



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50.000**

**EL MAMEY
(5975-II)**

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

La presente Hoja y Memoria forman 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 soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME- BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)
- Dr. Manuel Abad de Los Santos (INYPSA)
- Dr. Juan Carlos Braga - Fms. Arrecifales del Neógeno y Cuaternario - (Universidad de Granada)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luís Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Ana Alonso Zarza (Universidad Complutense de Madrid)
- M. J. Fernández (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer Solé (INYPSA)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luís García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. Janet Gabites (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Richard Friedman (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

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 proyecto SYSMIN

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

- Dr. 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. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. Andrés Pérez-Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a la mejora de 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
- Mapas de muestras
- Álbum de fotos
- 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 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto L. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto: Cordillera Septentrional, sector Occidental
- 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 de El Mamey se encuentra situada en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y en ella están representados los principales dominios que forman esta cadena.

En la mitad sur de la Hoja se encuentran materiales volcánicos y sedimentarios que forman los complejos de arcos de isla del Cretácico-Paleógeno, actualmente agrupados en la Complejo de Palma Picada, que constituye el basamento de la zona sobre el cual se dispone una serie sedimentaria discontinua hasta el Eoceno superior (Fm. Los Hidalgos), que registra la sedimentación en cuencas de tipo forearc, con componentes vulcanosedimentarios. Estas unidades registran la deformación producida por el evento colisional entre la placa norteamericana y la caribeña, cuyo final se produce en el Eoceno superior, y a partir del cual se generan diversas cuencas de tipo turbidítico debido al régimen transtensivo izquierdo producto de la convergencia oblicua entre ambas placas.

En la mitad norte, separados por la Zona de Falla de Camú, se encuentran materiales pertenecientes a los complejos de alta presión que forman parte de las porciones exhumadas de corteza metamorfozada de la placa que subduce (Complejo de Puerto Plata), y que constituye el basamento de las unidades sedimentarias que se depositan a partir del Eoceno Superior (Uds. de Agua Clara y Fm. Luperón).

En el neógeno se produce una nueva fase de reorganización tectónica que termina con la mayoría de cuencas turbidíticas paleógenas, y la instalación de cuencas fluvio-deltaicas (Ud. de la Jaiba) que evolucionan hacia series turbidíticas hacia el oeste (Ud Gran Mangle). En el Mioceno superior, una importante transgresión produce la instalación de materiales marinos que cubren todas las unidades, pero que muestran una tendencia somerizante, con la instalación de plataformas carbonatadas someras en todo el sector (Fms Villa Trina y Haitises).

Finalmente, en el Plioceno superior o Pleistoceno, se produce la elevación final de la Cordillera Septentrional, con el depósito de materiales costeros y arrecifales en una franja paralela al litoral actual (Fm. La Isabela), y diversos sistemas de abanicos aluviales que se instalan hacia la cuenca del Cibao.

ABSTRACT

El Mamey sheet covers the western sector of the Cordillera Septentrional and represents the principal domains that constitute this mountain range.

Volcanic and sedimentary complexes associated with Cretaceous-Paleogene island arcs currently grouped under the Picada Palma Complex can be found in the southern half of the sheet. The Palma Picada Complex forms the basement of a discontinuous sedimentary series ranging from the Upper Cretaceous through the late Eocene (Los Hidalgos Fm) that records sedimentation in forearc type basins. These units record the deformation produced by the collisional event between the North American and Caribbean Plates, whose end occurs in the late Eocene. This collisional event produces several turbidite basins generated as consequence of the sinistral, transpressive oblique convergence between both plates.

In the northern half of the sheet, separated by Camú Fault Zone, materials belonging to the high-pressure Puerto Plata Complex are present. This complex consists of exhumed portions of the metamorphosed crust of the subducting plate that constitutes the basement of the sedimentary units deposited from Late Eocene (Agua Clara unit and Luperon Fm.) onward.

During the Neogene Period, a new phase of tectonic reorganization occurs, resulting in the disappearance of most Paleogene turbiditic basins and the onset of fluvial-deltaic sediments (La Jaiba unit) that evolve into turbidite series (Gran Mangle unit) toward the western part of the sheet. In the Late Miocene, a major transgression event triggers the settlement of marine environment sedimentary materials that cover all units, but which show a shallowing tendency as evidenced by the deposition of shallow carbonate platforms across the entire sector (Villa Trina Fm and Haitises Fm).

Finally, the late Pliocene or Pleistocene witness the final elevation of the Cordillera Septentrional, with coastal and reef materials being deposited parallel to the present day coastline (La Isabela Fm) along with the formation of several alluvial fan systems toward the Cibao basin.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Metodología.....	1
1.2. Situación geográfica.....	4
1.3. Marco Geológico.....	7
<u>1.3.1. Geología de La Española.....</u>	<u>7</u>
<u>1.3.2. Macrounidades geológicas.....</u>	<u>8</u>
<u>1.3.3. Macroestructura de La Española.....</u>	<u>13</u>
<u>1.3.4. Historia Geológica de La Española.....</u>	<u>15</u>
1.4. Antecedentes.....	18
2. ESTRATIGRAFIA.....	21
2.1. Cretácico-Paleógeno.....	31
<u>2.1.1. Cretácico-Paleógeno (Complejo de Puerto Plata; Complejo de Palma Picada) ..</u>	<u>32</u>
2.1.1.1. Peridotita serpentizada, serpentinitas (1).....	32
2.1.1.2. Complejo de Palma Picada (2). Rocas volcánicas y vulcanoderivadas: coladas basálticas, niveles piroclásticos, tobas. Cretácico Superior- Paleógeno.K ₂ -P.....	34
2.1.1.3. Formación Los Hidalgos (3). Calizas micríticas laminadas y bien estratificadas, localmente nodulosas, de tonos grises y rojizos, que alternan con limolitas y tufitas calcáreas. Eoceno medio. P ₂ ²	36
2.2. Eoceno superior-Mioceno inferior.....	39
<u>2.2.1. Eoceno superior-Mioceno inf. (bloque de Altamira).....</u>	<u>39</u>
2.2.1.1. Formación Altamira. Miembro Ranchete (4). Conglomerados y brechas polimícticas. Eoceno sup. P ₂ ²	40

2.2.1.2. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (5). Sucesión rítmica de areniscas (mayoritariamente grauvacas), limonitas y margas arenosas de tonos grises y ocres. Eoceno sup.-Oligoceno. P ₂ ² -P ₃ ¹	42
2.2.1.3. Formación Altamira. Miembro La Pocilguita (6). Sucesión rítmica de areniscas ocres, margas de tonos claros, calcarenitas y brechas calcáreas. Oligoceno sup.-Mioceno inf. P ₃ ¹ -N ₁ ¹	45
<u>2.2.2. Eoceno sup.-Mioceno inf. (bloque de Puerto Plata)</u>	47
2.2.2.1. Unidad de Agua Clara (7). Sucesión rítmica de areniscas ocres y margas de tonos claros, con frecuentes intercalaciones de microconglomerados y areniscas de grano grueso con cemento carbonatado. Eoceno sup.-Mioceno inf. P ₂ ² -N ₁ ¹	47
2.2.2.2. Fm. Luperón (8). Alternancia rítmica de areniscas micáceas de tonos gris a verde oscuro, típicamente deleznales, y margas claras. Eoceno sup.-Mioceno inf. P ₂ ² -N ₁ ¹	49
2.3. Mioceno inferior-Mioceno medio	50
<u>2.3.1. Las sucesiones fluvio-deltaicas y turbidíticas del Mioceno medio</u>	51
2.3.1.1. Unidad de La Jaiba (9). Conglomerados masivos, con intercalaciones de arenas volcánicas deleznales con frecuentes restos de plantas. Mioceno medio. N ₁ ¹⁻²	52
2.3.1.2. Unidad Gran Mangle (10). Sucesión rítmica de margas blancas y areniscas de tonos ocres, con niveles de calizas arenosas turbidíticas laminadas de grano fino. Mioceno medio-sup. N ₁ ¹⁻³	55
2.4. Mioceno superior-Plioceno	56
<u>2.4.1. Las secuencias marinas de la Cordillera Septentrional</u>	58
2.4.1.1. Fm. Villa Trina (11). Margas masivas con foraminíferos planctónicos. Mioceno sup.-Plioceno inf. N ₂ ¹⁻²	59
2.4.1.2. Fm. Los Haitises (12). Calizas micríticas de tonos blancos, crema y grisáceos, masivas, con esporádicos parches arrecifales. Plioceno. N ₂	60
<u>2.4.2. Las secuencias marinas-deltaicas en la Cuenca del Cibao (Grupo del Yaque) ..</u>	62
2.4.2.1. Fm. Gurabo (13). Margas grises masivas con intercalaciones de calcarenitas fosilíferas. Mioceno sup.-Plioceno inf. N ₂ ¹	64

2.4.2.2. Fm. Mao Adentro (14). Calcarenitas bioclásticas y calizas arrecifales. Plioceno inf. N ₂ ¹	65
2.4.2.3. Fm. Mao (15). Alternancia de margas y limolitas con areniscas y microconglomerados con megaestratificaciones cruzadas. Plioceno sup. N ₂ ²	66
2.5. Cuaternario	69
<u>2.5.1. Cuaternario marino y litoral</u>	<u>69</u>
2.5.1.1. Fm. La Isabela (16). Alternancia de margas arenosas y conglomerados con calizas arrecifales y brechas de corales. (17). Calizas arrecifales, masivas, frecuentemente con colonias de corales en posición de vida. Pleistoceno-Holoceno.Q ₁₋₂	70
2.5.1.2. Cordón arenoso litoral (25). Arenas. Holoceno.Q ₄	74
2.5.1.3. Manglar (26).Holoceno. Q ₄	74
2.5.1.4. Llanura mareal (27). Arenas y limos bioclásticos. Holoceno. Q ₄	74
<u>2.5.2. Cuaternario continental</u>	<u>75</u>
2.5.2.1. Abanicos aluviales (18). Conglomerados con intercalaciones de arenas y limos. Pleistoceno. Q ₁₋₃	75
2.5.2.2. Terrazas altas (19). Conglomerados, arenas y limos. Pleistoceno. Q ₁₋₃	76
2.5.2.3. Terrazas bajas (20). Gravas, arenas y limos. Holoceno. Q ₄	77
2.5.2.4. Abanicos aluviales (21). Conglomerados, arenas y limos. Holoceno. Q ₄	77
2.5.2.5. Deslizamientos, flujos (22). Bloques de calizas y masas arcillosas, con cantos. Holoceno. Q ₄	79
2.5.2.6. Glacis (23). Brechas y cantos, con niveles de paleosuelos. Holoceno. Q ₄	79
2.5.2.7. Coluviones (24). Cantos, arenas y limos. Holoceno. Q ₄	79
2.5.2.8. Depósitos de fondo de valle (28). Cantos, arenas y limos. Holoceno. Q ₄	79
2.5.2.9. Llanura aluvial (29). Arcillas y limos. a: meandro abandonado. Holoceno. Q ₄	80
3. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA	81
3.1. Petrología del Complejo Palma Picada	81
3.2. Geoquímica del Complejo Palma Picada	82

3.3. Dataciones absolutas	87
4. TECTÓNICA.....	88
4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional	88
4.2. La estructura de la Hoja de El Mamey (en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional)	94
4.2.1. La estructura de los Bloques de Altamira y La Toca	94
4.2.2. La Falla Septentrional.....	99
4.2.3. La Falla de Camú	101
4.3. Principales discordancias y edad de la deformación.....	103
4.4 Tectónica activa y sismicidad.....	106
5. GEOMORFOLOGÍA	108
5.1. Análisis geomorfológico	108
<u>5.1.1. Estudio morfoestructural.....</u>	<u>109</u>
<u>5.1.2. Estudio del modelado.....</u>	<u>109</u>
5.1.2.1. Formas fluviales y escorrentía superficial.....	109
5.1.2.2. Formas gravitacionales.....	111
5.1.2.3. Lacustres, endorreicas y pantanosas	111
5.1.2.4. Litorales	111
5.1.2.5. Formas poligéncias o de difícil adscripción	112
5.2. Evolución geomorfológica.....	112
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	114
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	119
7.1. Hidrogeología	119
<u>7.1.1. Hidrología y climatología</u>	<u>119</u>
<u>7.1.2. Hidrogeología</u>	<u>120</u>
7.2. Recursos minerales.....	121

<u>7.2.1. Rocas industriales y ornamentales.....</u>	<u>121</u>
7.2.1.1. Descripción de las sustancias.....	121
<u>7.2.2. Potencial minero.....</u>	<u>122</u>
<u>7.2.3. Listado de indicios.....</u>	<u>122</u>
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	123
8.1. Introducción.	123
8.2. Relación de los L.I.G.....	123
8.3. Descripción de los Lugares	124
<u>8.3.1. L.I.G. N° 1. Río Maimón entre El Chorro y Los Arroyos.</u>	<u>124</u>
<u>8.3.2. L.I.G. N° 2. El mb. Ranchete en el paso de Guayacanes</u>	<u>125</u>
<u>8.3.3 L.I.G. N° 3. El mb. La Pocilguita en el Río Unijica.....</u>	<u>126</u>
<u>8.3.4. L.I.G. N° 4. La zona de falla de Camú en el Río Gualete.....</u>	<u>126</u>
<u>8.3.5. L.I.G. N° 5. La Fm. Mao en Agua de Palma.....</u>	<u>127</u>
9. BIBLIOGRAFÍA.....	129

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, 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, en concepto de donación. En este contexto, 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 del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPSA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN).

Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la práctica totalidad del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Figura 1.1):

Zona Norte:

- La Vega (La Vega, 6073-I; Jarabacoa, 6073-II, Manabao, 6073-III; y Jánico, 6073-IV)
- San Francisco de Macorís (Pimentel, 6173-I; Cotuí, 6173-II; Fantino, 6173-III; y San Francisco de Macorís, 6173-IV)
- Sánchez (Sánchez, 6273-I; Palmar Nuevo, 6273-II; Cevicos, 6273-III; y Villa Riva, 6273-IV)
- Samaná (Las Galeras, 6373-I; Sabana de la Mar, 6373-III; y Samaná, 6373-IV)
- Santiago (San Francisco Arriba, 6074-I; Santiago, 6074-II; San José de las Matas, 6074-III; y Esperanza, 6074-IV)
- Salcedo (Río San Juan, 6174-I; Guayabito, 6174-II; Salcedo, 6174-III; y Gaspar Hernández, 6174-IV)

- Nagua (Nagua, 6274-III; y Cabrera, 6274-IV)
- La Isabela (Barrancón, 5975-I; El Mamey, 5975-II; Villa Vasquez, 5975-III; y El Cacao, 5975-IV)
- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

Zona Sureste:

- La Granchorra (La Granchorra, 6470-I; y Mano Juan, 6470-II)
- Santo Domingo (Guerra, 6271-I; Boca Chica, 6271-II; Santo Domingo, 6271-III; y Villa Mella, 6271-IV)
- San Pedro de Macorís (Ramón Santana, 6371-I; Boca del Soco, 6371-II; San Pedro de Macorís, 6371-III; y Los Llanos, 6371-IV)
- La Romana (Higüey, 6471-I; San Rafael del Yuma, 6471-II; La Romana, 6471-III; y Guaymate, 6471-IV)
- Juanillo (Juanillo, 6571-III; y Pantanal, 6571-IV)
- Las Lisas (La Vacama, 6472-I; y El Salado, 6472-II)
- Bávaro (Bávaro, 6572-III)

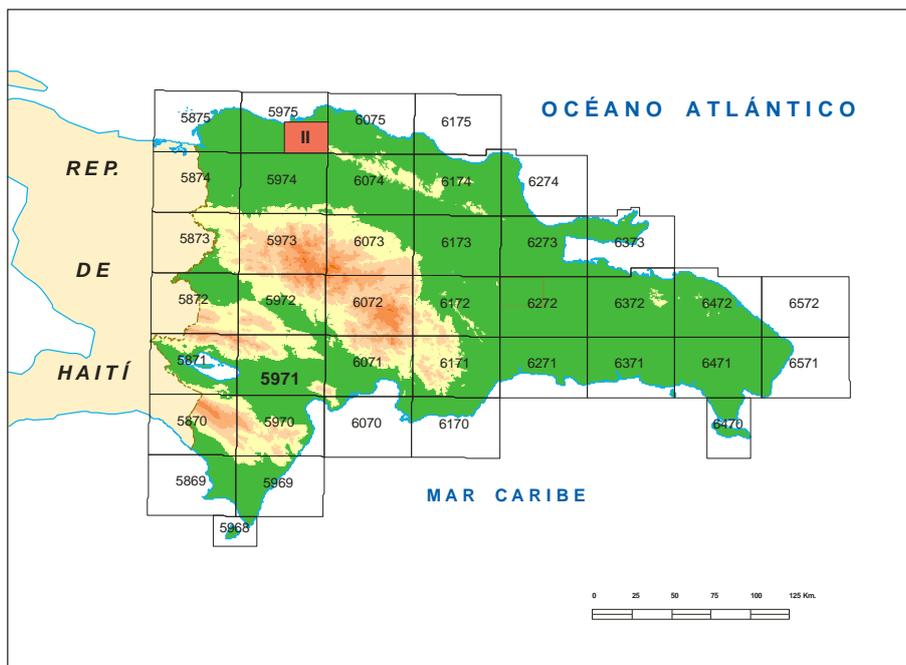


Fig. 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de El Mamey (5975-II)

Zona Sur:

- Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)
- Baní (Nizao, 6071-I; y Baní, 6071-IV)

Zona Suroeste:

- Isla Beata (Isla Beata, 5868-I)
- Cabo Rojo (Cabo Rojo, 5869-I; y Punta Ceminche, 5869-II)
- Enriquillo (Enriquillo, 5969-I; Oviedo, 5969-III, y Arroyo Dulce, 5969-IV)
- Pedernales (Puerto Escondido, 5870-I; y Pedernales, 5870-II)
- Barahona (La Ciénaga, 5970-II; y Polo, 5970-III)

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, la ejecución de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las de su entorno, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente memoria son frecuentes las referencias a otras Hojas, en especial a las contiguas.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Barrancón se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes, ha sido de gran utilidad el mapa de gradiente vertical de la República Dominicana.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (La Isabela, 5969).

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 Tecnológico y Geominero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana, e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

1.2. Situación geográfica

La hoja a escala de 1:50.000 de El Mamey (5975-II) está ubicada en el Noroeste de la República Dominicana (Figura 1.1), a unos 185 Km en línea recta de la capital, Santo Domingo, y unos 220 Km por carretera. La vía de acceso más cómoda en vehículo, es de Santo Domingo a Santiago (150 Km) por la autopista Duarte (2h) y de Santiago a Cruce de Guayacanes (50 Km) por la carretera Duarte, en este caso vía única con doble sentido. Desde del Cruce de Guayacanes a El Mamey hay unos 20 Km de carretera asfaltada en buenas condiciones.

Otras vías asfaltadas en la Hoja de El Mamey son la carretera que va desde las proximidades de Imbert hasta El Mamey, pasando por Guanatico, y la carretera que sigue de El Mamey a Estero Hondo, pasando por Villa Isabela, aunque esta última no tiene todavía asfalto en todo su tramo. Después, la carretera Duarte, que atraviesa todo el sur de la Hoja por las poblaciones de Laguna Salada, Jaibón, Hatillo Palma y Villa Elisa. Otra vía muy importante, aunque todavía en precario estado es la pista que sale de Villa Elisa (ya en la Hoja de Villa Vásquez) hasta Punta Rusia, que pasa por Agua de Palma, el Papayo y Tiborcio, pudiendo llegar también a Estero Hondo pasando por Rancho Manuel. Por último existen gran cantidad de caminos y pistas por toda la Hoja, de las más importantes son las pistas que llevan a Arroyo Caña, Pozo Prieto, El Carril, y la que atraviesa el centro de la Hoja desde el Mamey a Estero Hondo pasando por Gualete y La Jaiba.

Desde el punto de vista fisiográfico, los dos tercios septentrionales de la Hoja se sitúan sobre la Cordillera Septentrional, mientras que el tercio meridional está localizado en el borde norte de la Cuenca del Cibao (Fig. 1.2). La Hoja es atravesada en dirección ONO-ESE aproximadamente por la mitad por la Cordillera Septentrional en sentido estricto, alcanzando una altura máxima de 779 m. en la Loma de Guayacanes y en Solimán. El relieve de la Cordillera Septentrional es asimétrico, siendo la vertiente meridional muy escarpada debido a la existencia de la Falla Septentrional, que genera diferencias de cotas de algunos cientos de metros respecto a la Cuenca del Cibao. Esta vertiente se caracteriza por la existencia de abanicos aluviales que producen la bajada del relieve hasta cotas algo inferiores a los 100 m. La vertiente septentrional, sin embargo, tiene un descenso más paulatino del relieve hasta la costa, salpicado de lomas que oscilan entre los 200 m y 300 m, de entre las que cabe destacar, de este a oeste, la Loma la Atravesada, Loma Unijica, Loma la Luperona, o la Loma de la Jaiba. La distribución del

relieve guarda una estrecha relación con la estructuración geológica de la Hoja, denotando la complejidad estructural existente en la Cordillera septentrional en este sector, si bien la directriz estructural, de dirección ONO-ESE, condiciona en gran medida el relieve. Ya en el límite con la Hoja de Barrancón se encuentran diversas lomas relacionadas con la instalación de los sistemas arrecifales pleistocenos, con alturas máximas de 236 m. (Cerro de los Pilonos, Loma Gualetico o Loma de la Chiva), situados entre llanuras aluviales prácticamente a la altura del nivel del mar, hecho que provoca la existencia de algunas áreas fuertemente inundables, sobre todo las relacionadas con los ríos Gualete, Unijica y Bajabonico.

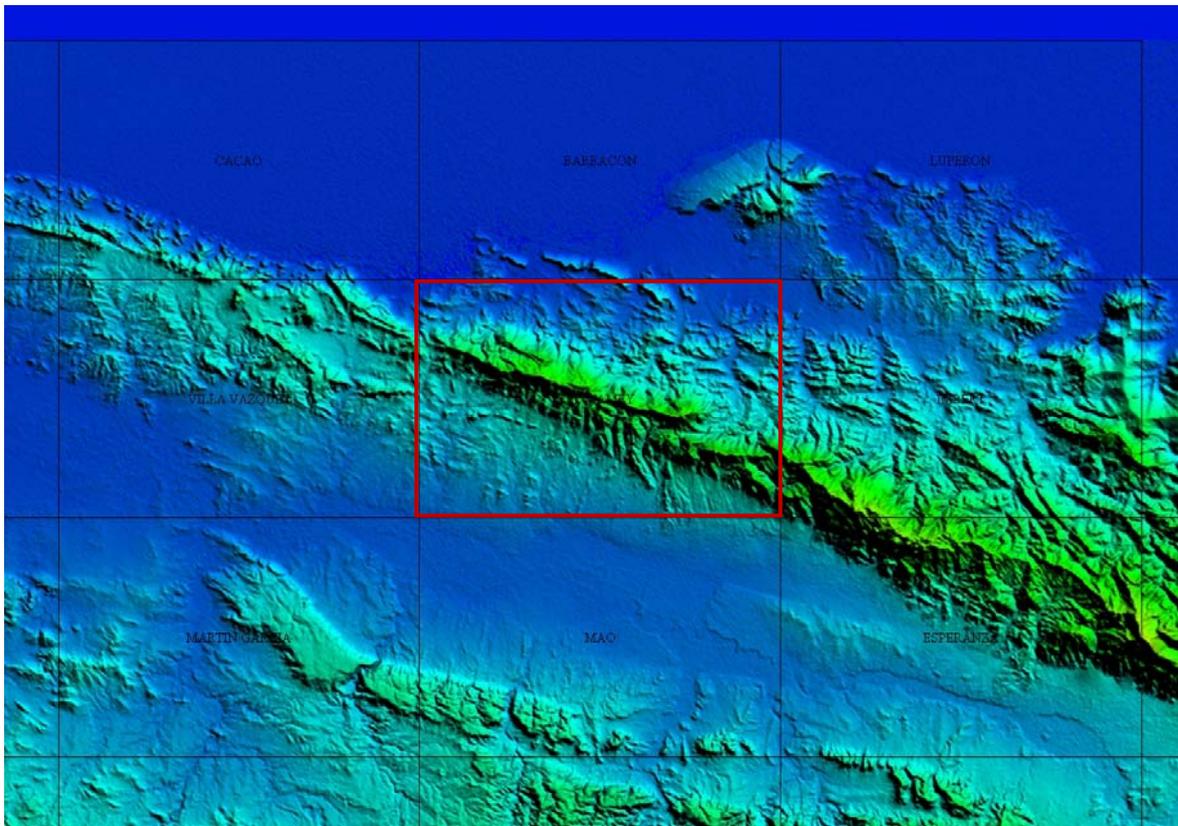


Fig. 1.2. Modelo digital del terreno de la parte norte de La Española. Se indica la posición de la Hoja de El Mamey.

El clima en la región de El Mamey es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de los 26,5°C. Sin embargo, existe una acusada asimetría climática en sentido NE-SO, condicionada por la presencia de los relieves de la Cordillera Septentrional, que marcan una zona muy húmeda en el Noreste de la Hoja, y una región más árida en la esquina SE, pudiéndose hablar de una zonación microclimática por la presencia de una alta heterogeneidad climática para una región comparativamente pequeña. Así, la precipitación media en la región noreste puede llegar a ser cercana a los 1800 mm/año (datos de la estación meteorológica de Puerto Plata),

mientras que la precipitación anual media en el sureste está próxima e incluso inferior a los 600 mm (datos obtenidos de la estación meteorológica de Montecristi). La vegetación en la mitad noreste de la Hoja está dominada por bosque tropical húmedo. Algunas especies características son: Manacia (*Prestoea montana*), Aguacatillo, Abey (*Pithecellobium arboreum*), Cigua (*Nectandra coriacea*), Caoba (*Swietenia mahagoni*), Copey (*Clusia rosea*), Ruble (*Catalpa longissima*), Flamboyán (*Delonix regia*) o más raramente, el Guayacán (*Guaiacum officinale*). En la parte sureste de la Hoja, en contraposición, se encuentra un bosque seco tropical, con claro predominio de la vegetación arbustiva espinosa. Domina la Acacia espinosa (*Acacia farnesiana*) seguida por el Cambrón (*Prosopis juliflora*) junto con diversas especies de *cayucos* (cactus). En la zona litoral, en la proximidad de la línea de costa, es destacable la presencia de la Uva de playa (*Coccoloba uvifera*).

La red fluvial de la Hoja también está condicionada por esta zonación climática. Por un lado, se encuentran ríos con agua permanente durante todo el año, que nacen en la vertiente septentrional de la Cordillera Septentrional, de entre los que destacan el Unijica, con sus afluentes Marmolejos y Gualete; el Caño Miguel y el Arroyo de Estero Hondo. En la parte sureste, por el contrario, no existen cauces permanentes, llevando agua la mayor parte del año, pero también existiendo períodos prácticamente secos (ej. Cañada de la Majagua).

Por último, las actividades económicas en la zona están dominadas por la ganadería de ovino, en forma de grandes explotaciones de fincas, estando la agricultura relegada al cultivo de víveres en conucos para el abastecimiento cotidiano de la población. En el sureste, debido a las condiciones climáticas, se produce el cambio a ganadería de tipo caprino. Por otra parte, apenas existe el turismo, muy mal desarrollado pero que podría tener éxito debido a la presencia de lugares históricamente importantes (La Isabela) y la cercanía de la costa, sobre todo teniendo en cuenta la existencia del Parque Nacional de Estero Hondo y la ensenada de Punta Rusia, que aunque presenta un incipiente turismo, sobre todo de tipo nacional, no puede acoger otro tipo de turismo de índole más internacional debido a la precariedad de los servicios.

1.3 Marco geológico

1.3.1. Geología de La Española

La República Dominicana ocupa aproximadamente los dos tercios más orientales de la Isla La Española, cuya superficie total es de unos 80.000 km², lo que la convierte en la segunda isla más extensa de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista fisiográfico la isla está constituida por cuatro alineaciones montañosas principales que, de norte a sur y según la toponimia dominicana, son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra de Bahoruco, separadas por tres grandes valles según el mismo orden, el Valle del Cibao, el Valle de San Juan y el Valle de Enriquillo. La orografía de la isla es muy accidentada, e incluye las mayores altitudes de las Antillas Mayores (picos Duarte y la Pelona, con 3087 m). Esta circunstancia revela una activa tectónica reciente puesta también de manifiesto por la elevación topográfica de numerosas áreas, fallas activas y una importante actividad sísmica, como los importantes terremotos registrados en los años 1751, 1770, 1842, 1887, 1911, 1946, 1948 y 1953.

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Fig. 1.3), limitada al Norte por una zona de subducción/colisión oblicua (Fosa de Puerto Rico) y al Sur por una zona de subducción embrionaria (Fosa de los Muertos). El margen Norte del Caribe ha evolucionado notablemente desde el Cretácico hasta hoy. Previamente al Eoceno Inferior, el límite Norte del Caribe fue fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia la presencia del arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno Inferior. La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas (margen continental meridional de Norte América), da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a uno con desplazamientos en dirección, que ha continuado a lo largo del Neógeno (Dolan y Mann, 1998). Desde entonces, este límite de placas tiene un carácter transpresivo senestro. Las reconstrucciones de placas propuestas para la región septentrional del Caribe, indican que la plataforma de las Bahamas se ha movido relativamente hacia el oeste respecto a la del Caribe en los últimos 20 Ma y que los efectos colisiones se han intensificado en la Española en los últimos 5 Ma (Mann *et al.*, 2002; Pindell y Kennan, 2006; Pindell y Kennan., 2009).

Situados en la Cordillera Septentrional de la Española y a lo largo del borde sur de la Fosa de Puerto Rico, los afloramientos de rocas metamórficas de alta P constituyen evidencias de la antigua zona de subducción exhumada, levantamiento que aún continúa en la actualidad. Como indican la distribución de mecanismos focales, medidas de los desplazamientos de la Placa del Caribe mediante GPS (Fig. 1.4) y número de terrazas marinas emergidas, la isla de La Española constituye una zona de tectónica activa, importantes terremotos históricos y levantamiento tectónico, debido a que el borde septentrional de la placa Caribeña está actualmente sometida a un régimen de convergencia oblicua (Calais *et al.*, 1992, 1998, 2002; Mann *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 2000; Jansma *et al.*, 2000; Bilich *et al.*, 2001; y Prentice *et al.*, 2002).

1.3.2. Macro unidades geológicas

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua 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 continua en la actualidad (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991, 1995, 2008). La geotectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada por una alternancia de sierras montañosas y valles, que pueden ser agrupadas en diez zonas fisiográficas o morfogenéticas (Fig. 1.5). Generalmente, los límites de cada una de estas zonas están establecidos por alineaciones morfoestructurales bien definidas y presentan características geológicas que la distinguen de sus zonas contiguas.

Por otra parte, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1.6). Las rocas de estos terrenos están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran la colisión oblicua arco-continente, así como la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; Mann *et al.*, 1991, 1995; Calais y Mercier de Lèpinay, 1995; Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002).

Los estudios realizados en la República Dominicana, en buena parte enmarcados dentro del Programa SYSMIN, han permitido distinguir de Norte a Sur (Figuras. 1.5. y 1.6):

(1) Un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: los complejos de

rocas de alta presión de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, con mëlanges tectónicas de matriz serpentínítica y sedimentaria; y la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno y carbonatadas del Mioceno Superior-Cuaternario (Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; Draper y Gutierrez-Alonso, 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves *et al.* 2000; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez-Valera y Abad, 2010).

(2) El arco isla primitivo del Cretácico Inferior, que incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Maimón y Amina, los cuales resultan ser petrológica y geoquímicamente equivalentes (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Joubert *et al.*, 2004; Escuder-Viruete *et al.*, 2004, 2006). El Complejo Río Verde situado estructuralmente al SO representa el arco fallado o la cuenca de trasarco adyacente al frente volcánico (Escuder-Viruete *et al.*, 2009). La Fm Los Ranchos está estratigráficamente recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas. Esta unidad está formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta constituyen el relleno de la cuenca de delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz *et al.*, 2007).

(3) Un cinturón de peridotitas serpentinizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis *et al.*, 2006; Draper *et al.*, 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008).

(4) Un complejo metamórfico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesto por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Viruete *et al.*, 2008) y el Complejo Duarte (Palmer, 1979), que se interpreta como derivado de una meseta oceánica (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Montgomery *et al.*, 1994) edificada sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery *et al.*, 1994). El Complejo Duarte incluye picritas

olivínicas y basaltos ricos en Mg geoquímica e isotópicamente similares a los magmas generados por una pluma mantélica (Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2007).

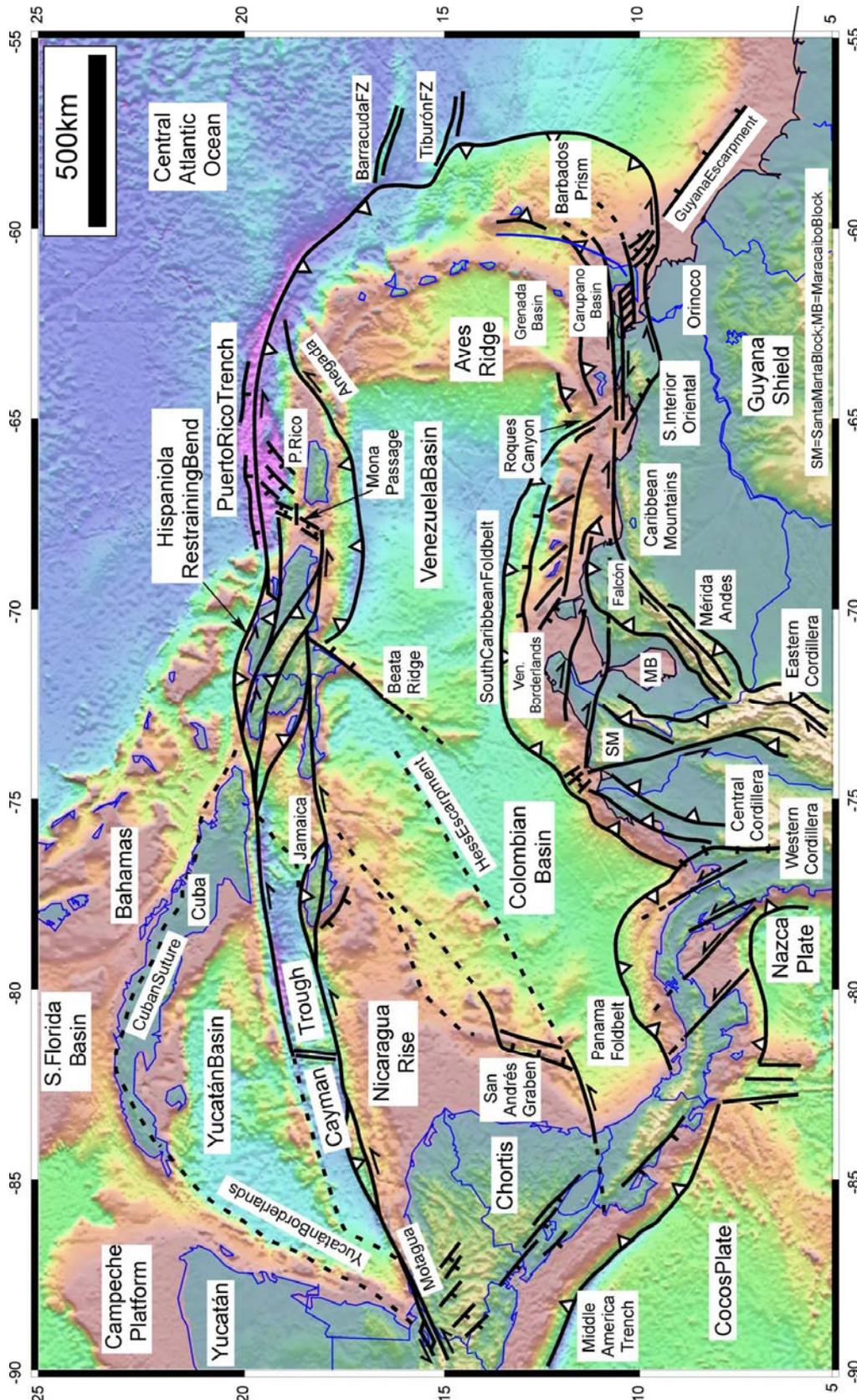


Figura 1.3. Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos.

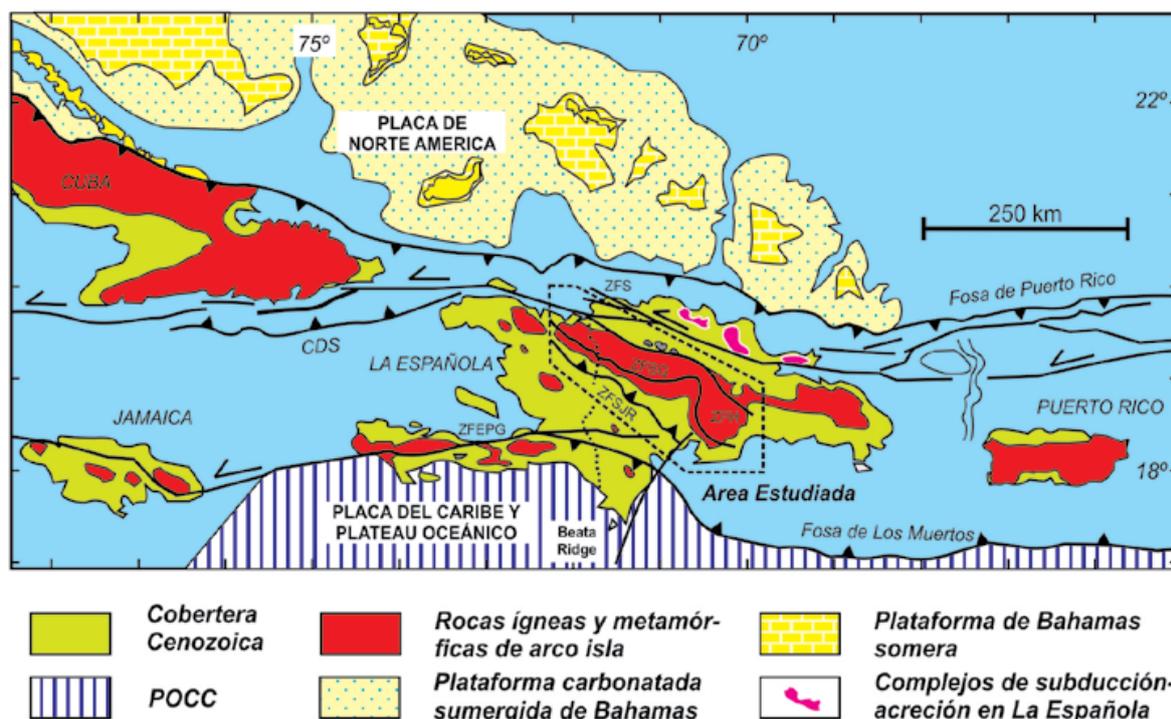
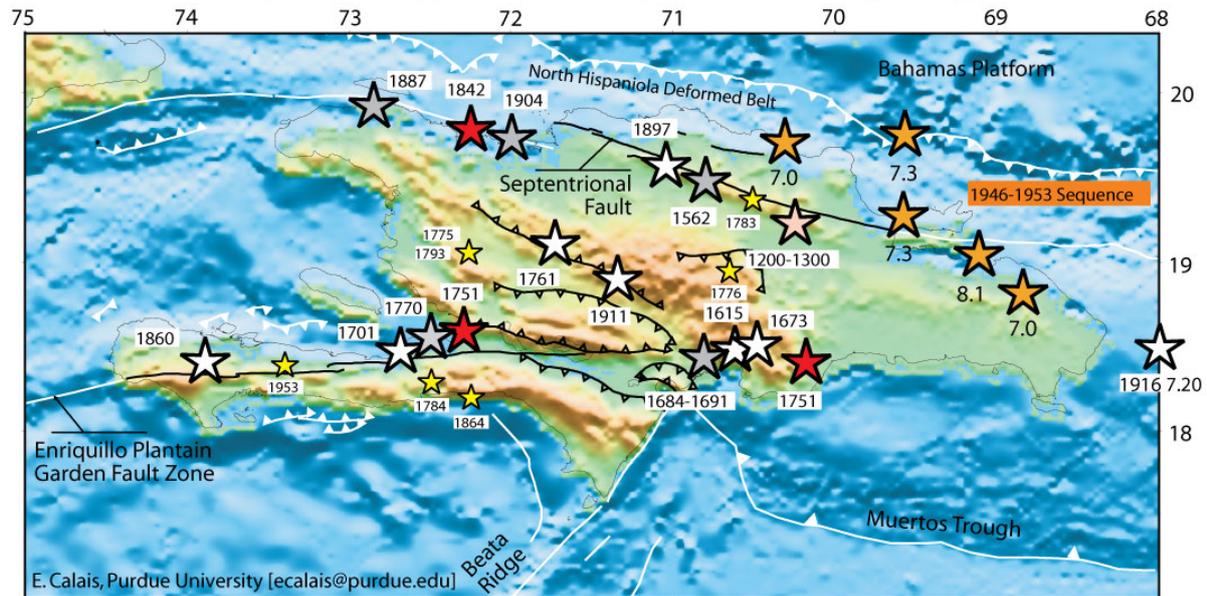


Figura 1.3 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann *et al.*, 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), La Guácara-Bonao (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEFG).

(5) La secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representado principalmente por la Fm Tireo, y que está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, El Río y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas (Lewis *et al.*, 1991, 2002; Contreras *et al.*, 2004; Escuder-Viruete *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004; Stein *et al.*, 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que registra un magmático intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense.

(6) Las formaciones sedimentarias Eoceno Inferior/Medio-Oligoceno desarrolladas por detrás del arco isla y simultáneamente a la colisión entre el arco isla y el continente Norteamericano, representadas por el Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta-Trois Rivières y la cuenca de antepaís relacionada de San Juan (Heubeck, 1988; Dolan *et al.*, 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

Historical seismicity in Hispaniola (before 1960) (locations approximate except 1946-1953 sequence)



- | | | |
|--------------------------|---------------|-----------------------|
| Major earthquakes | Other EQ | Paleo-earthquakes |
| Large EQ, city destroyed | 1946 sequence | Moderate EQ (NOAA DB) |

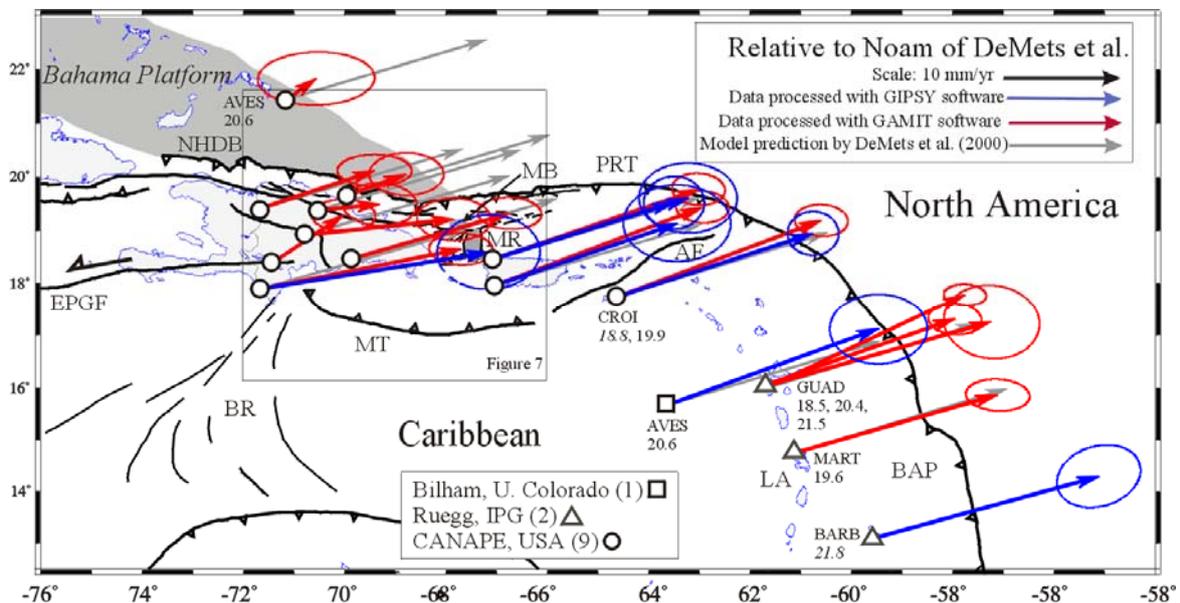


Figura 1.4. (Arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del Caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas GPS y modelos dinámicos globales (de Mets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002). La situación de La Española en un relevo contractivo senestro origina la actividad neotectónica y creación de relieve.

(7) Las formaciones Neógenas y actuales que rellenan las cuencas de Azua y Enriquillo (Mann *et al.*, 1991; Mann, 1999; Díaz de Neira y Solé Pont, 2002), sedimentadas en relación a la formación de la nueva zona de subducción meridional, o Fosa de Los Muertos, y en la que el sustrato oceánico del Mar Caribe subduce bajo la Isla de La Española.

(8) Un fragmento levantado del plateau oceánico del Caribe, aflorante en la Sierra de Bahoruco, constituida por basaltos oceánicos del Cretácico Superior y que constituyen el sustrato de la Dorsal de Beata y aparentemente buena parte del mar Caribe (Maurasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Mann, 1999; Kerr *et al.*, 2002).

El contacto entre el complejo de acreción-colisión septentrional y la secuencia de arco isla de la Fm Tireo, se realiza a través de la estructura más importante de toda la isla, la Zona de Falla de La Española (Figura 1.5. y 1.6), a favor de la cual afloran las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe. Se trata de una falla de desgarre que resuelve un gran desplazamiento lateral, y aproxima y yuxtapone estos diferentes fragmentos litosféricos.

1.3.3. Macroestructura de La Española

Los resultados obtenidos en los Proyectos del Programa SYSMIN han supuesto un nuevo e importante avance en el conocimiento de la geología estructural de la República Dominicana. Desde un punto de vista tectónico, la estructura de la Isla de La Española resulta de la convergencia oblicua a la colisión final del sistema de arco-isla Caribeño Cretácico y la placa de Norte América, que tuvo lugar desde el Eoceno Medio-Superior (Bowin, 1975; Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991, 1995, 1999; Draper *et al.*, 1994; Escuder-Viruete *et al.*, 2006).

La macroestructura de La Española resultante consiste en un conjunto de unidades tectónicas de unos 250 kilómetros de anchura, constituido por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior a Eoceno, que se formaron y acrecieron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente (Figura 1.7). Estas rocas están regionalmente cubiertas por una cobertera de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno-Actualidad, que post-datan la actividad del arco isla y registran principalmente el período de movimiento transcurrente senestro entre las placas de Norteamérica y Caribeña (Mann, 1999; Mann *et al.*, 1991, 2002; Calais y Mercier de Lèpinay, 1995; Dolan *et al.*, 1998).



Figura 1.5. Principales unidades morfotectónicas de La Española según Lewis y Draper (1990).



Figura 1.6. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann *et al.* (1991): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amína; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle-Bahoruco. Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bonao-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración ; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

Las estructuras formadas a lo largo de la historia cenozoica de La Española son típicamente transpresionales, como zonas de falla transcurrentes de gran escala y subparalelas a la zona de colisión, que acomodan grandes desplazamientos laterales entre “terrenos”; abanicos de fallas de alto ángulo que forman estructuras “en flor” positivas

(sierras elevadas) y negativas (cuencas); sistemas de pliegues dispuestos “en-échelon”, fallas con relevos locales compresionales y extensionales, etc.

1.3.4. Historia Geológica de La Española

La historia geológica simplificada que registran las muy variadas rocas que constituyen la isla de La Española puede sintetizarse en los siguientes eventos:

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América (Mann *et al.*, 1991; Montgomery *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1999; Escuder-Viruete *et al.*, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2008).
- Cretácico Inferior. Génesis del Arco de Islas Primitivo, representado por las Fms Los Ranchos, Amina y Maimón, junto con el Complejo Río Verde (Donnelly *et al.*, 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper *et al.*, 1994; Lewis *et al.*, 1995, 2000, 2002; Kesler *et al.*, 1977, 2003, 2005; Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs *et al.*, 2007; Krebs, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2008). Existencia de episodios magmáticos relacionados con la actividad de una pluma mantélica, representados por los basaltos magnesianos y picritas del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1991; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete *et al.*, 2004, 2005, 2007).
- Cretácico Superior-Eoceno. Probable cambio en la cinemática del arco (Cenomanense Superior-Turonense) y continuación de la subducción dando lugar a la formación del Arco de Islas del Caribe, representado por el Grupo Tireo (Lewis *et al.*, 1991, 2000, 2002; Escuder-Viruete *et al.*, 2007, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turoniense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-Maastrichtiense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Iniciación de la colisión arco-continente, formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior, así como respecto a su parte frontal (prisma acrecional y cuencas de antearco; Donnelly, 1973, 1989, 1994).
- Eoceno Medio-Superior. Continúa la colisión del arco de islas con la plataforma de las Bahamas, exhumación de las rocas de alta P (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Joyce,

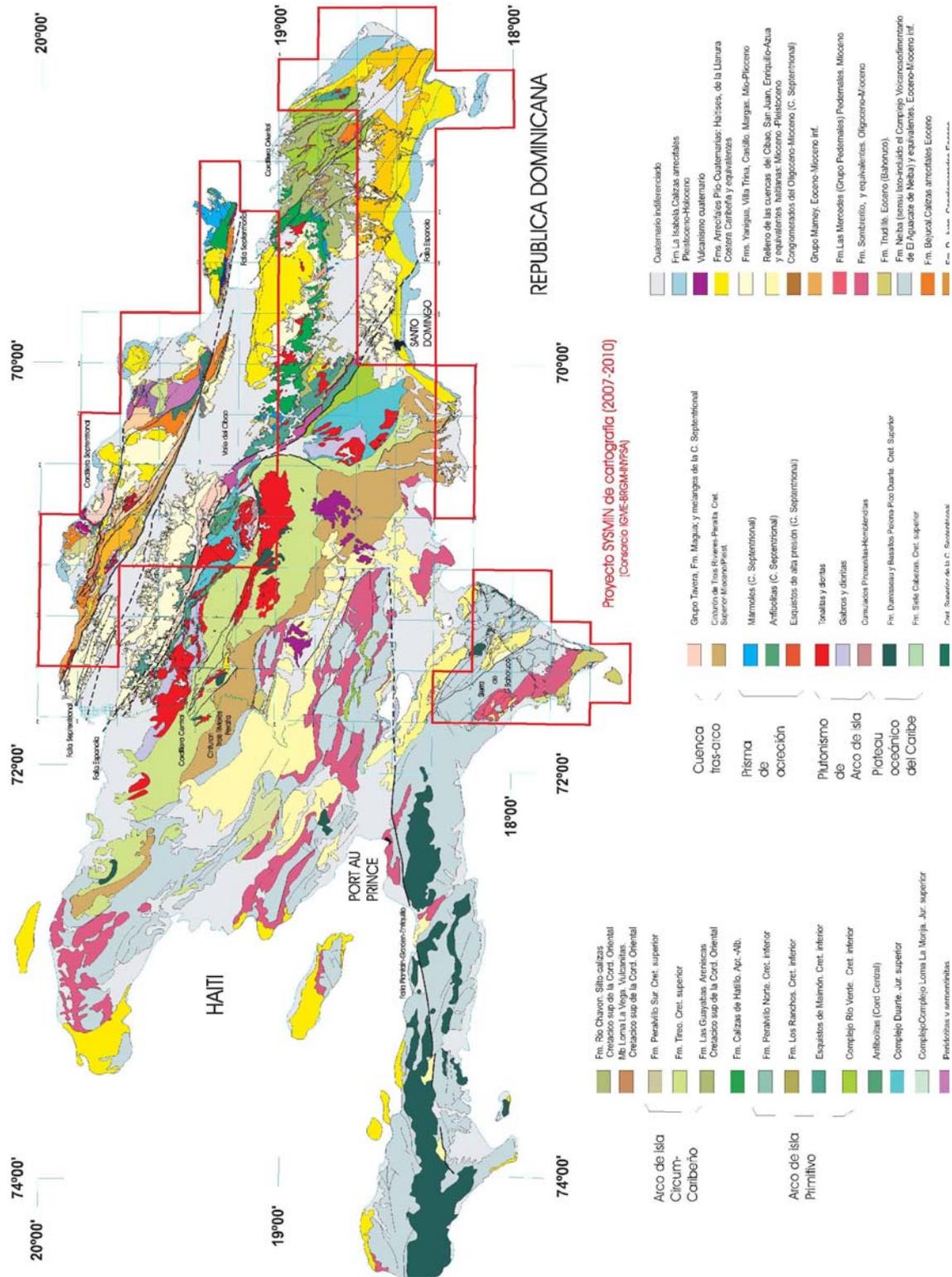


Figura 1.7. Mapa Geológico simplificado de La Española, según Lewis y Draper (1990), actualizado con datos del Programa SYSMIN (1999, 2002 y 2004). En la figura se especifica la situación de las zonas cartografiadas en el Proyecto SYSMIN II



Fig. 1.8. Esquema geológico de la Cordillera Septentrional compilado a partir de los nuevos datos elaborados en el presente proyecto.

1991; Gonçalves *et al.*, 2000) y cese de la actividad magmática relacionada con la subducción. Desplazamiento a lo largo de la Falla de la Española provocando la aproximación de las parte traseras del arco a las partes frontales.

- Oligoceno-Mioceno Inferior. Movimientos en dirección en la zona de colisión y en el interior del arco. Fallas de desgarre y cuencas sedimentarias asociadas (Mann *et al.*, 2002; Hernáiz Huerta *et al.*, 2007).
- Mioceno Superior-Actualidad. En continuidad con la etapa anterior. Generalización de la tectónica de desgarre y estructuras relacionadas con la subducción, situada al Sur de la Isla (Mann *et al.*, 2002). Exhumación final del complejo de acreción-colisión.

1.4 Antecedentes

El estudio de la geología en el sector septentrional de La Española es comparativamente más escaso que en otras regiones de la isla. Sin embargo, en los últimos 20 años, la aparición de varios trabajos regionales y el avance en los estudios petrológicos han supuesto un impulso al conocimiento geológico de este sector.

A pesar de esto, los primeros estudios se remontan a la década de 1920, donde aparece el trabajo de Vaughan *et al.* (1921), uno de los trabajos más importantes que sienta las bases para la estratigrafía de la Cordillera Septentrional y el Cibao. Años más tarde, en la década de 1940 se produce un nuevo avance en el conocimiento de la geología del norte de La Española, merced a los trabajos de Dohm (1943), Beall (1943) y Bermúdez (1949), que aún estudiando amplios sectores de la República Dominicana, ofrecen importantes datos estratigráficos, sobre todo de la Cuenca del Cibao. A la vez de estos estudios se publican los primeros mapas geológicos que incluye la región septentrional de La Española. Por ejemplo, Dohm (1943) realiza un mapa geológico a escala 1:100.000 en que utiliza las unidades de Vaughan *et al.* (1921).

Después de estos trabajos hay que dar un salto hasta la década de 1970, donde ya empiezan a aparecer varios trabajos importantes, que van a ir poco a poco precisando la estratigrafía y teniendo mayor cantidad de datos bioestratigráficos. Cabe destacar los estudios realizados a partir del trabajo de Tesis doctoral de Nagle en la región de Puerto Plata (Nagle, 1966, 1972), mientras que en el sur del Cibao es importante el trabajo de Palmer (1979).

En 1982, con motivo de la celebración de la 9ª Conferencia Geológica del Caribe, aparece un trabajo que va a servir de referencia en la estratigrafía a partir de su publicación, puesto que se empieza a configurar una organización estratigráfica parecida a la que existe hoy día (Eberle et al., 1980). De esta manera la década de 1980 va a ser clave para la Cordillera Septentrional, puesto que encontramos además del citado anteriormente, los trabajos de Redmon (1982), en las sucesiones turbidíticas de la Cordillera Septentrional; Bourgois et al., (1983), que constituye una de los primeros intentos de plasmar la evolución estratigráfica y tectónica de la Cordillera Septentrional; Mann et al., (1984), que comienzan a obtener los primeros datos tectónicos de la Española en un marco geodinámico cada vez mejor definido, realizando los primeros estudios de sismicidad y tectónica activa.

Siguiendo la cronología, encontramos el trabajo de Sanders (1986), realizado en la Cuenca del Cibao, que constituye también un trabajo de referencia sobre la estratigrafía y la paleontología estratigráfica de este dominio. Poco después, un importante trabajo regional (de Zoeten, 1988) llevado a cabo en el sector central de la Cordillera Septentrional va a constituir un gran avance desde el punto de vista de la estratigrafía, sedimentología y bioestratigrafía de este sector, y constituye la base de trabajos posteriores.

En 1991, con la publicación de un volumen especial de la Geological Society of America, dedicado a la geología y evolución tectónica del límite entre las placas caribeña y norteamericana (Mann et al., 1991), se registra un gran volumen de trabajos que prácticamente abarcan todas las áreas de La Española con trabajos dedicados a varias disciplinas. En este volumen especial se encuentran diversos trabajos que afectan directamente al área de estudio de esta hoja, en particular los trabajos de Pindell y Draper (1991), desarrollado en el área de Puerto Plata, y de Zoeten y Mann (1991), en la parte central de la Cordillera Septentrional. A partir de estos dos trabajos se obtienen datos que han sido utilizados de manera crítica en la edición de las hojas relativas a este sector de la Cordillera Septentrional, y han sido de gran utilidad para complementar datos y como punto de partida para observaciones puntuales a la hora del estudio de unidades complejas, en particular las unidades relacionadas con el Complejo de Puerto Plata.

Posteriormente a los trabajos publicados en el volumen especial de 1991, en los años siguientes, la investigación se centra en el estudio de la tectónica activa y la sismicidad que se produce en el límite entre las placas del Caribe y Norteamericana, en particular en la Cordillera Septentrional, y dentro de ella, los estudios se focalizan al análisis geomorfológico y paleosísmico de la Falla Septentrional. Fruto de estas investigaciones, en 1998 se publica un nuevo volumen especial de la Geological Society of America, en este

caso dedicado a la tectónica de salto en dirección y de colisión en el borde norte de la placa del Caribe (Dolan y Mann, 1998), que recoge las ideas de algunos trabajos previos desarrollados en la misma línea de investigación. De los trabajos procedentes del citado volumen especial cabe destacar el de Mann et al.,(1998) sobre la geomorfología y paleosismicidad de la Falla Septentrional, trabajo en el cual además define varios de los sistemas de fallas que atraviesan las Hojas del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

En 1999 se publica uno de los últimos trabajos relacionados con la geología regional de la parte central-occidental de la Cordillera Septentrional, donde de Zoeten y Mann (1999) realizan un análisis sedimentológico de las secuencias turbidíticas de tipo Altamira y ofrecen una revisión actualizada de la estratigrafía propuesta para ese sector de la Cordillera Septentrional en los trabajos previos (de Zoeten y Mann, 1991). Además, añaden un modelo de evolución geodinámica con la descripción e interpretación de diferentes eventos tectónicos que ocurren en la Cordillera Septentrional desde el Eoceno hasta la actualidad. Este trabajo también ha servido para obtener datos e ideas que se han tratado de corroborar o de revisar durante la realización de las Hojas.

Por último, cabe citar los trabajos realizados por el propio equipo de geólogos del presente proyecto, a modo de notas preliminares presentadas en la 18ª Conferencia Geológica del Caribe, donde se esboza principalmente la nueva estratigrafía propuesta para este sector de la Cordillera Septentrional (Pérez-Valera et al., 2008).

2. ESTRATIGRAFÍA

La Cordillera Septentrional está formada por unos conjuntos de rocas volcano-plutónicas y metamórficas de diferentes características y orígenes y edad aproximada Cretácico-Paleógeno Inferior?, que constituyen el sustrato de amplias cuencas sedimentarias esencialmente paleógenas dispuestas discordantes sobre ellos (Fig. 1.8). Se reconocen, por un lado, complejos formados mayoritariamente por rocas metamórficas de alta presión (o que incorporan este tipo de rocas en cortejos olistostrómicos o melanges) acompañadas por rocas plutónicas y volcánicas, que se sitúan al norte de la falla de Camú (Complejo de Puerto Plata), y de la falla Septentrional (Complejo de Río San Juan), Nagle, 1966, 1974, 1979; Bowin y Nagle, 1980; Nagle y Draper, 1991; Pindell y Drapper, 1991); y complejos de rocas ígneas, volcánicas y plutónicas, en gran parte derivadas de procesos vulcanosedimentarios, sin metamorfismo ni presencia de rocas de alta presión, , situados entre la falla de Camú y la falla Septentrional (complejos de El Cacheal, Palma Picada - o El Paradero -y Pedro García), (Eberle et al., 1982; Muff y Hernández, 1986; Zoeten y Mann, 1991 Calais et al., 1992).

Estas diferencias en el sustrato dieron lugar a una primera división de la parte occidental de la Cordillera Septentrional en bloques, propuesta por de Zoeten (1988), y seguida por de Zoeten y Mann (1991, 1999), en la que se definen tres bloques diferentes, denominados bloque de Altamira, bloque de La Toca y bloque de Puerto Plata, separados por dos zonas de falla de entidad regional (zonas de falla de Camú y Río Grande (Fig. 2.1). Además de su posición sobre sustratos diferentes en cada bloque y de la delimitación de éstos por fallas, dichos autores también argumentaron supuestas diferencias petrológicas, estratigráficas y sedimentológicas en las unidades sedimentarias de cada bloque para distinguir y nombrar algunas formaciones que en la realidad son muy similares, dando lugar a una terminología estratigráfica.

La terminología de bloques puede resultar útil en la descripción de la estructura regional, pero su uso es cuestionable con fines estratigráficos, sobre todo si conlleva implicaciones genéticas. Para las rocas del sustrato pre-Eoceno (también denominados de manera genérica *complejos de basamento*), tiene sentido la mencionada separación entre los complejos con rocas de alta presión (Samaná, Río San Juan y Puerto Plata) y los complejos volcánicos y vulcanosedimentarios no metamórficos (El Cacheal, Palma Picada - o el Paradero - y Pedro García), por la diferente procedencia y origen de sus materiales.

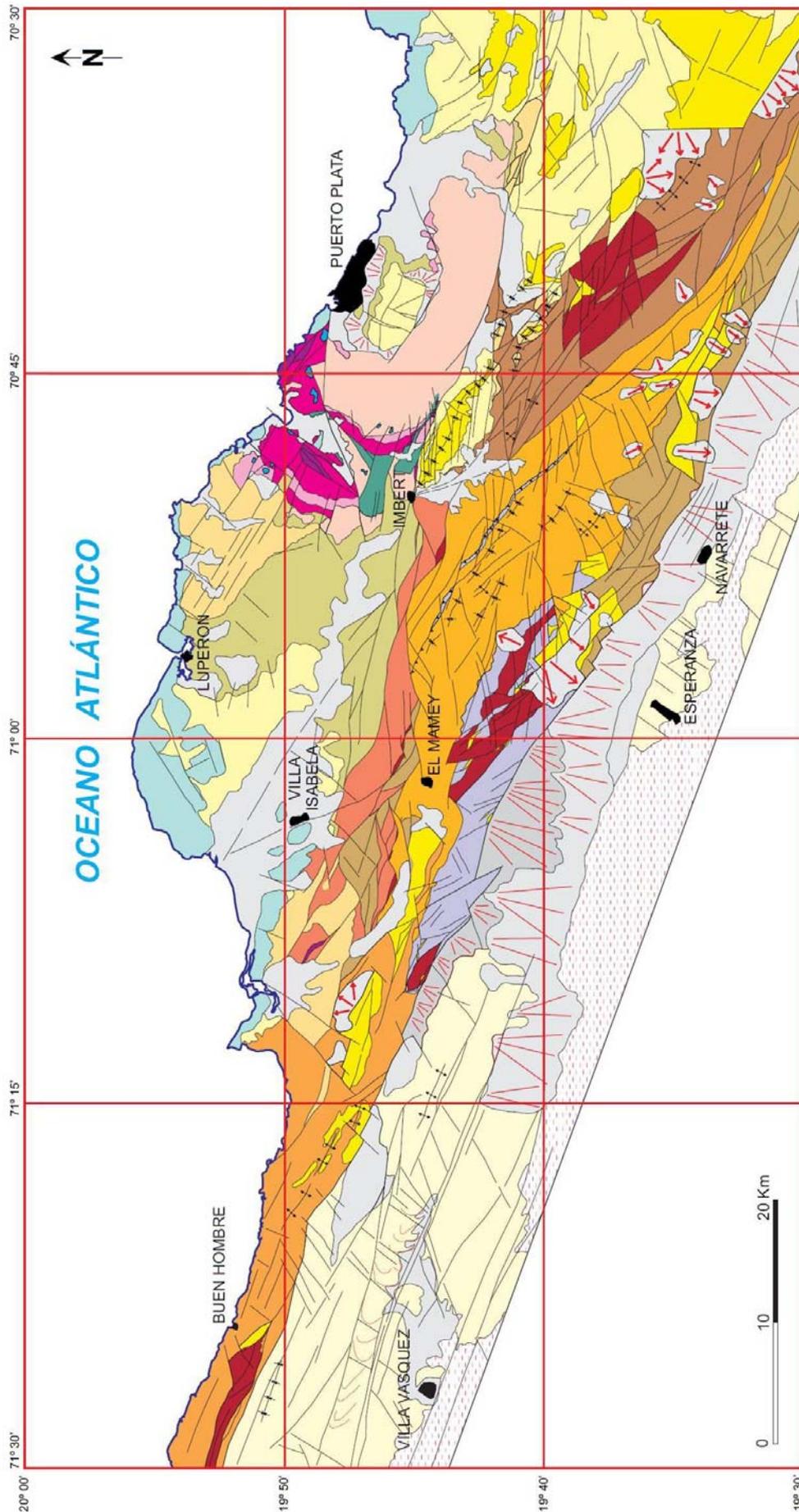


Figura 2.1. Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional con la situación de la Hoja de Imbert. Se incluyen los nombres de los bloques, complejos de basamento y principales estructuras citados en esta memoria, buena parte de ellos derivados o adaptados de Dolan *et al.*, 1991; De Zoeten y Mann, 1991; 1999; y Mann *et al.*, 1998)

LEYENDA

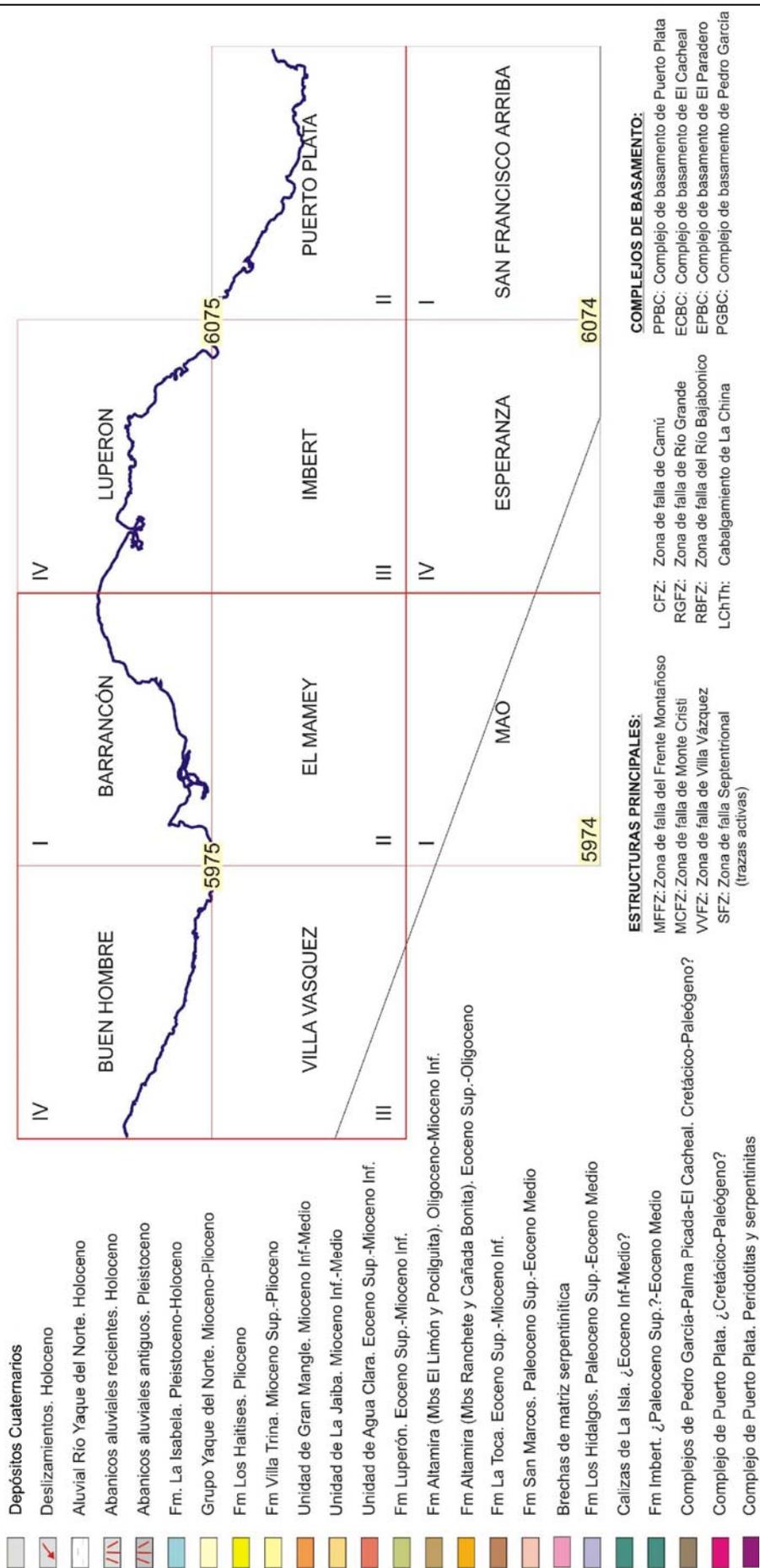


Figura 2.1..(cont.) Leyenda del Esquema Geológico

Sin embargo, durante el Paleógeno (y el Neógeno inferior) las cuencas sedimentarias desarrolladas sobre estos bloques tienen una cierta homogeneidad estratigráfica, al menos en los bloques de Altamira y La Toca, que justifica la propuesta de un nuevo esquema estratigráfico de la Cordillera Septentrional basado en *sectores* (ver *Informe Estratigráfico y Sedimentológico* del Proyecto, Pérez Valera y Abad, 2010). En todos los sectores considerados, la sucesión estratigráfica se ha establecido con los mismos criterios, intentando la mayor correlación entre unidades, resultando en sucesiones distintas en el detalle aunque secuencialmente parecidas, que se relacionan bien con la evolución general de la cordillera.

En el esquema estratigráfico de la mitad occidental de la cordillera (Fig. 1.7) donde se encuadra la Hoja de El Mamey, se han considerado dos sectores: *el sector de El Mamey-Altamira-La Toca*, que básicamente agrupa los bloques de Altamira y La Toca de de Zoeten (1988) y de Zoeten y Mann (1991, 1999) y da mayor relevancia a la zona de El Mamey, donde se han identificado formaciones (algunas de nueva denominación) de gran importancia para el conocimiento de la evolución de la cordillera; y *el sector de Imbert-Puerto Plata*, que coincide completamente con el referido bloque de Puerto Plata.

Sector de El Mamey-Altamira-La Toca

Con unos límites norte y sur bien definidos por las fallas de Camú y Septentrional, respectivamente, su enlace por el este con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández queda cubierto bajo extensos afloramientos de materiales del Mioceno Superior-Plioceno de las Fms. Villa Trina y Haitises, lo que dificulta la correlación estratigráfica entre ambos. Los materiales más antiguos, con una edad Cretácico-Paleógeno inferior, afloran en tres complejos de sustrato o basamento, de reducidas o medianas dimensiones, constituidos mayoritariamente por rocas volcánicas o volcanosedimentarias y rocas plutónicas subordinadas; son, de oeste a este los complejos de El Cacheal, Palma Picada – o el Paradero - y Pedro García (Eberle et al., 1982; Muff y Hernández, 1986; Zoeten y Mann, 1991 Calais et al., 1992). Estos complejos comparten características petrológicas y estratigráficas, similar signatura geoquímica de tipo arco de isla y el mencionado rango de edad, más o menos bien acotado en la parte superior por la edad de la formaciones suprayacentes y con más incertidumbres en la parte inferior. El complejo de El Cacheal es el único de los tres en el que ha sido determinado el Cretácico Inferior (con Ammonites, Bernardez, 2004); dataciones absolutas realizadas en el transcurso de este proyecto en una misma muestra de esta unidad han arrojado edades promedio de $122,7 \pm 0,3$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; roca total) y $90,9 \pm 0,5$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; dos fracciones de zircón magmático

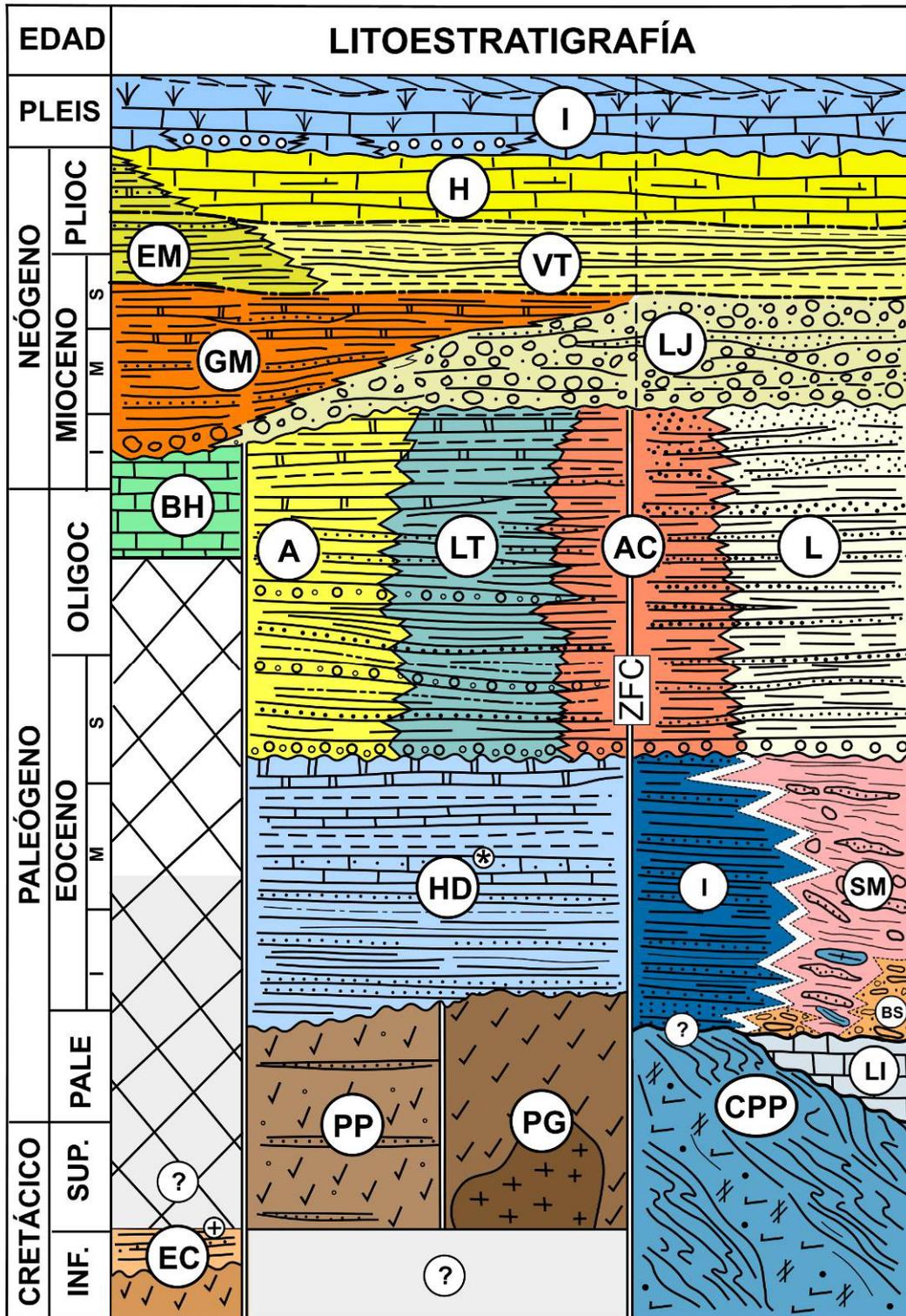


Figura 2.2. Esquema estratigráfico para la mitad occidental de la Cordillera Septentrional propuesto en el presente proyecto: Abreviaturas: (I), Fm La Isabela; (EM), Und El Morro; (H), Und Los Haitises; (GM), Und Gran Manglé; (LJ), Und La Jaiba; (BH), Und. Buen Hombre; (A), Fm Altamira; (LT), Fm La Toca; (AC), Und Agua Clara; (L), Fm Luperón; (HD), Fm Los Hidalgos; (SM), Fm San Marcos; (BS), Brechas serpentínicas; (IB), Fm Imbert; (EC), Und El Cacheal; (PP), Complejo de Palma Picada; (PG); Complejo de Pedro García; (CPP); Complejo de Puerto Plata; (RSJ); (ZFC), Zona de Falla de Camú.

primario). En el caso del complejo Palma Picada, tres dataciones absolutas obtenidas también en el transcurso del proyecto han arrojado edades de 64.26 ± 0.96 (Ar/Ar en Hbl; *plateau*), $50,4$ (Ar/Ar en Hbl;*plateau*) y 49.74 ± 0.47 Ma (Ar/Ar roca total;*plateau*), lo que en conjunto obligaría a ampliar el intervalo de edad de esta unidad hasta el Eoceno Inferior. Igualmente, otra tres dataciones del mismo origen obtenidas en el complejo de Pedro García, dan edades muy uniformes (todas Ar/Ar en Hlb; *plateau*) de 49.8 ± 2.9 , $47,3 \pm 0,6$, y $46,3 \pm 2,4$ Ma, confirmando una edad más moderna también para este complejo.

Sobre el complejo de Palma Picada – o de Paradero - aflora, a modo de cobertera de éste, la Fm Los Hidalgos (Fig. 2.2) que, constituida por calizas micríticas, tufitas y grauvacas incluye la serie de Pozo Prieto de Calais *et al.*, (1992). Se le asignaba una edad aproximada Paleoceno-Eoceno Inferior (Eberle et al., 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999), pero según las dataciones por foraminíferos obtenidas en la propia formación y las dataciones absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada infrayacente, ésta se debe reajustar mejor al intervalo Eoceno Inferior-Eoceno Medio (o incluso, parte del Superior?)

Por encima de los complejos volcánico-plutónicos de basamento mencionados (y en su caso, de la Fm Los Hidalgos) se encuentran discordantes diversas unidades de carácter turbidítico que se desarrollaron en el intervalo Eoceno superior-Mioceno inferior. Estas unidades se han denominado de diversas formas en los trabajos previos y fundamentalmente corresponden a las Formaciones Altamira (Redmond, 1982), Las Lavas (de Zoeten y Mann, 1991) y La Toca (Redmond, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999). La cartografía en conjunto de todas estas unidades, y su estudio litoestratigráfico y sedimentario, han propiciado una reorganización de su estratigrafía que se justifica en el correspondiente *Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto* y se sigue en este capítulo. Consiste en lo siguiente: se mantiene la Formación Altamira en la acepción original de de Zoeten (1988), en de Zoeten y Mann (1991 y 1999), que incluye un miembro basal conglomerático (miembro Ranchete) y un miembro de alternancia de areniscas, lutitas y conglomerados (miembro Cañada Bonita). Por encima de la Fm. Altamira, de Zoeten y Mann (1991; 1999) definen la Formación Las Lavas, que dividen también en dos miembros, un conglomerado basal con calcarenitas (miembro El Limón) y un miembro superior de alternancia de areniscas, lutitas y calcarenitas (miembro La Pocilguita). Como se explica en el *Informe estratigráfico y sedimentológico del Proyecto*, las características litológicas de los materiales de la Fm. Las Lavas son equivalentes a las de la Fm. Altamira. Además, no se ha podido demostrar la existencia de una discordancia entre ambas formaciones, como sugieren de Zoeten y Mann (1991), puesto que a lo largo de toda la

sucesión existen distintos niveles de conglomerados y de calcarenitas que se interpretan como megacapas y en realidad corresponden a eventos de depósito dentro de la cuenca cuya base es marcadamente erosiva. Por esta razón, en la nueva terminología los materiales de la Fm. Las Lavas se incluyen de manera general dentro de la Fm. Altamira, y solamente en aquellas zonas donde los miembros de El Limón y La Pocilguita son cartográficamente diferenciables (principalmente en la Hoja de Esperanza), se mantiene su denominación como miembros de la Fm. Altamira, respetando la nomenclatura original de Zoeten y Mann (1991).

La Fm. Altamira se extiende desde de la transversal de El Mamey hacia al sureste, hasta la zona de falla de Río Grande (Fig. 2.1). Al este de esta zona de falla, es sustituida por la Fm. La Toca (Redmon, 1982), que es una formación equivalente desde el punto de vista sedimentario, compuesta, como la anterior, por una alternancia de areniscas, lutitas y niveles de conglomerados. Su definición se debe también a de Zoeten y Mann (1991, 1999) quienes la diferenciaron de la anterior por la distinta composición petrográfica de las areniscas y los conglomerados, hecho que evidencia otra área fuente pero parece insuficiente por sí sólo para justificar la separación de dos formaciones tan similares en su aspecto de campo. Aún así, por razones prácticas se ha preferido mantener en el esquema estratigráfico las dos unidades, con un límite bien marcado a la escala cartográfica por la falla de Río Grande, pero en realidad impreciso a la escala de afloramiento.

En el extremo occidental de este sector de *El Mamey-Altamira-La Toca*, hacia el oeste de la transversal de El Mamey existen importantes diferencias en la estratigrafía, por primera vez recogidas en la cartografía de la cordillera (ver Hoja de El Mamey): la Fm. Altamira desaparece por completo bajo la acción erosiva de una nueva unidad turbidítica, la Unidad del Gran Manglé, de edad Mioceno Inferior-Superior (Calais et al., 1992), que se llega a apoyar sobre el complejo de El Cacheal y constituye la unidad cartográfica más representada en el extremo occidental de la Cordillera Septentrional (Fig. 2.1).

Discordante sobre todas las unidades precedentes se encuentran sedimentos marinos de edad Mioceno superior a Plioceno que, tras una transgresión generalizada, muestran una evolución regresiva, desde materiales margosos con fauna pelágica agrupados en la Fm. Villa Trina, a diversos sistemas de plataformas carbonatadas someras que se han encuadrado dentro de la Fm. Los Haitises (Figs. 2.1 y 2.2). Estos materiales, o sus equivalentes, llegaron a cubrir prácticamente toda la Cordillera Septentrional, y se han mantenido en amplios afloramientos de su mitad oriental o en afloramientos más

restringidos y frecuentemente pinzados por fallas, de su mitad occidental (Fig. 2.1). El ciclo regresivo se completó con el depósito de la Fm. La Isabela durante el Pleistoceno (Marcano y Tavares, 1984), circunscrita a la franja litoral y con características arrecifales muy similares a la Fm. Los Haites.

Sector de Imbert-Puerto Plata

Se refiere a los territorios situados al norte de la Camú y coincide en su totalidad con el bloque de Puerto Plata. En este sector, la posición estructuralmente más baja, a modo de sustrato o basamento (1) del resto de las formaciones, está ocupada por el complejo (de basamento) de Puerto Plata (CBPP, o PPBC según sus iniciales anglosajonas) (Fig. 2.1). Conforme a su definición original de Pindel y Draper (1991), que se sigue en esta memoria, este complejo consiste en un cortejo más o menos organizado de bloques intensamente fallados de peridotitas masivas o serpentinizadas, acumulados de ultramáficos/piroxenitas y gabros, y una sucesión de rocas volcanoclásticas, basaltos y andesitas que se agrupan en la Fm Los Caños (Nagle, 1979). Estas rocas tienen un metamorfismo de bajo grado y ausencia de fábrica deformativa generalizada. Con esta litoestratigrafía y por su asociación con formaciones caóticas que incorporan fragmentos de rocas de alta presión (ver a continuación), el complejo de basamento de Puerto Plata se ha interpretado como un fragmento de corteza oceánica de la subducida placa Norteamérica, que habría sido exhumada como una melange o complejo desmembrado (Nagle 1979; Bowin y Nagle, 1980; Eberle et al., 1982; Pindel, 1985; Pindel y Draper, 1991). Sin embargo, los análisis geoquímicos realizados en este trabajo, tanto en muestras de gabros como de algunos términos de la Fm Los Caños, indican una signatura geoquímica del tipo arco de isla (AIT, *island arc toleites*) similar a la obtenida en los complejos vulcano-plutónicos del sector de El Mamey-Altamira-La Toca y comparables a las de otras rocas bien caracterizadas en la Española como arco de isla (p.e. Fm Los Ranchos). La edad más moderna de este complejo viene acotada por la de la Fm Imbert suprayacente y es consistente con algunas de las dataciones absolutas obtenidas en muestras de gabros del complejo, por ejemplo 50 ± 8 Ma (Ar/Ar en Hbl; *plateau*) y no tanto con otras que resultan más recientes, $35,8 \pm 8,1$ Ma (Ar/Ar en Plg; *plateau*), que la edad de esta formación. Dos dataciones absolutas en la Fm Los Caños dan un rango de edad entre 81 y 91 Ma (Ar/Ar en Hbl; *plateau*) correspondiente al Cretácico Superior; y una intrusión de leucogranitos en La Fm Los Caños de este complejo ha arrojado una cifra de 95.4 ± 1.2 Ma (Ar/Ar; *plateau*) que

(1) En esta memoria se utilizan estos dos conceptos como sinónimos, sin implicaciones genéticas

sugieren una edad más antigua para al menos una parte de la misma, si bien este dato no excluye que en su conjunto esta formación pueda llegar al Paleoceno.

La formación sedimentaria más antigua reconocida como tal en este sector es la Fm. Imbert (Fig. 2.2), en la que su contenido micropaleontológico data bien el Eoceno y posiblemente, el Paleoceno (Nagle, 1979; Pindel y Draper, 1991). Consiste en una sucesión bien estratificada de tufitas porcelanosas con ocasionales intercalaciones de cherts, calizas y margas, que hacia la parte baja intercala grauvacas y brechas de naturaleza volcanogénica, y más ocasionalmente, capas de conglomerados y debris. Estos últimos incorporan fragmentos de peridotitas serpentinizadas y bloques de rocas volcánicas y plutónicas similares a las identificadas en el complejo de basamento de Puerto Plata. La Fm. Imbert también presenta una cierta desorganización interna y aunque en el campo no se llega a observar ningún contacto, se considera que se depositó discordante sobre el PPBC, fosilizando su exhumación.

El mapa geológico de la Hoja de Imbert (Hernáiz-Huerta, 2010) reconoce por primera vez una unidad de brechas serpentiniticas con rango cartográfico que se distribuye principalmente de forma periférica al complejo de Puerto Plata, pero también en diversos afloramientos dentro de él (Fig. 2.1). La unidad está formada por fragmentos y bloques de peridotitas serpentinizadas inmersas en una abundante matriz de esta misma composición, e incluye bloques de las Fms. Los Caños e Imbert así como otros bloques exóticos de origen desconocido. En el límite SE del complejo próximo a la falla de Camú hay una concentración particularmente alta de bloques exóticos derivados de rocas metamórficas (esquistos verdes, anfibolitas, mármoles, e incluso esquistos azules) que no tienen representación cartográfica en áreas próximas, lo que sugiere una procedencia desde niveles profundos relacionados con la zona de subducción, quizá canalizados a favor de la mencionada zona de falla. El contacto basal de esta unidad con las rocas del CBPP está generalmente fallado y es difícil de observar en el campo pero las pautas cartográficas sugieren que es una discordancia. Los afloramientos de las brechas serpentiniticas muestran una amplia variedad de organización interna caótica, desde el tipo *melanges tectónicas* a una “fabrica” de bloques rodeados por matriz (*block in matrix fabric*) pero muchos de ellos también muestran evidencias de retrabajamiento sedimentario.

En el borde oriental del complejo las brechas serpentiniticas son a su vez la base de un complejo de tipo olistostrómico ampliamente representado en la región, la Fm San Marcos (Nagle, 1966, 1979) (Fig. 2.1 y 2.2). El olistostroma incluye bloques similares a los

observados en las brechas serpentínicas y bloques y olistolitos derivados del PPBC y, principalmente, de la Fm Imbert. A falta de dataciones paleontológicas fiables, la edad de la Fm San Marcos ha sido objeto de continua discusión, en buena parte producida por una posición estratigráfica muy dudosa y controvertida (ver resumen en Pindel y Draper, 1991 y la discusión planteada por estos autores). De acuerdo con las relaciones anteriormente descritas, en el presente trabajo se considera que las brechas serpentínicas y el olistostroma de San Marcos son en general suprayacentes, pero también en parte coetáneas y lateralmente equivalentes a la Fm Imbert (Fig. 2.2). Esta interpretación está apoyada por una buena datación micropaleontológica obtenida en este proyecto en una muestra de margas arenosas bioclásticas autóctonas (Hernández Huerta, 2010) en la que por primera vez se ha determinado el Eoceno Medio en esta formación.

Una unidad también muy controvertida son las calizas de La Isla. Su aparente posición estratigráfica sobre distintas unidades del complejo de basamento de Puerto Plata, las brechas serpentínicas o el olistostroma de San Marcos y su inclusión dentro de estas dos últimas formaciones como olistolitos, bloques de distinto tamaño e incluso fragmentos centimétricos, es también objeto de discusión, sobre todo si se tiene en cuenta que su naturaleza arrecifal pudiera estar relacionada con la completa emersión del complejo de basamento (y/o unidades relacionadas antes descritas), y por tanto su edad, de momento no determinada, sería clave para la datación de este evento.

La siguiente unidad en la sucesión estratigráfica de este sector, supuestamente discordante sobre las anteriores (aunque casi nunca se llegan a observar los contactos), es la Fm. Luperón (Nagle, 1979) (Fig. 2.2)). Está constituida por una alternancia de areniscas turbidíticas, lutitas y margas, con esporádicos niveles de calcarenitas y conglomerados. Tiene una edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior bien determinada en este proyecto y trabajos previos (Nagle, 1966; 1979; Bourgois *et al.*, 1982) y por tanto es coetánea a la Fm Altamira del sector de El Mamey-Altamira-La Toca. La Fm Luperón presenta regionalmente una amplia variabilidad de facies, tanto en la vertical como lateralmente. En el sector de Villa Isabela (Hoja de El Mamey) se ha diferenciado y definido por primera vez en este proyecto un equivalente lateral, la unidad de Agua Clara (Figs. 2.1. y 2.2), con representación en las Hojas de Imbert y El Mamey, que se sitúa en posición cartográfica más meridional, e intermedia entre la Fm. Luperón y la Fm. Altamira.

En un nivel estratigráfico superior aproximadamente equivalente al que ocupa la unidad del Gran Manglé del sector de El Mamey-Altamira-La Toca, en el sector de Imbert-Puerto Plata

se ha cartografiado y definido una nueva unidad que aparece discordante sobre las Fms. Luperón y Agua Clara. Se trata de la unidad de la Jaiba (Fig. 2.1) que toma su nombre de la localidad tipo situada en la Hoja de El Mamey, pero también está bien representada al este de Luperón, en el límite de las hojas de Luperón e Imbert y al sureste de Puerto Plata (Fig. 2.2). Su litología es fundamentalmente conglomerática, aunque con frecuentes niveles de arenas poco consolidadas y de tonos anaranjados, muy similares a las que presenta la Fm. Luperón, lo que ha propiciado que en trabajos previos fuera incluida dentro de esta unidad. Por métodos indirectos se le asigna una edad Mioceno Inferior-Medio y junto con la unidad del Gran Manglé conforma una última secuencia estratigráfica que mantiene relativas diferencias entre sectores, previa a la homogenización definitiva que supone la transgresión del Mioceno Superior- Plioceno, representada por las Fms Villa Trina y Villa Trina. Los materiales pertenecientes a este último ciclo, representados mayoritariamente por las margas de cuenca de la Fm Villa Trina, se distribuyen en amplios afloramientos al sur de Luperón y de Puerto Plata. Sobre ellas, en la franja litoral se instalan los sistemas arrecifales pleistocenos de la Fm. La Isabela (Marcano y Tavares, 1984)

A continuación se presenta la estratigrafía de la Hoja de El Mamey pero no estrictamente en el orden de unidades cartográficas establecido en la leyenda de la Hoja, sino agrupada según los principales intervalos cronoestratigráficos y, para los más antiguos, separadamente para los dos sectores considerados, comenzando siempre por el sector de El Mamey-Altamira- La Toca y siguiendo por el sector de Imbert-Puerto Plata.

2.1 Cretácico-Paleógeno

Comprende las rocas más antiguas de la Hoja, pertenecientes a los Complejos de Puerto Plata, al norte de la Falla de Camú (Sector de Imbert-Puerto Plata, Bloque de Puerto Plata), y al Complejo de Palma Picada, entre la Falla de Camú y la Falla Septentrional (Sector de Altamira-El Mamey, Bloque de Altamira). También se incluyen en esta edad rocas sedimentarias y vulcanosedimentarias agrupadas en la Fm.. Los Hidalgos, donde a partir de microfauna se tienen edades que comprenden desde el Cretácico superior (Campanienste sup-Maastrichtiense, Calais et al., 1992) hasta el Eoceno medio, si bien no se ha obtenido ninguna edad correspondiente al Paleógeno.

2.1.1. Cretácico-Paleógeno (Complejo de Puerto Plata; Complejo de Palma Picada).

Representado por los dos complejos de basamento presentes en la Hoja de El Mamey (Complejo de Puerto Plata y Complejo de Palma Picada), que se atribuyen al Cretácico por dataciones radiométricas y datos regionales. Por una parte, el Complejo de Puerto Plata aparece representado muy minoritariamente por un fragmento de peridotitas serpentinizadas en la zona norte de la Hoja. En la Hoja de Imbert y Puerto Plata, al este y noreste de El Mamey, el Complejo de Puerto Plata está constituido por una serie de rocas ígneas y metamórficas de muy diversos tipos, que incluyen peridotitas serpentinizadas, cumulos ultramáficos, gabros, tonalitas, rocas volcánicas básicas a intermedias, localmente con estructuras pillow, niveles de chert y calizas y esquistos (Pindell y Draper, 1991). Estas rocas aparecen fuertemente deformadas y cizalladas, y no permiten en muchos casos deducir las relaciones primarias.

Por otro lado, el Complejo de Palma Picada aparece mucho mejor representado en la Hoja de El Mamey, y aflora a lo largo de la Cordillera Septentrional. Está constituido por rocas volcánicas, de composición fundamentalmente básica y niveles de tufitas. Este complejo es equivalente desde el punto de vista petrológico a los Complejos de El Cacheal, situado al oeste (Hoja de Cacao-Buen Hombre) y Pedro García, al este (Hoja de San Francisco Arriba).

2.1.1.1. Peridotita serpentinizada, serpentinitas (1).

Esta unidad está constituida por un único afloramiento de difícil acceso situado en el paraje de "Guanabanito", y se puede acceder a él por el noroeste, tomando una pista que sale de la Carretera de Villa Isabela a Estero Hondo, a la altura de La Ciénaga. La pista se interrumpe en una finca y a partir de ahí el acceso es a pie o a lomos de caballería. Por la parte sur se puede acceder a pie desde La Jaiba.

El afloramiento está constituido mayoritariamente por peridotitas serpentinizadas que muestran diversos tipos de foliaciones que en ocasiones llegan a constituir una fábrica de tipo SC. Las direcciones predominantes de foliación son N120E a N160E, cortadas por fracturas N80E más frágiles. Este afloramiento aflora a favor de una zona de cizalla compleja, a través de la cual también se han encontrado rocas carbonatadas con un ligero metamorfismo y rocas piroclásticas, que se describirán posteriormente.

La unidad está formada básicamente por diversos tipos de rocas ultramáficas, masivas a granudas, de tonalidades que pueden variar entre el marrón-ocre oscuro y el gris oscuro,

aunque el color general del afloramiento es verdoso debido a la serpentización. Desde el punto de vista de la mineralogía está formada por un acumulado de grandes cristales de piroxeno y olivino, si bien por alteración aparecen minerales del grupo de la serpentina, opacos y espinelas. Las rocas están intensamente alteradas, serpentizadas pervasivamente y metamorizadas, especialmente a lo largo de microfracturas. También muestran oxidaciones en los ferromagnesianos y opacos, cloritización en los piroxenos y albitización y sericitización en las plagioclasas.

Los estudios petrográficos han desvelado que la alteración de las rocas ultrabásicas primarias es prácticamente total. El protolito fue una roca peridotítica ultrabásica, que ha sido completamente reemplazada pseudomórficamente por minerales metamórficos hidratados secundarios, preservándose las texturas pero no la mineralogía.

Esta unidad se atribuye al Complejo de Puerto Plata (Pindell y Draper, 1991), donde afloran grandes masas de rocas peridotíticas, y es la primera vez que se cita en este lugar, constituyendo el afloramiento más occidental del citado complejo.

Respecto a la existencia de diversas rocas carbonatadas con un metamorfismo de bajo grado y bloques de rocas piroclásticas que afloran en la zona de falla, particularmente en el borde occidental, se trata de mármoles de bajo grado o calizas recristalizadas de grano fino, de color gris-blanco, y con el desarrollo de una fábrica plano-linear, Sp-Lp. Dicha fábrica está definida por la elongación del agregado mineral carbonatado, y venas calcíticas más claras de tamaño de grano algo mayor, plegadas isoclinamente y cizalladas hasta el paralelismo con la Sp. También se encuentran rocas volcánicas fragmentarias, piroclásticas, de tamaño de grano muy fino <0,03 mm, sin laminación visible, clasificables desde el punto de vista petrográfico como una toba de grano fino masiva, formada por material cuarzo-feldespático y con ausencia de metamorfismo.

Estas rocas no son propias del Complejo de Puerto Plata, debido al poco metamorfismo que presentan y sí son más afines a los Complejos ígneos y sedimentarios de tipo Palma Picada o de la Fm. Los Hidalgos, donde como se verá posteriormente se han descrito rocas piroclásticas y carbonatadas del tipo de las encontradas en este sector. Este hecho revela la existencia de una zona de cizalla importante que pone en contacto ambos complejos muy diferentes desde el punto de vista petrológico, produciendo el metamorfismo en las rocas del basamento del bloque meridional. La zona de cizalla corresponde a la Zona de Falla de Camú, de la cual estaría representado su límite más septentrional en el afloramiento de esta unidad de peridotitas.

2.1.1.2. Complejo de Palma Picada (2). Rocas volcánicas y vulcanoderivadas: coladas basálticas, niveles piroclásticos, tobas. Cretácico Superior-Paleógeno. K₂-P

Las únicas referencias que se tienen en la bibliografía previa de esta unidad en el área de Palma Picada (Hoja de Imbert) indicaban que se trataba de una unidad compuesta por rocas intrusivas (Eberle et al., 1980; Muff y Hernández, 1986). Sin embargo, desde las primeras observaciones que se hicieron en el área donde previamente se han citado y en otras nuevas que se han encontrado en el desarrollo de la cartografía, se ha visto que las rocas corresponden a conjuntos fundamentalmente volcánicos, con rocas piroclásticas o vulcanoclásticas asociadas, con muy poca presencia de rocas intrusivas. Este hecho, junto con la descripción de la serie de Arroyo Caña (equivalente del Complejo de Palma Picada) por Calais et al. (1992), en la parte occidental de la Hoja, donde interpretan que esta unidad está formada por coladas volcánicas, tufitas y rocas sedimentarias asociadas (mármoles grises y pelitas esquistosas rojas) hacía pensar que realmente la mayor parte de la unidad estaba formada por rocas volcánicas, dejando probablemente los cuerpos intrusivos para el Complejo de Pedro García, situado hacia el este (Hoja de San Francisco Arriba), donde sí son visibles rocas de tipo tonalítico intruyendo en el complejo volcánico.

En la Hoja de El Mamey, esta unidad aflora en dos grandes áreas situadas en el flanco meridional de la Cordillera Septentrional: Loma Maimón, en la parte este y Arroyo Caña, en la parte oeste. También se han encontrado nuevos afloramientos que se encuentran en la zona de falla de Camú (límite meridional), muy tectonizados y en algunos casos de muy reducidas dimensiones, pero con una gran importancia para la reconstrucción e interpretación de la estructura de la región. Estos afloramientos forman estrechas bandas limitadas y desplazadas por el propio sistema de fallas, teniendo apenas una continuidad lateral superior al kilómetro. Se encuentran, de este a oeste, en las áreas de Agua Hedionda, los Caobos y Gualete, éste último el más importante.

A pesar de la aparente heterogeneidad de litologías presentes en esta unidad (basaltos, andesitas, tobas, etc.), no ha sido posible una diferenciación cartográfica de más uno de los términos, por lo que se ha representado el conjunto. Las razones son básicamente debidas a la mala calidad de los afloramientos y a la dificultad de diferenciar tramos volcánicos o vulcanoclásticos debido a la fuerte alteración que presentan y también por la cobertura vegetal tan espesa que existe en la Cordillera Septentrional.

Lo más característico de esta unidad, como se refiere anteriormente, es el alto grado de alteración de las rocas volcánicas, formando en ocasiones niveles de espesor métrico de arcillas rojizas con restos de la roca volcánica muy alterados de colores blanquecinos, lo

cual por otra parte ayuda a diferenciar esta formación cuando las condiciones de afloramiento son malas.

Se ha tratado de buscar la roca fresca para su análisis petrológico y geoquímico, siendo los mejores puntos de observación, dentro del macizo de la Loma Maimón, el sector de El Alto, justo en el límite con la Hoja de Imbert, donde se pueden observar varias facies volcánicas si bien todo el conjunto se presenta muy tectonizado junto con la Fm. Los Hidalgos. En el sector de Arroyo Caña hay una muy buena exposición en la carretera que va hacia Solimán y Gurabo, donde a lo largo del camino se puede observar un conjunto de brechas espilitizadas, con diversos diques y flujos de rocas basálticas o andesíticas que intruyen en un conjunto de tobas y brechas volcánicas. Aún así, este afloramiento está muy tectonizado y tampoco permite observar claramente las relaciones originales entre los diversos conjuntos y con la formación suprayacente.

Desde el punto de vista petrográfico se han caracterizado rocas volcánicas, o filonianas, de colores gris-pardo oscuro, composición básica, textura porfídica, con fenocristales submilimétricos claros feldespáticos (10-15%) y <15% de granos oscuros submilimétricos y milimétricos de ferromagnesianos, que presentan vesículas o bordes de reacción en torno a los fenocristales. Se trata de basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno, porfídicos. También se han reconocido rocas piroclásticas o volcanoclásticas (epiclásticas) retrabajadas, de tonos gris-verde oscuros y grano fino. No se observan fragmentos líticos ni de clastos o fenocristales, ya que el tamaño de grano es submilimétrico. La roca presenta una laminación paralela irregular, marcada por acumulaciones de opacos y presentan un buen empaquetamiento de los granos. Estas rocas se clasifican con tobas cristal-líticas o líticas-vítreas de composición basáltica a andesítica y que varían de tamaño de grano desde grano fino a grano grueso a toba de lapilli.

Uno de los mejores puntos de observación de esta unidad es el afloramiento que se encuentra en el centro de la Hoja, en las proximidades de Gualete, que es cortado por la carretera que va desde El Mamey a Estero Hondo, a la altura del Colegio de Gualete, y que ha permitido su estudio petrográfico debido a la excelente conservación de las rocas volcánicas. Este afloramiento se encuentra en la zona de falla de Camú, en su límite meridional, y cartográficamente presenta una morfología elongada según la directriz principal de la zona de falla (aprox. N115E), por lo que tampoco se han podido observar las relaciones con las demás unidades. Desde el punto de vista petrológico son rocas volcánicas grises verdosas, de composición basáltica y textura porfídica, con abundantes fenocristales milimétricos de plagioclasa (25-35%, 0,5-3 mm de diámetro) y de

ferromagnesianos (<10%), que se destacan en una pasta o mesostasia verde-marrón afanítica. Corresponden a basaltos con plagioclasa y augita, porfídicos.

Por último, en el afloramiento de Agua Hedionda (Los Altos), muy reducido y de difícil acceso, se encuentran rocas volcánicas, de color gris-verde a marrón oscuro, de composición básica y textura muy porfídica, con fenocristales claros de ferromagnesianos (<20%) y otros blanquecinos de plagioclasa (20-35%) sub- y milimétricos. Parecen preservar una cierta fluidalidad definida por los pequeños fenocristales. Corresponden a basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno, porfídicos.

Una de la controversias sobre esta unidad es ver su límite superior, puesto que el inferior no llega a verse en ningún punto de la Cordillera Septentrional. Por encima siempre se encuentran rocas sedimentarias o vulcanosedimentarias, agrupadas en la Fm. Los Hidalgos. Sin embargo, el contacto entre ambas unidades presenta dificultades de observación. En la Hoja de El Mamey todos los contactos con la Fm. Los Hidalgos son tectónicos, por lo que ha sido imposible de establecer las relaciones originales, pero por datos regionales (Hoja de Imbert) parece que se trata de una unidad posterior, y desde luego, no parece que las rocas del Complejo de Palma Picada intruyan en la Fm. Los Hidalgos porque no se han observado diques con borde de reacción ni ningún otro criterio que permita hablar de intrusiones dentro de la Fm. Los Hidalgos, pudiendo considerar por los datos cartográficos y petrológicos obtenidos que la Complejo de Palma Picada corresponde a un conjunto de rocas de arco volcánico desarrollado durante el Cretácico Superior-Paleógeno, sobre el cual se superpone una secuencia de rocas sedimentarias que prácticamente postdatan la actividad volcánica.

2.1.1.3. Formación Los Hidalgos (3). Calizas micríticas laminadas y bien estratificadas, localmente nodulosas, de tonos grises y rojizos, que alternan con limolitas y tufitas calcáreas. Eoceno medio. P₂²

Es descrita por primera vez por de Zoeten (1988), en de Zoeten y Mann (1991, 1999), aunque las primeras descripciones corresponden a Bermúdez (1949), quien la denomina "Formación Abuillot" por comparación con las series de Haití. Calais et al. (1992) también describen las calizas de Los Hidalgos, aunque le asignan una edad de Eoceno superior, ligeramente más moderna de la que se establece en este proyecto para la Formación Los Hidalgos. Estos últimos autores sitúan las calizas de Los Hidalgos por encima de otras formaciones que serían más antiguas: serie de Pozo Prieto, serie de arcillas con bloques (*pelites à blocs*) y una serie de arcillas verdosas ("*Prä-intrusive sales*", Eberle et al., 1980), cuya edad más antigua se ha encontrado en la serie de Pozo Prieto, correspondiendo al

Campaniense superior-Maastrichtiense (Calais et al., 1992), incluidas en este proyecto dentro del Complejo de Palma Picada.

Al igual que sucede con el Complejo de Palma Picada, dentro de la Fm. Los Hidalgos, en la Hoja de El Mamey, y en ningún otro punto de la Cordillera Septentrional no se han podido diferenciar cartográficamente estas unidades descritas por Calais et al. (1992), debido a la deformación que presentan y a la dificultad de seguir los contactos estratigráficos. Por esta razón todas estas litologías y series se han incluido, por edad, en el Complejo de Palma Picada, si bien es cierto que son materiales de origen sedimentario o vulcanosedimentario, que estarían intercalados entre las secuencias volcánicas del citado Complejo de Palma Picada.

De forma general la Fm. Los Hidalgos corresponde a los sedimentos depositados sobre los materiales volcánicos y vulcanoclásticos de Palma Picada, sobre los cuales se sitúan en relaciones difíciles de ver. La Fm. Los Hidalgos muestra una cierta variabilidad de facies, predominando las calizas de grano fino, bien estratificadas (tableadas), y todavía muestra una influencia volcánica por la presencia de materiales vulcanoclásticos de grano fino (tufitas) o vulcanosedimentarios, en asociación con las diversas facies de calizas. Hacia el techo de la formación predominan las facies calcáreas frente a las vulcanoclásticas, que muestran un tableado centimétrico típico, con la presencia de algunos niveles vulcanoclásticos de tamaño de grano medio con granoclasificación positiva y estructuras sedimentarias de disminución de energía.

En la Hoja, la Fm. Los Hidalgos aflora ampliamente a lo largo de toda la Cordillera Septentrional, y al igual que sucede con el Complejo de Palma Picada, también aflora en la zona de falla de Camú, en forma de pequeñas láminas de poca extensión lateral y muy deformadas. Se tienen frecuentes puntos de observación en los arroyos que drenan al valle del Cibao, de este a oeste: Arroyo El Carril, Arroyo Palo Amarillo, Arroyo Las Cayas y Arroyo Pozo Prieto. También en el camino de acceso a la Loma Maimón ("subida de Gura"), pero el mejor punto de observación corresponde a la sección de la carretera que va desde el Cruce de Guayacanes a El Mamey, donde a lo largo del paso de Guayacanes (Loma de Guayacanes) se observan las diversas facies de esta unidad, y es donde se ha levantado la serie estratigráfica.

En este sector del paso de Guayacanes se puede observar la relación entre las facies vulcanoclásticas y calcáreas de la Fm. Los Hidalgos. Los niveles volcánicos corresponden a tufitas grisáceas, ocreas en alteración, estratificadas en niveles centimétricos que muestran un tableado difuso y un fuerte diaclasado o foliación formando tramos

decimétricos donde se intercalan niveles más calcáreos, de colores grises oscuros, que llegan a alcanzar los 20 cm. En los niveles calizos se puede observar una laminación paralela de alta energía, y más esporádicamente, granoclasificación positiva. En la parte superior de la serie predominan los niveles calcáreos, llegando a reconocerse tres secuencias estratocrecientes, terminando en paquetes de unos 40 cm de potencia. El aspecto sigue siendo tableado y muy bien estratificado. Las calizas en general son de grano muy fino (*mudstone* o *wackestone*), con escasos foraminíferos planctónicos y radiolarios, y predominan los colores oscuros, propios de un alto contenido en materia orgánica. En algunos niveles incluso se ha observado pirita. Lateralmente también se han observado facies de tonos rojizos y aspecto noduloso, y en el techo de la formación se han reconocido algunos niveles de calizas bioclásticas de colores claros con gran cantidad de macroforaminíferos bentónicos. Por encima de la Fm. Los Hidalgos se encuentra la discordancia de la base de la Fm. Altamira, muy bien visible en la bajada del paso hacia el El Mamey, donde se encuentran los conglomerados y brechas basales del Mb Ranchete, primera unidad de la Fm. Altamira.

Desde el punto de vista bioestratigráfico son muy pobres los datos recogidos y no han dado ninguna edad fiable, puesto que son facies con escasos restos orgánicos mal conservados. Sin embargo, en la Hoja de Imbert, sí ha sido caracterizado el techo de la unidad por la presencia de unas facies calcareníticas bioclásticas con macroforaminíferos bentónicos que indican una edad Eoceno medio (Hernáiz-Huerta, 2010).

A partir del análisis sedimentológico de la unidad se puede interpretar que las calizas de esta formación son propias de ambientes marinos típicos de rampa distal, con poca oxigenación, en ambientes reductores, probablemente relacionados con una circulación marina pobre. También se registra la llegada de aportes a través de corrientes de turbidez diluídas, de baja densidad. La influencia de un área volcánica cercana se manifiesta en la llegada de aportes volcánicos distales que se relacionan con la sedimentación carbonática normal de manera rítmica o cíclica en un contexto de plataforma o rampa adosada a los edificios volcánicos previos o coetáneos (?). La presencia de facies más someras y mejor oxigenadas en el techo de la formación, propias de zonas más internas de la rampa, puede significar una somerización de la unidad a techo, que podría estar en relación, a modo de hipótesis, con el momento de inicio de la colisión del margen norteamericano, produciendo en la placa caribeña una regresión forzada (rebote en el arco volcánico) con la consecuente somerización, a la que sigue el posterior colapso en la etapa post-colisional, reflejado por la discordancia situada en el techo de la formación que da paso al depósito de

la Formación Altamira en la parte occidental o la Formación La Toca en los sectores orientales.

2.2. Eoceno superior-Mioceno inferior

Este período está caracterizado por la creación y relleno sedimentario de diversas cuencas que muestran características turbidíticas en general, junto con materiales bréchicos, conglomeráticos e incluso de carácter olistostrómico. Todos ellos se sitúan por encima de una discordancia, de carácter regional, que marcaría el final de los procesos de colisión entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana y la exhumación de porciones del basamento metamorfizado en condiciones de alta presión y baja temperatura, y que se produce en el Eoceno superior. Las condiciones de cuencas con un cierto carácter profundo se mantiene prácticamente hasta el Mioceno inferior, donde siguen llegando aportes de corrientes de turbidez, aunque como se verá posteriormente se puede observar una megasecuencia de somerización, con la aparición de niveles más calcareníticos a techo. También es resaltable que muy probablemente estas cuencas se generen debido a los procesos asociados al sistema de convergencia oblicua que sigue funcionando después de la colisión principal entre las placas caribeña y norteamericana. Este hecho provoca la aparición de zonas subsidentes, estrechas y con los bordes paralelos a zonas de falla de salto en dirección, donde debido a procesos de transpresión también se elevan zonas bruscamente que nutren de sedimento a estas cuencas. La migración lateral de las cuencas debido a la progresión de la convergencia oblicua provoca que actualmente se puedan encontrar áreas fuente muy alejadas de su depósito original o incluso se encuentren dificultad para localizarlas.

Las unidades cartográficas que pertenecen a esta edad muestran una cierta homogeneidad de facies, aunque se han podido diferenciar cartográficamente merced a la existencia de criterios de organización estratigráfica, áreas fuente y diferencias en el aspecto general, hasta 4 unidades litoestratigráficas. Este hecho ha sido descrito también en los estudios previos realizados en la zona, generando en ocasiones terminología confusa. De esta forma, en este epígrafe nos vamos a referir por un lado a la Formación Altamira, situada en el sector de Altamira-El Mamey (Bloque de Altamira), y por otro a la unidad de Agua Clara y la Formación Luperón, situada en el sector de Imbert-Puerto Plata (Bloque de Puerto Plata). La cuarta unidad corresponde a la Formación La Toca, que no aflora en la Hoja de El Mamey, pero si hacia el este (Hojas de Imbert, Esperanza y San Francisco Arriba).

2.2.1. Eoceno superior-Mioceno inf. (bloque de Altamira)

En el sector meridional de la Cordillera Septentrional se ha cartografiado y caracterizado una unidad turbidítica que ya había sido definida previamente: la Formación Altamira (de Zoeten, 1988 en de Zoeten y Mann, 1991, 1999). Sin embargo, en los mapas generales previos que incluyen la Hoja de El Mamey también existía una gran parte de la Hoja que se había atribuido a la Formación Las Lavas, igualmente definida por de Zoeten (1988), en de Zoeten y Mann, (1991, 1999) como una formación situada encima de la Fm. Altamira por medio de una discordancia. Como se ha comentado anteriormente (ver discusión en epígrafe 2.1, pag.), a lo largo de este proyecto se ha visto la necesidad de redefinir la estratigrafía y la Formación Las Lavas (originalmente definida con dos miembros: El Limón y La Pocilguita), y se ha considerado equivalente desde el punto de vista litoestratigráfico a la Fm. Altamira, y por tanto, se ha redefinido y ha pasado a formar parte esta unidad, manteniendo la nomenclatura de sus dos miembros donde se han podido caracterizar bien. De esta forma para el sector de Altamira-El Mamey solamente podemos hablar de la Formación Altamira (desaparece el término de Fm. Las Lavas), que mantiene también dos miembros heredados de la Fm.. Altamira original (Ranchete y Cañada Bonita), con lo que, en resumen, quedaría la Formación Altamira dividida en cuatro miembros, que de muro a techo son: Ranchete, Cañada Bonita, El Limón y La Pocilguita.

En la Hoja de El Mamey se han diferenciado y cartografiado tres de los cuatro miembros de la Formación Altamira: Ranchete, Cañada Bonita y La Pocilguita. El mb El Limón no se ha encontrado bien caracterizado, y donde mejor aparece representado es en la Hoja de Esperanza. Cada una de estas unidades litoestratigráficas se describen seguidamente.

2.2.1.1. Formación Altamira. Miembro Ranchete (4). Conglomerados y brechas polimícticas. Eoceno sup. P₂²

Corresponde al miembro basal de la Formación Altamira y es equivalente en su totalidad al mb Ranchete de la Fm. Altamira original de de Zoeten y Mann (1999). Se trata de los primeros materiales que se depositan sobre la discordancia regional que marca el final del evento principal de colisión entre la placa norteamericana y caribeña. Por esta razón se sitúan indistintamente sobre la Fm. Los Hidalgos (3) o sobre las rocas del Complejo de Palma Picada (2) y corresponde básicamente a una unidad conglomerática, con conglomerados y brechas fundamentalmente, que pasan gradualmente hacia arriba hacia lutitas, margas y areniscas que ya corresponden al mb Cañada Bonita de la Fm. Altamira.

En la Hoja de El Mamey existen muy buenos afloramientos de esta unidad, incluyendo la localidad tipo. El mejor corte sin duda alguna es el que se encuentra en la trinchera de la carretera que va desde El Mamey hasta el Cruce de Guayacanes, justo en el Paso de

Guayacanes, donde se observa un corte espectacular, y donde son visibles tanto la discordancia basal, en este caso sobre materiales de la Fm.. Los Hidalgos, como el paso gradual a la unidad suprayacente (Cañada Bonita). Otro punto de interés para la observación de esta unidad es la Loma de la Tachuela, en la parte suroriental de la Hoja, donde se observa muy bien la discordancia basal, que es de tipo angular y erosiva, y hace un pequeño sinclinal que ha permitido la preservación de esta unidad en el núcleo. Sin embargo, el mejor punto de la Hoja para observar la discordancia basal, es al oeste de Ranchete, en el corte del camino que va desde Ranchete hasta el Carril, donde se ve perfectamente las relaciones de discordancia angular y erosiva de los conglomerados de esta unidad sobre las calizas de la Fm. Los Hidalgos.

Otro punto muy interesante de observación del Mb Ranchete de la Fm. Altamira es al norte de Pozo Prieto, en un camino se asciende por la ladera de la Cordillera Septentrional hasta Gurabo, donde se puede apreciar la discordancia angular y erosiva que existe entre por encima de Ranchete, en la base de la Unidad de Gran Mangle, de especial importancia para conocer la evolución estratigráfica de la región, puesto que es el sector más occidental donde aflora la Fm. Altamira.

Se ha levantado una sección estratigráfica en el Alto de Guayacanes, para su caracterización sedimentológica. La sección tiene una potencia de unos 50 m. y comienza con un tramo de brechas angulosas compuestas prácticamente en su totalidad por calizas grises y tufitas muy desorganizadas. Hacia arriba empiezan a aparecer cantos de calizas claras con macroforaminíferos bentónicos, angulosos a subredondeados. Ocasionalmente se ha encontrado restos de fauna somera (moluscos y equinodermos), con signos de retrabajamiento. En la parte media de la sección se encuentran alternancias decimétricas muy bien definidas de niveles con cantos angulosos flotando en una matriz calcárea y brechas más finas con menos matriz y cantos más pequeños, subangulosos. Estas dos facies muestran bases planas y no presentan granoclasificación aparente. La alternancia de estas dos facies así como la variación en el tamaño de grano medio da una alternancia cíclica y una “estratificación” bien patente, característica de esta unidad. En la parte alta de la unidad empiezan a aparecer niveles más finos, con conglomerados de clastos más redondeados, dispuestos en hileras de cantos que alternan con areniscas y lutitas, cada vez en tramos más potentes, hasta pasar gradualmente al miembro superior.

En función de estas características se puede interpretar que esta unidad forma parte del conglomerado (o brecha) de base de una megasecuencia generada a partir de una importante fase tectónica la cual genera unos relieves que rápidamente se denudan. La

fábrica matriz-soportada, y la angularidad de los clastos sugieren un depósito producido por corrientes de alta densidad en un contexto probablemente submarino, con poco transporte, que alternan de manera rítmica en cuanto a su composición y tamaño de grano (dando la impresión de ser sucesivas avalanchas de material). El depósito debió de producirse de manera rápida, debido a la poca madurez textural de los cantos. Se interpreta que el contexto de formación de esta unidad está ligado a irregularidades en la cuenca marina (generadas en la fase tectónica previa) con depósito de material, producido en taludes submarinos, donde llega también material procedente de áreas más someras. Además, el rápido y gradual paso hacia materiales turbidíticos s.str. también evidencia que debieron de ser depósitos producidos en un contexto de una cierta profundidad.

Desde el punto de vista bioestratigráfico no se ha conseguido datar directamente, debido a la dificultad de encontrar material fino intercalado que presente fauna planctónica datable, aunque su posición estratigráfica, entre la Fm. Los Hidalgos (cuya edad más reciente es Eoceno medio) y en contacto gradual con la unidad suprayacente (mb Cañada Bonita, datada como Eoceno superior en su base) permite atribuir el mb Ranchete al Eoceno superior.

2.2.1.2. Formación Altamira. Miembro Cañada Bonita (5). Sucesión rítmica de areniscas (mayoritariamente grauvacas), limonitas y margas arenosas de tonos grises y ocre. a: Conglomerados de cantos subredondeados. Eoceno sup.-Oligoceno. P_2^2 - P_3^1

Por encima de los conglomerados del miembro Ranchete, miembro basal de la Fm. Altamira, y de forma gradual aparece el miembro de Cañada Bonita, compuesto por una alternancia de areniscas gradadas, lutitas y margas, con algunos niveles potentes de conglomerados y brechas que pueden llegar a alcanzar grandes potencias, del orden de varios cientos de metros (2500 m, según de Zoeten y Mann, 1999). Corresponde al miembro Cañada Bonita de la Fm. Altamira original de estos autores, y constituye la facies más representada cartográficamente de la Fm. Altamira.

Existen buenos afloramientos de esta unidad sobre todo en las cercanías de El Mamey, tanto en la carretera que va de El Mamey hacia Guanatico, donde se observan secciones parciales en diversas canteras y en los propios taludes de la carretera, como en el tramo desde El Mamey hasta el Alto de Guayacanes. También en el camino que va desde Marmolejos hasta Los Mangos. Igualmente, los ríos Unijica y Marmolejos ofrecen buenas secciones estratigráficas, aunque los mejores cortes de la unidad se localizan al este de la Hoja de El Mamey, en las Hojas de Imbert y Esperanza, sobre todo.

Lo más característico de esta unidad es la buena organización que se produce por la alternancia de niveles centimétricos de areniscas con laminaciones paralelas y cruzadas, con niveles de lutitas o margas, que producen una ritmicidad típica. En ocasiones los tramos de areniscas pueden llegar a ser importantes, constituyendo niveles de potencia decimétrica o métrica incluso. También, en determinados momentos de la sucesión estratigráfica se pueden llegar a observar fenómenos de redepósito, con cantos o brechas inmesas en una matriz lutítica que muestra signos de haber sufrido procesos de inestabilidad sedimentaria (*slumping*). En ocasiones también incluyen algunos olistolitos (bloques de calizas con facies de plataforma somera, de orden decamétrico), como los observados en el Río Marmolejos.

De Zoeten y Mann (1999) realizan un estudio sedimentológico muy detallado en esta unidad, con levantamiento de sucesiones estratigráficas y un exhaustivo análisis de facies, pero sobre todo en la región desde Guanatico a Altamira, en la Hoja de Imbert. También ofrecen datos de paleocorrientes, que coinciden con los observados por los autores de las hojas y datos de carácter petrográfico que les llevan a obtener algunas conclusiones paleogeográficas. En este sentido, estos autores ya definen que la sedimentación de la Formación Altamira tuvo lugar en una cuenca alargada, paralela al sistema de fallas de salto en dirección de orientación ONO, con relleno de sedimentación de tipo turbidítico submarino con otros tipos de depósitos en masa intercalados. Además, a partir de un buen número de paleocorrientes indican que los flujos turbidíticos tienen una dirección hacia el sureste, hecho que explica la desaparición hacia el noroeste de la Formación Altamira bajo la Unidad de Gran Mangle.

De manera general, a pesar de que la unidad es bastante monótona en cuanto a su expresión de campo y tiene una gran extensión cartográfica, debido a que corresponde a una sucesión muy potente, aunque variable, de varios miles de metros, presenta una cierta heterogeneidad de facies, que se presentan de forma cíclica. El gran espesor de esta unidad, y la tectónica presente, no ha permitido establecer relaciones secuenciales verticales, aunque el paso hacia la siguiente unidad parece responder a un aumento de carbonatos, registrándose intercalaciones de niveles calcareníticos en forma de megacapas. Desde el punto de vista de las facies, se han podido reconocer diferentes tipos de facies turbidíticas en las areniscas y en los conglomerados, desde facies de alternancia fina de areniscas gradadas y margas grises, la más típica de esta unidad, hasta tramos de areniscas dm a m, con niveles de conglomerados que en ocasiones alcanzan las decenas de metros de espesor (a). También en esta unidad se reconocen tramos con gran deformación sinsedimentaria, con *slumps*, brechas intraformacionales y olistolitos de

calizas de plataforma. Dentro de las facies de areniscas y lutitas, es resaltable la gran ritmicidad entre las dos litologías, produciendo una estratificación bien definida. El contenido fósil es escaso, aunque se han reconocido bivalvos y restos de materia orgánica en las areniscas y esporádicamente se observan niveles centimétricos, muy espaciados de calcilutitas grises muy cementadas. En los niveles conglomeráticos también existe una gran variabilidad de facies, pero generalmente suelen ser depósitos poco organizados, con clastos redondeados flotando en una matriz arenoso-microconglomerática, con una gran abundancia de cantos blandos que superan el metro de diámetro y con fragmentos de corales.

La asociación de facies y las características de las mismas permiten interpretar esta unidad como una unidad depositada en un contexto turbidítico, donde aparecen representados prácticamente todos los subambientes y donde se reflejan diversos tipos de procesos de depósito. Sin embargo, en esta unidad predominan las facies turbidíticas depositadas en contextos profundos (*deep-marine turbiditic deposits*), en sentido amplio. Dominan, por tanto el depósito de corrientes de turbidez de baja densidad, con secuencias de Bouma parciales, entre sedimento pelágico, donde esporádicamente llegan flujos muy densos (*slope-apron*) o debris flow, producidos por desestabilizaciones en el talud, o por entrada de material en cañones submarinos. También se han reconocido en menor proporción, turbiditas de alta densidad (*high-concentration turbiditic currents*), que corresponden a niveles de arenas potentes. En este sentido, coincidimos con las interpretaciones aportadas por de Zoeten y Mann (1999) sobre la interpretación sedimentaria de la Fm. Altamira, en este caso en las facies del mb Cañada Bonita.

Por último, solamente decir que hacia la parte central de la Hoja de El Mamey, la Fm. Altamira desaparece y es truncada por una nueva sucesión turbidítica más reciente (la unidad de Gran Mangle), no volviendo a encontrarse hacia el este del meridiano de Pozo Prieto aprox. Precisamente al norte de esta población se puede observar un punto en el cual la unidad de Gran Mangle se dispone por encima de los mb Ranchete y Cañada Bonita de la Fm. Altamira por medio de una discordancia angular.

Desde el punto de vista bioestratigráfico no se han obtenido buenas dataciones de esta unidad debido al carácter siliciclástico de las facies, a pesar de la abundancia de facies finas (lutitas o margas). Una muestra en la base de la formación, justo en los primeros niveles lutíticos por encima del mb Ranchete (4) ha dado una edad Eoceno (Rotalidos, Radiolarios, Cassidulinidos (*Cassidulina? sp.*), Globigerinidos (*Globigerina? sp.*, *Acarinina? sp.*), sin mas precisiones, mientras que como veremos posteriormente, la unidad superior

(mb Pocilguita) tiene una edad que comprende desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior, por tanto se le asigna al mb Cañada Bonita una edad Eoceno superior-Oligoceno superior.

2.2.1.3. Unidad de Altamira. Miembro La Pocilguita (6). Sucesión rítmica de areniscas ocre, margas de tonos claros, calcarenitas y brechas calcáreas. Oligoceno sup.-Mioceno inf. P_3^1 - N_1^1

Por encima de la Unidad de Cañada Bonita, con relaciones difíciles de observar, pero probablemente con relaciones erosivas, se encuentra una serie de brechas, calcirruditas y calcarenitas (El Limón), que alternan con niveles de areniscas y lutitas (Pocilguita). Anteriormente, las unidades de El Limón y Pocilguita constituían los dos miembros de la Fm Las Lavas (de Zoeten y Mann, 1999) con una potencia de 260 y 1300 m respectivamente. Sin embargo, en nuestra opinión, desde el punto de vista litoestratigráfico, por facies y por datos cartográficos, la Fm Las Lavas es equivalente a la Fm Altamira, y por tanto, se ha incluido dentro de la Fm Altamira.

En la Hoja de El Mamey la deformación producida por la zona de falla de Camú impide ver las relaciones estratigráficas entre el mb Cañada Bonita y los miembros suprayacentes (mb El Limón y mb La Pocilguita), puesto que actualmente los contactos son tectónicos. Por esta razón, el mb El Limón no se ha cartografiado en la Hoja de El Mamey, estando directamente en contacto el mb La Pocilguita con el mb Cañada Bonita.

Las diferencias desde el punto de vista litoestratigráfico entre esta unidad y el mb Cañada Bonita (5) es la aparición, dentro de una alternancia de areniscas laminadas y lutitas grises similares a Cañada Bonita, de niveles calcareníticos, muchos de los cuales corresponden a megacapas de orden métrico. Este hecho es característico de este miembro de la Fm Altamira y permite diferenciarlo en el campo como una unidad cartográfica con entidad propia.

Como se ha referido anteriormente, debido a la alta deformación, esta unidad aparece muy discontinua, aflorando en la zona de falla de Camú, formando grandes “peces” limitados por fallas, por lo que es difícil obtener una sucesión continua debido a la gran cantidad de pliegues y zonas de cizalla que existen en esta zona de falla. No obstante se pueden hacer observaciones puntuales sobre esta unidad en los afloramientos del Río Unijica y Río Marmolejos, en la parte oriental de la Hoja, donde se pueden seguir algunos metros la sucesión estratigráfica, frecuentemente en posición invertida, deducida de la polaridad de las megacapas. En el centro de la Hoja se encuentra el afloramiento con mas extensión cartográfica de esta unidad en la Hoja, con una morfología de huso limitado por zonas de

cillaza y con una gran deformación en su interior. Es cortado por el Río Gualate hasta la localidad de Comedero, a lo largo del cual se pueden realizar muy buenas observaciones puntuales de las facies, pero sobre todo de estructuras de deformación, estando prácticamente todo el afloramiento dentro de la zona de cizalla de Camú.

Desde el punto de vista sedimentario, los niveles de brechas y calcarenitas corresponden a "megacapas" métricas a decamétricas, que comienzan con tramos métricos con frecuentes clastos redondeados inmersos en una matriz arenoso-microconglomerática, y que también albergan retazos decamétricos de series, cantos blandos y olistolitos de calizas de plataforma, que culmina con calcarenitas muy ricas en macroforaminíferos bentónicos orientados (lepidociclynas). Las megacapas forman secuencias grano y estratodecrecientes. Existen varias de estas megacapas superpuestas, con diferente desarrollo, algunas de ellas truncadas y amalgamadas, con desarrollos distintos de alguna de sus facies. El conjunto puede tener un espesor de 100-150 metros y varía mucho localmente. Estas facies podrían corresponder al miembro El Limón, aunque en la Hoja de El Mamey no se ha podido diferenciar y se han incluido en el mb La Pocilguita, donde también son frecuentes. Entre las megacapas calcareníticas se encuentran tramos métricos de alternancias de areniscas y lutitas bien organizados, similares a los presentes en el mb Cañada Bonita.

Esta unidad forma parte de la misma cuenca turbidítica que el Mb Cañada Bonita por lo que la interpretación sedimentaria es equivalente. Sin embargo se puede ver un momento de mayor actividad en el depósito, posiblemente condicionada por un aumento de la actividad tectónica que genera inestabilidades generalizadas en la cuenca, produciéndose taludes de falla que causa depósitos en masa en la cuenca turbidítica (posiblemente genere depósitos en un contexto de *slope-apron* de base de talud). El hecho de que existan materiales de la propia cuenca implicados (cantos blandos, conglomerados previos) apoya una la existencia de taludes fallados, que permitirían que los materiales previamente depositados y litificados se vuelvan a redepositar, formando las megacapas calcareníticas típicas de esta unidad. Por otro lado, la mayor proporción de carbonatos (calcirruditas y calcarenitas) es un hecho generalizado en esta unidad frente al mb Cañada Bonita, y debe de corresponder, en parte, al aumento de macroforaminíferos bentónicos (principales constituyentes carbonatados), a la vez que puede interpretarse regionalmente una somerización del medio.

En cuanto a la edad de la unidad, el muestreo ha resultado más favorable que en el mb Cañada Bonita, obteniéndose la siguientes asociaciones de foraminíferos planctónicos:

Globigerina af. gortanii (Borsetti), *Globigerina af. angulisuturalis* Bolli, *Globigerina af. tripartita* Koch, *Globorotalia af. gr. opima* Bolli, *Globigerina sp.* del Oligoceno, y: *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Globigerina af. praebuloides* Blow, *Globorotalia af. gr. opima* Bolli, que caracteriza también el Mioceno inferior. Por tanto, la unidad se puede situar entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

2.2.2. Eoceno sup.-Mioceno inf. (bloque de Puerto Plata)

En el sector septentrional de la Cordillera Septentrional (sector de Imbert-Puerto Plata, bloque de Puerto Plata), se han reconocido unas unidades equivalentes a las descritas anteriormente para el sector meridional (sector de Altamira-Imbert, bloque de Altamira), pero con unas características litológicas diferentes, que permiten su diferenciación cartográfica. De esta forma, se ha caracterizado la Fm. Luperón, unidad previamente descrita por Nagle (1966), que aflora sobre todo en las cercanías de la localidad de Luperón e Imbert (Hojas de Luperón e Imbert), que mantiene unos rasgos litoestratigráficos propios. Por otro lado, entre los afloramientos de la Fm. Luperón y los correspondientes a la Fm. Altamira, ambos separados por la zona de falla de Camú, se han identificado unos materiales que tienen características litoestratigráficas de ambas unidades, y que por tanto, sería una unidad de transición litológica entre la Fm. Luperón y la Fm. Altamira. Actualmente, esta nueva unidad se encuentra aflorando en la propia zona de falla de Camú, con lo que aparece muy deformada. Esta unidad no se había reconocido anteriormente, y se ha denominado Unidad de Agua Clara.

2.2.2.1. Unidad de Agua Clara (7). Sucesión rítmica de areniscas ocre y margas de tonos claros, con frecuentes intercalaciones de microconglomerados y areniscas de grano grueso con cemento carbonatado. Eoceno sup.-Mioceno inf. P₂²-N₁¹

Esta unidad es una unidad de nueva definición en este proyecto. Su mayor extensión cartográfica se produce en la Hoja de El Mamey, aunque se extiende también por la parte occidental de la Hoja de Imbert. Anteriormente, esta unidad se ha incluido erróneamente formando parte de la Fm. Las Lavas (de Zoeten y Mann, 1999). Sin embargo, la cartografía precisa y la distinción de una serie de características litológicas han permitido la diferenciación de esta unidad, que mantiene rasgos sedimentarios, de organización estratigráfica, y de edad similares a la Fm. Altamira, con la cual limita por el sur, y a la Fm. Luperón, por el norte. Todos los contactos de la unidad de Agua Clara con estas unidades son tectónicos, debido a que se encuentra situada en la zona de falla de Camú y no se han podido observar las relaciones originales entre estas tres unidades, aspecto que

apoya la hipótesis de que correspondan a tres unidades que se relacionan lateralmente y que forman parte del relleno de subcuencas turbidíticas anexas.

La unidad de Agua Clara está constituida por una sucesión rítmica de areniscas ocre y margas claras, con frecuentes intercalaciones de areniscas oscuras, carbonatadas y esporádicos niveles de microconglomerados. También son visibles paquetes de calcarenitas bioclásticas, de orden decimétrico con abundantes lepidocyclinas. Como se ha referido anteriormente, el hecho de que esta unidad esté actualmente en el seno de la zona de falla de Camú, ha impedido que se pueda levantar alguna serie estratigráfica, si bien las características expuestas anteriormente han permitido su diferenciación cartográfica del resto de las unidades equivalentes.

Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en el sector de Agua Clara, en la parte oriental de la Hoja de El Mamey, una donde de difícil acceso puesto que no existen caminos ni ninguna población estable cercana. En la misma región, a lo largo del Arroyo Hicotea, afluente del Río Unijica, se pueden observar las características estratigráficas y sedimentarias de esta unidad, aunque siempre con un cierto grado de alteración. También se pueden observar buenos cortes en la carretera de El Mamey a Villa Isabela, en especial de las facies de microconglomerados y de las facies calcareníticas, al igual que en el camino que va hacia Gualete y en el propio Río Gualete. Otra zona interesante es la región al noroeste de Enegadizo, donde a pesar de la deformación se ha encontrado uno de los pocos puntos donde se puede ver la unidad superior (Unidad de La Jaiba) que se dispone de forma discordante.

Las características litológicas permiten pensar que la unidad de Agua Clara se ha depositado en contextos marinos con depósitos de materiales turbidíticos que evolucionan a medios más de plataforma hacia la parte superior de la sucesión. Las alternancias de lutitas con areniscas laminadas pueden corresponder a facies de lóbulos turbidíticos producidos por un abanico submarino, mientras de las areniscas y microconglomerados, así como las calcarenitas, evidencian medios marinos más someros, posiblemente en conexión con plataformas carbonatadas.

Los datos de edades obtenidos están basados en las siguientes asociaciones de foraminíferos planctónicos: *Globotruncana* sp., *Globigerinatheka?* Sp., *Globorotalia* (*Turborotalia*) sp., que dataría un Eoceno con posible resedimentación del Cretácico Superior, y: *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides* af. *ruber* (d'Orb.), *Globoquadrina altispira* Cushman y Jarvis, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins),

Globigerinoides bisphericus Todd, *Globigerina* sp., *Globigerinoides* af. *inmaturus* Le Roy, que caracteriza muy bien el intervalo Aquitaniense sup-Burdigaliense inf. (Mioceno inferior). Por tanto, esta unidad se depositó entre el Eoceno superior y el Mioceno inferior, y es correlacionable con la Fm. Altamira y con la Fm. Luperion, como se verá seguidamente.

2.2.2.2. Fm. Luperón (8). Alternancia rítmica de areniscas micáceas de tonos gris a verde oscuro, típicamente deleznable, y margas claras. Eoceno sup.-Mioceno inf. $P_2^2-N_1^1$

Esta unidad fue definida por Nagle (1966) para definir una secuencia de rocas formada por un kilómetro de potencia de una alternancia de “arcillas tufáceas poco maduras, carbonatadas de color naranja, areniscas calcáreas y calizas bioclásticas, con conglomerados en la base”. Posteriormente, Eberle et al. (1980) y Pindell y Draper (1991), observan también yeso en el seno de la Fm. Luperón, así como también la presencia de micas en las areniscas, características ambas que les llevan a caracterizar esta formación y a distinguirla de la Fm. Altamira, contemporánea en edad.

Nagle (1966) define como Fm. Luperón los materiales que afloran al este de Luperón, que en este proyecto se han asignado a una nueva unidad (Unidad de La Jaiba), descrita posteriormente. No obstante, las descripciones y la cartografía presentada por Pindell y Draper (1991) también incluyen la unidad que nosotros hemos considerado como Fm. Luperón, diferente de la Unidad de la Jaiba, y por esta razón, la seguimos denominando como Fm. Luperón.

Desde el punto de vista litológico la unidad consiste en términos generales, en una alternancia de areniscas, laminadas, de tonos claros, verdosos, con gran cantidad de materia orgánica, que alternan con margas claras dando un aspecto rítmico característico. La base de la formación no se ha observado con claridad, mientras que por datos regionales se sabe que la unidad puede presentar variaciones de facies laterales de este a oeste, desde la región de Puerto Plata (Hoja de Puerto Plata) hasta Villa Isabela, en la Hoja de El Mamey.

En la Hoja de El Mamey la representación de la Fm. Luperón es bastante escasa, reduciéndose a pequeños afloramientos en las cercanías de Villa Isabela y en Los Conucos Adentro (sector de la Loma Atravesada), que sin embargo, presentan las características típicas de la formación. El mejor afloramiento, por tanto, se sitúa en las cercanías de Villa Isabela, por debajo del depósito de agua que abastece la localidad, donde se pueden ver perfectamente la alternancia rítmica de areniscas, muy deleznable, de espesor centimétrico, con margas, frecuentemente con relación 2/1 (arenisca/marga).

En función de los datos regionales, y a partir del informe sedimentológico realizado, la interpretación de esta unidad en su conjunto responde a una sedimentación marina, pelágica en un ambiente turbidítico clásico (*flyschoides*) en la base y parte media de la formación, con formación de turbiditas de baja densidad, colonizadas por organismos bioturbadores, entre sedimentación pelágica. En la parte media de la sección del Río Los Mameyes (Hoja de Puerto Plata) se han observado grandes paquetes de areniscas, que configuran un “*sand-rich deep-water system*”, formado por turbiditas arenosas de alta densidad (*high-density gravity flows*), que en este caso, al no observarse relaciones laterales, parecen configurar lóbulos turbidíticos arenosos tabulares (*tabular sand-rich turbiditic lobes*) y canales amalgamados. Hacia la parte más alta de la formación se pueden interpretar medios de transición a medios deltaicos distales (*mixed sedimentary environments*, *sensu* Mutti et al., 2003), donde existiría un importante sistema de aportes siliciclásticos a la cuenca, producidos por las propias corrientes densas procedentes del delta, que en este caso, podría tratarse de un delta dominado por flujos densos de inundaciones (*flood dominated delta*). Por tanto, la evolución vertical de la Fm Luperón es claramente una megasecuencia somerizante a techo, como lo demuestran también las asociaciones de trazas fósiles reconocidas para cada parte de la sección.

La edad de la unidad, al igual que sus series equivalentes, es Eoceno superior-Mioceno inferior, aunque en la Hoja de El Mamey no se han obtenido dataciones satisfactorias. El techo se ha datado como Burdigaliense en la Hoja de Imbert (Hernández-Huerta, 2010), mientras que el Eoceno superior y el Oligoceno está representado también en las Hojas de Imbert, Luperón y Puerto Plata.

2.3. Mioceno inferior-Mioceno medio

Constituye las unidades depositadas por encima de las series de afinidad turbidítica desarrolladas hasta el Mioceno inferior, y en este sector de la Cordillera Septentrional comprende básicamente dos unidades litoestratigráficas: la unidad de La Jaiba (de nueva definición) y la unidad de Gran Mangle (redefinida de Calais et al., 1992). En la base de ambas unidades se reconoce una discordancia que pone en contacto estas unidades con otras más antiguas. Este hecho supone la existencia de una fase de deformación al final del Mioceno inferior que prácticamente acaba con las cuencas turbidíticas precedentes o produce su migración lateral. Como se verá posteriormente, los materiales conglomeráticos de la Unidad de la Jaiba evidencian una regresión forzada con la instalación de sistemas deltaicos y fluviales que hacia los sectores occidentales evolucionan hacia unidades nuevamente turbidíticas (unidad de Gran Mangle). Por otro lado, la unidad de Gran

Mangle, que aflora en el sector más occidental de la Cordillera Septentrional se encuentra discordante sobre materiales de la Fm. Altamira y la Fm. Los Hidalgos en su extremo oriental (Hoja de El Mamey), mientras que hacia el oeste se encuentra sobre los materiales del Complejo de El Cacheal o sobre unas calizas de plataforma que se instalan directamente sobre este complejo (Calizas de Buen Hombre), ya en la Hoja de Cacao-Buen Hombre.

2.3.1. Las sucesiones fluvio-deltaicas y turbidíticas del Mioceno medio

En los trabajos previos no se ha reconocido bien este ciclo desarrollado en el Mioceno medio, debido principalmente a que no se habían identificado los materiales conglomeráticos que constituyen la unidad de La Jaiba, pese a su gran extensión cartográfica presente en las Hojas de El Mamey y Luperón. Calais et al., (1992) reconocen dos fases tectónicas en el sector más occidental de la Cordillera Septentrional, en el Aquitaniense-Burdigaliense y en el Langhiense-Serravaliense, aunque no ofrecen datos precisos sobre la interpretación de estas dos fases. En cualquier caso, sería la primera de ellas (Aquitaniense-Burdigaliense) la que sería equivalente a la definida en este apartado. En este sentido, de Zoeten y Mann (1999) también hablan de un evento de levantamiento generalizado de la Cordillera Septentrional en el Mioceno medio, aunque no encuentran la correlación con las unidades litoestratigráficas que resultarían de ese levantamiento e interpretan que el depósito de la Fm. Villa Trina, discordante sobre las unidades turbidíticas, sería indicativo de esta fase tectónica.

En el desarrollo de este proyecto, como se ha referido en el apartado anterior, se ha podido reconocer al final del Mioceno inferior (probablemente en el Burdigaliense) una fase tectónica, que produce principalmente una elevación generalizada de toda la Cordillera Septentrional, produciendo relieves nuevos y generando regresiones forzadas que afectan a las cuencas sedimentarias que prácticamente hasta ese momento se estaban rellenando de materiales con características de depósito en plataformas externas o cuencas pelágicas (Fm. Altamira, Fm. La Toca, Fm. Luperón y ud. de Agua Clara). Esta reactivación tectónica parece que se encuentra ligada al funcionamiento de determinados *restraining bends*, dentro del sistema transpresivo izquierdo general, que produce la creación de relieves y consecuentemente también la elevación relativa del sustrato de las cuencas, que posteriormente son rellenadas por materiales fluvio-deltaicos con gran cantidad de materiales conglomeráticos procedentes de la denudación de estas nuevas áreas. A partir de la geometría de las cuencas sedimentarias fluvio-deltaicas del Mioceno medio, la génesis de estas cuencas parece responder a la generación de flores negativas (cuencas

afines a pull-apart) muy subsidentes, que pueden albergar incluso hasta 500 m. de conglomerados y arenas con características fluviales o deltaicas (cuencas de La Jaiba y La Ballena). Lateralmente, hacia el este, estos materiales encuentran sus equivalentes en la Fm. La Piragua, una unidad fluvial discordante sobre el Complejo de Río San Juan, que evidencia esta fase de elevación del macizo de rocas de alta presión de Río San Juan.

Sin embargo, hacia el sector más occidental, a partir del meridiano de Las Cayas (Hoja de El Mamey), aparece la unidad de Gran Mangle, que correspondería a un equivalente lateral hacia el oeste de la unidad de La Jaiba. Las características sedimentarias de la unidad de Gran Mangle permiten interpretarla como una unidad de afinidad turbidítica, si bien la base de la unidad es un tramo conglomerático que tiene prácticamente continuidad cartográfica con la unidad de La Jaiba (sector de Tiburcio, Hoja de El Mamey). Este hecho permite suponer, junto con los datos bioestratigráficos obtenidos, la equivalencia lateral de ambas unidades y además, permite reconocer la migración lateral de los surcos turbidíticos, en este caso instalados durante esta etapa hacia el oeste (desde Punta Rusia hasta Montecristi).

2.3.1.1. Unidad de La Jaiba (9). Conglomerados masivos, con intercalaciones de arenas volcánicas deleznales con frecuentes restos de plantas. Mioceno medio. N_1^{1-2}

Esta unidad es una unidad de nueva definición en la zona, y nunca antes había sido descrita. Se sitúa fundamentalmente por encima de la Formación Luperón y la unidad de Agua Clara. No obstante, en algunos sectores (Hoja de Puerto Plata) parece depositarse sobre materiales de la Fm. La Toca, un hecho de especial interés para la evolución geológica de la Cordillera Septentrional. El contacto inferior corresponde a una discordancia o una disconformidad, puesto que, de manera clara, solamente se ha observado en dos puntos (La Jaiba-Anegadizos, Hoja de El Mamey y Río Bajabonico, Hoja de Imbert) y no existen relaciones geométricas de angularidad.

La localidad tipo se encuentra en La Jaiba, Hoja de El Mamey, y se compone de una sucesión de conglomerados, muy redondeados, fundamentalmente matriz-soportados, con clastos que proceden fundamentalmente del Complejo de Puerto Plata, aunque no se descarta la inclusión también de rocas de otros complejos afines al Complejo de Palma Picada. Eventualmente muestran estratificaciones cruzadas y rellenos de canales, y el espesor puede llegar a ser de varios centenares de metros (<500 m). Alternan con areniscas muy deleznales, en bancos decimétricos a métricos, con gran abundancia de restos de plantas y clastos de orden centimétrico dispersos. También se han encontrado en menor proporción clastos de calizas del Oligoceno-Mioceno inferior y restos de corales.

Eventualmente se distinguen niveles más lutíticos, también con un alto contenido de flora fósil.

En todo el sector de La Jaiba se pueden encontrar buenos afloramientos de esta unidad, principalmente al norte del pueblo, y a lo largo del camino que va desde La Jaiba hacia Estero Hondo. También existen buenos cortes en la zona de Gran Diablo, en el camino de Gualete a Villa Isabela, pasando la zona conocida como Anegadizos. Por otro lado, en el sector norte de la Hoja, en las cercanías de Rancho Manuel se pueden observar afloramientos de esta unidad con representación de facies arenosas. Debido a que son materiales muy utilizados desde el punto de vista de árido para caminos, existen gran cantidad de canteras en la región, que ofrecen buenas posibilidades de observación. La más importante de ellas se sitúa en las cercanías de Tiburcio, y se puede acceder a ella desde el camino que comunica Tiburcio con Punta Rusia. Esta cantera es de especial importancia debido a que se sitúa en el extremo más occidental de la unidad, en relación con materiales de la unidad de Gran Mangle.

Desde el punto de vista sedimentario, se han podido observar diversas secuencias sedimentarias, que comienzan con conglomerados polimícticos, heterométricos, con cantos de tamaño medio *cobble*, redondeados o subredondeados, con matriz arenosa o microconglomerática, frecuentes cantos blandos de lutitas claras (azoicas) y restos dispersos de corales. Por encima de los niveles conglomeráticos, que pueden tener unos pocos metros de potencia, se observan arenas gruesas a medias, con escasas estructuras sedimentarias (laminación horizontal de *high flow regime*) y excepcionalmente estratificación cruzada planar. Por encima de las arenas, que pueden tener 1-2 m de potencia, se desarrollan niveles de lutitas claras, laminadas, poco potentes (centimétricas), con frecuentes restos de vegetales.

Localmente se pueden encontrar, junto a los conglomerados, importantes espesores de arenas medias-gruesas a gravas finas, con clastos cm. esporádicos, cantos blandos y restos carbonosos. Además, se pueden ver geometrías canaliformes, erosivas, que forman los canales arenosos, en algunos casos con más de 2 metros de incisión y un relleno de cantos blandos procedentes de niveles de lutitas pertenecientes a secuencias inferiores, a las cuales erosiona. La organización de las facies suele mostrar secuencias *thining* y *fining upward*, a todas las escalas.

Un hecho destacable en toda esta unidad es es la existencia de sistemas de fallas normales, que en el sector de la Jaiba suelen tener direcciones N40-N60E, con sistemas

conjugados, que evidencian un control tectónico importante sobre la subsidencia de estas cuencas.

Con todos estos datos, además de los observados en las hojas vecinas de Imbert y Luperón, las facies de la Unidad de la Jaiba parecen corresponder claramente a sistemas deltaicos, instalados sobre la cuenca o plataforma externa de la Fm Luperón o de las unidades turbidíticas equivalentes. La disconformidad entre La Jaiba y la Fm Luperón, se interpreta que se ha producido debido a una reactivación tectónica del relieve que además, produce una regresión forzada, favoreciendo la instalación de sistemas deltaicos sobre facies más distales previamente depositadas. La propia tectónica controla, además la generación de cuencas, creando "flores negativas", con zonas muy subsidentes donde se acumula gran cantidad de material detrítico procedente de sistemas fluviales que, además, erosionan rápidamente el relieve creado. La existencia de corales y otras faunas marinas someras, indican que el depósito se pudo producir en medios marinos someros (llanura deltaica con canales). Las secuencias positivas reconocidas, por otro lado, obedecen a patrones de subsidencia rápida, donde a pesar de instalarse sistemas con gran capacidad de transporte y depósito (sistemas deltaicos), no se llega a producir la colmatación instantánea de la cuenca por dispositivos de progradación, pudiendo identificarse grandes espesores de materiales depositados aproximadamente en las mismas condiciones de batimetría. La subsidencia es patente debido al gran número de fallas normales que se observan afectando a los materiales de esta unidad, especialmente bien desarrolladas en la zona de La Jaiba (Hoja de El Mamey) y en el Cerro del Burro (Hoja de Imbert). Como hipótesis de trabajo, se puede tratar de comparar estos sistemas arenoso-conglomeráticos con sistemas deltaicos de abanicos aluviales y de deltas fluviales dominados por avenidas en cuencas tectónicamente activas. En estas cuencas los sistemas fluviales son muy inmaduros, con cuencas de recepción relativamente elevadas, zonas de transferencia cortas y de alto gradiente, con zonas deposicionales marinas donde el transporte y la sedimentación están dominados por flujos hiperpícnicos, es decir, flujos con una densidad superior al agua marina. Estas son condiciones que se cumplen para esta región, a lo que hay que añadir la importancia de los procesos de avenidas fluviales debido a sus particulares características climáticas, fundamentalmente a la existencia periódica de ciclones.

En cuanto a la edad de la unidad solamente se ha podido obtener por datos indirectos debido a que las escasas facies finas de la unidad, intercaladas entre las facies conglomeráticas y arenosas han resultado ser azoicas. En este sentido, se ha obtenido la siguiente asociación en un canto blando incluido en la unidad: *Globigerina sp.*, *Globorotalia*

sp., *Globigerinoides sp.*, *Bulimina sp.*, *Nonion sp.*, *Fursenkoina sp.*, *Bolivina sp.*, que es indicativa de un Mioceno en sentido general. Además, en la Hoja de Imbert se ha caracterizado la parte alta del Mioceno inferior en el base de la unidad (Hernández-Huerta, 2010) y en la Hoja de Luperón se ha datado un clasto perteneciente al Mioceno Inferior. Por tanto, junto con los datos bioestratigráficos de los materiales situados por encima y por debajo, se puede atribuir una edad de Mioceno Inferior (parte alta)- Mioceno Medio a la unidad de La Jaiba, sin más precisiones.

2.3.1.2. Unidad Gran Mangle (10). Sucesión rítmica de margas blancas y areniscas de tonos ocres, con niveles de calizas arenosas turbidíticas laminadas de grano fino. Mioceno medio-sup. N_1^{1-3}

La Unidad de Gran Mangle ocupa prácticamente el sector más occidental de las formaciones pre-mioceno superior en la Cordillera Septentrional. Aparece en la mitad oeste de la Hoja de El Mamey, discordante sobre la Formación Los Hidalgos y la Formación Altamira y se extiende hacia las hojas de Villa Vásquez y Buen Hombre, donde aparece discordante sobre la serie de El Cacheal. En la parte norte de la Hoja de El Mamey aparece relacionada lateralmente y por encima de la Unidad de la Jaiba. Sobre la Unidad de Gran Mangle se encuentra la Fm Villa Trina o diferentes materiales del Cuaternario.

Esta unidad fue originalmente definida por Calais et al. (1992) en el área de Buen Hombre (playa de Gran Mangle), e incluye parte de los materiales mal atribuidos anteriormente a la Fm Las Lavas por de Zoeten y Mann (1999) en las Hojas de El Mamey, Villa Vásquez y Buen Hombre y por Bernárdez (2004) en la Hoja de Monte Cristi.

En la Hoja de El Mamey esta formación ocupa gran parte de la mitad occidental, con muy buenos afloramientos que permiten obtener muchos datos acerca de las características de la unidad. En concreto, los mejores cortes de la unidad, por accesibilidad y afloramiento se pueden observar en la propia trinchera de la carretera de Villa Elisa a Punta Rusia, a partir de Agua de Palma hasta el Papayo. Después, también se pueden realizar algunas observaciones en el tramo de Tiburcio a Punta Rusia. Por otro lado, existen buenos cortes en la propia Cordillera Septentrional, en el camino de sube desde Agua de Luis hasta el firme que conduce a Solimán.

Desde el punto de vista litológico la unidad se compone de una alternancia de margas y areniscas calcáreas, en menor proporción siliciclásticas, que muestran una buena organización. Los tonos de las margas varían entre ocres y blancos y dan un aspecto característico a la unidad. Hacia arriba en la serie y hacia el oeste van predominando

megacapas calcáreas de orden métrico, compuestas por una base conglomerática, erosiva, con clastos fundamentalmente volcánicos, procedentes del Complejo de El Cacheal, que terminan en calcarenitas laminadas, en secuencias estrato y granodecipientes, muy bien expuestas en la costa de Gran Mangle a Buen Hombre. En particular, la unidad muestra una alternancia de margas ocres bioturbadas (*Planolites*) y areniscas siliciclásticas laminadas (laminación paralela y cruzada) en niveles centimétricos, con algunos niveles de composición carbonatada más potentes, mostrando secuencias de Bouma parciales, que presentan trazas de *Paleodyction* en el muro. Entre estas facies se intercanan megacapas carbonatadas de orden métrico, características, que comienzan con un tramo de brechas calcáreas, incluyendo restos de corales y terminan con niveles calcareníticos con laminación paralela y cruzada a techo.

Todas las características de esta unidad indican que se ha depositado en una cuenca turbidítica, en la parte baja y media de la unidad, en condiciones de cierta distalidad y con el depósito de turbiditas de baja densidad, en ocasiones, con alto contenido carbonatado. La sedimentación autóctona es bastante frecuente, con intervalos de margas que superan ampliamente la proporción de areniscas. Hacia el oeste y hacia arriba en la serie empieza a observarse una menor abundancia de tramos margosos, y aumentan las areniscas, junto con megacapas ligadas a la actuación de sucesivas corrientes de turbidez de alta densidad con material predominantemente vulcanoclástico, observándose una tendencia grano y estratocreciente global en la unidad. Probablemente, en la zona de Buen Hombre, la cercanía al basamento y el ser la primera unidad depositada sobre este sustrato provoca que en este sector, el contenido clástico de la unidad sea mayor.

Desde el punto de vista bioestratigráfico se tiene un buen control de la edad, que oscila entre el Mioceno inferior, en las cercanías de la base, y con probable fauna re trabajada, y el Mioceno superior cerca del techo. También se tienen algunas dataciones del Mioceno medio que aseguran esta edad a grandes rasgos para la unidad. Las asociaciones de foraminíferos son las siguientes: *Globigerinoides sp.*, *Globorotalia sp.*, *Globigerina sp.*, *Nodosaria sp.*, *Bolivina sp.*, y: *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina? universalis* d'Orb., *Globigerinoides af. conglobatus* (Brady), *Globigerina sp.*, *Orbulina? suturalis* (Bronnimann).

2.4. Mioceno superior-Plioceno

Durante el Mioceno superior y el Plioceno inferior tiene lugar un nuevo ciclo sedimentario, marcado por una discontinuidad, que en la Cordillera Septentrional se desarrolla en la base de la Fm. Villa Trina o la Fm. Los Haitises, mientras que en la Cuenca del Cibao se situa entre la Fm. Cercado (mb calizas de las Auyamas) y la Fm. Gurabo. Este ciclo

sedimentario muestra una megasecuencia regresiva a partir de una transgresión generalizada, si bien debido a la existencia de paleorrelieves previos, la paleogeografía podía llegar a ser bastante compleja, sobre todo en las áreas que mostraron una elevación diferencial todavía durante esta etapa.

Es importante señalar que los materiales de esta edad han sido muy importantes para la historia geológica y la correlación entre los dominios de la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao, pues es a partir de esta etapa cuando parecen tener evoluciones sedimentarias similares o donde la correlación es más clara. Aún así, mantienen particularidades en cada dominio, que será tratado en los apartados descriptivos correspondientes.

De esta manera, las unidades litoestratigráficas distinguidas y cartografiadas para el Mioceno superior-Plioceno para el sector occidental de la Cordillera Septentrional son:

- Formación Villa Trina: compuesta por una sucesión de margas grises masivas con foraminíferos planctónicos, amarillas en alteración, que presentan intercalaciones centrimétricas de calcarenitas bioclásticas, sobre todo a techo de la unidad. La base de la unidad es una discontinuidad de origen transgresivo, por lo que se sitúa sobre diversas unidades litoestratigráficas o complejos basales, y el techo es transicional a la Fm. Los Haitises. En algunos sectores, fundamentalmente los situados en posiciones más cercanas a la línea de costa actual, se encuentran directamente los materiales costeros y arrecifales de la Fm. La Isabela (Pleistoceno-Holoceno).
- Formación Los Haitises: formada por un paquete de calizas masivas, blancas o amarillentas, con facies de plataforma somera y con frecuentes restos de corales. Esta unidad se sitúa por encima de la Fm. Villa Trina o bien directamente sobre unidades más antiguas, principalmente donde existan las zonas de mayor relieve actual, hecho que permite interpretar que estas áreas se han podido comportar como altos relativos donde solamente se han podido desarrollar facies marinas someras.

Para el sector de la Cuenca del Cibao incluido en la Hoja de El Mamey, las unidades litoestratigráficas reconocidas han sido:

- Formación Gurabo: compuesta por una sucesión de margas grises masivas, con escasos niveles de calcarenitas intercalados, principalmente a techo. Es una unidad muy similar a la Fm. Villa Trina desde el punto de vista litoestratigráfico y

sedimentario, pero que se ha diferenciando tradicionalmente por pertenecer a la Cuenca del Cibao. De esta formación en la Hoja de El Mamey no se observa el muro, aunque por datos regionales corresponden a una discontinuidad con la Fm. Cercado.

- Formación Mao Adentro: formada por un delgado paquete, pocas decenas de metros, de calizas arrecifales, calcarenitas con rodolitos, etc., que corresponde a la evolución gradual somerizante a techo de la Fm. Gurabo. Se presenta muy discontinua, probablemente debido a que su techo pueda ser erosivo debido a la entrada de los materiales deltaicos y fluviales de la unidad suprayacente, la Fm. Mao. Existe discusión sobre si podría considerarse como un miembro superior de la Fm. Gurabo, debido a su extensión lateral discontinua y poca potencia.
- Formación Mao: compuesta por una potente sucesión de arenas y conglomerados que representan la continentalización final de la Cuenca del Cibao. Son bien visibles las estructuras sedimentarias, particularmente las megaestratificaciones cruzadas de orden métrico, que evidencian la instalación de amplios sistemas aluviales que formaban amplios y complejos deltas. Por encima de esta unidad solamente se encuentran materiales aluviales cuaternarios (abanicos aluviales o terrazas fluviales).

2.4.1. Las secuencias marinas de la Cordillera Septentrional.

Como se ha referido anteriormente, las unidades litoestratigráficas pertenecientes al intervalo Mioceno superior-Plioceno que se han reconocido en la Cordillera Septentrional han sido, por un lado, la Fm. Villa Trina, y por otro lado la Fm. Los Haitises. Ambas formaciones tienen características litológicas y faunísticas marinas, desde depositadas en ambientes de una cierta distalidad (margas con gran cantidad de foraminíferos planctónicos), hasta calizas masivas, incluyendo elementos arrecifales y organismos marinos someros, y se relacionan tanto de forma lateral como vertical.

A pesar de ser unidades con una gran cantidad de extensión cartográfica, algunos detalles sobre la evolución paleogeográfica, la relaciones verticales entre las dos formaciones y parte de su significado sedimentario, permanece en hipótesis de trabajo. Esto es principalmente debido a limitaciones de observación y a la acción de la tectónica de desgarre, que probablemente ha modificado y desplazado el escenario original donde estas formaciones se desarrollaron, encontrándose a una cierta distancia de su depósito.

2.4.1.1. Fm. Villa Trina (11). Margas masivas con foraminíferos planctónicos. Mioceno sup.-Plioceno inf. N₂¹⁻²

Esta unidad es descrita por primera vez por Vaughan et al., (1921), quienes describen una serie de materiales fundamentalmente margosos con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas, coronados por una sucesión de calizas masivas que muestran un relieve kárstico espectacular, en el área de José Contreras (Hoja de Salcedo), que es el actual nombre de Villa Trina. Esta denominación la siguen los autores posteriores, como Eberle et al., (1980), Bourgois et al. (1983) y de Zoeten y Mann (1991, 1999). Por su parte, Calais et al., (1992) describen materiales de características similares y edad equivalente al noroeste de Navarrete (Hoja de Esperanza), denominándolos serie de Barrero, aunque ponen de manifiesto que presentan niveles de yeso y muestran en general un carácter más detrítico, por lo que ellos mismos definen una nueva unidad, aunque la correlacionan con la Fm. Villa Trina.

Otro aspecto importante a tener en cuenta en la estratigrafía, referente a la nomenclatura, es la separación de las facies de calizas masivas, bioclásticas con corales que siempre han aparecido ligadas a la Fm. Villa Trina, y nombradas como un miembro de ella: el miembro La Piedra. En el transcurso del presente proyecto se ha visto necesaria la unificación de nomenclatura cuando ha sido posible, y en este caso, se ha determinado que estas facies de calizas son perfectamente correlacionables y equivalentes a la Fm. Los Haitises, presente en gran parte de la Española, sobre todo en su mitad oriental. Por esta razón, la Fm. Villa Trina en este proyecto solamente incluye los materiales margosos, que pueden presentar niveles de calcarenitas bioclásticas sobre todo en el techo, no incluyendo el tramo superior que está formado por bancos de calizas masivas, que se incluyen ya en la Fm. Los Haitises.

En la Hoja de El Mamey esta unidad aflora solamente en la parte noreste, al este de Villa Isabela, en las cercanías de las poblaciones de Los Arqués y El Palero, bajo las terrazas fluviales de los Ríos Unijica y Bajabonico. Debido a su carácter fundamentalmente margoso, no existen buenos afloramientos de ella, puesto que está muy cubierta y tampoco forma grandes relieves.

El mejor afloramiento de esta unidad se encuentra en el Río Gualete, al sur de Villa Isabela, muy tectonizado por la zona de falla de Camú, por lo que no se pueden observar sus relaciones estratigráficas con las demás unidades. Sin embargo, sí se pueden ver perfectamente las características estratigráficas de la unidad, que está formada fundamentalmente por niveles o bancos métricos de margas masivas, amarillas en

alteración y grisáceas en corte fresco, que muestran un característico diaclasado, en ocasiones de fractura concoidea, y donde lo más representativo es la aparición de grandes foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, visibles a simple vista. La estratificación en estas facies es difícil de ver, y solamente cuando se presentan intercalaciones de niveles más calcareníticos se pueden deducir las capas. Por otra parte, en la hoja no existen afloramientos de otras facies más calcareníticas presentes en las hojas vecinas (p. ej. Hoja de Imbert).

En la Hoja de El Mamey no se observan las relaciones con las unidades subyacentes, pero por datos regionales se ha localizado una discontinuidad en su base, que aún siendo de difícil caracterización se ha interpretado como una discontinuidad de origen transgresivo, por situarse por encima de unidades diferentes. Las relaciones de angularidad no han sido tan visibles, pero en algunos casos también parecen verse o deducirse cartográficamente, cosa también puesta de manifiesto por de Zoeten y Mann (1999). Por encima de esta unidad se sitúan, de manera discordante, los materiales de la Fm. La Isabela. Esta discordancia se puede observar en el Cerro de los Pilonos, donde los materiales de la Fm. Villa Trina buzan 40° hacia el sur, mientras que la Fm. La Isabela buza suavemente hacia el noreste.

Desde el punto de vista bioestratigráfico la unidad presenta muy buenas asociaciones de foraminíferos planctónicos que dan una edad de Mioceno superior-Plioceno inferior: *Orbulina universa* d'Orb., *Globorotalia margaritae* Bolli y Bermúdez, *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globorotalia menardii* (d'Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina bilobata* (d'Orb.), *Globorotalia af. pseudomiocenica* Bolli y Bermúdez, *Globorotalia gr. scitula* (Brady), *Sphaeroidinellopsis seminulum* (Schwager), *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* Blow, aunque parece por datos regionales que podría ser incluso más precisa una edad Plioceno inferior. No obstante, la presencia de un Mioceno superior terminal no se descarta.

2.4.1.2. Fm. Los Haitises (12). Calizas micríticas de tonos blancos, crema y grisáceos, masivas, con esporádicos parches arrecifales. Plioceno. N₂

Esta unidad ha sido ampliamente descrita y reconocida en los sectores orientales de La Española, donde aflora con una gran extensión. Siempre ha existido una cierta confusión terminológica referente a esta formación, debido a que han existido pocos estudios de índole estratigráfico que se hayan dedicado a la arquitectura estratigráfica de esta unidad. Las razones han sido varias. Por un lado, esta formación está constituida por un paquete potente de calizas masivas que muestra una gran karstificación, resultando un relieve

característico en montículos aislados con gran cantidad de dolinas y uvalas alrededor, resultando prácticamente inaccesible. Por otro lado, la vegetación es exuberante y por tanto, no permite una buena observación de esta unidad, ni permite ver relaciones laterales o verticales entre las diferentes facies, y por último, la similitud de las facies al resultar todas ellas de ambiente somero, requiere de estudios sedimentológicos y petrográficos de mucho detalle, no realizados hasta ahora.

A pesar de todo ello, sí que se han realizado algunos trabajos, en relación con aspectos de índole regional, o por abordar estudios de una unidad situada por debajo de la Fm. Los Haitises con intereses mineros (ámbar de la Fm. Yanigua). De entre los trabajos que describen la estratigrafía en la región de Los Haitises (Cordillera Oriental), cabe destacar el de Brower y Brower (1982), 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. También Iturralde (2001) realiza un estudio similar, donde simplifica la nomenclatura y solamente considera la Fm. Yanigua y la Fm Los Haitises, propuesta que es seguida en los mapas geológicos realizados en anteriores proyectos SYSMIN relativos a esta zona de la Cordillera Oriental.

En lo relativo a esta unidad en la Cordillera Septentrional, pese a que existe una gran representación de calizas con una morfología kárstica y edad muy similar a Los Haitises (principalmente en las Hojas de San Francisco Arriba, Salcedo o Gaspar Hernandes), nunca se ha llegado a denominar a estas calizas como Fm. Los Haitises y han sido sistemáticamente atribuidas a la parte alta de la Fm. Villa Trina, para lo cual se definió el mb. La Piedra (tomado de un pequeño pueblo en la Hoja de San Francisco Arriba). En el transcurso del presente proyecto se ha visto conveniente unificar la nomenclatura estratigráfica y considerar las calizas del mb La Piedra (de la Fm. Villa Trina), como pertenecientes a la Fm. Los Haitises. Esto permite una correlación clara a la vez que supone una identificación fácil de la unidad en el relieve y también al examinar las características sedimentológicas de las calizas.

En la Hoja de El Mamey, esta unidad aflora sobre todo en las partes más altas de la Cordillera Septentrional, a lo largo del Firme de la Cordillera a su paso por la Hoja. Debido a lo expresado anteriormente sobre las condiciones de afloramiento de la unidad, no existen buenos afloramientos, y solamente se pueden observar sus facies en bloques deslizados o desprendidos de las regiones altas, o cuando se encuentran pinzados entre fallas, hecho que ocurre muy frecuentemente, sobre todo en la parte suroriental de la Hoja. Desde el punto de vista cartográfico existen dos sectores con una amplia representación

de la Fm. Los Haitises, por un lado, el sector de la Cordillera Septentrional al oeste de El Mamey hasta la Laguna de Solimán, y por otro la región que comprende desde la Loma de Agua de Palma hasta la Loma de Solimán. En ambos sectores la unidad está muy karstificada y alterada, tanto que apenas permite la observación de la litología. Sin embargo, se reconoce bien por la alteración y por la presencia de bloques deslizados hasta zonas más bajas provenientes de estos sectores.

Las litologías más frecuentes son calizas arrecifales, calizas bioclásticas y calizas margosas, que presentan facies principalmente de micritas con bioclastos (“wackestones”) con proporciones diversas de calcarenitas, finas a medias, con matriz micrítica (“packstones”). También esporádicamente se observan facies con bioconstrucción de corales. Estas facies están constituidas por el amontonamiento, en posición de vida, de corales masivos, encostrantes o laminares y la acumulación de ramas y fragmentos grandes de ramas de corales ramosos. Entre estas facies y las facies micríticas y bioclásticas existe toda la transición. También hay que decir que los afloramientos muestreados en la Hoja de El Mamey presentan una fuerte recristalización que en ocasiones impide ver los constituyentes primarios de la roca.

A partir de la interpretación propuesta para las distintas facies y sus relaciones laterales y verticales, cabe pensar que este conjunto de materiales se formaron en una plataforma carbonatada somera, con aportes terrígenos reducidos, y con la esporádica instalación de edificios arrecifales, que en algún caso pudieron formar una barrera, separando facies más internas de facies más externas.

Respecto a la edad de la unidad, no se ha obtenido ninguna edad directa, debido a la ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico en el seno de la formación. Sin embargo, por correlación con los sectores donde se sitúan por encima de las margas de cuenca de la Fm. Villa Trina, parece claro que la base de la unidad podría ser Plioceno inferior y el techo puede contener al menos la parte inferior del Pleistoceno.

2.4.2. Las secuencias marinas-deltaicas en la Cuenca del Cibao (Grupo del Yaque).

La Cuenca del Cibao posee unos 230 Km de longitud y aproximadamente 30 Km de ancho. Se extiende entre la Cordillera Central y la Cordillera Septentrional, en el Norte de la República Dominicana, finalizando hacia el Este en la Bahía de Samana y al Oeste en el Océano Atlántico. Su límite Norte está definido por la Zona de Falla Septentrional, mientras que al Sur se encuentra delimitada por la Zona de Falla de la Española y los propios materiales de la Cordillera Central sobre los que se apoya de manera discordante. La

Cuenca del Cibao configura, de forma conjunta con la Cordillera Septentrional, una gran estructura sinformal. La potencia estimada de la serie sedimentaria que rellena la Cuenca del Cibao son unos 5-6 Km, integrada por las Formaciones Cercado, Gurabo y Mao, depositadas en un intervalo de tiempo de 5 a 10 m. a. según el autor considerado (Mioceno inferior-Pleistoceno?). De forma conjunta, estas formaciones han sido agrupadas dentro del denominado Grupo del Yaque (Erikson et al., 1998), que define una importante cuña de sedimentos, de gran continuidad lateral y geometría progradante hacia el Norte (hacia el mar).

Aunque existen numerosos trabajos destinados a estudiar aspectos parciales de la Cuenca del Cibao, son muy escasos los estudios donde se analice su evolución en conjunto. Un análisis integrado y estratigráfico completo puede ser encontrado en Erikson et al. (1998). En este último trabajo se analiza la historia sedimentaria de la cuenca y se relaciona con la formación y evolución de las Cordilleras Central y Septentrional. Los dos estudios bio/cronoestratigráficos más completos (Saunders et al., 1986; Volkes, 1989) poseen diferencias importantes en los modelos de edades propuestos. Recientemente, el trabajo de varios grupos de investigación americanos han permitido ajustar de forma mucho más precisa las edades de las formaciones del Grupo del Yaque, principalmente en base a dataciones isotópicas en corales y asociaciones de foraminíferos plantónicos (p.ej. Maier et al., 2007; Lutz et al., 2008; Denniston et al., 2008).

El Grupo del Yaque está constituido, de muro a techo, por la Fm. Cercado, la Fm. Gurabo y la Fm. Mao, que abarcan una edad del Mioceno medio(?) -superior al Plioceno (p.ej. Palmer, 1979; Evans, 1986; Sanders et al., 1986, Dolan et al., 1991) y hojas realizadas en el Proyecto SYSMIN (Bernárdez, 2004a; 2004b). Existe debate aún si el techo de la Fm. Mao llega a alcanzar el Pleistoceno. A su vez, en la base de la Fm. Cercado se ha definido una unidad conglomerática, denominada Conglomerado de Bulla, y entre las formaciones de Cercado y Gurabo, así como entre las de Gurabo y Mao, se han descrito sendas transiciones sedimentarias constituidas por calizas arrecifales. Estas calizas han sido agrupadas dentro de las unidades llamadas Calizas de las Auyamas y de Mao Adentro, respectivamente (Ardèvol, 2004). En este proyecto se discute si estas unidades, por su potencia y afinidad ambiental, deberían ser consideradas como miembros de la Fm. Cercado y Fm. Gurabo, que definen transiciones a otros ambientes sedimentarios por cambios en la batimetría y/o en las condiciones paleoecológicas del medio (Pérez Valera y Abad, 2010). A este respecto, es importante destacar que existen discrepancias importantes sobre los límites de las formaciones, y la atribución de sus miembros, a unos u

otras formaciones en función del autor considerado, que se discutirán en la unidad litoestratigráfica correspondiente.

En la Hoja de El Mamey solo afloran las unidades correspondientes a la Fm. Gurabo, Fm. Mao Adentro y Fm. Mao.

2.4.2.1. Fm. Gurabo (13). Margas grises masivas con intercalaciones de calcarenitas fosilíferas. Mioceno sup.-Plioceno inf. N₂¹

La base de la Fm. Gurabo se ha datado en el Mioceno superior, mientras que su techo se ha situado en el Plioceno inferior (Saunders et al., 1986). Estas dataciones han sido confirmadas recientemente a través del estudio de asociaciones de foraminíferos planctónicos (Lutz et al., 2008), donde se le asigna a las margas de Gurabo un rango temporal de 5,9-4,5 Ma (Messiniense-Plioceno inferior). La potencia de la formación es variable, pero se estima aproximadamente entre 300 y 400 m.

En su mayor parte, la Fm. Gurabo está formada por margas y limos calcáreos, con abundantes microfósiles y, en menor medida, corales solitarios, moluscos y restos de corales coloniales. En general, las facies se hacen más masivas hacia el techo de la unidad. Dentro de los trabajos desarrollados en el proyecto SYSMIN, la Fm. Gurabo se describe como una serie homogénea de margas azuladas que intercalan, en su parte superior, niveles de arenas y *debris flow* conglomeráticos seguidos de niveles de génesis similar, con fragmentos de corales y otros bioclastos. La Formación Gurabo se apoya en contacto paraconforme, o con ligera discordancia cartográfica, sobre la Formación Cercado. Al Oeste de Río Gurabo, Bernárdez (2004) describe una discontinuidad entre la Fm. Cercado y Gurabo. Esta discontinuidad sedimentaria se registra mediante el desarrollo de una superficie de omisión sedimentaria (*hardground*) a techo de las Calizas de las Auyamas, sobre la que se forma un depósito conglomerático, interpretado como un “lag” transgresivo.

Aunque en el grueso de la formación la macrofauna suele ser inexistente, cerca de su techo los niveles margosos contienen abundante fauna de carácter marino somero, como pectínidos, ostreidos, gasterópodos, equinodermos, algas calcáreas y fragmentos de corales. La unidad parece pasar gradualmente a las Calizas de Mao Adentro, ya que se intercalan progresivamente estratos de calizas bioclásticas en la serie margosa en secuencia estratocreciente.

En la Hoja de El Mamey esta unidad aflora en el núcleo de una estructura anticlinal suave, en el borde occidental de la misma. Los mejores afloramientos se sitúan en los cortes que realizan los arroyos, en este caso, el Arroyo Colín y la Cañada Agua de la Palma. Se trata de margas grises-azuladas, bioturbadas, con un alto contenido en microfósiles y gasterópodos. Hacia el techo, y cerca del contacto con las calizas de Mao Adentro, las margas incorporan niveles de unos 10-20 centímetros de calcarenitas muy bioclásticas (algas, moluscos y corales coloniales), con granoclasificación positiva y base erosiva. El contacto con las calizas de Mao Adentro se observa perfectamente en el campo, puesto que esta unidad forma pequeñas colinas compuestas por calizas bastante arrecifales que se observan perfectamente en el relieve.

La edad de la formación ha sido corroborada por los análisis micropaleontológicos como Mioceno superior-Plioceno inferior, por la presencia de la siguiente asociación: *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerinoides obliquus* Bolli, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides af. Ruber* (d'Orb.), *Globorotalia gr. scitula* (Brady), *Globoquadrina sp.*

2.4.2.2. Fm. Mao Adentro (14). Calcarenitas bioclásticas y calizas arrecifales. Plioceno inf. N₂¹

Como se refería anteriormente, esta unidad es objeto de discusión en cuanto al rango estratigráfico que debe de tener. En primer lugar es una unidad definida por Bermúdez (1949), quien la incluye, junto con otras unidades, dentro de la Formación Mao, y no es hasta los trabajos desarrollados en el Proyecto K (SYSMIN), donde se redefine y se eleva su rango a formación, debido a que no se encuentran relaciones estratigráficas observables con la Fm. Mao (Bernárdez, 2004). Sin embargo, se ha considerado en el marco de este proyecto que tampoco tiene entidad suficiente para ser definida como una formación, puesto que corresponde a una evolución gradual sedimentaria de la Fm. Gurabo, y sobre todo, por su discontinuidad cartográfica y su poca potencia, que sugieren que se pueda denominar como un miembro superior de la Fm. Gurabo.

Al margen de esto, la unidad está bien representada en la Hoja de El Mamey, que constituye pequeños cerros en el flanco norte de la estructura anticlinal observada al sur de Agua de Luis. En particular, los afloramientos de la unidad son bastante mediocres, debido a la karstificación de las calizas y a que se encuentran cubiertas de vegetación, por lo que no existen buenos cortes de esta formación en la Hoja. Aún así, se pueden realizar algunas observaciones en la Loma de la Catalina, principalmente en los bloques caídos, porque el propio cerro es inaccesible debido a la presencia de vegetación espinosa, pero sobre todo, en la Cañada Agua de la Palma, que atraviesa esta unidad pudiéndose observar algunas

de las características y facies de la unidad, aunque se encuentra bastante tectonizada por la acción de una falla que la limita de la Fm. Mao.

Desde el punto de vista litológico, la unidad está constituida por un tramo de potencia no superior a los 50 m. de calizas arrecifales y bioclásticas, de aspecto masivo y muy alterado, de apariencia oquerosa, donde parecen verse corales en posición de vida y otros niveles donde se han reconocido brechas de corales entre una matriz carbonatada bioclástica. Se sitúa concordante con la Fm. Gurabo, donde el paso se puede ver perfectamente en la vecina Hoja de Villa Vásquez, muy cerca del límite con la Hoja de El Mamey, en el corte de la carretera de Villa Elisa. Por encima, no se ha podido observar el contacto con la Fm. Mao, debido a la existencia de fallas.

El conjunto de las facies permiten atribuir esta unidad a una plataforma carbonatada somera con instalación de arrecifes de coral, que representa una somerización global desde la Fm. Gurabo.

La edad se ha estimado indirectamente puesto que las muestras recogidas han resultado banales desde el punto de vista bioestratigráfico. En la bibliografía, la base de la formación ha sido datada por Saunders *et al* (1986) como Plioceno Inferior en las secciones de los ríos Cana y Gurabo, mientras que Vokes (1989) en el río Mao (Mao Adentro) identifica el tránsito Plioceno Inferior-Plioceno Medio en los niveles de tránsito con la Formación Gurabo. Las dataciones más altas realizadas en la unidad por Saunders *et al* (1986), a unos 30 m. bajo el techo aparente de la unidad, indicarían una edad próxima al límite entre las biozonas de *Globorotalia margaritae* y *Globorotalia miocenica*, todavía en el Plioceno Medio. Por tanto, parece claro que esta unidad se debe de situar en el Plioceno inferior-medio.

2.4.2.3. Fm. Mao (15). Alternancia de margas y limolitas con areniscas y microconglomerados con megaestratificaciones cruzadas. Plioceno sup. N₂²

La Fm. Mao esta compuesta por un conjunto de facies muy heterogéneas que reflejan un amplio abanico de medios sedimentarios, en su mayor parte de naturaleza costera. Erikson *et al.* (1998) describe la base de la Fm. Mao como un contacto neto y erosivo, desarrollado sobre las margas y limos de la Fm. Gurabo, que se encuentra tapizado por conglomerados y arenas de talud. Por otro lado, los trabajos realizados dentro del proyecto SYSMIN (proyecto K, 2004) han demostrado que el límite entre ambas formaciones es complejo y de naturaleza muy variable según la zona de la cuenca considerada. De esta forma, las Calizas de Mao Adentro, descritas en el apartado anterior representan la finalización de

una secuencia de somerización que se inicia aproximadamente a la mitad de la Fm. Gurabo y que culmina, en la parte alta de la serie, con el desarrollo de sistemas costeros o incluso con la emersión del techo de la unidad en algunos sectores occidentales de la Cuenca. En este sentido, este mismo grupo de trabajo (p.e., Bernárdez, 2004)) ha descrito otras unidades siliciclásticas, de pequeña potencia y naturaleza deltaica, que reflejan esta somerización, situadas sobre el techo de las margas de la Fm. Gurabo y bajo las Calizas de Mao Adentro (p.e. las Areniscas y margas de las Caobas).

Saunders et al. (1986) y Erikson et al. (1998) describen en la Fm. Mao un término basal terrígeno grosero, mal clasificado, al que sigue un intervalo predominantemente limoso pero con pequeñas intercalaciones clásticas y calcareníticas. Dentro de las intercalaciones de la parte alta de la serie, más finas, son muy frecuentes las calizas con bloques de corales arrecifales. El conglomerado y las arenas basales, de unos 100 metros, presentan morfologías canaliformes y estratificaciones cruzadas de gran escala y alta inclinación sedimentaria. Hacia la parte media de la Fm. Mao aparece un tramo muy potente, formado por calizas con restos de corales coloniales en bolos, que se alternan con los limos y margas grises pliocenos. Hacia techo, los limos de la parte superior de la unidad se hacen progresivamente más arenosos, a la vez que comienzan a aparecer grandes bloques de calizas arrecifales aislados en la matriz detrítica fina.

Esta descripción de la Fm. Mao es bastante coherente con la realizada por Ardévol (2004) y Bernárdez (2004). Para estos últimos, la Formación Mao está constituida fundamentalmente por un conjunto siliciclástico heterogéneo, en que las litologías predominantes son areniscas, conglomerados y limolitas con algunas intercalaciones de arcillas y de limos calcáreos. Los limos suelen tener una participación arenosa importante y en ocasiones presentan fauna marina y costera, siendo más general la presencia de restos vegetales. Se han citado en esta unidad depósitos de *debris flow* y *slumps* lutíticos, entre los que se intercalan capas tabulares de areniscas laminadas con estratificación fina-media y conglomerados. En otros afloramientos estos mismos autores describen conglomerados y arenas con estratificación inclinada de gran escala, separados por niveles lutíticos, decimétricos, muy continuos.

En la Hoja de El Mamey existe una gran representación de esta unidad, principalmente en la esquina suroeste, a ambos lados de la estructural anticlinal que se encuentra en este sector. Sin embargo, existen dificultades de accesibilidad en la zona, dominada por matorral de tipo espinoso y bastante despoblada, que impide encontrar buenos afloramientos. Así, las mejores posibilidades se encuentran en los caminos, y de esta

forma, se pueden observar las características de la unidad en la pista que va desde Hatillo Palma hasta Arroyo Caña, donde en este sector dominan principalmente las facies de arenas finas y lutitas. Un poco más al oeste, a través de una pista, se puede acceder a unos afloramientos donde se observan paquetes potentes de areniscas de varios metros de espesor, con megaestratificaciones cruzadas. Estos afloramientos están situados al este de la Cañada de la Majagua. Por último, el mejor afloramiento es el que se encuentra en la trinchera de la carretera de Villa Elisa a Punta Rusia, a la altura de Agua de Palma, donde se puede realizar una buena descripción de la geometría de los cuerpos sedimentarios. Pueden diferenciarse tres tramos dentro de esta sucesión. El tramo basal lo forman unas 8 m de arenas medias y gruesas laminadas, con cantos y gravas redondeadas y dispersas en la matriz arenosa, cementadas por óxidos de hierro. Las arenas se alternan con niveles centimétricos de arenas finas, algo limosas, de color blanco, con laminación horizontal, que aparecen tapizando las capas más gruesas. Estas facies se organizan en bancos decimétricos, con estratificación inclinada paralela ligeramente cóncava, de escala media, muy bien definida, que definen geometrías de acreción lateral hacia el N/NE (N52°E). Pueden intercalar arenas con estratificación cruzada en surco de menor escala y canales de pequeña escala incididos en los *foresets* de estas mesoformas. Son muy frecuentes las estructuras de escape de fluidos (laminación convoluta) y contienen restos dispersos de plantas en algunas pequeñas capas intercaladas de arenas limosas. En conjunto, los depósitos definen una tenue secuencia estrato y granocreciente.

El segundo tramo se deposita sobre una superficie erosiva elaborada en las arenas del tramo inferior, que también presenta estructuras de cargas en su techo. Está compuesto por unos 11 metros de alternancia de arenas finas-medias y gruesas, que se organizan en secuencias granocrecientes y estratocrecientes de espesor métrico. Al igual que en tramo inferior presentan estratificación inclinada paralela, de media escala, y acreción lateral hacia el N/NO (N290°E). Las buenas condiciones de afloramiento permiten observar como las estratificaciones inclinadas pasan a disponerse horizontales lateralmente a la vez que se produce una suave disminución del tamaño de grano. El tercer tramo lo conforma 2 metros de arenas finas y medias, laminadas y con estratificación cruzada en surco. Intercalan filas de cantos y conglomerados de grano muy fino (tamaño de los cantos *pebble*), de potencia centimétrica, base neta y morfologías canaliformes, sin desarrollo de estratificaciones cruzadas.

En base de los datos obtenidos, la Fm. Mao presenta características sedimentarias propias de medios deltaicos progradantes, principalmente en zonas próximas a su desembocadura, en cuencas con creación continua del espacio de acomodación y altas

tasas de acumulación sedimentaria, muy especialmente en su parte basal y parece registrar una progresiva somerización hacia su techo, que finalizaría en el Plioceno superior-Pleistoceno (?) con la retirada definitiva del mar de la cuenca y el desarrollo de los depósitos continentales del valle del Cibao.

En cuanto a la edad, tampoco esta formación ha ofrecido datos bioestratigráficos directos, debido a que se tratan de facies muy terrígenas, sin fauna de interés bioestratigráfico. En la bibliografía, la base de la Fm. Mao se ha situado en el Plioceno inferior a partir de las dataciones efectuadas en la parte alta de la Fm. Gurabo (Saunders et al., 1986). Posteriormente, Bernárdez (2004), supone que las asociaciones indicativas de edades Plioceno inferior descritas dentro de esta unidad son reelaboradas y que esta formación debe poseer una edad Plioceno medio-superior. Aunque su parte más alta no es fácilmente reconocible, el techo es siempre la discordancia basal de los materiales cuaternarios. Se le concede una potencia mínima de 350-600 m y máxima de 3600 m. En general, con estos datos, se le puede asignar a su parte más alta, con reservas, una edad Plioceno superior, dejando dudas sobre si puede alcanzar el Pleistoceno.

2.5. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de El Mamey pueden agruparse en dos conjuntos: depósitos marinos y litorales, representados por materiales arrecifales y marinos someros al norte y noroeste de Villa Isabela, por diversos sistemas litorales subactuales en el extremo noroeste de la hoja, que incluye parte de la costa actual entre Punta Rusia y Estero Balsa; y depósitos continentales, que ocupan la mayor parte de la vertiente sur de la Cordillera Septentrional, estando representados también dentro de la Cordillera, y en su vertiente norte. También son importantes los depósitos fluviales ligados a los Ríos Unijica y Bajabonico.

2.5.1. Cuaternario marino y litoral

Posee una cierta variedad de depósitos, la mayor parte de ellos correspondientes a las formaciones arrecifales cuaternarias que se han enmarcado dentro de la Fm. La Isabela (Marcano y Tavares, 1982), siendo la unidad que posee una mayor significación con relación a la evolución de la región. Por otro lado, los materiales litorales están representados por los sistemas de llanuras mareales limitados por un cordón litoral, desarrollado en paralelo a la línea de costa, junto con los manglares actuales.

2.5.1.1. Fm. La Isabela (16). Alternancia de margas arenosas y conglomerados con calizas arrecifales y brechas de corales. Q₁₋₂ (17). Calizas arrecifales, masivas, frecuentemente con colonias de corales en posición de vida. Pleistoceno-Holoceno. Q₂₋₃

Bajo la denominación de Fm. La Isabela se recogen las calizas y rocas siliciclásticas asociadas formadas en medios sedimentarios relacionados con los arrecifes que rodearon La Española durante el Cuaternario. La formación fue definida por Marcano y Tavares (1982) en las proximidades de La Isabela, en la costa norte de la República Dominicana (Hoja de Barrancón), pero sus características litológicas, de facies y de arquitectura estratigráfica se repiten, con pequeñas variaciones, en largos segmentos de la costa dominicana, especialmente en el este y sureste.

En particular, en la costa norte de la Española se trata de un conjunto de materiales, en los que predominan las calizas, que tienen la peculiaridad de estar dispuestos en escalones sucesivos que descienden desde altitudes de unos 200 m hasta el mar. En todos los escalones se encuentran litologías y facies similares que responden a un mismo modelo sedimentario, pero la propia dinámica tectono-sedimentaria de la formación, como se verá más adelante, y la distribución de afloramientos (canteras, acantilados, etc.) hace que la información provenga sobre todo de los dos escalones inferiores.

En el área que ocupa las Hoja de El Mamey, se han caracterizado litoestratigráficamente dos miembros, que responden a grandes rasgos a los dos miembros (inferior y superior) definidos en el trabajo original de Marcano y Tavares (1982). El miembro inferior está formado por una alternancia de arenas, margas arenosas y conglomerados, con calizas arrecifales y brechas de corales (16). Las arenas son siliciclásticas con contenido bioclástico, tamaño de grano y cementación variables. El grado de cementación suele incrementar con el tamaño de grano. Los conglomerados son poligénicos, bastante redondeados, y también de tamaño de grano y grado de heterometría variables, desde microconglomerados de gránulos a conglomerados muy heterométricos con bloques. Los conglomerados y arenas pueden aparecer en canales o en lentejones de variada potencia y continuidad lateral, de escala centimétrica a métrica. Las arenas, además, pueden aparecer también en capas horizontales centimétricas a decimétricas, a veces alternado con limos, con laminaciones o estratificaciones cruzadas de pequeña escala y rizaduras ("ripples"). Entre estos depósitos se encuentran moluscos dispersos, concentraciones de ostreidos, equinodermos y colonias de coral, en ocasiones de dimensiones métricas, y en posición de vida.

Los mejores afloramientos de este tramo inferior de la Fm. La Isabela se encuentran en la propia población de Villa Isabela, y en el camino que sube a la Loma la Chiva. En este lugar se puede realizar un corte de la parte inferior de la Fm. La Isabela, donde se pueden observar las características descritas anteriormente, y el paso concordante, aunque bastante neto al miembro superior, dominado por calizas arrecifales y bioconstrucciones de corales. También se pueden observar muy bien las facies conglomeráticas, en este caso bastante cementadas, en Gualetico (sur de la Loma Gualetico).



Fig. 2.3. Modelo sedimentario para la Fm La Isabela (Braga, 2010).

El miembro superior de la Fm. La Isabela está constituido por calizas arrecifales, masivas, frecuentemente con colonias de corales en posición de vida. Esta unidad está constituida por la superposición y acumulación de esqueletos de colonias de coral, en posición de vida o más o menos volcadas y con distintos grados de fragmentación. Las colonias de coral presentan en muchos casos costras de diverso grosor de algas rojas coralinales. Entre las colonias de coral se observa un sedimento interno de calcirudita-calcarenita bioclástica, compuesta de fragmentos de coral, algas, moluscos, equinodermos y briozoos en una matriz micrítica. El sedimento interno no siempre rellena completamente los espacios entre los corales, lo que unido a los huecos producidos por la disolución de los esqueletos de coral, produce una elevada macroporosidad en esta facies. Donde la exposición lo permite, se observa una cierta zonación en la composición de los corales constructores principales, que afecta sobre todo a las proporciones relativas de los mismos. En el núcleo de la construcción, el coral de ramas muy gruesas *Acropora palmata* aparece junto a numerosas

y grandes colonias masivas (hay ejemplos de mas de 2 m de altura), en domos más o menos subdivididos internamente de *Montastrea annularis*, *Diploria*, *Siderastrea* y *Porites*. Se encuentra también alguna rama de otras formas de *Acropora*. En sentido hacia el mar actual, se reduce la proporción relativa de las colonias en domos y predominan las ramas gruesas de *A. palmata* que dejan luego paso a una mayor proporción de colonias de ramas finas de *Acropora prolifera* y *Acropora cervicornis*. En el núcleo, la construcción es masiva, pero define una cierta estratificación grosera, que buza ligeramente hacia el mar en las zonas más ricas en *Acropora*. Estas facies alcanzan potencias de 10 a 15 m donde su exposición ha permitido medirlas. La sección de referencia para la observación de esta unidad es, sin duda alguna, la del extremo occidental de la playa de Cambiaso (Hoja de Luperón).

En la Hoja de El Mamey esta unidad aflora coronando diversos cerros que existen al oeste de Villa Isabela: Loma la Chiva, Loma Gualetico y Cerro de Los Pilonos, si bien su inaccesibilidad no permite buenas observaciones de la facies, salvo en bloques desprendidos y deslizados hacia su vertiente sur. También hay un pequeño afloramiento al sur de Los Arquies.

De la interpretación de las facies y de sus relaciones laterales y verticales puede deducirse un modelo sedimentario en el que los ambientes costeros (playas y desembocaduras de ríos), pasaban lateralmente a bahías protegidas o lagoones, de centenares de metros a pocos kilómetros de extensión perpendicular a la costa, situados tras unas barreras arrecifales que por delante tenían unos taludes con una pendiente relativamente alta que acababan en zonas suficientemente profundas para no ser afectadas por las tormentas. En el interior de cada fase de desarrollo de la formación, correspondiente a un escalón, las facies de medios costeros avanzan sobre las de lagoon y las construcciones sobre sus propios taludes.

Respecto a la edad de la Fm. La Isabela, por el momento, la única información válida que se tiene sobre la edad de la Fm. La Isabela son datos tomados en la Llanura Costera del Caribe, y procede de las dataciones radiométricas realizadas por Schubert y Cowart (1980) entre Punta Caucedo y San Pedro de Macorís (costa sur de La Española). Estos autores ofrecen un conjunto de valores de edad para muestras tomadas entre 6 y 7 m de altura, de las que se debe considerar válida la más joven (121 ± 9 ka) ya que la alteración/contaminación de muestras suele implicar el incremento de uranio terrígeno y da como resultado edades más antiguas. Esto sitúa el depósito de las muestras en el estadio isotópico marino 5e (en adelante MIS 5e), que corresponde a un intervalo de edad de 117

a 128 ka (Lea et al., 2002). Si tomamos como referencia la zona en que esta edad fue determinada (a medio camino entre Boca Chica y San Pedro de Macorís), la terraza datada alcanza 10 m de altitud máxima (en la zona hay otra más baja a 2-3 m). Esto implica un levantamiento de 0,06 a 0,08 mm/año si consideramos la altura de la muestra o la máxima de la terraza, respectivamente. Aplicando esta tasa de levantamiento, el escalón consecutivamente más alto, cuyo techo está a 30 m, tendría una edad de entre 375 ka y 500 ka. Este intervalo de edad sugiere que la terraza se generó en el MIS 11, cuyo pico de nivel de mar está alrededor de 400 ka. Los depósitos atribuibles a la Fm. La Isabela más altos en este entorno están a unos 40-45 m (cantera al sur de la carretera de La Romana a San Pedro de Macorís. Aplicando las anteriores tasas de levantamiento (0,06-0,08 mm/año) se obtiene un rango de edad de entre 500 y 750 ka para los depósitos más antiguos de la Fm. La Isabela en la Llanura Costera de Caribe meridional, que en conjunto tendría una edad Pleistoceno Medio y Superior.

Díaz del Olmo y Cámara (1993) aportan una datación de 247 ka para la terraza de 27/30 m en el Parque Nacional del Este. Esta datación parece basada en espeleotemas o rellenos cársticos desarrollados sobre la terraza y no en los corales que la construyen y es, por tanto, compatible con las edades arriba planteadas. La altitud máxima de los depósitos de la Fm. La Isabela en la Llanura Costera del Caribe oriental es de alrededor de 30 m (hasta 45 m en una zona afectada por fracturas) y son también 3 los escalones principales, por lo que, por el momento, podemos suponer que tengan una edad más o menos similar a la que tienen en la Llanura Costera del Caribe meridional.

Con respecto a la costa norte, la Fm. La Isabela alcanza sus mayores elevaciones en el Promontorio de Cabrera, donde se pueden reconocer facies de lagoon a 200 m de altitud. La datación realizada en el laboratorio de radiometría de la "School of Earth Sciences, University of Melbourne", sobre una muestra de coral (*Acropora palmata*) situada a unos 20 m de altura en la terraza mas baja de Cabo Francés Viejo, proporciona una edad de 134.393 ± 1.060 , pero el valor inicial de $234U/238U$ ligeramente elevado (1,179 frente al 1.145 del agua de mar) indica que la muestra no ha funcionado como un sistema cerrado y ha absorbido algo de uranio terrígeno. Esto significa, en definitiva, que la edad obtenida es algo más antigua (algunos miles de años) que la real de la muestra, por lo que cabe suponer que la terraza más joven se formó también en el MIS 5e, como en la Llanura Costera del Caribe. Esta terraza está muy bien desarrollada alrededor de todo el Promontorio de Cabrera y, como las terrazas superiores, parece basculada, con mayor altura hacia el norte.

En la "transversal" Loma de Jagua-Cabo Francés Viejo, su techo alcanza casi 40 m. Considerando este valor máximo, aquí la tasa de levantamiento ha sido de 0,33 mm/año y podrían estar representadas terrazas del MIS 7 (240 ka, a 70-80 m), MIS 9 (330 ka, a 100 m), y llegaría a unos 600 ka la edad de la terraza más antigua reconocida, a 175-210 m. Es decir, también en la vertiente norte de la Cordillera Septentrional la edad de la Fm. La Isabela es Pleistoceno Medio y Superior. Es de suponer que esta edad sea extensible a los afloramientos de la formación (o similares) en otras áreas de la República Dominicana, como la Península de Samaná o los alrededores de Enriquillo en el Sur.

2.5.1.2. Cordón arenoso litoral (25). Arenas. Holoceno. Q₄

Constituyen fundamentalmente las diversas playas de la región, de composición mayoritariamente arenosa, aunque incluyen frecuentes restos bioclásticos tamaño grava, dependiendo del sector, dominados por corales y grandes moluscos. Se trata de arenas finas a medias, carbonatadas y con una buena clasificación. Se disponen como un cordón paralelo a la línea de costa, y muy localmente desarrollan pequeñas dunas con elementos que no llegan a alcanzar el metro de altura. Limitan hacia tierra el desarrollo de llanuras mareales o de manglares. Su desarrollo ha tenido lugar dentro del Holoceno.

2.5.1.3. Manglar (26).Holoceno. Q₄

Los manglares que ocupan dentro de la hoja las áreas de marisma baja no permiten en general observar los materiales que ocupan esta franja. Si bien en algunos casos (manglares de Punta Rusia y Estero Hondo) se ha podido observar la presencia de fangos con alto contenido en materia orgánica, en otros puede que el mangle se enraíze directamente sobre arenas del cordón litoral. Su desarrollo se ha producido durante el Holoceno y la actualidad.

2.5.1.4. Llanura mareal (27). Arenas y limos bioclásticos. Holoceno. Q₄

Son depósitos de carácter eminentemente detrítico fino. En algunos casos son visibles grandes superficies con eflorescencias salinas. Litológicamente se trata básicamente de limos, sin cementación, de colores negruzcos y olor fétido que incorporan abundantes restos de bivalvos y gasterópodos. No es posible el establecimiento de su espesor, posiblemente de orden métrico a decamétrico. Se desarrollan por detrás de cordones arenosos, preferentemente, aunque también se han visto por detrás de manglares, y presentan una amplia fluctuación en cuanto a su nivel de agua, pudiéndose inundar

bastante durante grandes tormentas (ciclones) o permanecer incluso secas gran parte del tiempo. En cuanto a su edad, corresponden al Holoceno.

2.5.2. Cuaternario continental

Su principal expresión son los depósitos aluviales generados en la vertiente sur de la Cordillera Septentrional hacia la Cuenca del Cibao, que se han caracterizado en dos generaciones de abanicos aluviales. También son importantes los depósitos fluviales de los Ríos Unijica, Bajabonico, Gualete y Caño Miguel, que generan importantes depósitos en forma de terrazas y llanuras de inundación. Por último, cabe destacar los procesos coluviales, preferentemente en la parte norte de la Cordillera Septentrional, y los fenómenos de deslizamientos y flujos, afectando sobre todo a los materiales de las Fms. Villa Trina y Haitises.

2.5.2.1. Abanicos aluviales (18). Conglomerados con intercalaciones de arenas y limos. Pleistoceno. Q₁₋₃

La base de la unidad no aflora en ningún punto dentro de la hoja y su potencia no puede ser estimada aunque no sería en ningún caso inferior a los 100 m. Esta constituida por una serie heterogénea donde se observan dos tipos de facies predominantes. Las facies más proximales, situadas en las zonas más próximas a la Cordillera Septentrional, aunque también pueden llegar a zonas más externas, está constituida por depósitos clásticos, fundamentalmente groseros, con predominio de brechas y conglomerados entre los que intercalan cuerpos más arenosos y lutíticos. Los cuerpos de brechas están constituidos por cantos y bloques, predominantemente de naturaleza calcárea y calcarenítica, aunque también son frecuentes los de rocas volcánicas, poco rodados con facies desorganizadas o con gradación positiva poco marcada, presentando por lo general una abundante matriz arenoso-lutítica, propios de depósitos de flujos de derrubios y flujos de fangos.

La otra facies son facies más distales, representadas por niveles potentes de limos blanquecinos, con arenas poco consolidadas, entre los que aparecen esporádicamente niveles de paleosuelos carbonatados, con intensa bioturbación de raíces, y niveles de arcillas verdosas expansivas, que en ocasiones contienen restos muy alterados de nódulos de yeso.

Todas estas características permiten interpretar estas facies como pertenecientes a depósitos de abanico aluvial, estando representadas tanto facies de orla de abanico como depósitos de abanico más proximal, incluso sectores más distales donde se representan

probablemente depósitos de playa en una cuenca endorreica. Es posible que en estas facies hayan llegado a desarrollarse depósitos evaporíticos de cierta importancia.

Esta unidad aflora en toda la vertiente sur de la Cordillera Septentrional y actualmente se encuentra muy desmantelada, erosionada e incluso afectada por fallas, y constituye la unidad más antigua de procedencia septentrional sobre la Cuenca de Cibao, denotando la elevación y continentalización final de esta cuenca.

Los mejores afloramientos se encuentran en un camino de servicio de una canal de agua que va en dirección de El Carril hacia la Caya. En este canal se pueden observar muy bien las facies distales. Otro afloramiento espectacular es al norte de La Caya, en dirección hacia Grayumbo, donde se puede observar las facies más proximales de la unidad afectados por la zona de Falla Septentrional, con desarrollo de sistemas de fallas normales y con componente izquierda.

Desde el punto de vista de la edad las muestras tomadas en las facies más finas han resultado ser azoicas, no ofreciendo ningún dato ni sobre la fauna existente, por lo que la edad se atribuye al Pleistoceno, por situarse por encima de la Fm. Mao (Plioceno superior).

2.5.2.2. Terrazas altas (19). Conglomerados, arenas y limos. Pleistoceno. Q₁₋₃

Se ha observado un nivel de terrazas fluviales a una altura de unos 25 metros sobre los cauces actuales, que se ha interpretado como perteneciente a una terraza alta. Es una unidad que se encuentra muy desmantelada por la erosión posterior, pero básicamente está formada por niveles de conglomerados, poco cementados, con intercalaciones de arenas medias-gruesas con laminación paralela de alto régimen de flujo. En conjunto no supera los 10 metros de potencia.

Las terrazas altas están ligadas fundamentalmente a los Ríos Unijica y Bajabonico. Se han visto niveles muy desmantelados asociados a los Ríos Gualete y Estero Hondo, que no han sido cartografiados. Las mejores observaciones de la unidad se pueden hacer en el camino que va desde Villa Isabela a Los Arquíes, donde afloran bastante bien, y donde además, en foto aérea se observa que la terraza alta está limitada de la llanura de inundación por una falla de dirección N105°E (subparalela a la zona de falla de Camú). Otro punto bueno de observación es en el Play (campo de béisbol) de la población de El Mamey, donde justo en la trinchera para hacer el campo se puede observar una pequeña sucesión de esta unidad.

La edad de las terrazas altas ha sido imposible de obtener, debido a la ausencia de fósiles, pero la altura respecto al cauce actual, y la presencia de fallas hace pensar que pueda ser atribuida al Pleistoceno.

2.5.2.3. Terrazas bajas (20). Gravas, arenas y limos. Holoceno. Q₄

Las terrazas bajas están bastante representadas en la Hoja, sobre todo en la mitad septentrional, y se encuentran desarrolladas, de este a oeste en los Ríos Unijica, Gualete, Caño Miguel, Arroyo La Jaiba, Arroyo Estero Hondo y Río Encantamiento. Tienen un amplio desarrollo y están compuestas por materiales de facies muy similares a las terrazas altas, aunque casi la mayoría de ellas muestran una mayor proporción de facies finas (arenas finas, limos y arcillas), sobre todo en la parte superior de la terraza. La cota de las terrazas bajas varía notablemente respecto al cauce actual, aunque de modo general puede oscilar entre 1.5 m. hasta un máximo de 10 metros, aproximadamente. En este aspecto es de resaltar que lo cartografiado como terraza baja, en ocasiones de máxima descarga fluvial debido a grandes tormentas, se pueden inundar, razón por la cual aparecen materiales finos. En este caso, se podrían considerar como terrazas "hidráulicas", debido a que a pesar de estar unos pocos metros por encima del cauce fluvial, son susceptibles de ser inundadas, pero no pueden considerarse tampoco como llanuras de inundación.

Existen observaciones de esta unidad a lo largo de los cauces de los ríos anteriormente mencionados, sin existir ningún lugar que presente una buena exposición. No obstante, los mejores lugares para observar esta unidad son los lados erosivos de los meandros fluviales, que producen secciones limpias con perfiles muy bien expuestos.

2.5.2.4. Abanicos aluviales (21). Conglomerados, arenas y limos. Holoceno. Q₄

Una segunda generación de abanicos aluviales, más modernos que los pertenecientes a los de la unidad (18), se han reconocido en la Hoja de El Mamey, desarrollados en dos contextos y con dos asociaciones de facies diferentes. Por un lado se encuentran desarrollados al pie de la Cordillera Septentrional, en el extremo suroriental de la Hoja (sector de El Chorro), como pequeños abanicos activos, realmente próximos a lo que serían conos de deyección. Están formados por acumulaciones de gravas, estratificadas y organizadas en niveles decimétricos, aunque su carácter actual impide ver la organización completa. El otro sistema corresponde a un conjunto de abanicos coalescentes encajados en el sistema de abanicos antiguos (18) que se dispone al pie de la Cordillera

Septentrional. Estos abanicos tienen menor extensión que los anteriores y gradan a los depósitos de terraza baja del río Yaque del Norte (Bernárdez, 2004).

En cuanto a la litología, están formados mayoritariamente por arenas medias-gruesas y limos, con esporádicas pasadas de conglomerados, que tienen globalmente una escasa representación. Las mejores exposiciones se encuentran en el camino de Hatillo Palma a Arroyo Caña, y al norte de la Guajaca, donde se han encontrado unos niveles de arenas sueltas anaranjadas, muy típicas de esta unidad, coronadas por niveles de conglomerados. A partir del estudio de las facies se puede interpretar que esta generación de abanicos, que se encuentra encajada en los abanicos más antiguos, poseen una cuenca de drenaje mucho menor, puesto que muestran facies más distales y finas, comparativamente respecto a la situación de los ápices, por tanto, se puede decir que podrían corresponder a abanicos situados en contextos de áreas fuentes reducidas y poca pendiente, enlazando con la llanura aluvial del Yaque del Norte.

2.5.2.5. Deslizamientos, flujos (22). Bloques de calizas y masas arcillosas, con cantos. Holoceno. Q₄

Esta unidad está constituida por masas de materiales deslizados a partir de los fuertes relieves que existen en el borde norte de la Cordillera Septentrional, por lo que está representada sistemáticamente en este contexto. Las litologías que se encuentran implicadas en esta unidad son básicamente las calizas de la Fm. Los Haitises, debido a que se deslizan sobre los materiales margosos sobre las cuales se encuentran.

La expresión de esta unidad es la presencia de grandes bloques de las calizas de la Fm. Los Haitises, sobre una masa arcillosa que presenta también cantos de tamaños centimétricos y bloques métricos. La morfología de los cuerpos denotan que se trata de flujos, dentro de la tipología del deslizamiento, debido al empapamiento de agua de materiales margosos que provocan el flujo, provocando el desprendimiento de las calizas suprayacentes.

Existen tres sectores en la Hoja de El Mamey donde se encuentra esta bien desarrollada esta unidad. En la parte oriental, la región al sur de El Higo y la Peña, donde se han reconocido grandes bloques deslizados de la Fm. Los Haitises. En el sector a oeste de El Mamey, también se observan relativamente bien los flujos de materiales provenientes del firme de la Cordillera Septentrional al norte de Ranchete. El tercer sector es todo el borde norte de la Loma de Solimán y la Loma de Agua de Palma, que provocan el deslizamiento

de las calizas de la Fm. Los Haitises sobre los materiales margosos de la Unidad de Gran Mangle, que llegan prácticamente a las poblaciones de Rancho Manuel y Tiborcio.

2.5.2.6. Glacis (23). Brechas y cantos, con niveles de paleosuelos. Holoceno. Q₄

Esta unidad ha sido definida y diferenciada para incluir una serie de materiales clásticos, depositados en un contexto particular donde no se podía caracterizar otro tipo de formación superficial. En concreto, se ha cartografiado en el área entre Agua de Luis y Agua de Palma, donde se reconocen una serie de materiales de escasa potencia, formados por brechas y cantos angulosos en una matriz arcillosa, donde esporádicamente se desarrollan paleosuelos, interpretados a partir del reconocimiento de rizocreaciones. El contexto donde se desarrolla el glacis es en una zona de baja pendiente, donde no existen áreas fuentes suficientes para desarrollar abanicos aluviales, y donde además, se ha generado una pequeña cuenca transtensiva debido a la acción de las fallas de Montecristi? y Septentrional. Estas características permiten interpretar estos depósitos como glacis (pies de monte).

2.5.2.7. Coluviones (24). Cantos, arenas y limos. Holoceno. Q₄

Son depósitos formados por acumulaciones de cantos angulosos, en algunos casos bloques de orden métrico, al pie de escarpes montañosos, en una matriz arenoso-limosa. Muestran muy poca organización y su espesor no supera la decena de metros. Realmente constituyen depósitos de pie de monte o de ladera y están muy bien desarrollados en la vertiente norte de la Cordillera Septentrional, a lo largo del firme. En ocasiones pueden formar lenguas de derrubios que llegan bastante lejos del área fuente, formados probablemente en grandes eventos meteorológicos. También están desarrollados en la ladera meridional, donde es difícil de distinguirlos de los abanicos aluviales, salvo por la angularidad y desorganización de estos depósitos frente a los abanicos.

2.5.2.8. Depósitos de fondo de valle (28). Cantos, arenas y limos. Holoceno. Q₄

Los depósitos de fondo de valle se encuentran desarrollados prácticamente en todos los cursos fluviales de la hoja, aunque con menor desarrollo en la parte suroeste. Están compuestos por acumulaciones de cantos rodados por los cursos fluviales, formando gravas sin consolidar, con menor presencia de materiales arenosos o arcillosos. Realmente constituyen los mismos materiales apreciados en los niveles de terrazas.

2.5.2.9. Llanura aluvial (29). Arcillas y limos. a: meandro abandonado. Holoceno. Q₄

Esta unidad aparece bien desarrollada en la parte norte de la Hoja, y está ligada a las llanuras de inundación de los Ríos Bajabonico, Unijica, Gualete y Caño Miguel. Está formada por niveles de pocos metros de arcillas y limos, muy edafizados y antropizados. Actualmente es una unidad que se inunda en los episodios de grandes lluvias, por lo que funciona como llanura de inundación activa. La poca cota que alcanza (<30 m sobre el nivel del mar), la cercanía a la costa y el tratarse de partes bajas de los cursos fluviales, favorecen la inundación del terreno y la formación de depósitos finos por decantación.

3. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA

Se incluyen en este capítulo las descripciones petrográficas de los principales litotipos de las unidades ígneas representadas en la Hoja dentro del Complejo de Palma Picada, cuyas principales características ya se presentaron en el capítulo dedicado a la estratigrafía. A continuación se exponen los resultados de los estudios geoquímicos realizados en el marco del proyecto SYSMIN o complementados con otros ya existentes, pero que básicamente constituyen los contenidos de los informes complementarios de Petrología y Geoquímica que acompañan al presente proyecto, a los que remitimos al lector que quiera profundizar en este campo.

El presente capítulo describe las rocas ígneas del Complejo El Cacheal, que junto a los complejos de Palma Picada, Pedro García y Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, constituyen el basamento del dominio de la Cordillera Septentrional. Considerados en conjunto, estos seis complejos incluyen rocas subducidas del margen continental meridional de Norte América, mélanges de matriz serpentinitica que incluyen bloques de rocas metamórficas de alta-P, fragmentos ofiolíticos del océano proto-Caribeño, rocas ígneas y sedimentarias cretácicas relacionadas con el arco isla Caribeño, y sedimentos depositados en cuencas de ante-arco a ante-país.

3.1. Petrología del Complejo Palma Picada

El Complejo de Palma Picada aflora igualmente de forma exclusiva en los subdominios estructurales de Monte Cristi-El Cacheal y El Mamey, limitados estructuralmente al sur por la Zona de Falla Septentrional y al norte por la Zona de Río Grande. El Complejo se sitúa en el sector de Altamira-El Mamey-La Toca, en la mitad occidental del dominio de la Cordillera Septentrional. El límite con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández, situado en la mitad oriental del dominio, se localiza por debajo de los materiales del Mioceno superior-Plioceno de Villa Trina y Haitises.

El Complejo de Palma Picada consiste de una secuencia de unos 1,5-2 km de potencia máxima compuesta por basaltos, basaltos andesíticos y andesitas generalmente porfídicas, brechas basálticas poligénicas generalmente alteradas hidrotermalmente, tobas líticas y cristal-líticas, areniscas volcanogénicas, y rocas sedimentarias. El conjunto está intruído por diques de gabros hornbléndicos, microgabros, cuarzo-dioritas y leucotonalitas con hornblenda. Parte de los depósitos sedimentarios volcanogénicos incluidos en el Complejo son resultado de la erosión de un sustrato volcanoplutónico, por lo que podrían

pertenecer a otro ciclo sedimentario más joven. El Complejo de Palma Picada es discordante bajo la Formación Los Hidalgos, que está compuesta por calizas micríticas pelágicas finamente estratificadas y con microfauna del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior.

En las Hojas de El Mamey, Imbert y Esperanza, los principales tipos petrográficos estudiados del Complejo de Palma Picada son rocas volcánicas lávicas e intrusiones sin-volcánicas máficas, depósitos piroclásticos generalmente de tamaño de grano brecha y toba de grano grueso, depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos más finos y rocas carbonatadas recristalizadas, así como intrusiones de plutones subvolcánicos félsicos. Las rocas volcánicas lávicas coherentes incluyen basaltos olivínicos y de dos piroxenos, porfídicos (6075IIHH9004, 5975IIFP9016 y 5975IIFP9091), basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos (6075IIHH9128, 6075IIHH9132 y 6074IVJR9070), basaltos con plagioclasa y clinopiroxeno, porfídicos (6075IIHH9015, 6075IIHH9047, 6075IIHH9130, 6075IIHH9131 y 5975IIFP9044), y vesiculares (6074IVJR9071), basaltos andesíticos con plagioclasa, porfídicos y vesiculares (6075IIHH9008, 6075IIHH9017, 6075IIHH9129 y 6075IIHH9007), o afaníticos (6074IVJR9072), y andesitas porfídicas brechificadas (6074IVJR9049) y alteradas (6074IVJR9048). Las intrusiones sin-volcánicas máficas incluyen gabros, melanogabros y melanodioritas hornbléndicas de grano grueso (6074IVJR9073), microgabros o doleritas con clinopiroxeno y olivino (6075IIHH9113) y cuarzo-dioritas hornbléndicas de grano grueso (5975IIFP9056). Los depósitos piroclásticos consisten en brechas basálticas líticas, poligénicas y variablemente alteradas (6075IIHH9016 y 6075IIHH9044), tobas máficas líticas y cristal-líticas de grano grueso, masivas y variablemente alteradas (6074IVJR9046, 5975IIFP9021 y 6074IVJR9047), y tobas andesíticas cristal-vítreas, de grano medio a fino (5975IIFP9092A y 5975IIFP9092B). Como depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos aparecen tramos de areniscas tufáceas de grano grueso a microconglomeráticas, gradadas (6074IVJR9045). Las intrusiones subvolcánicas de plutones félsicos son principalmente de tonalitas y leucotonalitas porfídicas, con hornblenda y biotita (6075IIHH9045).

Para consultar las descripciones específicas de los litotipos ver Escuder-Virueite (2010a).

3.2. Geoquímica del Complejo Palma Picada

Las rocas volcánicas del Complejo Palma Picada pueden ser clasificadas en el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977) que está basado en elementos traza

inmóviles, evitando los la presumible movilidad de los elementos mayores y trazas durante los procesos de alteración. La alteración es intensa en estas rocas, como revelan los valores de LOI de entre 4 y 11%, por lo que la composición de elementos mayores fue recalculada al 100%. En dicho diagrama, las rocas volcánicas máficas del Complejo Palma Picada son subalcalinas y gradúan en composición desde basaltos andesíticos a andesitas (Fig. 3.1), lo cual es consistente con su composición de elementos mayores y la naturaleza de los fenocristales. Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas del Complejo El Cacheal presentan un moderado rango en el contenido en SiO_2 , graduando desde 44,6 a 61,3 wt%, para contenidos de moderados a altos en MgO entre 2,9 y 9,5 wt%, presentando una gran parte contenidos >5 wt%, típicos de andesitas/basaltos ricos en MgO, y relativamente bajos en TiO_2 entre 0,5 y 1,0 wt% (Fig. 3.2).

Estas rocas muestran un aumento en SiO_2 , álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en el MgO (no mostrados). Generalmente, TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, Al_2O_3 y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo en torno a un 5 wt% MgO, para decrecer entonces en las rocas más evolucionadas. Estas tendencias son toleíticas y pueden ser atribuidas a la fraccionación de inicialmente olivino y Cr-espinela, después a la del clinopiroxeno, ortopiroxeno y la plagioclasa, y finalmente a la de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la naturaleza de los fenocristales observada. Sin embargo, algunas muestras presentan FeO^*/MgO bajas y no muestran el típico enriquecimiento en Fe de las rocas toleíticas. Estos aspectos quedan manifestados en el diagrama FeO^*/MgO frente al SiO_2 de la Fig. 2b y c, donde las rocas máficas del Complejo Palma Picada caen generalmente en el campo toleítico, definiendo una tendencia característica de las series de arco ricas en Fe (Arculus, 2001). Sin embargo, algunas muestras, que además presentan valores de la relación $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} > 4$ (entre 8,7-4,9), característicos de la serie calco-alkalina, caen en el campo calco-alkalino y posiblemente definen una serie pobre en Fe.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, todas las rocas volcánicas e intrusivos máficos relacionados del Complejo Palma Picada se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb, Sr y K) y LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y Y) y HREE (Fig. 6), típico de los magmas generados en zonas de subducción. Estas rocas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La), y el patrón de HREE es plano. Sin embargo, la comparación de muestras con un similar Mg# revela la existencia de diferencias tanto en las abundancias absolutas de los elementos traza, como en su distribución en el diagrama multielemental. En base al contenido en Ti y Zr, así como de los valores en las relaciones entre elementos

incompatibles, particularmente $(La/Yb)_N$, las rocas volcánicas máficas del Complejo Palma Picada pueden ser divididas en cuatro grupos geoquímicos, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellos: toleítas de arco isla (IAT), o grupo I; toleítas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; y rocas calco-alcálinas, o grupo III.

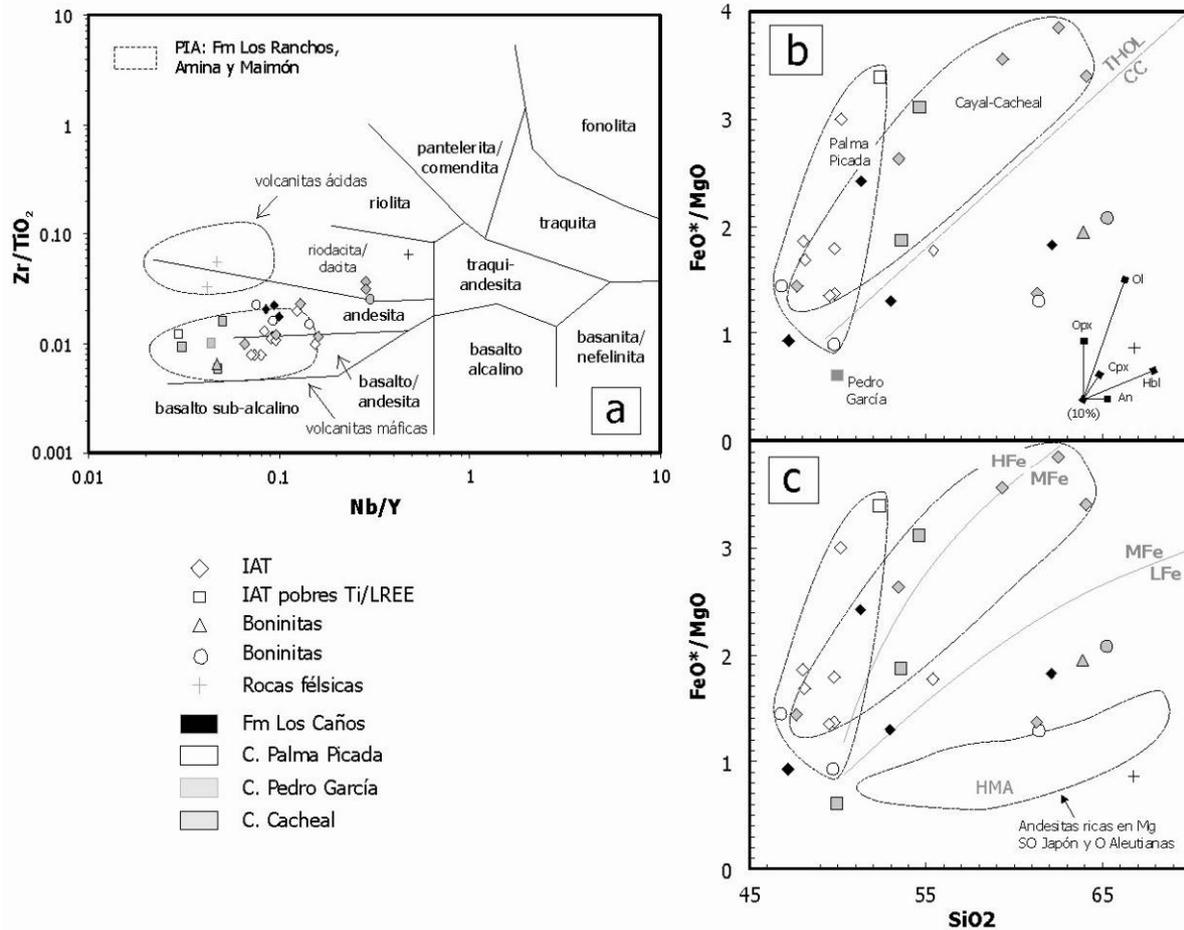


Fig. 3.1. Características geoquímicas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO_2 , mostrando como comparación los campos composicionales de las rocas volcánicas máficas y ácidas del primitivo arco isla Caribeño (PIA); (b y c) Covariation of SiO_2 y FeO^*/MgO . En las figuras, las rocas volcánicas son comparadas con series Cenozoicas de andesitas ricas en MgO de SO Japón y O Aleutianas. También se indican los vectores de cristalización fraccionada (fc) para el olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx), anfíbol pargasítico (hb), y plagioclasa (An_{80}), determinados para una composición andesítica magnesiiana promedio, y los límites entre los campos toleítico y calco-alcálinos, así como los de las series de arco pobres, medias y ricas en Fe (Arculus, 2001)

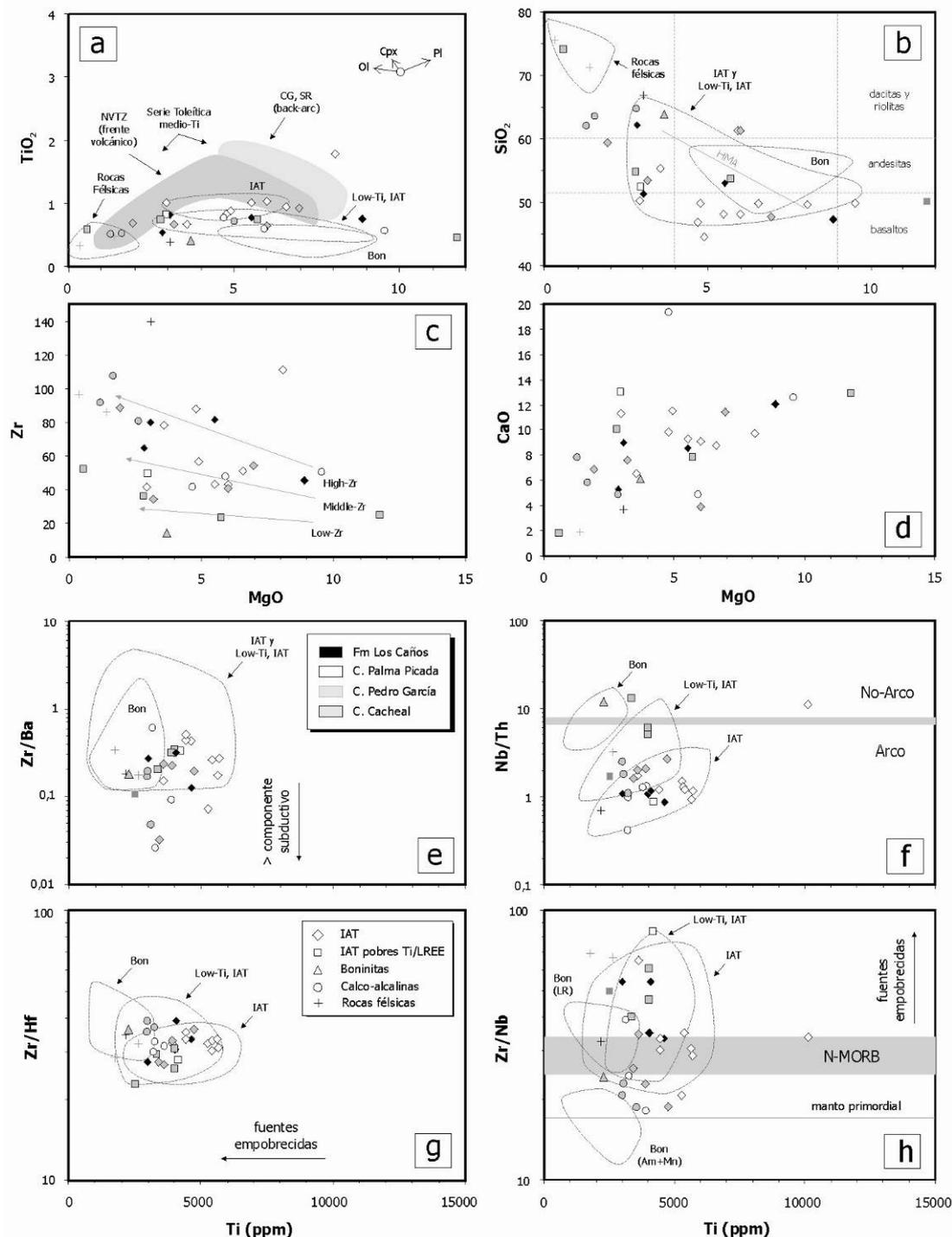


Fig. 3.2. (a y b). Diagramas de TiO₂, SiO₂, Zr y CaO frente al MgO (wt%) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de los grupos geoquímicos distinguidos en la Fm os Ranchos: IAT, toleitas de arco isla; Low-Ti IAT, toleitas de arco isla pobres en Ti (Zr y LREE); Bon, boninitas; (c, d, e y f) Diagramas de Zr/Ba, Nb/Th, Zr/Hf y Zr/Nb frente al Ti (ppm) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de la Fm Los Ranchos

3.3. Dataciones absolutas

En este apartado se resumen los análisis geocronológicos realizados (métodos U/Pb o Ar/Ar) en muestras de rocas de los complejos de basamento del sector occidental de la Cordillera Septentrional, cuyos resultados tienen implicaciones o merecen ser considerados en la presente memoria. Las dataciones se han realizado en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vancouver (Canadá). Los procedimientos analíticos seguidos se describen en los Informes de Friedman (2010) y Gabites (2010).

En su conjunto, las dataciones obtenidas tienen buen encaje con la estratigrafía e historia geológica deducida o propuesta en esta memoria, pero algunas de ellas tienen una difícil interpretación. En estos últimos casos la datación obtenida se ha subordinado o condicionado al resto de datos geológicos.

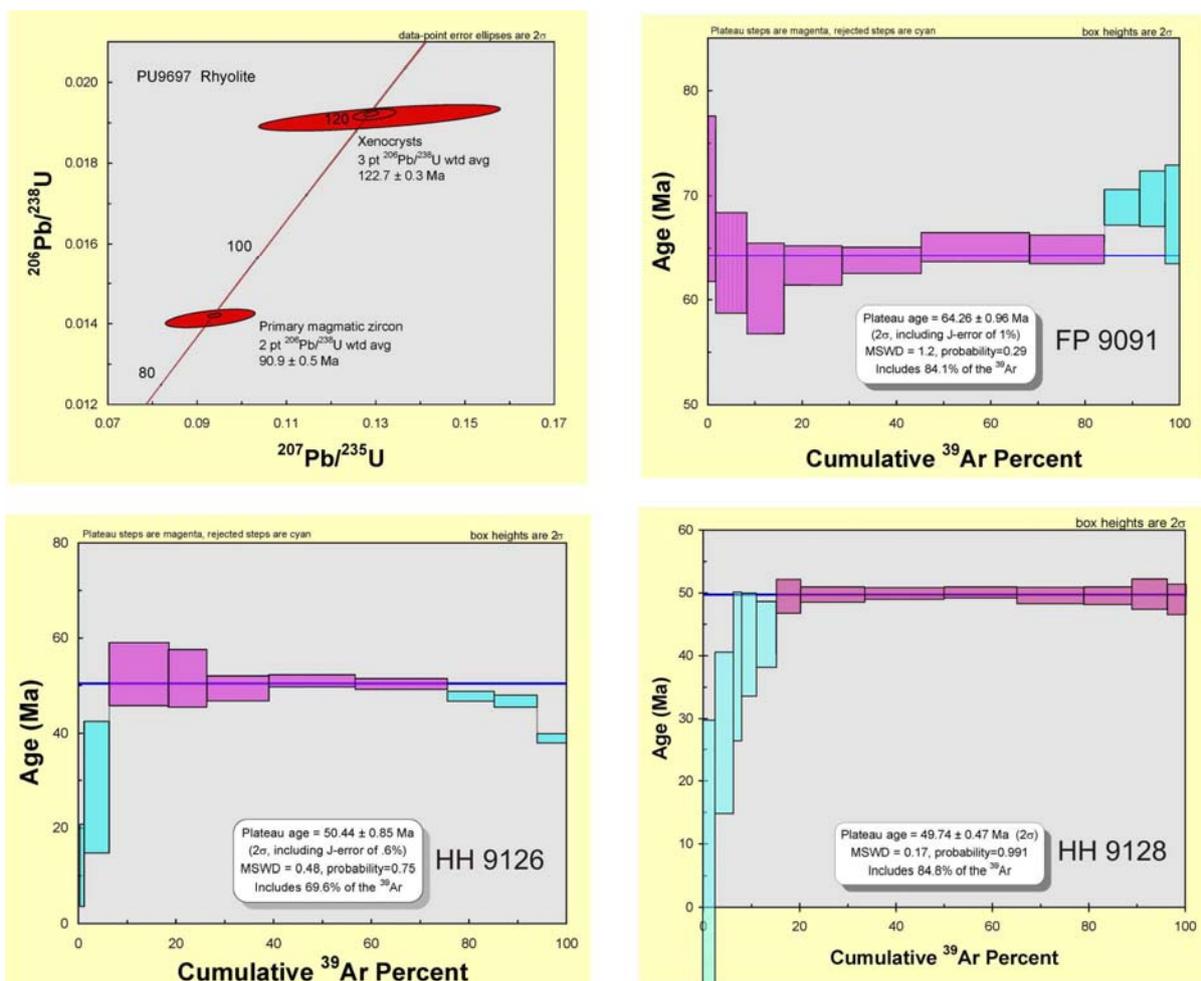


Fig 3.3. Gráficos de las dataciones absolutas realizadas en los complejos de El Cacheal (Hoja de Villa Vasquez) y Palma Picada, incluyendo la muestra recogida en la Hoja de El Mamey (FP 9091).

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada

En la Hoja de El Mamey, se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $64,26\pm 0,96$ (**5975IIFP9091**) en roca total de una muestra de basalto de una brecha espilitizada del complejo de Palma Picada (Fig. 3.3). Esta edad del límite Cretácico-Terciario puede estar relacionada con procesos de alteración hidrotermal posteriores a la emisión de los basaltos.

En dos muestras de basaltos porfídicos recogidas en el complejo de Palma Picada en la Hoja de Imbert, se han obtenido unas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $50,44\pm 0,85$ (**6075IIHH9126**) y $49,74\pm 0,47$ Ma (**6075IIHH9128**) en hornblendas. La poca alteración de la hornblenda en estas rocas y la calidad de las dataciones sugieren la existencia de un volcanismo máfico de edad Eoceno Inferior.

4. TECTÓNICA

4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988). Existe común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.*, 1991b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret, 1990; Pindel, 1994).

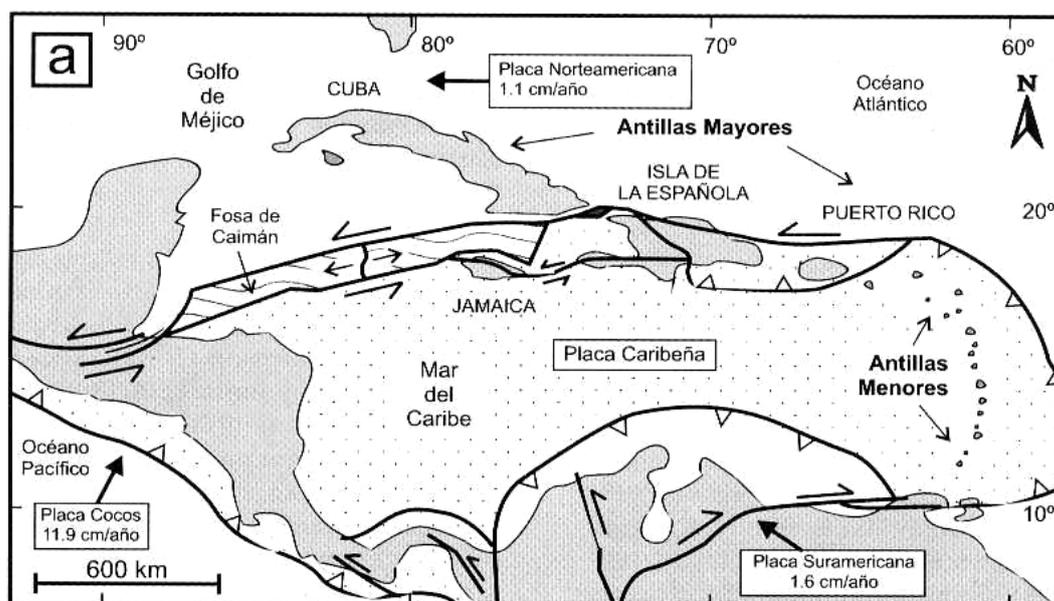


Figura 4.1. Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre senestral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis *et al.*, 2002).

La isla de La Española se sitúa de lleno sobre el margen norte de la placa del Caribe (Fig. 4.1.). Este margen ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y Paleoceno, 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 movimientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la placa del Caribe en relación con la placa Norteamericana (Mann *et al.*, 1991b). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que se supone que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo *et al.*, 1975) y terminó en el Oligoceno

Inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, se estima que la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno Medio con la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann *et al.*, 1991 b) y se mantiene hasta la actualidad en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

La placa del Caribe se desplaza hoy día hacia el este respecto a las placas Norte y Sudamericanas a una velocidad de unos 18-20 mm/año (Dolan y Mann, 1998; Dixon, 1998; DeMeets, 2000, Mann *et al.*, 2002). Este movimiento relativo se acomoda, en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional (y asociadas, p.e. falla de Camú), en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la zona de falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1991b).

Las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden representan los segmentos más orientales, en territorio de la isla de La Española, de las dos fallas transformantes que limitan por el norte y por el sur, respectivamente, el surco de Caimán, precisamente donde se produce un cambio sustancial en la dirección de éstas. En concreto, la mayor parte de la traza de la falla Septentrional coincide con la zona de inflexión entre la dirección OSO-ENE que caracteriza la falla de Oriente al sur de Cuba y la dirección E-O a ONO-ESE que adquiere a lo largo del límite norte de la bahía de Samaná (y su posible prolongación hacia la fosa de Puerto Rico), comportándose como una “inflexión dextral” o *restraining bend* de escala regional bien reconocida por autores previos (Mann *et al.*, 1984; 1995) que coincide de lleno con la Cordillera Septentrional.

La Cordillera Septentrional conforma junto con la península de Samaná, un dominio geológico bien diferenciado del resto de los considerados en la isla de La Española por cuanto en él concurren procesos directamente relacionados con la evolución del límite propiamente dicho entre las placas Caribeña y Norteamericana. Su borde meridional queda bien definido por la traza más o menos rectilínea de la falla Septentrional (*sensu lato*) que pone en contacto los materiales más antiguos que constituyen la cordillera (mayoritariamente terciarios, pero también mesozoicos, con reducidos pero significativos

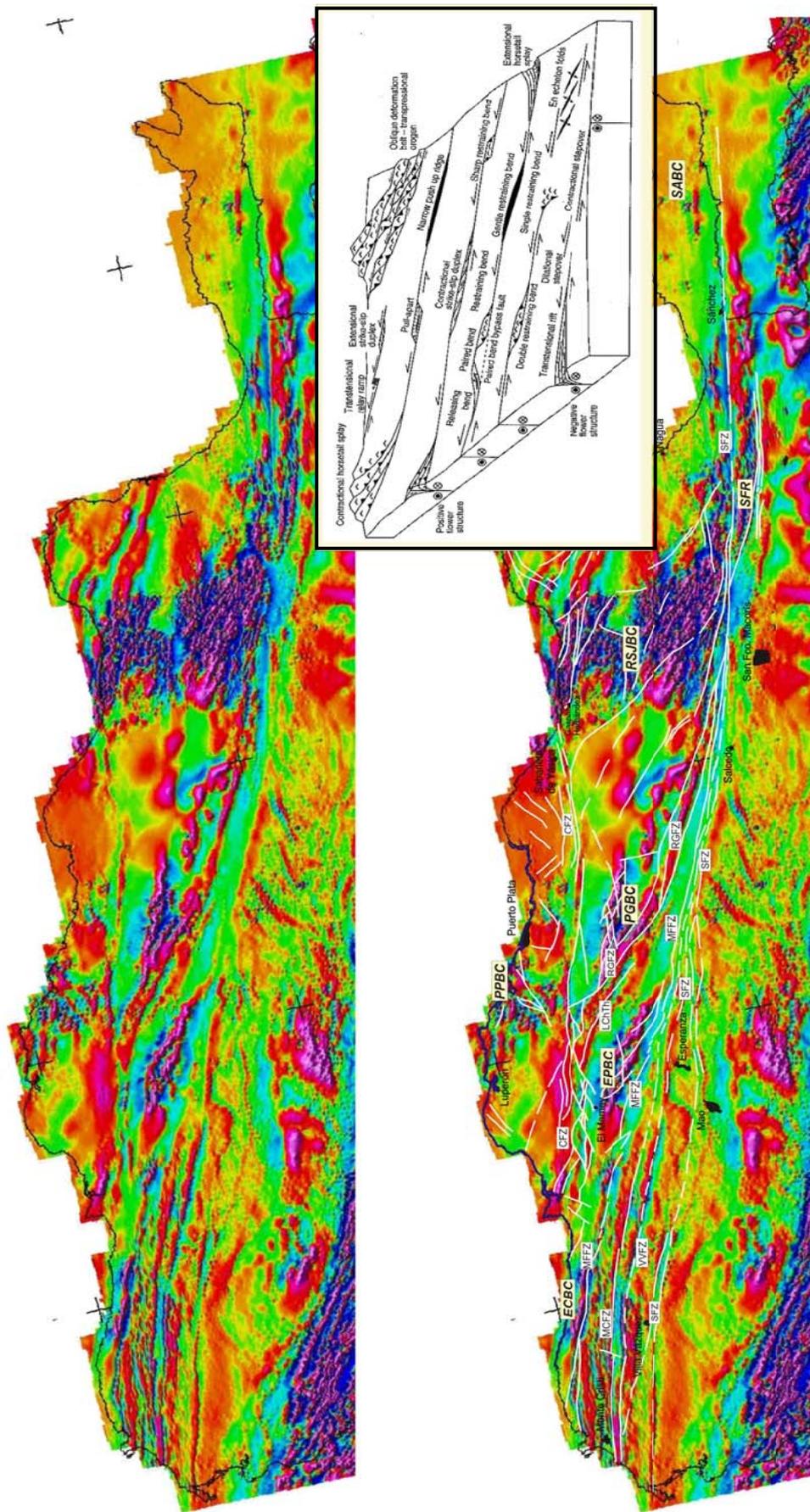


Figura 4.2. Correlación de las estructuras principales de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. En el recuadro se incluyen ejemplos de estructuras típicas de zonas transpresivas y transtensionales, con la nomenclatura propuesta por Mann *et al.* (2004).

afloramientos de rocas ígneas y metamórficas), con los depósitos cuaternarios de la Cuenca del Cibao. Esta cuenca, que coincide aproximadamente con el valle que le da nombre, discurre contigua al sur encajada entre los relieves de la Cordillera Septentrional y los de la Cordillera Central si bien el límite con estos últimos no es tan brusco y se resuelve mediante una prolongada pendiente que coincide aproximadamente con la discordancia de base de los materiales neógenos que mayoritariamente rellenan la cuenca.

En este contexto, los principales conjuntos de rocas que conforman la cordillera han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre bien localizadas (Septentrional, Camú, Río Grande, entre otras) y un plegamento singenético que afecta a todo el dominio, dando lugar a grandes relieves que tienen un claro control tectónico. Las fallas o zonas de falla mencionadas dividen la cordillera en grandes bloques con formas más o menos romboidales que es característica de zonas transpresivas. Son los bloques ya citados en esta memoria de Puerto Plata, Altamira, La Toca y Río San Juan a los que hay que añadir el *ridge* de San Francisco y la península de Samaná. Siguiendo la nomenclatura de estructuras en zonas transpresivas recientemente revisada por Mann (2004) (Fig. 4.2, recuadro), la geometría en planta de la cordillera en su conjunto corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*).

Los complejos de rocas volcánico-plutónicas y metamórficas (complejos de basamento) afloran con direcciones NO-SE ligeramente oblicuas a las directrices de la cordillera y una disposición escalonada “hacia la derecha” que está claramente asociada a “inflexiones contractivas” o *restraining bends* de escala kilométrica, todo ello consistente con el sentido de cizallamiento sinistral que afecta a toda la región. La mayoría de estos *restraining bends* se reconocen bien en el mapa aeromagnético de gradiente vertical por su forma sigmoidal en planta, por ejemplo, los *restraining bends* asociados a los complejos de El Cacheal, Palma Picada – o El Paradero - y Pedro García, aunque sin lugar a dudas el más espectacular de todos ellos es el que produce el afloramiento del macizo metamórfico de Río San Juan en la mitad oriental de la cordillera (Fig. 4.2)

Pese a que la falla Septentrional, se identifica con el límite entre la Cordillera y la cuenca del Cibao, en realidad su traza activa no coincide con el frente montañoso (Mann *et al.*, 1998). En el sector comprendido entre Santiago y San Francisco de Macorís la traza activa se localiza en el interior de la cuenca del Cibao, desplazada unos centenares de

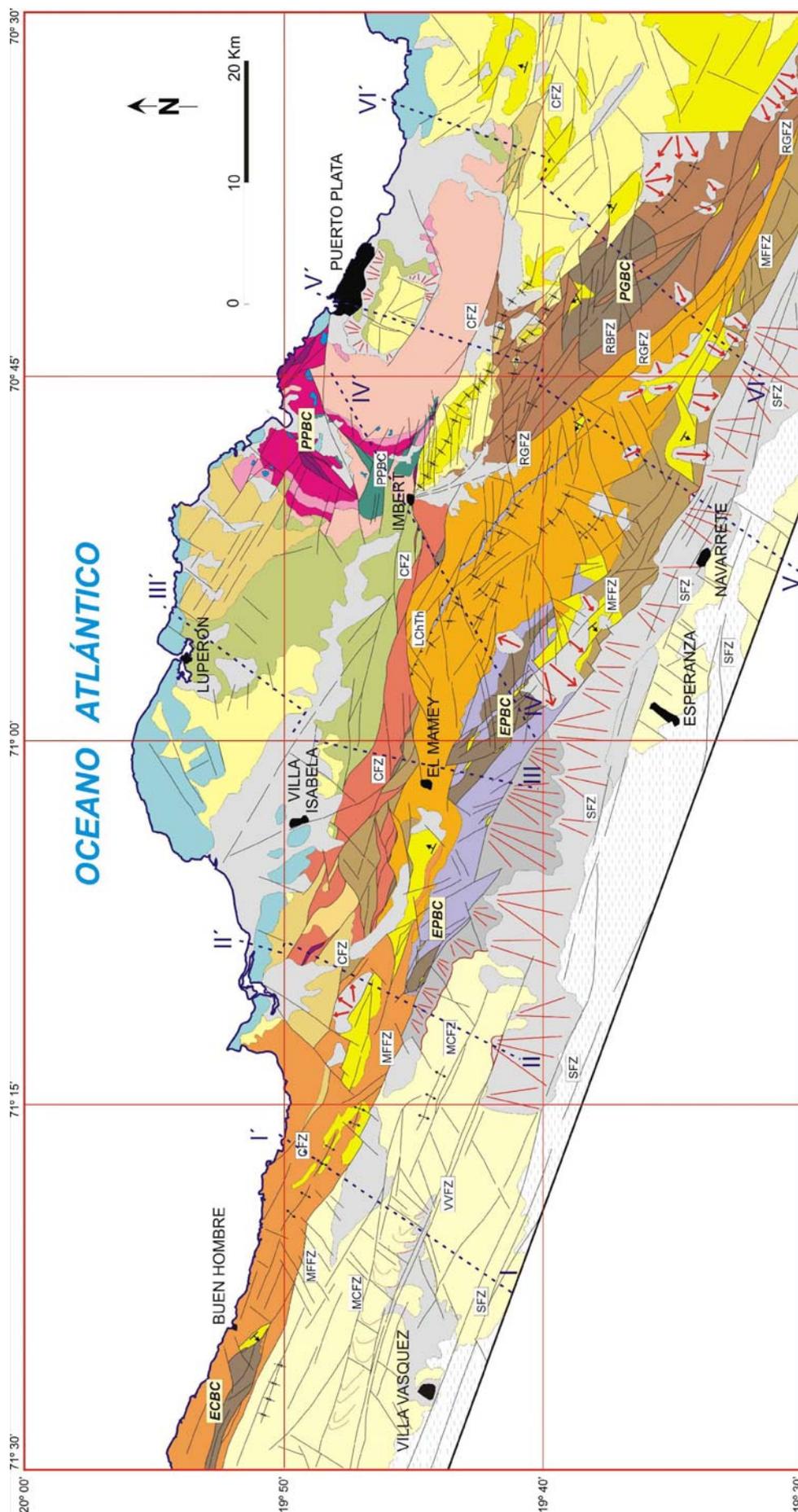


Figura 4.3. Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional con la localización de los cortes de la Fig. 4.4. La figura ampliada y su leyenda se pueden consultar en la Fig. 2.1

metros respecto al frente montañoso. Hacia el oeste, la falla Septentrional se segmenta en diferentes ramales que parecen más activos en dirección sur (fallas de Montecristi y Villa Vazquez; Mann *et al.*, 1998). Desde el paralelo de San Francisco de Macorís hacia el este, la falla Septentrional tiene una traza relativamente neta que limita por el sur el macizo metamórfico de Río San Juan y continúa a través de los depósitos cuaternarios de la llanura del río Yaque, hasta enlazar con la falla que forma el límite septentrional de la bahía de Samaná (Edgar, 1991). Entre San Francisco de Macorís y Villa Riva, la tectónica transpresiva ha generado en la parte más interna de la cuenca del Cibao adyacente a la falla Septentrional un promontorio o levantamiento alargado que se conoce con el nombre de la cresta o domo de San Francisco (San Francisco Ridge o *push up*; Winslow *et al.*, 1991 y citas incluidas).

La falla de Camú se sitúa en el interior de la cordillera con una traza de dirección próxima a E-O y por tanto ligeramente oblicua a la de la falla Septentrional. Entre las localidades de Imbert y Sabaneta de Yásica esta traza es relativamente neta, aunque con algunas bifurcaciones, mientras que desde Imbert hacia el este se desarrolla una zona de falla con una anchura entre 3 y 5 kms formada por numerosos ramales o *splays* que individualizan bloques de formas romboidales. La terminación occidental de la zona de falla hacia la costa es poco precisa al estar semioculta por materiales cuaternarios. Tampoco está muy claro si la prolongación oriental se resuelve en el mar, dentro del golfo situado entre Gaspar Hernandez y Río San Juan o si ésta coincide con una o las dos fallas de dirección ONO-ESE que atraviesan la parte más septentrional del complejo de Río San Juan, inmediatamente al este de Gaspar Hernández.

Otra falla importante en la estructura de la Cordillera Septentrional es la de Río Grande (De Zoeten y Mann 1999). Atraviesa la cordillera por su parte central con una dirección dominante NO-SE que hacia el sur cambia paulatinamente a ONO-ESE hasta enlazar asintóticamente con la traza de la falla Septentrional al este del meridiano de Salcedo. Hacia el norte, entre las localidades de Altamira e Imbert su traza queda oculta bajo depósitos aluviales cuaternarios pero muy probablemente enlaza hacia la zona de falla de Camú (o queda interrumpida por ésta) inmediatamente al sur de esta última localidad. La falla del Río Bajabonico se puede considerar asociada a la falla de Río Grande; discurre paralela unos kms al este de ella y forma el límite occidental de los afloramientos de rocas volcánicas y volcanosedimentarias del complejo de Pedro García.

Al norte de la falla de Camú, el complejo de Puerto Plata tiene una orientación NO-SE completamente transversal a la dirección de la cadena, aunque en detalle su estructura interna resulta bastante desorganizada como corresponde a un complejo desmembrado durante su exhumación a superficie. No obstante, en el contacto con la falla de Camú las unidades del complejo se reorientan subparalelas al plano de falla dibujando un pliegue de arrastre consistente con el movimiento sinistral de esta falla.

4.2. La estructura de la Hoja de El Mamey (en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional).

Un amplio afloramiento de margas de la Fm Villa Trina y de calizas de la suprayacente Fm Los Haitises recubre la parte central de la Cordillera Septentrional y divide a ésta en dos sectores, uno occidental y otro oriental cuyo enlace queda oculto bajo dichos depósitos. A continuación se describe la estructura de la Hoja de El Mamey en el contexto del sector occidental de la cordillera, con el que está completamente relacionada.

La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional se sintetiza en los esquemas de la figuras 4.3, 4.4. y 4.5 y en los cortes geológicos de la figura 4.6. El esquema estructural (Fig. 4. 3) muestra la traza de las fallas principales, la disposición escalonada de los complejos de arco de isla situados al sur de la falla de Camú y la alineación transversal del complejo de basamento de Puerto Plata al norte de ésta. La mayoría de estos elementos tienen buena correlación con anomalías del mapa de gradiente vertical de la región (Fig. 4.5).

La estructura de la Hoja se describe de sur a norte, primero la correspondiente a los bloques de Altamira y La Toca; después las estructuras asociadas a la falla Septentrional y falla de Camú; y por último la estructura del bloque de Puerto Plata, para comprender mejor la relación con la estructura de las Hojas circundantes.

4.2.1. La estructura de los bloques de Altamira y la Toca

La estructura de los bloques de Altamira y La Toca viene determinada por el desarrollo de las inflexiones contractivas o *restraining bends* citadas en el apartado anterior a las que se asocian sendos afloramientos de los complejos de rocas de arco de isla, de oeste a este, complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García.

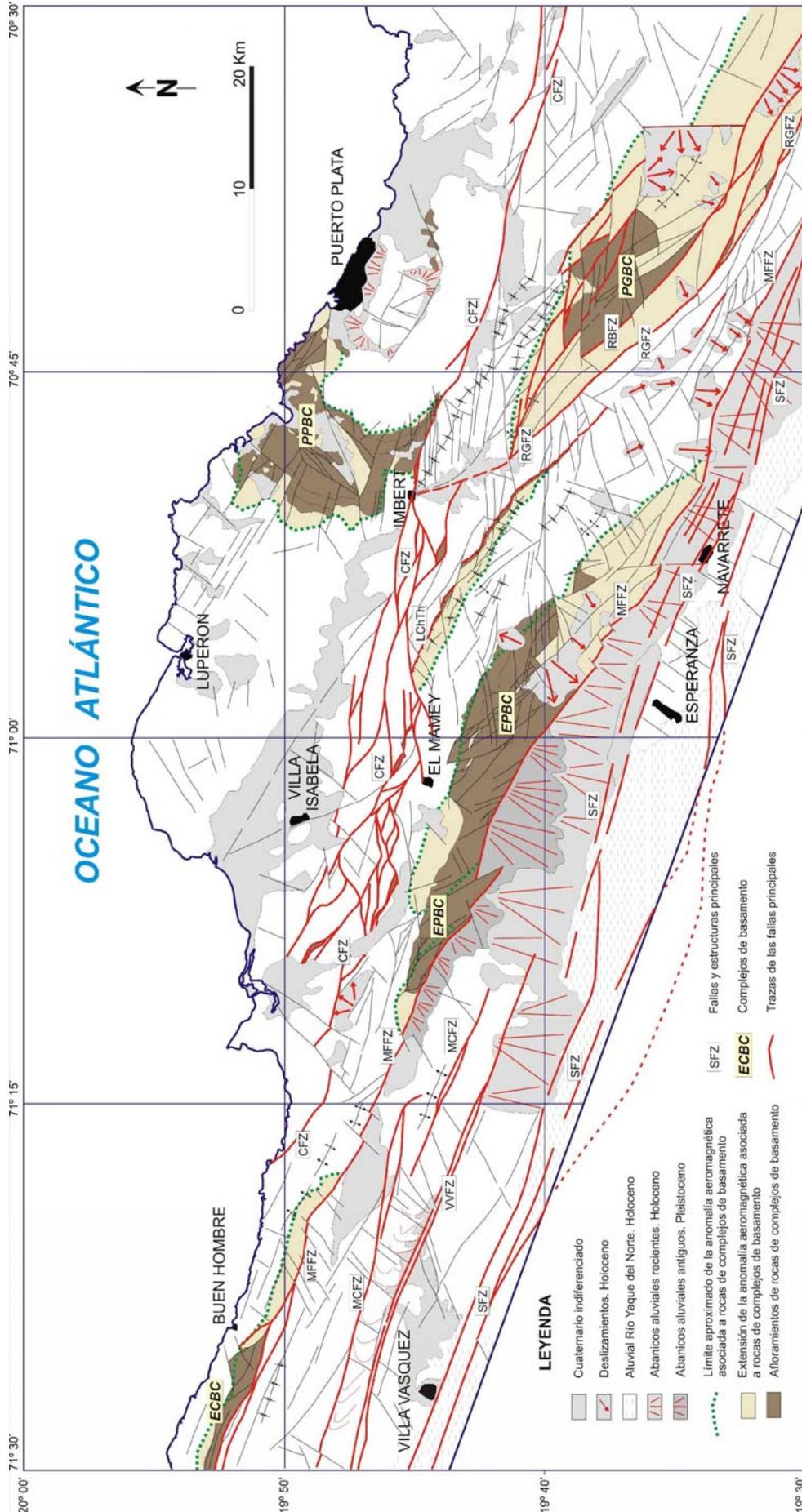


Figura 4.4. Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras, igual que en la Fig. 2.1

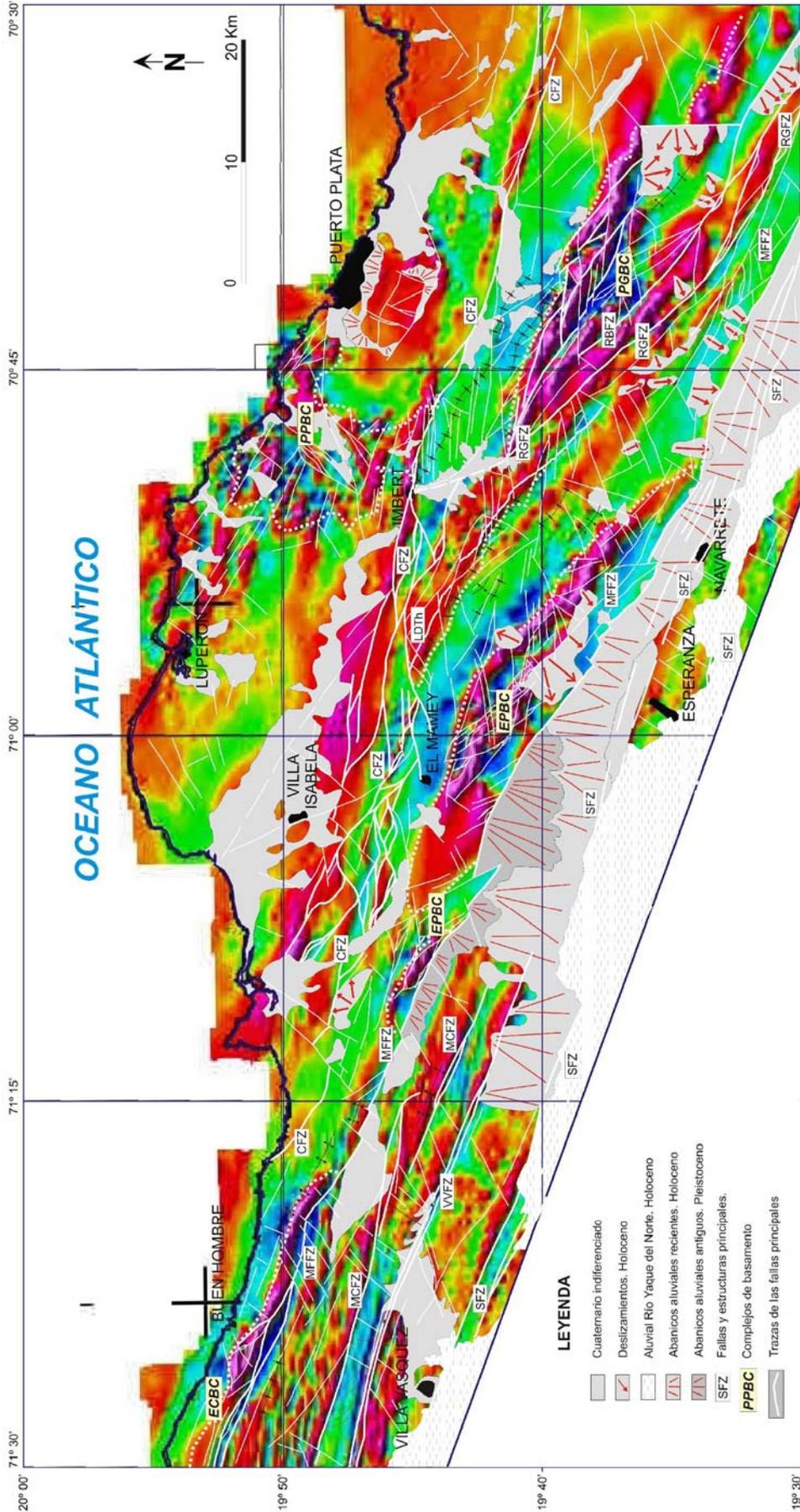


Figura 4.5. Correlación de las estructuras principales del sector occidental de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. La nomenclatura de las estructuras, igual que en la Fig. 2.1

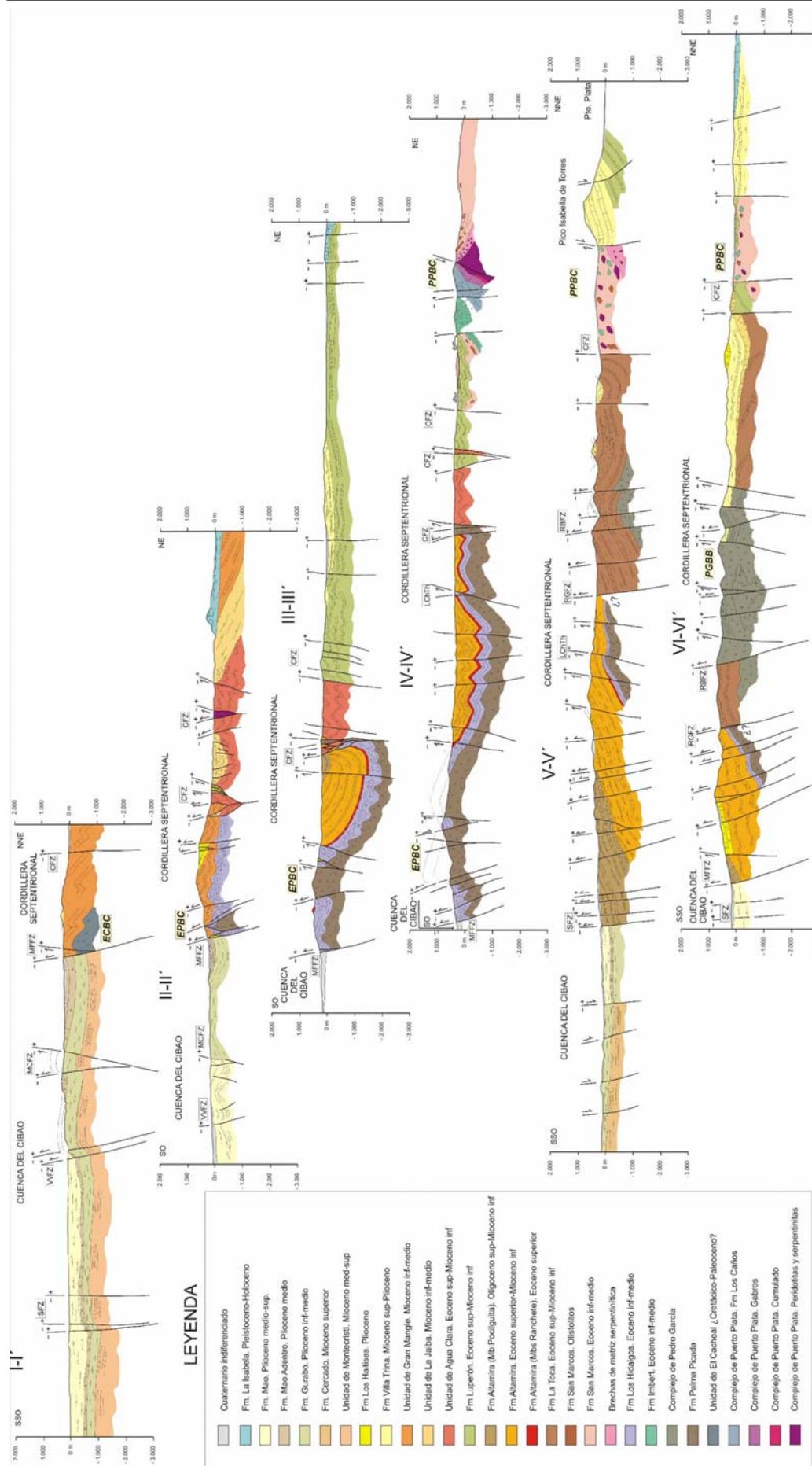


Figura 4.6. Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras, igual que en en la Fig. 2.1. El corte II-II' corresponde a una transversal completa NE-SO de la Hoja de El Mamey.

La estructura en sección de los bloques se muestra en los cortes geológicos de la figura 4.6. De ellos, el corte II-II' y la primera parte del corte III-III' corresponde a dos transversales de la Hoja de El Mamey. Los afloramientos de los complejos de arco de isla coinciden con estructuras anticlinales o anticlinoriales más o menos apretadas (dependiendo del grado de acortamiento de cada transversal) limitadas por fallas subverticales, o más bien, ligeramente vergentes hacia el exterior de cada estructura, que reproducen las geometrías "en flor (positiva)" características de zonas transpresivas o de desgarre. En el caso del complejo de Palma Picada (o El Paradero) representado en la Hoja de El Mamey se trata de afloramientos relacionados con estructuras relacionadas con fallas en dirección e inversas que producen la exhumación en contextos transpresivos (Loma de Guayacanes-Maimón y Arroyo Caña). En este complejo predomina claramente la fracturación y el fallamiento que afecta a las series volcánicas masivas inferiores (p.e. Fm Palma Picada), mientras que las series calcáreas suprayacentes (p.e. Fm. Los Hidalgos), bien estratificadas registran además un replegamiento intenso que quizá en parte esté acentuado por el fuerte contraste en el comportamiento reológico de ambas secuencias. Es preciso resaltar que la intensa fracturación afecta también a la Fm. Los Haitises, que aflora discordante sobre las series anteriores en una sucesión de pequeños bloques limitados por fallas formando la crestería de Loma Paradero a Loma Guayacanes.

Las potentes series turbidíticas suprayacentes ocupan estructuras sinclinales o sinclinoriales relativamente amplias que se intercalan entre los complejos de arco de isla con la misma disposición escalonada que éstos. Así por ejemplo, el sinclinal o sinclinorio de El Mamey se desarrolla sobre la Fm. Altamira entre los complejos de Palma Picada (o El Paradero) y Pedro García. En este caso, la estructura resultante es un pequeño cinturón de pliegues y cabalgamientos de geometría transpresiva, es decir, oblicuo a las fallas principales que lo delimitan. Los pliegues son de geometría cónica y por tanto con escaso desarrollo longitudinal, con planos axiales subverticales o ligeramente vergentes hacia el NE o SO y se disponen en escalera o asintóticos contra las fallas principales, aunque lo habitual es que estén interrumpidos por fallas oblicuas singenéticas de dirección E-O a OSO-ENE que corresponden a *riedels* de tipo R1 (Figs. 4.1 y 4.4). En el interior del sinclinorio, la deformación produce el afloramiento de una estrecha banda de calizas y téminos volcanoclásticos de la Fm Los Hidalgos a favor de un cabalgamiento o falla inversa de dirección NO-SE y vergencia NE que se puede considerar una inflexión contractiva menor subordinada a la principal (Figs. Figs. 4.3, 4.4 y 4.5).

En la parte meridional de los dos bloques predominan las fallas de gran recorrido y con direcciones subparalelas a las principales (Septentrional, Río Grande, Bajabonico), abiertas hacia el norte y asintóticas hacia el sur, que recuerdan una configuración de tipo “cola de caballo contractivo” (*compressional horse tail*) (Figs. 4.1. y 4.3). La falla de Río Grande, con su asociada la falla de Bajabonico, constituye el límite (¿convencional?) entre los bloques de Altamira y La Toca. El trazado de estas dos fallas se produce en la vecina Hoja de Imbert (en buena parte ocultos por los depósitos cuaternarios), es muy rectilíneo y ejercen un cierto control geomorfológico en determinadas partes del curso del río Grande. El plano de la falla (o zona de falla) del río Grande afectando a conglomerados de la Fm La Toca, se pudo observar en un meandro del río al NO de Río Grande Arriba; la deformación asociada resultó ser de tipo dúctil-fragil con el desarrollo de una cataclasita intensamente foliada y fábrica SC, acompañada del aplastamiento y rotación de los cantos (de tamaño centimétrico) del conglomerado (a modo de porfiroclastos), indicando un inequívoco sentido en dirección sinistral del movimiento.

En la Hoja de El Mamey se encuentran dos de las estructuras que se han referido anteriormente más importantes de la Cordillera Septentrional, la falla Septentrional y la falla de Camú, que atraviesan toda la hoja de este a oeste, ofreciendo además, buenas observaciones que han ayudado a la caracterización estructural de estas estructuras. Seguidamente se describen aquellos aspectos estructurales que se encuentran en la Hoja y que pueden resultar de interés para la estructura de la región.

4.2.2. La falla Septentrional.

En la Hoja de El Mamey existen varios cortes de la falla Septentrional, localizados sobre todo en arroyos transversales a la misma, que permiten realizar algunas observaciones sobre las características de esta zona de falla.

De forma general, como se ha dicho anteriormente, la falla Septentrional es un accidente tectónico muy importante, de dirección ONO-ESE y régimen lateral izquierdo, que se extiende durante más de trescientos kilómetros desde la península de Samaná hasta Montecristi, y es que continúa offshore hasta la Falla de Oriente (p. ej. Dolan et al., 1999). Este accidente separa la Cordillera Septentrional de la Cuenca del Cibao, dominios diferentes desde el punto de vista estratigráfico que actualmente se encuentran yuxtapuestos por la acción lateral de la falla Septentrional.

Hay que resaltar primeramente que la falla Septentrional corresponde realmente a una zona de falla amplia, cuya anchura máxima en la hoja de El Mamey puede ser del orden de 300-400 metros, dentro de la cual se encuentran frecuentes planos de falla que ponen en contacto unidades pertenecientes tanto a la Cordillera Septentrional como a la Cuenca del Cibao, y donde la deformación disminuye conforme nos alejamos de la misma, presentando preferentemente una zona estrecha (decenas de metros) con una fuerte deformación, siendo más discreta hacia los bordes.

Dentro de la amplia franja que corresponde a la falla Septentrional se pueden encontrar restos de series del Cibao incluidas a modo de “peces”, con una extensión de orden métrico, apenas cartografiable, salvo un afloramiento de una unidad tipo Fm. Mao, encontrado al norte de Pozo Prieto. También es importante decir que la falla Septentrional, atendiendo a la cartografía realizada, se encuentra actualmente desplazada por otras fallas posteriores que la intersectan, denotando por tanto una historia tectónica posterior o más difícilmente coetánea, pero que permite deducir que no corresponde actualmente a la traza tectónicamente más activa de la falla. De hecho, en los trabajos realizados sobre tectónica activa de la Cordillera Septentrional, se denomina a la Falla Septentrional con el nombre de Falla Frente de Montaña (*Mountain Front Fault*, Mann et al., 1999), para el segmento de la falla que se encuentra al oeste de la Hoja de El Mamey. Este hecho es interesante debido a que permite explicar la existencia de otra serie de fallas situadas ya en el seno de la Cuenca del Cibao, que denotan una actuación más reciente y por tanto, serían más activas que la propia falla Septentrional. Estas fallas son las Fallas de Montecristi y de Villa Vasquez (Mann et al., 1999).

El mejor corte de la Falla Septentrional se encuentra en El Chorro (Río Maimón), en el extremo sureste de la Hoja, donde el Río Maimón se encaja en la Cordillera Septentrional y atraviesa toda la zona de falla. En este sector la falla Septentrional tiene una anchura de unos 300 metros aprox., donde se encuentran básicamente cataclasitas foliadas, compuestas mayoritariamente por clastos y bloques de calizas de la Fm. Los Hidalgos, Fm. Los Haitises y rocas volcánicas y vulcanosedimentarias del Complejo de Palma Picada, rodeados de una matriz arcillosa foliada formada como producto de la brechificación y la deformación. La dirección de esta foliación es principalmente N150E, con un buzamiento subvertical, pero dominando la componente suroeste. Hacia el norte se encuentra el contacto con las calizas grises de la Fm. Los Hidalgos, donde paulatinamente se encuentra la sucesión menos deformada hasta llegar a El Chorro. Por el sur, el contacto con la Cuenca del Cibao no puede apreciarse de manera clara en este

sector, al estar tapado por abanicos y conos de deyección recientes, pero sí en las secciones de Las Cayas y Pozo Prieto.

Los otros dos afloramientos de la Hoja de El Mamey donde se puede ver el contacto entre la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao son al norte de Las Cayas en dirección a Grayumbo, en el corte del Arroyo Las Cayas y al norte de Pozo Prieto. En el afloramiento de Las Cayas, al que se accede siguiendo el camino que va por el propio Arroyo Las Cayas a Grayumbo, se observa la parte proximal de los abanicos antiguos (18) en contacto mecánico con la Fm Los Hidalgos. En este caso, la zona de falla Septentrional corresponde a una serie de fallas discretas que afectan a los abanicos aluviales cuaternarios, produciendo basculamientos y pliegues de acomodación y arrastre en ellos. Las fallas tienen una dirección N110E aprox. y su régimen es inverso-izquierdo, con estrías subhorizontales (cabeceo $< 15^\circ$). Dentro de la Fm. Los Hidalgos, en la Cordillera Septentrional, la deformación es mayor, probablemente porque registra también las etapas de mayor deformación precuaternarias, y lo que se observa son unos 200 metros de brechas cataclásticas.

En el afloramiento del Arroyo de Pozo Prieto se observa un retazo de una serie de areniscas atribuibles a alguna unidad del Cibao, dentro de la zona de Falla Septentrional y en contacto mecánico por todos lados, a modo de pez, con la Fm. Los Hidalgos. El contacto norte se aprecia claramente que corresponde a una falla inversa de dirección N150E, con una cierta componente en dirección y un buzamiento de 60° al noreste, siendo este uno de los mejores lugares de la hoja para observar este contacto.

4.2.3. La falla de Camú.

Como se ha referido anteriormente, la falla de Camú separa los bloques de Puerto Plata, de los bloques de Altamira y La Toca, y desde el punto de vista cartográfico, pone en contacto diferentes dominios, a través de un movimiento lateral izquierdo plurikilométrico. En la Hoja de El Mamey esta estructura está muy bien representada, aunque se ha visto que difiere en su trazado y estilo estructural al definido originalmente (Pindell y Draper, 1991).

En términos de deformación, se ha observado durante la cartografía de la hoja, que la falla de Camú se puede considerar como una amplia zona de cizalla, que varía en su anchura desde unas decenas de metros hasta varios kilómetros. Es un accidente

tectónico de orden mayor, puesto que separa fragmentos de corteza diferentes y realmente es la estructura que pone en contacto dos segmentos corticales que han colisionado y que han pertenecido a placas diferentes. A lo largo de la Falla de Camú afloran complejos de rocas ultrabásicas y rocas de alta presión, resultado de la exhumación de estas rocas desde la zona de subducción. Aunque hacia el norte de la Falla de Camú se desconoce por el momento la naturaleza del basamento, en el bloque sur se encuentran las rocas que han formado la placa caribeña. Por tanto, este límite presenta una gran entidad desde el punto de vista tectónico, que se ha visto reflejado en el estilo de la deformación reconocido.

De esta forma, en la Hoja de El Mamey existen gran cantidad de observaciones sobre esta zona de cizalla de Camú. El límite meridional de la citada estructura se reconoce por producir la deformación y exhumación, en láminas o esquirlas alargadas de orden decamétrico según la dirección de la falla, de las rocas del arco islas primitivo (Complejo de Palma Picada, Cretácico Inferior). El límite septentrional es mucho más difuso, aunque se suele reconocer cuando se empiezan a encontrar sucesiones poco deformadas de la Fm. Luperón. Entre ambos límites, la zona de cizalla oscila entre 2 y 5 kilómetros de anchura, produciendo una gran deformación en las unidades de ambos lados de la zona de cizalla, siendo las principales unidades deformadas la Fm Altamira (Bloque de Altamira) y la unidad de Agua Clara (Bloque de Puerto Plata).

Existen buenos afloramientos de esta zona de cizalla en el Arroyo San Francisco, Arroyo los Enezados y sobre, todo, a lo largo del Río Gualete. En todos estos afloramientos se pueden encontrar toda una serie de estructuras de deformación que afectan a las sucesiones turbidíticas de Altamira y Agua Clara. Entre las estructuras más frecuentes se encuentran una clivaje, penetrativo, oblicuo a la estratificación. También es frecuente el estiramiento de los niveles areniscosos, que llegan a formar boudins y debido al sentido lateral de la zona de cizalla, también forman almendras, con colas de presión asimétricas. En menor medida se han reconocido pliegues en vaina, con la charnela paralela al estiramiento, que suele tener una dirección N110E. A mayor escala se reconocen pliegues recumbentes, con flancos invertidos subhorizontales y en casos esporádicos, incluso una pequeña superposición de pliegues, al reconocerse grandes pliegues isoclinales plegados. A lo largo del Río Gualete se puede observar un amplio catálogo de estas estructuras, que se enmarcan dentro de un campo de deformación semi-dúctil, debido a la plasticidad de las margas. También existen estructuras frágiles, más tardías, que cortan la foliación y las estructuras anteriormente descritas. De manera sistemática,

se trata de fallas subverticales, con estrías subhorizontales de dirección entre N70E y N90E, con régimen izquierdo. Este dispositivo es el que se observa a escala cartográfica, donde se aprecian cuerpos sigmoidales muy deformados internamente, cortados y trasladados por fallas frágiles. Todo el conjunto parece coherente con una cinemática de zona de cizalla izquierda de dirección media N110E, donde las fallas más frágiles se pueden considerar fallas de tipo *riedel* del mismo sistema. No se ha observado metamorfismo.

4.3. Principales discordancias y edad de la deformación

En el ámbito del sector occidental de la Cordillera Septentrional y de la propia Hoja de El Mamey, la cartografía geológica permite reconocer (o en algunos casos, deducir) una serie de discordancias de ámbito regional cuyas implicaciones geodinámicas y acotaciones respecto a la edad de la deformación se describen a continuación.

En el bloque de Puerto Plata el contacto entre el complejo de basamento propiamente dicho y la Fm Imbert nunca es visible pero se deduce que corresponde a una discordancia que, conforme a las edades consideradas para uno y otro, se podría situar temporalmente muy próxima al límite Paleoceno-Eoceno. Esta discordancia se puede correlacionar con los procesos de exhumación del Complejo de Puerto Plata, y ello se basa en los siguientes argumentos: 1) La Fm Imbert se depositó en un medio marino profundo y de manera notoria es el principal origen de los olistolitos y bloques que alimentan formaciones olistostrómicas o caóticas con matriz serpentínica (brechas serpentínicas) o no (Fm San Marcos), que además incluyen bloques de otras unidades del complejo (p.e. Fm. Los Caños) y bloques de rocas de alta presión derivadas de un canal de subducción; 2) Los términos basales de la Fm Imbert en el corte del río Obispo incluyen frecuentes niveles de brechas sedimentarias (de tipo *debris flow*) con abundantes fragmentos angulosos a subredondeados (de tamaño centimétrico) y bloques (de tamaño decimétrico) de serpentinitas, lo que implica la removilización y erosión del complejo de Puerto Plata (o conjuntos equivalentes ricos en peridotitas) durante el depósito de aquella; 3) Pese a la ausencia de dataciones fiables y su posición estratigráfica dudosa, la presencia de las calizas arrecifales de La Isla en relación cartográfica con las unidades del complejo de basamento, con las brechas serpentínicas o la Fm San Marcos, y con la propia Fm. Imbert, permite suponer que, en algún momento, el conjunto formado por todas estas unidades fue completamente exhumado o expuesto a niveles muy someros.

El levantamiento o exhumación del complejo de basamento de Puerto Plata se puede relacionar con los últimos estadios del proceso de subducción oblicua de la placa Norteamericana bajo la placa Caribeña y su posterior colisión. La historia tectonometamórfica y las dataciones absolutas obtenidas en eclogitas de la península de Samaná derivadas del proceso de subducción, sugieren que éste ocurrió fundamentalmente entre el Cretácico Superior y el Paleógeno Inferior (Joyce, 1991; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Escuder Viruete y Pérez Estaun, 2006). La subsiguiente colisión de la placa Caribeña con la plataforma de las Bahamas se supone que marca el inicio de los procesos de exhumación propiamente dichos, los cuales, de acuerdo con la edad principal de la Fm Imbert (y de las unidades caóticas asociadas), se debieron desarrollar durante el Eoceno Inferior y Medio. No obstante, las dataciones de las fábricas retrometamórficas que envuelven los bloques de las mencionadas eclogitas (edades de enfriamiento en fengitas,) sugieren que el proceso se pudo prolongar hasta el Eoceno superior o incluso el Oligoceno (Joyce y Aronson, 1987; Catlos y Sorensen, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2004, 2006).

En el bloque de Altamira algunos autores citan una discordancia entre la Fm Palma Picada y una serie del Paleoceno-Eoceno, en parte equivalente las calizas y tufitas de Los Hidalgos (Calais *et al.*, 1992) que, si acaso, podría ser correlacionable con la citada anteriormente en el bloque de Puerto Plata. Mejor expresión, sin duda, tiene en este bloque la discordancia de la base de la Fm Altamira, que se reproduce también y en el mismo intervalo cronoestratigráfico (aproximadamente, el límite Eoceno Medio-Eoceno Superior o en el Eoceno Superior) en los bloques de La Toca y Puerto Plata, a la base de las Fms La Toca y Luperón, respectivamente. Según se deduce de los estudios petrológicos y sedimentológicos (De Zoeten 1988; Redmond, 1982; De Zoeten y Mann, 1991, 1999), el depósito de estas formaciones durante el Eoceno y Oligoceno en amplias cuencas turbidíticas, quizá algunas de ellas conectadas entre sí (al menos en el caso de Altamira y La Toca; o en el de la Fm Agua Clara, con Altamira o Luperón) está controlado por el levantamiento (¿y plegamiento?) de los respectivos complejos de basamento, de manera consistente con los datos expuestos anteriormente. El plegamiento y deformación de estas tres formaciones tiene lugar ya en un régimen de desgarre o transpresión sinistral que se implantó definitivamente en el conjunto de la isla a partir de la colisión oblicua entre las dos placas (y como consecuencia de ella) y se prolongó de manera continuada hasta la actualidad.

La siguiente discordancia de ámbito regional se sitúa a la base de la Fm La Jaiba en el Mioceno Inferior y es común para los tres bloques involucrados en este sector de la Cordillera Septentrional. Es decir, la Fm La Jaiba aflora discordante sobre formaciones precedentes en el bloque de Puerto Plata, también en los bloques de Altamira y La Toca y de forma característica a lo largo de la zona de falla de Camú, donde se ha podido observar que alberga clastos procedentes de bloques contiguos (por ejemplo, en el caso de los afloramientos más occidentales de esta unidad que tienen clastos procedentes tanto del bloques de Puerto Plata como del de Altamira). Por tanto, se puede concluir que estos bloques estaban ya relativamente próximos durante el depósito de esta formación aunque no todavía con su posición actual.

Mención aparte por sus implicaciones en la evolución tectónica de la cadena es la estructura de la Fm Los Haitises y su infrayacente y en parte equivalente lateral, la Fm Villa Trina. El contacto basal de estas formaciones es siempre una discontinuidad (discordancia angular o paraconformidad) de ámbito regional que marca el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario de carácter regresivo (margas de cuenca en la base y depósitos arrecifales y asociados a techo) de edad Plioceno Inferior (o Mioceno Superior)-Pleistoceno Inferior. Ambas formaciones están involucradas en el plegamiento más reciente de la cordillera y de manera característica aparecen pinzadas en bloques o fragmentos de muy diversos tamaños (desde kilométricos a decamétricos) a lo largo de la mayoría de las fallas inversas asociadas al Frente Montañoso. En consecuencia, se puede afirmar que el levantamiento de la cordillera y el desarrollo de su patrón estructural más evidente en este sector occidental, son inmediatamente posteriores al depósito de la Fm Los Haitises (o en parte coetáneo con las fases finales de éste) y por tanto debieron ocurrir a partir del Pleistoceno Inferior o Pleistoceno Medio. Este dato es coherente con el hecho descrito en apartados anteriores de que la formación Mao que culmina el relleno de la cuenca del Cibao, no presente en su composición ninguna influencia del levantamiento de la cordillera pese a su edad relativamente reciente (Plioceno Medio-Superior).

Por último, la discontinuidad de ámbito regional más moderna (aparte de la que corresponde a los depósitos holocenos) se sitúa en el Pleistoceno Inferior (o límite Plioceno-Pleistoceno) a la base de la Fm La Isabela y consiste en una discordancia angular cuando esta formación descansa sobre formaciones paleógenas o miocenas, o en una paraconformidad difícil de apreciar y cartografiar cuando lo hace sobre la Fm Villa Trina o peor aún, sobre las calizas de Los Haitises de idéntico origen arrecifal. La

posición emergida de esta discordancia (y de la propia Fm La Isabela) hasta cotas de 200 m en la zona de Cabo Francés Viejo formando al menos tres niveles de terrazas, demuestra el levantamiento continuado de la cordillera desde la finalización del depósito de la Fm La Isabela en el Pleistoceno Superior, con una velocidad que se ha estimado en 0,33 mm/año (Braga, 2010). Calculos similares realizados teniendo en cuenta la cota máxima de levantamiento de la Fm Los Haitises (1.250 m, en el Pico Diego de Ocampo), sugieren un rango impreciso de la tasa de levantamiento de la cordillera entre 0,35 y 1,25 mm/año, dependiendo de la edad que se considere para la finalización del depósito y comienzo de emersión de esta formación (Pleistoceno Inferior o Plioceno Superior).

4.4. Tectónica activa

La Cordillera Septentrional y el valle del Cibao son zonas sísmicamente activas. Los estudios de paleosismicidad y observaciones geomorfológicas realizadas por Mann *et al.* (1998) han demostrado la actividad del segmento central de esta falla durante el Holoceno más reciente. Sin embargo no está clara la participación de la falla Septentrional en dicha sismicidad ni tan siquiera en la secuencia de terremotos históricos registrados en la región en los años 1564, 1783, 1842, 1887 y 1897, ya que las dataciones indican que su movimiento fue anterior (entre los años 1040 y 1230; Prentice *et al.*, 1993; Dolan y Wald, 1998). Más bien al contrario dicha sismicidad parece que se relaciona principalmente con los movimientos generados a lo largo de la zona de subducción (oblicua) de la Placa Norteamericana y la plataforma de Las Bahamas bajo la Cordillera Septentrional y así lo confirman los mecanismos focales de tipo falla inversa o cabalgamiento de una serie de terremotos ocurridos en el norte de la isla entre 1943 y 1953 (Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 1998; Dolan y Wald, 1998) (Fig. 4.7).

En el caso de la falla de Camú, no hay estudios específicos sobre su actividad neotectónica similares a los realizados en la falla Septentrional y también se desconoce si es sísmicamente activa. El 23 de septiembre de 2003 la zona de Puerto Plata se vio severamente afectada por un terremoto de intensidad 6,5, el mayor de los ocurridos en el norte de la isla desde la citada serie de terremotos de los años 1943 a 1953. Se calcula que el terremoto se originó a unos 10-15 km de profundidad y su localización más probable, a tenor de la concentración de sus réplicas es de unos 10 kms al sur de Puerto Plata, es decir muy próxima a la vertical del plano de la falla de Camú (Mann *et al.*, 2004) (Fig. 4.7). La interpretación de los mecanismos focales deducidos para este terremoto sugiere que el movimiento lo produjo, probablemente, una falla inversa de plano

subvertical y dirección aproximada E-O que, por coincidencias de geometrías, podría ser la falla de Camú.

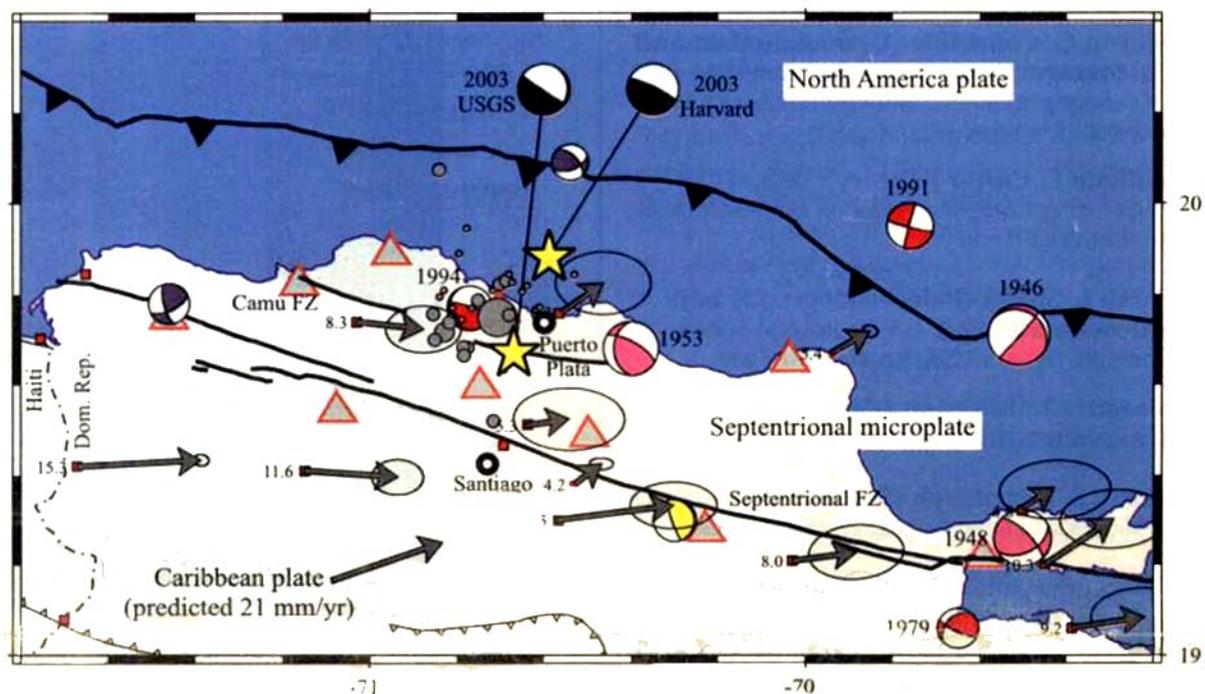


Figura 4.7. Esquema estructural del sector septentrional de la República Dominicana con las localizaciones (estrellas amarillas) y mecanismos focales (en negro) del USGS y Harvard de 22 terremotos. Las localizaciones de las réplicas y sus tamaños relativos se muestran en círculos grises. Las soluciones para mecanismos focales de Harvard CMT se muestran en rojo; los de Dolan y Wald, en (1998) en rosa; los de Molnar y Sikes (1969), en amarillo; y los de Calais *et al.* (1992), en azul. Los vectores de medidas de GPS y sus elipses de errores, son de Calais *et al.*, (2002); la velocidad total de la placa del caribe deducida de GPS, es de DeMets *et al.*, (2000). Figura y pie de figura tomada de Mann *et al.* (2004b).

Aparte del registro histórico de la actividad sísmica, son numerosas, y ya comentadas, las evidencias de tectónica activa que presenta la Hoja: la mayoría de ellas tienen que ver con formas estructurales impuestas por la actividad reciente o subactual de fallas, especialmente en determinados tramos de las fallas de Camú, río Grande y Bajabonico; o la propia morfología del valle de Maimón; así como el intenso encajamiento fluvial e incisión de arroyos que junto con la acusada inestabilidad de laderas y la abrupta morfología del relieve, ponen de manifiesto el levantamiento de la cordillera. Mención aparte merece el comportamiento inestable de la Fm San Marcos, impuesto por su peculiar composición litológica (arcillas expansivas) y su gran espesor, a lo que se debe añadir la abundancia de precipitaciones y la sismicidad como detonantes zonales de este fenómeno.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1 Análisis geomorfológico

El relieve de esta Hoja se encuentra condicionado mayoritariamente por la estructura compleja de la Cordillera Septentrional y también por los procesos de acumulación de sedimentos en las Llanuras aluviales de los ríos Yaque del Norte en el Valle Occidental del Cibao y, en menor medida, del Bajabonico en el extremo opuesto de la misma, donde también han llegado a formar una barra que encierra la albufera de Estero Hondo, además de cierto retrabajamiento de éstos por la acción morfogenética del mar en algunas zonas litorales. Por tanto, las unidades morfoestructurales de rango mayor son: la Cordillera Septentrional y el Valle del Cibao. El límite entre ambas se sitúa en la Falla Septentrional (Figura 5.1).

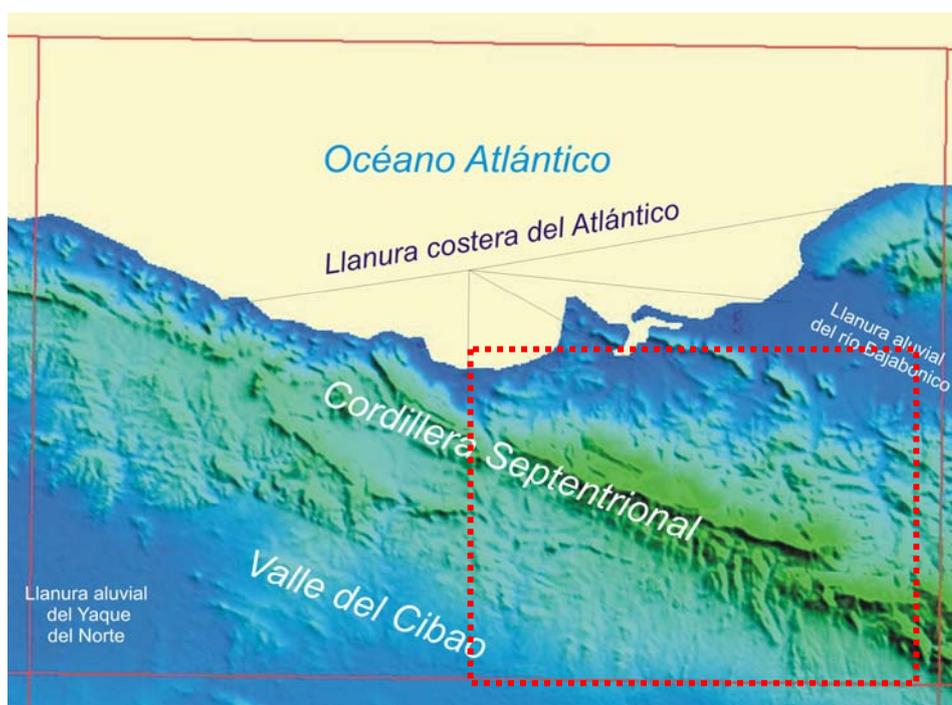


Figura 5.1. Modelo Digital del Terreno mostrando las principales unidades geomorfológicas de la Hoja a escala 1:100.000 de La Isabela (Fuente MDT: SRTM).

La Cordillera Septentrional presenta la zona de relieve más abrupto de la Hoja, haciéndose más notable a medida que avanza hacia el SE. Esta cordillera muestra, de forma fehaciente, la existencia de fallas lineales que compartimentan esta unidad de su vecina, el Valle del Cibao, que queda representada por la Llanura aluvial del río Yaque del Norte y se caracteriza por presentar un cinturón de meandros bien desarrollado que

recubre los sedimentos acumulados en el Valle del Cibao, unidad morfoestructural que incluye el trazado del propio Yaque. Por último, y sin llegar a tener la misma envergadura, encontramos las tierras bajas del Bajabonico, donde los materiales se han ido acumulando formando su llanura aluvial, separando la cordillera propiamente dicha de sus estribaciones de menor relieve en el extremo septentrional.

En el límite norte, la Llanura costera del Atlántico, que queda representada por las ciénagas costeras y tierras bajas del W del Bajabonico, no adquiere gran relevancia.

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 estructuración; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

5.1.1. Estudio morfoestructural

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. Además, la alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es, por tanto, la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

En la parte norte de la hoja se encuentran grandes monoclinales calizos, que constituyen superficies estructurales cuyos bordes quedan marcados por prominentes escarpes, a partir de los cuales se localiza gran actividad de deslizamientos. Estas plataformas están constituidas por los materiales de la Fm La Isabela. En algunas áreas también han adquirido notable desarrollo las morfologías relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización ofrecida por los materiales aflorantes, como los resaltes de capas verticalizadas, que pueden dar lugar a crestas y barras, en el este de la Playa Punta Rucia.

5.1.2. Estudio del modelado

5.1.2.1. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Ocupan una gran parte de la superficie cartografiada en la Hoja. Su cartografía permite una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la llanura aluvial del río Bajabonico en sus tierras bajas y, en menor medida, en el valle del Río de la Jaiba y del Río Encantamiento. La mayor variedad de depósitos se encuentra en el valle del Bajabonico, donde encontramos: llanura de inundación, fondo de valle, meandros abandonados y terrazas asociadas.

Los fondos de valle aparecen bien representados en los ríos principales de la Hoja, como son el Bajabonico, el Unijica, el Jaiba y el Encantamiento, además de en otros de menor envergadura, como son el río Los Pilonos y el arroyo La Culebra. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente, más o menos pronunciadas, cóncavas, en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por sí misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arrollada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

Se han identificado niveles de terrazas, en la cuenca del río Bajabonico, además de meandros abandonados. Es decir, curvas del cauce del río que han sido cortadas y por las que ya no circula agua de forma periódica. Los conos de deyección o abanicos aluviales tienen escasa representación, limitándose a un pequeño abanico en la confluencia del río Los Pilonos con un área menos encajada, donde la carga transportada pierde su confinamiento, expandiéndose.

Entre las formas erosivas, se han representado los barrancos de incisión lineal, que ocupan toda la extensión de la zona cartografiada, como consecuencia del fuerte desnivel entre las elevaciones de la Cordillera Septentrional y los monoclinales con los valles asociados de la llanura costera Atlántica.

También tienen una notable representación los conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los relieves de la vertiente norte de la Cordillera Septentrional. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento,

expandiéndose. En las zonas de desembocadura al Atlántico, varios cursos han desarrollado pequeños abanicos deltaicos, principalmente en áreas costeras como lagunas, lo que ha favorecido su rápida colmatación.

5.1.2.2. Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Septentrional y a pesar de ser muy significativas, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. Se distribuyen con mayor preferencia al pie de escarpes de falla o en laderas de relieves abruptos, como en la alineación de superficies estructurales de Cerro El Pato - Cerro Los Pilónes - Loma Gualetico.

El resto de formas gravitacionales que encontramos en la Hoja corresponden a los deslizamientos asociados a los escarpes de las superficies estructurales y a las laderas de Loma La Jagüita. Son consecuencia de inestabilidades por las pendientes, los materiales susceptibles y las constantes precipitaciones, así como la ocurrencia de eventos sísmicos.

5.1.2.3. Lacustres, endorreicas y pantanosas.

Se hallan representadas únicamente por lagunas relacionadas genéticamente con la interrelación entre la dinámica fluvial y la dinámica costera. Son áreas deprimidas entre zonas de aporte de sedimentos en la zona de mareas altas. Los ejemplos a citar son las lagunas de Corto Pies, Colé y La Playa, en el NE de la Hoja.

Hacia el interior existen lagunas continentales permanentes, en ocasiones de grandes dimensiones (Laguna grande) que se encuentran rodeadas por áreas pantanosas, principalmente en etapas de pequeñas precipitaciones en las que quedan expuestas los bordes de las lagunas.

5.1.2.4. Litorales

Son formas estrictamente relacionadas con la franja costera. Se circunscriben a la orla litoral de las ciénagas costeras y tierras bajas al oeste del Bajabonico, hasta el límite este de la Hoja, donde encontramos una franja casi continua de cordón litoral con playas de

arena asociadas, alcanzando su mayor desarrollo en las playas Poza Piedra, Marigoste, y Punta Rucia, principalmente.

La influencia de las mareas ha permitido el desarrollo de una marisma baja, localizada bajo la influencia de las mareas diarias y colonizada por un manglar, y de una marisma alta, situada en la zona de influencia de las mareas excepcionales; debido a la baja pendiente del terreno. El detalle geomorfológico de la zona incluye canales y lagunas mareales. Como consecuencia del efecto del cordón y de la tendencia ascendente de la región con respecto al nivel del mar.

5.1.2.5. Formas poligénicas o de difícil adscripción

Se trata de formas aluviales-coluviales en el noroeste de la Hoja, formados por la acumulación de sedimentos procedentes de procesos fluviales y gravitacionales. Se encuentran asociados a la cuenca del río Unijica. Presentan facies de gravas de origen local, con granulometrías centimétricas, morfologías subangulosas que denotan poco transporte, alternando con facies más finas. Los rellenos son multiepisódicos y con arquitecturas internas caóticas con bases erosivas y heterometrías muy marcadas.

5.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque, evidentemente, la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Neógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de su historia: la primera, durante el Mioceno, en el que la colisión entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la isla estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno plio-cuaternario de las cuencas fue configurado de acuerdo con la geometría actual.

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia del Valle del Cibao entre la Cordillera Septentrional y el piedemonte de la Cordillera Central. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la tectónica activa, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con sus aportes

sedimentarios han provocado la colmatación del Valle del Cibao, especialmente representado por la llanura aluvial del río Yaque del Norte.

A finales del Plioceno, el Valle del Yaque debía constituir un entrante cuya principal manifestación fue el desarrollo arrecifal adosado al pie de las sierras. El entrante podría presentar altos estructurales que podrían haberse comportado como zonas donde nuclearían los arrecifes. Simultáneamente, la zona montañosa ya habría adquirido una configuración parecida a la actual, mediante la acción del encajamiento de la red fluvial, el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivelamiento y el desplazamiento horizontal de bloques.

El llano costero del Bajabonico se originó en el Pleistoceno por emersiones marinas, donde han quedado sedimentaciones lacustres de origen marino y aluviones. En él, el Bajabonico recibe las aguas del Unijica, confluencia que se originó tras formarse la falla del Camú, a través de la cual fluyó el Bajabonico cambiando su rumbo S-N original hasta tomar dirección SE-NW. Después de varios cambios en su trayectoria y de rellenar el valle con aluviones, sus aguas confluyeron.

La evolución reciente del ámbito de la Hoja ha estado condicionada en parte por la acumulación sedimentaria en el Valle del Yaque y del Bajabonico. La incisión fluvial ha sido poco marcada en las depresiones como consecuencia de su pequeño desnivel con respecto al mar. La actividad de las áreas montañosas de la Cordillera Septentrional ha sido liderada por el encajamiento de la red fluvial y la actividad neotectónica, desencadenando el desarrollo de una extensa orla de abanicos aluviales y conos de deyección en dirección al Valle del Yaque del Norte. La actividad de la Falla Septentrional ha sido manifiesta y muestra características geomórficas típicas de fallas con actividad reciente pudiendo considerarse totalmente activa en la actualidad.

El trazado del curso bajo del Yaque del Norte se ha visto alterado en diversas ocasiones debido a avulsiones ocasionadas con toda seguridad por caudales de avenida relacionados con episodios de huracanes. Es conocido que el Yaque del Norte desembocaba unos 15 kilómetros al sur de su desembocadura actual a finales del siglo XIX y que fue enderezado de nuevo hacia la bahía de Montecristi mediante una represa cerca de Las Cañas.

6. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la Hoja de El Mamey se integra dentro de la evolución general de la Cordillera Septentrional (especialmente de su sector occidental) a lo largo del Cenozoico, la cual se relaciona con el final de la subducción y la subsecuente colisión oblicua entre las placas norteamericana y caribeña. Esta colisión oblicua generó un régimen transpresivo siniestro desde finales del Eoceno a la actualidad, con importantes y continuos cambios paleogeográficos que han configurado una estratigrafía y estructura complejas.

A partir del estudio de las unidades que componen la Cordillera Septentrional, se han podido diferenciar las siguientes etapas principales en la evolución paleogeográfica y tectónica (o, en la historia geológica) de la región, en parte ya identificadas en el resto de los dominios geológicos presentes en la isla (Fig. 6.1):

- ❖ *Cretácico Inferior*. Se caracteriza por el desarrollo de un arco de isla primitivo sobre una zona de subducción con polaridad hacia el sur (Krebs y Maresch, 2005; Krebs et al., 2008; Pindell et al., 2006; Escuder-Viruete et al., 2009) cuyo principal exponente en la isla es la Fm. Los Ranchos y del que el Complejo del Cacheal constituye el único indicio en la Cordillera Septentrional.
- ❖ *Cretácico Superior-Paleoceno (¿o Eoceno Inferior?)*. Continuación de la subducción (con un posible cambio en la cinemática y la misma polaridad, que se mantiene hasta la actualidad), con el desarrollo del Arco de Islas del Caribe (o circumcaribeño); su principal producto en la isla es el Grupo Tireo de la Cordillera Central (Lewis et al., 1991, 2000, 2002; Escuder-Viruete et al., 2007, 2008). Dadas sus afinidades geoquímicas (AIT), los Complejos de Palma Picada y de Pedro Garcia se pueden relacionar con este proceso que se prolongó durante el Paleoceno (y, quizá el Eoceno Inferior, tal y como como sugieren los resultados de sus dataciones absolutas). Pese a su identificación en trabajos previos (total o parcialmente) con un fragmento de la corteza oceánica de la placa Norteamérica (Nagle 1979; Bowin y Nagle, 1980; Eberle et al., 1982; Pindel, 1985; Pindel y Draper, 1991), los análisis geoquímicos realizados en rocas del Complejo de Puerto Plata también revelan una signatura de tipo AIT que obliga a considerar a este complejo como parte del propio edificio del arco de isla circumcaribeño, si bien con una posición más septentrional, probablemente muy cercana al frente activo o zona de subducción

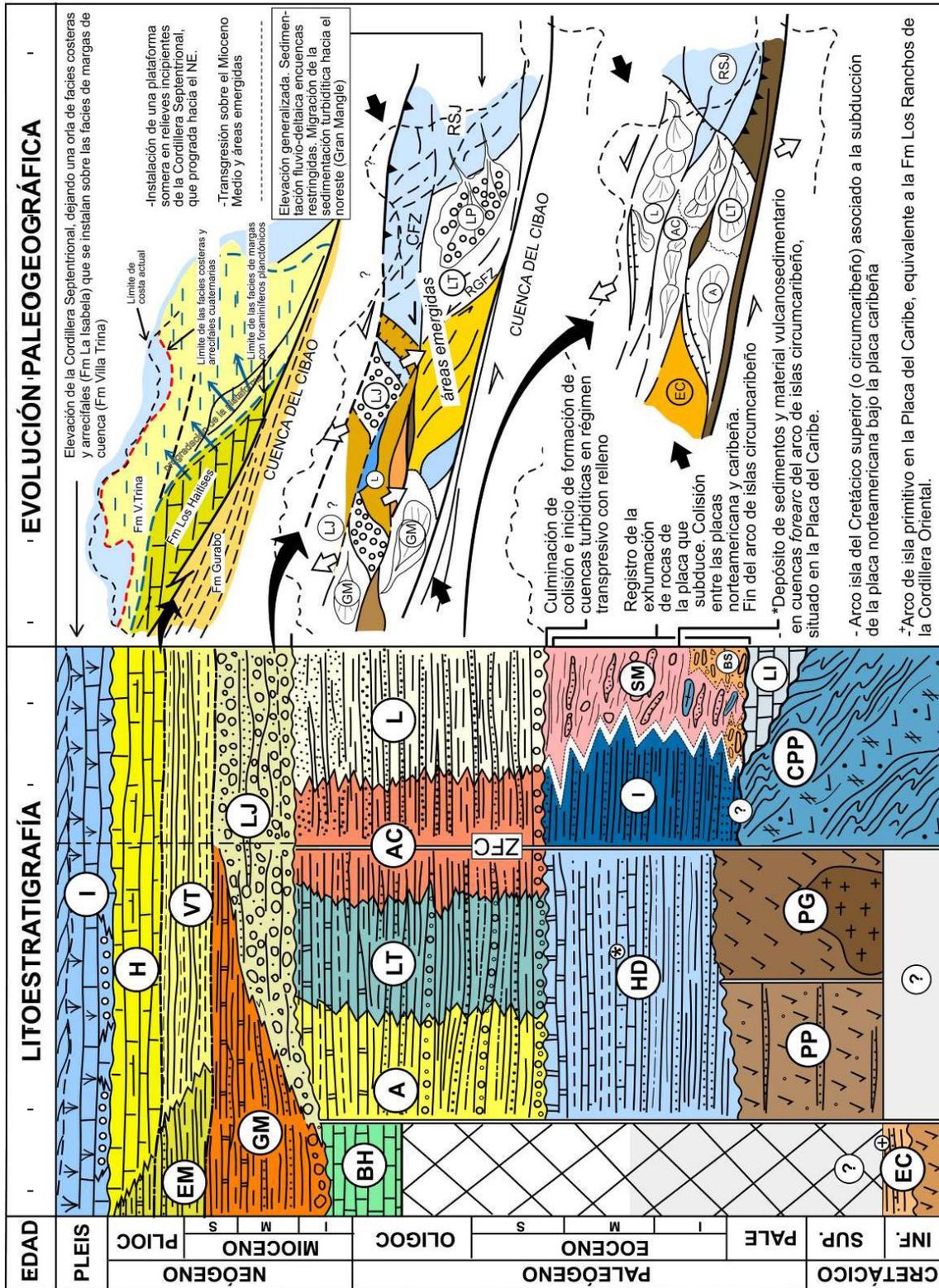


Figura 6.1. Esquema de la Historia Geológica del Sector Occidental de la Cordillera Septentrional. . I, Fm La Isabela; EM, Und El Morro, H, Und Los Haitises; GM, Und Gran Manglé; LJ, Und La Jaiba; BH, Und Buen Manglé; A, Fm Altamira; LT, Fm La Toca; AC, Und Agua Clara; L, Fm Luperón; HD, Fm Los Hidalgos; SM, Fm San Marcos; BS, I, Fm Imbert Ec, Und El Cacheal; PP, Complejo de Palma Picada; PG; Complejo de Pedro García; CPP; Complejo de Puerto Plata; RSJ, Complejo de Río San Juan.

- ❖ *Eoceno*. Constituye un periodo con frecuentes y rápidos cambios, con un registro discontinuo por cuanto en él concurre el final de la subducción y la subsecuente colisión, así como la exhumación de las rocas involucradas en estos dos procesos. Se entiende por colisión el momento en que las rocas continentales de la placa norteamericana llegaron a la zona de subducción.

Durante este periodo, en la parte más meridional de la región se produjo el depósito de plataformas carbonatadas distales (Fm. Los Hidalgos) con importantes aportes volcanosedimentarios derivados de la erosión de los relieves volcánicos que constituyen su sustrato (y algún episodio volcánico). En posiciones más septentrionales (aún descontando los desplazamientos laterales) y bastante más próximas al frente activo (parte frontal de la cuenca delantera de arco, talud, o fosa interna –*inner trench*–), se depositó la Fm. Imbert, sobre un Complejo de Puerto Plata, ya parcialmente desmembrado por exhumación tectónica (submarina). Las tectofacies que conforman la parte inferior de la Fm. Imbert - niveles de megabrechas, debris y conglomerados con fragmentos de peridotitas y rocas metamórficas exóticas, que incorporan bloques de rocas volcánicas y gabros (muy probablemente) derivados del complejo de Puerto Plata – se suponen relacionadas con el proceso de exhumación de este complejo y, posiblemente, de otros equivalentes. La unidad de Brechas Serpentiníticas y el olistostroma de San Marcos (este último con una buena datación del Eoceno Medio) se consideran, al menos en parte, coetáneas de la Fm. Imbert, y de ella y de las unidades del Complejo de Puerto Plata incorporan el mayor número de bloques y olistolitos. Estas formaciones caóticas debieron depositarse en el mismo ámbito del frente de deformación, en un espacio parcialmente compartido con la Fm. Imbert o quizá, en posiciones más cercanas al eje de la fosa, a favor de la cual se pudieron canalizar desde complejos de basamento exhumados al este (Complejo de San Juan) que alimentaron la mayor parte de los bloques exóticos de rocas metamórficas. La incertidumbre sobre la edad de la Fm. La Isla no ayuda a completar el puzzle aunque sus facies someras necesariamente deben tener un significado capital en la evolución de la región en este periodo. Su incorporación como bloques o fragmentos centimétricos dentro de la unidad de Brechas Serpentiníticas sugiere que su depósito fue inmediatamente anterior, y por tanto, sobre un Complejo de Puerto Plata completamente emergido, marcando quizá el inicio de la colisión entre las dos placas.

Un modelo alternativo al anterior es el que sugiere que el complejo de Puerto Plata no constituye ningún sustrato o basamento si no que conforma un bloque de dimensiones regionales que se habría incorporado a los complejos caóticos (o melanges) durante los procesos de subducción/colisión.

- ❖ *Eoceno superior-Mioceno inferior.* La discordancia del Eoceno Superior marca la culminación de los procesos de colisión entre las placas norteamericana y caribeña y la implantación de un régimen transpresivo sinestral. En este contexto se generan cuencas muy subsidentes limitadas por los principios desgarres (incipientes), quizá algunas conectadas entre sí, que albergan potentes sucesiones turbidíticas (Altamira, La Toca, Agua Clara y Luperón) de carácter sinorogénico y tendencia somerizante hasta el Mioceno Inferior.
- ❖ *Mioceno Inferior-Mioceno Superior.* A finales del Mioceno Inferior o en el Mioceno Medio tiene lugar una importante reactivación de relieves y generación de cuencas de carácter restringido (*restraining bends* y flores negativas, respectivamente) al estar vinculadas principalmente al cizallamiento sinestral muy localizado en la zona la falla de Camú. En las cuencas, de tipo continental y deltaico, se depositaron importantes espesores de conglomerados y areniscas de la unidad de la Jaiba. Simultáneamente, en los sectores más occidentales de la cordillera (no representados en la Hoja de Imbert) todavía se producía el depósito de sucesiones turbidíticas (Und. del Gran Mangle)
- ❖ *Mioceno Superior-Plioceno Superior.* En el Mioceno Superior comienza un nuevo ciclo transgresivo-regresivo con el depósito de los materiales margosos con fauna pelágica de la Fm. Villa Trina que evolucionan, fundamentalmente durante el Plioceno, a sistemas de plataformas carbonatadas someras representadas por la Fm. Los Haitises. Estas formaciones llegaron a recubrir la práctica totalidad de los territorios que hoy conforman la Cordillera Septentrional, discordantes sobre cualquier formación precedente. La tendencia regresiva de la parte final del ciclo debió estar en parte inducida por el levantamiento de la cordillera a favor de los principales desgarres, entre ellos, sobre todo, la falla Septentrional, cuya actividad principal con movimiento en dirección e inverso, comenzó en este momento.
- ❖ *Pleistoceno-Actualidad.* El mencionado levantamiento de la cordillera desde finales del ciclo anterior, produjo una restricción de los sedimentos marinos a la orla litoral

donde se depositó la Fm. La Isabela que reproduce las mismas facies de plataforma somera (mayoritariamente arrecifales) de la Fm Los Haitises. En el interior de la cordillera prosiguió la fuerte tectonización a lo largo de los principales desgarres y estructuras asociadas, hasta llegar a una estructura general muy próxima a la actual, generadora del relieve principal que ha sido modelado por los agentes erosivos.

7.GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología.

El clima es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de 26°C. La precipitación anual media de la región es de 1065 mm, medida en la estación de La Isabela, en el límite de la Hoja de El Mamey con la de Barrancón, entre los años 1952-1971. Las precipitaciones presentan un régimen bimodal, con picos máximos en Noviembre y Mayo. Los meses más secos suelen ser Febrero y Marzo. Dentro de la hoja de El Mamey se observa un progresivo incremento de la aridez hacia el suroeste, sobre todo a medida que nos separamos de los relieves de la Cordillera Septentrional hacia el valle del Cibao. Por otro lado, la evapotranspiración media anual para el periodo comprendido entre los años 1975 a 2002 se estima en 1640,5 mm. Los valores de lluvia útil estimados para un año medio para este mismo periodo, que representan la esorrentía total en la zona, son de 342 mm. La vegetación en la mitad noreste de la Hoja está dominada por bosque tropical húmedo, mientras que desde la llanura aluvial del Bajabonico hasta Punta Rusia domina el bosque seco tropical,

En la hoja de El Mamey existen al menos dos cauces con caudal continuo: el Río Unijica y el Río Bajabonico, que arrastran un importante caudal, sobre todo en épocas de precipitaciones fuertes o ciclones. En el resto de la hoja la red fluvial está limitada a una serie de cauces temporales la mayor parte de los cuales desemboca en el Atlántico, aunque existen cañadas que pertenecen a la cuenca del Yaque del Norte, en el valle del Cibao, en particular es destacable el Río Maimón, con un caudal estacional de 0.07 m³/seg de media. El drenaje es de tipo dendrítico, con una densidad de fina a media. Dentro de la Hoja confluyen hasta 3 cuencas hidrográficas diferentes que son las cuencas del del Río Bajabonico y Cuenca Costera, dentro de la Unidad de la Cordillera Septentrional y la cuenca del Yaque del Norte, en el valle del Cibao. Por extensión y caudal la más importante es la del Río Bajabonico, que alcanza un caudal medio de 8.54 m³/seg, mientras que en la Cuenca Costera, de escasa importancia hidrológica, es de 0,01 m³/seg.

7.1.2. Hidrogeología

Los materiales de la Hoja se incluyen dentro de la subunidad de la Cordillera Septentrional denominada Luperón-Guayacanes. A esta subunidad se le estima una extensión de 545,2 km² de materiales permeables y 1066,8 km² de materiales impermeables y está abierta directamente al mar hacia el Norte.

Existen diversas unidades de interés hidrogeológico de la Hoja de El Mamey (tabla 7.1), que de manera general son los materiales carbonatados de la Fm Los Hidalgos y de la Fm Los Haitises, y los materiales detríticos de las llanuras de inundación del Río Bajabonico. En la Hoja se han descrito varios manantiales (Eptisa, 2004) aunque son de escasa importancia. Los materiales carbonatados presentan una intensa fracturación y karstificación, por lo que en el esquema hidrogeológico se les ha asignado una permeabilidad media-alta y podrían constituir un acuífero de interés, si bien, en el caso de la Fm Los Haitises, su elevada cota topográfica hace que sea difícil que puedan desarrollar un acuífero útil, puesto que la mayor parte del agua se drena por medio de pequeños manantiales en el contacto con los materiales margosos infrayacentes.

Por otro lado, las arenas y limos, en menor medida conglomerados y gravas, que definen la llanura de inundación del Río Bajabonico y a los que se les asigna una permeabilidad media, pueden poseer cierta importancia como acuífero conectado a la red hidrográfica. Así lo indican la gran cantidad de pozos de extracción que se han observado en estos materiales detríticos, sobre todo en la vecina hoja de Barrancón, al norte. Por otro lado, debido a su proximidad a la línea de costa presentan con seguridad una fuerte contaminación por aguas marinas y posee una alta vulnerabilidad ante contaminaciones tanto biológicas como químicas.

El resto de los materiales cuaternarios presentes en la hoja (terrazas, coluviones, deslizamientos, playas, etc.) presentan escaso interés hidrogeológico, a pesar de sus permeabilidades medias, debido a su escasa extensión y potencia que aseguran un volumen de almacenamiento muy escaso, salvo quizá en el sector meridional, donde los abanicos aluviales tienen mayor importancia.

La unidad neógena con una mayor posibilidad de uso como acuífero es La Jaiba. A pesar de que sus materiales detríticos poseen un grado de cementación variable, su fracturación y porosidad primaria intergranular parece favorecer la infiltración y

almacenamiento de agua. El resto de unidades terciarias, Altamira, Gran Manglé y Villa Trina, tienen un componente litológico fundamentalmente margoso que las hace impermeables, si bien las fracturas que afectan a estas unidades podrían dar lugar a una permeabilidad de fracturación esta sería en principio baja y su interés hidrogeológico es escaso.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Terrazas y aluviales	19, 20, 28 y 29	Conglomerados, arenas y lutitas	Alta por porosidad intergran.	Acuíferos libres
	Abanicos aluviales y glaciares sin encostramiento	18, 21 y 23	Conglomerados, arenas	Media-alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres
	Fm La Isabela	16 y 17	Calizas arrecifales	Alta por porosidad, huecos y karstificación	Acuíferos libres, posibilidad de intrusión marina
NEÓGENO	Fm Los Haitises	12	Calizas	Alta por karstificación y fracturación	Acuíferos libres
	Fms Villa Trina, Gurabo y Mao	11, 13, 14 y 15	Margas, calcarenitas y arenas	Baja. Predominio de materiales margosos	Sin acuíferos o confinados en calcaren.
PALEÓG. NEÓG.	Unidad de La Jaiba	9	Conglomerados y arenas	Media por porosidad-huecos	Acuíferos libres
	Fms Altamira, Agua Clara y Gran Mangle	4, 5, 6, 7 y 10	Areniscas, margas, lutitas y calcarenitas	Baja. Predominio de materiales margosos	Sin acuíferos o confinados en areniscas
EOC.	Fm Los Hidalgos	3	Calizas tableadas y tufitas	Alta por karstificación y fract.	Acuíferos libres
CRETÁCICO- PALEÓGENO	Complejo de Palma Picada	2	Basaltos y rocas vulcanosedim.	Baja por fracturación	Sin acuíferos significat.
	Complejo de Puerto Plata	1	Peridotitas y serpentinitas	Baja por fracturación	Sin acuíferos significat.

Tabla 7.1. Cuadro resumen de las principales unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de El Mamey

7.2. Recursos minerales

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la Hoja de El Mamey se reducen exclusivamente al campo de las rocas industriales. No se ha identificado, por tanto, ningún indicio de sustancias metálicas ni energéticas.

El número de canteras identificado ha sido de 6, que explotan las rocas calizas, conglomerados, margas y arenas. Hay dos de ellas en actividad intermitente y las cuatro restantes, abandonadas. Tres son de pequeño tamaño y una, de tamaño medio.

7.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales

7.2.1.1. Descripción de las Sustancias

Las sustancias principales explotadas en las canteras son: las calizas y tufitas asociadas de la Formación Los Hidalgos, las margas arenosas de la Formación Altamira y los conglomerados de la Unidad de La Jaiba.

7.2.2. Potencial minero

La actividad en este sector está ligada al campo de las obras, fundamentalmente a la construcción, reparación y mantenimiento de construcciones diversas. Aunque los litotectos existentes en la Hoja poseen grandes reservas y serían susceptibles de aprovechamiento futuro, su situación alejada de los centros de consumo y la deficiente infraestructura viaria, limita enormemente el futuro desarrollo de los recursos

7.2.3 Listado de Indicios

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	0288200	2183600	Altamira	Margas arenosas	Intermitente	Pequeño	Arido
2	0288000	2486750	Altamira	Margas arenosas	Intermitente	Pequeño	Arido
3	0283050	2181950	Los Hidalgos	Calizas y tufitas	Abandonada	Pequeño	Arido
4	0266500	2191400	La Jaiba	Conglomerados	Abandonada	Medio	Arido
5	0270600	2192800	La Jaiba	Conglomerados	Abandonada	Pequeño	Arido
6	0278250	2189700	La Jaiba	Conglomerados	Abandonada	Pequeño	Arido

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. Introducción

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades antrópicas destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, la geodiversidad ocupa un lugar relevante, pues proporciona un conocimiento fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación pone de manifiesto otros recursos potencialmente utilizables que, empleados de forma racional y ordenada, pueden resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, la geodiversidad, sino también estudiarlo en detalle, para así difundir el conocimiento que encierra y crear conciencia de su conservación.

Atendiendo a estas consideraciones, se puede definir un Lugar de Interés Geológico (L.I.G.), como un recurso natural no renovable, donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos y paleobiológicos que han actuado en un área. En este sentido, es conveniente la realización de un inventario de Lugares de Interés Geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos o turísticos. Por tanto, contenido, posible utilización y nivel de significado definen un L.I.G., que puede corresponder a un punto, un itinerario o un área.

8.2. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de El Mamey existe una buena cantidad de áreas con observaciones geológicas, que podrían merecer la categoría de lugares de interés geológico. Sin embargo, se han seleccionado aquellos lugares que ofrecen buenas observaciones de aspectos geológicos suficientemente representativos y con unas condiciones de afloramiento excepcionales.

Se han seleccionado cinco L.I.G., que corresponden dos de ellos a itinerarios y otros tres a afloramientos puntuales. El primer lugar de interés geológico corresponde al itinerario del Río Maimón, desde El Chorro a Los Arroyos, donde se observa en primer

lugar, la zona de falla Septentrional, llegando a un buen corte de la Fm. Los Hidalgos, que acaba en una cascada de agua sobre la misma formación. El segundo sería el paso de Guayacanes, donde se observa una sección espectacular de la base de la Fm. Altamira (mb. Ranchete). El tercer L.I.G. se encuentra en el Río Unijica, en las proximidades de La Boca, donde se observan las características sedimentarias del mb. La Pocilguita de la Fm. Altamira. El cuarto L.I.G. corresponde a un itinerario por el Río Gualete, donde se atraviesa durante unos pocos kilómetros, la zona de cizalla de Camú, con un amplio catálogo de estructuras tectónicas. Por último, el quinto L.I.G. se encuentra en Agua de Palma, en la carretera de Villa Elisa a Punta Rusia, donde se observa un espectacular afloramiento de las areniscas con megaestratificación cruzada de la Fm. Mao.

8.3. Descripción de los Lugares.

Se describen cinco L.I.G situados dos de ellos en el cauce del Río Maimón y Río Gualete, y los tres restantes en el paso de Guayacanes (carretera de cruce de Guayacanes a El Mamey), Río Unijica y Agua de Palma. Todos ellos cuentan con buenos accesos, salvo el L.I.G. del Río Gualete, que hay que ir siguiendo el río. Su interés principal es estratigráfico, paleontológico y tectónico. Por su posible utilización se pueden catalogar como didácticos y científicos, en tanto que su ámbito de influencia es fundamentalmente regional.

8.3.1. L.I.G. N° 1. Río Maimón entre El Chorro y Los Arroyos.

El acceso se puede realizar por diversas pistas que van desde la Carretera de Santiago a Montecristi hasta la Cordillera Septentrional, concretamente hacia El Chorro, una pequeña población situada justo en el límite entre la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao. A partir de ahí, el trayecto se realiza a pie, siguiendo el Río Maimón hacia arriba, con una longitud aproximada de 1 kilómetro, hasta llegar a una cascada de agua donde ya es complicado continuar.

Este punto es muy interesante porque se observa la zona de falla producida por la Falla Septentrional. Consiste en unos 200 metros aprox. de espesor de cataclasitas foliadas, con una foliación paralela al frente montañoso, de dirección N120E y muy verticalizada, y con abundantes criterios cinemáticos sinestrosos (almendras, colas de presión, etc.). La proporción de matriz en la cataclasita es variable, aunque suele ser

abundante, y el tamaño medio del clasto suele ser de orden centimétrico, aunque se pueden observar bloques decimétricos, e incluso alguno de orden métrico. La composición de la roca de falla está dominada por clastos calcáreos, que constituyen los elementos más frágiles o rígidos de la cataclasita, rodeados por una matriz lutitico-arcillosa, foliada, de tonos fundamentalmente grises oscuros con desarrollo de estructuras semi-dúctiles. En menor proporción se encuentran clastos de rocas volcánicas o areniscas laminadas. Después de atravesar la zona de falla, el itinerario continúa por las calizas grises oscuras, tableadas, de la Fm. Los Hidalgos, donde se pueden observar, aparte de las facies, abundantes estructuras de deformación tectónica, especialmente pliegues y curiosos sistemas de falla "en dominó", debido a la rigidez de algunos paquetes de calizas entre tramos más finos y tableados. Finalmente, tras unos bancos potentes de calizas se genera una espectacular cascada de agua.

El interés de este punto es fundamentalmente científico y didáctico, y podría considerarse de interés nacional, debido a que se trata de un afloramiento de la zona de Falla Septentrional excepcional.

8.3.2. L.I.G. N° 2. El mb. Ranchete en el paso de Guayacanes.

Es un lugar de fácil acceso, pues está situado en la trinchera de la carretera del Cruce de Guayacanes a El Mamey, justo en el paso de Guayacanes, en la bajada hacia El Mamey.

Es un punto de especial interés debido a que, si la trinchera está limpia de vegetación, se observa la discordancia basal de la Fm Altamira sobre la Fm. Los Hidalgos. Además, en este punto, se observan de manera excepcional las brechas y conglomerados basales de la Fm. Altamira (mb Ranchete), y su transición a los materiales turbidíticos suprayacentes (mb. Cañada Bonita). Todo el conjunto se encuentra suavemente plegado hacia el norte, lo que ha permitido el levantamiento de columnas estratigráficas de gran detalle y observaciones sedimentológicas muy precisas. En particular, uno de los intereses de este lugar es la observación de materiales clásticos inmaduros procedentes de la estructuración de un relieve en un contexto marino a partir de la denudación rápida por procesos de sedimentación en masa producidos por debris flow y otros mecanismos poco cohesivos. De hecho, las facies que presentan estas brechas son muy particulares y representativas de este tipo

de procesos. La rápida transición hacia materiales más finos, lutitas y areniscas, también es un hecho interesante en la propia evolución de una cuenca que empieza a desarrollar características turbidíticas.

El interés de este punto es igualmente científico y didáctico, aunque en este caso puede considerarse como de interés regional, por su gran importancia en la evolución geológica de la Cordillera Septentrional.

8.3.3. L.I.G. N° 3. El mb. La Pocilquita en el Río Unijica.

Este punto está situado en el cauce del Río Unijica, en las cercanías de la localidad de La Boca (Los Altos), y en la desembocadura del Río Marmolejos. Se accede directamente a pie desde la carretera de El Mamey a Villa Isabela.

En este lugar se pueden observar los materiales de afinidad turbidítica, con la inclusión de megacapas calcareníticas, olistolitos y slumps, del mb superior de la Fm. Altamira (mb. La Pocilquita). El afloramiento está intensamente tectonizado, debido a la proximidad de la zona de falla de Camú, por lo que se encuentra vertical a invertido. Sin embargo, la magnífica exposición de la serie permite obtener observaciones sedimentológicas de gran calidad. En particular, es especialmente interesante la presencia de una megacapa de orden métrico, compuesta por una base erosiva a la que sigue un tramo de brechas de clastos carbonatados y volcánicos que hacia arriba disminuyen en el tamaño de clasto, pasando gradualmente a unas calcarenitas laminadas (laminación paralela de alto régimen de flujo) que terminan con niveles centimétricos de calcilitas con laminación cruzada (ripples). Tras esta megacapa se puede observar un tramo de organización caótica, con slumps, clastos y un olistolito de caliza de plataforma de orden métrico. Por encima de este tramo, la sucesión recupera su carácter turbidítico organizado.

El punto tiene un interés científico y didáctico para ilustrar los procesos de resedimentación en cuencas tectónicamente activas, y de interés regional.

8.3.4. L.I.G. N° 4. La zona de falla de Camú en el Río Gualete.

Este punto se encuentra en el centro de la Hoja de El Mamey, y corresponde realmente a un itinerario siguiendo el Río Gualete. Se accede por la carretera de

Cañada Grande a Estero Hondo, justo en el vado donde se cruza el Río Gualete. A partir de ahí, el itinerario va por el propio río.

A lo largo del itinerario por el Río Gualete se pueden observar fundamentalmente los procesos de deformación tectónica, en algunos casos sobreimpuesta a la propia deformación sedimentaria (slumps, brechas, etc). Sin embargo, la deformación predominante es de tipo tectónico, debido a la actuación de la zona de falla de Camú, que en este sector tiene un espesor de unos 5 kilómetros. Así, a través del Río Gualete se va observando un amplio catálogo de estructuras tanto frágiles como semi-dúctiles, siendo estas últimas las predominantes y más espectaculares. Particularmente se observan relativamente bien pliegues, desde recumbentes con uno de los flancos moderadamente invertido, a totalmente tumbados, pasando por pliegues en vaina a escala centimétrica y con el desarrollo de foliaciones penetrativas a mesoescala. Todo este sistema se encuentra cortado por fallas frágiles (N080E), que funcionan cinemáticamente a modo de riedel de un sistema siniestro de dirección N120E, que desplaza ligeramente las estructuras de mayor escala. Prácticamente todo el itinerario discurre sobre los materiales del mb. La Pocilguita (Fm. Altamira), aunque se puede seguir hasta Gualetico, donde se encuentran materiales de la Fm. Luperón también intensamente deformados. El itinerario acaba en un afloramiento espectacular de las margas de la Fm. Villa Trina muy deformadas, verticalizadas y con un fuerte diaclasado

El interés de este punto es científico, relativo a la caracterización estructural de una importante zona de cizalla, donde se pueden observar estructuras semi-dúctiles en rocas sedimentarias. Su importancia es regional por cuanto se trata de una estructura muy importante en la evolución estructural de la Cordillera Septentrional.

8.3.5. L.I.G. N° 5. La Fm. Mao en Agua de Palma.

Este lugar está situado en la carretera de Villa Elisa a Punta Rusia, justo al sur de la población de Agua de Palma, en el extremo occidental de la Hoja, por lo que su acceso es muy cómodo, y la observación, debido a la trinchera de la carretera es excepcional.

En este punto se observa una sección de las areniscas de la Fm. Mao, donde se ven de manera espectacular las estructuras de ordenamiento interno de dicha unidad. En

particular, es especialmente llamativo el desarrollo de megaestratificaciones cruzadas con sets de orden métrico y gran extensión lateral. Reproducen migraciones de cauces fluviales en sus cursos bajos, y se han podido medir diferentes paleocorrientes, que se han interpretado como desarrolladas por sistemas sinuosos, pero con una componente mayoritaria al noroeste. En el afloramiento se pueden observar diferentes secuencias que corresponden al apilamiento vertical de los sedimentos de distintos sistemas fluviales.

El interés del punto es científico y didáctico, y su importancia podría considerarse de local.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., MONTHEL, J., HERNAIZ, P. P., PÉREZ-ESTAÚN, A., RUIZ, F. (2008a).** Nuevos datos sobre la Formación La Isabela: origen e implicaciones paleogeográficas en la evolución cuaternaria de la Cordillera Septentrional (República Dominicana). 18 Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana.
- ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., RODRÍGUEZ VIDAL, J., HERNAIZ, P. P., PÉREZ-ESTAÚN, A., RUIZ, F., CÁCERES, L. M. (2008b).** Análisis morfosedimentario de niveles escalonados marinos plio-cuaternarios: un caso de estudio en las costas norte y suroeste de la República Dominicana. 18. Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana.
- ARDÉVOL, LL. (2004).** Informe de Sedimentología, proyecto L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (zonas este y suroeste). Santo Domingo, 72 pp.
- BEALL, R. (1943).** Geological map and report of the easter portion of the Cibao Basin, Dominican Republic. New York Office, Dominican Seaboard Oil Co. scale 1:100.000, unpublished report.
- BERMÚDEZ, P. J. (1949).** Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratoir of Foraminiferal Research, Special Publication, 25, 1-322.
- BERNARDEZ, E. (2004a).** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja E.1:50.000 n° 5875-I (Montecristi). Programa SYSMIN, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- BERNARDEZ, E. (2004b).** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja E.1:50.000 n° 5974-I (Mao). Programa SYSMIN, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 65 pp.
- BILICH, A., FROHLICH, C., AND MANN, P. (2001),** Global seismicity characteristics of subduction-to-strike-slip transitions: *Journal of Geophysical Research* 106, 443-452.
- BOURGOIS, J., BLONDEAU, A., FEINBERG, H., GLANÇON, G., VILA, J.M. (1983).** The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola: tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera Septentrional (Greater Antilles). *Bull. Soc. Géol. France* 7, XXV, 83-89.

- 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, 501-552.
- BOWIN C., NAGLE, F. (1982).** Igneous and metamorphic rocks of northern Dominican Republic; and uplifted subduction complex. Transation of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 39-50.
- BRAGA, J.C. (2010):** 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.
- BROUWER, S. B., BROUWER. P.A. (1982).** Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. Transation of the 9th Caribbean Geological Conference, 1: 305-325.
- BURKE, K. (1988).** Tectonic evolution of the Caribbean. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 16, 201-230.
- CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B. (1995).** Strike-slip tectonic proceses in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). Marine Geophysics Research, 17, 63-95.
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992a).** From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, Tectonics, 11, 114-123
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1998).** Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. En: Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. (J.F. Dolan, P. Mann, Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 125-141
- CALAIS, E., MAZABRAUD, Y, MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. JANSMA, P. (2002).** Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. Geophysical Research Letters 106(6), 1-8.

CONTRERAS, F. (2004). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5974-II (Monción) y Memoria correspondiente. Proyecto “K” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

De ZOETEN, R. (1988). Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.

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, 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 edited (Mann, P. Ed., Series editor Hsü, K.J.), 247-286.

DEMETS, C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E. & MANN, P. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, Geophys. Res. Lett., 27, 437–440.

DENNISTON, R.F., ASMEROM, Y., POLYAK, V.Y., MCNEILL, D.F., KLAUS, J.S., COLE, P., BUDD, A.F. (2008). Caribbean chronostratigraphy refined with U–Pb dating of a Miocene coral. Geology 36 (2), 151–154.

Servicio Geológico Nacional (SGN), BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR). COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991). Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.

DÍAZ DEL OLMO, F., CÁMARA, R. (1993). Niveaux marins, chronologie isotopique U/Th et karstification en République Dominicaine. Karstologia, 22, 52-54.

DIXON, T., FARINA, F., De METS, C., JANSMA, p. and CALAIS, E. (1998). Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary zone deformation based on a decade of GPS measurements. J. Geophys. Res. 103 (15), 157-15,182.

DOHM, C.F. (1943). Memorandum of the Cordillera Septentrional between La Cumbre and Villa Trina. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 4 p.

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, 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: Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F., Mann P., Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 143-170.

DOLAN, J. F., MANN, P. (1998). Preface; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. Special Paper-Geological Society of America 326, 5-16

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: An Overview. The geology of North America (A.W. Bally, A.R. Palmer, Eds.). Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, 299-321.

DONNELLY T.W., (1994). The Caribbean sea floor. In: Caribbean Geology: An Introduction (S.K. Donovan, T.A. Jackson, Eds.). U.W.I. Publ Assoc, Kingston, 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 (Dengo, G., Case, J. Eds).
Geol. Soc. America. Boulder, Vol. H, 339-374.

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): 1143-1146.

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, 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, 77-95.

DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997). La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10, 281-299

DRAPER, G., MANN, P., LEWIS, J. F., (1994). Hispaniola. En: *Caribbean Geology: An introduction*. (Donovan, S.K., Jackson, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.

EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1980). The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9 Conferencia Geologica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias vol 2*, 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, 281-299.

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

ERIKSON, J. P., PINDELL, J. L., KARNER, G. D., SONDER, L. J., FULLER, E. Y. & DENT, L. (1998). Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern Española: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. *Journal of Geology* 106, 473-494.

ERIKSON, J.P., PINDEL, J.L., KARNER, G.D., SONDER, L.J., FULLER, E., DENT, L., (1998). Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern Hispaniola: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. *The Journal of Geology* 106, 473–494.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007). Tectonica y geoquímica de la formación Amina: registro del arco isla Caribeno primitivo en la Cordillera Central, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118 (2), 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 magmática del Jurásico Superior-Cretácico Superior de la Cordillera Central, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118(2) 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* 118(2), 195-174.

ESCUDER 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, 161-186.

ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNAIZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E. Y PÉREZ-ESTAÚN, A., (2004). La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. *Geo-Temas* 6(1), 41-44.

ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., ULLRICH, T.D. MORTENSEN, J. Y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2006a). Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. *Journal of Structural Geology* 28, 1496-1519.

- ESCUDE VIRUETE, J., JOUBERT, M., URIEN, P., FRIEDMAN, R., WEIS, D., ULLRICH, T., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008).** Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos* 104, 378-404.
- ESCUDE VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2008).** Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 98(2), 407-425.
- ESCUDE-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2009).** Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 98, 407-425.
- EVANS, C.C. (1986).** Facies evolution in a Neogene transpressional basin: Cibao Valley, Dominican Republic: Unpub. Ph.D. Thesis, University of Miami, Florida, 222 p.
- GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDE VIRUETE J. (2007).** Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 18(2), 269-292.
- GONÇALVES PH, GUILLOT S, LARDEAUX JM, NICOLLET C, MERCIER DE LÉPINAY B. (2000).** Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samana' Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002).** Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana* (Pérez-Estaún, A., Tavares, I., García Cortes, A. y Hernaiz Huerta, P.P., Eds.). *Acta Geológica Hispánica* 37, 183-205.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., DÍAZ DE NEIRA, J.A, GARCÍA SENZ, J., DESCHAMPS, I., LOPERA, E., ESCUDE VIRUETE, J., ARDEVOL ORÓ, LL., GRANADOS L., CALVO J.P. Y PÉREZ ESTAÚN, A. (2007a).** La estratigrafía de la Sierra de Neiba, República Dominicana. En: *Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), La Geología de la República Dominicana.* *Boletín Geológico y Minero* 118, 313-336.

- HERNAIZ HUERTA, P.P., DÍAZ DE NEIRA, J.A, GARCÍA SENZ, J., DESCHAMPS, I., GENNA, A., NICOLE, N., LOPERA, E., ESCUDER VIRUETE, J., ARDÉVOL ORÓ, LL., PÉREZ ESTAÚN, A. (2007b).** La estructura de la sierra de Neiba, margen norte de la sierra de Bahoruco, Sierra de Martín García y cuenca de Enriquillo de la República Dominicana: un ejemplo de deformación transpresiva. En: Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E. y Joubert, M. (Eds.), La Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero 118, 337-357
- HEUBECK C. (1988).** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 pp.
- ITURRALDE-VINENT, M. (2001).** The amber forest, a reconstruction of a vanished World. Journ. Geosc. Educ., 49, 1: 68-69.
- JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., LOPEZ, A., DEMETS, C., DIXON, T.H., MANN, P. & CALAIS, E. (2000).** Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean from GPS geodesy. Tectonics 19, 1021-1037.
- JOUBERT, M., URIEN, P., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., LEROUGE, C., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero (5973-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 192 pp.
- JOYCE, J. (1991).** Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. 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, 47-76.
- KERR, A.C., TARNEY, J., KEMPTON, P.D., SPADEA, P., NIVIA, A., MARRINER, G.F., DUNCAN, R.A. (2002).** Pervasive mantle plume head heterogeneity: evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau. Journal of Geophysical Research 107, 1029-2001.
- KESLER S.E., SUTTER J.F., JONES L.M., WALKER R.L. (1977).** Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. Geology 5, 245-247.

KESLER, S.E., RUSSELL, N., AND MCCURDY, K. (2003). Trace-element content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfidation epithermal systems: *Mineralium Deposita* 38, 668-682.

KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., SMITH, C.N., HALL, C.M., AND ALLEN, C.M. (2005a). Age of the Pueblo Viejo deposit and its significance to models for high-sulfidation deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*.

KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., ALLEN, CH.M. (2005B). Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *Geological Society of America Bulletin* 117, 987-995.

KESLER, S.E., RUSSELL, N., POLANCO, J., MCCURDY, K., AND CUMMING, G.L. (1990a). Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., *et al.*, Eds.), *Geological Society of America Special Paper* 262, 187-201.

KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A., AND FONDEUR, L. (1990a). Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann, P., *et al.*, Eds.). *Geological Society of America Special Paper* 262, 173-185.

KREBS, M. (2008). Geothermobarometrie und Geochronologie subduktionsbezogener Hochdruckmetamorphite des Rio San Juan Komplexes (nördliche Dominikanische Republik). Inédita. Tesis Doctoral. Ruhr-Universität Bochum, Bochum.

KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.-P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E. (2007). The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. *Lithos* 103, 106-137.

LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIÉ, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., DE LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER F., SENEBIER, F. (2000). Multiple

plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research* 105, 8403-8421.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., DE LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, R.C., HERNANDEZ, J., POLVE, M., YEGHICHEYAN, D., COTTEN, J. (1999). Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology* 107, 193-207.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, J., LOUBET, M. (1997). Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology* 105, 111-120.

LEWIS, J.F. (1980). Resume of geology in Hispaniola. En *Field guide to the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic*. Amigo del Hogar Publishers, 5-31

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

LEWIS, J.F., JIMÉNEZ, J.G. (1991). Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Jánico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola* (Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. Ed.). *Geological Society America Special Paper* 262, 115-142.

LEWIS J.F., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991). Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. Lewis J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper* 262, 143-163.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995): Geochemistry and petroctectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. *Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A-227.*

- LEWIS, J.F., HAMES, W. E., DRAPER, G., (1999).** Late Jurassic Ocean Crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte Complex, Hispaniola: A discussion. *Journal of Geology*, 107, 505-508.
- 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: VMS deposits of Latin America (R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan, Eds.). Geological Society of Canada Special Publication, 223-249.
- 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*. 37, 2-3, 81-122.
- LEWIS, J.F., DRAPER, G., PROENZA, J., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2006).** Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta* 4, 237-263.
- LUTZ B.P., ISHMAN, S.E., MCNEILL, D.F., KLAUS, J.S., BUDD, A.F. (2008).** Late Neogene planktonic foraminifera of the Cibao Valley (Northern Dominican Republic): biostratigraphy and paleoceanography. *Marine Micropaleontology* 69, 282–296.
- MAIER, K.L., KLAUS, J.S., MCNEILL, D.F., BUDD, A.F. (2007).** A Late Miocene low nutrient window for caribbean reef formation?. *Coral Reefs* 26, 635–639.
- MANN, P. (1999).** Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. In: *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* (Mann, P., Ed.), 3-31.
- 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, 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, 325 pp.

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, 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: Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F. and Mann P., Eds.) Geological Society of America Special Paper 326, 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 246, 1-69.

MANN, P., CALAIS, E., AND HUÉRFANO, V. (2004). Earthquake shakes “big bend” region of North America–Caribbean boundary zone: Eos. Transactions, American Geophysical Union 85, 8.

MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J-C., DEMETS, C., JANSMA, P., MATTIOLI, G. (2002): Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. Tectonics 21 (6), 1-26.

MANN, P.; PRENTICE, C.; KING, W.; DEMETS, C.; WIGGINS-GRANDISON, M.; BENFORD, B. (2008). Late Quaternary Activity and Seismogenic Potential of the Gonave Microplate: Plantain Garden Strike-Slip Fault Zone of Eastern Jamaica. American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #T11B-1869.

MARCANO F. E. J., TAVARES I. (1982): Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, Publicaiones Especiales, III, 30 pp.

MOLNAR P., SYKES, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. Geol. Soc. Am. Bull, 80, 1.639-1.684.

MUFF, R., HERNÁNDEZ, M. (1986). The hydrothermal alteration and pyrite-galena-sphalerite mineralization of a porphyrite intrusion at Palma Picada in the

Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Natural Resources and Development (Tübingen, West Germany), 26, 83-94.

MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D. Y CAVANNA G. (2003).

Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology, 20, 733-755.

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

NAGLE, F. (1966). Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 171 pp.

NAGLE, F. (1972). Rocks from seamounts and escarpments on the Aves Ridge. VI Conferencia Geológica del Caribe. Margarita, Venezuela. Memorias 409-413.

NAGLE, F. (1974). Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. Geological Society American Bulletin 85, 1461-1466.

PALMER, H. C. (1979). Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. in: Lidz, B., Nagle, F. (eds.), Hispaniola: Tectonic focal point of the northern caribbean-three geologic studies in the Dominican Republic. Miami Geol. Soc. 29-68.

PEREZ VALERA F., ABAD DE LOS SANTOS M. (2010). Informe estratigráfico y sedimentológico. Programa SYSMIN II, Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PÉREZ-VALERA, F., HERNÁIZ-HUERTA, P.P., ABAD, M., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008). Datos preliminares sobre la estratigrafía de la Cordillera Septentrional en el Sector Imbert-El mamey (Puerto Plata, República Dominicana). 18 Conferencia Geológica del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana.

PINDELL J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: Caribbean geology. An introduction (Donovan. S.K., Jackson, T.A. Eds.), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, 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., eEds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, 405-432.

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

PINDELL, J. L., KENNAN, L. (2006). Mexico and Gulf of Mexico, Exploration Framework Atlas Volume 4: Tectonic Analysis Ltd., non-exclusive report and GIS database.

PINDELL, J.L., KENNAN, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: The geology and evolution of the region between North and South America (James, K., Lorente, M.A., Pindell, J., Eds), Geological Society of London, Special Publication. 1-60.

PINDELL, J., L. KENNAN, K. P. STANEK, W.V. MARESCH, AND G. DRAPER, (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta* 4, 303-341.

PINDELL, J.L., KENNAN, L., MARESCH, W.V., STANEK, K.P., DRAPER, G., HIGGS, R. (2005). Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Caribbean-South American plate interactions (Lallemant, A., Sisson V.B. Eds.), Geological Society of America Special Paper 394, 7-52.

PRENTICE, C.S., MANN, P., TAYLOR, F.W., BURR, G. & VALASTRO, S. (1993). Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic. *Geology* 21, 49–52.

PRENTICE, C.S., MANN, P., PEA, L.R., BURR, G. (2002). Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, *J. Geophys. Res.* 108, 234-278.

REDMON, B. (1982). The Tertiary of the central Cordillera Septentrional. En: *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, Dominican Republic, 199-210.

- RUTTER, E.H., MADDOCK, R.H., HALL, S.H., AND WHITE, S.H. (1986).** Comparative microstructures of natural and experimentally produced claybearing fault gouges. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 3–30.
- SAUNDERS, J.B., JUNG, P., BIJU-DUVAL, B. (1986).** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology*, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925.
- SCHUBERT, C., COWART, J.B. (1980)** Terrazas marinas del Pleistoceno a lo largo de la costa suroriental de la Rep. Dominicana: cronología preliminar.
- STEIN, G., ARDEVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P. CALKINS, F. C. (1921).** A geological reconnaissance of the Dominican Republic. *Geol. Dominican Republic Mem.*, 268 pp.
- VOLKES, E.H. (1989).** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. The family muricidae (mollusca: gastropoda). *Bull. Am. Paleont.* 97, 5–94
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977).** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.