmente indeterminables. Están asociados a muy raros pequeños fragmentos de esponjas silíceas totalmente calcificadas.



Foto 2: 87JM9107. Horizonte de silexitas al nivel del río Soco. Destaca la escasa potencia y las disarmonias asociadas a un nivel de despegue tectónico.

2.2.4 Fm Río Chavón. Mb de Las Auyamas. Alternancia de capas finas de areniscas, pelitas laminadas y micritas (6). Santoniano - Maastrichtiano. K₂.

La localidad tipo propuesta por Garcia-Senz J. *et al* (2007) se situa en la Hoja de Rincón Chavón (UTM, X: 05168;Y: 20733) en el Este de la Cordillera. Su base es un contacto neto que superpone lutitas y areniscas con matriz de carbonata de color gris azulado, ocre por alteración, sobre las silexitas del Mb Arroyo La Yabana; el techo es transicional a la Fm Río Chavón y se localiza bajo los primeros niveles de calcarenitas y micritas que forman una sucesión continua. Aflora en la mitad oriental de la Cordillera con un espesor que oscila entre 300 m en su localidad tipo, a 700 m al Sur del pueblo de El Seibo, aunque más comúnmente se aproxima a 500 metros.

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

Los foraminíferos planctónicos indican una edad Santoniano Superior-Maastrichtiano.

A escala de la Hoja de Ramón Santana, el nivel es claramente identificado en los dos flancos y en la zona de charnela del sinclinal de Arroyo Lucas. Su potencia es aproximada a 500 m. El corte del río Soco muestra alternancias muy monótonas y repetitivas de bancos dm de arenisca media a gruesa verde oscura, y de pelitas limolíticas, esquistosas, de color gris pardo. La monotonía de facies es localmente interrumpida por pliegues tipo slump de escala métrica.



Foto 3: Afl. 87JM9095. Alternancias monótonas y repetitivas de areniscas y limolitas carbonatadas.



Foto 4: Afl. 87JM9095. Pliegue sin-sedimentario, enmarcado a techo y muro por dos estratos perfectamente planos.

2.2.5 Fm Río Chavón. Sucesión rítmica de calcarenitas, siltitas y lutitas carbonatadas (7). Santoniano - Maastrichtiano. K₂ .

La localidad tipo propuesta por Lebron y Mann (1991) es la sección 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 confusión entre esta localidad y la posición del corte original de Bourdon (1985) localizado en el cauce del río Chavón. La base es un contacto transicional que superpone series continuas de calcarenitas y micritas sobre lutitas y areniscas con granos de carbonato del Mb Las Auyamas; el techo son las calizas arenosas y areniscas rojizas de la Fm Loma de Anglada.

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 incisas, granoclasificación, laminación paralela y ripple. En las cercanías de El Seibo, la parte superior de la formación es una ritmita hemipelágica con foraminíferos planctónicos y radiolarios formada por capas regulares de biomicrita laminada separadas por marga, como queda caracterizado en el corte de la trinchera del ferrocarril (UTM 497453, 2065362) (Monthel J., 2004, Garcia-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, lamelibranquios, gasterópodos y briozoarios. Las calcarenitas alternan con micritas en bancos de 0,1 a 1,2 m de potencia. La estratificación es irregular, con variaciones de espesor interpretadas como canalizaciones y slumps.

- 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 feldespatos, 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 mayaoensis*, *Contusotruncana* sp., *Globotruncana bullioides*, *G. irca*, *G. af. lapparenti*, *G. linneiana*, *G. af. gr. stuarti*, *G. (Globotruncanita) af. stuartiformis*, *G. (Globotruncanita) gr. stuartiformis*, *G. (Rosita) af. fornicata*, *G. af. ventricosa*, *G. ventricosa*, *Globigerinoides* sp., *Globotruncanita elevata*, *Globotruncanita* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix af. globulosa*, *Pseudoguembelina costulata*, *Racemiguembelina fructicosa* y *Rugoglobigerina* sp. . La fauna de diferentes edades resedimentada en el flysh de la Mina (Bourdon, 1985), incluye *Sulcoperculina globosa* y *S. vermunti*, formas también presentes en la Fm Loma de Anglada.

En la Hoja de Ramón Santana, la Fm Río Chavón aflora en el núcleo del sinclinal de Arroyo Lucas. También es visible en la esquina NE de la Hoja, en la zona del abanico de pliegues secundarios del sinclinal de Loma del Salado. Se trata de turbiditas calcáreas en bancos de potencia dm. Están constituidos por calcarenitas y por micritas arcillosas más o menos físciles. Las capas individuales son compuestas, o exclusivamente por una u otra de estas dos litologías, o por la superposición organizada en secuencias granoclasificadas. Las

superficies de estratificación de micritas presentan frecuentes trazas de bioturbación y formas de corriente.



Foto 5: Afl. 87JM9018. Secuencias de turbiditas calcáreas de la Fm Río Chavón.

La muestra 87JM9018 se corresponde con una calcarenita fina con foraminíferos planctónicos. La estructura es microlítica y granoclasificada con marcas de bioturbación en las zonas micríticas. La textura es wackestone a packstone. La litofase comprende numeroso fragmentos de cuarzo, feldespato y pequeños debris de rocas volcánicas. Los foraminíferos planctónicos son abundantes, pero en general muy mal conservados y difíciles de determinar: *Sigalia* sp. (forma limitada al Santoniano), *Ventilabrella* cf. *glabrata* CUSHMAN, *Muricohedbergella* sp., *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG), *Pseudotextularia nuttalli* (VOORWIJK), *Archaeoglobigerina* sp., *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana* cf. *linneiana* (d'ORBIGNY), *Globotruncana bulloides* VOGLER, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncanita stuartiformis* (DALBIEZ), *Marginotruncana* cf. *sinuosa* (PORTHAULT) ?, *Macroglobigerinelloides prairiehillensis* (PESSAGNO), *Macroglobigerinelloides ultramicrus* (SUBBOTINA). Las conchas de radiolarios están muy mal recristalizadas: *Dictyomitra* aff. *koslovae* FOREMAN, *Pseudoaulophacus floresensis* PESSAGNO, *Pseudoaulophacus* cf. *lenticulatus* WHITE,

Archaeodictyomitra lamellicostata FOREMAN, *Archaeospongoprunum* sp., *Stichomitra* ? sp., *Alievum* ? sp. o bien *Amphipyndax* ? sp., numerosos spumelarios indeterminados.

2.3 EL PLIOCENO-PLEISTOCENO

2.3.1 Generalidades

En la Hoja de Ramón Santana, las formaciones plio-pleistocenas están representadas principalmente por las formaciones marinas de margen litoral a las cuales se les atribuye una edad Pliocena a Pleistocena inferior, y de formaciones estrictamente continentales posteriores a las formaciones precedentes y atribuidas por tanto, a un periodo post-Pleistoceno Inferior.

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.

Los depósitos pliocenos en relación con las plataformas están claramente diferenciados en depósitos de plataforma carbonatada denominadas Calizas de Los Haitises y formaciones margosas con influencia continental más marcada (Formación Yanigua). Una parte del conocimiento de la estratigrafía del Plioceno se debe al interés representado por el ámbar, de frecuente abundancia en la formación Yanigua.

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 bioclásticas y arrecifales masivas, habiéndose diferenciado dos tramos dentro de ella, en función del mayor o menor contenido margoso de las calizas.

En la parte sudeste de la Isla, tres formaciones han sido diferenciadas: los Conglomerados de Ramón Santana, definidos por primera vez en esta zona, la Fm Yanigua y la Fm Los Haitises. En el interior de esta última se han diferenciado tres unidades, una unidad bioclástica, una unidad arrecifal y una unidad calcarenítica mixta (esta última no siendo visible a muro de la Fm Los Haitises y no aflora en la Hoja de Ramón Santana).

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. Del mismo modo, la mayoría de las edades obtenidas sobre la formación Los Haitises sobre la base biostratigráfica de los foraminíferos bentónicos, ofrecen una edad Miocena superior a Pliocena inferior.

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. En la parte superior de la formación Los Haitises, la presencia de *Acropora Palmata* (observación de J.C. Braga), especie que aparece en el curso del Pleistoceno Inferior demuestra que la Fm de Los Haitises se depositó justo en el Pleistoceno Inferior. En consecuencia, la Fm Los Haitises puede tener una edad Pliocena (véase Mioceno Superior) a Pleistoceno Inferior.

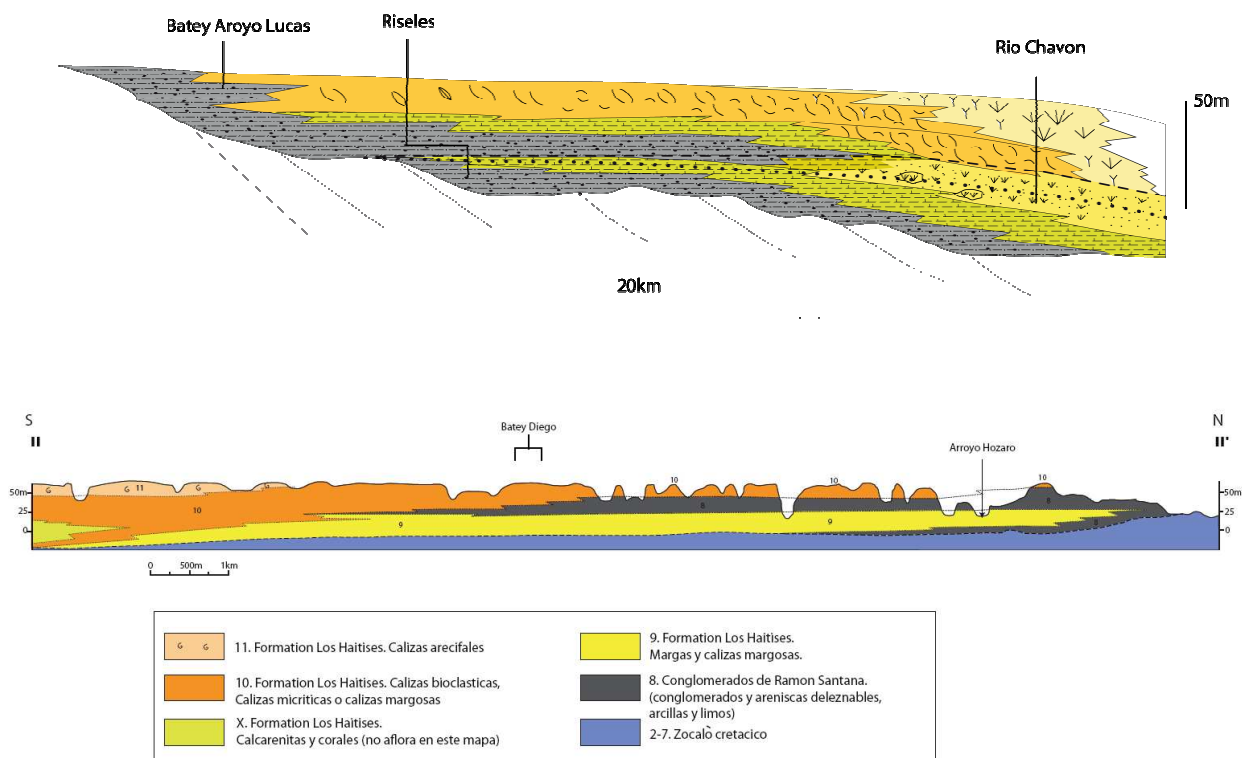


Figura 7: Cortes sintéticos NS de la plataforma carbonatada del SE de la República Dominicana.

Los Conglomerados de Ramón Santana se interpretan como depósitos continentales a fluvio-deltaicos. La Fm Yanigua se interpreta en un contexto marino-lagunar de baja energía. La Fm Los Haitises se corresponde a depósitos de plataforma carbonatada, interna por la unidad bioclástica y abierta en la unidad arrecifal. Los Conglomerados Ramón Santana son transgresivos sobre el sustrato ante-plioceno, pasando lateralmente a la Fm. Yanigua, transgresiva sobre estos conglomerados. Sin embargo, en respuesta a una bajada importante en el nivel marino los Conglomerados de Ramón Santana se observa igualmente en progradación a aquellos de la Fm Yanigua (Figura 7). La Fm de Los Haitises es transgresiva sobre el conjunto de los depósitos.

Al final de la sedimentación de la Fm Los Haitises (probablemente en Pleistoceno Inferior) una gran parte del sudeste de la Isla se eleva justo a la posición actual. Ese es el caso del conjunto de la zona cubierta por la Hoja Ramón Santana. La zona es el lugar de una sedimentación continental principalmente representada por los depósitos de conos aluviales más o menos distales, arrastrando material proveniente de la Cordillera Oriental en proceso de levantamiento. Del mismo modo, esta continentalización está acompañada de una alteración de depósitos carbonatados representados por dolinas y arcillas rojas así como una erosión principalmente visible por la incisión de la red hidrográfica actual y los depósitos asociados (terrazas y fondo de valle). La edad de los depósitos como las alteraciones y erosión están mal definidos, y son consecuencia de múltiples fases entre la inmersión de la plataforma desde el Pleistoceno Inferior a la actualidad. La incisión de la red fluvial es, según los datos disponibles al Sur de la zona (Hoja Boca del Soco), relativamente reciente, probablemente Pleistoceno Superior (estadio isotópico 5). Las terrazas se desarrollan probablemente en edad Pleistoceno Superior a Holoceno.

2.3.2 Los Conglomerados de Ramón Santana: conglomerados, areniscas, arcillas y limos (8). Plioceno-Pleistoceno inferior. N₂-Q₁

Los Conglomerados de Ramón Santana se distinguieron por primera vez en la cartografía de las Hojas de Guaymate, Ramón Santana y Los Llanos. Han sido denominados con el nombre de la Hoja de Ramón Santana donde los afloramientos son muy visibles, particularmente al Norte de ésta, a los bordes del río Soco.

Esta unidad está constituida por arcillas rojas, arenas con gravas, donde se intercalan con bandas decimétricas ricas en cantos (Foto 6) y muy frecuentemente de niveles métricos a pluri-métricos de conglomerados (Foto 7) que contienen exclusivamente elementos de rocas ante-pliocenas, de origen sedimentario o provenientes del zócalo de la Cordillera Oriental. La talla de los cantos varía desde gravas a bloques de 40 cm de diámetro. Los cantos son la fracción granulométrica más abundante. En los niveles conglomeráticos, los cantos están a menudo desorganizados. Granoclasificaciones normales son visibles, además de niveles organizados según grandes estratificaciones oblicuas granoclasificadas (Foto 6). La matriz es areno-gravosa con una cantidad variable de limos y arcillas, y no está endurecida. Estos niveles son totalmente azoicos.



Foto 6: Afl. 87EL9454. Los Conglomerados de Ramón Santana. Nivel discontinuo conglomeratico matriz soportada: gravas y cantos poligénicos en una matriz limolítica y arcillosa.



Foto 7: Afl. 87EL9480. Conglomerado de gravas y cantos en una matriz limolítica y arcillosa.

Las características de esta unidad se corresponde a un depósito continental. Los niveles conglomeráticos podrían corresponderse bien a conos aluviales, o bien a niveles fluvio-deltaicos. Los niveles más arcillosos parecen corresponderse con depósitos de llanura aluvial. Ningún paleosuelo ha sido claramente identificado en los niveles más finos (que afloran muy mal) pero cuya existencia es probable. Estas arcillas podrían igualmente corresponder con los depósitos laguno-marinos más limitados, sin embargo la ausencia total de fauna sugiere que estos depósitos no sufrieron influencia marina.

El fuerte contenido en arcilla así como el carácter no endurecido hacen de estos conglomerados un nivel muy blando, poco resistente a la erosión que afloran muy mal y, a menudo, muy difícil de identificar. Se corresponden con la mayoría de los relieves muy suaves, de escasa pendiente, los cuales contrastan con los relieves de las formaciones carbonatadas (cf. Infra). A menudo solamente el carácter rojo de las arcillas y la presencia de cantos indican la presencia de esta unidad. Además de la mala calidad de afloramiento, varios problemas pueden aparecer para reconocer con certeza y localizar sus límites precisos:

- Puede ser difícil de diferenciar esta formación de otros depósitos continentales como los niveles de terraza y abanicos cuaternarios que se depositan en la serie pliocena. Los argumentos distintivos serán discutidos tras la descripción de las otras dos formaciones. El argumento más importante es la presencia de depósitos carbonatados pliocenos sobre estos conglomerados. En efecto los Conglomerados de Ramón Santana están rodeados por carbonatos que se generan tras el retorno del mar favorecido por una importante transgresión que permitió el desplazamiento muy al interior del continente de las condiciones marinas.
- Un problema importante se reconoce al Norte de las Hojas, cuando ningún depósito carbonatado existe sobre estos conglomerados, o la transgresión marina no alcanzando estas zonas, o la erosión ha preservado las calizas. Es difícil diferenciar, por falta de afloramientos de buena calidad, los Conglomerados de Ramón Santana de los depósitos continentales cuaternarios. En este caso, la elección se hizo al integrar el conjunto de los depósitos continentales en una formación comprensiva, discutiremos de esta elección después de la descripción de los abanicos aluviales.

- La posición del contacto entre los Conglomerados de Ramón Santana y las formaciones carbonatadas, marinas (Foto 8, Foto 9), es a menudo identificable por la presencia de facies calcareníticas gruesas con cantos y gravas terrígenos. Se corresponden con las facies de playa y son el resultado de una reorganización de material continental tras la transgresión marina. La aparición de estos niveles calcareníticos característicos permiten posicionar con exactitud el contacto entre estas dos formaciones.
- Cuando los Conglomerados de Ramón Santana recubren la Fm Yanigua, es muy difícil distinguir con precisión el límite, los cantos han sido a menudo retrabajados en las pendientes.



Foto 8: Afl. 87EL9861. Contacto entre los Conglomerados de Ramón Santana y las calcarenitas del muro de Los Haitises.



Foto 9: Afl. 87EL9861. Detalle de la foto anterior mostrando la alternancia entre las calcarenitas laminadas y los niveles más conglomeráticos.

2.3.2.1 Variación de potencia y relación con las otras entidades geológicas

Los Conglomerados de Ramón Santana es la más proximal (la más continental) de la serie Pliocena. En las tres Hojas donde ha sido encontrados, se observa en contacto con el substrato ante-plioceno. Este es el primer depósito de la transgresión Pliocena y la primera formación en contacto con el zócalo, la cual bajó y niveló los relieves pre-existentes. Son muy lenticulares en morfología.

Tras esta primera transgresión, esta unidad alterna con los otros depósitos pliocenos laguno-marinos y marinos, avanzando hacia el mar o retrocediendo hacia el continente en función de las bajadas y subidas de nivel marino. Los Conglomerados de Ramón Santana

se observan encerrados “en sandwich” entre los depósitos marinos más internos, la Fm Yanigua en la parte inferior, y las unidades bioclásticas de Los Haitises en la superior. Esta intercalación se corresponde con la expresión de una bajada importante en el nivel del mar que provoca un avance importante de los depósitos continentales hacia el Sur.

Muy al Norte de las tres Hojas, constituye frecuentemente el único depósito Plioceno; la transgresión marina no alcanza esta zona y no deposita material carbonatado. La Figura 7 muestra las relaciones entre ellos, el zócalo y los otros depósitos del Plioceno.

Esta unidad presenta una potencia muy variable (inferior al metro a 40 metros según la localización). Una característica general es que se reduce progresivamente del Norte hacia el Sur. Al Sur, presenta intercalaciones de niveles de gravas, y tiene probablemente una potencia inferior a 10 m en las inmediaciones de Ramón Santana. Por el contrario tiene una cuarentena de metros de potencia en la proximidad de Batey Arroyo Lucas. Al ir hacia el Norte, esta misma unidad adelgaza progresivamente hacia el Norte en dirección del contacto con el zócalo.

El hecho de que los Conglomerados de Ramón Santana sean los depósitos más internos del conjunto de la sedimentación Pliocena, permite sugerir las variaciones de potencia siguientes:

- Cuando esta unidad está en contacto con el zócalo, se corresponde con el primer relleno de los relieves del substrato ante-plioceno. Estos relieves son probablemente caóticos, es posible que esta unidad sea lenticular y presente potencias muy variables.
- Cuando los Conglomerados de Ramón Santana están intercalados entre las unidades carbonatadas, se corresponden con un avance (progradación) de depósitos continentales hacia el Sur, son gruesos hacia el Norte y se reducen progresivamente hacia el Sur como lo muestra los cortes de la Figura 7.

2.3.2.2 Particularidades de esta unidad en el SE de la República Dominicana

Los Conglomerados de Ramón Santana han sido reconocidos únicamente en las Hojas de Los Llanos, Ramón Santana y Guaymate y no ha sido reconocidos entre las Hojas

adyacentes. Destaca sin embargo un nivel conglomerático reducido es a menudo identificado a muro de la formación Yanigua (Brouwer y Brouwer, 1980) lo que parece un equivalente, al menos parcial, de los Conglomerados de Ramón Santana. El hecho que estos conglomerados no hayan sido identificados en las Hojas adyacentes puede deberse a varias razones:

- La ausencia de afloramientos de esta unidad. Las tres Hojas en cuestión son aquellas en que los ríos están más encajados y muestran la serie pliocena más completa. En la mayoría de las Hojas sólo la parte superior de la serie pliocena, los carbonatos, son visibles. Los Conglomerados de Ramón Santana presentes a muro de la formación carbonatada o intercalada entre las formaciones carbonatadas, no son entonces visibles.
- La dificultad de distinguir entre conglomerados Pliocenos y depósitos continentales Pleistocenos. Al Norte, cuando esta unidad se asienta directamente sobre el sustrato, es complicado distinguir entre las formaciones continentales post-pliocenas (abanicos, terrazas). Este punto se discutió con anterioridad. Muy al Norte, allí donde la transgresión marina no ha invadido la zona y deposita sedimentos carbonatados, es muy difícil de distinguir estos dos conjuntos. En las Hojas situadas al norte de la zona presentada aquí es pues posible que una parte de los niveles asignados a abanicos cuaternarios se correspondan en realidad a los Conglomerados de Ramón Santana.
- Una unidad más desarrollada que en las otras zonas. Esta última hipótesis, no excluyendo las anteriores, es que los conglomerados estén presentes únicamente en estas zonas a causa de la llegada de terrígenos más importantes. El importante influjo de terrígenos proveniente de la Cordillera Oriental traería el depósito de facies continentales en esta zona en particular, más que a las zonas localizadas al Este u Oeste donde depósitos menos energéticos atribuibles a la Fm Yanigua se depositaron (en particular los niveles de ámbar están completamente ausentes en el SE de la República Dominicana). Esto requiere que la Cordillera Oriental esté más erosionada en esta zona que las adyacentes, aportando así más material. Esta hipótesis se apoya por la forma de los relieves de la Cordillera. Sobre los modelos numéricos de terreno (Figura 9), se ha observado efectivamente en la zona norte de afloramiento de los Conglomerados de Ramón Santana, la Cordillera Oriental

presenta los relieves más acentuados, sugieren una erosión más importante de esta zona. Esto podría vincularse con litologías diferentes pero sobre todo con velocidades de levantamiento más importante de la Cordillera Oriental en esta zona.

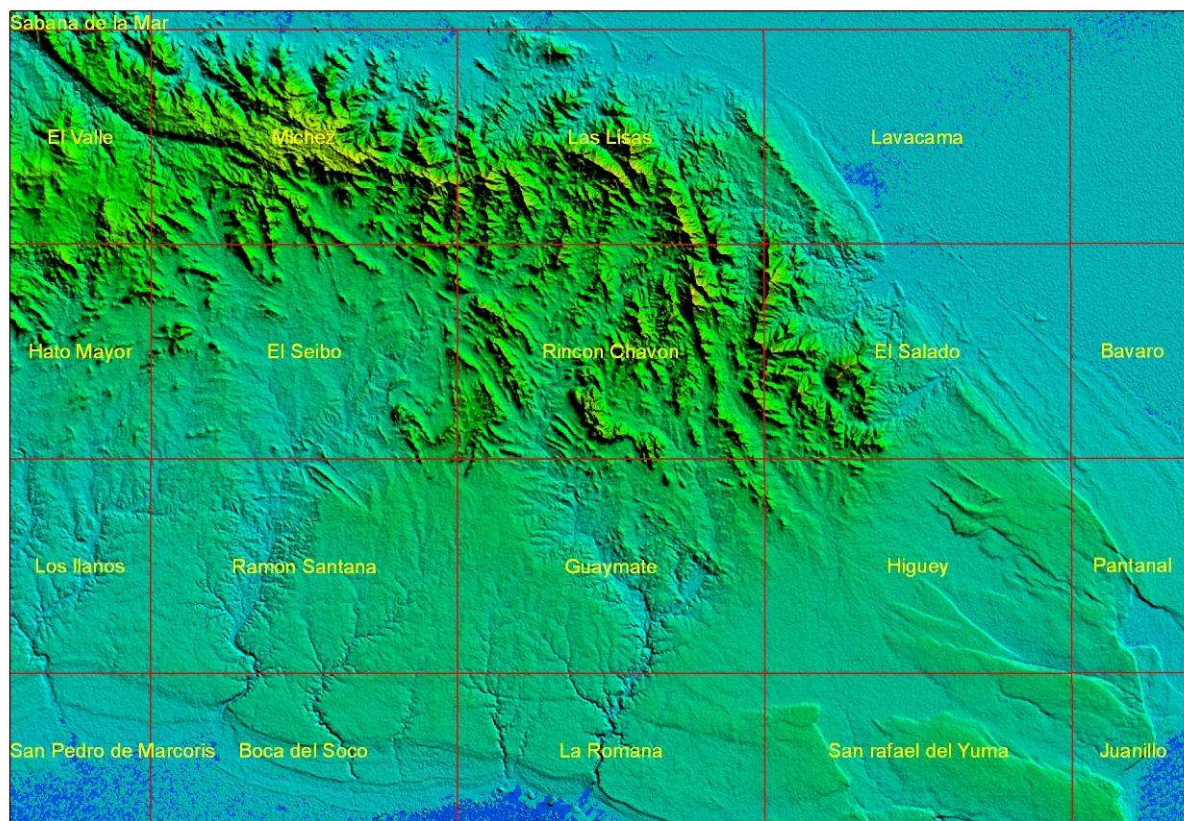


Figura 8: SRTM de la Cordillera Oriental mostrando una erosión más intensa al Norte de la zona de afloramientos de los Conglomerados de Ramón Santana, en particular en la Hoja del Seibo.

2.3.3 Fm Yanigua. Margas y calizas margosas (9). Plioceno-Pleistoceno. N2 – Q1-3

Esta formación está constituida principalmente de margas amarillas y verdes en las que se intercalan niveles métricos de calizas margosas. Algunos niveles calcareníticos con gravas y cantos, correspondientes al contacto con los Conglomerados de Ramón Santana, pueden ser identificados en la parte inferior, pero raramente en la parte superior. Las margas pueden, en ciertos niveles, presentar faunas marinas particulares. Se trata principalmente de gasterópodos (turritélidos), equínidos (erizos del tipo “sand dollar”), conchas de ostras de talla muy grande aparecen en niveles de acumulación (Foto 10, Foto 11). Las asociaciones

faunísticas observadas son frecuentemente monoespecíficas. *Phucus* se identifican, particularmente en las Hojas de Los Llanos y Ramón Santana. Los depósitos están muy bioturbados, los *Thalassinoidea* de gran talla son frecuentes (Foto 12). El conjunto de características de faunas y de actividades biológicas observadas (gran talla, monoespecíficas) demuestran las condiciones de un medio muy particular, a menudo encontradas en los ambientes protegidos (lagoons, lagunas).

Las margas se corresponden con depósitos marinos relativamente limitados. Las conchas de ostras de gran talla se traducen en depósitos de condiciones muy particulares, estresado por organismos probablemente rico en nutrientes, poco oxigenados. Se localizan en los ambientes intermedios, laguno-marinos, entre los Conglomerados de Ramón Santana (continentales) y la Fm Los Haitises (marino).

La potencia de estas margas varía relativamente poco. Se adelgaza progresivamente hacia el Sur (o pasan lateralmente a facies de Los Haitises) y hacia el Norte (o pasan a los Conglomerados de Ramón Santana). Entre estos dos adelgazamientos, la potencia es del orden de 20 m. La potencia máxima pasa raramente de 25 m. El corte más representativo es el de Casares, propuesto como LIG.

Debido a su litología, esta formación aflora muy mal. Corresponde con relieves suaves y muy poco inclinados. Los suelos en estas margas son muy cohesivos, en temporal de lluvia.

El límite de las margas de la Fm Yanigua y las facies bioclásticas de Los Haitises es comúnmente muy progresivo, las facies bioclásticas se convierten progresivamente en margas. Debido a las condiciones de afloramiento el límite con los Conglomerados de Ramón Santana son difíciles de posicionar.



Foto 10: Afl. 87JM9079. Marga limosa beige con acumulación de gruesas conchas de ostras (*Crassostrea virginica*).

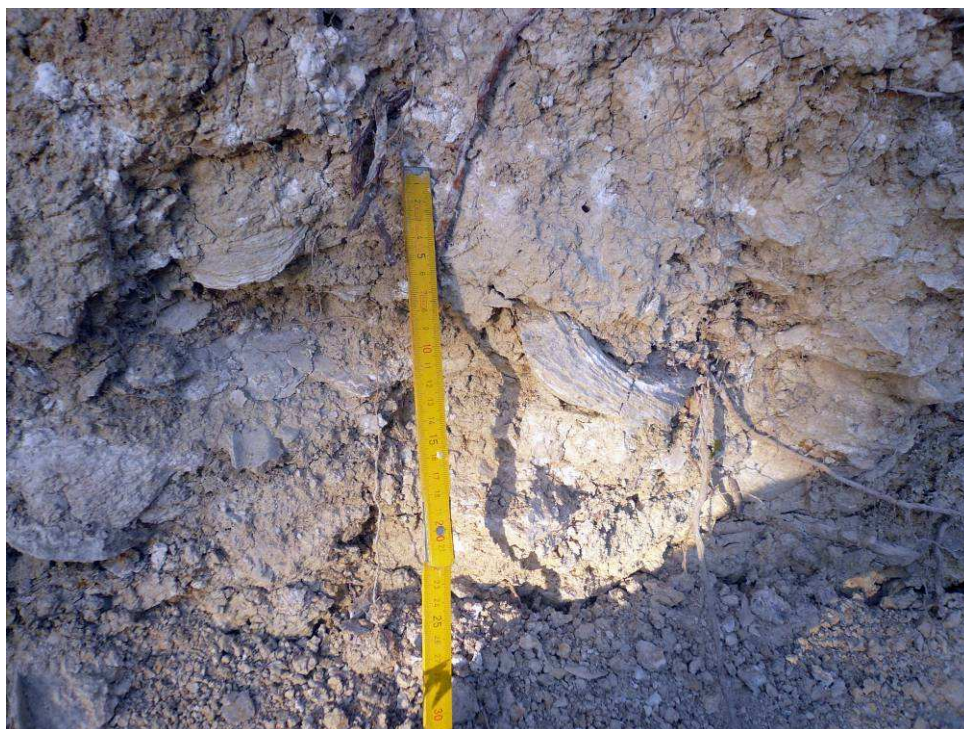


Foto 11: Afl. 87JM9079. Detalle de una marga limosa beige con acumulación de conchas gruesas de ostras (*Crassostrea virginica*).



Foto 12: Afl. 87EL9033. Margas limosas beige con bioturbaciones de gran tamaño (*Thalassinoïdes*).

2.3.4 Fm Los Haitises Plioceno-Pleistoceno

La Fm Los Haitises está compuesta de depósitos casi exclusivamente calizos. Algunos niveles más margosos pueden ser encontrados, principalmente en la proximidad de las Fm Yanigua. Los Haitises representan grandes superficies en las Hojas del SE de la República Dominicana. Estos son siempre ricos en faunas, relativamente variados, que cambian mucho de Norte a Sur. En la Hoja de Ramón Santana, dos unidades, que pasan lateralmente de una a la otra, han sido distinguidas:

- calizas bioclásticas y calizas margosas en situación más proximal, al Norte, que se corresponden con las condiciones más internas;
- calizas arrecifales más distales, bioconstruidas, limitadas al Sur de la Hoja.

2.3.4.1 Fm Los Haitises. Calizas bioclásticas y calizas margosas (10). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

Las calizas bioclásticas presentan la variabilidad litológica y faunística más importante. Varían entre calizas micríticas más o menos margosas, calizas muy finas (packstones muy finas) y finalmente calcarenitas gruesas (grainstones) que pueden contener elementos terrígenos (gravas en la mayor parte de los casos).

Estos depósitos presentan asociaciones de faunas particulares:

- Las facies finas y margosas son habitualmente ricas en moluscos y gasterópodos de talla muy grande, (alcanzando 10 cm) (Foto 13)
- las calcarenitas muy finas son frecuentemente ricas en moluscos de talla variada, gasterópodos, foraminíferos bentónicos entre los cuales las formas hialinas son las más abundantes como por ejemplo de las muestras 87EL9677-2 donde figuran:
 - formas con organismo aglutinado
Textulariidae incluyendo *Textularia* sp.
forma encostrante Placopsiliniidae
 - formas con organismo calcáreo imperforado, dit « porcelanoso »
pedazos de *Peneroplis* sp.
algunos pequeños fragmentos de *Miosorites americanus* (CUSHMAN)
numerosos pequeños miliolideos incluyendo *Quinqueloculina* sp.,
Triloculina sp., *Biloculinella* sp.
Presencia de formas porcelanosas aglutinadas
 - formas con organismo calcáreo perforado, dit « hialino »
Amphistegina tuberculata BERMUDEZ (abundante)
Elphidium sp.
Planorbulinidae (formas encostrantes o fijados)
Eponides repandus (FICHTEL & MOLL)
- las calizas gruesas contiene elementos mal clasificados que son la mayoría de los restos de debris de fauna, debris de moluscos, gasterópodos y foraminíferos y son frecuentes de briozoarios son a veces observables (Foto 14).

Algunos corales solitarios (*Montastrea*) de gran talla están a menudo presentes en las calizas margosas y las calcarenitas finas.

Con excepción de las calcarenitas gruesas, los depósitos de esta unidad bioclástica están muy bioturbadas. Esta unidad es a menudo masiva en afloramiento, algunos niveles más

bioclásticos y más bioturbados se pueden observar. Las calizas, en particular las calizas finas y margosas son fácilmente erosionables y forman relieves horadados en relación con las unidades coralinas.

Las calcarenitas son a menudo visibles en los paisajes con relieves suaves relativamente planos y afloran bajo la forma de pequeñas capas. Aunque relativamente blando, esta unidad es más dura y resistente a la erosión que los Conglomerados de Ramón Santana o la formación Yanigua, que la cubre. Cuando esta unidad está presente sobre estas formaciones forma una meseta muy visible en el paisaje.



Foto 13: Afl. 103EL9037. Calizas bioclásticas con grandes moluscos y gasterópodos.



Foto 14: Afl. 87EL9239. Calcarenitas bioclásticas y areniscas con megaripples.

2.3.4.2 Fm Los Haitises. Calizas arrecifales (11). Plioceno-Pleistoceno. N₂ – Q₁₋₃

Estas calizas coralinas están esencialmente constituidas por corales, a los cuales se asocian en cantidades variables de gasterópodos y de moluscos. Entre los corales, los *Acropora* son dominantes. Estas calizas arrecifales fueron definidas de la siguiente manera por Braga J.C. (2009):

« Las facies de arrecifales más frecuentes en la Llanura Costera del Caribe son las acumulaciones de corales ramosos. Fragmentos de ramas y algunas colonias poco rotas forman brechas clasto-soportadas (“rudstones”) o están dispersas en mayor o menor grado en un sedimento bioclástico con matriz micrítica (“floastones” en “packstones” a “wackestones”). Entre las ramas aparecen colonias masivas de diverso tamaño, a veces de varios metros de anchura y altura, y son frecuentes también los restos de moluscos. Estas acumulaciones suelen presentarse en capas tabulares (plano-paralelas, esto responde a la definición clásica de biostroma), de decímetros a unos pocos metros de potencia, pero que se suceden alcanzando en alguna localidad mas de 20 m de espesor del conjunto *Acropora* del grupo *A. cervicornis* y *Stylophora* son los corales más importantes (Foto 15), aunque

localmente haya concentraciones de *Porites*. Los corales masivos suelen ser *Montastrea* o *Porites*. Aunque es difícil asegurar completamente que se trata de las morfologías originales, en algunos sectores parece que las construcciones de corales forman resaltes de unos pocos metros de altura alargados según la traza del contacto de las calizas con los depósitos posteriores de la Fm. La Isabela. Estos resaltes, de longitud variable de centenares de metros, destacan sobre el relieve más o menos llano que queda tierra adentro. Pueden corresponder a construcciones arrecifales (biohermos) alargados según el antiguo borde de la plataforma carbonatada. »

Niveles mayores a estas formas pueden encontrarse. El conjunto de esta formación parece formada por parches de coalescencia de niveles bioconstruidos.

La matriz de estas calizas es fina y micrítica, puede ser más granulosa y bioclástica en el seno de la unidad de calizas bioclásticas. Esta unidad es particularmente masiva y dura, el único banco desarrollado está formado por los niveles con corales de mayor talla. Es común la presencia de huecos en la roca por la disolución de los corales. Esta formación es muy porosa y permeable.

Esta unidad, resistente a la erosión forma frecuentemente la cima de los acantilados escavados por los grandes ríos y compone las mesetas que se forman en las zonas relativamente llanas en el interior.

Las variaciones laterales de facies son muy raras en el interior de esta unidad, las mismas facies se localizan a varios kilómetros según la dirección proximal-distal (N-S), y varias decenas de kilómetros en lateral (E-W). De Sur a Norte, sin embargo frecuentemente hay una evolución hacia facies finas micríticas, más pobres en corales, únicamente constituidas por pequeños corales de tipo *Acropora Cervicornis*, luego zonas desprovistas de fauna, hacia facies más y más ricas en bioclastos, justo en la transición hacia la unidad de calizas bioclásticas.



Foto 15: Diferentes tipos de corales en las calizas de Los Haitises (Ud Calizas arrecifales a: *Acropora cervicornis*, b: *Stylophora sp.*, Cantera de Higüey junto al río Chavón (Braga J.C., 2009).

2.3.4.3 Cambios laterales de facies entre las unidades de Los Haitises

Las dos unidades pasan de una a otra muy progresivamente (Figura 7), las calizas bioclásticas se sitúan al Norte mientras que las calizas coralinas se encuentran al Sur. El límite entre las dos unidades es muy difuso y progresivo, ha sido localizado generalmente donde la cantidad de bioclastos es superior a la de corales. Un cambio en la vegetación se asocia a veces a la transición entre las calizas coralinas y las calizas bioclásticas. El desarrollo de prados parece el paisaje natural sobre las calizas bioclásticas. Sin embargo, el cultivo de caña de azúcar ha sido establecido por todas las zonas relativamente planas, que constituyen la zona cartografiada, independientemente del tipo de substrato geológico.

La potencia de la unidad de calizas coralinas es poco variable, disminuyendo de manera progresiva al paso a facies bioclásticas, la potencia de estas dos unidades combinadas es relativamente constante y se reduce progresivamente hacia el norte pasando a las formaciones más internas (Fm Yanigua y Conglomerados de Ramón Santana).

Al Norte, las calizas bioclásticas están en contacto con los depósitos más internos. De un modo general, en la parte inferior, se disponen en parte transgresivos sobre la Fm Yanigua; que es intermedia entre los depósitos de calizas bioclásticas y los depósitos continentales de los Conglomerados Ramón Santana. En la parte media hay un importante avance de Conglomerados de Ramón Santana con una posible erosión de las calizas bioclásticas por estos conglomerados, pero no se ha observado debido a las malas condiciones de afloramiento. En la parte superior, las calizas bioclásticas de Los Haitises están directamente en contacto, y en transgresión sobre los Conglomerados de Ramón Santana. El paso entre ambas formaciones es una facies calcarenítica rica en elementos terrígenos, gravas y cantos, en la que las laminaciones planas son frecuentes y que se corresponden con facies de playa (Foto 8, Foto 9).

Ninguna transición de calizas coralinas de Los Haitises hacia un ámbito más distal (hacia el Sur) fue observado.

2.3.4.4 Interpretación y distribución de depósitos pliocenos a lo largo de un depósito.

El conjunto de Los Haitises se corresponde con un depósito de una plataforma carbonatada con una longitud de varias decenas de kilómetros en la dirección proximal-distal. Las dos unidades diferenciadas se corresponden con facies internas (calizas bioclásticas) y a facies externas (calizas coralinas). Los depósitos coralinos se asemejan a patches coalescentes de material coralino. La relativa invariabilidad de los depósitos coralinos a lo largo de kilómetros se corresponde con depósitos de barrera en rampa. Los depósitos bioclásticos situados tras la zona de bioconstrucciones son características de facies internas, de tipo lagoon. Las facies micríticas margosas con grandes moluscos y gasterópodos son típicos de facies protegidas donde las condiciones del medio (oxigenación) son muy particulares y estresantes para los organismos. Las facies más calcareníticas son frecuentes en las posición más proximal, y parecen corresponderse con depósitos más energéticos próximos a la playa.

El conjunto de formaciones pliocenas se ordenan sobre un perfil de barrera en los que las calizas de Los Haitises constituyen los depósitos marinos y la unidad de las calizas arrecifales, los depósitos marinos más abiertos. Los Conglomerados de Ramón Santana constituyen los depósitos más continentales. Las margas de la Fm Yanigua se corresponden con un dominio intermedio laguno-marino situado entre estos dos límites. Las margas han sido principalmente depositadas durante la primera transgresión que constituye el primer recubrimiento generalizado de la zona. Las transgresiones posteriores se producen por un perfil más aplanado, y parece que los medios laguno-marinos se desarrollan menos. La Figura 9 representa la distribución de estos depósitos sobre un perfil proximal-distal.

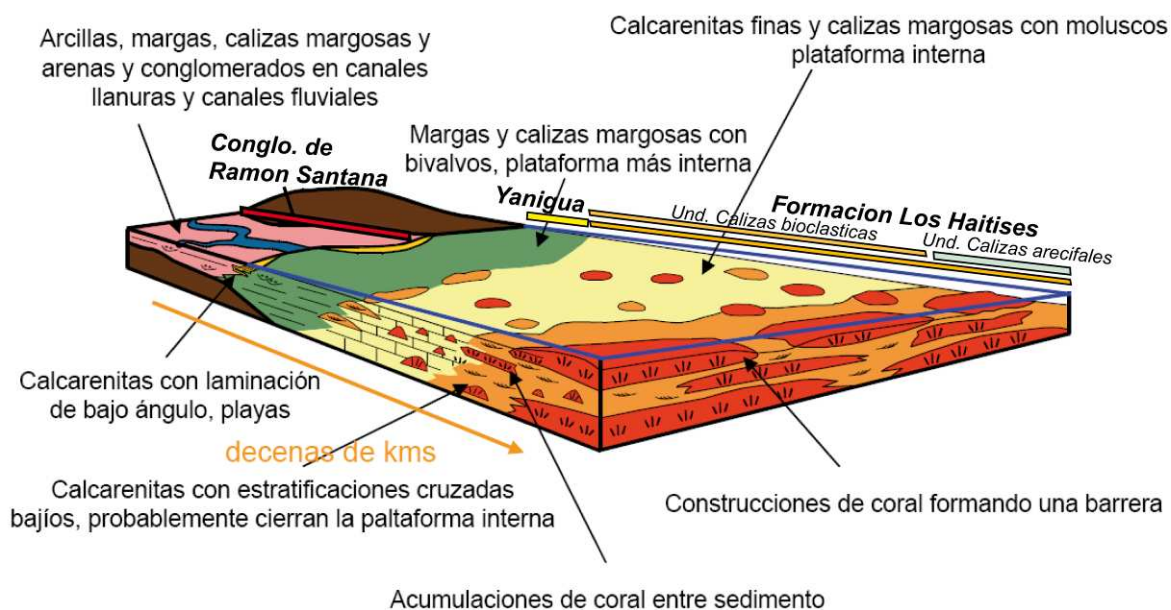


Figura 9: Modelo de depósito (rampa) válido para el intervalo Plioceno-Pleistoceno inferior y equivalente con las formaciones cartografiadas, (mod. de Braga J.C., 2010).

2.4 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES CUATERNARIAS

2.4.1 Abanicos aluviales, coluvión y glacis. Cantos, gravas, arenas y limos (12). Holoceno. Q₄

En esta formación se reagrupan:

- Los abanicos aluviales que se corresponden generalmente a conos aluviales de gran extensión depositados frente a los grandes relieves frecuentemente sobre superficies relativamente planas.
- Los coluviones se corresponden a depósitos de pendiente de poca extensión a lo largo de relieves localizados.

Por razones de comodidades cartográficas los coluviones y los abanicos constituidos del mismo material han sido cartografiados bajo la misma denominación.

Los abanicos aluviales se encuentran esencialmente en la parte norte de las Hojas, en la proximidad de los relieves que se corresponden con las cercanías de la Cordillera Oriental.

Estos abanicos pueden incluso extenderse algunos kilómetros al Sur de estos relieves bajo la forma de lenguas de grosor pluri-hectométrico alargadas según la dirección norte-sur.

Estos se depositan sobre los depósitos anteriores, ese es el caso de los que se presentan principalmente sobre Los Haitises. Estos depósitos son relativamente heterogéneos y su contenido varía a menudo de Norte a Sur desde materiales gruesos (conglomerados con cantos y bloques) hacia depósitos finos (limos arcillosos) y hasta arenas y gravas. Las partes proximales (la mayoría al Norte) de abanicos se corresponden frecuentemente a conglomerados formados de material proveniente de la Cordillera Oriental (material metamórfico y sedimentario proveniente principalmente de las formaciones del Cretácico superior) y posiblemente de material carbonatado de Los Haitises. Los conglomerados son clasto-soportados o matriz-soportado, generalmente los conglomerados clasto-soportados se encuentran esencialmente en el dominio proximal, la matriz es arenosa a areno-limosa. Los cantos son poco a bien clasificados, variando de talla pequeña a bloques (se observa una clasificación que aumenta según nos alejamos de la Cordillera Oriental). Los conglomerados se corresponden con depósitos en masa, o son más organizados con imbricaciones de cantos y/o organización según dunas que demuestra una deposición con influencia de corrientes de tracción. Los depósitos más finos son movilizados fácilmente y están frecuentemente alterados por importantes precipitaciones. Los elementos están redondeados, con excepción de los depósitos situados en la proximidad de relieves visibles al Norte de la Hoja Ramón Santana, particularmente en la proximidad de Batey Plumita. Los relieves están frecuentemente rodeados de material conglomerático poco retrabajado, con cantos angulosos que indican que son producto directo de la erosión de relieves situados en la proximidad y que han experimentado poco transporte. El límite entre estos depósitos de material anguloso y los abanicos más clásicos es difícil de localizar por lo que no han sido trazados.

Estos depósitos forman en su mayoría relieves muy planos, ligeramente ondulados cuando se extienden en una distancia importante. Los abanicos que cubren los relieves pre-existentes, son de potencias relativamente variables. Pueden ser muy potentes en la proximidad de los relieves, sobrepasando la veintena de metros, mientras que a distancia de estos relieves, y principalmente en posición distal estos depósitos frecuentemente se limitan a escasos metros o menos de un metro de potencia.

2.4.1.1 Distinción entre abanicos aluviales y los Conglomerados de Ramón Santana

Como se indica anteriormente, es difícil de diferenciar a los abanicos aluviales cuaternarios de los Conglomerados de Ramón Santana. Esto es debido principalmente al hecho que una parte de los depósitos de los Conglomerados de Ramón Santana han sido depositados en condiciones relativamente próximas a aquellos abanicos cuaternarios. El argumento más sólido para atribuir litología a los Conglomerados de Ramón Santana es la presencia sobre estos conglomerados de depósitos carbonatados de la formación Los Haitises, que son transgresivos sobre los conglomerados. Sin embargo, las zonas situadas al Norte y que probablemente jamás fueron afectadas por la transgresión marina, carecen de las calizas de Los Haitises. Algunos argumentos litológicos y de facies pueden utilizarse cuando las observaciones son de buena calidad. La primera es que los Conglomerados de Ramón Santana no implican nunca, al contrario que los abanicos aluviales, la presencia de elementos carbonados de Los Haitises. Sin embargo, es conveniente ser prudentes, cuando no se pueden observar estos depósitos en corte los diferentes niveles podrían estar mezclados por la reorganización de las pendientes. Además, destaca que en la mayoría de casos los Conglomerados de Ramón Santana se componen de niveles conglomeráticos mientras que los abanicos aluviales relativamente distales, los elementos gruesos están dispersos en una matriz limosa. En el caso de los abanicos más proximales esta distinción no es válida.

Estas distinciones, posibles por las buenas condiciones de afloramiento son más complicadas de hacer en aquellos depósitos que afloran poco que es el caso más frecuente en los depósitos no competentes y fácilmente erosionables. En la ausencia de buenas condiciones de afloramiento y en los que ningún depósito atribuible a Los Haitises (o a la Fm Yanigua), no se observa continuidad lateral de las formaciones continentales con cantos, los depósitos pueden ser atribuidos a los abanicos aluviales. En ese caso, no es posible atribuir a estos abanicos una edad más precisa que la de Plioceno o actuales.

Aparte de este caso particular, la edad de las formaciones de piedemonte es difícil de precisar ya que carece de elementos susceptibles de ser datados, además estos depósitos se corresponden con una dinámica sedimentaria que aún es activa actualmente, pero con menor intensidad. En consecuencia, cuando los abanicos se depositan sobre la Fm Los Haitises no se le puede atribuir una edad que no sea Pleistoceno Inferior.

Los coluviones están generalmente constituidos del mismo tipo de material, y se presenta del mismo modo bajo la forma de material heterogéneo con una cantidad variable de material grueso en los que la matriz es abundante. Los paleosuelos se pueden intercalar en medio de estos coluviones (Foto 17). Estos depósitos tienen extensiones relativamente bajas, y cuya potencia es variable. Los flancos de los relieves, están cubiertos, en general, por una película de guijarros, gravas, limos y arcilla. 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.



Foto 16: Afl. 87JM9004. Recubrimiento coluvional, al pie de relieves cretácicos de La Guabana. Destaca la angulosidad de fragmentos y la ausencia de granoclasificación.



Foto 17: Afl. 87EL9440. Coluvión mostrando alternancia de depósitos arenosos (localmente conglomeráticos, poligénicos) y de paleosuelos (visibles por las bandas blancas).

2.4.2 Arcillas rojas y limos (13). Holoceno. Q₄

Las potencias variables, métricas a plurimétricas, de arcillas rojas y de limos, son frecuentemente observables en las cimas de las grandes superficies planas que forman la mayor parte de la Hoja. Estas superficies están frecuentemente constituidas por las calizas de Los Haitises, que generalmente muestran una intensa alteración (Foto 18). Las dolinas, que son una de las características de esta alteración, son frecuentes. Las arcillas rojas son habitualmente ricas en gravas de hierro y manganeso, que se corresponden con pisolitos formados como residuos de alteración. Las arcillas y limos observados sobre las calizas en diferentes grados de alteración, son interpretados como los productos de alteración de las formaciones carbonatadas pliocenas. En estas arcillas, es posible encontrar elementos mucho más gruesos (arenas y gravas) que se podrían corresponder a un aporte de material alóctono por los abanicos aluviales. Es posible que en algunas zonas las arcillas rojas observadas sean el producto de una mezcla entre los productos de alteración in situ y un

aporte vía abanico distal. La parte esencial de material parece corresponderse a residuos a alteración. Esta alteración, es como veremos más adelante, probablemente activa después de la emersión de las calizas de Los Haitises (probablemente emergidos en el curso del Pleistoceno Inferior - Medio) y muy polifásico.

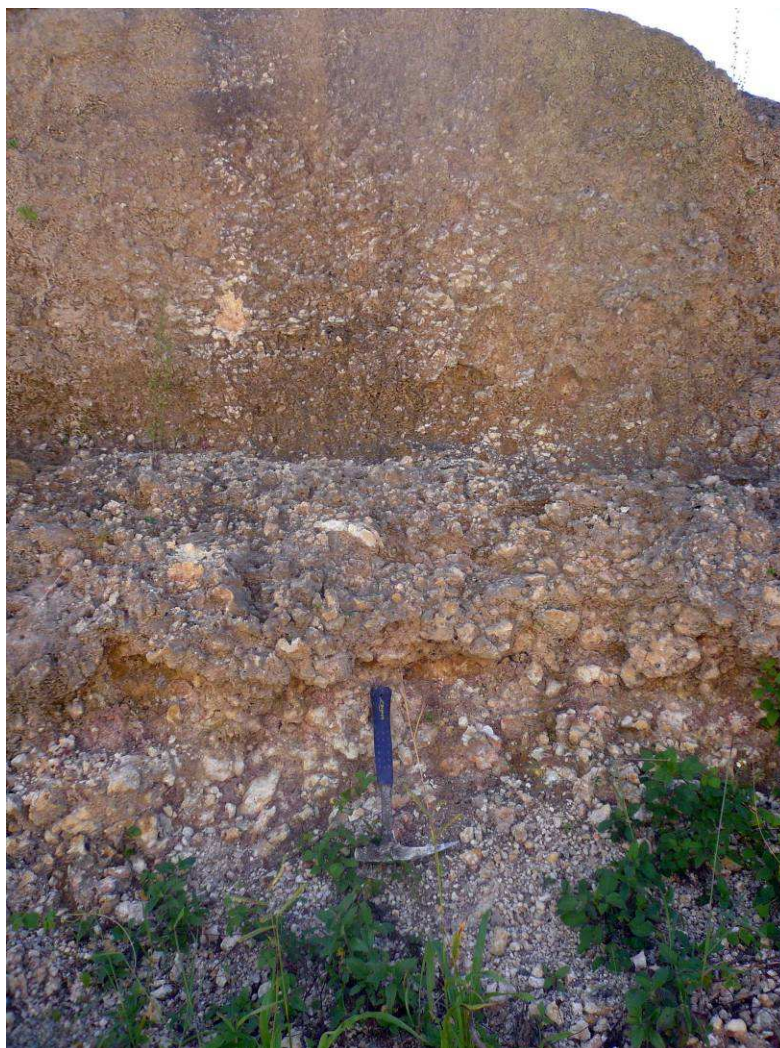


Foto 18: Afl. 87EL9605. Alteración de las calizas de Los Haitises, destaca la parte superior totalmente rubefactada.

2.4.3 Abanicos o derrubios de caliza con matriz de caliche (14). Holoceno. Q₄

Se trata de un caso particular de la facies mencionada anteriormente, donde los depósitos son de naturaleza carbonatada, pues provienen del desmantelamiento de las calizas de la Fm Río Chavón. Esta facies está particularmente bien representada en la periferia del sinclinal de El Salado (Hoja El Seibo). Los depósitos están compuestos por bloques y gravas

angulosas de caliza, incrustados y/o mal cementados por una matriz igualmente carbonatada, con vacuolas, de color beige amarillento.

2.4.4 Fondo de dolina. Arcillas rojas de decalcificación (15). Holoceno. Q₄

Las dolinas son relativamente frecuentes en el conjunto de la zona donde tiene lugar una sedimentación carbonatada. Son muy visibles en el paisaje, particularmente tras las fotos tomadas en altitud. Se trata generalmente de depresiones de tamaño variado (desde algunos metros hasta más de cien metros) y de forma habitualmente elíptica. Estas depresiones están rellenas de arcilla roja o de depósitos limosos estando abiertas y conectadas por una red kárstica más o menos desarrollada. Las dolinas se localizan frecuentemente por patches correspondientes a zonas relativamente amplias donde las dolinas abundan, probablemente conectadas en profundidad por grandes redes kársticas. La mayoría de las dolinas están alineadas según las direcciones preferenciales que sugieren las direcciones de fracturación según los ejes tectónicos principales. Estas fallas pueden guiar la circulación de fluidos y el desarrollo de la karstificación.

Las dolinas son particularmente abundantes en los depósitos de Los Haitises donde las grandes redes kársticas son conocidas. La litología de las calizas de Los Haitises parece influenciar la cantidad de dolinas. En efecto, parece que las dolinas sean más comunes sobre las calizas bioclásticas que sobre las calizas coralinas.

La edad de la alteración está mal determinada, se debe probablemente a la emersión de la Fm de Los Haitises (posiblemente a partir del Pleistoceno Inferior-Medio). Esto parece ser confirmado por las observaciones realizadas más al Sur (Hoja Boca del Soco, y al Sur de la Hoja Los Llanos) que ponen de manifiesto que la formación de Los Haitises sufrió una primera fase de alteración y probablemente de karstificación previos al depósito de la formación carbonatada Isabela, de edad Pleistoceno reciente. La alteración y karstificación son probablemente los procesos activos durante una gran parte del Terciario (bauxitas) en cada una de las emersiones de los depósitos carbonatados. La alteración y la red kársticas asociadas son por tanto muy polifásicas.

Las redes kársticas asociadas son más o menos bien conocidos. Son objeto a menudo de atracción turística y deportiva. En efecto, numerosas grutas generadas por la karstificación son objeto de múltiples y remarcables ornamentaciones por los indios Taínos. El ejemplo

más conocido es La Cueva de Las Maravillas situada en la Hoja Boca del Soco. Las redes kársticas aún sumergidas forman bellos lugares para los estudios espeleológicos.

En el caso que las dolinas ya no se conectan a la red cárstica activa que permita el flujo, están totalmente llenas por material proveniente de los residuos de disolución de carbonatos (arcillas rojas de decalcificación), o de productos de escorrentía (limos, arena fina) atrapados en los agujeros que forman las dolinas. En ese caso forman grandes zonas deprimidas, que se corresponden con lagunas muy poco profundas o de agua estancada.

Asociados a estas dolinas se puede observar, la pérdida de la red hidrográfica por la proximidad de huecos calcáreos intensamente karstificados.

Acompaña también una alteración generalizada de las calizas que se observan por el muy mal estado de conservación de muchas muestras estudiadas por microscopía óptica y que se traduce por un frecuente color rojo de los suelos de la región. (cf. Arcillas rojas y limos (13).

2.4.5 Superficie ferruginizada. Brechas y arcillas lateriformes (16). Holoceno. Q₄

Sobre las anteriores facies, existen localmente vestigios de una ferruginización "in situ", comparable con una costra laterítica. Implica de zonas perfectamente tabulares, situadas a la altitud de 100 m; se corresponden con un importante periodo de peneplanización. Ese es el caso entorno del pueblo de Sabana de Campiño, en la plataforma de Cabeza de Agua. En algunos dm de potencia, la roca tiene el aspecto de una brecha endurecida, con matriz de hidróxidos de hierro, y donde los fragmentos (gravas y cantos de coluviones) están completamente limpiados y argilitizados. Bajo esta brecha, se observa frecuentemente la presencia de arcillas moteadas o abigarradas.

2.4.6 Llanura de inundación y terrazas. Cantos, gravas, arenas y limos (17). Holoceno. Q₄

El río Soco ha desarrollado localmente zonas de inundación de varios cientos de metros. Les depósitos están constituidos fundamentalmente por lutitas y, en menos proporción, por niveles arenosos que presentan algunos horizontes de gravas y cantos. Generalmente están

cubiertos por arcillas lavadas y suelos orgánicos, gris-negro, de algunos decímetros de grosor, y cubiertos de prados que se dedican a la ganadería.



Foto 19: Afl. 87JM9129. Un banco del río Soco mostrando la superposición de numerosos episodios de depósitos aluviales: arenas arcillosas de color naranja y limos de color gris-negro.

2.4.7 Fondo de valle. Cantos, gravas, arenas y lutitas (18). Holoceno. Q₄

A causa del régimen torrencial, los ríos y arroyos son erosivos. Las crecidas actuales actúan sobre los aluviones antiguos y los redepositan en los meandros y a lo largo de los valles. El cauce del río Soco está jalonado de cordones más o menos continuos de arenas, gravas y cantos. La composición es función de la naturaleza de los terrenos sobre lo que circula, pero con una gran carga de material del Cretácico Superior.

3 TECTÓNICA

3.1 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 10).

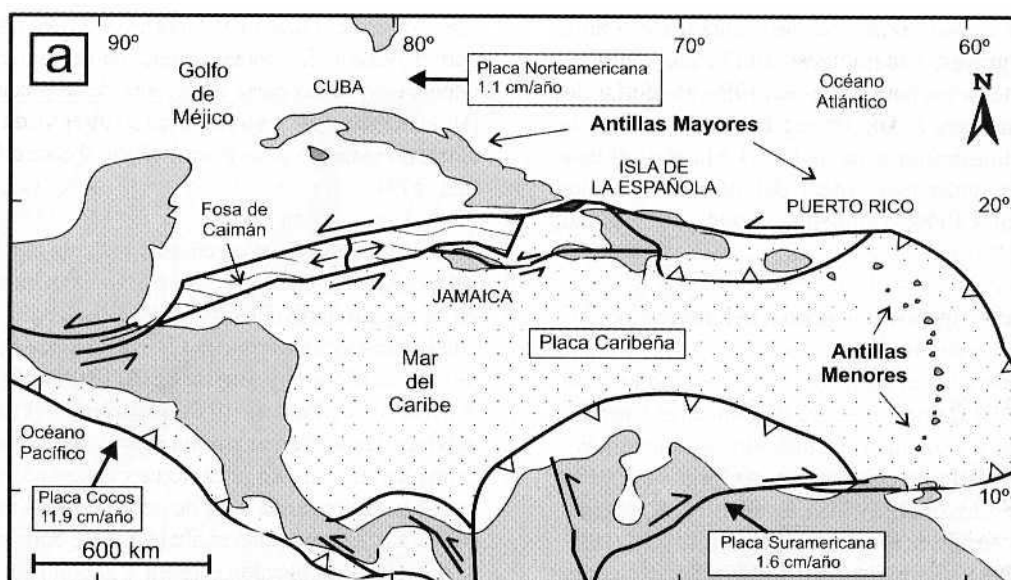
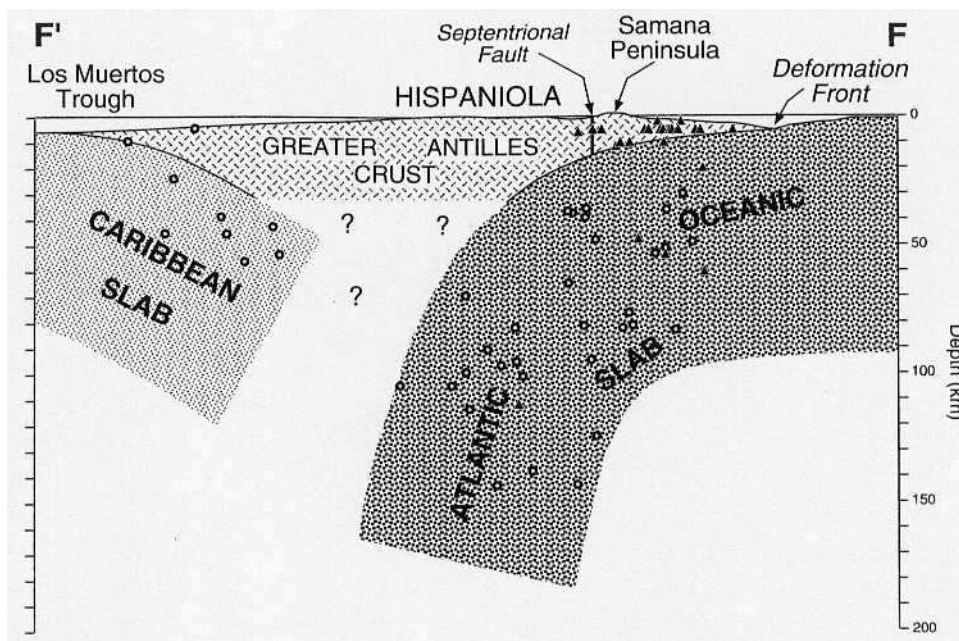
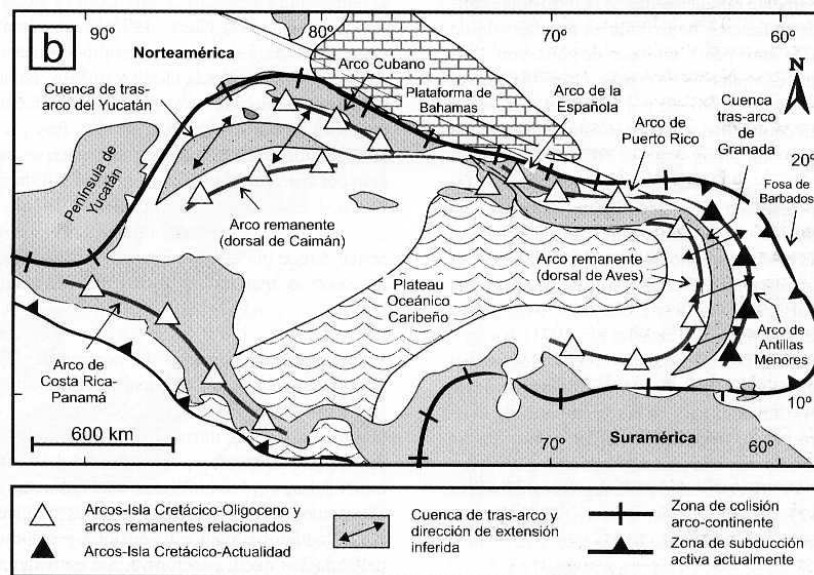


Figura 10: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002).

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 11, Figura 12).



En su configuración actual (Figura 13), las Antillas Mayores están cortadas en tiras, separadas las unas de las otras por grandes desenganches sinestros con dirección general este-oeste. 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.

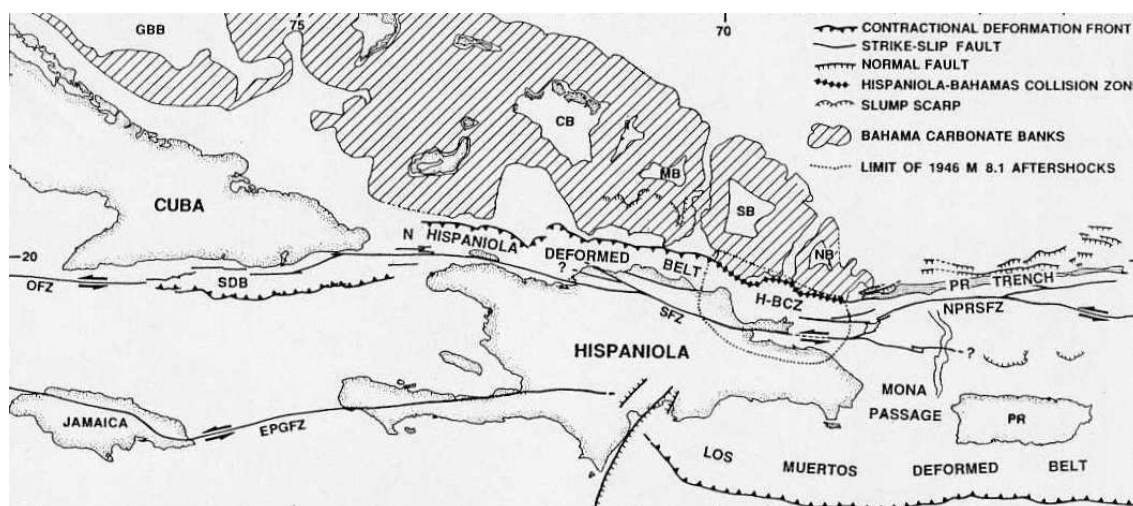


Figura 13: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinestros con la falla transformante Polochic/Caimán (Dolan J.F. et al, 1998).

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 en el Eoceno-Mioceno Inferior 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 Hernaiz 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.

3.2 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 Samaná. 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 14) 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.

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.

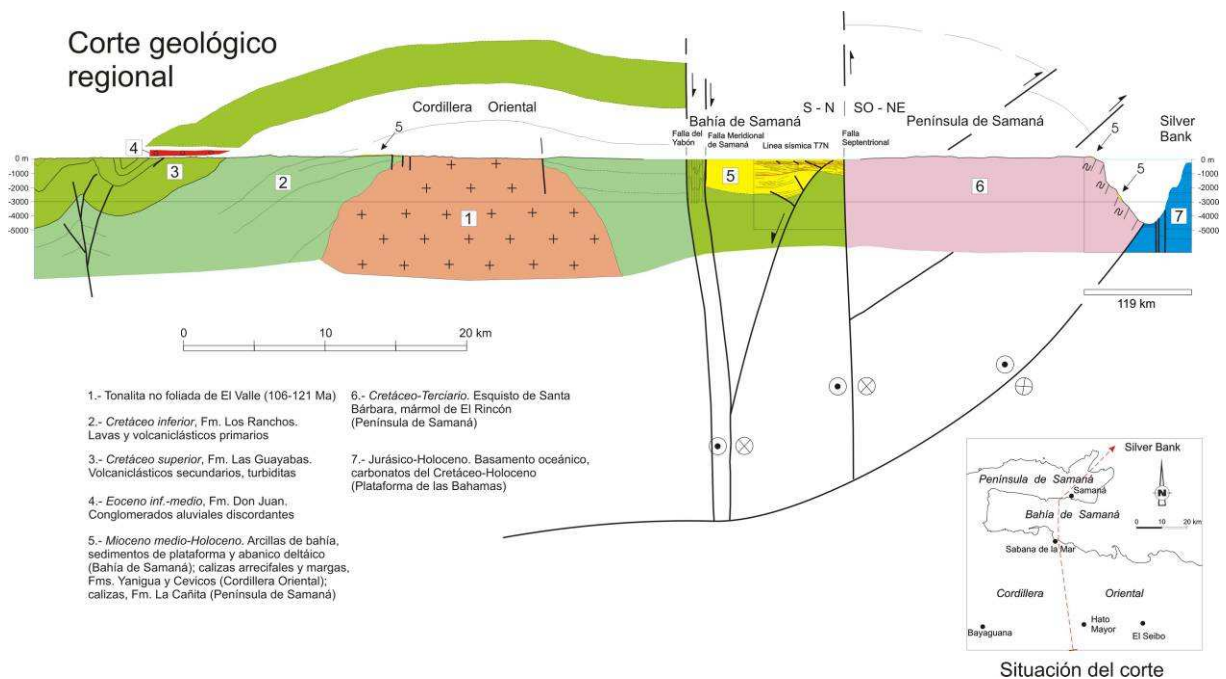


Figura 14: Corte geológico regional entre la Cordillera Oriental Dominicana y la plataforma de las Bahamas (García-Senz J. et al, 2007). La interpretación de la línea sísmica T7N es de Edgar N.T. (1991), y se ha migrado usando los datos de velocidad del citado autor. El límite de placas marcado por focos 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.

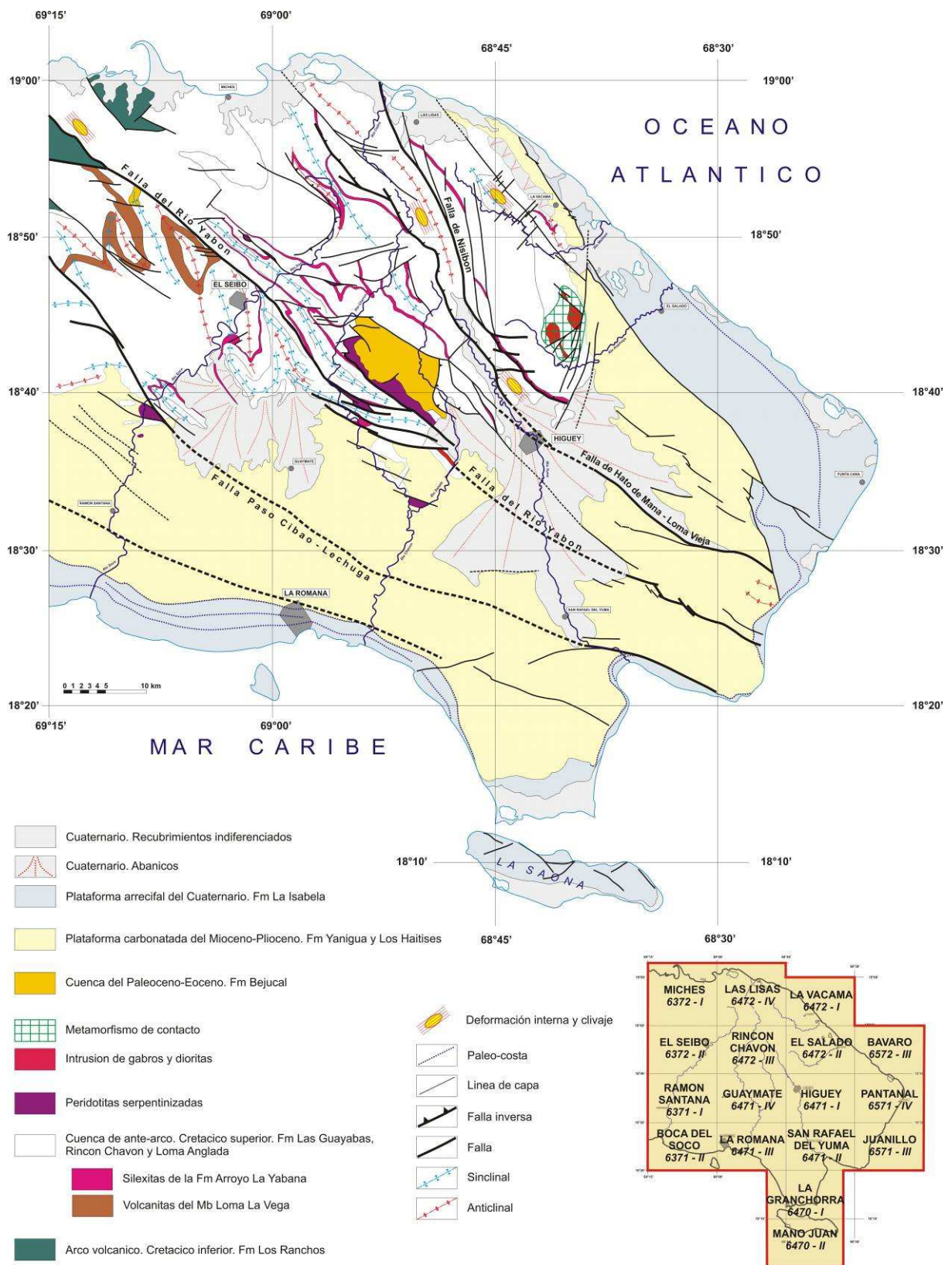


Figura 15: Esquema estructural del Este de la Cordillera Oriental Dominicana.

A escala regional, la Cordillera es un gran antiforme ONO-ESE, que cierra hacia el Este, definiendo una amplia zona de charnela. En el núcleo del antiforme 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 antiforme, 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.

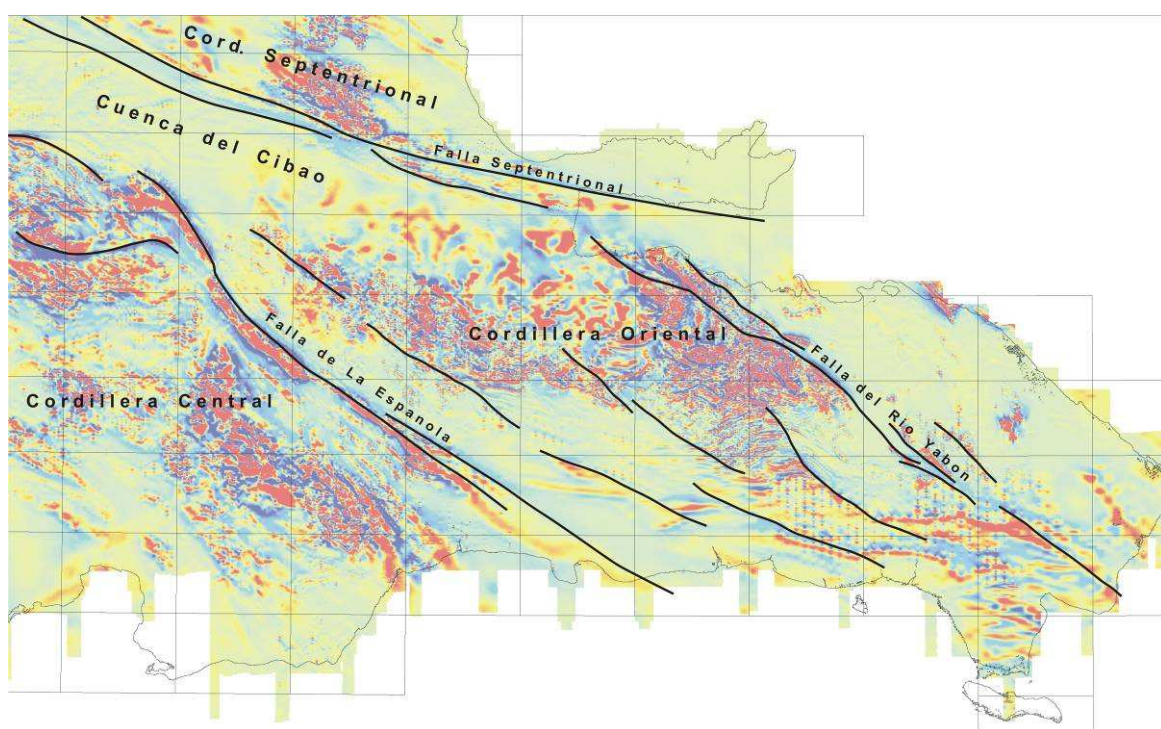


Figura 16: Campo magnético total reducido al polo, localización de la Cordillera Oriental y de las principales zonas de falla de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

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

16) 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 15). 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).

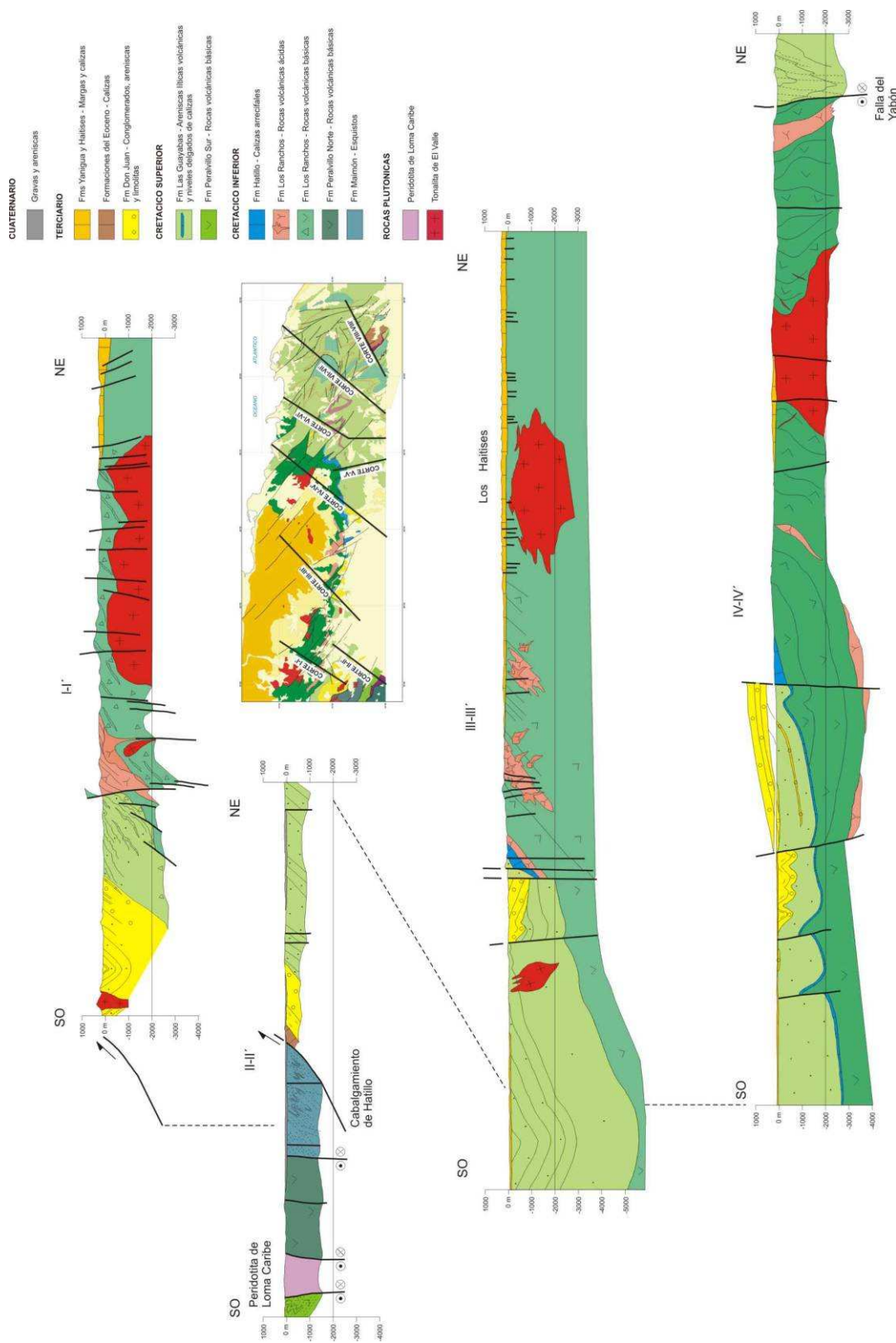


Figura 17: Cortes geológicos seriados (I-I' a IV-IV') de la Cordillera Oriental Dominicana. (García-Senz J. et al., 2007).

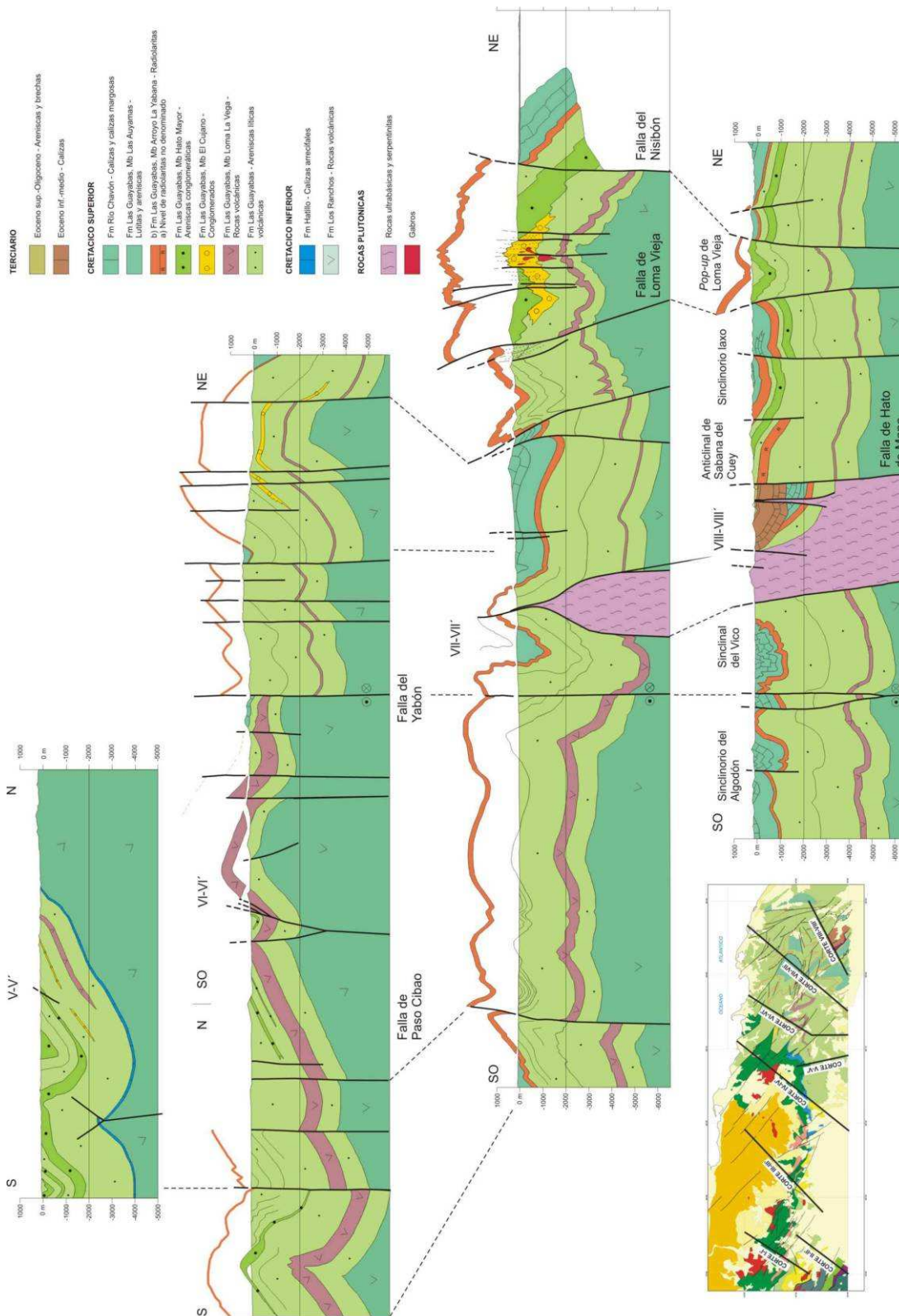


Figura 18: Cortes geológicos seriados (V-V' a VIII-VIII') de la Cordillera Oriental Dominicana. (García-Senz J. et al., 2007).

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 ocasión de la 18va Conferencia Geológica del Caribe, J. García-Senz et A. Pérez-Estaún (2008) se realizaron interpretaciones 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 las cuencas asociadas a estructuras de cizallamiento (Figura 19).

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 antiforme, 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.

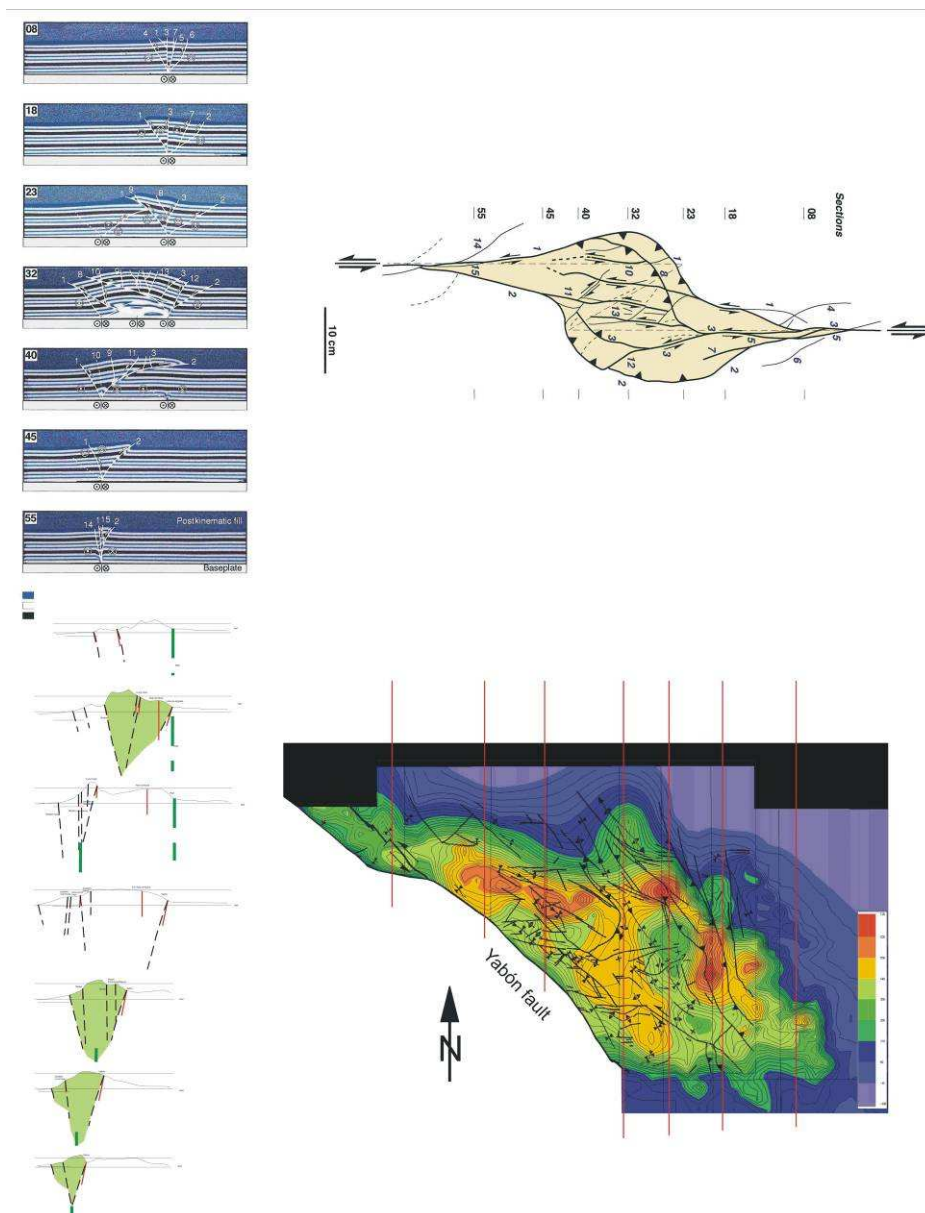


Figura 19: Modelo analógico de un “restraining stepover” y su similitud con la zona al Este de la Falla de Yabón (McClay.& Bonora. 2001; García Senz.& Pérez-Estaún ,2008).

3.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y UNIDADES TECTÓNICAS DE LA HOJA “RAMÓN SANTANA”

La esquina NE de la Hoja Ramón Santana pertenece al dominio estructural de la Cordillera Oriental. Este dominio es esquemáticamente separado de la Llanura Costera del Caribe por la Falla Paso Cibao-Lechuga de dirección N130-140°E .

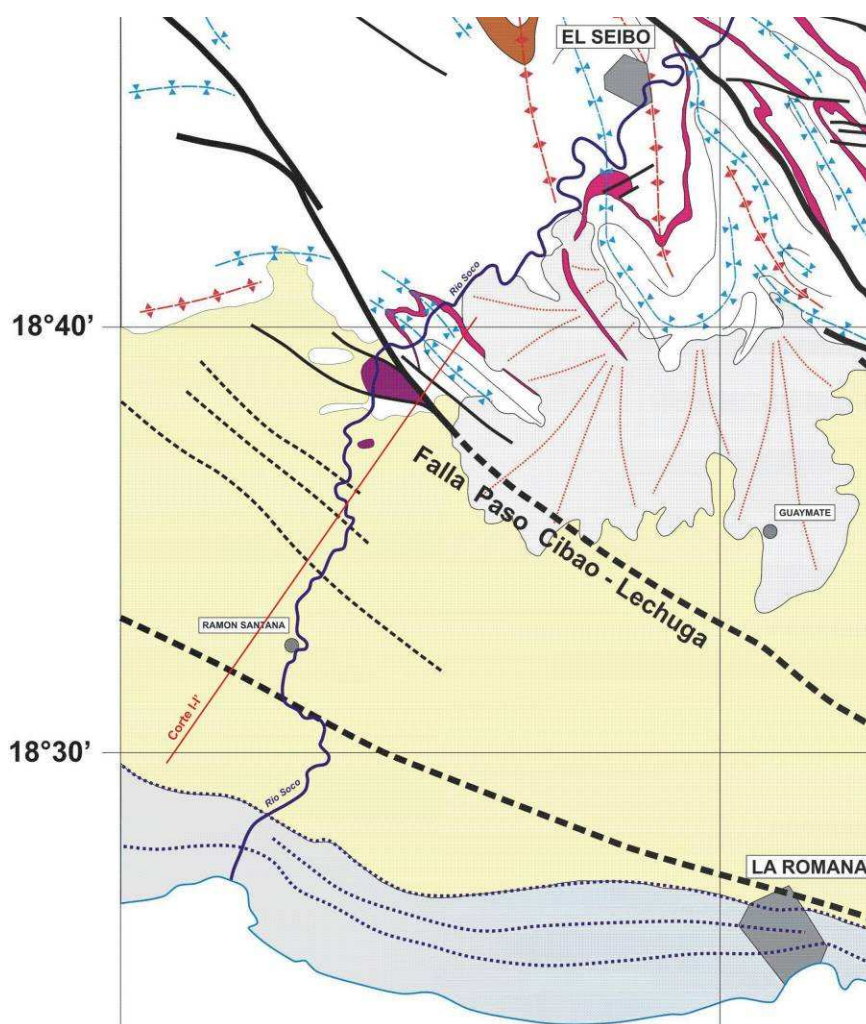


Figura 20: Esquema estructural del Mapa de Ramón Santana.

3.3.1 La Falla Paso Cibao-Lechuga

En la Hoja de Ramón Santana, la Falla Paso Cibao-Lechuga está completamente enmascarada por la cobertera sedimentaria del Plio-Pleistoceno y los recubrimientos cuaternarios. Esta afecta el substrato Cretácico y su traza (N130-140°E) es patente por un

fuerte contraste magnético, muy neto en las diferentes imágenes obtenidas por geofísica aerotransportada. En la zona del río Soco, está delimitada en parte por el contorno de una protusión de peridotita. Al NO, en la Hoja de El Seibo, no forma una sola falla, sino una banda de fracturas de varios kilómetros de longitud. Su dirección es mucho más meridional (N150-160°E). Esta falla limita la extensión de las rocas volcánicas de Mb Loma La Vega, se traduce también en numerosos giros de los ejes de pliegues que afectan al Cretácico Superior. Se trata sin ninguna duda de un accidente mayor, comparable con la Falla del Río Yabón, pero donde los últimos rejugos de falla son más antiguos. Esta falla está fosilizada por los depósitos del Plio-Pleistoceno.

En la esquina SO de la Hoja, el magnetismo se traduce en la existencia de una falla muy similar. A lo largo de esta fractura, los rejugos de falla bastante recientes podrían ser el origen de la traza “en bayoneta” del río Soco, al Sur de Ramón Santana.

3.3.2 El substrato Cretácico

La principal estructura plegada, identificada en el substrato Cretácico, es el sinclinal de Arroyo Lucas donde la zona de charnela se ve perfectamente en el río Soco, cerca de la confluencia con el río Anamá (Las Dos Bocas, Afl. 87JM9097). Se trata de un pliegue de eje N140°E, inclinado 20° hacia el SE. Este es disimétrico, con un flanco SO verticalizado, incluso localmente invertido. Igualmente, el pliegue es des-armónico: las turbiditas calcáreas de la Fm Río Chavón constituyen un bloque homogéneo en parte separado a muro por las areniscas-pelíticas de Mb Las Auyamas. La relación entre esta estructura y el sinclinorio de Algodón (o Loma de El Salado), situado en el ángulo NE de la Hoja, no ha sido aclarada (sector peneplanizado, adonde el Cretácico está recubierto por el Cuaternario).

La protusión de peridotitas del río Soco posee la forma de un diedro desarrollado en una zona de cizallamiento sinistro. Atención sin embargo al hecho de que se interprete en gran parte su contorno; deducido por la fuerte anomalía magnética obtenida por geofísica aerotransportada.



Foto 20: Afl 87JM9097. Zona de charnela del sinclinal de Arroyo Lucas, en la interfase entre las silto-pelitas del Mb Las Auyamas y las calizas turbidíticas de la Fm Río Chavón.

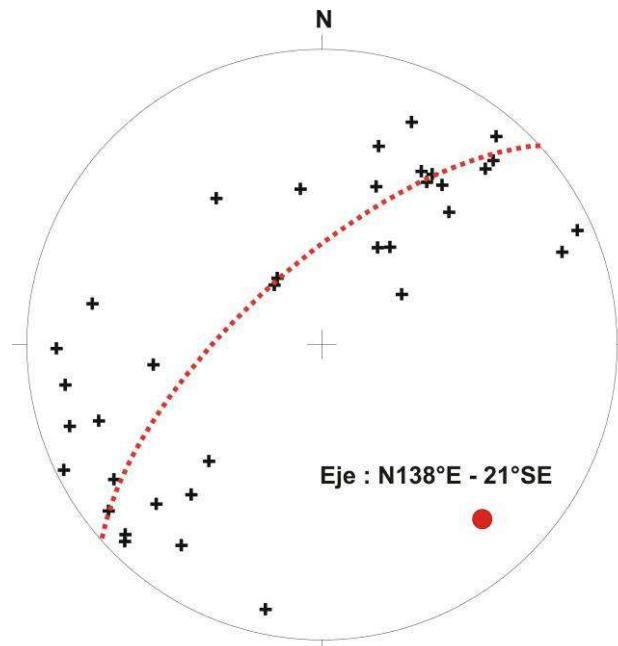


Figura 21: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los polos de planos de estratificación (36 medidas) del sinclinal de Arroyo Lucas. El pliegue es de dirección N138°E-21°SE.

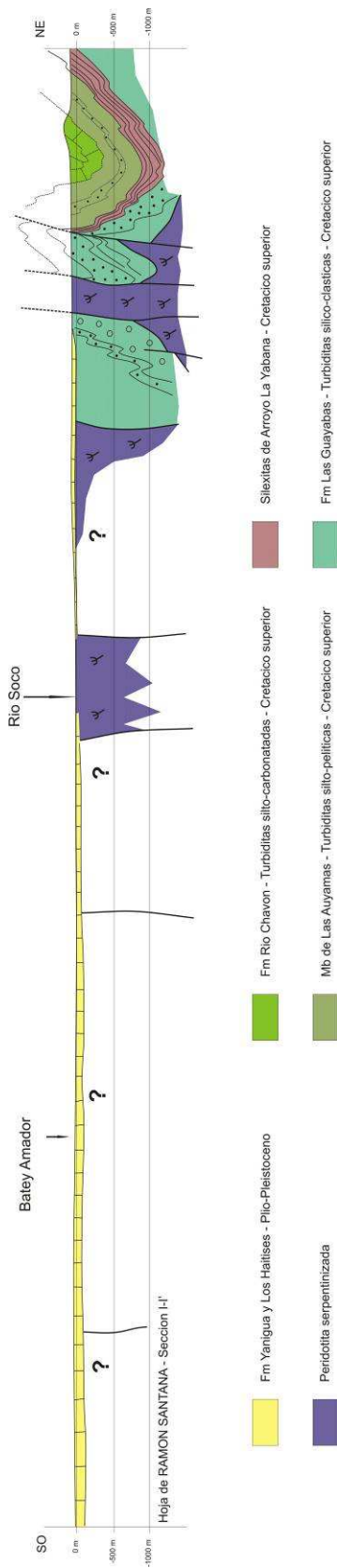


Figura 22: Corte geológico de la Hoja Ramón Santana.

4 GEOMORFOLOGÍA

4.1 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 (2).

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.

4.1.1 Estudio morfoestructural

En general, el relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. Así, los materiales detríticos e ígneo-metamórficos de la Cordillera Oriental se alzan a favor de alineaciones de origen tectónico. Por el contrario, el relieve de los materiales sedimentarios plio-pleistocenos está condicionado por la morfología de plataforma carbonatada que ocupaba la región durante dicho periodo, por tanto, constituye prácticamente toda una superficie estructural que en su mayor parte ha sido erosionada.

Sobre la arquitectura labrada por los procesos anteriores han actuado con mayor o menor eficacia la morfogénesis fluvial, lacustre-endorreica y poligénica.

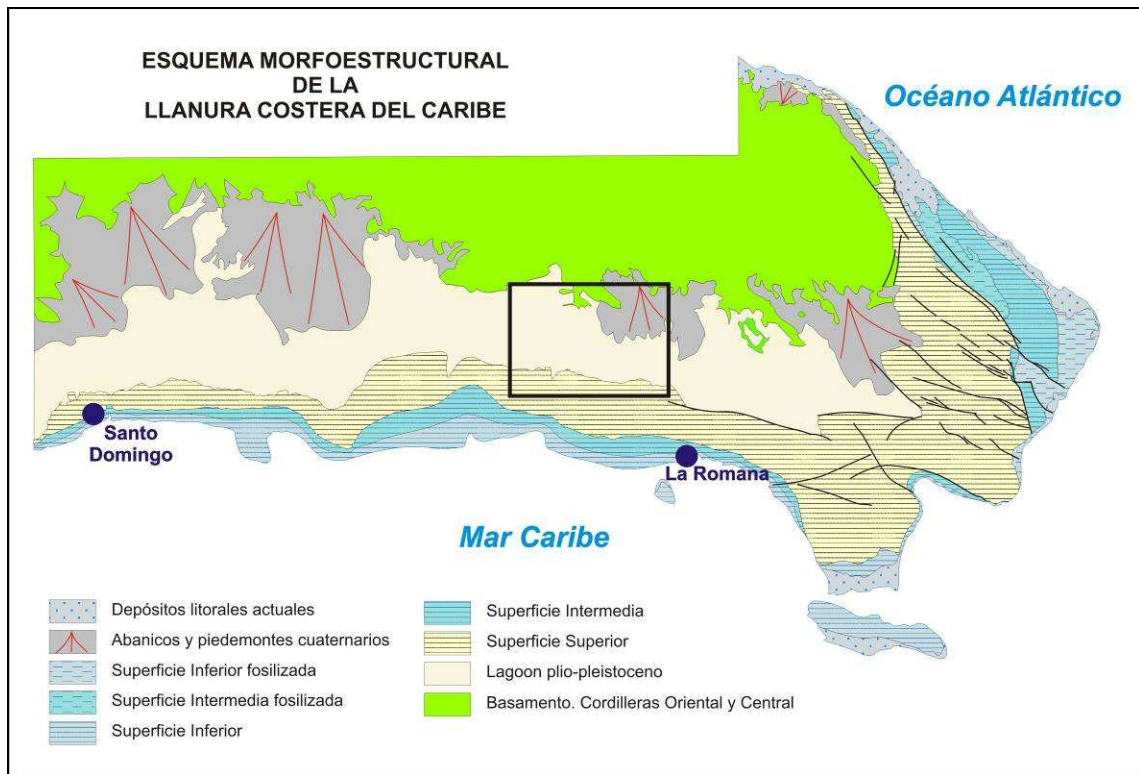


Figura 23: Situación de la Hoja de Ramón Santana en el contexto morfoestructural de la Llanura Costera del Caribe.

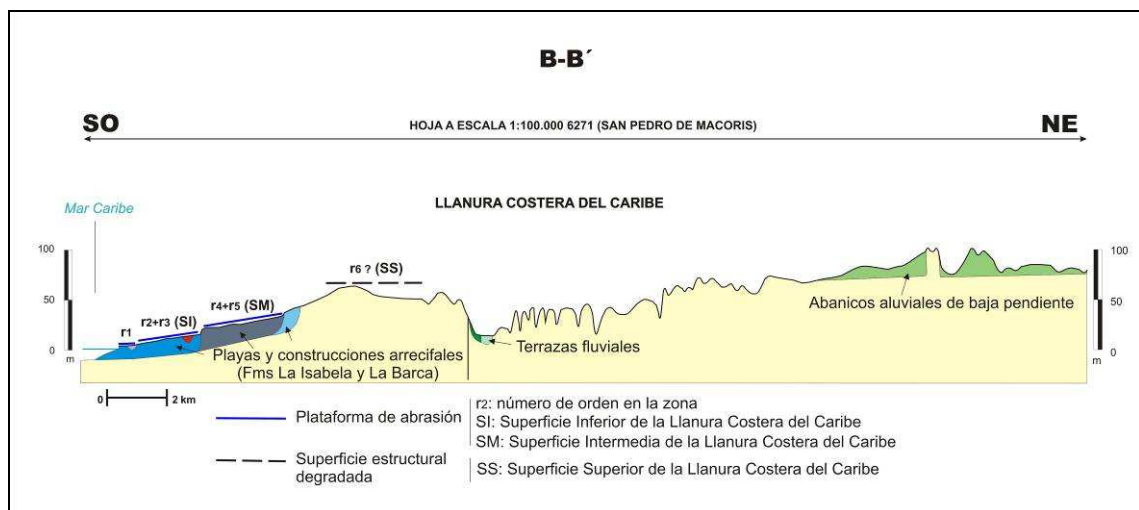


Figura 24: Perfil morfoestructural esquemático de la Llanura Costera del Caribe.

4.1.1.1 Formas estructurales

Se distribuyen por todo el ámbito de la Hoja. En el caso de las formas estructurales de origen tectónico se concentran casi exclusivamente en el sector meridional, correspondiendo

fundamentalmente a fallas y fallas supuestas con expresión morfológica de dirección NO-SE y NE-SO en la distribución de algunos tramos de la red fluvial.

Por otra parte, las morfologías condicionadas por la distinta resistencia ofrecida por los materiales aflorantes a la erosión, o litoestructurales, consisten fundamentalmente en superficies estructurales degradadas generadas a techo de niveles calcáreos de la Fm Yanigua. En este caso, se trata de la Superficie Superior de la Llanura Costera del Caribe, que alberga las cotas más elevadas de la llanura en la región, llegando a alcanzar puntualmente +80 m, si bien son más frecuentes valores de +70 m. Aunque parece evidente su carácter estructural, es probable que también haya sufrido la acción de la morfogénesis marina-litoral durante su formación.

En sector NO de la Hoja, donde afloran los materiales cretácicos se distinguen otras formas relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización, como son: líneas de capa con indicación de buzamiento, escapes estructurales y crestas.

4.1.2 Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como el borde de la Cordillera Oriental y la Llanura Costera del Caribe, tiene como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de la cordillera es el producto de una evolución presidida por los procesos ígneo-metamórficos y tectónicos acaecidos a partir del Mesozoico, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, morfogénesis fluvial y gravitacional encaminadas a su destrucción y la formación del piedemonte que se reconoce en todo su borde meridional y septentrional de la Hoja que nos ocupa.

Por lo que respecta al borde septentrional de la Llanura Costera del Caribe, son los procesos de origen fluvial, kárstico, lacustre-endorreico y poligénico los responsables del modelado actual de detalle.

4.1.2.1 Formas gravitacionales

Poseen escasa relevancia debido al predominio de las grandes planicies. Además tampoco se han observado formas cuyas dimensiones permitan su representación. Por una parte, la estructura “masiva” de los afloramientos minimiza su inestabilidad gravitacional y por otra, la

meteorización actúa con celeridad a la hora de enmascarar este tipo de formas, haciéndolas prácticamente imperceptibles. Aún así, se han reconocido algunos coluviones en la parte más alta de la llanura, en los bordes de los valles encajados de del río Soco y sus afluentes.

4.1.2.2 Formas fluviales y de escorrentía superficial

Están ampliamente representadas y distribuidas. Poseen una extensa variedad, tanto de formas erosivas como sedimentarias.

Los fondos de valle son formas estrechas y alargadas coincidiendo con canales de estiaje y cauces abandonados, como cañada Regajo y arroyo Frío. Actualmente, la incisión fluvial se inicia por la formación de pequeños regueros (arroyada en regueros). que canalizan el agua procedente de las fuertes tormentas hacia los barrancos y cañadas. La actividad pretérita de la red fluvial se manifiesta por la existencia de terrazas, a las que se asocian escarpes más o menos marcados, relacionadas con los ríos Soco y Cumayasa. Se trata de terrazas pequeñas y estrechas puesto que los ríos se encuentran muy incididos en la llanura costera. Los niveles más bajos de estas terrazas se disponen a cotas en torno a +2 m sobre el cauce del río, en tanto que los superiores alcanzan cotas cercanas a +10 m.

Los depósitos más extensos corresponden a retazos de abanicos aluviales de baja pendiente y abanicos aluviales que, partiendo de la Cordillera Oriental, tapizan la Llanura Costera del Caribe, configurando una monótona e inmensa planicie ligeramente inclinada desde una cota próxima a 100 m al pie de la cordillera hasta 70 m en su sector distal, correspondiente al ámbito septentrional de la Hoja.

Entre las formas erosivas se han reconocido: incisión lineal en cuna y en v, desarrolladas principalmente a favor de los niveles de margas de la Fm Manigua; y carcavas, desarrolladas en las litologías detríticas de las unidades cretácicas y de la Fm. Yanigua. El catálogo de las formas erosivas de carácter fluvial se completa con la erosión lateral del cauce, que afecta a los meandros de los principales ríos.

El dispositivo paleogeográfico y la litología son los principales condicionantes de la geometría de la red de drenaje, así donde predominan las litologías margosas herencia del lagoon plioceno predomina la red dendriforme.

La estructura tectónica aparece como un condicionante de la dirección de los cursos fluviales, siguiendo las directrices principales de la Cordillera Oriental.

Como principales factores en la futura evolución de la red deben tenerse en cuenta: las posibles modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella.

4.1.2.3 Formas lacustres y endorreicas

Se trata de lagunas y charcas ampliamente extendidas por toda la Hoja, las más representadas, principalmente sobre los materiales de la Fm Yanigua. La forma alargada y la distribución alineada de algunas lagunas y charcas sugieren su génesis a partir de antiguos cursos fluviales, en algunos casos mínimamente encajados y prácticamente irreconocibles hoy día, en otros, como en las proximidades de Ramón Santana, se trata de zonas de drenaje deficiente con abundante vegetación. Las lagunas con formas más redondeadas parecen responder a procesos de disolución de los materiales carbonatados del sustrato. También son abundantes las lagunas colmatadas o desecadas.

4.1.2.4 Formas por meteorización química

Poseen una gran representación en toda la Hoja aunque es más importante en el sector meridional, donde se desarrollan sobre las calizas de las Fms. Los Haitises, pudiendo considerarse como un área con intensa karstificación, corresponden a un extenso campo de lapices desnudo. En sector central la expresión morfológica son pequeñas dolinas de fondo plano y escasa profundidad, que se formaron por la disolución parcial del sustrato plioceno. En algunas áreas son tan numerosas que forman pequeños campos de dolinas.

4.2 EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

La fisonomía actual empieza a perfilarse durante el Plioceno donde el área comprendida dentro de la Hoja zona formaría parte de la una extensa plataforma carbonatada situada al sur de la actual Cordillera Oriental, restringida durante dicha época a una serie de islas e islotes, a modo de archipiélago (Díaz de Neira *et al.*, 2007). La evolución y la historia geomorfológica de la zona están determinadas por la tendencia ascendente de dicha plataforma a lo largo del Cuaternario.

La característica básica de la plataforma pliocena es la presencia de una barrera arrecifal (Fm Los Haitises) de orientación E-O, que protegería un amplio lagoon (Fm Yanigua), que recibiría descargas terrígenas procedentes de la incipiente Cordillera Oriental.

La continuidad de la tendencia ascendente de La Española, evidenciada desde épocas precedentes, provocó el ascenso de la plataforma al final del Pleistoceno Inferior. Debido al perfil de la plataforma, el antiguo almacén arrecifal y lagunar se quedó expuesto en la mayor parte del área de la Hoja (Fm. Los Haitises y Yanigua) y hubo un retroceso de la línea de costa que fue acompañado de la migración hacia el sur de las playas (Fm La Barca) y de la nueva plataforma arrecifal (Fm La Isabela), que adquirió carácter frangeante o pasaron a delimitar lagoones de dimensiones mucho más modestas, probablemente a partir del Pleistoceno Medio. En un primer momento, las áreas más deprimidas dejadas por la plataforma plio-pleistocena pudieron permanecer parcialmente inundados puesto que el antiguo almacén arrecifal funcionaría como un umbral que separaría el mar del área interior, al mismo tiempo se empiezan a formar los primeros abanicos aluviales y piedemontes.

En el Pleistoceno Superior, el paulatino levantamiento de la Cordillera Oriental tuvo como consecuencia la progradación de abanicos y piedemontes que tapizarían parcialmente la parte septentrional del antiguo lagoon, el cual ya estaría totalmente emergido. En la parte oriental, la mayor parte del área se empiezan a encajar los grandes ríos procedentes de la Cordillera Oriental, Soco, Cumayasa y sus afluentes, con creación de una densa red de tipo dendrítico. Simultáneamente en el borde meridional, la tectónica junto a las variaciones eustáticas produjo la migración arrecifal hacia el sur con la formación de nuevas construcciones dispuestas escalonadamente.

La evolución más reciente no parece haber modificado la tendencia previa, con una enérgica incisión de las zonas más elevadas del antiguo lagoon. Se aprecia la proliferación de lagunas en unos casos a favor de antiguos cursos fluviales abandonados y en otros, de disoluciones del sustrato calcáreo.

Como principales motores en la futura evolución de la región, deben tenerse en cuenta: su tendencia ascendente, con el consiguiente retroceso de la línea de costa y el descenso del nivel de base, que incrementará el poder erosivo de los elementos de la red fluvial y por tanto, la eficacia de la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; la actividad gravitacional en las vertientes próximas al ámbito de la Cordillera Central; la

tendencia a la colmatación de las lagunas; y los retoques producidos por los fenómenos kársticos.

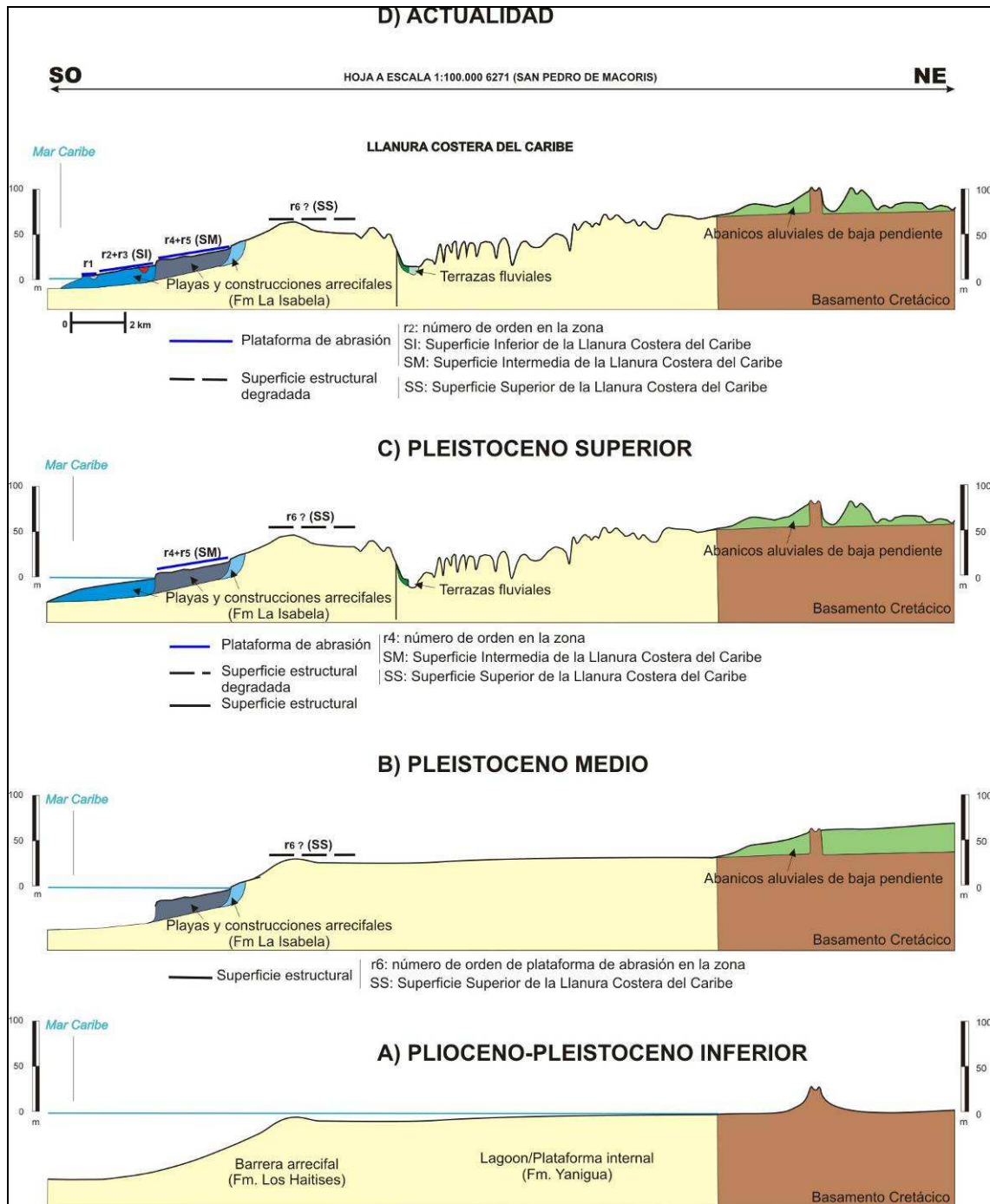


Figura 25: Evolución del perfil del sector occidental de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno.

5 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.

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 traslación de las placas cambió de oblicua a subparalela, a lo largo de la superficie inclinada al Sur que limita las placas y a lo largo de fallas transformantes como prueban los sismos actuales, con cambios de curvatura, que según su orientación respecto al vector de movimiento de la placa del Caribe, producen simultáneamente extensión en la cuenca trastensiva del Caimán (iniciada en el Eoceno Inferior según Rosencrantz E. *et al.*, 1988), transpresión en el Sur de Cuba y en La Española (referida ésta última como "colisión oblicua"), y subducción oceánica en las Pequeñas Antillas (Mann P. *et al.*, 2001). 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. Posiblemente la continuidad del proceso de acortamiento por transpresión, o tal vez un cambio del estado de esfuerzos, elevaron el área sobre el nivel del mar, al tiempo que la Bahía de Samaná iniciaba la subsidencia controlada por fallas transcurrentes E-O. 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.

Al final del periodo de colisión Miocena y Pliocena, esta zona estuvo emergida y parece que sufrió un proceso de peneplanización. Una gran parte del Terciario (entre el Paleoceno y el Plioceno) se corresponde esta zona con un periodo de peneplanización de los relieves. En la zona estudiada los relieves han sido erosionados aunque algunos relieves persisten, particularmente en las rocas con mayor resistencia a la erosión.

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.

Desde el Plioceno hasta el Pleistoceno Inferior, los depósitos encontrados pasan desde un extremo continental a otro marino:

- Los depósitos continentales, arcillosos y conglomeráticos, han sido identificados solamente en la zona sureste de la isla, han sido denominados Conglomerados de Ramón Santana.

- Los depósitos intermedios laguno-marinos formados en gran parte de margas y de calizas margosas, éstos se conocen con el nombre de formación Yanigua.

- Depósitos marinos poco profundos conocidos bajo el nombre de formación de Los Haitises.

Los depósitos de plataforma abierta que evolucionan en el curso del Plioceno desde depósitos con dominio granular y bioclástico hacia depósitos de barrera más y más ricos en corales y bioconstrucciones. Esto sugiere una evolución de la subsidencia y del tipo de producción carbonatada, que podría relacionarse con una variación de la físico-química de las aguas de esta zona.

El final de la plataforma carbonatada pliocena se efectúa por una emersión generalizada, la edad de los últimos depósitos de esta formación está relativamente mal determinada pero podrían ser de Pleistoceno Inferior. La edad de los primeros depósitos de la formación siguiente está del mismo modo mal determinada entorno al Pleistoceno Medio (11,500.00 años) aproximadamente. Una emersión desde el final del Pleistoceno Inferior a la mitad del Pleistoceno Medio podría proponerse. Esta emersión se acompaña de una reactivación de la sedimentación terrígena, bajo la forma de conos aluviales remanentes de material original de la Cordillera Oriental. Algunas evidencias de una alteración de los carbonatos durante esta emersión son observables, una karstificación previa de los depósitos carbonatados de la Fm Los Haitises es probable.

Durante el Pleistoceno se establece una sedimentación carbonatada de plataforma arrecifal presente en casi todo el perímetro de la isla y generalmente denominada Formación La Isabela. Estos materiales son los últimos depósitos marinos de la isla, donde los más recientes han sido datados en 100.000 años (estadio isotópico 5). La Fm Isabela aparece como una serie de plataforma carbonatada dispuesta en escalera descendiente hacia el mar. Cada uno de los niveles se corresponde con una plataforma carbonatada de tipo plataforma con barrera arrecifal.

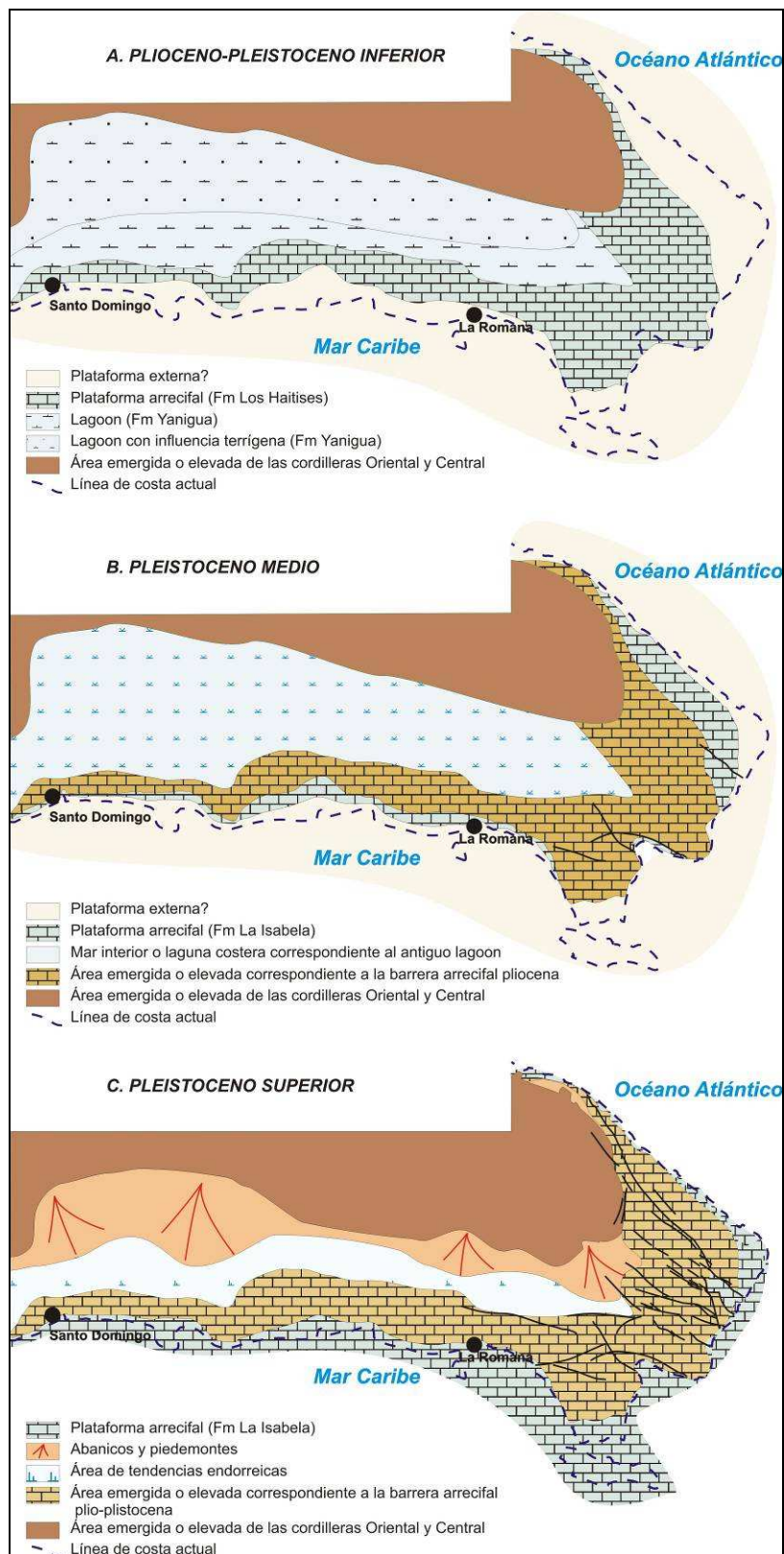


Figura 27: Evolución paleogeográfica de la Llanura Costera del Caribe durante el Plioceno-Pleistoceno (Díaz de Neira J.A., 2010).

Estas diferentes plataformas se establecieron probablemente durante las fases de subida de nivel del mar, y a continuación probablemente expuestas durante las fases de bajada del nivel del mar. En la zona de estudio, se han identificado únicamente 2 (a veces separado por una ruptura de pendiente de alrededor de 20 m de altitud) o a veces 3 plataformas, pero en algunas condiciones como en la Hoja de Boca del Soco se han podido identificar hasta niveles de plataforma. Los arrecifes en escalera observados son probablemente la expresión combinada de fuertes variaciones del nivel del mar (característicos del Pleistoceno Superior y de la segunda parte del Pleistoceno Medio) y de un levantamiento probablemente continuo de la zona (?). En ausencia de dataciones, la hipótesis más probable es que el escalonamiento de estas plataformas se corresponda a sus edades, las plataformas más altas son las más antiguas, las plataformas más bajas son las más recientes.

El conjunto de estos niveles de plataformas carbonatadas, que comprende a las más recientes, está afectado por una alteración y karstificación importantes, como testifica la presencia de numerosas dolinas y superficies de alteración importantes.

En el dominio continental propiamente dicho, algunos depósitos de paleoríos o paleoestuarios, con un gran contenido en terrígenos son visibles en algunas zonas (San Pedro de Macorís, Boca del Soco, La Romana). El encajonamiento de los ríos en la parte sudeste de la República Dominicana parece haber ocurrido en dos etapas, en el primer periodo, anterior a la emersión de la plataforma situada a 20 m de altitud, es relacionable con el estadio isotópico 6. Numerosos pequeños paleoríos se individualizaron formando una paleored de drenaje poco madura. A partir de la bajada posterior con depósito de la plataforma superior (situado a 20 m de altitud), parece que la red de drenaje se organizó de un modo más parecido al actual con sólo algunos grandes ríos. Los grandes ríos observados actualmente parecen haberse encajado al menos tras el estadio isotópico 6, posiblemente antes por el río Chavón en cuya desembocadura ya se observa la llegada de materiales terrígenos en depósitos estimados como pertenecientes al estadio isotópico 7.

6 GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1 HIDROGEOLOGÍA

6.1.1 Datos climáticos

Según los datos presentados en el informe de Acuater (2000) el clima varía desde las áreas más meridionales de la Llanura Costera del Caribe, caracterizadas parte del año por una evapotranspiración potencial de referencia ET_{Po} mayor que la precipitación, a las zonas húmedas de la Cordillera Oriental con periodos húmedos superiores a 5-7 meses.

El promedio de lluvia anual es de 1312 mm; los valores anuales medios tomados en estaciones oscilan entre 1040 mm (San Pedro de Macoris) y 1584 mm (Hato Mayor). El registro concreto en San Pedro de Macoris oscila entre 31 mm y 146 mm , en Hato Mayor entre 42 mm y 219 mm. La variación mensual de la precipitación presenta un régimen de tipo bimodal con época lluviosa en la primavera (en términos generales en el mes de Mayo) y en verano-otoño (desde Agosto hasta Noviembre) y con sequía en el invierno y en Junio-Julio; pero si esta variación intranual es bastante homogénea, los meses máximos y mínimos relativos tienen una elevada variabilidad de un lugar al otro, y también entre estaciones bastante cercanas.

La temperatura media del aire presenta valores anuales que fluctúan entre menos de 25°C y más de 26°C. La variación interanual de la temperatura media oscila entre 3 y 4°C, y en general, el período de mayores temperaturas corresponde a los meses de Julio a Agosto y el de mínima a los meses de Enero y Febrero. El registro concreto en El Seibo oscila entre 24,3°C y 28,1°C. El promedio anual de la ET_{Po} es de 1669,4 mm, con valores anuales medios obtenidos en estaciones que oscilan entre 1560 mm (Naranjo de China) y 1970 mm (La Romana). El valor de evaporación de tanque A medido en El Seibo es de 1775 mm.

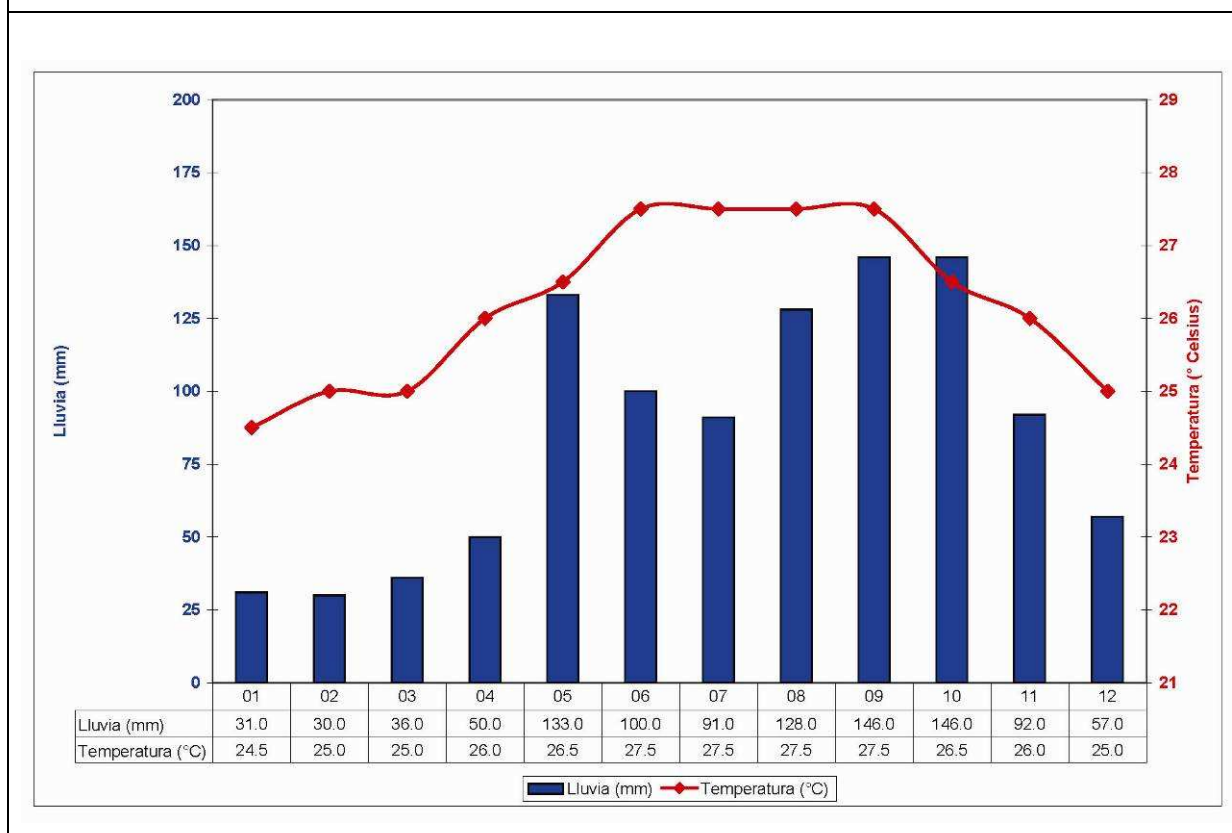
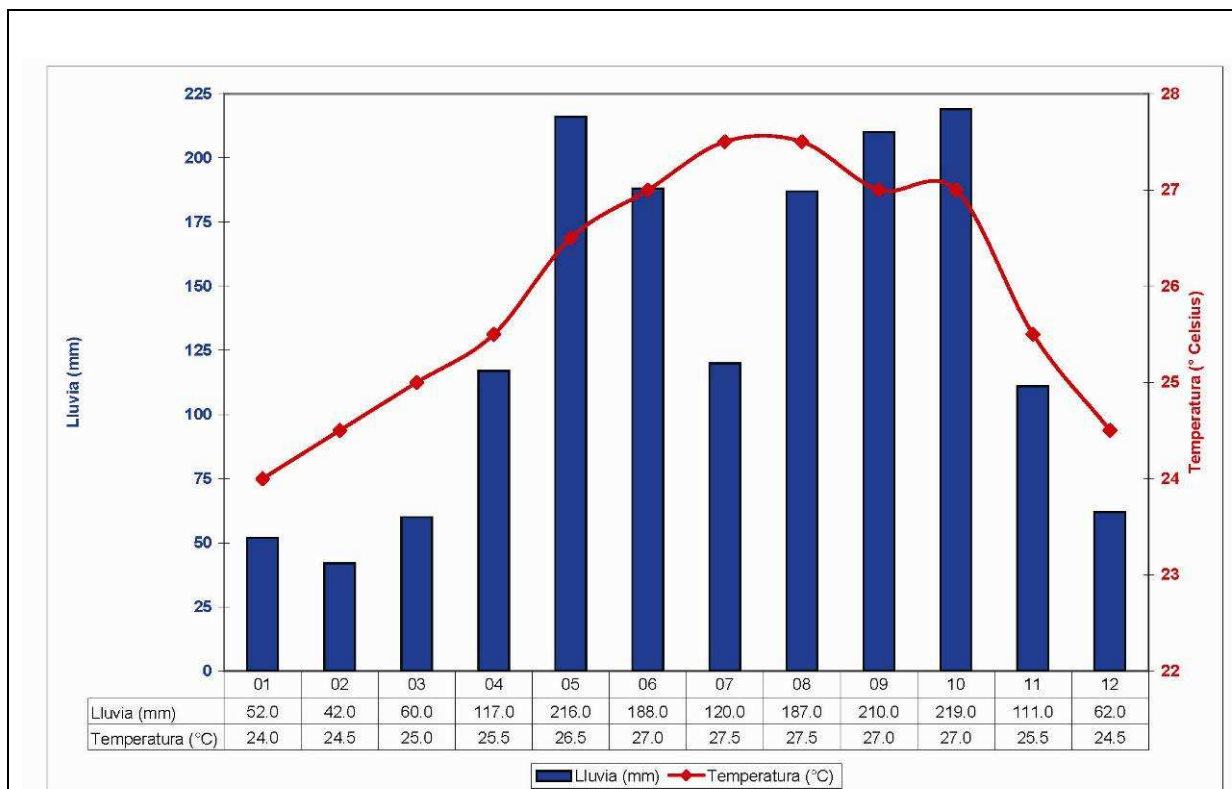


Figura 28: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Hato Mayor y San Pedro de Macorís. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990 (de <http://www.theweathernetwork.com>).

6.1.2 Red hidrográfica

El territorio de la Hoja Ramón Santana está situado en su totalidad en el perímetro de la cuenca del río Soco. Se trata de una ribera de tipo torrencial, donde los caudales de crecida pueden ser muy importantes, y los de estiaje muy débiles. La estación de aforo de Paso del Medio (X: 483 490, Y: 2 054 875), ha registrado el caudal medio del río Soco en 12,93 m³/s entre el periodo 1957-1994, con un caudal máximo histórico de 170,37 m³/s y mínimo de 0,73 m³/s.

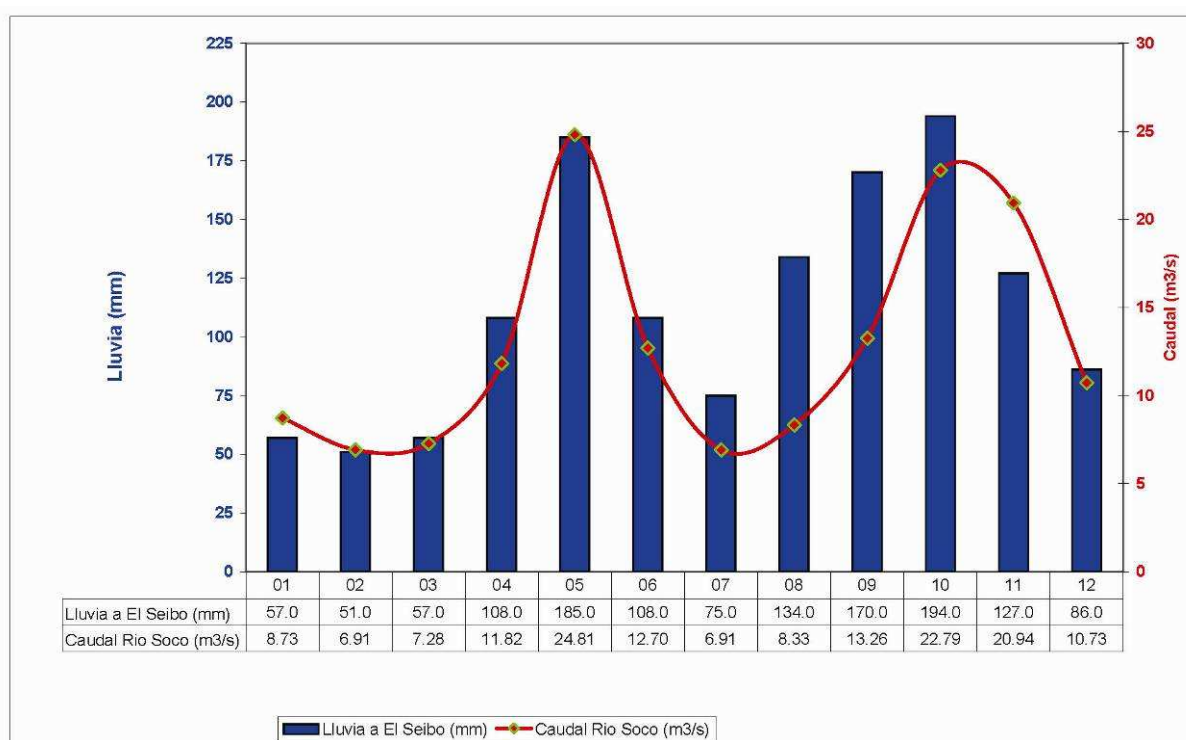


Figura 29: Oscilaciones anuales del caudal del río Soco (estación de aforo de Paso del Medio, 1957-1994). Comparación con la pluviometría registrada en El Seibo (mod. de Eptisa, 2004).

Las oscilaciones en los caudales medidos coinciden plenamente con las variaciones existentes en el registro de precipitaciones. Se observa la existencia de dos periodos de aguas más altas, el primero de ellos en los meses de mayo y junio, y el segundo desde septiembre-octubre a diciembre. En los primeros meses del año (entre enero y abril) y en el mes de julio, se localizan los volúmenes de caudal más bajos, que por lo general suelen ser del orden del 20 a un 50% menores que los volúmenes medios anuales.

Las aguas superficiales son utilizadas para el abastecimiento de agua potable y de uso doméstico de la mayoría de pueblos y ciudades de la región. La vulnerabilidad ante los riesgos de contaminación y la necesidad de tratar esta agua hacen necesario que las autoridades locales utilicen las aguas subterráneas para el abastecimiento de la población.

6.1.3 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 Ramón Santana.

6.1.3.1 El sustrato cretácico y los intrusivos

La Fm Las Guayabas está constituida por la alternancia decimétricas, rítmica y repetitiva, de arenisca fina, limolitas y pelitas. Naturalmente estas litofacies no son especialmente permeables, con excepción de algunos lentejones conglomeráticos del Mb Hato Mayor. La potencialidad acuífera de estas series es limitada. Principalmente la fracturación, y en menor medida la alteración, podría condicionar la existencia de un reservorio discontinuo, de tipo fisural.

Las calizas de la Fm Río Chavón situadas en el núcleo del sinclinal de Arroyo Lucas constituyen un acuífero potencialmente muy favorable por numerosas razones: 1) superficie de captación en calizas con permeabilidad kárstica; 2) horizonte impermeable de lutitas y areniscas del Mb Las Auyamas a profundidades entre 100-500 m en el fondo sinclinal; 3) inclinación SE del eje sinclinal, con posibilidad de surgencia artesiana. Este acuífero ha sido solicitado para el abastecimiento de agua potable del pueblo Arroyo Lucas.

Las protusiones peridotíticas no presentan superficies de afloramiento importantes por lo que no tienen interés acuífero.

6.1.3.2 La cobertera carbonatada de la Llanura Costera del Caribe

El acuífero contenido entre los conglomerados de Ramón Santana, a muro de la cobertera caliza terciaria, debe presentar características bastante comparables a aquellas de los aluviones modernos del río Soco: permeabilidad media-alta, morfología lenticular de los reservorios.

Las calizas de la Fm Yanigua y de Los Haitises presentan numerosos huecos debidos a la disolución kársticas y a la alteración de sus constituyentes. Numerosas dolinas y cuevas se encuentran en esta cobertera tabular. Las calizas son muy porosas lo que permite la existencia de una importante reserva de agua subterránea y de una buena productividad. Este acuífero es continuamente realimentado por el abundante agua de lluvia, pero también por los ríos que vierten desde la Cordillera y que dejan parte de su caudal de agua al contacto con la cobertera caliza. Hasta ahora, el acuífero carbonatado es utilizado para alimentar los principales batey de Central Romana. La interfase entre la cobertera carbonatada y el sustrato cretácico sub-yacente constituye sin ninguna duda el mejor drenaje, y la zona preferible para implantar los sondeos de captación de agua. Sin embargo, como todos los reservorios kársticos, este acuífero es muy vulnerable a la contaminación.

6.1.3.3 Los recubrimientos cuaternarios

Las formaciones superficiales en ladera, principalmente repartidos sobre el sustrato cretácico, constituidos por capas arenisco-conglomeráticas muy permeables pero de poca potencia, lo que minimiza su interés como reservorio acuífero.

En numerosos lugares a lo largo de los valles del río Soco, encontramos recubrimientos aluviales importantes (antiguas terrazas, llanura de inundación). Estos aluviones son susceptibles de constituir buenos acuíferos, por su relación hidráulica con los ríos.

6.2 RECURSOS MINERALES

6.2.1 Indicios minerales

Las características principales de los indicios descubiertos en el territorio de la Hoja Ramón Santana, durante el levantamiento cartográfico, están agrupadas en la Tabla 1.

Localidad	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Sustancia	Simb.	Imp.	Litología	Formacion - Edad
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Dominica	18.6163	-69.1555	483 552	2 058 190	Oxido de Ni	Ni	0	Capa silicificada	Base de la Fm Yanigua - Plio-Pleistoceno
Riva del Soco	18.5990	-69.1558	483 520	2 056 275	Oxido de Cu	Cu	0	Areniscas brechificadas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup

Tabla 1: Características de los indicios vistos en la Hoja Ramón Santana.

Los indicios niquelíferos de Dominica son anecdóticos. Se corresponden con una capa de sílice opalescente de origen supergénico, desarrollada sobre las ultrabasitas serpentinizadas, impregnada de óxidos de níquel. Existe la pregunta de si existiría potencial niquelífero asociado a las protusiones de peridotita, y enmascarado por los recubrimientos plio-pleistocenos, incluso más recientes. Prospecciones con estos objetivos merecerían emprenderse.



Foto 21: Afl. 87JM9123. Costra sílicea impregnada de capas verdosas niquelíferas.

6.2.2 Canteras de materiales

La Tabla 2 agrupa los datos relativos a las canteras, activas, intermitentes o abandonadas, medidas durante los trabajos de campo. Su localización se precisa en la Figura 30.

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.

Las explotaciones están interesadas especialmente en las calizas de los Haitises y en las peridotitas serpentinizadas. La parte superior alterada de estas formaciones es directamente extraída por retropalas, y es utilizada para el asfaltado de carreteras y caminos.

Localidad	N°	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Sustancia	Estatudo	Imp.	Litologia	Formacion - Edad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Lechuga	1	18.5894	-69.0469	495 054	2 055 394	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Calizas	Fm Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Batey Diego	2	18.5596	-69.1397	485 259	2 052 107	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas	Fm Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Casa del Pelotero	3	18.6407	-69.1290	486 345	2 060 887	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Peridotitas	Eruptivos
Guacaya	4	18.6053	-69.1619	482 869	2 056 967	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas margosas	Fm Yanigua - Plio-Pleistoceno
Batey San Felipe	5	18.5365	-69.2266	476 086	2 049 556	Aridos de machaqueo	Intermitente	0	Calizas	Fm Los Haitises - Plio-Pleistoceno
Los Riseles	6	18.6355	-69.1697	482 054	2 060 311	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Areniscas y siltitas	Fm Las Guayabas - Cretacico sup
Colon	7	18.6229	-69.1496	484 170	2 058 919	Aridos de machaqueo	Intermitente	0	Peridotitas	Eruptivos
Las Callas	8	18.6514	-69.2415	474 478	2 062 083	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calcarenitas	Fm Yanigua - Plio-Pleistoceno

Tabla 2: Características de las canteras de la Hoja Ramón Santana. Los números permiten su correlación con la Figura 30:

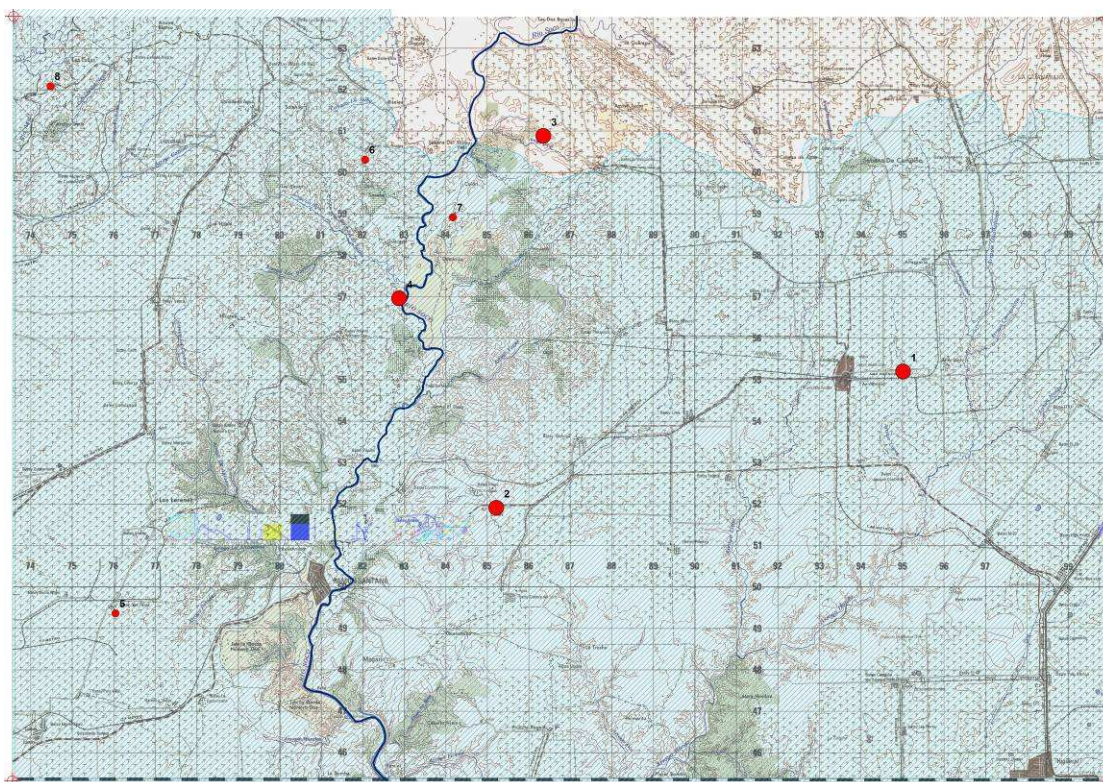


Figura 30: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja Ramón Santana. Los números permiten su correlación con la Tabla 2.

7 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

7.1 L.I.G. N°1: PERIDOTITAS DEL RÍO SOCO

7.1.1 Croquis de situación

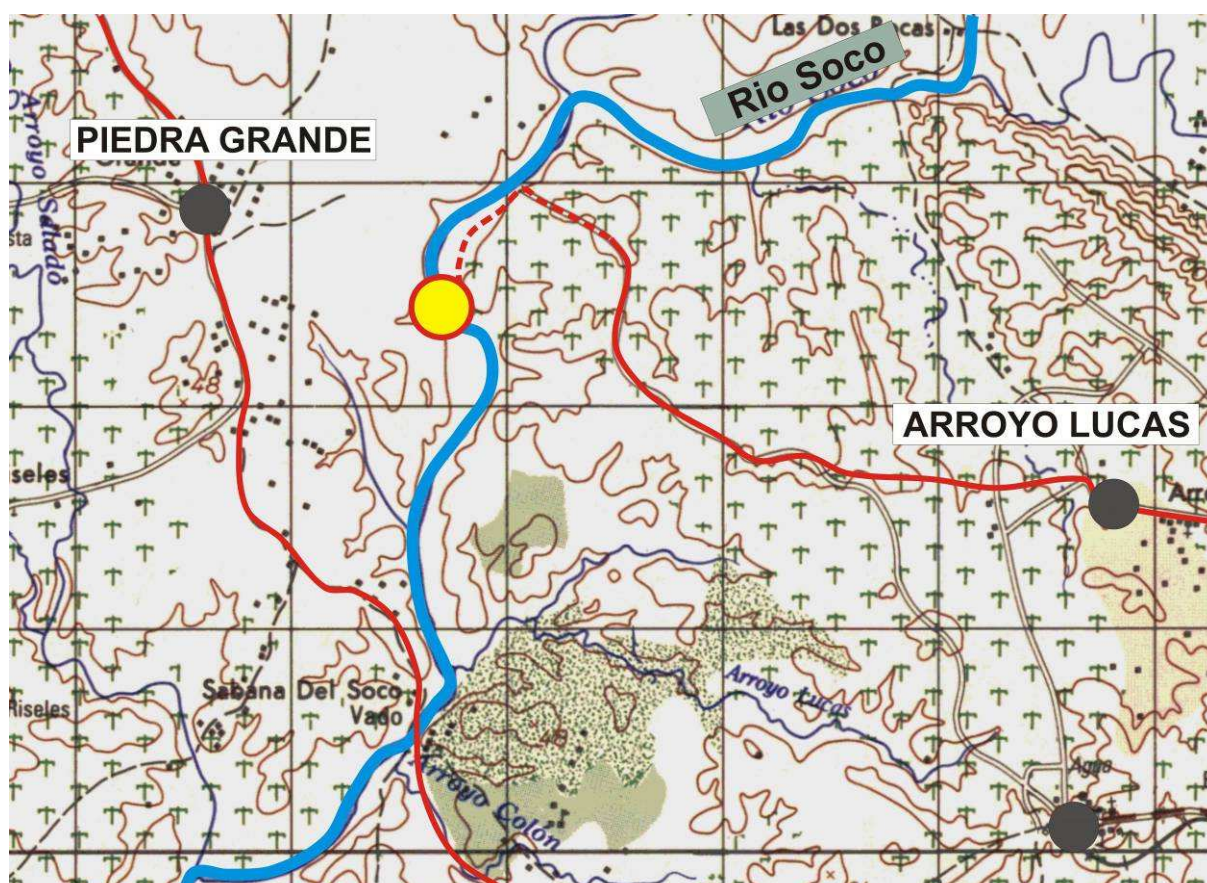


Figura 31: Croquis de situación del LIG 1. Peridotitas del río Soco.

7.1.2 Contenido - Motivación

Las peridotitas visibles en la ribera del río Soco, en el sector de Piedra Grande y Arroyo Lucas, constituyen una información novedosa en una región que hasta ahora estaba considerada como cubierta por las calizas del Plio-Pleistoceno. Los mapas obtenidos mediante magnetismo aerotransportado permitieron el descubrimiento de esta zona de afloramientos. La relativa “frescura” de estos afloramientos, periódicamente erosionados por

la crecida del río Soco, permite tomar muestra de buena calidad para el estudio microscópico, análisis químico, incluso tentativas de datación.

7.1.3 Acceso

El acceso al sector no es demasiado simple. Depende bastante de las condiciones climáticas, en particular de la lluvia que hace casi impracticables las pistas de acceso y paso del río Soco. Es preferible visitar esta región durante el periodo seco. Después de El Seibo, hay que tomar la carretera de Higüey y, antes de Santa Lucía, tomar la bifurcación al Sur por el camino de La Higuera. Seguir la pista y atravesar Batey El Salado, Batey Agua Blanca, Batey Treinta. En Batey El 28, girar hacia el Oeste en dirección de Sabana de Campiño y seguir justo hasta el nuevo pueblo de Arroyo Lucas. La pista serpentea entre las inmensas plantaciones de caña de azúcar, recortada y/o siguiendo las líneas de ferrocarril de la Central Romana. En Arroyo Lucas, muy visible debido a la presencia de un tanque de agua elevado y de color azul, tomar el borde del río Soco, cerca de la confluencia con el río Anamá (Las Dos Bocas). Seguir a pie por el borde del río. Los mejores afloramientos están localizados en la ribera occidental.

7.1.4 Observaciones y comentarios

Se reconoce entre la matriz foliada serpentinitica bloques de peridotita, de color gris-azulado a gris verdoso, grano grueso y constituida por un agregado bastante fresco de olivino y ortopiroxeno. Se puede clasificar como una harzburgita con espinela ($Ol > 40\%$ y $Cpx < 5\%$, generalmente; en zonas el $Cpx > 5\%$ y $< 15\%$, siendo por tanto una lherzolita). Presenta un relativo muy bajo grado de serpentización a lo largo de fracturas y microfracturas. Es un equivalente de la Peridotita de Loma Caribe (PLC).

7.2 L.I.G. N°2: FM YANIGUA DE CASABE

7.2.1 Croquis de situación

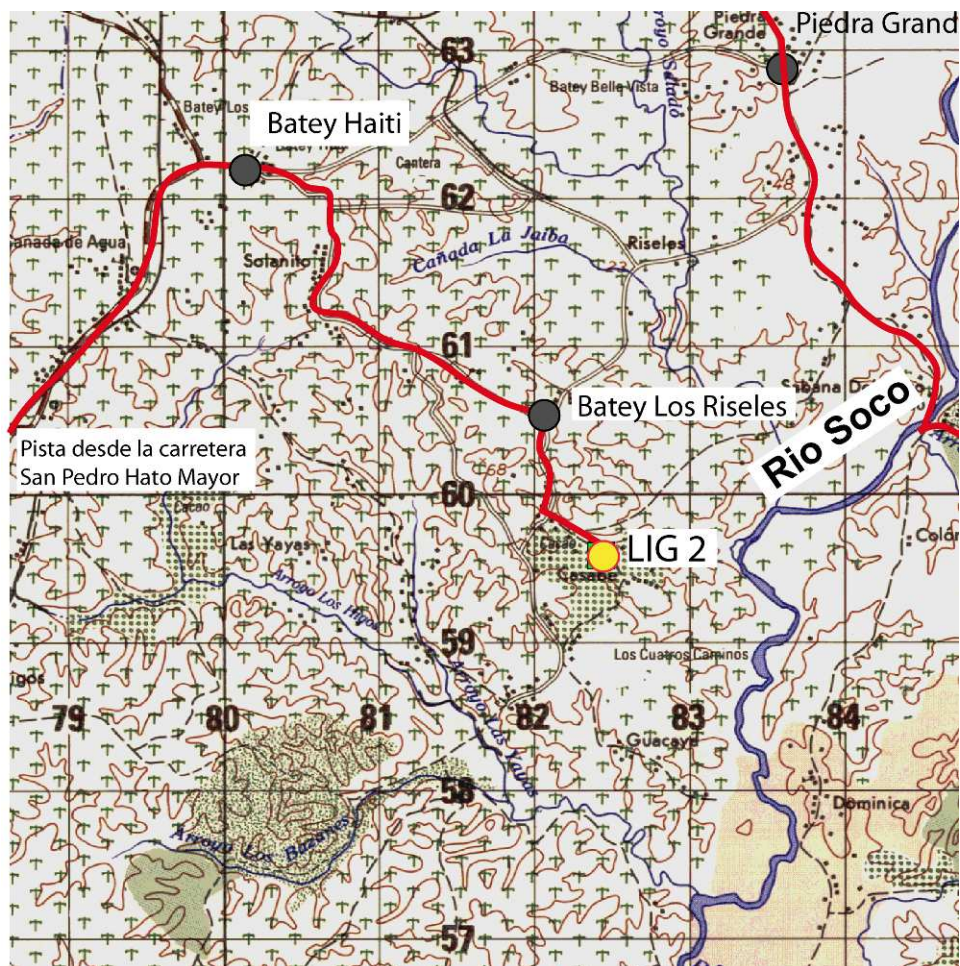


Figura 32: Croquis de situación del LIG 2. Fm Yanigua.

7.2.2 Contenido - Motivación

El LIG N°2 permite observar la transición entre los Conglomerados de Ramón Santana y las margas de la Fm Yanigua.

7.2.3 Acceso

El corte de Casabe se localiza en el talud a lo largo de un camino que atraviesa esta pequeña villa.

El acceso se realiza por un carril que parte de la carretera que une San Pedro de Macorís con Hato Mayor. Un carril nuevo, no indicado en los mapas topográficos antiguos, comienza en Batey Consuelito (unos cientos de metros al NE). Continuar por la pista durante una treintena de km pasando sucesivamente por los Batey Vosca la Felipa, Paraíso, Cañada de agua, Haití, Sotanita y tomar el desvío dejando el Batey Los Riseles a la izquierda. El corte es visible en los taludes del borde de una pequeña casa. Aunque la pista esté en buen estado se recomienda acometerla en 4x4.

7.2.4 Observaciones y comentarios

La base está representada por las calcarenitas con gravas y cantos. Esta facies de alta energía se corresponde con una reorganización de elementos terrígenos durante la transgresión marina que inundó esta zona. Ligeramente al Norte, en dirección del Batey Los Riseles, las calcarenitas con gravas han sido observadas entorno a un macizo del Cretácico Superior que aflora actualmente. Estas facies se generan durante la sumersión de escollos de material ante plioceno durante la transgresión.

En el corte de Casabe, las facies gruesas se observan varios metros antes de que aparezcan las margas. Las margas forman la facies típica de la Fm Yanigua, son amarillas y contienen faunas relativamente abundantes y con una morfología particular. En las margas, se han observado horizontes con una fuerte abundancia en ostras de tallas muy grande (*Crassostrea virginica*). Se localizan también equínidos relativamente planos tipo "sand dollar". Estos dos tipos de fauna traduce un medio de lagoon interno.

Algunos metros sobre las margas, con muy malas condiciones de afloramiento, en el talud y sobre el camino (los niveles están raramente en posición original), se han observado calcarenitas con gravas. Estos niveles se corresponden probablemente al retrabajo de los Conglomerados de Ramón Santana, que se asientan sobre las margas de la Fm Yanigua, favorecido por una bajada del nivel marino.

7.3 L.I.G. N° 3: TRANSICIÓN DE LOS CONGLOMERADOS DE RAMÓN SANTANA Y DE LAS CALIZAS DE LOS HAITISES

7.3.1 Croquis de situación

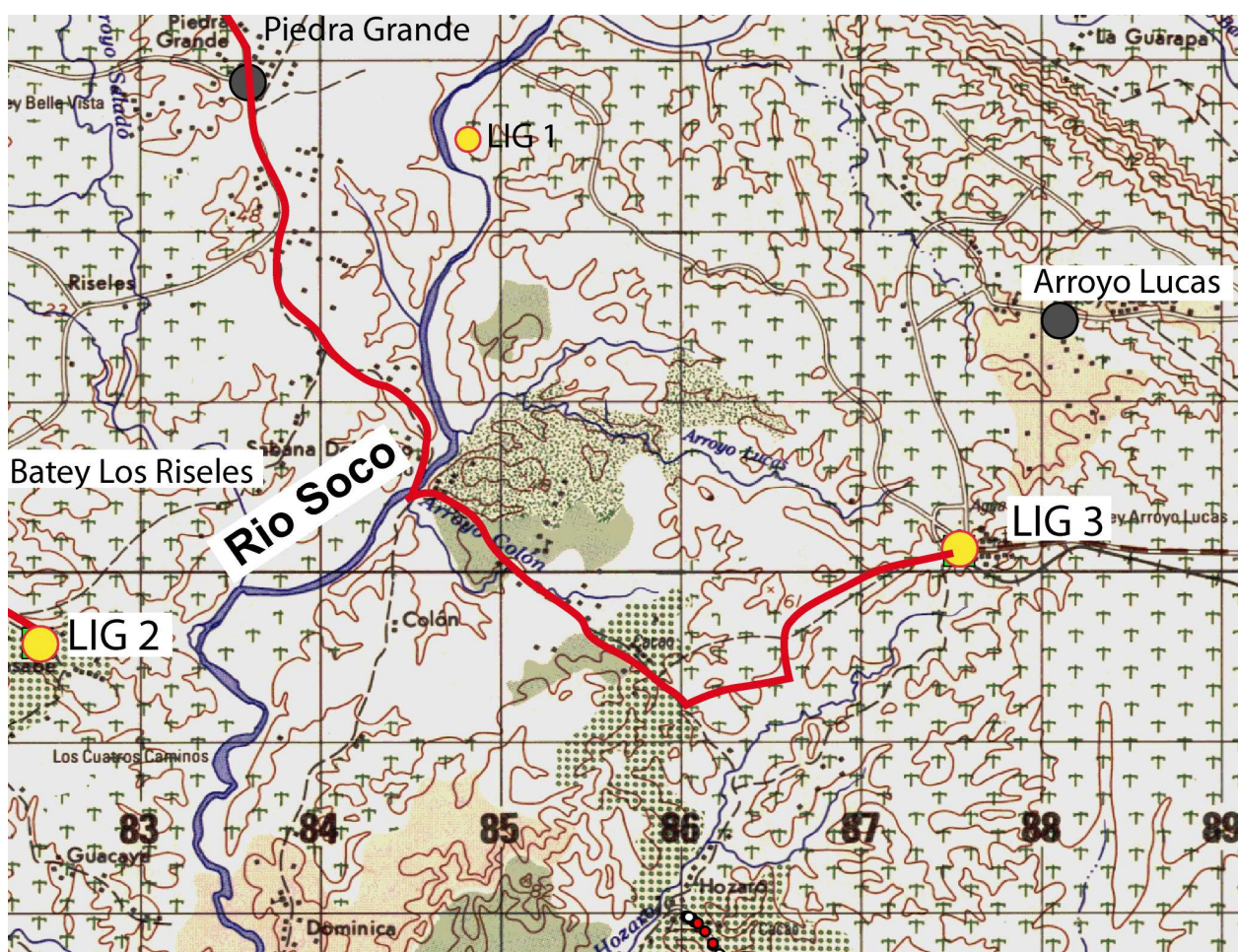


Figura 33: Croquis de situación del LIG 3. Transición entre los Conglomerados de Ramón Santana y las calizas de Los Haitises.

7.3.2 Contenido - Motivación

El LIG N°3 permite observar la transición entre los Conglomerados de Ramón Santana y las calizas de Los Haitises, transgresivos sobre los conglomerados.

Este corte es muy importante para comprender los depósitos pliocenos ya que demuestran la transgresión de depósitos marinos de Los Haitises sobre los depósitos continentales de Conglomerados de Ramón Santana, que aquí es raramente visible. Permite además

observar las facies situadas en el contacto entre estas dos formaciones. El contacto es muy neto y las facies conglomeráticas son típicas de una superficie escarpada por el mar, ese es el caso de las actuales facies de playa, las transgresiones también han sido preservadas. Las facies carbonatadas con componentes terrígenos son características de la transición entre las dos formaciones, éstas son más fácilmente reconocibles en consecuencia, su presencia sirve para localizar el muro de las calizas.

7.3.3 Acceso

Este corte de algunos metros de potencia, está situado en el borde de la carretera, bajo el Batey Arroyo Lucas. Esta localizado a distancia de las principales vías, es relativamente cercano al LIG nº1, ver el LIG nº1 para acceder desde El Seibo. El acceso desde La Romana también es posible tomando la pista a lo largo de la carretera entre La Romana y Guaymate a la altura de Higueral, alcanzando el LIG tras media hora de trayecto por el interior de los campos de caña de azúcar. Es recomendable el uso de GPS para no perderse en los cultivos de caña de azúcar. Los carriles que atraviesan los campos están en buen estado, pero es recomendable el uso de 4x4.

7.3.4 Observaciones y comentarios

Los Conglomerados de Ramón Santana afloran aquí unos 3 metros. Estan constituidos por arcillas rojas en las que se observan cantos del substrato ante Plioceno. Estos cantos están poco organizados. Las arcillas con cantos terminan bruscamente en un contacto muy neto y plano, ligeramente inclinado. En la parte superior de este contacto aparecen las formaciones carbonatadas. Se trata de 4 m de depósitos gruesos formados por alternancias de niveles carbonatados calcareníticos laminados, con cantos, y de conglomerados con cantos de tamaño (grava a canto) y origen diverso. Los niveles calcareníticos están formados por láminas de bajo ángulo, donde la baja pendiente se inclina hacia el mar, lo que es característico de facies de playa. Los niveles conglomeráticos enrarecen progresivamente. Algunos metros más arriba, a lo largo del ferrocarril que pasa en las proximidades, tras varios metros no observables, a bancos carbonatados bioclásticos típicos de la unidad de calizas bioclásticas de Los Haitises, finos bien seleccionados y ricos en pequeños foraminíferos.

Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27		Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27	
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY
87EL9033	18.60060	-69.17402	481 594	2 056 451	87JM9055	18.64899	-69.14385	484 780	2 061 801
103EL9037					87JM9056	18.63876	-69.14453	484 708	2 060 670
87EL9239	18.60211	-69.12109	487 178	2 056 613	87JM9060	18.64217	-69.14700	484 447	2 061 047
87EL9241	18.60561	-69.12490	486 776	2 057 000	87JM9079	18.62886	-69.16563	482 481	2 059 576
87EL9440					87JM9085	18.65921	-69.17116	481 902	2 062 935
87EL9454	18.64031	-69.17464	481 532	2 060 844	87JM9095	18.66322	-69.12528	486 740	2 063 374
87EL9480					87JM9097	18.66335	-69.12371	486 906	2 063 389
87EL9605	18.53648	-69.22659	476 038	2 049 362	87JM9107	18.66792	-69.13406	485 814	2 063 895
87EL9677					87JM9109	18.64074	-69.12901	486 345	2 060 887
87EL9861	18.63387	-69.11771	487 536	2 060 126	87JM9114	18.62294	-69.14962	484 170	2 058 919
87JM9004	18.65550	-69.00722	499 190	2 062 516	87JM9129	18.60481	-69.15992	483 081	2 056 915
87JM9018	18.64644	-69.09937	489 471	2 061 516	87JM9131	18.61744	-69.16626	482 414	2 058 313
87JM9050	18.65492	-69.14457	484 705	2 062 458	87JM9139	18.64181	-69.1423	484944	2061007

Tabla 3: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.).

8 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: processes 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 géoquímiques des manifestations magnétiques 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. Recopilación de la información 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 concesión 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 investigación geológica de la Cordillera Oriental, sector El Rancho. 9a Conferencia Geológica 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 geomorfologica de la Cordillera Oriental Dominicana. Boletin Geologico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 385-400.

DIAZ de NEIRA J.A., MARTIN-SERRANO A., PEREZ CERDAN F. y ESCUER J. (2007): Aplicacion de la cartografia de procesos activos a la Hoya de Enriquillo (Suroeste de la Republica Dominicana). Boletin Geologico 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 cooper 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 (DENGGO, 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.

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 émersion 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 Tiroo 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 Barbuito 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 petrotextonic 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 feldespatos de la concesion 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). Ministère 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 Titanosarcolithes 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. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de La Vacama (6472-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.

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 SYSMYN (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. DServicio 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.