



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50.000

ENRIQUILLO

(5969-I)

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

- Dr. Fernando Moreno (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: Sierra de Bahoruco
- 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 Enriquillo se encuentra situada en la Sierra de Bahoruco, más concretamente en sus estribaciones surorientales. En ella están representadas principalmente los basaltos de plateau caribeño de edad cretácica y formaciones carbonatadas marinas de edad Eoceno al Mioceno, aunque posee también un amplio registro de formaciones cuaternarias costeras y continentales.

La estructura de la hoja está conformada por un gran pliegue anticlinorio que se extienden a dirección NO-SE constituido por estructuras de menores dimensiones, trenes pliegues cilíndricos y simétricos de morfologías cónicas, doble inmersión y también doble vergencia hacia el NE y SO.

En el Cretácico superior la Fm Dumisseau-La Ciénaga, interpretada como parte de un plateau oceánico, registra un gran evento magmático basáltico en la región caribeña como consecuencia del ascenso de una pluma mantélica profunda.

Durante el Eoceno, sobre los relieves irregulares del plateau del caribe, se depositan en esta zona las calizas de plataforma somera de Polo y rampa externa del Mb Inferior de la Fm Neiba. Posteriormente, en el Oligoceno inferior tiene lugar una regresión generalizada en la cuenca que produce su emersión parcial y que acentúa aún más la irregularidad del paleorrelieve volcánico del Cretácico.

En el Oligoceno superior tiene lugar una nueva transgresión y profundización en la cuenca a partir de la que se depositan el Mb Superior de la Fm Neiba. Esta unidad registra la sedimentación en una cuenca de tipo rampa carbonatada en sus zonas media y distal. Las condiciones prevalecen hasta el Mioceno inferior cuando el proceso transgresivo alcanza su máximo. A partir de este momento la cuenca experimenta una progresiva somerización a lo largo de todo el Neógeno, paralela al levantamiento de la Sierra de Bahoruco, con la formación en este sector de la cuenca de las calizas someras de la Unidad Barahona. Esta regresión pudo estar originada tanto por la situación transpresiva generalizada en la isla como por el empuje originado por la cresta de La Beata desde el Sur.

Finalmente, en el cuaternario, a la vez que se produce la elevación continuada de la Sierra, tiene lugar la formación de arrecifes franjeantes al pie de los relieves de la Sierra de Bahoruco y el depósito de sedimentos litorales y continentales cerca de la costa.

ABSTRACT

The Enriquillo Sheet is located in the southern boundary of the Sierra de Bahoruco, more specifically in the southeastern end of this mountain range. Cretaceous basalts of the Caribbean oceanic plateau and Eocene to Pliocene marine carbonate formations have a strong presence in this area, as well as outcrops of a wide range of Quaternary coastal and continental formations.

The geological structure of the sheet corresponds to a large, NW-SE trending anticlinorium consisting of smaller structures, mainly fold-trains with symmetric and cylindrical geometry, double dipping and double vergence to the NE and SW.

Upper Cretaceous basalts of the Dumisseau-La Cienaga Fm that are interpreted to be part of an oceanic plateau record a significant basaltic magmatic event in the Caribbean region as result of the rise of a deep mantle plume.

During the Eocene, shallow platform carbonates of the Polo Unit and the distal ramp of Lower Mb of Neiba Fm are deposited overlying the irregular reliefs of Caribbean Plateau. During the lower Oligocene, a generalized regression in the basin generates partial emersion, further increasing the topographical irregularities of Cretaceous volcanic paleoreliefs.

A new transgression and deepening in the basin during the Upper Oligocene triggers sedimentation of the Upper Mb of the Neiba Fm and distal areas of a carbonate ramp setting. These environmental conditions dominate until the Lower Miocene, when maximum transgression is recorded. Since the middle Miocene the basin experiences progressive shallowing that is coeval with the uplift of the Sierra de Bahoruco, with the formation in this sector of the basin that hosts the shallow carbonate deposits of the Barahaona Unit. This regression could have been related to the generalized transpressive regime prevailing in the island and also to the indentation of the Beata Ridge from the south.

Lastly, during the Quaternary sustained uplift of the reliefs takes place in parallel with the development of fringing reefs over the topographical reliefs of the Sierra de Bahoruco and the deposition of coastal and continental formations near the coastline.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Metodología.....	1
1.2. Situación geográfica.....	3
1.3. Marco Geológico.....	6
<u>1.3.1. Geología de La Española.....</u>	<u>7</u>
<u>1.3.2. Macro unidades geológicas.....</u>	<u>8</u>
<u>1.3.3. La Sierra de Bahoruco.....</u>	<u>14</u>
<u>1.3.4. Macroestructura de La Española.....</u>	<u>16</u>
<u>1.3.5. Historia Geológica de La Española.....</u>	<u>16</u>
1.4. Antecedentes.....	18
2. ESTRATIGRAFIA.....	21
2.1. Cretácico.....	24
<u>2.1.1. La Formación Dumisseau-La Ciénaga.....</u>	<u>24</u>
2.1.1.1. Formación Dumisseau-La Ciénaga (1). Basaltos, tobas y grauvacas. Cretácico superior. K ₂	25
2.2. Paleógeno-Mioceno inferior.....	29
<u>2.2.1. Unidad Polo.....</u>	<u>29</u>
2.2.1.1. Unidad Polo (2). Calizas masivas con rodolitos y macroforaminíferos y calizas color café con moluscos. Eoceno medio-superior? P ₂ ²⁻³	29
<u>2.2.2. La Formación Neiba.....</u>	<u>32</u>
2.2.2.1. Formación Neiba. Miembro inferior (3). Calizas masivas y calizas micríticas tableadas con sílex. Eoceno medio?-superior. P ₂ ²⁻³	33
2.2.2.2. Formación Neiba. Miembro superior (4). Calizas margosas y tableadas con sílex y margo-calizas. Oligoceno -Mioceno inferior. P ₃ -N ₁ ¹	35

2.3. Mioceno y Plioceno	38
<u>2.3.1. Unidad de Barahona.....</u>	<u>38</u>
2.3.1.1. Unidad Barahona (5). Margo-calizas y calizas con algas, moluscos y corales. Mioceno inferior-superior. N ₁ ¹⁻³	38
2.4. Cuaternario	40
<u>2.4.1. Depósitos debidos a la dinámica gravitacional.....</u>	<u>40</u>
2.4.1.1. Coluviones (10). Limos, arcillas y cantos. Holoceno. Q ₄	40
<u>2.4.2. Depósitos debidos a la dinámica fluvial y de escorrentía superficial.....</u>	<u>41</u>
2.4.2.1. Terrazas (8). Conglomerados y arenas. Pleistoceno superior. Q ₃	41
2.4.2.2. Abanicos torrenciales antiguos (9). Conglomerados, gravas y arenas. Pleistoceno superior. Q ₃	41
2.4.2.3. Conos de deyección activos (11). Arenas, gravas y conglomerados. Holoceno. Q ₄	42
2.4.2.4. Fondos de valle (12). Conglomerados, gravas y arenas. Holoceno. Q ₄	42
<u>2.4.3. Depósitos de origen lacustre.</u>	<u>43</u>
2.4.3.1. Áreas pantanosas (13). Lutitas y arenas con restos vegetales. Holoceno. Q ₄	43
<u>2.4.4. Depósitos de origen marino-litoral.</u>	<u>43</u>
2.4.4.1. Construcciones biogénicas (6). Calizas arrecifales. Pleistoceno medio?-superior. Q ₂₋₃	43
2.4.4.2. Playas y cordón litoral actual (15). Arenas y cantos. <i>Beachrocks</i> . Holoceno. Q ₄	45
<u>2.4.5. Materiales debidos a meteorización química.....</u>	<u>45</u>
2.4.5.1. Argilizaciones y rubefacciones (7). Arcillas rojas. Pleistoceno-Holoceno. Q ₃₋₄	45
3. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES ÍGNEAS.....	46
3.1. Introducción	46
3.2. Contexto geológico.....	47

3.2.1. La Provincia ígnea Caribeño.....	47
3.2.2. Afloramientos del CLIP en La Española y correlación.....	49
3.3. Petrología de la Formación Dumisseau en la Sierra de Bahoruco	51
3.3.1. Basaltos microporfídicos con olivino.....	52
3.3.2. Basaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno.....	53
3.3.3. Basaltos porfídicos con clinopiroxeno y plagioclasa.....	54
3.3.4. Basaltos andesíticos con plagioclasa	55
3.3.5. Basaltos y basaltos andesíticos afaníticos, fluidales y vesiculares	56
3.3.6. Brechas y microbrechas ílticas basálticas mono y poligenéticas	57
3.3.7. Tobas vítreas de grano grueso.....	58
3.4. Geoquímica de la Formación Dumisseau en la Sierra de Bahoruco	59
3.4.1. Toleitas pobres en Ti (tipo I).....	59
3.4.2. Basaltos ricos en Ti (tipo II).....	59
3.4.3. Basaltos alcalinos ricos en Ti y en LREE (tipo III).....	60
3.4.4. Interpretación y correlaciones.....	63
4.TECTÓNICA.....	66
4.1. Contexto geodinámico de la Española	66
4.2. Marco geológico estructural de la Península de Bahoruco	68
4.2.1. El margen septentrional de la Sierra de Bahoruco	71
4.2.2. La Cresta de Beata (<i>Beata Ridge</i>)	71
4.2.3. Grandes estructuras en la Península de Bahoruco	71
4.2.3.1. Pliegues	73
4.2.3.2. La fracturación	74
4.3. La estructura de la Hoja de Enriquillo.....	74
4.4. Interpretación y evolución tectónica de la zona de estudio	76

4.4.1. Edad de la deformación	78
4.5. Tectónica activa	79
5. GEOMORFOLOGÍA	81
5.1. Análisis geomorfológico	81
<u>5.1.1. Estudio morfoestructural</u>	<u>81</u>
5.1.1.1. Formas estructurales	81
<u>5.1.2. Estudio del modelado</u>	<u>82</u>
5.1.2.1. Formas gravitacionales.....	82
5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial.....	82
5.1.2.3. Formas marinas-litorales	83
5.2. Evolución e historia geomorfológica	83
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	85
6.1. El plateau oceánico del Cretácico superior	86
6.2. La Cuenca del Paleógeno al Mioceno superior.....	87
6.3. La Cuenca del Mioceno superior al Plioceno.....	90
6.4. La Sierra de Bahoruco del Pleistoceno al Holoceno	92
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	94
7.1. Hidrogeología	94
<u>7.1.1. Hidrología y climatología.....</u>	<u>94</u>
<u>7.1.2. Hidrogeología.....</u>	<u>98</u>
7.2. Recursos minerales	98
<u>7.2.1.Descripción de las Sustancias</u>	<u>100</u>
<u>7.2.2. Potencial minero</u>	<u>100</u>

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	101
8.1. Introducción.	101
8.2. Relación de los L.I.G.....	101
8.3. Descripción de los Lugares	102
<u>8.3.1. L.I.G. N° 1. El manantial de Los Patos</u>	<u>102</u>
<u>8.3.2. L.I.G. N° 2. La Unidad Polo y la Fm Neiba en las playas de Caletón</u>	<u>103</u>
<u>8.3.3. L.I.G. N° 3. La inversión de relieve y vaciado erosivo de El Fondo</u>	<u>104</u>
<u>8.3.4. L.I.G. N° 4. Los arrecifes franjeantes pleistocenos de Enriquillo</u>	<u>105</u>
9. BIBLIOGRAFÍA.....	106

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 TYPESA) 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 Vázquez, 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)

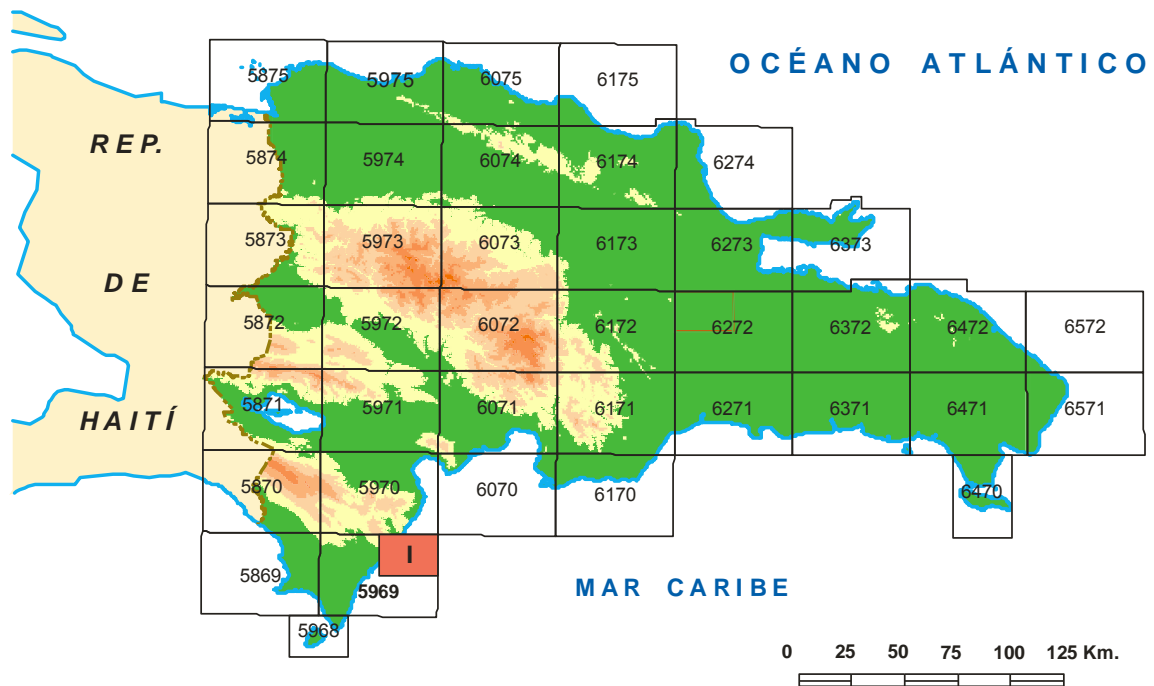


Figura 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Enriquillo (5969-I).

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 Enriquillo 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 subaflorantes, 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 (Enriquillo, 5969-IV).

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 Enriquillo (5969-I) se localiza al suroeste de la República Dominicana. Desde un punto de vista geográfico la hoja está situada en el extremo suroriental de la Sierra de Batoruco (Figura 1.1). La sierra de Batoruco es la más

meridional de las cuatro cordilleras principales de la República Dominicana, constituyendo la continuación oriental de la cordillera Meridional de Haití. Aparece como una destacada elevación montañosa que, con una dirección E-O a ESE-ONO, se alza bruscamente al sur de la hoya de Enriquillo, alcanzando 2.367 m en la loma del Toro. Todavía dentro de esta hoja, en su extremo suroeste, los relieves desaparecen paulatinamente y comienza una amplia región caracterizada por su aridez y escasa altitud conocida como Llanura de Oviedo-Pedernales o, en sentido más amplio, la Procurrente Sur de Barahona.

La Hoja de Enriquillo se encuentra a unos 150 Km en línea recta de la capital, Santo Domingo, y unos 215 km por carretera por el itinerario más corto y cómodo posible. Este itinerario consiste en tomar la carretera nacional N°6 desde la capital hasta San Cristóbal (Autopista 6 de Noviembre) y continuar hasta Azua por la carretera nacional N°2, también conocida como Carretera Sánchez. Esta vía está actualmente en obras y tiene un tráfico muy denso, en ocasiones de vehículos pesados, aunque en general el asfalto se encuentra en buenas condiciones. Una vez alcanzada la ciudad de Azua, la nacional N°2 enlaza directamente con la carretera nacional N° 44, que llega hasta Barahona. En esta ciudad se debe seguir la carretera que bordea la costa durante 30 km, atravesando el pueblo de Cienaga antes de llegar a la hoja.

La región se caracteriza por la escasez de infraestructuras y pueblos, al margen de los localizados a lo largo de la carretera nacional N°44 Barahona-Pedernales. Ésta se encuentra en muy buen estado y recorre toda la costa con dirección NE-SO cortando perpendicularmente las grandes estructuras de la hoja. Existen algunos caminos que parten de esta vía hacia las sierras adyacentes, donde se localizan varias aldeas y casas aisladas (p. ej., El Fondo, La Guama, Peñalba), pero en la mayoría de los casos estos accesos se encuentran en muy malas condiciones debido a lo escarpado del relieve y el deficiente estado del piso. En su mayoría consisten en caminos de tierras, muy estrechos y tapados por vegetación. A destacar la carretera vecinal asfaltada que sale del pueblo de Enriquillo y llega hasta el paraje del Chene e incluso penetra algunos kilómetros en la esquina NE de la Hoja de Arroyo Dulce. Sólo los caminos que parten hacia el norte del pueblo de Paraíso permiten adentrarse en la vecina hoja de La Cienaga y hacer una transversal, más o menos completa, del extremo oriental de la hoja de Enriquillo.

Los núcleos urbanos más importantes, Paraíso y Enriquillo, se localizan en ambos extremos de la hoja. Además cerca de la costa existen otros pueblos, más o menos importantes, como son Ojeda, Los Patos, La Mercedita o Caletón, donde se concentra el resto de población de la hoja. En las aldeas y bateys localizados hacia el interior, principalmente habitadas por

trabajadores empleados en las plantaciones de café, la densidad de ocupación es muy inferior. A destacar en estos puntos la práctica total ausencia de caminos transitables por vehículos, aunque sí existen numerosos senderos que se pueden recorrer a pie.

Desde un punto de vista administrativo, la hoja, de pequeña extensión, se localiza dentro de la provincia nacional de Barahona. El territorio que ocupa se encuentra compartido por los municipios de Enriquillo y Oviedo. Las actividades económicas principales son la agricultura, centrada en del plátano, la yautía, el ñame, el aguacate y, sobre todo, el cultivo del café, que tiene lugar en las zonas más húmedas y de mayor altitud. La ganadería caprina y la pesca artesanal también poseen cierta importancia. Existen además pequeñas canteras dispersas por toda la hoja donde se extraen calizas y conglomerados como áridos de carretera. El turismo es prácticamente inexistente en toda la zona pero en la actualidad la zona experimenta un ligero auge a escala nacional, sobre todo en el pueblo de Los Patos

La topografía de toda la zona es muy abrupta e irregular (Figura 1.2). Se caracteriza por la presencia de diferentes sierras con orientación NO-SE y grandes desniveles. Existe un claro gradiente altitudinal desde el sector noroccidental de la hoja, donde los cerros superan ampliamente los 1000 metros de altura, hasta el litoral, donde desaparecen de forma muy brusca configurando playas rocosas y acantiladas. Destacan los Cerros de de Barrionuevo, de Maniel y de Cresteliando, con 1170 m, 1060 m y 1100 m, respectivamente.

Los únicos valles fluviales de consideración en la hoja son los del Río Nizaito, en su extremo oriental, y de la Cañada Maniel, en su sector central. Ambos se corresponden con sendas estructuras geológicas sinformes donde afloran formaciones de materiales menos competentes, lo que ha permitido el desarrollo de valles con dirección NE-SO. El resto de la red fluvial es muy pobre y está integrada por una gran cantidad de arroyos o cañadas, de idéntica orientación, que desembocan en el Mar Caribe. Esos cauces se encuentran intensamente encajados, en ocasiones definiendo desniveles superiores a los 300 m, y presentan un carácter estacional, siendo muy activos en momentos de grandes precipitaciones. Se pueden destacar, de SO a NE, las Cañadas de La Chorrera, Las Merceditas, Ojeda y Casiman, todas ellas muy activas y peligrosas durante tormentas tropicales y huracanes. Además, se ha constatado la existencia en la Hoja, de un importante sistema de circulación endokárstico de aguas subterráneas procedentes de la Sierra de Batoruco que llega a generar algunos manantiales a lo largo de la costa.

El clima de la zona es cálido y húmedo, con temperaturas medias próximas a 26°C y precipitaciones medias anuales próximas a los 2500 mm, aunque estas presentan una gran

irregularidad interanual y dentro del mismo año se concentran en unos pocos días y durante la temporada ciclónica. De hecho, esa región es la más meridional de República Dominicana y, por tanto, la más afectada por este tipo de eventos meteorológicos, al estar situada en su trayectoria ordinaria.

La vegetación en la costa, en su extremo suroccidental, y en las zonas de menor relieve puede clasificarse como bosque seco subtropical, principalmente formado por diferentes especies de cactáceas, arbustos y algunos árboles como el cayuco, la baitoa, el cambrón, el aroma, el guayacán o el guano. Hacia el interior, a medida que incrementa la altitud las temperaturas son inferiores y la humedad y precipitaciones aumentan, lo que se traduce en un cambio en la vegetación que pasa a estar dominada por un denso bosque húmedo tropical. Este tipo de bosque se caracteriza por una amplia diversidad de especies arbóreas de hoja ancha y helechos.

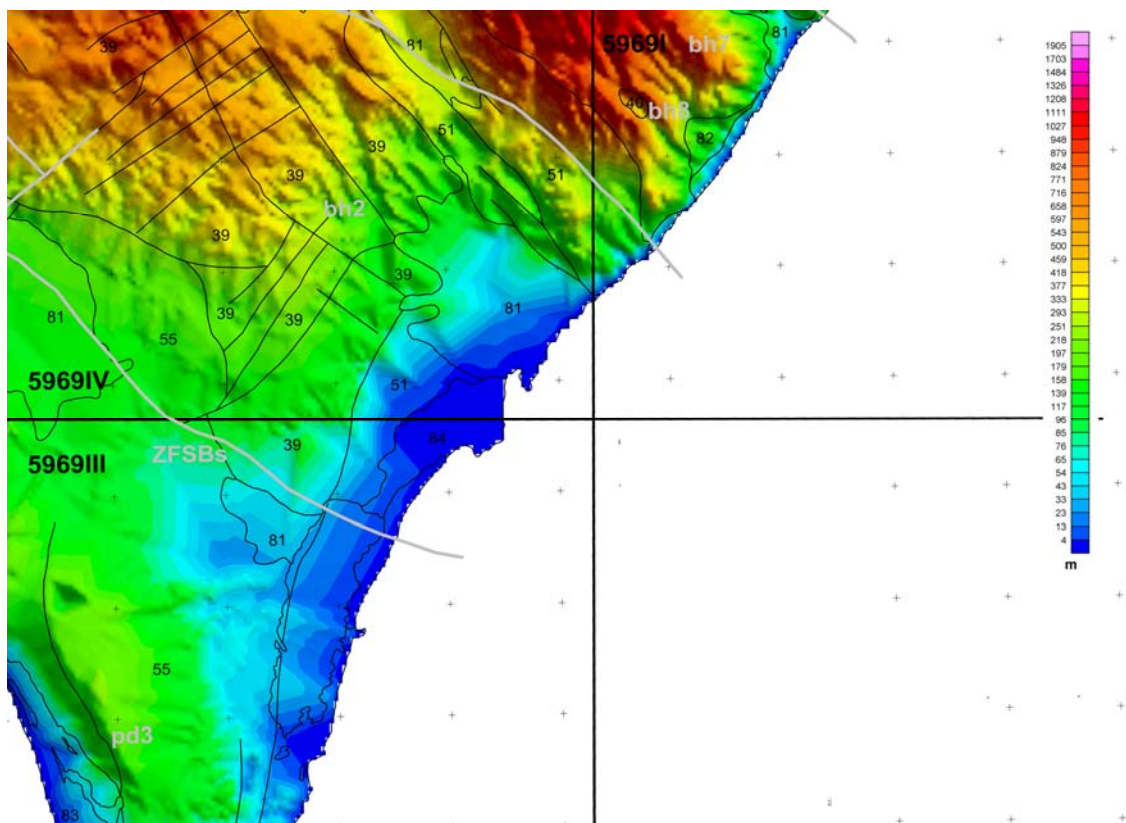


Figura 1.2. Modelo digital del terreno de la Hoja a escala 1:100.000 de Enriquillo (5969). La Hoja de Arroyo Dulce ocupa el cuadrante noroccidental (5969-IV).

1.3. Marco geológico

La geología de la República Dominicana se caracteriza por una gran heterogeneidad de materiales sedimentarios y volcánicos representados, a la que hay que añadir, además, la

presencia de numerosos cuerpos intrusivos acompañados por importantes cortejos filonianos. Esta diversidad de materiales puede apreciarse en el esquema geológico de la Isla que se muestra en la figura 1.3.

En términos generales la geología de la isla de La Española está controlada por tres factores principales:

- En primer lugar, y al menos durante el Mesozoico, por el carácter oceánico de la isla. La Española estuvo asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de la corteza oceánica. En estas condiciones se producen distintos procesos de subducción, que provocan, 1) la presencia de un vulcanismo de arco de isla, con diversos episodios eruptivos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios, y 2) la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas, unida a la escasa anchura de las plataformas marinas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.

- En segundo lugar, la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta producción biológica en las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la formación de calizas, muchas veces de tipo arrecifal y la acumulación en las aguas más profundas de potentes serie de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es también responsable de las tasas altas de meteorización que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos, debido a la rápida erosión de los relieves y transporte de sedimentos hacia las cuencas.

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).

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 (Figura 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).

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; De Mets *et al.*, 2000; Jansma *et al.*, 2000; Bilich *et al.*, 2001; 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 ocurrió fundamentalmente en el periodo en el Eoceno-Mioceno Inferior y continúa 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 (Figura 1.4). Cada una de estas zonas presenta características geológicas que la distinguen de sus zonas contiguas y en general, sus límites coinciden con alineaciones morfoestructurales bien definidas.

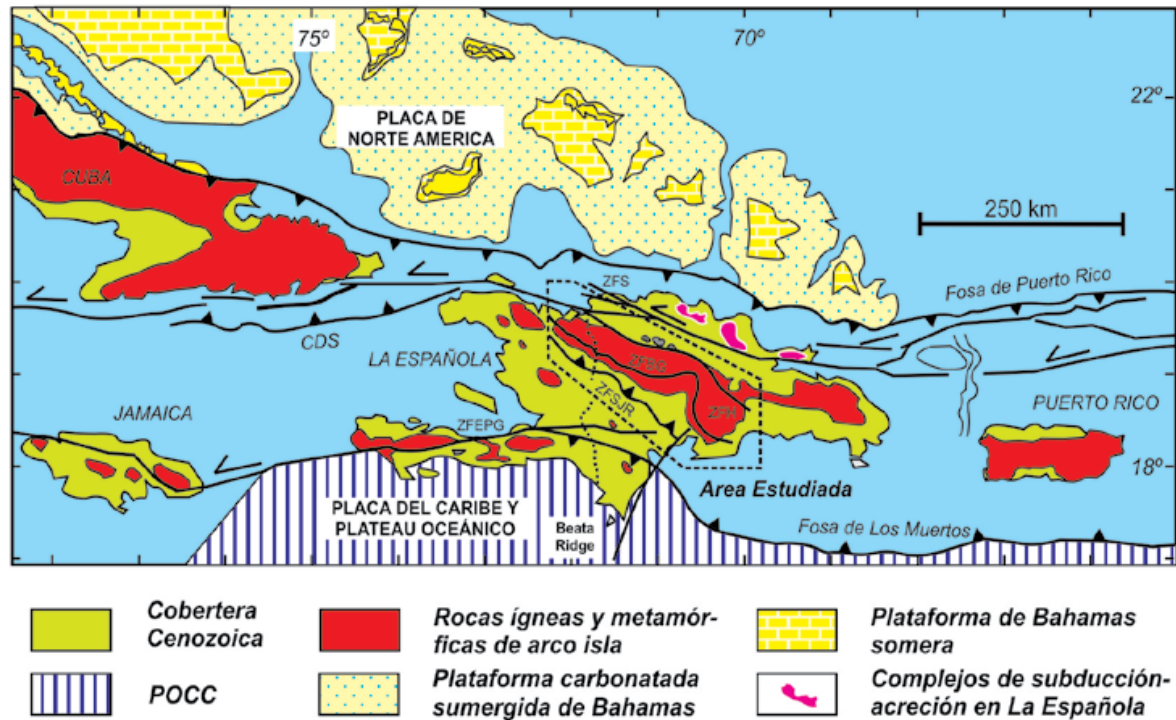


Figura 1.3 (cont). Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann *et al.*, 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE 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 (ZFEPG).

Por otra parte, basándose en su diferente historia geológica, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas (denominadas terrenos en sentido amplio), que han sido yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno Superior/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) (Figura 1.5).

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 las deformaciones relacionadas con la colisión oblicua arco-continente y, más recientemente, con la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois *et al.*, 1983; Mann *et al.*, 1991, 1995; Calais y Mercier De Lépinay., 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 las siguientes unidades o dominios geológicos (Figuras. 1.4, 1.5 y 1.6):

(1) La Cordillera Septentrional, que representa 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: a) los complejos de basamento formados por rocas de alta presión y que asocian, o a los que se asocian, olistostromas y mêtanges de matriz serpentínica que igualmente incorporan rocas de alta presión (complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná); b) pequeños complejos de basamento formados por fragmentos del arco de isla colisionado (El Cacheal, El Paradero y Pedro García); y c) la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno. Además, hay que considerar las formaciones eminentemente carbonatadas del Mioceno Superior-Plioceno (Fm Los Haitises y equivalentes) y resto de formaciones cuaternarias que reposan discordante sobre todo el dispositivo anterior (Donnelly y Rogers 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves *et al.* 2000; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Varela y Abad, 2008).

(2) La Cordillera Oriental, donde aflora el arco isla primitivo del Cretácico Inferior (al igual que en determinados puntos a lo largo del borde septentrional de la Cordillera Central), 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).

En la Cordillera Oriental, 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 delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz *et al.*, 2004).

(3) El cinturón de peridotitas serpentinizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis *et al.*, 1999, 2006; Draper *et al.*, 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Viruete *et al.*, 2006, 2008). El cinturón de Peridotitas de Loma Caribe

aflora asociado a la Zona de Falla de La Española (Figuras 1.5 y 1.6), que es una de las estructuras más importantes de toda la isla. Se trata de una falla de desgarre que, hasta el cese de su funcionamiento aproximadamente a comienzos del Mioceno, resolvió un gran desplazamiento lateral, aproximando y yuxtaponiendo, al menos, los distintos fragmentos litosféricos actualmente representados en las Cordilleras Central y Oriental (Hernáiz Huerta, 2006).



Figura 1.4. Principales unidades morfoestructurales de La Española según Lewis y Draper (1991).



Figura 1.5. 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-Amina; (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, Bonafo-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

(4) Ocupando principalmente la vertiente septentrional de la Cordillera Central, se reconoce 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.*, 2006, 2007b).

(5) La amplia franja axial de la Cordillera Central es la principal zona de aforamiento de la secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representada principalmente por el Grupo Tireo; 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 corresponde a un magmatismo intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense (Escuder-Viruete *et al.*, 2009).

(6) El cinturón de pliegues y cabalgamientos de Trois Rivières-Peralta ocupa fundamentalmente la vertiente sur de la Cordillera Central y en él afloran las formaciones sedimentarias del Eoceno Inferior/Medio-Oligoceno (¿y Mioceno Inferior?) que se depositaron por detrás del arco isla (cuenca trasera de arco) contemporáneamente a la colisión entre éste y el continente Norteamericano y deformaron como consecuencia de ésta (Heubeck, 1988; Dolan *et al.*, 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002; Pérez Varela y Abad, 2010). La cuenca de San Juan-Azua (y parcialmente, los territorios situados al sur de éstas, incluida la cuenca de Enriquillo), están rellenas por materiales del Neógeno-Cuaternario y tiene el carácter de cuenca de antepaís respecto al citado cinturón de Trois Rivières-Peralta (Mann *et al.*, 1991, 1999; Díaz de Neira y Solé Pont, 2002)

(7) En la posición más meridional del país, las sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco, están constituidas por materiales de naturaleza eminentemente calcárea de edad Eoceno-Mioceno. Su levantamiento muy reciente, a partir del Plioceno Inferior-Medio, está relacionado con el emplazamiento en superficie de un fragmento del plateau oceánico del Caribe aflorante en el núcleo de la sierra de Bahoruco (y sus equivalentes en territorio haitiano, sierras de Hotte y Selle; Maurasse *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Girard *et al.*, 1982)

así como también, posiblemente, en el núcleo de la Sierra de Neiba (Hernández Huerta, 2004). Se denomina plateau oceánico del Caribe a un episodio de basaltos masivos oceánicos de edad Cretácico Superior que se ha identificado en sondeos y perfiles sísmicos en el sustrato de buena parte del mar Caribe y de la dorsal de Beata (Kerr *et al.*, 2002).

1.3.3. La Sierra de Bahoruco

La Sierra de Bahoruco forma parte del denominado terreno Hotte-Selle-Bahoruco (Mann *et al.* 1991) constituido por estas tres sierras contiguas, las dos primeras localizadas en Haití, que presentan directrices generales ONO-ESE y se extienden de oeste a este por todo el sector meridional de La Española. Está integrada por una potente y monótona sucesión de unidades eminentemente carbonatadas, depositadas prácticamente durante el Paleógeno-Mioceno, aflorando localmente su sustrato cretácico, de naturaleza ígnea, fuera del ámbito de la Hoja.

Aunque en detalle presenta una compleja sucesión de pliegues y fallas de envergadura y geometrías diversas, a grandes rasgos se estructura como un gran antiforme cabalgante hacia el norte sobre la cuenca de Enriquillo. Tal vez su formación más representativa es la Fm Dumisseau (Maurrasse *et al.*, 1979), en el ámbito de este proyecto denominada también Fm Cienaga. Con más de 1.500 m de espesor, consiste en una alternancia de basaltos y *pillow* basaltos no metamórficos, doleritas, calizas pelágicas, cherts, limolitas silíceas y areniscas volcanogénicas a las que las dataciones le atribuyen un intervalo de ocurrencia que va del Cretácico Inferior al Cretácico Superior.

Por encima de la Fm. Dumisseau y equivalentes, una importante discordancia marca el final del volcanismo basáltico y el comienzo de un régimen esencialmente sedimentario, con cierto predominio de facies carbonatadas y ocasionales ocurrencias volcánicas, que comprende el intervalo del Cretácico terminal al Mioceno.

A excepción del relleno de dolinas y poljes, en su sector suroccidental los sedimentos cuaternarios continentales presentan un desarrollo muy pobre como consecuencia de la inexistencia de grandes relieves, las escasas precipitaciones y la ausencia de sistemas fluviales de importancia en la zona. Por el contrario aparecen muy extendidos en el litoral las formaciones costeras asociados a los formas erosivas marinas que reflejan el movimiento de la línea de costa a lo largo de buena parte del Cuaternario.

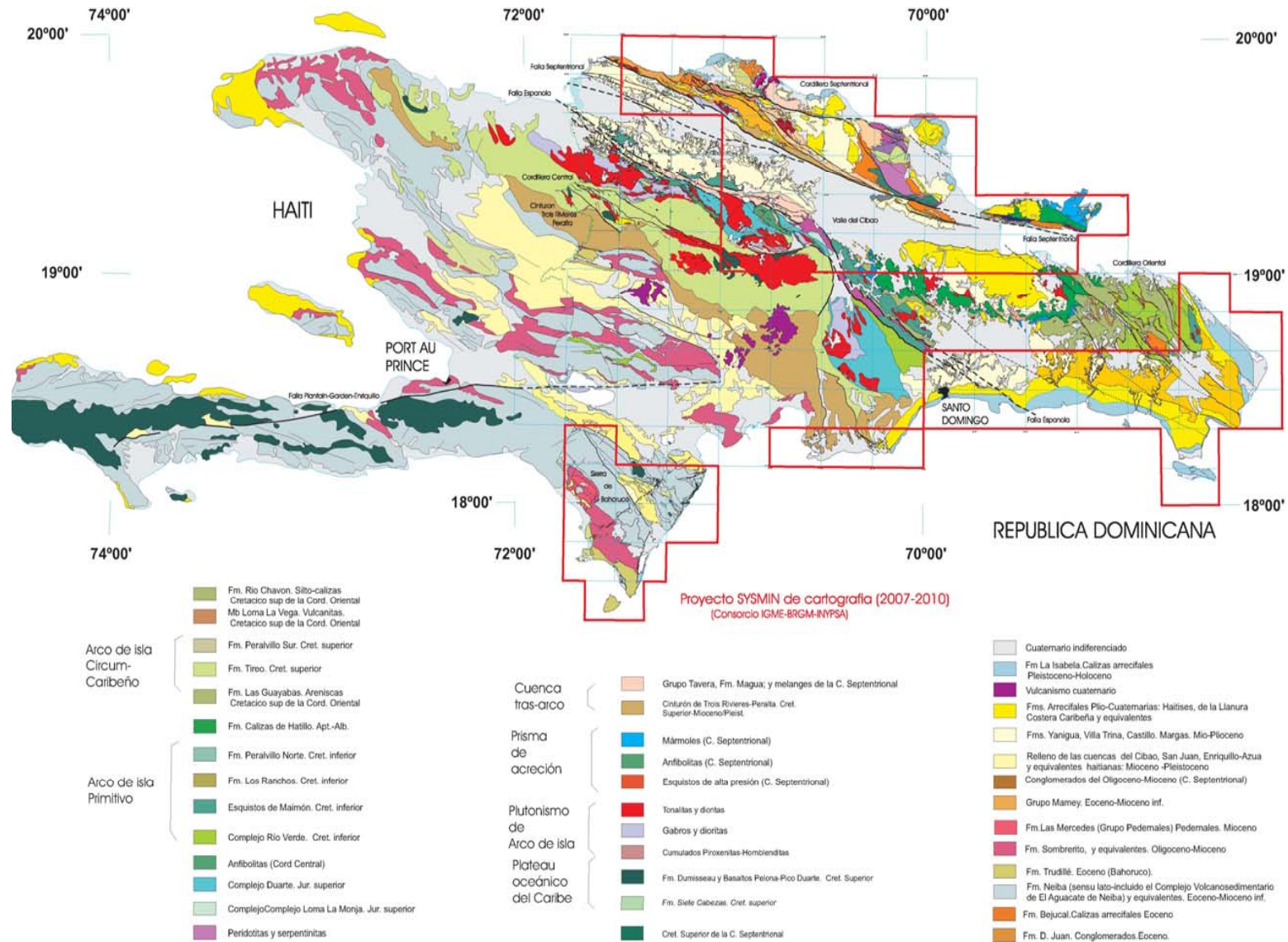


Figura 1.6. Mapa Geológico simplificado de La Española según Lewis y Draper (1990) y el Programa SYSMIN (1999, 2004, 2007). En la figura se especifica la situación de las zonas cartografiadas en el Proyecto SYSMIN II.

1.3.4. 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-Virue y Pérez-Estaún, 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 1.6). 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 Norte América y Caribeña (Mann, 1999; Mann *et al.*, 1991, 2002; Calais y Mercier De Lépinay, 1995; Dolan *et al.*, 1998).

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.

1.3.5. 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-Virue y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Virue *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-Virueite *et al.*, 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs, 2008; Pindell *et al.*, 2006; Escuder-Virueite *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-Virueite *et al.*, 2004, 2005, 2007c).
- 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-Virueite *et al.*, 2007a, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turonense-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, 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.*, 2007a y b).
- 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

Además de ser un área de especial interés para el estudio de la tectónica activa de la placa Caribeña y de los riesgos geológicos que ésta implica, la isla de La Española y, en concreto, el territorio correspondiente a la República Dominicana, también contiene un registro excepcional de la evolución del denominado Arco Isla Caribeño durante el Jurásico Superior y Cretácico, y de su deformación posterior por una tectónica transpresiva durante buena parte del Terciario.

Sin embargo, a pesar de esta importancia geológica, y con la excepción de diversas investigaciones y prospecciones mineras y petrolíferas de carácter local, la mayor parte de la isla ha carecido de estudios geológicos de detalle hasta bien entrados los años 1980, a partir de los cuales varios estudios han incrementado su conocimiento geológico. Los principales trabajos desarrollados en la parte dominicana de la isla se han agrupado en el volumen especial (*Special Paper 262*) de la Sociedad Geológica de América (Mann *et al.*, 1991). Posteriormente, otro volumen especial de la misma sociedad (*Special Paper 326*) trata los aspectos neotectónicos del margen septentrional de La Española, derivados de investigaciones recientes. Otros resúmenes de la geología de la isla se pueden encontrar también en Bowin (1975), Draper y Lewis (1991), Joyce (1991), Lewis (1980), Lewis y Draper (1990), Maurrasse (1981), Nagle (1974 y 1979) y Pindell y Draper (1991).

Entre los estudios y documentos previos de carácter geológico-minero, la República Dominicana dispone de un mapa geológico a escala de 1:250.000, denominado "Mapa Geológico de la República Dominicana", publicado en 1991. Las referencias sobre la geología de la Isla de La Española son numerosas y han sido publicadas en revistas internacionales principalmente. Una síntesis de la bibliografía geológico-minera básica puede encontrarse en el *Special Paper 262* (1991) de la Sociedad Geológica de América. Existen informes inéditos, de carácter minero, realizados por la compañía Rosario Dominicana en el ámbito del Proyecto. Como resultado de la cooperación Dominico-Alemana, entre los años 1984 y 1988, se elaboraron distintos mapas a escalas variables, entre 1:100,000 y 1:25,000, de los sectores Norte y Sur de la Cordillera Central y del sector Oeste de la Cordillera Septentrional. Más recientemente, tienen un particular interés los volúmenes especiales de "Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate Boundary zone", editado en 1998 por J. Dolan y P Mann (*Spec. Pap. Geol. Soc. Am. vol 326*) y que incluye abundante información sobre la geología de la

República Dominicana; del Acta Geológica Hispánica (vol. 37), editado en 2002 por Pérez-Estaún *et al.*, que actualiza la información geológica obtenida en el marco del Programa SYSMIN I; y del Boletín Geológico y Minero de España (vol. 118), publicado en 2007, que recoge una síntesis de los trabajos e investigaciones más recientes.

Desde el punto de vista estrictamente cartográfico, en la República Dominicana sólo existía cartografía geológica a escala 1:100.000 de las hojas de San Juan (5972), Comendador (5872) y San Cristóbal (6171) a escala 1:50.000. Los proyectos SYSMIN de Cartografía Geotemática han venido a subsanar este vacío al establecer una sistemática para la elaboración de mapas geológicos y derivados a escala 1:50.000 y 1:100.000. El primero de estos proyectos fue ejecutado durante los años 1997-2000 por un consorcio de empresas españolas del que formaron parte el IGME e INYPSA, con resultados muy satisfactorios. La primera Fase del Programa SYSMIN de la Unión Europea finalizó en 2004 con la realización del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana por el Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, completando 47 Hojas geológicas a escala 1:50.000 y sus correspondientes Memorias, las cuales cubren aproximadamente un 60% del territorio. La ejecución de estos Proyectos ha venido a confirmar la validez de la normativa utilizada que, con algunas mejoras, ha sido la empleada en el Proyecto SYSMIN II.

En cuanto a los estudios de índole geomorfológica, son escasos, al igual que en el resto de la República Dominicana. De entre ellos, hay que resaltar el libro Geografía Dominicana (De la Fuente, 1976), que además de aportar una abundante cantidad de datos geográficos e ilustraciones, apunta numerosas consideraciones de orden geomorfológico; sus denominaciones geográficas han servido de referencia durante la realización del presente trabajo. Entre los trabajos más recientes es preciso señalar los desarrollados en la región limítrofe con motivo del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Díaz de Neira, 2004a), que suponen un considerable avance en el conocimiento geológico de la región. Por último, merece la pena destacar la recopilación de artículos elaborados a partir de la información acumulada en dicho proyecto (Pérez-Estaún *et al.*, 2002), de entre los que cabe señalar el de Díaz de Neira y Solé por su interés en la estratigrafía del Neógeno de la región. También dentro del Programa SYSMIN, aunque con un carácter más general con relación al ámbito dominicano, es preciso señalar los relativos a aspectos sísmicos (PROINTEC, 1999) e hidrogeológicos (ACUATER, 2000).

Por otro lado, son realmente escasos los trabajos destinados a estudiar concretamente la geología de la Sierra y Península de Bahoruco. Se han realizado básicamente dos trabajos de índole regional, que constituyen los únicos estudios en los cuales se aborda la estratigrafía y tectónica de la región: Romeo Llinás (1972) y Osiris de León (1989).

En el primero de ellos se estudia el área comprendida entre Polo y Duvergé, con una perspectiva muy estratigráfica y abordando el estudio de todas las unidades estratigráficas que afloran en este sector.

El trabajo de Osiris de León (1989) abarca prácticamente toda la Península de Bahoruco, y en él describe las distintas unidades litoestratigráficas que componen la península, acompañado de estudios tectónicos, hidrogeológicos y de yacimientos minerales, y mostrando una cartografía a escala 1:125000 aprox. El trabajo de Romeo Llinás (1972) se centra en la secuencia sedimentaria de edad cretácica que se encuentra en el área comprendida entre Polo y Duvergé, con una perspectiva muy estratigráfica y abordando el estudio de todas las unidades estratigráficas que afloran en este sector septentrional de la sierra, principalmente las rocas volcánicas cretácicas que constituyen el plateau del Caribe y la serie sedimentaria que se deposita discordante sobre la misma, a la que denomina informalmente Fm Río Arriba. Mucho más recientes son los trabajos de Abad *et al.* (2008 y 2009) en lo que se realiza una descripción general de las formas erosivas y depósitos asociados a las oscilaciones del nivel del mar y a la evolución de la costa durante parte del Pleistoceno y Holoceno.

2. ESTRATIGRAFÍA

El dominio de la Sierra de Bahoruco-Pedernales, en el SO del país, está constituido por rocas sedimentarias cenozoicas, depositadas sobre un sustrato principalmente volcánico de edad cretácica. Este vulcanismo se corresponde con plateau caribeño que representa un episodio de pluma mantélica generado al final del Cretácico en esta región.

La Sierra de Bahoruco, junto con el macizo de la Hotte-Serre de Haití, constituye la elevación topográfica más importante en la zona meridional de La Española y el dominio geológico más al sur de la isla. Está constituida por una sucesión, muy potente, de calizas y otros materiales sedimentarios y volcánicos, que abarca edades del Cretácico superior al Plioceno. Las dos vertientes de la Sierra presentan una organización estructural muy bien diferenciada. La vertiente norte concentra la mayor parte de la deformación y, por tanto, muestra una estructura tectónica mucho más compleja. Por otro lado, la vertiente Sur de la Sierra de Bahoruco responde a un relieve monoclinal, con pliegues muy suaves, que desciende de forma paulatina hacia el suroeste hasta el nivel del mar.

Esta característica ha permitido un estudio estratigráfico y sedimentológico muy detallado de la serie terciaria en las hojas cartografiadas dentro de la sierra en el marco del Proyecto SYSMIN II, al menos, en su sector meridional. La cuenca marina donde se depositaron los materiales que hoy constituyen el sustrato de la Península de Bahoruco parece haber conservado una configuración tridimensional muy similar a la que poseía originalmente, antes de que la deformación transpresiva en la parte suroccidental de La Española estableciera durante el Mioceno superior y Plioceno la distribución de cordilleras y depresiones existentes en la actualidad (sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco y cuencas de Enriquillo y San Juan).

De esta forma, la existencia de buenos afloramientos y cortes de amplia continuidad lateral, la ausencia casi total de discontinuidades sedimentarias importantes dentro de la serie y la ya mencionada preservación de la morfología original de la cuenca, hacen de la Sierra de Bahoruco un escenario ideal para el análisis de la evolución espacial y temporal de las cuenca marinas carbonatadas del Paleógeno y del Neógeno en el Caribe. En muchas ocasiones han tenido que definirse nuevas unidades litoestratigráficas con el objetivo de organizar y facilitar la descripción de los nuevos datos sedimentológicos y estratigráficos derivados del trabajo desarrollado en este proyecto (Figura 2.1).

La Hoja de Enriquillo comprende varias unidades tanto litológicas como estructurales de diferente origen y naturaleza diversa, que pueden agruparse en tres grandes conjuntos: los materiales, en su mayoría de origen volcánico, de edad Cretácico; los materiales sedimentarios carbonatados de edad Eoceno-Plioceno, representativos de un plataforma marina con alta producción carbonatos y que se extienden a lo largo de la mayor parte de la Hoja; y los depósitos continentales y costeros cuaternarios, en su mayoría de origen aluvial, que reflejan las variaciones del nivel base y la elevación continuada que ha experimentado esta zona desde el Plioceno y hasta la actualidad.

La localización de estos depósitos cuaternarios en la hoja es muy heterogénea, ocupando extensión considerable y distribuyéndose estos materiales más recientes sobre o al pie de las laderas de los grandes cerros y sierras, ocupando la franja litoral, en los valles y cauces fluviales dentro de valles o en la parte más altas de los relieves en forma de alteritas y rellenos de dolinas (Figura 2.2).

		Osiris de León, 1989	Este trabajo												
EOCENO	OLIGOCENO	MIOCENO	PLIO.	Sn Unidad Litoestratigráfica		Unidad La Cueva				EOCENO	OLIGOCENO	MIOCENO	PLIO.		
				Caliza Pedemales		Fm. Río Arriba		Mb. Loma de Peblique						Mb. Maniel Viejo *	
				Fm. Sombreito		Mb. Quemados de Basilio		Mb. Loma de Guano						Und. de Barahona *	
				Fm. Neiba		Mb. Aguas Negras		Mb. Stio Nuevo						Fm. Neiba (mb. sup) *	
Caliza Aceitillar		Fm. Paisance		Ud. Trudillé		Ud. Las Mercedes		Fm. Neiba (mb. inf) *		Ud. PEDERNALES		Und. Polo *			
						Mb. El Mogote									
						Mb. La Compañía									

Figura 2.1. Esquema de las unidades litoestratigráficas utilizadas en este proyecto en la cartografía de la Península de Bahrucu, con correlación y comparación con las definidas previamente por Osiris de León (1989). Los asteriscos indican las unidades cartográficas aflorantes en la Hoja de Enriquillo.

Unidades de nueva definición y estratigrafía propuesta

Después del análisis crítico de la nomenclatura previa y a partir de la cartografía realizada en este proyecto, se ha puesto de manifiesto la necesidad de actualizar la descripción de las unidades previas que se ha comprobado que tienen validez, y definir nuevas unidades no observadas anteriormente para completar un cuadro estratigráfico lo más preciso posible dentro de los objetivos de este proyecto.

Siguiendo las recomendaciones de la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980; Reguant y Ortiz, 2001) se considera a las unidades redefinidas o renombradas, y a las de nueva definición como unidades informales, puesto que no cumplen todavía todos los requisitos para ser definidas formalmente. Para estas unidades se usará el término *Unidad + nombre geográfico* que designe a la unidad y se tomará en el sentido de unidad litoestratigráfica informal. Se ha prescindido de añadir un término litológico, para simplificar la nomenclatura. Este es uno de los primeros pasos para en el futuro tratar de definir formalmente estas unidades. Por otro lado, hay que tener en cuenta que las unidades que por sus características históricas han sido denominadas anteriormente como formaciones, seguirán manteniendo el término *Formación*, y se pueden considerar a todos los efectos unidades formalmente descritas. En el caso de las unidades de la Península de Bahoruco, solo se aplica este caso a la Formación Neiba.

- Unidad Polo. Eoceno medio-superior. Corresponde a una unidad de nueva definición, compuesta por una sucesión de calizas típicamente de algas rojas, en ocasiones formando rodolitos de varios centímetros de diámetro, y con un característico aspecto masivo de campo. Estas características, junto con su organización y su posición directamente por encima de las rocas volcánicas de la Fm Dumisseau-La Ciénaga han permitido su diferenciación cartográfica y han justificado su definición. Tiene rango de formación y aflora en áreas donde anteriormente estaba cartografiada la Fm Plaisance (Osiris de León, 1989).

- Formación Neiba. *Eoceno superior-Mioceno inferior*. Como se ha referido anteriormente, la Fm Neiba se reconoce claramente por sus características litoestratigráficas. La Formación Neiba está compuesta por una sucesión potente y monótona de calizas blancas-beiges de diversas facies, pero fundamentalmente constituida por calizas micríticas, de aspecto tableado, con niveles de acumulación de bioclastos y frecuentes nódulos y niveles de sílex. Esta formación ha sido descrita originalmente en la Sierra de

Neiba y ampliamente reconocida en todo el sector occidental de la República Dominicana desde los primeros trabajos de geología realizados en el sector (p. ej. Bermúdez, 1949).

En la península de Bahoruco también se ha podido distinguir la Formación Neiba debido a la particularidad de sus facies. Sin embargo, también presenta sus peculiaridades respecto a otros sectores de La Española. En este sector se han distinguido dos unidades litoestratigráficas dentro de la Formación Neiba que tendrían rango de miembro (miembro inferior de calizas micríticas y miembro superior de calizas margosas), que presentan suficientes diferencias para permitir su diferenciación cartográfica. En la Sierra de Neiba, la Formación Neiba se dividió en tres unidades litoestratigráficas (Fm Neiba inferior, Fm Neiba superior y Fm Neiba brechoide), debido a las características estratigráficas particulares de la región (Hernández-Huerta, 2004). La Fm Neiba inferior y la Fm Neiba superior se encuentran separadas por el Conjunto Vulcanosedimentario de El Aguacate (Hernández-Huerta, 2004), el cual no aparece representado en la Península de Bahoruco. Por esta razón, y también por criterios cronoestratigráficos, en la Formación Neiba que aflora en la Península de Bahoruco, las dos unidades litoestratigráficas diferenciadas en este dominio corresponden únicamente a la Fm Neiba superior de la Sierra de Neiba, y por tanto, se propone no utilizar el nombre de Fm Neiba inferior o superior en la Sierra de Bahoruco, para evitar confusiones en la correlación estratigráfica de ambos dominios.

2.1. Cretácico

2.1.1. La Formación Dumisseau-La Ciénaga

Los diferentes mapas geofísicos aerotransportados reflejan la relativa proximidad de un importante volumen de rocas ígneas a la superficie que generan anomalías positivas, muy evidentes, en una gran superficie del sector oriental de la península (Figura 2.3), en algunos casos mostrando una muy buena correlación con los afloramientos en superficie descritos de rocas volcánicas en la hojas de Enriquillo y en las vecinas de Polo y Ciénaga. Numerosos autores previos han puesto de manifiesto que el basamento de la Sierra de Bahoruco consiste en una alternancia de basaltos no metamórficos y doleritas, que también incluyen calizas pelágicas, cherts, limolitas silíceas y areniscas vulcanoclásticas. Las dataciones paleontológicas y radiogénicas de estos materiales le atribuyen una edad Cretácico inferior-Cretácico superior, y han sido descritos principalmente en Haití, donde se conoce como Formación Dumisseau (Maurrasse *et al.*, 1979). En el contexto de la Sierra de Bahoruco esta formación es denominada Fm

Dumisseau-La Ciénaga debido a la buena representatividad que tiene sus materiales en la hoja vecina a la de Enriquillo que lleva este mismo nombre.

En la Sierra de Bahoruco hay formaciones basálticas equivalentes a la Formación Dumisseau, con edades Maastrichtiense o Cretácico superior en sentido amplio (Llinás, 1972; Nicol, 2004; Pérez-Valera, 2010). Las similitudes petrológicas y geoquímicas entre estos basaltos y los basaltos perforados en el DSDP en el Mar del Caribe no ofrecen dudas sobre la interpretación de estos basaltos como un fragmento emergido de la meseta o *plateau* oceánico del Caribe.

Las características de los últimos metros de esta formación, así como de la cartografía efectuada en las Hojas de Polo, Cienaga y Enriquillo, parecen evidenciar la existencia de un paleorrelieve cretácico muy irregular, conformado por una serie de islas y montes submarinos de origen volcánico. Puntualmente se han observado evidencias de exposición subaérea, con formación de suelos sobre el techo de las lavas, o coladas basálticas que incluyen restos de troncos y plantas desarrolladas en ambientes continentales y/o costeros.

2.1.1.1. Formación Dumisseau-La Ciénaga (1). Basaltos, tobas y grauvacas. Cretácico superior. K₂

La Fm Dumisseau-La Cienaga está constituida, en su mayor parte, por rocas volcánicas basálticas y rocas pirocásticas y sedimentarias. Se desconoce la base de la formación y, por tanto, su potencia, que se estima en un mínimo de unos 1000 metros por métodos cartográficos aunque probablemente es muy superior.

Sobre los basaltos de la Fm. Dumisseau-La Cienaga se deposita disconforme la Formación Río Arriba, no aflorante en la hoja de Enriquillo. Romeo Llinás (1972) la describe como una secuencia sedimentaria de edad cretácica que se encuentra por encima de las rocas volcánicas que constituyen el *plateau* del Caribe. En la Hoja de Polo y de La Salina se ha reconocido parte de esta secuencia definida por Llinás, aunque las descripciones no coinciden exactamente y en la cartografía de la Hoja de Polo se han diferenciado hasta tres términos litológicos (Pérez-Valera, 2010).

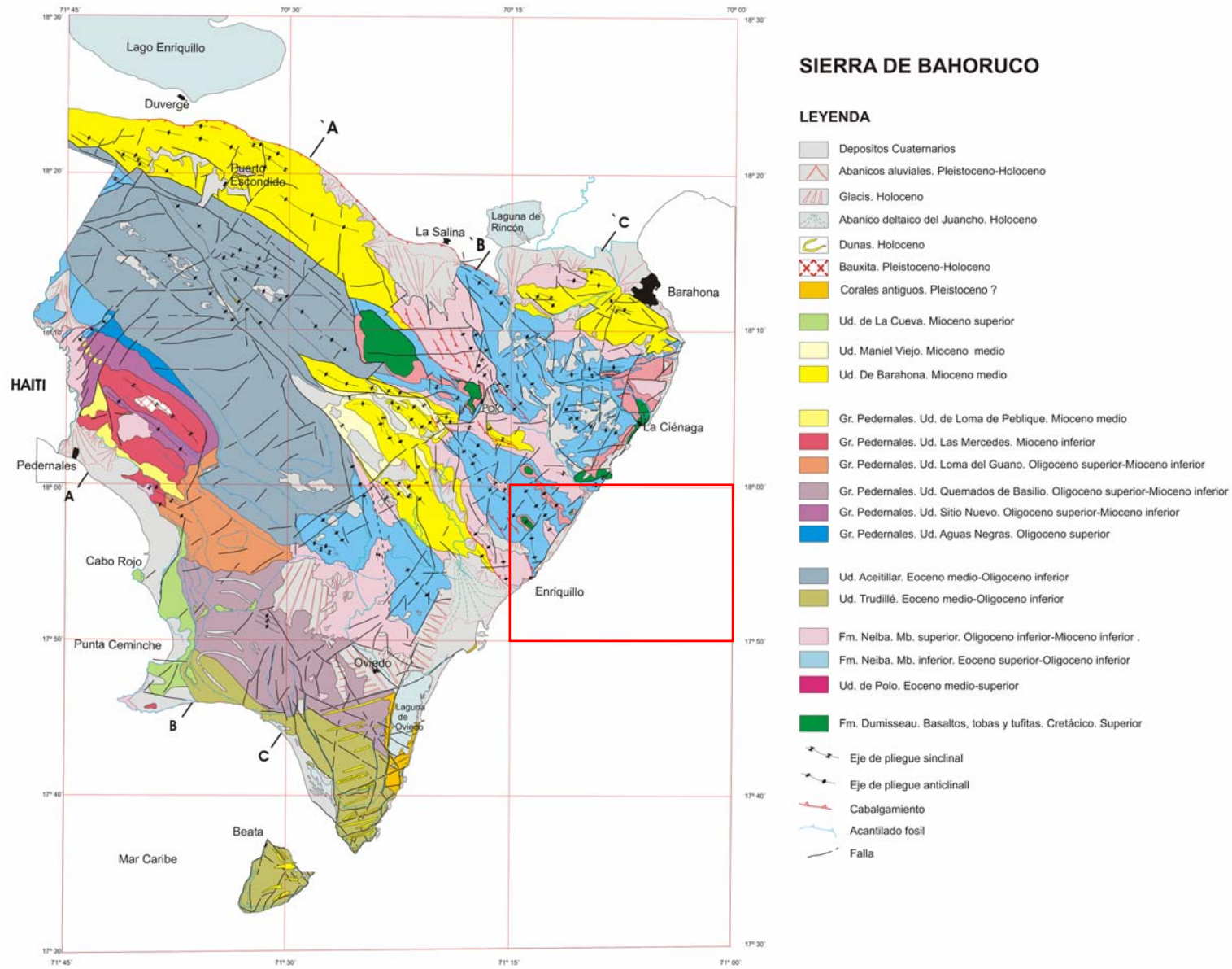


Figura 2.2. Mapa geológico simplificado de la Sierra y Península de Bahoruco.

Por encima de la Fm. Río Arriba, o en la mayoría de los casos directamente sobre los basaltos de plateau de la Fm Dumiseau-La Cienaga, se depositan, mediante una discontinuidad sedimentaria, una serie carbonatada, de edad Eoceno a Plioceno, que constituyen prácticamente la totalidad de las unidades que componen la Península de Bahoruco.

En la hoja de Enriquillo, sobre estos materiales volcánicos, se han diferenciado varios grupos de unidades que muestran relaciones tanto verticales como laterales. Directamente sobre ellos se encuentra la Unidad Polo, de edad Eoceno. Sobre esta, o incluso lateralmente y también sobre los basaltos cretácicos, se deposita la Fm Neiba y su equivalentes laterales, agrupados el que se ha denominado de forma informal Grupo Bahoruco.

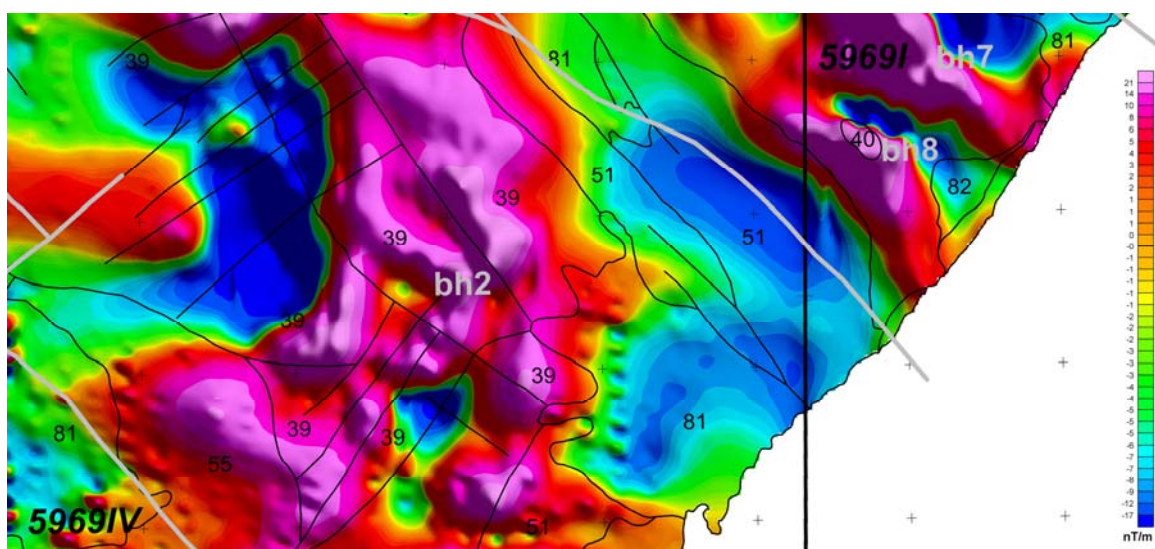


Figura 2.3. Mapa de gradiente magnético vertical correspondiente a las Hojas de Arroyo Dulce (5969-IV) y Enriquillo (5969-I).

El mejor, y prácticamente el único, afloramiento de la hoja se localiza en el paraje conocido como El Fondo, en el sector central de la hoja. La menor competencia de estos materiales ha favorecido el desarrollo de un espectacular vaciado erosivo en esta zona, producto del encajamiento de la Cañada Mercedita durante la elaboración de su valle fluvial. El otro punto donde se ha descrito esta formación se sitúa en las cercanías del pueblo de Ojeda, donde sus materiales afloran en muy malas condiciones. En este punto ha sido posible observar en el techo de los basaltos un paleosuelo, producto de alteración supergénica antigua. Este paleosuelo, que está constituido por una costra férrica, de aspecto laminar y un característico color rojizo, fue sometido a exploración en los años 50 por su posible interés como nivel de acumulación de cobre, y otros metales.

En la hoja de Enriquillo la Fm Dumisseau-La Ciénaga está compuesta por rocas volcánicas basálticas y piroclásticas. La aparición de rocas sedimentarias es muy limitada, constituidas en su mayoría por grauvacas, calizas y, raramente, nódulos de silex grises. Las rocas volcánicas aparecen muy alteradas y desarrollan un manto de alteración que evitan realizar buenas observaciones sobre el terreno.

Sobre el terreno los basaltos poseen un aspecto muy masivo, si bien en El Fondo se han observados morfologías esféricas asimilables a lavas almohadilladas. Los basaltos presentan numerosas vesículas rellenas de cuarzo y calcita y poseen un color marrón oscuro o pardo-rojizo muy intenso, asociado a una alteración superficial posterior superpuesta. En su mayoría tienen textura afanítica y suelen estar afectados por grietas, venas y rellenos de minerales verdosos (epidota) que evidencian una alteración hidrotermal. Desde un punto de vista petrológico los basaltos pueden clasificarse como basaltos plagioclásicos y piroxénicos, de textura microporfídica y afírica, alterados hidrotermalmente.

Las rocas piroclásticas aparecen intercaladas en niveles decimétricos entre los basaltos y están formadas por tobas y brechas piroclásticas, igualmente afectadas por alteración hidrotermal y una alteración supergénica posterior sobreimpuesta. Poseen colores pardos a marronáceos y aparecen cementadas por cuarzo y calcita. Se componen de fragmentos angulosos y subangulosos, de tamaño de grano grueso, de naturaleza basáltica, y escasa matriz. Se pueden clasificar como tobas líticas y vitreas, de grano grueso, y (micro)brechas líticas basálticas monogenéticas.

La Fm Dumisseau-La Ciénaga se asocia al vulcanismo correspondiente al plateau oceánico caribeño, relacionado con la actividad de una pluma mantélica generada al final de Cretácico en esta región. Durante las breves etapas de inactividad en la que se producía la emisión de basaltos y rocas piroclásticas tendría lugar el depósito de las rocas sedimentarias (calizas y grauvacas) sobre los fondos oceánicos.

La datación radiométrica ^{40}Ar - ^{39}Ar en roca total de una muestra de basalto afírico, alterado hidrotermalmente, tomada en el paraje de El Fondo en esta hoja ha proporcionado una edad de 74,2±1,7 Ma para la Fm Dumisseau-La Ciénaga. De la misma manera, la datación mediante este mismo método de un basalto porfídico en la vecina Hoja de La Ciénaga ha resultado en una edad de 92,09± 6,31 Ma. Por tanto, y como en Haití y Beata, la unidad incluye basaltos emitidos desde el Turoniense-Coniacense hasta, probablemente, el Maastrichtiense. Parece evidente que la actividad

magmática registrada en la Hoja de Enriquillo es algo más reciente. Por otro lado, en base a la literatura científica previa y la datación de la suprayacente Fm Río Arriba en las hojas de Polo y La Salina, se puede asignar a la Fm Dumisseau-La Ciénaga una edad Cretácico superior en sentido amplio, más concretamente pre-Maastrichtiense.

2.2. Paleógeno-Mioceno inferior

El registro sedimentario paleógeno en la Península de Bahoruco es muy completo y está compuesto por un gran número de formaciones y unidades estratigráficas. Dentro de la Hoja de Enriquillo las unidades paleógenas (Unidad Polo y Fm Neiba, Mb Inferior) constituyen la mayor parte de las unidades terciarias representadas, aflorando en más del 75% de su superficie.

La única discontinuidad importante reconocida dentro de la serie paleógena se localiza en el Oligoceno inferior, principalmente entre los miembros inferior y superior de la Fm. Neiba. Es muy probable que esta discontinuidad tenga su origen en la primera gran glaciación Antártica, que dio lugar a una importante disminución eustática del nivel del mar y a una regresión generalizada en todo el planeta (Zachos *et al.*, 2001).

2.2.1. Unidad Polo

Los primeros depósitos paleógenos descritos en la Sierra de Bahoruco forman una sucesión de calizas masivas, típicamente de algas rojas, cuya aparición se limita exclusivamente a afloramientos en los que se disponen suprayacentes a los basaltos de la Fm. Dumiseau. Estas calizas, denominadas Calizas de Polo, registran la formación de plataformas carbonatadas aisladas sobre montes marinos o *guyots* de origen volcánico. Sobre la Unidad Polo, y en ocasiones lateralmente, se han descrito varias unidades, todas ellas de edades comprendidas entre el Eoceno superior y Oligoceno inferior:

2.2.1.1. Unidad Polo (2). Calizas masivas con rodolitos y macroforaminíferos y calizas color café con moluscos. Eoceno medio-superior? P₂²⁻³

Dentro de esta unidad se agrupa un conjunto de rocas formadas fundamentalmente por calizas blancas o beige crema, con una gran abundancia de algas rojas que frecuentemente forman rodolitos de hasta varios centímetros de diámetro. Aunque esta unidad es de nueva definición, algunas de sus facies parecen corresponderse con la Fm Plaisance descrita por De León (1989) en la Sierra de Bahoruco con una edad Eoceno

inferior-medio. Este autor distingue una serie de calizas beige (color café), con algo de pedernal, que atribuye a la Fm Plaisance, descrita en el NW de Haití por Vaugham *et al.* (1921). En este proyecto se ha comprobado que en los sectores donde De León había diferenciado la Fm Plaisance realmente afloran diversas unidades diferentes, algunas con características estratigráficas propias y otras correlacionables con unidades descritas en posiciones geográficas más cercanas. Este hecho, junto con la situación alejada del área tipo de la Fm Plaisance, no asegura la validez de la definición de la Fm Plaisance en la Península de Batoruco.

De esta forma, en los lugares donde se había descrito la Fm Plaisance se ha reconocido la Fm Neiba (Mb inferior) y, sobre todo, la Unidad Polo. Por otro lado se debe destacar que, dentro de la Hoja de La Ciénaga, una unidad con características litológicas parecidas a la Fm Plaisance, a la que se le ha asignado el nombre local de “Arroyo Seco”, posee una extensión y entidad suficiente como ser cartografiada. En esta zona, la Unidad Arroyo Seco podría representar un tipo de facies de transición entre la Unidad Polo y la Fm Neiba. En la Hoja de Enriquillo estas facies de calizas color café, en ocasiones con moluscos y corales, afloran muy cerca de la localidad de Enriquillo, en el paraje del Cebollín, adquiriendo características sedimentarias y paleontológicas intermedias entre la Fm Neiba y la Unidad Polo. Su escasa extensión y representatividad en la serie estratigráfica hacían poco práctica su inclusión como unidad cartográfica en la hoja y se ha optado por incluirlas dentro de la Unidad Polo.

En la Hoja de Enriquillo existe un buen registro de esta unidad. Los mejores afloramientos se localizan en los núcleos de los antiformes, en el paraje del Fondo, en el manantial de Los Patos y en los Cerros de Mahoche. Existen también algunos afloramientos aislados en la Loma de la Polea y en la Ensenada El Granero.

La base de la Unidad Polo es un contacto discordante y erosivo, muy neto, entre el sustrato volcánico de la Fm Dumisseau-La Ciénaga y las calizas con algas rojas. Su contacto con la formación suprayacente, la Fm Neiba (Mb Inferior) es transicional, siendo complicado en ocasiones establecer un límite claro entre ambas, ya que parecen poseer también cierta relación lateral. En determinadas zonas de la hoja (p.ej. Playa Caletón) puede observarse el Mb Superior de la Fm Neiba directamente sobre la Unidad Polo, separados mediante una discontinuidad erosiva (ver más adelante). La potencia de esta unidad es muy irregular, seguramente controlada por la irregularidad del paleorrelieve

cretácico, existiendo puntos en los que se adelgaza mucho o incluso llega a desaparecer. Su potencia media se ha estimado en unos 150 metros.

Las calizas se organizan mayoritariamente en bancos de orden métrico, de aspecto muy masivo. También se han observado en algunos sectores una organización más tableada debido a la existencia de niveles más finos de orden decimétrico, principalmente hacia el techo de la unidad, con un menor contenido de algas y mayor porcentaje en corales. En general, las calizas poseen un alto contenido en fauna marina somera y, sobre todo, en algas rodofíceas. En ocasiones son abundantes en estas facies los foraminíferos planctónicos. Pueden presentar diferentes grados de recristalización e intraclastos. Desde un punto de vista petrográfico las calizas se clasifican como *wackestone* y *packstone* bioclásticos o biomicritas, aunque también se han descrito *blindstone* en biohermos de algas laminares incrustantes.

En algunos afloramientos se distinguen secuencias métricas de somerización, que comienzan con niveles decimétricos de *wackestone* bioclástico, al que siguen *packstone* oncolíticos y finalizan con paquetes métricos de *packstone* algales con rodolitos, macroforaminíferos, corales, gasterópodos y moluscos.

En su transición a las calizas micríticas de la Fm Neiba presenta una gran diversidad de facies que registra un incremento en la profundidad de la cuenca. Dentro de este tipo de facies se pueden encuadrar las encontradas en la localidad de Los Patos, compuestas básicamente por niveles de calizas beiges y masivas que generan farallones y grandes macizos carbonatados, de calizas pobremente estratificadas, con esporádicos niveles de fauna somera, fundamentalmente retrabajada.

El conjunto de facies, macrofauna, microfauna y las características sedimentarias presentes permiten interpretar la existencia de una plataforma marina somera, de energía moderada a elevada, aislada sobre los altos relieves submarinos (*guyots*) que configuraban los materiales de la Fm Dumisseau-La Ciénaga. Sobre estos relieves se produjo un gran desarrollo de bioconstrucciones de algas rojas y diversos subambientes que comprenden desde zonas más abiertas y de mayor energía a otras más protegidas con desarrollo de grandes rodolitos (de varios centímetros de diámetro).

La mayor parte de las muestras tomadas en esta unidad ha permitido asignarla una edad Eoceno, sin mayor precisión, en base a asociaciones de macroforaminíferos bentónicos. Por otro lado, en numerosas muestras se han descrito asociaciones de

macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos que le confieren a esta unidad edades entre Eoceno inferior-medio, Eoceno medio y Eoceno medio-superior. De esta manera, se ha optado por limitar la edad de la unidad al Eoceno medio-superior en base a la asociación formada por *Acarinina* sp., *Globigerina* sp., *Globigerapsis* sp. y *Discocyclina* sp., sin descartar que su muro pueda alcanzar el Eoceno inferior

2.2.2. Formación Neiba

La Formación Neiba está compuesta por una sucesión potente y monótona de calizas blancas-beiges de diversas facies, pero fundamentalmente constituida por calizas micríticas, de aspecto tableado, con niveles de acumulación de bioclastos y frecuentes nódulos y niveles de sílex. Esta formación ha sido descrita originalmente en la Sierra de Neiba y ampliamente reconocida en todo el sector occidental de la República Dominicana desde los primeros trabajos de geología realizados en el sector (p. ej. Bermúdez, 1949; Llinás, 1972, McLaughlin *et al.*, 1991).

En la Sierra de Neiba, la Formación Neiba se dividió en tres unidades litoestratigráficas (Fm. Neiba inferior, Fm. Neiba superior y Fm. Neiba brechoide) (Hernáiz-Huerta, 2004). La Fm. Neiba inferior y la Fm. Neiba superior se encuentran separadas por el Conjunto Vulcanosedimentario de El Aguacate (Hernáiz-Huerta, 2004), el cual no aparece representado en la Península de Bahoruco. Por esta razón, y también por criterios cronoestratigráficos, en la Formación Neiba que aflora en la Península de Bahoruco las dos unidades litoestratigráficas diferenciadas dentro de este dominio corresponden únicamente a la Fm Neiba superior de la Sierra de Neiba. De esta forma, dentro de la Fm Neiba descrita la Península de Bahoruco y en la propia hoja de Enriquillo, se distinguen dos unidades litoestratigráficas que tendrían rango de miembro (miembro inferior de calizas micríticas y miembro superior de calizas margosas), que presentan suficientes diferencias para permitir su diferenciación cartográfica.

El miembro inferior, que se describe a continuación, está compuesto por una sucesión potente y monótona de calizas micríticas con sílex. En el techo de este Mb Inferior de la Fm. Neiba (o de las unidades Trudillé y Aceitillar, equivalentes laterales) se ha descrito una discontinuidad en el registro estratigráfico que representa un hiato que abarca gran parte del Oligoceno inferior. Esta discontinuidad, que posee una expresión muy pobre en afloramiento, resulta evidente ante la ausencia de muestras de esta edad en las zonas estudiadas cerca del contacto, por ejemplo, entre los diferentes miembros de la Fm. Neiba en toda la Sierra de Bahoruco.

2.2.2.1. Formación Neiba. Miembro inferior (3). Calizas masivas y calizas micríticas tableadas con silex. Eoceno medio?-superior. P₂²⁻³

La unidad aflora extensamente en la hoja y existen numerosos cortes y afloramientos, lo que ha permitido tanto el levantamiento de columnas estratigráficas generales como múltiples observaciones de detalle. Los mejores cortes se distribuyen homogéneamente por toda la hoja y se sitúan en la Cañada de La Mercedita, los acantilados de Ensenada Calimete, el mirador de Paraíso y en el camino de ascenso a la Loma de Maria Teresa. En todos estos casos los caminos y pistas que conducen a estos afloramientos se encuentran en malas condiciones y hay que recorrer grandes distancias para alcanzar estos puntos.

La base de la unidad está definida por el paso gradual de las calizas con algas rojas de la Unidad de Polo, con la que guarda también relación lateral. El contacto superior con el Mb Superior de la Fm Neiba es aparentemente transicional, definido por el incremento en la proporción arcillosa en las calizas. Sin embargo, en Punta Musundi, cerca del pueblo de Enriquillo, se ha descrito la existencia de una paraconformidad definida por una superficie de omisión sedimentaria (*hardground*) y una sección condensada. Además, la ausencia de muestras de edad Oligoceno inferior cerca de este contacto entre ambos miembros de la Fm Neiba indica la existencia de un hiato estratigráfico y de una importante discontinuidad erosiva, enmascarada por esta sección condensada, que comprende buena parte del Oligoceno inferior y, tal vez, medio. Otra evidencia de la existencia de una discontinuidad entre el Mb Superior de la Fm Neiba y las unidades infrayacentes es la aparición de niveles de clastos y bloques de calizas con rodolitos de la Unidad Polo en la parte basal del Mb superior de la Fm Neiba, tal y como se puede observar en los acantilados de la Playa de Caletón. Estos niveles evidencian la erosión directa y el corto transporte de materiales eocenos dentro de la cuenca durante el depósito de las calizas margosas de la Fm Neiba.

Por otro lado, no es descartable que lateralmente y hacia posiciones más distales de la cuenca, esta discontinuidad pase a ser una continuidad sedimentaria, tal y como se describe en otras zonas de la península. La potencia mínima de esta formación en la hoja se ha estimado en unos 1100 metros.

En toda la hoja el Mb Inferior de la Fm Neiba está compuesta por una sucesión de calizas micríticas blancas o beige, en ocasiones algo rosadas, en alternancia con pequeños niveles centimétricos de margas, que se organizan en estratos de orden decimétrico y

que muestran un tableado muy característico. Es muy frecuente la aparición de nódulos y niveles de sílex, o pedernal, en toda la unidad. Intermitentemente la serie incluye paquetes decimétricos y métricos de calizas con acumulaciones de macroforaminíferos y, en menor proporción, moluscos, corales y algas rojas, que se hacen progresivamente menos frecuente hacia techo. Presentan base ligeramente erosiva, granoclasificación positiva y laminación horizontal a techo.

Desde un punto de petrográfico la mayor parte de estas calizas son biomicruditas o *wackestone* y *mudstone*, a veces *packstone*, con foraminíferos planctónicos y radiolarios. Puede contener macroforaminíferos y moluscos dispersos. Los niveles más masivos, con facies más fosilíferas, pueden clasificarse como *grainstone* o *packstone* bioclásticos formados por acumulaciones de macroforaminíferos.

En general, no se ha observado una ciclicidad clara a pequeña escala. A mayor escala la unidad, en general, muestra una evolución estratodecreciente, además de una menor proporción de niveles bioclásticos a techo.

Todo el conjunto de organización, facies y fauna hacen pensar en que el depósito de la Fm Neiba en este miembro inferior tuvo lugar en un ambiente de rampa carbonatada media-distal, fuera de la influencia del oleaje de tormenta, con esporádicas llegadas de niveles bioclásticos retrabajados de las partes más internas de la rampa, menos frecuentes a techo, que podrían corresponder a tempestitas. Las variaciones en facies y organización detectada en la unidad dentro de esta hoja pueden explicarse mediante cambios en la batimetría del medio sedimentario, con toda seguridad controlada por la irregularidad del paleorrelieve cretácico. La evolución a techo de la formación se produce en un contexto transgresivo que parece ir seguida de un brusco descenso del nivel del mar de origen eustático.

La numerosa fauna encontrada dentro de las calizas del Mb inferior de la Fm Neiba ha facilitado su datación a partir de la asociación de foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos bentónicos. En general la mayor parte de las muestras han permitido inferir una edad probable Eoceno superior para la parte superior de la unidad; o Eoceno medio-superior, en sentido más amplio, en base a la asociación formada por *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Globigerna* sp., *Globigerapsis* sp., *Fabiania* sp., *Nummulites* sp., *Asterocyclina* sp., *Spirocypus* sp. y *Sphaerogypsina* sp. Por otro lado la asociación de macroforaminíferos de algunas muestras de hojas vecinas y el estudio

bioestratigráfico regional de esta formación en el marco de este proyecto deja abierta la posibilidad de que su techo alcance el Oligoceno inferior.

2.2.2.2. La Formación Neiba. Miembro Superior (4). Calizas margosas y tableadas con sílex y margo-calizas. Oligoceno superior-Mioceno inferior. $P_3^2-N_1^1$

Como ya se ha mencionado, dentro de la Fm Neiba descrita la Península de Bahoruco se distinguen dos unidades litoestratigráficas que tendrían rango de miembro (miembro inferior de calizas micríticas y miembro superior de calizas margosas), y que presentan suficientes diferencias para permitir su diferenciación cartográfica.

El Mb superior de la Fm Neiba aflora extensamente en el sector occidental, central y oriental dentro de la Hoja de Enriquillo, coincidiendo con las estructuras sinclinales. A pesar de lo bien que se encuentran representada arealmente dentro de la hoja, la baja dureza de sus materiales de esta unidad hace que los afloramientos sean pobres. Los mejores cortes para estudiar sus características estratigráficas y sedimentológicas se localizan en los diferentes acantilados costeros y playas. A destacar los afloramientos de la desembocadura de la Cañada de Maniel, Los Almendros, Caletón y Enriquillo. Existen buenos cortes de esta unidad también en las inmediaciones de Paraíso y Enriquillo.

La Fm Neiba es descrita por primera vez en la Península de Bahoruco por Osiris de León (1989) como una unidad fácilmente diferenciable por presentar una serie de calizas tableadas con nódulos o niveles de sílex. Por otro lado, en los trabajos de cartografía realizados en la Hoja de Barahona, Díaz de Neira (2004) distingue materiales de la Fm Neiba donde Osiris había cartografiado la Fm Sombrerito. Por tanto, en el caso de la Fm Sombrerito de Osiris de León, los datos litológicos y de edad, así como las relaciones estratigráficas y su distribución permiten incluir parte de estos materiales dentro del miembro superior de la Fm Neiba, con quienes muestran una mayor afinidad.

En el sector occidental de la Península de Bahoruco el Mb Superior de la Fm Neiba pasa lateralmente a la Unidad Aguas Negras (Hoja de Pedernales) y a un conjunto de materiales de características similares que se han reunido dentro de la denominada Unidad Pedernales (Mb Loma del Guano y Quemados de Basilio, Hoja de Cabo Rojo), si bien todas ellas mantienen en común un aparente aspecto masivo y un característico color rosado.

La unidad se deposita mediante una discontinuidad sedimentaria sobre el Mb inferior de la Fm Neiba y pasa lateralmente, hacia al oeste, a la base de la Unidad Pedernales, en concreto a los miembros Loma del Guano y Quemados de Basilio en la Hoja de Arroyo Dulce. Hacia techo pasa gradualmente a las calizas de la Unidad Barahona. El límite que marca esta transición es arbitrario y se caracteriza por la aparición progresiva de niveles de calizas bioclásticas masivas, siendo muy establecer con precisión la situación de este contacto. La potencia mínima de la unidad en esta hoja, calculada mediante métodos cartográficos, supera ampliamente los 500 metros.

El Mb superior de la Fm Neiba está formado por una sucesión de calizas margosas, tableadas, con nódulos y niveles de silex con restos de moluscos, radiolarios, equínidos y foraminíferos planctónicos, a veces en altas concentraciones, y macroforaminíferos dispersos. Presenta intercalaciones de niveles decimétricos y métricos de margocalizas, en general bastante masivas, que pueden aparecer bioturbadas por *Thalassinoides* y *Planolites*. Un aspecto destacable en esta unidad es la existencia de depósitos gravitacionales (brechas intraformacionales) y de niveles slumpizados, muy bien desarrolladas y claramente observables en la Playa del Almendro.

En ocasiones los niveles más margosos pueden presentar silicificaciones difusas y discontinuas que les confieren a la roca un color grisáceo y texturas muy características. En la serie se intercalan paquetes decimétricos, e incluso métricos, de calcarenitas con acumulaciones de fauna bentónica somera (macroforaminíferos, corales, moluscos, algas, equinodermos) retrabajadas y base ligeramente erosiva.

El aspecto de campo es muy parecido al miembro inferior, dando una organización tableada característica, sin embargo, el contenido más arcilloso es patente en esta unidad y más frecuente hacia la parte alta, donde son frecuentes los bancos de margocalizas. Hacia techo estas facies intercalan, de manera gradual, niveles de calizas micríticas rosadas con gran cantidad foraminíferos planctónicos, paquetes de calizas blancas-beiges con corales y algas rojas y margas que marcan el tránsito a la unidad suprayacente. Esta transición vertical es especialmente bien observable en la localidad de Enriquillo. En este punto la unidad tiende a hacerse mucho más margosa, los estratos incrementan progresivamente su potencia, perdiéndose el característico aspecto tableado, y se intercalan las primeras barras de calizas bioclásticas, descritas en los parajes de El Alto y El Jabón.

En general, estas calizas pueden clasificarse como biomicritas o *wackstone*, *packstone* y *mudstone*, bioclásticos o con foraminíferos planctónicos. Los niveles más gruesos están formados por *grainstone* con macroforaminíferos o biomicruditas-biomicritas bioclásticas

Las características sedimentarias y las facies de esta unidad son parecidas a las descritas en el miembro inferior de la Fm Neiba, por lo que pueden interpretarse medios sedimentarios relacionados con la evolución de una rampa carbonatada en posiciones distales (rampa externa). El contenido fósil pelágico (radiolarios, foraminíferos planctónicos) y los altos niveles de sílice contribuyen a pensar que se trata de medios distales dentro de una rampa carbonatada que experimenta llegadas esporádicas de niveles retrabajados de fauna más somera (posiblemente por corrientes de turbidez o de tormenta). La existencia de estructuras de deslizamientos y *slumps* indica cierta inestabilidad tectónica en la cuenca o en su entorno. El carácter más arcilloso de las calizas respecto al miembro inferior de esta formación puede interpretarse como una subida relativa en el aporte siliciclástico a la cuenca o una bajada en la producción de carbonato en la rampa, ambos procesos probablemente acompañados de una evolución vertical del medio.

La mayoría de las muestras tomadas en la hoja de Enriquillo han permitido asignar una edad Mioceno, en sentido amplio, al Mb superior de la Fm Neiba en base a asociaciones de foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos. Una gran parte de estas han sido recogidas en el contacto con las formaciones superficiales cuaternarias, por lo que suelen ser el producto de retrabajo de los depósitos neógenos en abanicos aluviales.

La edad Mioceno indica que, en mayor medida, aflora la parte alta de este miembro dentro de la Hoja, si bien existe un buen control bioestratigráfico de esta unidad cartográfica en toda la región y se conoce que su base alcanza el Oligoceno superior. En concreto, dentro de la Hoja, en las calizas margosas del mirador de Enriquillo se ha descrito la asociación *Globigerinoides* af. *trilobus* (Reuss), *Globoquadrina* af. *altispira* (Cushman y Jarvis), *Globigerina* af. *bulloides* d'Orbigny, *Globigerina* af. *venezuelana* Hedberg, *Praeorbulina?* sp., *Globorotalia* af. *scitula* (Brady), *Globorotalia* af. gr. *fohsi* Cushman y Ellisor, *Orbulina universa* d'Orbigny, representativa del Mioceno inferior, con dudas sobre si esta pueda incluso llegar al alcanzar el límite con el Mioceno medio.

2.3. Mioceno y Plioceno

Dentro del Neógeno, y al margen de la parte más alta de la propia Fm Neiba que alcanza el Mioceno inferior, en la Sierra de Bahoruco se han descrito varias unidades que abarcan edades que van del Mioceno medio al Plioceno, la mayor parte de ellas de nueva definición. Precisamente durante el Neógeno se registra en de la Sierra de Bahoruco un nuevo proceso de somerización que se inicia a finales del Oligoceno y finaliza en el Plioceno con el desarrollo de un sistema kárstico observado a techo de las Unidades Maniel Viejo y Barahona, descrito en la hoja de Polo. La disminución de la profundidad en la cuenca conduce hacia una relativa homogenización de sus facies, que pasan a estar formadas por calizas masivas, generalmente muy ricas en fauna marina somera.

En la Hoja de Enriquillo sólo se describe una unidad exclusivamente neógena, las calizas de Barahona, que aflora, con poca extensión, en su extremo suroccidental.

2.3.1. Unidad de Barahona

La unidad de las Calizas de Barahona fue definida inicialmente en el Proyecto SYSMIN L-SW como un miembro de la Formación Sombrerito (p ej. Díaz de Neira, 2004a), para incluir los depósitos carbonatados de la vertiente norte de la Sierra de Bahoruco. Sin embargo, en esta memoria se ha preferido considerar las Calizas de Barahona como una unidad litoestratigráfica aparte de la Fm Sombrerito, por presentar una entidad propia y, de esta manera, considerarla como una formación independiente de la Fm Sombrerito aunque pueda corresponder a su equivalente lateral.

2.3.1.1. Unidad Barahona (5). Margo-calizas y calizas con algas, moluscos y corales. Mioceno inferior-superior. N₁¹⁻³

Las calizas de Barahona suponen un equivalente lateral de facies del Mb Loma de Peblique (Unidad Pedernales), descrita en el sector occidental de la Península de Bahoruco en las hojas de Pedernales, Puerto Escondido y Cabo Rojo, con la que guarda múltiples similitudes. La Unidad Barahona se ha mostrado como una unidad muy heterogénea, mostrando una gran diversidad de facies y de organización. Tiene una amplia representación en la Península de Bahoruco, principalmente en el sector nororiental (Hojas de Arroyo Dulce, Polo y La Ciénaga). El carácter masivo de la unidad hace difícil el levantamiento de una columna estratigráfica de detalle.

Dentro de la hoja de Enriquillo la unidad aflora en pequeños afloramientos y retazos, no siempre cartografiados, localizados en el sector suroccidental de la hoja, cerca del paraje denominado Punta la Ventanita y dentro del propio pueblo de Enriquillo. Es por esto que se ha decidido al menos representar un pequeño afloramiento de la unidad en la hoja para dejar así constancia de su aparición, aunque este no llegue a mostrar sus facies más identificativas.

En la hoja la potencia máxima de la unidad se estima en unos 40 metros, pero llega a alcanzar los 500 metros en otros sectores de la Sierra de Bahoruco. Por otro lado, esta cuestión depende evidentemente de donde se considere su límite estratigráfico inferior con la Fm Neiba, que se describe como un contacto gradual y transicional. Este límite, por tanto, es arbitrario, pues no se ha podido reconocer ninguna discontinuidad que las separe.

Solamente el incremento en los bancos calizos con fauna somera en la parte alta de la Fm Neiba es indicativo de la aparición de la base de esta unidad. Sobre la Unidad Barahona se depositan las facies de la Unidad Maniel Viejo, no aflorante en Enriquillo, a través de una paraconformidad sobre la que se desarrolla una superficie de omisión sedimentaria descrita en la Hoja de Polo.

Dentro de los límites de la hoja la unidad no muestra su aspecto más característico, si no que más bien presenta particulares intermedias entre la Fm Neiba y la Unidad Barahona. De esta forma es muy probable que, más que la propia Unidad Barahona, en esta hoja haya quedado preservado en el registro estratigráfico la transición entre esta y la Fm Neiba.

Las escasas facies de calizas descritas poseen tonos beige claro o blancos, de aspecto alabeado, organizadas en bancos métricos con corales, moluscos, algas rojas y foraminíferos planctónicos y bentónicos. Entre estos niveles de calizas se intercalan paquetes decimétricos y métricos de margas y margo-calizas, blancas y compactas, muy ricas en foraminíferos planctónicos. Esta última facies predomina en la base de la unidad. Las calizas pueden clasificarse como *packstone* y *wackestone* bioclásticos o biomicritas

En su conjunto, la interpretación sedimentaria de las calizas de Barahona responde a la instalación de una plataforma somera en la evolución somerizante de la Fm Neiba, pasando de medios de rampa media-externa, reasentados por los niveles más margosos con foraminíferos, a otro de rampa interna. Esto último se deduce tanto de la

organización estratigráfica de las calizas alabeadas, afectadas probablemente por oleaje de tormenta, como de la composición de fauna somera "in situ" de organismos propios de ambientes marinos de profundidad baja y moderada formando grandes bancos de calizas.

El análisis de las muestras tomadas en las margo-calizas de la Unidad Barahona han producido una serie de edades que van desde Mioceno, en sentido amplio, a Mioceno medio con una mayor resolución. En este sentido, la asociación de foraminíferos *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins), *Globorotalia obesa* Bolli, *Globorotalia* gr. *fohsi* Cushman y Ellisor, *Globorotalia* af. *mayeri* Cushman y ellisor, *Sphaeroidinellopsis* sp., *Globigerinoides trilobus* (Reuss) y *Orbulina suturalis* Bronnimann nos permite asignarle una edad Mioceno medio a la base de la unidad, con reservas sobre la posibilidad de que su techo alcance el Mioceno superior.

2.4. Cuaternario

En esta hoja los depósitos cuaternarios de origen continental presentan un importante desarrollo, siendo más relevantes los relacionados con la dinámica fluvial y escorrentía superficial. En lo que sigue se describe su litología, textura, potencia, y edad. En relación con este último aspecto, por el momento solo se dispone en la región de un único dato referente a las construcciones biogénicas presentes en la costa de la bahía de Neiba. Su edad ha sido determinada por métodos radiométricos (Taylor *et al.*, 1985), que han señalado una antigüedad de 124.000 años (Pleistoceno), sensiblemente mayor que la establecida para los afloramientos análogos distribuidos en torno al lago Enriquillo (5.000-2.400 años), pertenecientes al Holoceno. Ambas dataciones constituyen por el momento las únicas referencias cronológicas para el conjunto de procesos exógenos y endógenos acaecidos durante el Cuaternario, en el sector meridional de la isla La Española.

2.4.1. Depósitos debidos a la dinámica gravitacional

2.4.1.1. Coluviones (10). Limos, arcillas y cantos. Holoceno. Q₄

Sólo alcanzan un desarrollo importante en las laderas regularizadas de la Loma La Polea y la Loma El Jabón, del extremo meridional de la hoja. Están constituidos por cantos heterométricos y subangulosos, englobados en una matriz areno-arcillosa, procedente del desmantelamiento de las laderas; por ello, la naturaleza de sus componentes varía en

función de la composición del área madre, aunque la fracción gruesa son siempre rocas calizas. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico.

2.4.2. Depósitos debidos a la dinámica fluvial y de escorrentía superficial

2.4.2.1. Terrazas (8). Conglomerados y arenas. Pleistoceno superior. Q₃

Estos materiales, que sólo han sido identificados en la localidad Paraíso, junto a la desembocadura del río Nizaito, no han proporcionado afloramientos que permitan una buena observación de su litología. En superficie aparece con cantos rodados de composición caliza, con diámetros que alcanzan 0,3 m y matriz arenosa. Su espesor puede estimarse en unos pocos metros, sin poder precisar el valor exacto, puesto que no aflora la base. Su organización interna es pobre, predominando una difusa estratificación horizontal. Su posición topográfica, elevada entre 10 y 15 m sobre el cauce actual, permite pensar en una génesis simultánea a la de los abanicos y conos de deyección y, en consecuencia, en una edad similar.

2.4.2.2. Abanicos torrenciales antiguos (9). Conglomerados, gravas y arenas. Pleistoceno superior. Q₃

Estos materiales se prolongan a lo largo de toda la costa acantilada, donde configuran una estrecha plataforma al pie del fuerte relieve del extremo más oriental de la sierra de Bahoruco. La mayor parte de los acantilados están labrados en esta formación, cuya extensión se va viendo reducida por abrasión marina.

Generalmente estos materiales suelen depositarse sobre sistemas arrecifales antiguos, o directamente sobre el sustrato calizo neógeno, que puede llegar a mostrar evidencias de exposición subaérea (suelos, rizolitos). En la base presentan uno a dos metros de limos arenosos, cubiertos por paleocanales de base erosiva con cantos calizos bioerosionados y restos esporádicos de fauna. Se trata, por tanto, de una facies transgresiva, sobre la que el resto de la formación aparece como una sucesión, continental y homogénea, de limos y arenas con niveles de canturreal calizo y episodios con cementación variable, siendo estos dominantes en el techo de la formación, donde produce un resalte más resistente a la erosión.

En la localidad de Enriquillo, cerca del cementerio, se observa en un pequeño afloramiento de arenas eólicas, intercaladas entre los depósitos basales de estos abanicos aluviales, muy cerca su contacto con los materiales arrecifales. Muestran estratificación cruzada de alto ángulo y se interpretan como dunas rampantes. Por otro lado, al pie de la Loma de la Polea y de la Loma El Jabón aparecen intercalados, entre los depósitos aluviales más altos, barras de calcarenitas y calciruditas bioclásticas (*wackestone* o biomicrudita con moluscos y corales), con estratificación cruzada en surco hacia tierra, que se interpretan como pequeñas incursiones transgresivas dentro de la serie.

El espesor total de la formación puede alcanzar 25 a 30 m., que corresponde a la altura de los acantilados. Su edad ha de alcanzar, al menos, el Pleistoceno superior en la base de la formación, donde cubre las calizas coralinas y presenta facies litorales y transgresivas. En la Bahía de Neiba, corales que presentan una posición similar a la de estos (2 a 3 m sobre el nivel del mar), fueron datados en 124.000 m. a. (Taylor *et al.*, 1985).

2.4.2.3. Conos de deyección activos (11). Arenas, gravas y conglomerados. Holoceno. Q₄

Los conos de deyección con actividad actual se concentran en el paraje de Peñalva, donde coalescen tres abanicos con fuerte pendiente, cuyos ápices se sitúan en la Cañada de Materesa y otras paralelas a ésta. Están constituidos por proporciones variables de gravas, arenas y lutitas, cuya composición viene condicionada por el afloramiento aguas arriba de la F. Dumisseau-La Ciénaga, con basaltos y tufitas, que son los componentes dominantes, junto con algunos de naturaleza calcárea. El diámetro de algunos bloques puede sobrepasar los 50 cm, que aparecen flotando en una matriz arenosa con proporciones heterogéneas de lutitas. Su espesor también es muy variable, tanto entre los diversos conos como dentro de cada uno de ellos, pudiendo alcanzar 10 m en algunos casos.

2.4.2.4. Fondos de valle (12). Conglomerados, gravas y arenas. Holoceno. Q₄

Debido a la angustura de los valles que disectan el pronunciado relieve, los fondos de valle son muy estrechos, por lo que sólo se han representado en los cauces de las cañadas Las Merceditas, El Maniel, y del Río Nizaito. Están constituidos por gravas y arenas de naturaleza carbonatada principalmente, aunque en la Cañada Las Merceditas también aparecen componentes volcánicos procedentes de la F. Dumisseau-La Ciénaga,

aflorante en la margen derecha. Puntualmente pueden presentar un predominio lutítico. Las gravas contienen cantos redondeados a subredondeados, heterométricos, con un diámetro de 10-40 cm. No existen cortes que permitan determinar su espesor, que puede variar notablemente en función de la topografía que cubren, pudiendo alcanzar varios metros.

2.4.3. Depósitos de origen lacustre

2.4.3.1. Areas pantanosas (13). Lutitas y arenas con restos vegetales. Holoceno. Q₄

Sólo se han descrito cerca de la carretera que comunica Paraíso con Enriquillo, en el paraje conocido como La Tenería. Se trata de una pequeña zona deprimida que en la actualidad se encuentra prácticamente colmatada y que recibe aporte hídricos y de sedimentos desde la Loma de La Polea. Sólo aparece inundada en épocas de lluvias.

2.4.4. Depósitos de origen marino-litoral

2.4.4.1. Construcciones biogénicas (6). Calizas arrecifales. Pleistoceno medio?- superior. Q₂₋₃

Suponen la base de las formaciones cuaternarias de la hoja. Son unidades de carácter discontinuo, que suelen aflorar en la base de los abanicos antiguos que configuran la plataforma costera, donde aparecen tres afloramientos, representables por su tamaño, en la línea de costa. El mejor conservado se localiza dentro del pueblo de Enriquillo, concretamente en Punta La Ventanita.

En este punto aflora un paquete de calizas muy masivas, con corales en posición de vida, que representa una construcción arrecifal asentada sobre una superficie de erosión transgresiva sobre calizas margosas de la Fm. Neiba. Las calizas margosas están perforadas por litófagos (*Gastrochaenolites* isp.) y sobre la superficie hay un conglomerado residual (*lag*) de cantos de calizas y fragmentos de coral, de hasta unos 40 cm de espesor. Sobre él hay brecha formada por acumulación de restos de corales y algunos cabezos masivos y enormes (más de 2 m de anchura), algunos con cubiertas de algas rojas coralinales. Entre las colonias hay un sedimento interno bioclástico.

Su espesor oscila entre 1 y 15 m y presentan un buzamiento moderado hacia mar de unos 8°. El arrecife parece acuñarse hacia tierra. En esta dirección, sobre el arrecife

descansan conglomerados y arenas depositados en abanicos aluviales. A su vez, encima de los conglomerados hay unas arenas finas, de 3-4 m de potencia, con estratificación cruzada de alto ángulo que conforman dunas eólicas rampantes.

Por último, al pie de la Loma Lacenta, y en retazos aislados debajo de los sistemas aluviales, se han observado sistemas muy similares, mucho peor preservados en afloramiento, aunque a cotas mucho más elevadas, próximas los 50 m sobre el nivel del mar. Deben tratarse, por tanto, de sistemas más antiguos a los descritos en Enriquillo pero, de igual forma, de edad Pleistoceno. En otras ocasiones se han observado barras de calcarenitas bioclásticas, con numerosos restos de corales, intercaladas en las facies aluviales, principalmente cerca de su base.

En la Playa de los Blancos, al noreste de Enriquillo, sobre un sustrato similar al del afloramiento anterior, es decir, calizas margosas, se encuentran también depósitos arrecifales. En la base hay un conglomerado de cantos calizos de unos pocos decímetros de espesor sobre el que descansan hasta 6 m de calciruditas y calcarenitas con fragmentos de diverso tamaño de colonias masivas de coral. Las calcarenitas y calciruditas tienen una intensa bioturbación. Por encima hay 1,5 m de acumulación de fragmentos de *Acropora cervicornis/prolifera* en una matriz bioclástica. Barranco arriba hay afloramientos dispersos de calizas arrecifales entre depósitos de abanicos aluviales, a unos 40-50 m de altura.

En tres afloramientos registran el desarrollo de construcciones arrecifales formadas directamente en la costa (arrecifes franjeantes que no dejaron lagunas hacia tierra), sobre el sustrato pre-cuaternario o sobre los abanicos aluviales desarrollados en el sustrato. Estos abanicos llegan a cubrir los arrecifes en su avance y es evidente que existieron momentos en que coexistieron o funcionaron de manera intermitente. La formación de calcarenitas y calciruditas fosilíferas intercaladas en los abanicos representan breves etapas transgresivas previas a la instalación de los arrecifes o de inactividad aluvial.

En la contigua hoja de Barahona, Taylor *et al.* (1985) han señalado una antigüedad de 124.000 años para el más bajo y por ello más reciente, de los tres niveles de corales allí definidos. Queda por determinar la equivalencia entre dicho nivel de la bahía de Neiba y los que se extienden a lo largo de la costa oriental de la Península de Batoruco.

2.4.4.2. Playas (15). Arenas y cantos. *Beachrocks*. Holoceno. Q₄

Estos materiales forman una estrecha rampa en la base de los acantilados, a lo largo de toda la línea de costa. Son playas de arenas, pero con proporción importante, aunque variable de cantos retrabajados y procedentes de los conglomerados de los abanicos antiguos que forman los acantilados o el propio sustrato terciario calizo y cretácico volcánico. Las arenas son bioclásticas y los cantos calizos y de origen volcánico, generalmente muy bien redondeados.

Su espesor puede estimarse en unos pocos metros. Estos materiales pueden llegar a experimentar procesos de cementación temprana y formar *beachrocks* como consecuencia de su exposición a corrientes de aguas continentales saturadas en carbonatos y su exposición intermitente en zonas intermarales.

2.4.5. Materiales debidos a meteorización química

2.4.5.1. Argilizaciones y rubefacciones. Arcillas rojas (7). Pleistoceno-Holoceno. Q₃-Q₄

Aparecen en las culminaciones de algunos de los interfluvios más elevados. En la contigua hoja de Arroyo Dulce se encuentran sobre la superficie de erosión S1, allí definida. En este caso aparecen a cotas variables, por lo que puede tratarse de la misma superficie, aunque desnivelada y compartimentada por las fallas con actividad reciente, como se analiza en el capítulo dedicado a la Geomorfología. Son arcillas masivas, con cierta proporción residual de limos y clastos calizos dispersos. En ocasiones presentan una rubefacción intensa. No llegan a generar depósitos lateríticos s.s., puesto que no han desarrollado el nivel superior de encostramiento. Su espesor oscila entre uno y varios metros. Su edad abarca la de la elaboración de la superficie o nivel de erosión sobre el que se podrían haber desarrollado, por tanto corresponderá al Pleistoceno, aunque es evidente que su desarrollo continúa en la actualidad.

3. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES ÍGNEAS

3.1. Introducción

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua OSO a SO del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco isla Cretácico caribeño, la cual se inició en el Eoceno-Mioceno Inferior y continua en la actualidad (Donnelly *et al.*, 1990; Mann *et al.*, 1991; Draper *et al.*, 1994). Las rocas del arco están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno superior a Plioceno, que postdatan la actividad magmática del arco isla y registran la colisión oblicua arco-continente en el norte, así como la subducción activa en el margen meridional de la isla (Dolan *et al.*, 1998; Mann, 1999).

El área a estudio objeto del presente Informe pertenece al dominio geológico de Hotte-Salle-Bahoruco (Lewis y Draper, 1990) (Figura 3.1). Este dominio incluye morfológicamente la Sierra de Bahoruco y el promontorio submarino, dorsal o *ridge* de Beata, estando limitado estructuralmente al norte por la denominada Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) y por el sur por la costa Caribeña, incluyendo el terreno tectónico de Hotte-Salle-Bahoruco de Mann *et al.* (1991).

Las rocas más antiguas de este dominio son volcánicas y consisten en basaltos con intercalaciones de rocas sedimentarias pelágicas (Calmus, 1983; Maurrasse *et al.*, 1979; Bellon *et al.*, 1985; Mercier de Lépinay *et al.*, 1979), aflorantes en el núcleo de anticlinales en el Massif de la Hotte y e Massif de la Selle en Haití y la Sierra de Bahoruco en la República Dominicana. Maurrasse *et al.* (1979) y Sen *et al.* (1988) interpretan este terreno como un fragmento emergido del *plateau* oceánico Caribeño.

El presente capítulo describe las rocas basálticas que esencialmente constituyen el basamento pre-Terciario del dominio de la Sierra de Bahoruco. Las descripciones incluidas constituyen en buena parte los resultados litoestratigráficos, petrológicos y geoquímicos obtenidos en el marco del Proyecto de cartografía geotemática de la República Dominicana, financiada por el Programa SYSMIN de la UE (Escuder-Viruete, 2010a y b).

3.2. Contexto geológico

3.2.1. La Provincia ígnea Caribeña

La Provincia ígnea Caribeña (o CLIP; *Caribbean large igneous province*, en la literatura anglosajona) representa un periodo de volcanismo y actividad intrusiva extrema en el Cretácico Superior, que formó un *plateau* oceánico que subsecuentemente resultó la placa Caribeña (Kerr *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1998; Hauff *et al.*, 2000; Hoernle *et al.*, 2002). La parte sumergida del *plateau* en el Mar Caribe fue muestreada durante las perforaciones de los proyectos DSDP Leg 15 y ODP Leg 163 (Donnelly *et al.*, 1990), pero secuencias emergidas del CLIP afloran en Jamaica, La Española, Puerto Rico, bordes costeros de Venezuela, Curaçao y las islas de Aruba, la costa Pacífica América Central y el occidente de Colombia y Ecuador (Lapierre *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2002). El CLIP incluye rocas volcánicas emitidas en tres grandes fases de diferente edad: 124-112 Ma (Lapierre *et al.*, 2000; Escuder-Virujete *et al.*, 2007b), 94-83 Ma (la aparentemente más voluminosa; Kerr *et al.*, 1997; Sinton *et al.*, 1998; Hastie *et al.*, 2008) y 80-72 Ma (Révillon *et al.*, 2000). Estas fases han sido reconocidas por Hauff *et al.* (2000) y Hoernle *et al.* (2004) en Costa Rica y en otros *plateaus* oceánicos Cretácicos del Pacífico Occidental (p.ej.; Ontong Java; Kerr, 2003), donde el magmatismo de pluma tuvo lugar durante 50 Ma o más a una muy variable tasa eruptiva. Las rocas más jóvenes del CLIP se encuentran en la República Dominicana (69 Ma; Escuder Virujete *et al.*, 2009a) y en la Península Quepos de Costa Rica (63 Ma; Sinton *et al.*, 1998). Así, el magmatismo del CLIP ocurrió desde el Aptiense al Maastrichtiense, con un pico alrededor del Turoniense-Coniacense (92-88 Ma), mejor que en un único evento muy voluminoso a ~90 Ma, como fue inicialmente postulado.

Un origen Pacífico se acepta para el *plateau* Caribeño (p.ej. Duncan y Hargraves 1984; Pindell *et al.*, 2005), especialmente a la luz de la evidencia que fragmentos de corteza oceánica acrecionada a los márgenes de la región Caribeña, como en La Española y Puerto Rico, están asociadas con cherts de radiolarios que contienen fauna con una procedencia Pacífica (Montgomery *et al.*, 1994; Baumgartner *et al.*, 2008; Jolly *et al.*, 2008; Escuder-Virujete *et al.*, 2009). La modelización de la evolución tectónica de las placas sugiere que el movimiento al este de la placa de Farallon en el Cretácico superior-Terciario inferior, forzó el movimiento de la mitad septentrional del CLIP a la cuenca oceánica proto-Caribeña, la cual había sido abierta por oceanización entre América del Norte y América del Sur desde el Jurásico (Mann, 1999; Pindell *et al.*, 2005). Sin

embargo, el mecanismo de movimiento hacia el NE del plateau no es claro, especialmente con el inicio de la subducción en el arco de Costa Rica-Panamá en el Campaniense (ver revisión de Pindell *et al.*, *in press*). Usando “puntos calientes” como marco de referencia fijo, Duncan y Hargraves (1984) sugieren que los magmas del CLIP se produjeron por la fusión parcial dentro de la cabeza de la pluma inicial del punto caliente de Galápagos. Sin embargo, Meschede (1998) plantea dudas de un origen del CLIP a partir de Galápagos, y Kerr y Tarney (2005) proponen que el *plateau* Caribeño resulta de la acreción de dos *plateaus* oceánicos separados de edad Cretácico Superior, relacionados con dos puntos calientes independientes.

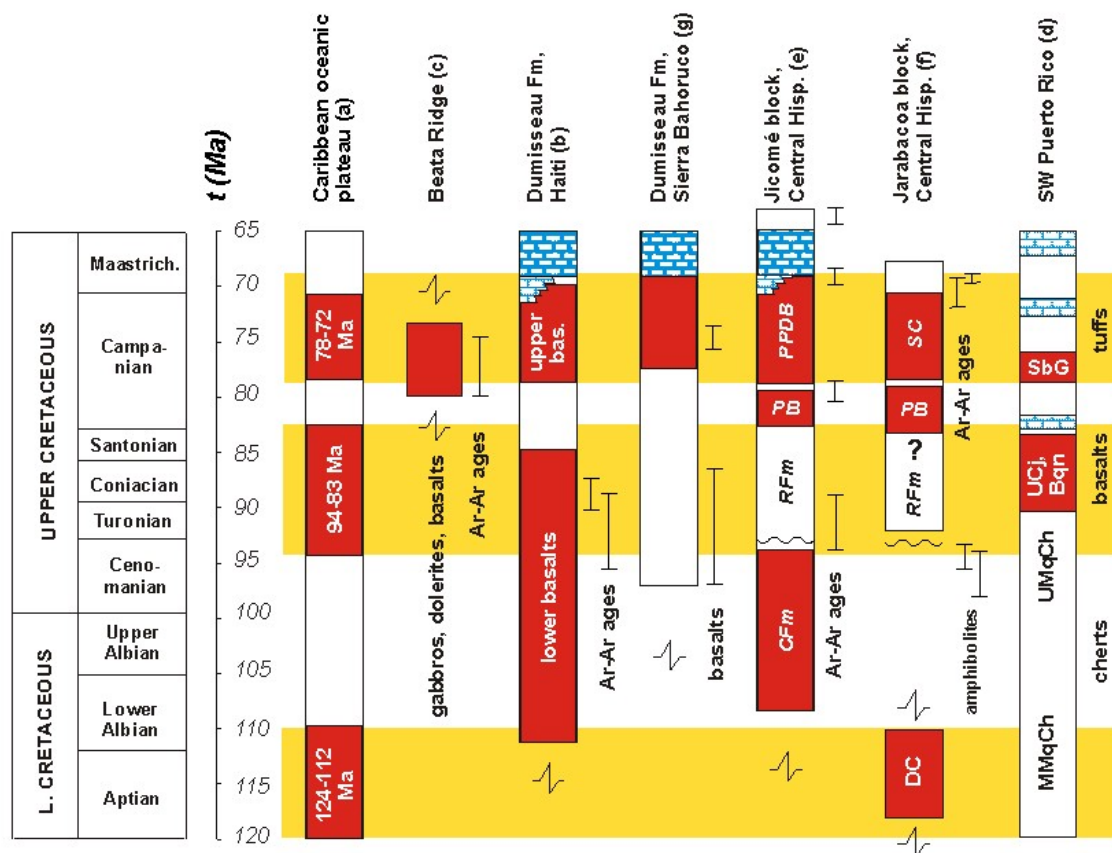


Figura 3.1. Columnas estratigráficas esquemáticas de las diferentes unidades que componen la provincia ígnea Caribeña (CLIP) en el borde septentrional de la placa del Caribe, en la que se incluye la Sierra de Bahoruco. Las columnas incluyen los datos de edades paleontológicas y geocronológicas. Fuentes; a, Kerr et al. (2002); b, Sen et al. (1988); c, Révillon et al. (2000); d, Jolly et al. (2007); e, Escuder-Viruete et al. (2009, 2010); f, Sinton et al. (1998); g, Proyecto SYSMIN (2010). MMqCh, Middle Mariquita Chert; UMqCh, Upper Mariquita Chert; UCj, Fm Upper Cajul; Bqn, Fm Boquerón; SbG, Fm Sabana Grande; DC, Complejo Duarte; CFm, Fm Constanza; RFm, Fm Restauración; PB, Fm Peña Blanca; PPDB, Fm basaltos de Pelona-Pico Duarte; SC, Fm Siete Cabezas. Las edades ⁴⁰Ar-³⁹Ar muestran las barras de error (en 2σ). La escala de tiempo es de Gradstein et al. (2004). Las banda amarillas muestra el rango de edades obtenido para las tres etapas de crecimiento del CLIP.

La secuencia de eventos de fusión asociados con una pluma (o plumas) mantélica que ocurrió bajo la placa Caribeña no está establecida, porque la estratigrafía volcánica

interna del CLIP no es bien conocida. La superficie más alta del CLIP ha sido identificada sísmicamente como la discontinuidad B, la cual se interpreta como la superficie superior de las lavas del *plateau* (Edgar *et al.*, 1973; Mauffret y Leroy, 1997). La discontinuidad ha sido perforada en cinco localidades en la cuenca Caribeña: DSDP sites 146, 150, 151 y 152, y ODP Site 1001. En el DSDP Site 152 y ODP Site 1001 (separados unos ~40 km), se atravesó un delgado sill de basaltos, pero el basamento no fue alcanzado (Diebold y Driscoll, 1999). La similitud composicional de los basaltos de los Sites 152 y 1001 ha permitido sugerir que son parte del mismo horizonte (Sinton *et al.*, 1998). El sill de basaltos atravesado en el Site 152 intruye sedimentos Campanienses (83-70 Ma), y los nuevos datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de datación de los basaltos del Site 1001 proporcionan edades de alrededor de 81 Ma (Sinton *et al.*, 2000). Estos son por lo tanto más jóvenes que la fase principal de construcción del *plateau* (i.e. ~90 Ma), y también parecen ser parte de un horizonte sísmico distinto (Mauffret *et al.*, 2000). Así, los basaltos muestreados a los Sites 152 y 1001 pueden no ser parte del *plateau* “principal”, sino más bien el producto de *rifting* de la corteza Caribeña en un estadio tardío después de la formación del *plateau* (Sinton *et al.*, 1998). Las muestras recuperadas de la Dorsal de Beata por sumergible, en el alto topográfico central de la cuenca Caribeña, indican que esta estructura está formada principalmente por gabros, doleritas y raros basaltos almohadillados (Révillon *et al.*, 2000), con una signatura geoquímica muy similar a la de los basaltos de otros puntos del CLIP. La mayoría de las muestras poseen edades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de entre 80 y 75 Ma, las cuales son consistentes con las edades previas dentro de la provincia, pero otras son muy jóvenes, de alrededor de 55 Ma. Siguiendo Révillon *et al.* (2000), el punto caliente de “Galápagos” fue probablemente responsable del principal evento magmático relacionado con la pluma a unos 90 Ma, y los episodios de 76 Ma y 55 Ma están relacionados con el adelgazamiento litosférico del Caribe Central (Mauffret *et al.*, 2000).

3.2.2. Afloramientos del CLIP en La Española y correlación

En La Española, fragmentos de basaltos obducidos/acrecionados de tipo *plateau* oceánico incluyen la Formación Dumisseau del suroeste de Haití (Sen *et al.*, 1988), las unidades litoestratigráficas equivalentes en la Sierra de Batoruco en el suroeste de la República Dominicana (Escuder-Viruete, 2010a), los basaltos de la Formación Pelona-Pico Duarte (Escuder-Viruete *et al.*, 2009c), la Formación Siete Cabezas (Donnelly *et al.*, 1990; Sinton *et al.*, 1998; Escuder-Viruete *et al.*, 2008), y el Complejo Duarte en la Cordillera Central (Lewis *et al.*, 1991; Lapierre *et al.*, 1997, 2000; Lewis *et al.*, 2002;

Escuder-Virueete et al., 2007c, 2008, 2009c y 2010). Una descripción más amplia de todas estas unidades puede ser encontrada en Escuder-Virueete (2010a).

En la Sierra de Bahoruco, las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total obtenidas para la Fm Dumisseau en el marco del Proyecto Sysmin, han sido de $92,09 \pm 6,31$ (edad de la fusión total) en un basalto porfídico de la Hoja de La Ciénaga, y de $74,2 \pm 1,7$ Ma (edad plateau) para un basalto afírico, alterado hidrotermalmente, de la Hoja de Enriquillo.

La Figura 3.1 incluye las columnas estratigráficas sintéticas y las edades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ obtenidas para el conjunto de unidades del CLIP en La Española y otros datos regionales relevantes, la cual nos permite establecer correlaciones entre eventos magmáticos a lo largo del borde septentrional de la placa Caribeña. Como puede observarse, los basaltos que constituyen el basamento de la Sierra de Bahoruco son, en principio, comparables con la Formación Pelona-Pico Duarte y la Formación Dumisseau, con la que tradicionalmente se viene correlacionando.

La Formación Pelona-Pico Duarte ha proporcionado edades del intervalo 79-68 Ma (Campaniense medio a Maastrichtiense). Este rango de edades incluye a las edades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 69-68 Ma obtenidas regionalmente en los basaltos de la Formación Siete Cabezas (Sinton et al., 1998), que poseen también intercalaciones de cherts con radiolarios de edad Campaniense medio a Maastrichtiense (Montgomery y Pessagno, 1999). También, estas edades son similares a la edad K-Ar de $75,0 \pm 1,5$ Ma del sill dolerítico intrusivo en la secuencia superior de basaltos de la Formación Dumisseau en Haití (Sen et al., 1988), y la actividad magmática predominantemente Campaniense registrada en la Dorsal de Beata (80-75 Ma; Révillon et al., 2000), todas atribuidas al CLIP. Temporalmente, este magmatismo puede ser relacionado con la tercera fase de construcción del CLIP de Kerr *et al.* (2002), así como con las rocas volcánicas de Costa Rica (Hoernle *et al.*, 2004; Denyer y Baumgartner, 2006; Denyer *et al.*, 2006).

En resumen, los datos disponibles parecen indicar que los magmas máficos de la Sierra de Bahoruco fueron en parte contemporáneos con el volcanismo máfico extensivo del plateau Caribeño Cretácico superior y, por lo tanto, estos basaltos constituyen una sección emergida de la provincia ígnea Caribeña, con la que deben de tener continuidad a través de la Dorsal de Beata. Estas correlaciones son reforzadas con los datos petrológicos expuestos a continuación y los geoquímicos incluidos en la correspondiente Memoria.

3.3. Petrología de la Formación Dumisseau en la Sierra de Bahoruco

Los basaltos de la Formación Dumisseau se disponen estratigráficamente discordantes bajo las facies carbonatadas con algas del Eoceno medio-superior, constituyendo el basamento volcánico Cretácico de la zona estudiada. Los afloramientos se localizan en el núcleo de anticlinales de dirección NO-SE, generalmente ocupando zonas topográficamente deprimidas, y en el sector costero de la Hoja de La Ciénaga, en el que una gran zona de falla de dirección NNE-SSO hunde el bloque oriental bajo el Mar Caribe.

Debido a la inaccesibilidad de la Sierra de Bahoruco y la ausencia de afloramientos en muchos sectores por la densa vegetación, los basaltos de la Formación Dumisseau no han podido ser muestreados con mucho detalle, excepto en el corte de la Playa de los Ángeles y el área de la Mina de Larimar de la Hoja de la Ciénaga, y los afloramientos de El Fondo la Hoja de Enriquillo. Sin embargo, la unidad parece ser litológicamente relativamente homogénea en todos los sectores visitados. La unidad presenta unos 500-1000 m de espesor visible, ya que no aflora su sustrato, y está constituida esencialmente por rocas volcánicas y subordinadamente subvolcánicas. En el campo se han observado tres tipos de facies: basaltos coherentes en flujos texturalmente variados, como almohadillados, hialoclásticos, porfídicos, microporfídicos, afaníticos, vítreos, vesiculares (amigdalares), muy vesiculares y masivos; depósitos piroclásticos máficos resultado de un magmatismo explosivo, como brechas y tobas líticas, tobas vítreas y tobas finas gradadas y laminadas, aunque también hay facies de autobrechas monogénicas; y depósitos volcanoclásticos sin-magmáticos resedimentados y epiclásticos, como brechas de clastos poligenéticos centimétricos, y depósitos de flujo, laminados y tractivos. Todas las rocas volcánicas fueron emitidas o re-sedimentadas en condiciones subacuosas relativamente profundas, aunque las estructuras de corriente observadas localmente sugieren condiciones someras.

En las zonas centrales de los flujos lávicos pueden aparecer facies doleríticas y en las marginales facies más afaníticas, vítreas y vesiculares, con niveles hialoclásticos asociados. Las doleritas forman también diques sin-magmáticos de estructura fluidal o isótropa, y textura de intergranular a ofítica. Las facies afaníticas son de colores gris-azul oscuro, magnéticas, con vacuolas (amigdalas) rellenas de cuarzo, calcita o zeolitas. Tanto las facies lávicas como las piroclásticas e intrusivas sin-magmáticas aparecen afectadas en grado variable por una alteración hidrotermal, que puede estar acompañada

por remplazamientos minerales y llegar a ser pervasiva. Las rocas intensamente alteradas desarrollan dos tipos de alteraciones: una de coloración verde y otra de tonos rojos. La segunda se superpone espacialmente a la primera. La alteración produce una variable sericitización y carbonatación de las plagioclasas, la cloritización y epidotización de los piroxenos, procesos de silicificación y carbonatación, y tinciones por óxidos de Fe. La alteración lleva también asociada la formación de un retículo de venas y parches de espesor milimétrico a centimétrico, rellenas por un agregado mineral de tonos blancos y ligeramente azulados compuesto por carbonatos, zeolitas y larimar.

En los afloramientos de la Hoja de Enriquillo se ha observado un predominio de facies de brechas, microbrechas y tobas líficas, igualmente afectadas por la alteración hidrotermal. Los sedimentos intercalados son muy escasos y consistentes en lentejones de chert y calizas pelágicas. La alta tasa de efusividad, la composición casi exclusivamente basáltica del magmatismo y el predominio de facies lávicas submarinas, indican que la Formación Dumisseau es resultado de un magmatismo intraplaca oceánico producido por las altas tasas de fusión parcial inducidas por una pluma mantélica. Los materiales volcánicos de la Formación Dumisseau no están afectados ni por una deformación esquistosa ni por un metamorfismo regional dinamotérmico.

3.3.1. Basaltos microporfídicos con olivino

Los basaltos olivínicos son rocas volcánicas lávicas o subvolcánicas doleríticas, de estructura masiva en la que no se han observado fábricas magmáticas ni deformativas. Poseen una textura microporfídica de mesostasia o matriz de intersectal a subofítica. Al microscopio, los basaltos están compuestos por un agregado de pequeños prismas y microprismas de olivino (<10%), que se destacan de una matriz formada por un agregado de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, así como óxidos de Fe-Ti opacos dispersos.

El olivino forma prismas milimétricos de idio- a subidiomorfos, frescos, de frecuente hábito bipiramidal o esquelético, poco pleocróicos, de variados colores de interferencia, y con inclusiones de espinela Fe-Ti y gotas de fundido marrón. Aparecen poco reemplazados por clorita, iddingsita y opacos. La plagioclasa forma prismas tabulares subidiomorfos, heterogranulares y muy alargados, así como agregados de pequeños prismas intercrecidos y radiales, que constituyen el armazón de la mesostasia. Los prismas de mayor tamaño poseen un zonado normal o ligeramente oscilatorio. Aparece reemplazada zonalmente por agregados de epidota, sericita, illita y opacos. El clinopiroxeno forma prismas subidiomorfos de color marrón y de composición augita

titanada. El ortopiroxeno posee una textura similar y se distingue por presentar colores de interferencia más bajos. Ambos aparecen intersticiales en la mesostasia, o han desarrollado cristales de mayor tamaño de tendencia poiquilítica. Como opacos se observan espinela Fe-Ti variablemente opaquizada, magnetita/ilmenita y opacos dispersos.

3.3.2. Basaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno

Los basaltos con orto y clinopiroxeno constituyen una litología volumétricamente abundante en la Formación Dumisseau. Se trata de flujos lávicos de composición basáltica y texturas variadas, tanto porfídicas, microporfídicas y afaníticas, variablemente vesiculares. Las facies aparentemente más abundantes son de basaltos porfídicos, en la que los fenocristales de ferromagnesianos de tamaños milimétricos se destacan sobre una mesostasia afanítica, algo microvesicular. En estos basaltos no se han observado fábricas fluidales en los fenoblastos, ni en las vesículas orientación preferente. En ocasiones están afectados por una pervasiva alteración hidrotermal.

Al microscopio, estos basaltos están compuestos por fenocristales exclusivamente de piroxenos, que se destacan sobre una matriz de micro a criptocristalina, rica en microfenoblastos de piroxeno, plagioclasa intersticial, granos dispersos de Fe-Ti espinela, ilmenita y opacos, y vesículas/amigdalas dispersas. Los fenocristales de clino y ortopiroxeno, son idiomorfos, presentan un zonado composicional, maclas en reloj de arena en ocasiones, e inclusiones de espinela Fe-Ti marrón-negra. Su abundancia modal en algunas muestras sugiere que se trata de fases cumulado. El clinopiroxeno es ligeramente pleocróico rosa-amarillo y posee un alto relieve, por lo que es de composición augita titanada. Los fenocristales de ortopiroxeno son modalmente más escasos y presenta colores de interferencia más bajos. Ambos minerales también aparecen como agregados de microfenoblastos intercrecidos y como pequeños granos dispersos por la mesostasia. Los piroxenos aparecen en algunas muestras pseudomorfizados por agregados de minerales secundarios, tales como clorita, calcita y pumpellita.

En las muestras estudiadas no se ha observado olivino, aunque algunos agregados de epidota amarilla, clorita y calcita podrían ser pseudomorfos de microfenocristales bipiramidales de este mineral. La plagioclasa forma microfenocristales de contornos alotrio- y subidiomorfos, y también agrupaciones microglomeroporfídicas, presentes sólo en la mesostasia, siendo en la secuencia de cristalización más tardíos que el piroxeno.

Aparecen reemplazadas por sericita, albita, prenhita y calcita, principalmente. La mesostasia está formada por un material intersticial micro y criptocristalino, en buena parte resultado de la desestabilización de vidrio volcánico. Este material es a menudo opaco debido a la impregnación de óxidos de Fe-Ti.

En las facies amigdalares, las vesículas son de entre 0,5 y 8 mm de diámetro, y están rellenas de calcita, cuarzo, clorita, pumpellita, albita y material microcristalino, formando tanto rellenos zonados drúsicos, como parches y agregados. Las microvesículas visibles al microscopio están rellenas por minerales secundarios tales como calcita, cuarzo, clorita, prenhita, epidota amarilla y material amorfo. Hay también parches de reemplazamiento rellenos por calcita y sílice.

3.3.3. Basaltos porfídicos con clinopiroxeno y plagioclasa

Los basaltos con clinopiroxeno y plagioclasa son también volumétricamente abundantes en la unidad. Constituyen rocas volcánicas de tonos verde-marrón oscuros, de composición basáltica, de estructura lávica masiva, aunque la concentración de vesículas por desgasificación del magma en algunos horizontes define un bandeado de flujo. No obstante, se han observado facies de lavas almohadilladas. Las texturas predominantes son porfídicas y afaníticas, aunque en ocasiones también aparecen doleríticas. Los fenocristales son generalmente escasos (<20%), de 1-2 mm de tamaño o submilimétricas, que se destacan en una pasta o mesostasia afanítica con escasas (<8%) vesículas/amigdalas de 0,5-2 mm rellenas de cuarzo, calcita y zeolitas. Frecuentemente, los basaltos están afectados por un sistema de grietas y venas con rellenos hidrotermales.

Al microscopio los basaltos están compuestos por feno y microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, destacados en una mesostasia o matriz afanítica y oscura. La disposición de los fenocristales define texturas variadas, como fluidales, traquíticas, variolíticas (por enfriamiento rápido en las lavas almohadilladas), ofíticas y holocristalinas de grano fino-medio. Los fenocristales de plagioclasa idio- a alotriomorfas aparecen formando prismas independientes tabulares y agregados radiales y glomeroporfídicos, con individuos zonados y maclados, variablemente recristalizados por la alteración secundaria. La plagioclasa también forma pequeños prismas y microfenoblastos, idio y subidiomorfos. Las plagioclasas están variablemente reemplazadas a prenhita-pumpellita e illita. El clinopiroxeno es de color marrón, fuerte relieve, de contornos de idio- a subidiomorfos, sin zonado aparente, marcada exfoliación y de composición augita.

Frecuentemente forma grandes cristales milimétricos de carácter poiquilítico, junto al ortopiroxeno, que engloban a la plagioclasa y los opacos, dando lugar a la textura ofítica. En otras muestras el clinopiroxeno forma pequeños prismas (<0,5 mm) dispersos entre la mesostasia y entre las plagioclasas. El ortopiroxeno es muy poco pleocróico, de baja birrefringencia. Ambos, aparecen reemplazados por agregados de prenhita, epidota y clorita. El olivino accesorio forma agregados microcristalinos xenomorfos, completamente reemplazados por clorita, opacos y un material criptocristalino amarillo. Como opacos se observa magnetita esquelética y finos agregados de opacos dispersos.

La matriz está compuesta por un material micro y criptocristalino, en buena parte resultado de la transformación del vidrio volcánico. Este material está reemplazado por un agregado muy fino de sericita, clorita, óxidos de Fe-Ti y opacos, así como algún esferulito procedente de la desvitrificación. Este material está reemplazado en parches y fracturado por fisuras, rellenas de calcita, clorita, prenhita (?), pirofilita (?), sericita, epidota amarilla, esferulitos silíceos y material amorfo. Las microamígdalas están rellenas de clorita y zeolitas. Se superpone una alteración/hidrotermalismo tardimagmático que forma minerales secundarios, tales como prenhita, pumpellita, clorita, sericita, calcita y óxidos de Fe.

3.3.4. Basaltos andesíticos con plagioclasa

Se agrupan un conjunto de flujos lávicos, de tonos verde-marrón oscuros, de composición basáltica, texturas variablemente porfídicas, con fenocristales de tamaños milimétricos idio y subidiomorfos. Los fenocristales son de plagioclasas verdes alteradas, escasos ferromagnesianos oscuros y agregados de mica marrón y blanca neoformados sobrecrecidos. De forma también característica, las fábricas magmáticas son escasas y consistentes en una fluidalidad o el alineamiento de vesículas, y no se han desarrollado fábricas deformativas. A menudo están afectadas por una intensa hidrotermalización verde tardi- a post-magmática y alteración roja post-magmática.

Al microscopio, los basaltos andesíticos son porfídicos, de mesostasia de micro a criptocristalina variablemente alterada y reemplazada por minerales secundarios, que han crecido sin desarrollo de orientaciones preferentes. Los fenocristales son de plagioclasa o sus pseudomorfos son de tamaños milimétricos (<1 cm longitud), aunque también existen microprismas, en algunas facies bastante abundantes (<45% en total), y menos frecuentes de clinopiroxeno (<10%). La plagioclasa forma prismas de idio- a subidiomorfos tabulares, así como agregados de prismas de menor tamaño dispersos.

Poseen maclas simples, un zonado oscilatorio en algunos ejemplares, pero está en general pseudomorfizada a agregados de pequeños granos de albita, o reemplazada por calcita, sericita, illita y opacos. El clinopiroxeno aparece como diminutos prismas subidiomorfos dispersos en la mesostasia o reemplazados por clorita, epidota amarilla, prehnita, calcita y opacos. Como opacos aparecen magnetita y óxidos de Fe-Ti microcristalinos dispersos. En las facies vesiculares la matriz está compuesta por microvesículas ovoides y subesféricas, en zonas elongadas definiendo una fábrica fluidal mediante su orientación subparalela, desarrolladas en un material micro y criptocristalino, en ocasiones con agrupaciones de esferulitos, en buena parte resultado de la desvitrificación de la pasta volcánica. Los rellenos de vacuolas están compuestos por calcita, clorita, pumpellita, epidota amarilla, esferulitos silíceos y material amorfo.

En los basaltos andesíticos se superpone a menudo alteración verde de carácter hidrotermal que reemplazada profundamente a los minerales volcánicos, y forma parches y rellenos de huecos por agregados de calcita, cuarzo, epidota, prehnita, clorita y opacos. En alguna muestra se ha observado que la alteración hidrotermal alcanzó una relativa alta-T, dando lugar a poiquiloblastos de biotita y de mica blanca moscovita, así como agregados de clorita y albita, los cuales son referibles a la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes. Posteriormente se superpone una alteración roja oxidante supergénica.

3.3.5. Basaltos y basaltos andesíticos afaníticos, fluidales y vesiculares

Bajo este epígrafe se incluye el resto de rocas volcánicas lávicas de composición máfica observadas en la Formación Dumisseau, que en general presentan coloraciones gris-pardo-azuladas al fresco, texturas afaníticas, variablemente fluidales y vesiculares/amigdalares (<25%). Al microscopio, estas lavas están compuestas por microfenocristales submilimétricos de plagioclasa (0-15%) o sus pseudomorfos albitizados y sericitizados, que se destacan sobre una matriz fina micro y criptocristalina, con microfenoblastos dispersos de plagioclasa, clinopiroxeno y granos de ilmenita/magnetita. Los microfenocristales de plagioclasa idio y subidiomorfa aparecen destacados sobre la matriz formando agrupaciones glomeroporfídicas. Aparecen casi completamente reemplazados por albita, sericita, prehnita y calcita. Los microfenocristales de clinopiroxeno aparecen pseudomorfizados por agregados de clorita, calcita y cuarzo. A menudo, hay también un material intersticial micro y criptocristalino muy rico en óxidos de Fe-Ti, resultado de la desestabilización y recristalización del vidrio

volcánico, que le confiere a la roca la coloración oscura. En las facies amigdalares, las vesículas son entre 1 y 10 mm de diámetro, están rellenas de calcita, cuarzo, clorita, pumpellita, albita y material microcristalino, formando tanto rellenos zonados drúsicos, parches, grietas y agregados.

3.3.6. Brechas y microbrechas líticas basálticas mono y poligenéticas

En la Hoja de Enriquillo, los basaltos masivos y almohadillados presentan asociados tramos de brechas, microbrechas y tobas máficas con clasificación gradada, cuya potencia y extensión lateral no ha sido posible establecer. Se agrupan rocas volcánicas tanto autobréchicas monogénicas como piroclásticas poligénicas de composición basáltica s.l., incluyendo todo un rango de tamaños de grano para los fragmentos constituyentes desde brechas centimétricas a tobas medias-gruesas.

Las brechas y microbrecha (<2 cm) monogénicas poseen tonos pardo-rojizos oscuros por alteración tardía, y son marcadamente heterogranulares (<15 cm), con clastos de bordes angulosos y subangulosos de similar naturaleza, cementados por cuarzo y calcita. Estos materiales no parecen tener una organización interna o laminación, y posible son en buena parte resultado de la autobrechificación del magma parcialmente solidificado durante el avance de las coladas. Los clastos están poco empaquetados y seleccionados, siendo fundamentalmente de naturaleza lítica basáltica. Otros fragmentos líticos presentes son de basaltos porfídicos con fenocristales de plagioclasa (<20%) y de piroxeno, basaltos fluidales y afaníticos. En todos los casos la mesostasia está constituida por vidrio cloritizado, silicificado, palagonitizado y opaquizado. La matriz entre fragmentos es generalmente inexistente. En general estas brechas están alteradas en momentos post-magmáticos y la mineralogía volcánica original reemplazada. Así, los fenocristales de Ti-augita y ortopiroxeno están cloritizados; la plagioclasa pseudomorfizada por albita, calcita y cuarzo; y el vidrio reemplazado por un material criptocristalino y opaco. Los cementos son de cuarzo microcristalino, frecuentemente deformado, y posteriormente de calcita esparítica.

Las brechas y microbrechas poligenéticas están compuestas por fragmentos angulosos y subangulosos de tamaño de grano similar a las monogénicas. Sin embargo, los clastos están en estas facies piroclásticas mal empaquetados y seleccionados en un rango bastante variable de tamaños de grano, y no están elongados paralelamente a ninguna estratificación. Los fragmentos son fundamentalmente de naturaleza lítica basáltica poligenética (>65%), cristalina de piroxenos y pseudomorfos cloríticos y de

plagioclasa (<15%), y de vidrio silicificado/palagonitizado/opaquizado (<20%), en una poco abundante matriz (<5%) cementada por sílice y carbonatos. La proporción de fragmentos de roca es mayor que la de cristales y, a su vez, que la de vidrio. Los fragmentos de rocas son de naturaleza volcánica, de texturas microporfídicas, porfídicas fluidales, afaníticas y doleríticas.

En general están teñidos de rojo a marrón oscuros por óxidos de Fe-Ti. Los fragmentos de cristales son fenocristales enteros y rotos de Ti-augita, ferromagnesianos y de plagioclasa, cloritizados y reemplazados por calcita (especialmente la plagioclasa) y sílice. Los de vidrio verde-amarillo desvitrificado aparecen dispersos, así como reemplazados a material criptocristalino y opaco. No hay fragmentos de calcita de origen biogénico. La matriz entre los fragmentos es escasa y está definida por un material de micro- a criptocristalino recristalizado y rico en opacos criptocristalinos. Los cementos son de cuarzo microcristalino y de calcita esparítica. Hay formación tardía de clorita y sericita.

3.3.7. Tobas vítreas de grano grueso

Los depósitos de tobas son de tonos pardo-marrones, también verdosos, y de fragmentos de tamaño de grano toba gruesa generalmente homogéneos, aunque frecuentemente aparecen líticos dispersos de tamaño lapilli (>2mm). Sin embargo, en algunas tobas el tamaño de los clastos es relativamente variable, desde 0,5 mm a 1 cm, siendo el promedio de unos 2-3 mm de diámetro. Estas rocas piroclásticas no presentan una clara estratificación o laminación. Se trata de depósitos fragmentarios cohesivos, compuestos por fragmentos angulosos y subangulosos de vidrio y escoria de composición basáltica s.l., en los que se superponen procesos de alteración roja/tinción de óxidos superficial y de cementación de calcita tardía.

Al microscopio, los fragmentos de vidrio aparecen bien clasificados y seleccionados en un rango de tamaños de grano gruesos, y son a menudo casi exclusivamente de naturaleza escoriácea (>90%). Típicamente, contienen espículas en “Y” y puntos triples, que a menudo están aplastados y deformados, sugiriendo una deposición aún caliente y en parte su soldado. En algunos casos, las espículas están elongadas paralelamente definiendo una grosera laminación. El vidrio está silicificado, palagonitizado y opaquizado. En ocasiones, aparecen también fragmentos cristalinos de clinopiroxeno (Ti-augita), pseudomorfos cloríticos de ferromagnesianos y plagioclasa (<5%), y fragmentos de líticos de gran tamaño de grano. Estos líticos son basaltos microporfídicos y fluidales, así como de textura afanítica. En general están teñidos por óxidos de Fe-Ti, que los hace opacos.

La matriz entre los fragmentos es generalmente inexistente. Los cementos son de cuarzo microcristalino, frecuentemente deformado, y en una etapa posterior de calcita esparítica de textura drúsica y en grandes placas. Acompañando al cemento de calcita, aparece también clorita y sericita. La calcita también rellena microfracturas tardías.

3.4. Geoquímica de la Formación Dumisseau en la Sierra de Bahoruco

3.4.1. Toleitas pobres en Ti (tipo I)

Este grupo está representado por los flujos toleíticos y las intrusiones doleríticas y microgabroicas de la Formación (Figura 3.2). Las rocas presentan composiciones de muy poco a ligeramente fraccionadas ($Mg\#=66-49$). Los contenidos en TiO_2 , Zr y Nb son de 0,9-1,5 wt%, 31-79 ppm y 2,8-13 ppm, respectivamente, para rangos relativamente altos de MgO de 6,8-10,1 wt%. Los contenidos en Cr (134-376 ppm) y Ni (26-121 ppm) son relativamente altos. Presentan una concentración en Th relativamente baja ($<0,4$ ppm). Los valores de Nb/Y (0,1-0,2) son típicos de magmas toleíticos. El microgabro 5970IIJE9624 presenta valores anómalos en varios elementos probablemente debidos a su movilización durante la alteración.

En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (MP; Figura 3.3), se caracterizan por una distribución generalmente plana ($[La/Yb]_N=0,7-1,2$; promedio 1,0), con un ligero empobrecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=0,8-1,0$; promedio 0,9), ligeras anomalías positivas en Nb (respecto al Th y La; $Nb/Nb^*=0,2-0,4$), ausencia anomalía negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,9-1,0$), y HREE planas ($[Sm/Yb]_N=0,8-1,2$; promedio 1,1). Los bajos contenidos en Ti y las bajas abundancias absolutas de REE (4-8 x PM) sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido. La modelización geoquímica indica que los magmas del tipo I son producto de altas tasas de fusión (20-30%) de lherzolitas con espinela.

3.4.2. Basaltos ricos en Ti (tipo II)

Este grupo está representado por las lavas basálticas transicionales. Estas rocas presentan composiciones poco fraccionadas ($Mg\#=57-52$). El contenido en TiO_2 varía entre 2,0 y 2,6 wt%, y para rangos similares de $Mg\#$ son superiores a los del grupo I. Para contenidos altos en MgO de entre 6,7 y 8,0 wt%, los contenidos en Zr y Nb son también más altos, de 108-148 ppm y 14,4-18,1 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (240-376 ppm) y Ni (41-74 ppm) son también elevados.

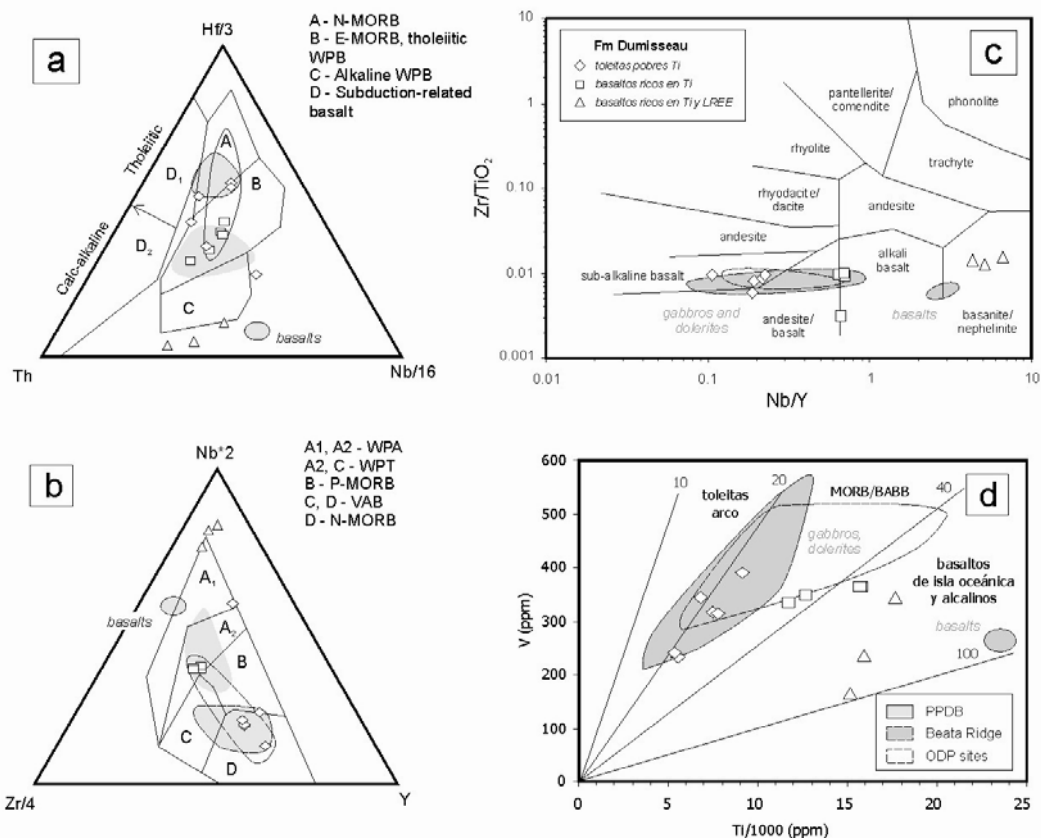


Figura 3.2. Características geoquímicas de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, mostrando como comparación los campos composicionales de las ígneas de la Dorsal de Beata (Révillon *et al.*, 2000), los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte y del CLIP (Sinton *et al.*, 2000). (a y b) Diagramas de Wood (1980) y Meschede (1986); (c) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO₂; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1982).

Los contenidos en Th son más altos que en las muestras del tipo I. Los valores de Nb/Y (0,65-0,7) son típicos de magmas transicionales. Presentan un patrón de REE extendido de pendiente negativa ([La/Yb]_N=4,0-4,6), LREE planas ([La/Nd]_N=1,1-1,3; promedio 1,2) y un empobrecimiento en HREE ([Sm/Yb]_N=2,4-2,6; promedio 2,5), con ligeras anomalías positivas en Nb (Nb/Nb*^{*}=1,3-1,7), y sin anomalías en el Ti. Los mayores contenidos en TiO₂ y absolutos de REE, junto a la ausencia de anomalías negativas en Zr-Hf ([Zr/Sm]_N=1,1-1,2), sugieren una fuente mantélica más enriquecida que en el grupo I. La modelización geoquímica indica que los magmas del tipo II son producto moderadas tasas de fusión (8-15%) de una mezcla de lherzolitas con espinela y lherzolita con granate.

3.4.3. Basaltos alcalinos ricos en Ti y en LREE (tipo III)

El grupo incluye los basaltos porfídicos con orto, clinopiroxeno y plagioclasa, ricos en Ti y de composiciones ya moderadamente fraccionadas (Mg#=52-45). Con el enriquecimiento

en TiO_2 (2,7-2,9 wt%) las lavas de tipo III están enriquecidas en Fe ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}=11,6-12,5$ wt%), resultando basaltos ferrotitanados. Los contenidos en CaO son muy elevados (13,8-20,5 wt%) y pueden ser debidos tanto a la acumulación de plagioclasa en estos magmas ya evolucionados, a los rellenos de las vesículas, o a procesos de carbonatación durante la alteración como sugieren los altos valores de LOI (5,1-9,5 wt%). Los valores de Nb/Y (4,5-66) son típicos de magmas alcalinas. Para contenidos en MgO de entre 6,4 y 5,2 wt%, los contenidos en Zr y Nb en las muestras de tipo III son más altos que en los anteriores grupos, de 48-171 ppm y 89-162 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (7-34 ppm) y Ni (8-26 ppm) son bajos y dan cuenta de una extensa fraccionación.

Los contenidos en Th son los más elevados de la Formación (5,4-14 ppm). A un similar Mg#, estos basaltos presentan un característico patrón de REE extendido de extremada pendiente negativa ($[\text{La}/\text{Yb}]_N=25-59$). Respecto al tipo II, presentan un fuerte enriquecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=2,6-3,4$) y un mayor empobrecimiento en HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=4,0-7,3$). No presentan claras anomalías en Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=1,0-1,8$), Eu o Ti. Los contenidos más altos en TiO_2 y de abundancias absolutas de REE, sugieren una fuente mantélica más enriquecida que en el grupo II. Sin embargo, estos basaltos presentan fuertes anomalías negativas en Zr-Hf ($[\text{Zr}/\text{Sm}]_N=0,2-0,9$). La modelización geoquímica indica que los magmas del tipo III son producto de bajas tasas de fusión (<5%) de lherzolitas con granate.

Las rocas máficas de la Fm Dumisseau presentan una gran diversidad en la composición de elementos traza. Aunque no se ha podido establecer su estratigrafía, la unidad presenta las características de la gran provincia ígnea Caribeña (CLIP=*Caribbean large igneous province*), como una gran extensión geográfica (ver después las comparaciones), un total predominio de composiciones basálticas, altas tasas de producción de fundidos, ausencia de sedimentos autóctonos intercalados debido a la alta efusividad magmática, y una formación no directamente relacionada con procesos de apertura de fondo oceánico. Estos magmas no muestran evidencias de la adición de componentes subductivos en su petrogénesis ($\text{Nb}/\text{Th}>8$; Figura 3.4).

Los magmas relativamente empobrecidos y menos fraccionados de tipo I, que parecen ser ligeramente más jóvenes, proceden de altas tasas de fusión (10-20%) de un manto fértil somero, y los fundidos más enriquecidos de los tipos II y III fueron producto de menores tasas de fusión (<15 y <5%, respectivamente) de un manto más profundo con granate residual que fracciona las HREE. Por lo tanto, las fuentes mantélicas de la Fm

Dumisseau posiblemente fueron más empobrecidas y someras con el tiempo, lo cual es consistente con el ascenso de un manto profundo a alta temperatura (p.ej. una pluma mantélica) bajo la corteza oceánica.

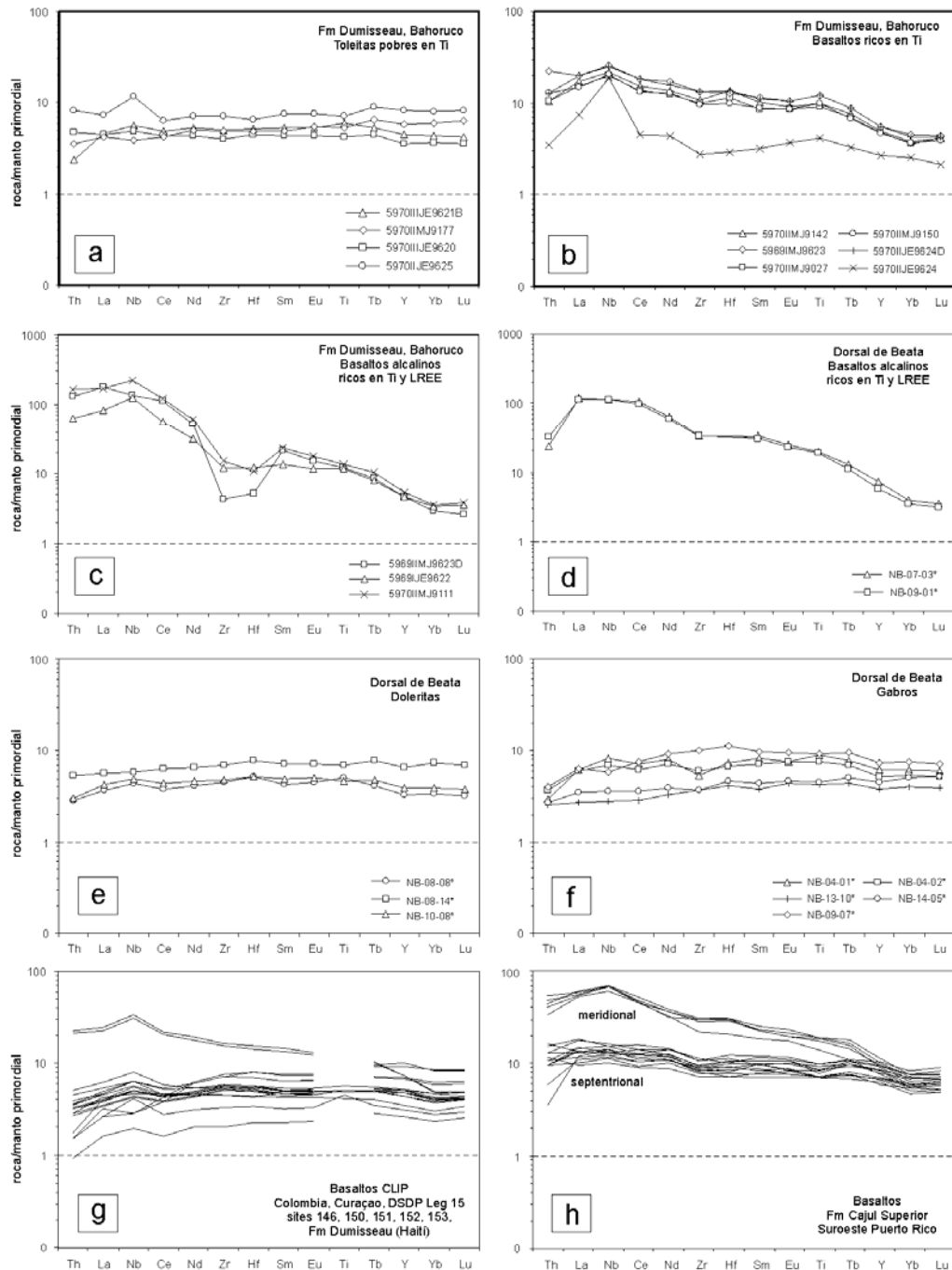


Figura 3.3. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de los diversos tipos geoquímicos de basaltos de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, y su comparación con los campos composicionales de los basaltos, doleritas y gabros de la Dorsal de Beata (Révillon et al., 2000), de basaltos representativos del CLIP de Colombia, Curaçao, la Fm Dumisseau (Sen et al., 1988; Sinton et al., 1998), y del DSDP Leg 15 en el Mar Caribe (Sinton et al., 2000); y de la Fm Cajul Superior en Puerto Rico (Jolly et al., 2008),

No se descarta que la secuencia de basaltos de la Fm Dumisseau sea progresivamente emergente y desarrolle a techo facies de brechas, hialoclásticas y de flujos subaéreos muy vesiculares. La Formación está estratigráficamente superpuesta por carbonatos de plataforma someros de edad Eoceno Inferior-Medio.

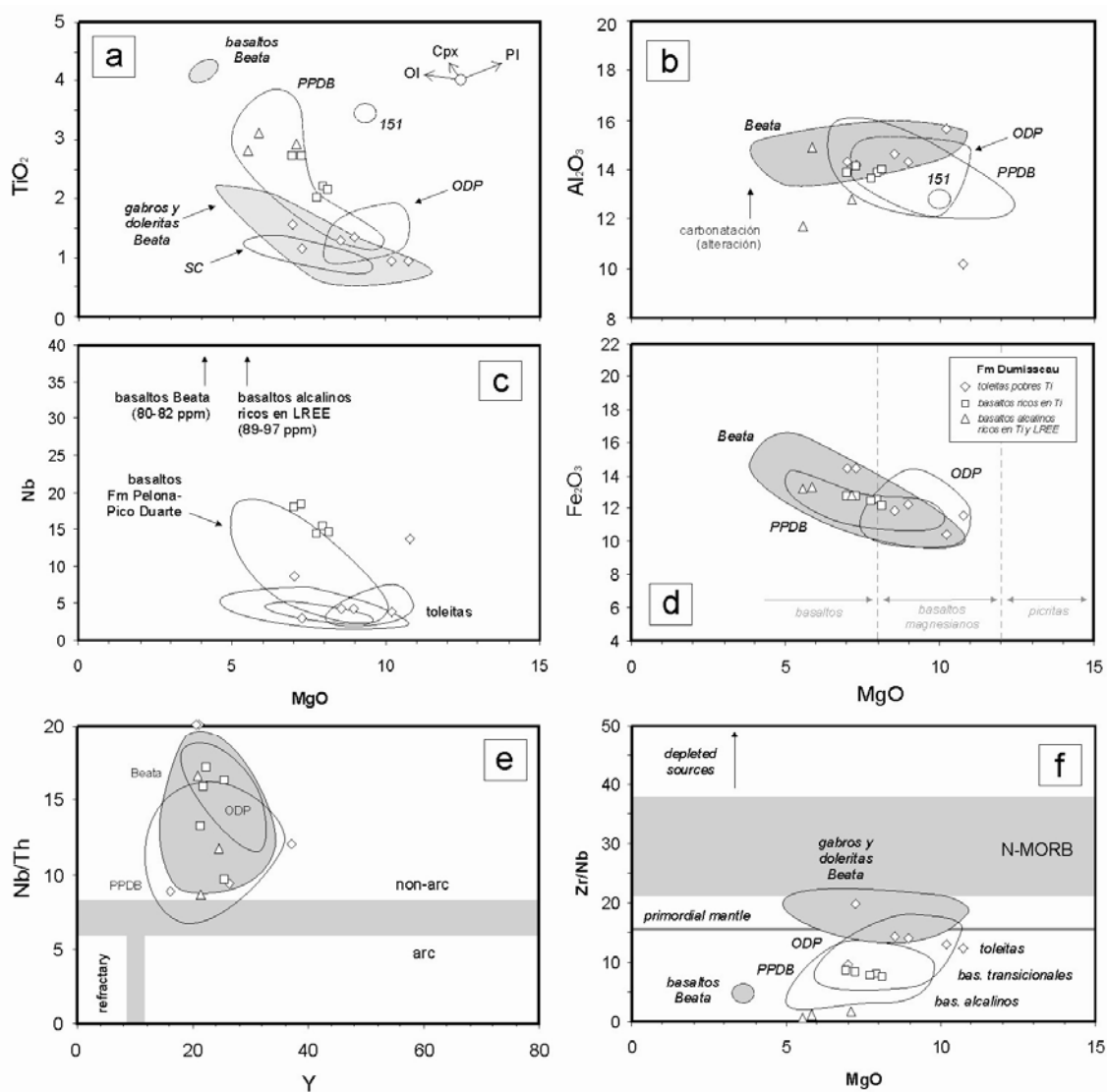


Figura 3.4. (a y b) Diagramas de TiO_2 , Al_2O_3 , Nb (ppm), Fe_2O_3 , Nb/Th (ppm) y Zr/Nb (ppm) frente al Mg# e Y (e), para los basaltos de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, mostrando como comparación los campos composicionales de las ígneas de la Dorsal de Beata (Révillon et al., 2000), los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte y del CLIP (Sinton et al., 1998).

3.4.4. Interpretación y correlaciones

Las rocas máficas de la Fm Dumisseau presentan una gran diversidad en la composición de elementos traza. Aunque no se ha podido establecer su estratigrafía, la unidad presenta las características de la gran provincia ígnea Caribeña (CLIP), como una gran

extensión geográfica, un total predominio de composiciones basálticas, altas tasas de producción de fundidos, ausencia de sedimentos autóctonos intercalados debido a la alta efusividad magmática, y una formación no directamente relacionada con procesos de apertura de fondo oceánico. Estos magmas no muestran evidencias de la adición de componentes subductivos en su petrogénesis ($Nb/Th > 8$; Figura 3.4). Los magmas relativamente empobrecidos y menos fraccionados de tipo I, que parecen ser ligeramente más jóvenes, proceden de altas tasas de fusión (10-20%) de un manto fértil somero, y los fundidos más enriquecidos de los tipos II y III fueron producto de menores tasas de fusión (<15 y <5%, respectivamente) de un manto más profundo con granate residual que fracciona las HREE. Por lo tanto, las fuentes mantélicas de la Fm Dumisseau posiblemente fueron más empobrecidas y someras con el tiempo, lo cual es consistente con el ascenso de un manto profundo a alta temperatura (p.ej. una pluma mantélica) bajo la corteza oceánica. No se descarta que la secuencia de basaltos de la Fm Dumisseau sea progresivamente emergente y desarrolle a techo las facies observadas de brechas, hialoclastitas y de flujos subaéreos muy vesiculares.

Para establecer comparaciones, en las Figuras 3.3 y 3.5 se han representado los basaltos de la Fm Dumisseau en Haití (Sen *et al.*, 1988), los basaltos de la Fm Pelona Pico Duarte (Escuder-Viruete *et al.*, 2009c, 2010), las rocas máficas muestreadas en la Cresta de Beata (Révillon *et al.*, 2000) y los basaltos perforados en el DSDP sites 146-153 (excepto 151; re-analizados por Jolly *et al.*, 2007). Como puede observarse, los magmas toleífticos de tipo I son geoquímicamente comparables a los basaltos de la Fm Dumisseau, los basaltos del DSDP (excepto 151), y a los gabros y doleritas de la Dorsal de Beata (80-75 Ma; Campaniense), así como a los basaltos de la Fm Siete Cabezas (Campaniense; Escuder-Viruete *et al.*, 2008, 2009c, *in press*). Estas características E-MORB son comunes en muchas de las lavas máficas del CLIP (Kerr *et al.*, 2002) y sugieren una similar fuente magmática empobrecida. La composición de los magmas transicionales y alcalinos de los tipos II y III es comparable a los basaltos de la Dorsal de Beata, los basaltos de la Fm Pelona-Pico Duarte, los basaltos del sitio 151 del DSDP.

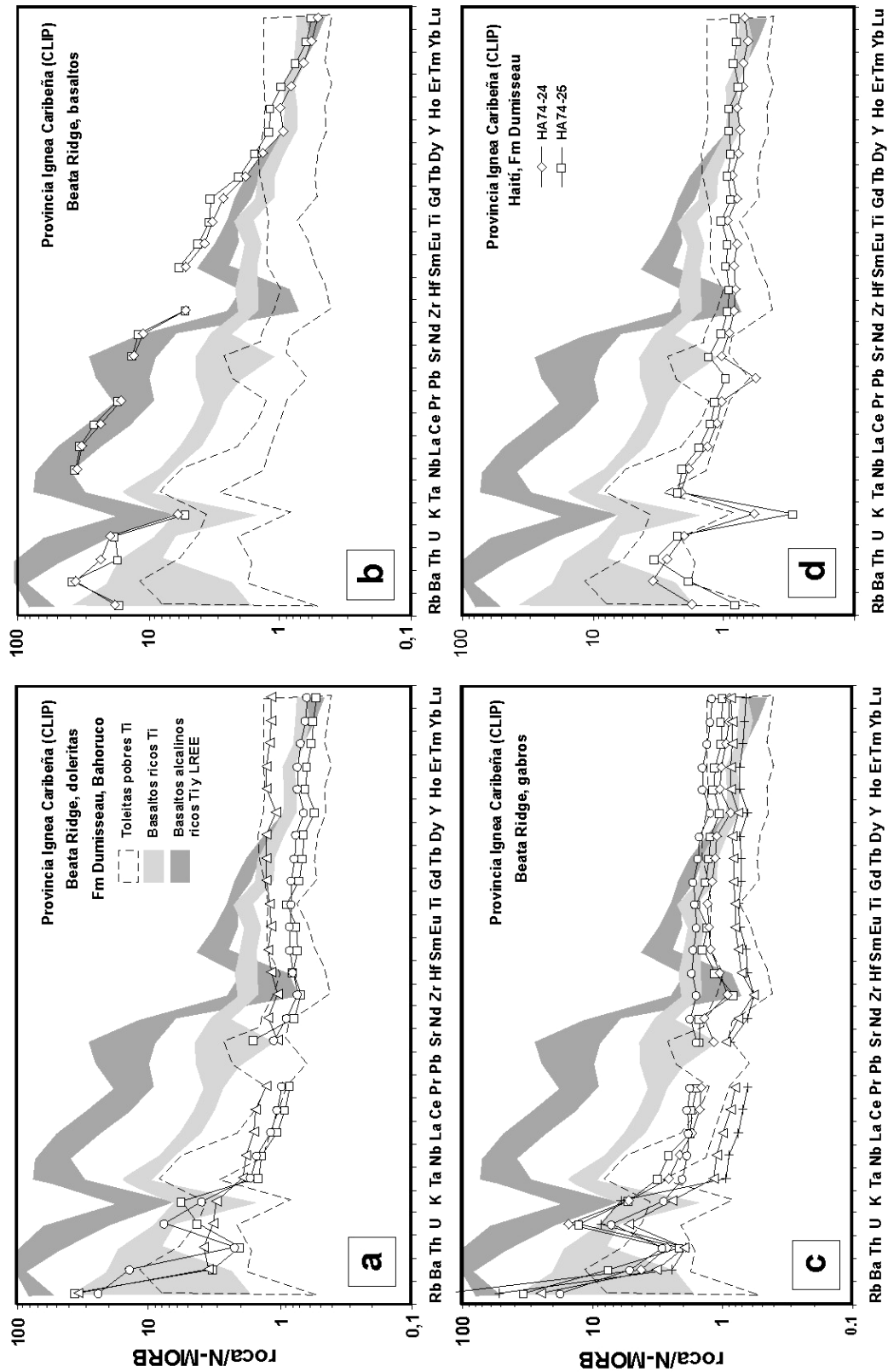


Figura 3.5. (a, b, c, d) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los diversos tipos geoquímicos de basaltos de la Fm Dumisseau en la Sierra de Bahoruco, y su comparación con los campos composicionales de las ígneas de la Dorsal de Beata (Révillon et al., 2000), y de la Fm Dumisseau (Sen et al., 1988; Sinton et al., 1998).

4. TECTÓNICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la hoja de Enriquillo y su evolución tectónica. Como preámbulo, se hace una exposición del contexto geodinámico de La Española, en cuyo sector más meridional se encuentra ubicada la Hoja. A continuación se realiza un marco geológico-estructural de la Península de Bahoruco, su relación con la Cuenca de Enriquillo, y un análisis de las grandes estructuras geológicas y dentro de este marco se describe la estructura de la Hoja.

4.1. Contexto geodinámico de La Española

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Figura 4.1). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) y Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988).

El margen septentrional de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter siniestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991b). La placa del Caribe se desplaza hoy día hacia el este con respecto a las placas Norte y sudamericana (Dolan y Mann, 1998; Dixon *et al.*, 1998; De Mets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002).

Al norte y noreste de la zona de estudio hay que destacar la Cordillera Central como elemento de primer orden en la geología de la isla, en cuyo segmento suroccidental, el más próximo a la zona de estudio se distinguen dos dominios principales (Mann *et al.*, 1991b; Dolan *et al.*, 1991, Heubeck y Mann, 1991; Hernáiz Huerta 2000a y b; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002): el basamento representado por formaciones oceánicas y de arco isla que fueron generadas y amalgamadas durante el intervalo Jurásico Superior-Eoceno (Bowin, 1966; Draper *et al.*, 1994, 1996; Lewis *et al.*, 2002), y el Cinturón de Peralta, una potente secuencia de rocas sedimentarias del Cretácico Superior-Pleistoceno que, con una dirección general NO-SE, se dispone a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central (Mann *et al.*, 1991b; Heubeck y Mann, 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

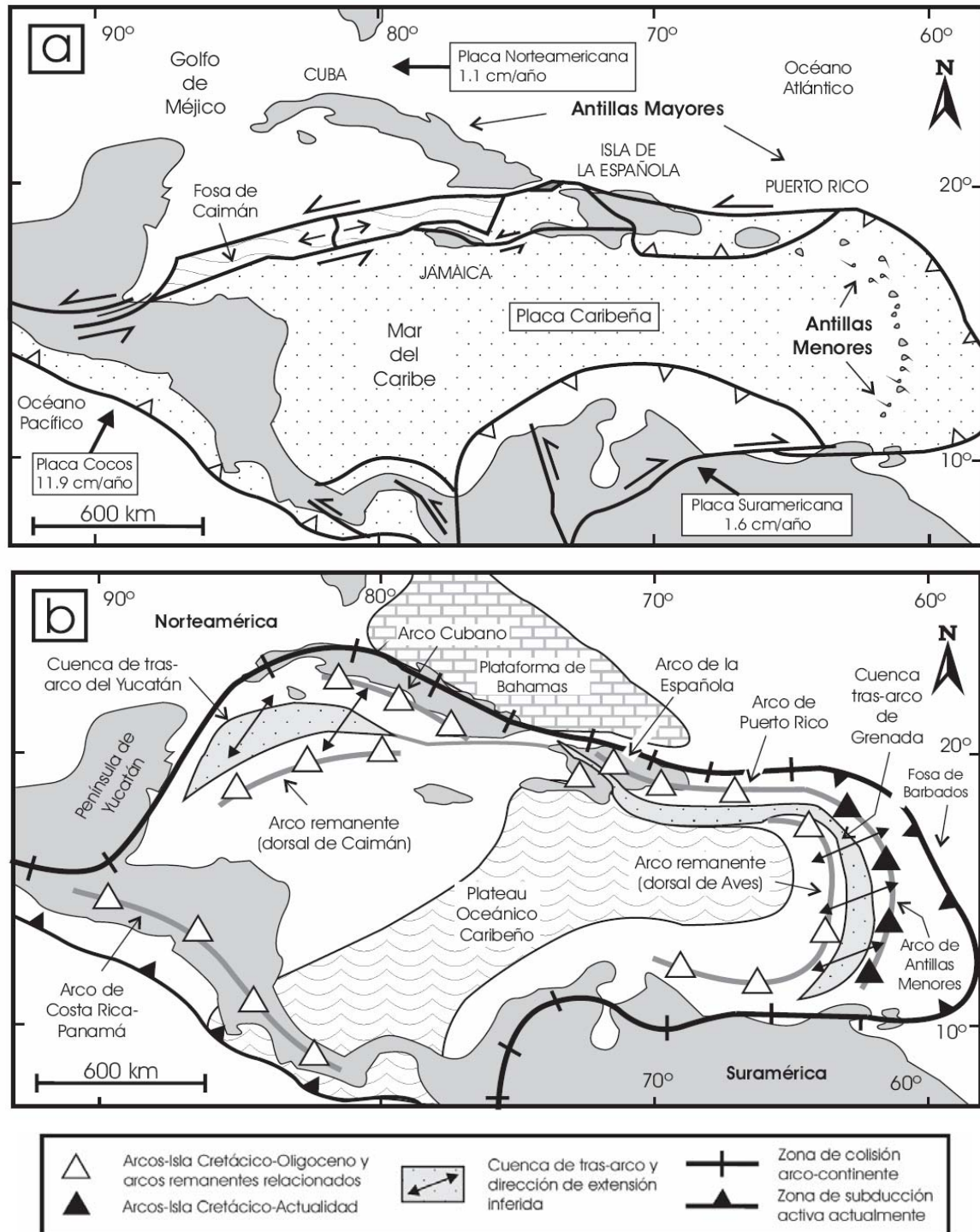


Figura 4.1. Comparación entre: (a) la configuración actual de las placas en la región caribeña (mod. de Mann, 1991; Lebrón y Perfit, 1994; Pindell, 1994); y (b) los principales elementos tectónicos del arco de isla Circum-Caribeño (AICC). La isla de La Española se sitúa sobre la zona de desgarre senestral (y de convergencia oblicua) activa que separa las placas Norteamericana y Caribeña. El oceánico ocupa la zona central de la actual zona caribeña. Notar la posición “tras-arco” del cinturón de cuencas del Yucatán, Antillas Mayores y Granada, cuya parte correspondiente a La Española se denomina Trois Rivières-Peralta. La plataforma carbonatada de Bahamas se desarrolló sobre la placa Norteamericana desde el Jurásico Superior.

4.2. Marco geológico estructural de la Península de Bahoruco

La estructura actual de la Península de Bahoruco, dentro del conjunto del sector meridional de La Española, es, a grandes rasgos, el resultado de la superposición de los procesos compresivos y colisionales que dan lugar a la elevación de la isla, resultado de la convergencia oblicua entre las placas caribeña y norteamericana desde el Eoceno. Sin embargo, a diferencia de los distintos dominios geológicos de La Española, este dominio permanece indeformado desde el Eoceno, hasta parte del Mioceno, donde se empieza a registrar el levantamiento de la parte de la meseta oceánica del Caribe (cresta de la Beata), que constituye la actual Península de Bahoruco. Este hecho, junto con la tectónica de desgarre, generada de manera simultánea con la elevación y producto de la citada convergencia oblicua izquierda, condiciona la evolución más reciente de la Península de Bahoruco.

La Península de Bahoruco puede dividirse, desde el punto de vista morfoestructural, en dos dominios claramente diferenciados (Figuras 4.1 y 4.2).

Por un lado se encuentra la Sierra de Bahoruco, que comprende las dos terceras partes septentrionales de la Península de Bahoruco y que constituye una cadena de montañas alargadas en sentido NO-SE, que alcanza su mayor altura en la Loma del Toro. La Sierra de Bahoruco muestra una estructura en grandes pliegues, de amplio radio, y va teniendo una mayor estructuración progresivamente en sentido suroeste-noreste, con desarrollo de pliegues más apretados, fallas inversas y de salto en dirección tanto más cerca del límite con la Cuenca de Enriquillo.

Este límite se produce a través de un sinuoso frente montañoso definido por la Zona de Falla de Bahoruco (ZFB) (Llinás, 1972; McLaughlin *et al.*, 1991). Por el contrario, el tercio meridional de la Península de Bahoruco corresponde a una zona peneplanizada (plataforma de Oviedo-Cabo Rojo), constituida por relieves suaves ligeramente elevados sobre el nivel del mar, donde se reconocen escasos pliegues de radios muy amplios y algunos sistemas de falla de poca importancia.

El rasgo más característico de la plataforma de Oviedo-Cabo Rojo es el modelado marino en terrazas de abrasión desarrolladas durante las oscilaciones del nivel del mar en el cuaternario (Abad *et al.*, 2008; 2009), que le confieren un aspecto escalonado al relieve de este sector.

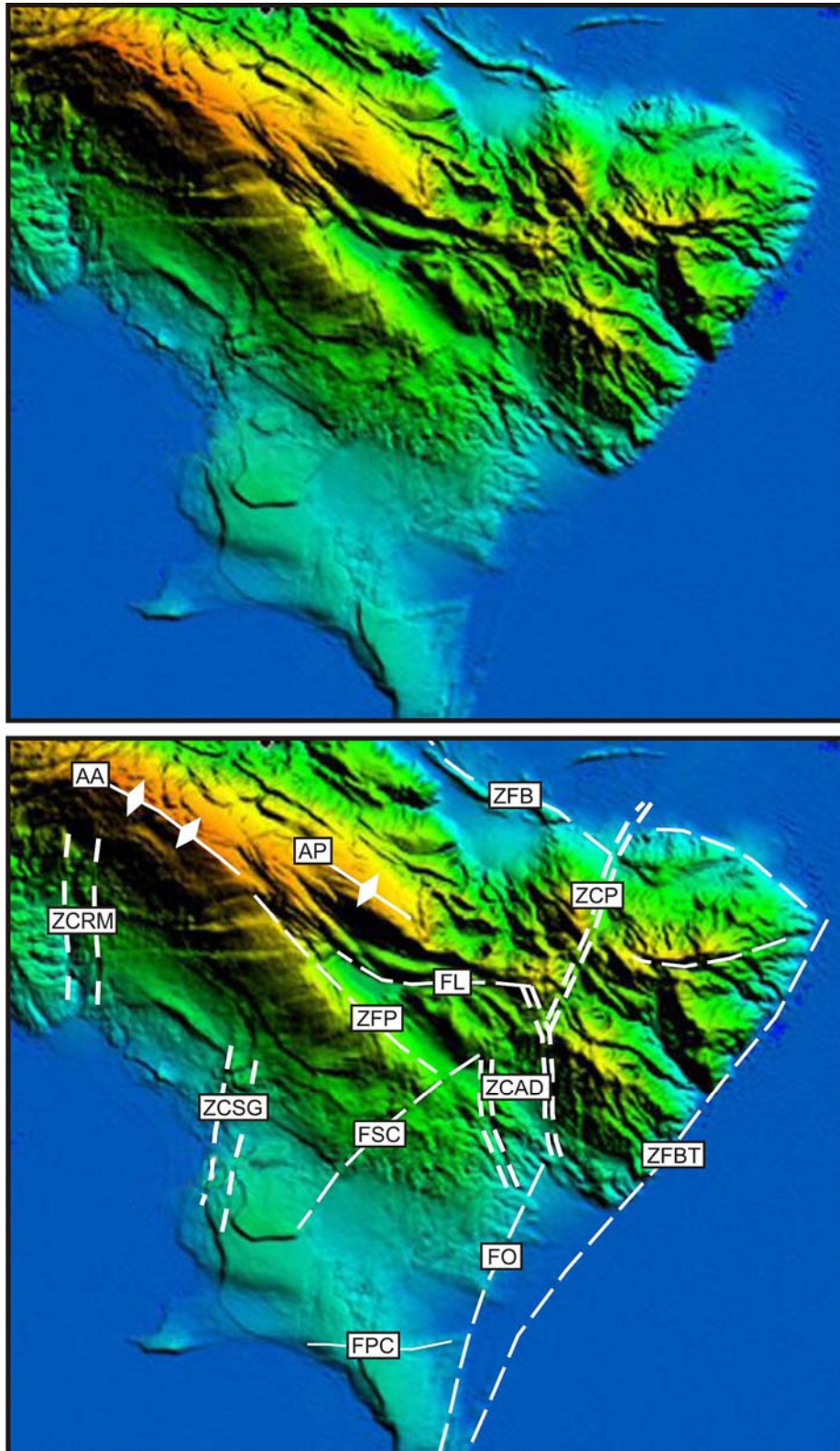


Figura 4.2. Modelo digital del terreno de la Sierra de Bahoruco y plataforma de Oviedo-Cabo Rojo. Las principales estructuras del dominio geológico se representan sobrepuestas al relieve. ZCAD, Zona de Cizalla de Arroyo Dulce. FSC, Falla de Sabana de Los Candelones. ZFP, Zona de Falla del Pelempito. ZCSG, Zona de Cizalla de Sabana Guaratén. FPC, Falla de Punta Ceminche. ZCRM, Zona de Cizalla del Río Mulito. ZCP, Zona de Cizalla de Polo. FO, Falla Oviedo. FL, Falla del Limonal. ZFB, Zona de Falla de Beata. AA, Anticlinal de Aceitillar. AP, Anticlinal de Los Pinos.

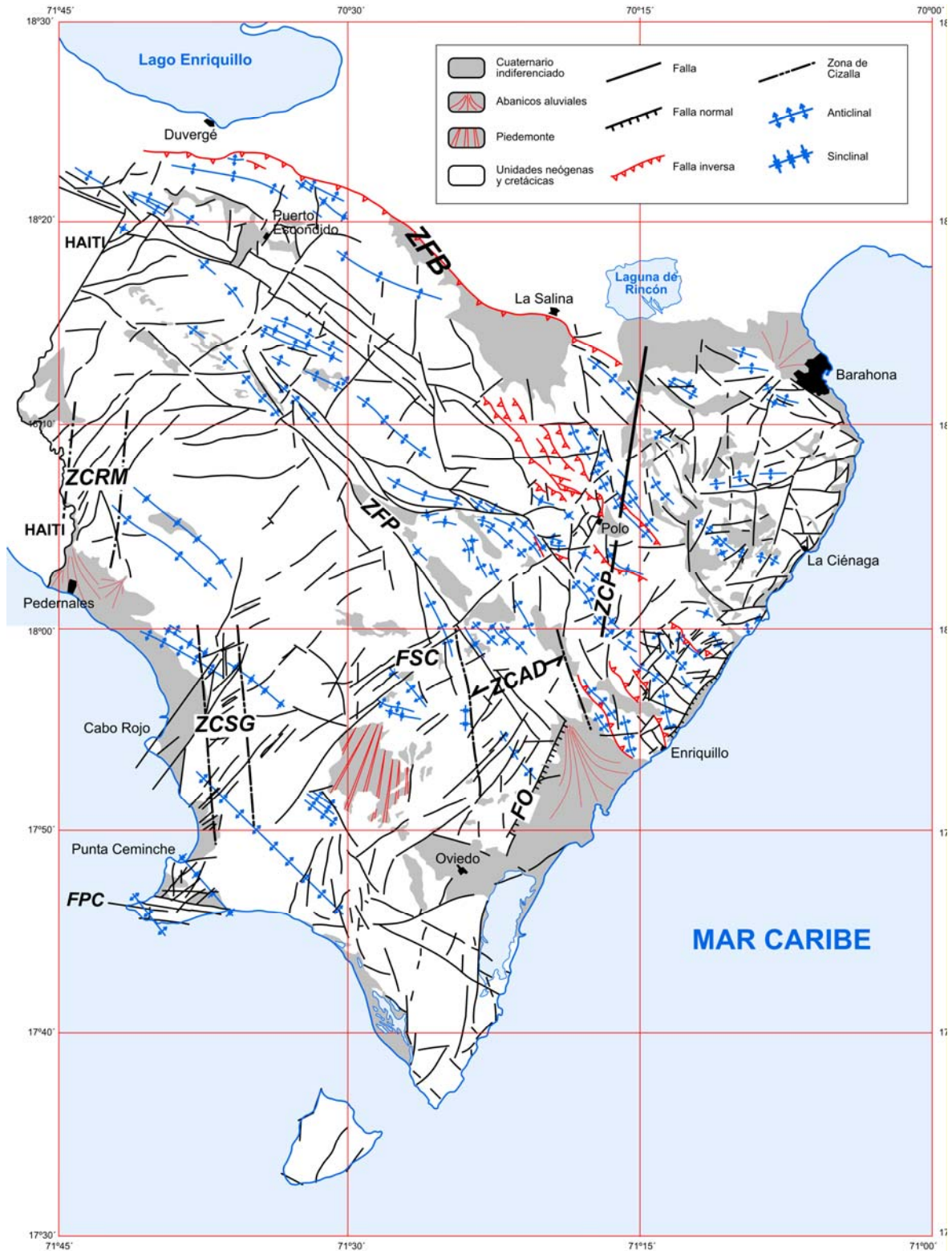


Figura 4.2 (cont). Esquema tectónico de la Sierra de Bahoruco y Planicie de Oviedo-Pedernales. ZFB, Zona de Falla de Bahoruco. ZCAD, Zona de Cizalla de Arroyo Dulce. FSC, Falla de Sabana de Los Candelones. ZFP, Zona de Falla del Pelempito. ZCSG, Zona de Cizalla de Sabana Guaratén. FPC, Falla de Punta Ceminche. ZCRM, Zona de Cizalla del Río Mulito. ZCP, Zona de Cizalla de Polo. FO, Falla Oviedo. FL, Falla del Limonal.

4.2.1. El margen septentrional de la Sierra de Bahoruco

La estructura del margen septentrional de la sierra de Bahoruco es relativamente sencillo y se puede resumir en los siguientes puntos: disposición monoclinal hacia el NNE, o suavemente plegada, de las series calcáreas de las Formaciones Neiba y de la Unidad Barahona; desarrollo de un frente de mayor deformación, bastante neto, al pie de la sierra, asociado al cabalgamiento de estas formaciones sobre la cuenca de Enriquillo (Zona de Falla de Bahoruco, ZFB); y presencia de fallas rectilíneas de dirección NO-SE con movimiento vertical inverso y en dirección que, en parte, modifican este frente y producen la compartimentación de todo el flanco en bloques progresivamente más elevados hacia el interior de la sierra y ligeramente cabalgantes hacia el exterior de la misma. La tendencia monoclinal hacia el N-NE o suavemente plegada de la serie carbonatada de la Fm Neiba o la Unidad de Barahona se observa bien en paisaje y queda reflejada en los cortes generales (Figura 4.3).

En el borde septentrional de la Sierra de Bahoruco, el estilo estructural pasa a ser el de un frente deformado, muy localizado, que marca el contacto con la cuenca de Enriquillo (ZFB). El contacto es cabalgante y se resuelve mediante un sistema de fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo que suman desplazamientos verticales para el conjunto de la sierra superiores a los 3.000 m (Díaz de Neira, 2004b).

4.2.2. La Cresta de Beata (Beata Ridge)

Un elemento estructural a considerar en la región es la cresta oceánica de Beata (Heubeck y Mann, 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el norte que se dispone en el centro de la meseta oceánica del Caribe, con una dirección NNE-SSO, transversalmente al límite meridional de La Española y al septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann *et al.* (1991c), la cresta de Beata funcionó a partir del Plioceno Medio como una indentación, empujada desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy, 1997).

4.2.3. Grandes estructuras en la Península de Bahoruco

En la Península de Bahoruco se pueden resaltar diversas estructuras que por su cierta relevancia e importancia, se analizan con detenimiento. Dentro de estas estructuras se encuentran zonas de cizalla de basamento que afectan a la cobertera, grandes pliegues y zonas de falla, que se describen brevemente a continuación.

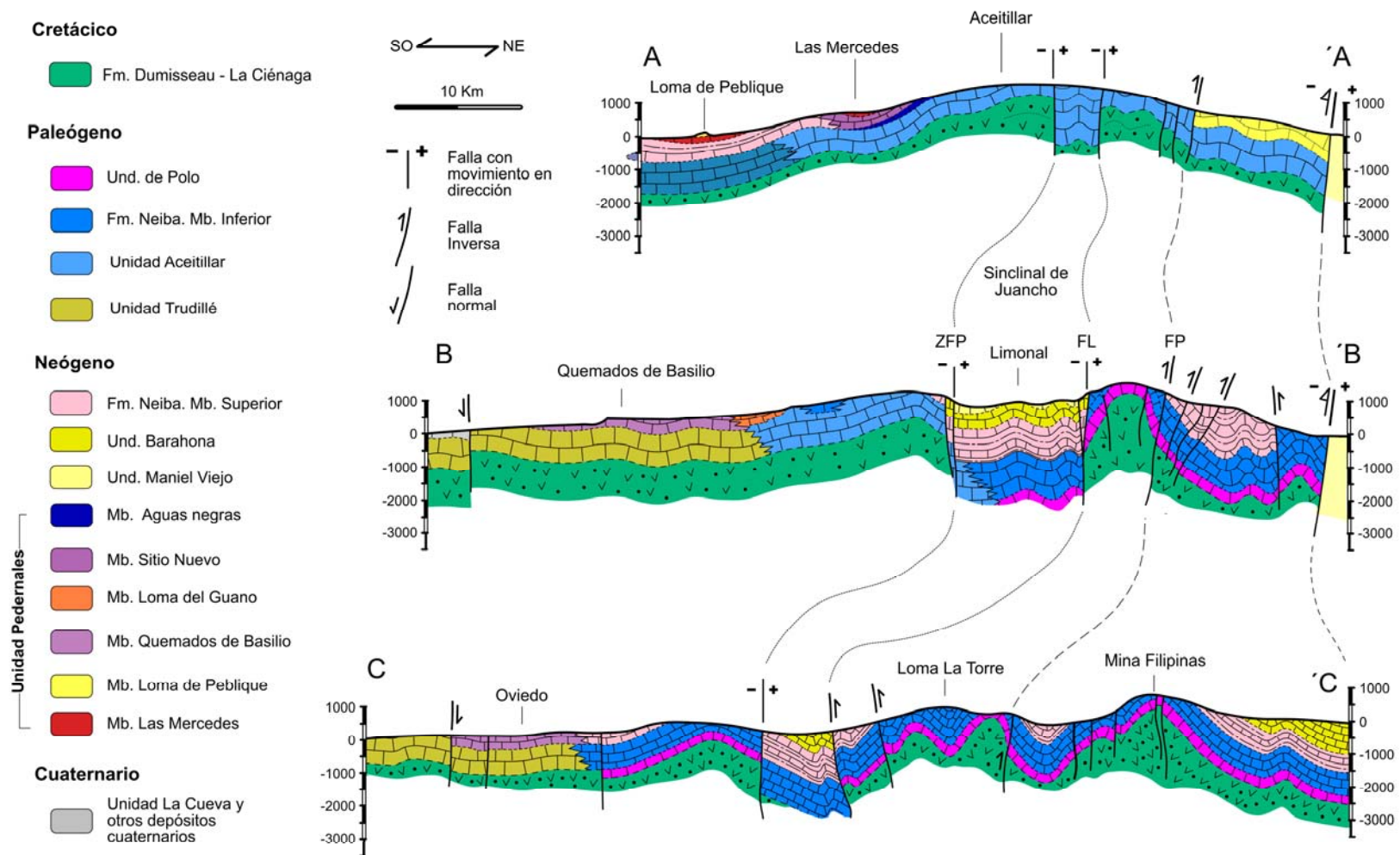


Figura 4.3. Cortes geológicos con los principales elementos estructurales de la Sierra de Bahoruco y Planicie de Oviedo-Pedernales. ZFP, Zona de Falla del Pelempito; FL, Falla de El Limonar; FP, Falla de Polo. La situación de los cortes puede consultarse en la figura 2.2.

4.2.3.1. Pliegues

Dentro de la Península de Bahoruco existen también grandes estructuras que corresponden a pliegues. Particularmente son importantes dentro del conjunto orográfico de la región el Anticlinal de Aceitillar y Polo, el Sinclinorio de Juancho y los Anticlinorios de Los Pinos, Loma La Torre y Filipinas (Figuras 4.2 y 4.3). En la Península de Bahoruco existe una diferencia entre el grado de plegamiento existente en la parte meridional (Plataforma de Oviedo-Cabo Rojo), donde se observan pliegues de muy amplio radio, de dirección NO/SE con flancos que buzan generalmente menos de 20°, y donde alguno de estos pliegues parece responder a movimientos producidos por una tectónica activa (afectan a las paleosuperficies de erosión cuaternarias) y la Sierra de Bahoruco.

En este último dominio se encuentran también pliegues de amplio radio, cilíndricos, que producen grandes anticlinales suaves (Aceitillar) y que en conjunto, forman anticlinorios más o menos cortados por fallas que constituyen las elevaciones más altas de la Sierra de Bahoruco (Loma del Toro).

Es destacable en prácticamente toda la región la presencia de pliegues con doble inmersión y también con doble vergencia (NE y SO), con morfologías en cofre (Anticlinal de Polo o Anticlinorio de la Loma de la Torre), que presentan ambos flancos muy verticalizados. Los pliegues de doble inmersión son más frecuentes dentro de la Zona de Cizalla de Arroyo Dulce, dentro del Sinclinorio de Juancho, donde se reconocen muy bien los anticlinales, pero los sinclinales están cortados por fallas transversales que generan morfologías *en echelon* y arrastres, producidos por la acomodación de la cobertera debido al funcionamiento de una zona de cizalla izquierda en el basamento.

4.2.3.2. La fracturación

La zona de estudio está afectada por una intensa fracturación, cuyo estudio de detalle excede los objetivos del trabajo. En la figura 4.4 se representa un diagrama con las direcciones de las principales fallas y fracturas que afectan al ámbito de estudio, seleccionadas y sintetizadas a partir de las cartografías a escala 1:50.000 de cada Hoja. Aunque aparentemente existe una amplia distribución de los direcciones en las fallas, uno de los sistemas de fallas, el NE-SO, es el que aparece mayoritariamente representado frente a los demás. Este sistema, cuando se ha podido ver en el campo está compuesto por fallas de desgarre, con estrías subhorizontales que muestran una componentes dextra.

Aunque aparentemente existe una amplia distribución de los direcciones en las fallas, uno de los sistemas de fallas, el NE-SO, es el que aparece mayoritariamente representado frente a los demás. Este sistema, cuando se ha podido ver en el campo está compuesto por fallas de desgarre, con estrías subhorizontales que muestran componentes dexas. En menor medida, existen fallas con una componente normal. Este sistema está representado por la Falla de la Beata y por otras fallas importantes (Zona de Cizalla de Polo o continuación al NO de la Falla de Oviedo) y altera, corta y modifica las trazas de los pliegues y cabalgamientos, mostrando su carácter tardío respecto a la formación de pliegues y fallas inversas, aunque en algunos sectores pueden tener relaciones genéticas de simultaneidad.

4.3. La estructura de la Hoja de Enriquillo

La estructura de la Hoja de Enriquillo está conformada por grandes estructuras de relieves positivos constituidos por pliegues de menores dimensiones que, a su vez, configuran el anticlinorio conocido como de Enriquillo. Dichas estructuras se extienden a lo largo de la hoja con dirección NO-SE. Son pliegues de geometría cónica, de escala kilométrica, con doble inmersión de sus charnelas y también doble vergencia (NE y SO). Existe un relevo relativamente rápido de los pliegues, generándose una disposición escalonada de los mismos. Presentan flancos de buzamiento bastante pronunciados en comparación a otros sectores próximos de la sierra, pero variable según el sector considerado. Localmente el buzamiento de las capas se acentúa en las proximidades de fallas inversas, desarrollándose en ocasiones flancos inversos.

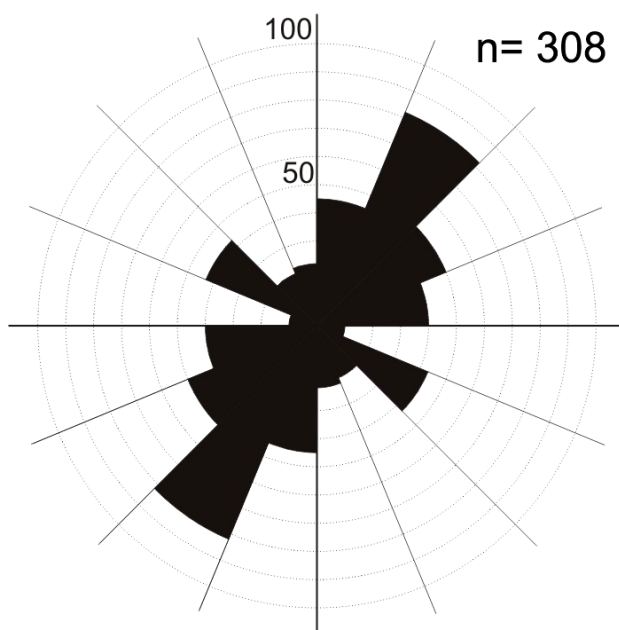


Figura 4.4. Rosa de los vientos de direcciones de fallas medidas en la Sierra de Bahoruco. Proyección equiareal. n es el, número de datos de la proyección

Los anticlinales más importantes son los de la Loma de María Teresa y Los Cerros de Mahoche, que suponen los relieves más importantes de la zona y en cuyo núcleo afloran los materiales de la Unidad Polo y la Fm Dumisseau-La Ciénaga. El único sinclinal de importancia es el de Los Blancos, en el sector central de la hoja, donde aflora el Mb superior de la Fm Neiba. El fuerte ángulo de inmersión del eje de los pliegues hacia el SO y la existencia de fallas transversales, con componente normal, en el litoral hacen que estas estructuras desaparezcan bruscamente en la costa formando acantiladas muy escarpadas.

El flanco occidental del anticlinorio de Enriquillo se caracteriza por la presencia de un sistema fallas con dirección aproximada N°135-150°E, vergencia hacia el SO, importante componente de movimiento vertical inverso y dirección senestral. Esta familia de fallas es la mejor representada en toda la hoja. Se concentran en el sector suroccidental de la hoja afectando principalmente a la Fm Neiba y, en parte, modifican este frente y producen la compartimentación de todo el flanco en bloques progresivamente más elevados hacia el interior del anticlinorio de Enriquillo y ligeramente cabalgantes hacia el exterior del mismo. Entre ellas destaca por su continuidad la Falla de Enriquillo, de trazo ligeramente curvado y dimensiones kilométricas. En algunas ocasiones, tal y como puede apreciarse en el mirador de Enriquillo, se ha podido observar como este sistema de fallas ha experimentado un rejuego extensional. En este punto las fallas presentan un comportamiento normal y desarrollo de un intenso entramado de fracturas sintéticas y antitéticas, de escasas dimensiones y salto, que configuran sucesivas fosas y pilares en los materiales de la Fm Neiba.

El segundo sistema de fallas mejor representado en la hoja es de dirección N40°E aproximadamente. Este sistema conforma una densa red de fracturas, de gran longitud, que cortan y desnivelan el anticlinorio de Enriquillo. Dentro de esta familia la fractura más importante, a escala regional, es la continuación, imprecisa y hacia el SO, de la denominada Zona de Falla de Beata, que se encuentra marcando el límite oriental de la Península de Bahoruco, desde Punta Beata hasta Barahona, donde queda sumergida y continúa hasta la Bahía de Ocoa, en Azua.

La Falla de Beata corresponde a una zona de falla de dirección N40°E aproximadamente, condicionando claramente la línea de costas del Mar Caribe, con una distribución de la deformación en unos pocos kilómetros, a través de fallas discretas de poca continuidad lateral (unos cientos de metros). En detalle, es una zona cinemáticamente compleja

puesto que no se han obtenido datos estructurales que parezcan obedecer a un campo de esfuerzos único, y el sólo hecho de limitar el mar de la península, justificaría que se tratara de una zona de falla con una componente normal que hundiría el bloque oriental. Desde el punto de vista fisiográfico, además, constituye el límite hacia el este de la elevación de la Cresta de Beata (*Beata Ridge*), con una diferencia de varios miles metros entre la zona emergida y la zona más profunda que se encuentra en el margen este de la Península de Bahoruco, resuelta en unos pocos kilómetros, por lo que debe de corresponder a una zona con una deformación compleja y seguramente polifásica.

En la región de la Ciénaga, el hecho de que afloren materiales del “basamento” volcánico, es significativo, y es seguro que tal circunstancia está en relación con el funcionamiento de la zona de falla. En Enriquillo la zona de falla está representada por un conjunto de fracturas normales, de salto no cuantificable, localizadas en el litoral a partir de las que se generan escarpes. Al pie de este escarpe se han instalado numerosos abanicos aluviales antiguos y coluviones, o bien se desarrollan los acantilados de Ojeda y Los Patos

Otra familia de fallas bien representada en la hoja es la de dirección aproximada N50°-60°E. Aparece en toda su extensión pero tiende a concentrarse en el flanco oriental del anticlinorio de Enriquillo, en el sector nororiental de la hoja. Son fallas de desgarre de plano vertical y sentido de movimiento senestral, en general de unos pocos decenas de metros de salto en dirección, con excepción de la Falla de Paraíso, cuyo desplazamiento parece haber sido de escala kilométrica. Su componente de movimiento vertical es prácticamente despreciable.

4.4. Interpretación y evolución tectónica de la zona de estudio

La integración de los datos estructurales procedentes de todas las Hojas que engloban la Península de Bahoruco, junto con algunos datos de la Cuenca de Enriquillo y de las sierras cercanas (Neiba y Martín García), permite comprender mejor el tipo de deformación regional y la relación entre las diferentes estructuras. De esta forma se elabora un modelo de evolución tectónica general que sirve para toda la parte meridional de La Española.

A partir de los datos obtenidos en este proyecto, y partiendo del conocimiento del Proyecto K (del Proyecto SYSMIN) de Cartografía Geológica de la República Dominicana y de datos ya existentes (Díaz de Neira, 2000a y b; Gómez-Sáinz, 2000; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002; Mann *et al.*, 1991c; Mann *et al.*, 1999) se puede observar que

estructura de la Península de Bahoruco está dominada por estructuras contractivas con una fuerte participación de desgarres, al igual que sucede en la mayor parte de dominios geológicos de La Española. Para el análisis de una zona de este tipo se debe tener en cuenta tanto la geometría en corte de las estructuras como su desarrollo en planta, debido a la fuerte componente lateral de los movimientos.

La Figura 3.2 presenta un mapa estructural integrado, elaborado a partir de las diferentes Hojas del proyecto y la figura 3.3, muestra una serie de cortes realizados a través de las estructuras mayores. En los cortes seriados se puede observar el carácter compresivo de la estructura general, que viene definida por cabalgamientos de alto ángulo y vergencias opuestas, junto con pliegues de amplio radio en el sector meridional y algo más apretados en el margen septentrional de la Sierra de Bahoruco. También se puede observar en los cortes seriados como el corte más occidental, que atraviesa la Sierra de Bahoruco desde Pedernales a Puerto Escondido, la deformación es suave en su conjunto, con un acortamiento leve, y donde el sinclinorio de Juancho es muy reducido. También hay que resaltar que no son cortes geológicos de “*plane strain*”, debido a la existencia de muchos desplazamientos fuera del plano (desgarres) y por ello sólo proporcionan una idea de una componente del acortamiento, que es el medido perpendicularmente a la dirección de los pliegues.

El acortamiento estimado para la Península de Bahoruco para la base de la Fm Neiba y equivalentes se ha calculado de 5,8 kms (11%) para la transversal de Pedernales (corte A-A') y de 15,6 kms (17%) para la transversal más oriental (corte C-C'). Como se observa en el esquema estructural y en los cortes, el acortamiento es mucho mayor en la parte oriental de la Península de Bahoruco que en la occidental.

La estructura, en corte, de la sierra de Bahoruco muestra una evidente asociación del plegamiento, incluida la franja frontal más deformada, a fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo sobre la Cuenca de Enriquillo. La geometría dominante es de pliegues con ángulos entre flancos relativamente abiertos (120°), en la parte meridional, a algo más cerrados (75°) en el frente con la Cuenca de Enriquillo, y planos axiales subverticales, con escasos ejemplos ligeramente vergentes al sur o al norte.

De acuerdo con lo anterior, la evolución estructural de la zona de estudio se explica bien en un contexto compresivo regulado por desgarres senestrales, es decir, en un contexto transpresivo levógiro. El modelo que se propone responde a un modelo sencillo de cizalla subvertical en régimen transpresivo (o de convergencia oblicua) senestral que, con

dirección E-O y dimensiones regionales afectaría en su totalidad al ámbito de la zona de estudio durante un amplio lapso de tiempo, de acuerdo con los sedimentos sintectónicos asociados. La dirección de máximo esfuerzo, NE-SO, es aproximadamente normal a la traza de los pliegues y cabalgamientos principales y coincide con la obtenida por algunos autores mediante el análisis de la fracturación (Van den Berghe, 1983). Al tratarse de una región con una fuerte heterogeneidad litológica sometida a una deformación rotacional, es difícil clasificar cada una de las estructuras existentes y atribuirles con precisión a un determinado sistema dentro del citado modelo; no obstante, los atributos de las fracturas y la posición de los pliegues y cabalgamientos muestran un alto grado de acuerdo con la interpretación global.

4.4.1. Edad de la deformación

La deformación principal en la zona de estudio ocurre a partir del Plioceno con el levantamiento continuado de las sierras de Neiba, Bahoruco y Martín García y su cabalgamiento sobre la cuenca de Enriquillo. Este evento se produce como consecuencia de la colisión y convergencia oblicua y continuada de las placas caribeña y norteamericana desde el Plioceno hasta la actualidad en toda la isla.

El análisis de la subsidencia de la cuenca mediante la descompactación de la columna de sedimentos registrada en el sondeo Charco Largo (Mann *et al.*, 1999) refleja el primer impulso tectónico, correspondiente al depósito de la Fm Trinchera y a la parte baja de la Fm Angostura en el ámbito de la Sierra de Neiba y Martín García.

Posteriormente, a este impulso principal, la deformación proseguiría durante el depósito de las formaciones Arroyo Blanco (Las Salinas), Arroyo Seco y Jimaní durante el Plioceno superior y Pleistoceno. Estas formaciones constituyen el relleno principal en el sector central de la cuenca, con un espesor total cercano a los 3.000 m y en los márgenes de la cuenca, llevan asociadas tectofacies conglomeráticas que proceden directamente de la denudación de las sierras limítrofes. Aunque es muy posible que estas tectofacies se desarrollaran a lo largo de la totalidad de sus respectivas secuencias, parece que se concentran principalmente a techo de las mismas (Fm Arroyo Seco a techo de la Fm Arroyo Blanco y conglomerados rojos de la unidad superior de la Fm Jimaní). Los conglomerados rojos de la unidad superior de la Fm Jimaní parecen enrasar, en la sierra de Bahoruco, con una primera superficie de erosión regional a la que estarían ligados fenómenos de alteración y karstificación a gran escala.

De esta forma, tras su levantamiento en el Plioceno, la elevación de la Sierra de Bahoruco continúa durante todo el Pleistoceno hasta prácticamente la actualidad como consecuencia del avance de la Cordillera Central. Este proceso regional queda registrado inicialmente en la sucesión sedimentaria néogena descrita en la zona de estudio, que refleja una progresiva somerización que se inicia en el Mioceno en ambientes de rampa externas (Fm Neiba y equivalentes), se prolonga con el desarrollo de plataformas internas someras y arrecifales costeros (unidades Barahona, Peblikue y La Cueva) durante el Mio-Plioceno y finaliza en el Pleistoceno con la emersión y exposición de la cuenca.

Otro evento importante a señalar en el Sur de La Española es, desde finales del Plioceno hasta la actualidad, la indentación de la cresta de la Beata en la Bahía de Ocoa. Esta indentación ha producido el arqueamiento y la posterior ruptura de las estructuras del ámbito de la bahía; o el desarrollo de un intenso volcanismo de afinidad geoquímica heterogénea en el la Cordillera Central y la Cuenca de San Juan (Hernáiz-Huerta, 2004a). Sin embargo, la influencia que posee el avance de la cresta de Beata en la Península de Bahoruco no es tan evidente como la mostrada en la Bahía de Ocoa, a excepción de algunas estructuras evidentes desde un punto de vista cartográfico.

Dentro de estas estructuras relacionadas con la indentación podrían encontrarse las zonas de cizalla de basamento que afectan a la cobertera (Zona de cizalla de Arroyo Dulce, Cabo Rojo y Polo) y la Zona de Falla de Beata, todas ellas muy activas durante el cuaternario, aunque actualmente no podemos asegurar que su origen pueda estar relacionado con la indentación de la cresta de Beata en los dominios meridionales de La Española. No es descartable que la aparición de estas estructuras, de orientación N-S, sea un mecanismo de acomodación de la deformación producida por el empuje hacia el norte de los basaltos de plateau en la Península de Bahoruco y, por tanto, posterior a la etapa de deformación principal en esta zona.

4.5. Tectónica activa

No existen evidencias claras de una tectónica especialmente activa en la Hoja de Enriquillo. Únicamente el desarrollo de sistemas arrecifales pleistocenos, colgados a diferentes cotas con respecto al nivel de base actual, denota el funcionamiento de una tectónica y el levantamiento de la Sierra de Bahoruco a lo largo del Pleistoceno. El fuerte encajamiento de la red fluvial, al margen del claro control estructural que experimentan los arroyos y cañadas de la región, parece apuntar también hacia esta posibilidad.

Por otro lado, en los afloramientos cuaternarios del pueblo de Enriquillo se han observado fallas normales, de dirección aproximada NE-SO y pequeño salto, que se propagan en los materiales tanto costeros como aluviales descritos en esta zona. Este mismo sistema de fracturas, paralelos a la Falla de Beata, llegan a desarrollar facetas triangulares, en general muy degradadas y sólo observables por fotointerpretación, cuando afectan a materiales del sustrato terciario y adquieren una magnitud mayor.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1 Análisis geomorfológico

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, (litología y estructura); y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los diversos agentes de la erosión.

5.1.1. Estudio morfoestructural

La hoja de Enriquillo comprende o se integra en un único dominio morfoestructural, designado a escala regional como vertiente septentrional de la Sierra de Bahoruco, del que afloran, en este lugar, las series calizo margosas, con edades que abarcan desde el Eoceno al Mioceno, junto con facies afines a una llanura oceánica, previa al depósito de las series anteriores, de edad cretácica, la formación Dumisseau-La Ciénaga. En el reducido ámbito de la zona de estudio, dichos materiales aparecen deformados por pliegues apretados de dirección NO-SE, con fallas direccionales y fallas inversas de la misma dirección. Estas últimas configuran en este sector una estructura con doble vergencia (al noreste y al suroeste), que aparece intensamente compartimentada por fallas perpendiculares a las anteriores y paralelas a la costa, que han debido de intervenir en la configuración reciente del relieve escalonado con el que finaliza la sierra de Bahoruco en su encuentro con la costa.

5.1.1.1 Formas estructurales

Entre las debidas a plegamiento se han identificado en este sector algunos resaltes en capas inclinadas. Por lo general, y pese al accidentado relieve los pliegues no presentan expresión morfológica clara, posiblemente a causa de la abundante vegetación y los acelerados procesos de meteorización.

Las fallas y fallas supuestas con expresión morfológica se agrupan en torno a las dos familias principales ya mencionadas: una con dirección NO-SE a ONO-ESE, y otra familia de fallas transversales y aproximadamente perpendiculares a la anterior (NNE-SSO). Tres de las fallas pertenecientes a la primera familia son fallas inversas, con vergencia al suroeste y al noreste. Otras aparecen como valles fractura y como fallas con indicación de bloque hundido. Estas últimas son más frecuentes entre las de la segunda familia,

llegando a presentar facetas triangulares de escarpes de falla, las cuales son más evidentes en la fotointerpretación que en los reconocimientos del terreno, ya que aparecen bastante degradadas por la erosión de las laderas.

5.1.2. Estudio del modelado

En lo que sigue se describen las formas erosivas y de depósito, agrupadas según su origen o procesos morfogenéticos que las han generado.

5.1.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los importantes desniveles existentes en el ámbito de la hoja, estas formas presentan un desarrollo moderado, debido al rápido retroceso de las vertientes ligado a la elevada tasa de incisión fluvial.

Los coluviones aparecen restringidos en su mayor parte a las laderas más próximas a la costa, donde cubren diversos recintos de laderas regularizadas en relación con los cauces actuales o con alguna ruptura de pendiente debida a cambios en la litología del sustrato.

5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Entre las formas erosivas, la incisión fluvial es la más representativa, por el gran número de cañadas y torrentes que constituyen el accidentado relieve. En las culminaciones del relieve se pueden identificar algunas aristas de interfluvios, cuando la incisión fluvial es más acusada, nunca cuando aparecen coronados por restos de alteritas, dado que este caso presentan forma alomada y deben corresponder a restos de superficies de erosión. En algunas de las cabeceras de esta red de drenaje se han identificado algunas cárcavas.

Las formas de depósito más representativas son los fondos de valle y los abanicos torrenciales. En el centro de la hoja, los primeros muestran un trazado rectilíneo como consecuencia de su fuerte pendiente, aunque no es descartable que exista cierto control estructural.

Los abanicos torrenciales presentan dos generaciones. Los más recientes y todavía funcionales, son de pequeña extensión y quedan restringidos al extremo meridional de la hoja, donde sus ápices parecen estar relacionados con la traza de una fractura. La

generación de abanicos antiguos aparece elevada entre 15 y 20 m sobre los cauces fluviales y abanicos actuales, y se restringen a la estrecha plataforma o banda costera situada en la base del relieve costero de la sierra de Bahoruco.

El único depósito identificado como terraza fluvial se sitúa en las inmediaciones de la desembocadura del río Nizaito, a una decena de metros sobre el fondo de valle. Dada su posición topográfica, podrían correlacionarse con los abanicos de la primera generación.

5.1.2.3. Formas marinas-litorales

Aunque de escasa altura, los acantilados son la forma erosiva litoral más desarrollada. Entre las formas de depósito, las playas de cantos son las más representativas. Aparecen adosadas al acantilado anterior a lo largo de toda la costa, con una anchura que no suele superar la decena de metros.

5.2. Evolución e historia geomorfológica

El relieve actual y los dominios morfoestructurales del área son el resultado de la deformación y emersión, desde el Mioceno a la actualidad, de la cuenca marina en la que se generaron las diferentes unidades y formaciones cretácico-pliocenas. Durante el Mioceno, en un régimen transpresivo, se produjo la formación y distribución de las cordilleras y depresiones existentes (sierras de Neiba, Martín García, Bahoruco y cordillera Central y cuencas de Enriquillo, Azua y Llanura Costera del Caribe). En el Cuaternario, bajo el mismo régimen tectónico, se han generado diversas estructuras en el relleno cuaternario de las cuencas, así como en los depósitos fluviales que orlan los relieves principales.

El régimen transpresivo mencionado, que actuó durante el Mioceno-Plioceno, produjo la estructuración esencial del área de estudio, la cual permite definir a escala regional dos dominios morfoestructurales: vertiente septentrional y vertiente meridional de la sierra de Bahoruco. El primero se caracteriza por la existencia de fallas transcurrentes y pliegues apretados, según la dirección NO-SE. El segundo responde en esencia a un relieve monoclinial que, de norte a sur, desciende de forma uniforme desde las cumbres de la mencionada sierra hasta el nivel del mar, con suaves pliegues cuyo desarrollo ha proseguido en tiempos recientes.

El levantamiento continuado de la isla durante el Cuaternario, junto episodios transgresivos del mar, generaron hasta cinco terrazas marinas principales, o con continuidad regional, que cubren la vertiente meridional de la sierra de Batoruco y gran parte de la península con el mismo nombre, entre la cota 500 m, aproximadamente, y la costa actual. En el sector septentrional de la hoja de Arroyo Dulce, los mismos máximos marinos actuaron como nivel de base para el modelado fluvial, con él que se crearon sucesivas superficies de erosión, de las cuales las tres más altas muestran continuidad lateral con las terrazas marinas equivalentes. La designada como S_1 es la que presenta mayor extensión, junto con importantes argilizaciones y rubefacciones, probablemente desarrolladas tras los máximos interglaciales, y bajo un clima que evolucionaría desde condiciones cálidas y húmedas hacia condiciones más secas y estacionales, un proceso ya esbozado y propuesto por Díaz del Olmo y Cámara (1993) para otros sectores de La Española.

Dicha superficie correspondería en la hoja de Enriquillo a los diferentes interfluvios que aparecen coronados por argilizaciones y rubefacciones, pero donde no se puede identificar su posición original, puesto que ha debido ser compartimentada y desnivelada por la tectónica reciente.

En etapas recientes de esta evolución se generaron los abanicos torrenciales al pie del escarpe costero de la sierra de Batoruco, el nivel de terrazas fluviales que enlaza con los mismos y el gran abanico fluvio-deltaico situado en la contigua hoja de Arroyo Dulce. El depósito de dichas formaciones tuvo que iniciarse en un contexto transgresivo o de máximo marino, puesto que como ya se ha descrito, los abanicos y el abanico fluvio-deltaico suelen presentar en su base un nivel discontinuo de arrecifes, cubierto por un conglomerado con cantos bioerosionados. Dicho máximo marino pudo ser uno de los relacionados con el estadio isotópico 5 (interglaciar Riss-Würm), de forma que los abanicos antiguos y las terrazas corresponderían al Pleistoceno superior. Dichos abanicos han sido incididos por la red de drenaje actual y ya no son activos.

La incisión fluvial actual ha creado una tupida red de drenaje. En dicha red los valles principales suelen presentar un fondo tapizado de sedimentos del que surgen conos de deyección, activos en episodios de tormentas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Enriquillo, y de la Sierra de Bahoruco, se integran dentro de la evolución general del sector más suroccidental de la República Dominicana, entendiendo este como el territorio situado al SO de la Zona de Falla de Bahoruco (ZFB) (Llinás, 1972; McLaughlin *et al.*, 1991) (Figura 6.1). Este límite se produce a través de un sinuoso frente montañoso que la separa de la Cuenca de Enriquillo y del resto de la Isla de la Española. La evolución de esta Sierra posee una personalidad propia a lo largo del Cretácico y del Paleógeno, aunque a partir del Mio-Plioceno se ve influida por los acontecimientos que tienen lugar en la Cordillera central. En conjunto, las rocas de la Sierra de Bahoruco registran aproximadamente 90 Ma de evolución de las Grandes Antillas, desde la formación de un plateau oceánico hasta la configuración del paisaje actual, pasando por la convergencia oblicua y transpresión entre placas en el Neógeno superior o la indentación de la cresta oceánica de Beata en el Cuaternario.

La evolución paleogeográfica de la región permite diferenciar cuatro etapas principales:

- Cretácico Superior, caracterizado por el desarrollo de un plateau o meseta oceánica.
- Paleógeno-Mioceno Superior, representado por una cuenca de sedimentación marina y carbonatada, muy estable desde un punto de vista tectónico, que registra a gran escala un ciclo transgresivo-regresivo modulado por oscilaciones eustáticas de mayor frecuencia.
- Mioceno Superior-Plioceno (?), cuando se produce la elevación y deformación de la cuenca, que da lugar al levantamiento de la Sierra de Bahoruco, consecuencia del ascenso y avance de la Cordillera Central hacia el SO. Este acontecimiento queda registrado mediante una rápida somerización de la cuenca que finaliza con su exposición subárea, desarrollo de alteritas en posiciones más internas de la Sierra y formación de una orla de facies arrecifales en la actual franja litoral.
- Pleistoceno-Holoceno, en la que continua elevación que ha experimentado la península de Bahoruco durante el Cuaternario y que ha dado lugar a la modificación de la red hidrográfica regional y la configuración del paisaje actual. De forma simultánea se produce el desarrollo de alteritas y formación de numerosas superficies de erosión continentales o marinas colgadas y escalonadas en la vertiente sur de la Sierra.

En la Figura 6.1 se sintetizan los aspectos más destacados de la historia geológica de la región. Una descripción más detallada de cada una de estas etapas se desarrolla a continuación.

6.1. El plateau oceánico del Cretácico superior

El plateau oceánico del Caribe constituye el sustrato de toda la serie sedimentaria terciaria de la Península de Bahoruco que ha condicionado, en gran medida, la sedimentación al configurar un paleorrelieve irregular que delimitaba zonas de diferente profundidad en la cuenca.

Las rocas integrantes del plateau oceánico del Caribe han sido relacionadas con un gran evento de basaltos de inundación (Donnelly, 1973; White *et al.*, 1999; Sinton *et al.*, 2000), que tuvo lugar en la región caribeña durante el Cretácico superior. Este gran evento magmático basáltico ha sido interpretado como un plateau oceánico (Burke *et al.*, 1978; Duncan y Hargraves, 1984; Donnelly *et al.*, 1990; Hill, 1993; Kerr *et al.*, 1996b), formado como consecuencia del ascenso de una pluma mantélica profunda (Duncan y Hargraves, 1984; Klaver, 1987). Su formación pudo ser extremadamente rápida, mediante la intrusión/extrusión de enormes volúmenes de magma en un intervalo de tiempo de tan sólo unos pocos millones de años. Los sedimentos suprayacentes a los basaltos sumergidos en el Mar del Caribe establecen un límite de edad bioestratigráfica de 88-83 Ma para el cese de la actividad ígnea (Donnelly *et al.*, 1990; Donnelly, 1994; Kerr *et al.*, 1997b). Otros autores elevan el cese de la actividad magmática al Maastrichtiense (Pindell y Barret, 1990), aunque todos coinciden en que el inicio de esta inactividad tiene lugar como consecuencia de la colisión de la meseta oceánica del Caribe con el borde meridional de Centroamérica.

De esta forma, en el Cretácico superior, mientras que en frente septentrional del arco islas dominaba un régimen subductivo que en la Cordillera Oriental produjo el depósito de potentes series volcanosedimentarias y sedimentarias, la potente sucesión de basaltos, doleritas, calizas pelágicas de las sierras de Hotte-Selle-Bahoruco, constituidos por una (Fm Dumisseau-La Ciénaga y equivalentes) sugieren que en el Cretácico superior toda la región formaba parte de la meseta oceánica caribeña (Maurrasse *et al.*, 1979; Pindell y Barret, 1990).

Desde un punto de vista paleogeográfico, la configuración del fondo oceánico en esta etapa debe asimilarse a una sucesión irregular de montes submarinos que definían

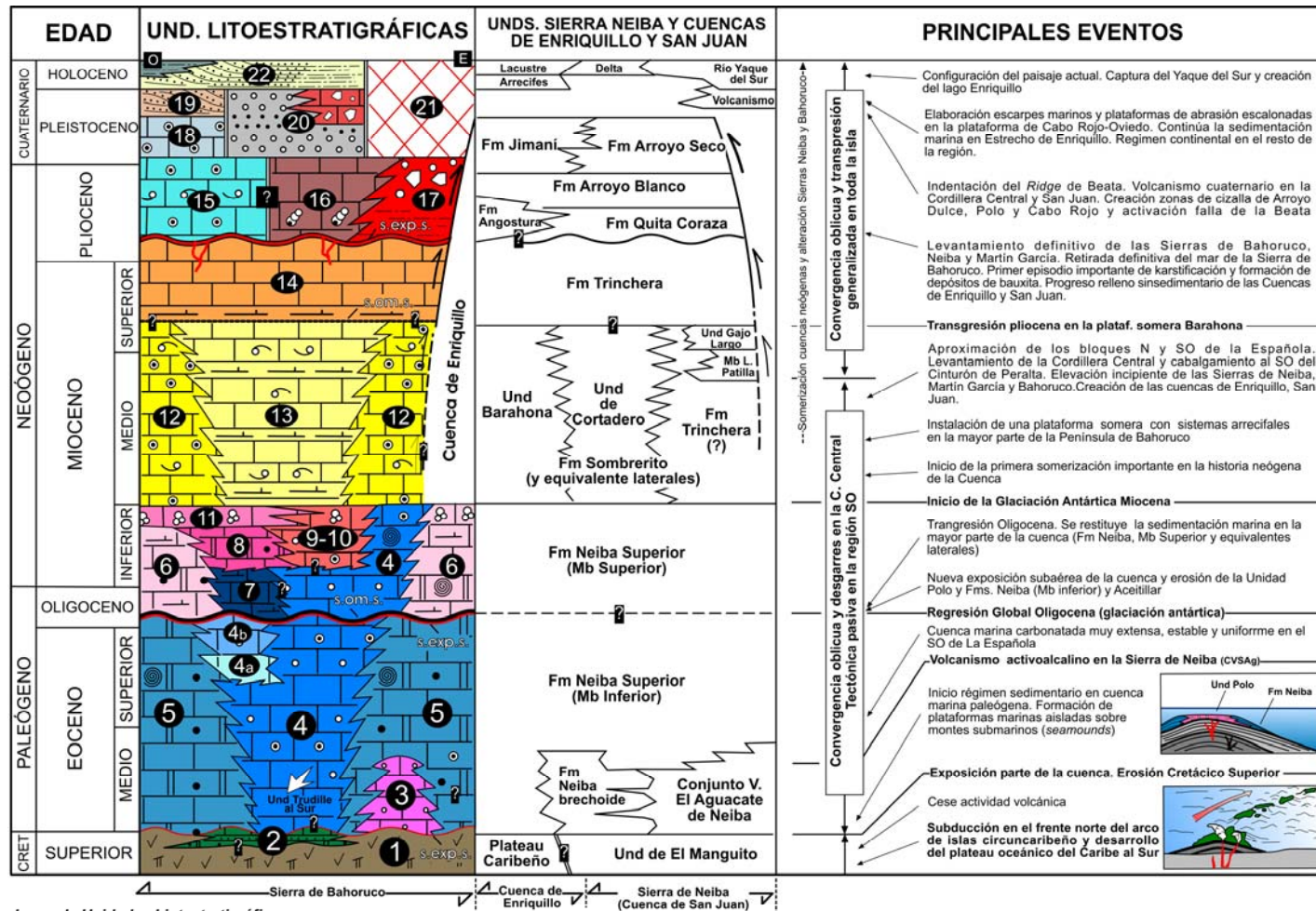
alineaciones (*seamounts*) como consecuencia de la intermitencia en la actividad eruptiva. En algunas zonas la emisión de lavas fue tan importante desde aguas profundas que en algún momento del Cretácico superior varios edificios volcánicos emergieron y alcanzaron el nivel del mar formando islas, tal y como puede inferirse del desarrollo de paleosuelos en el techo de la Fm Dumisseau o la aparición de restos de plantas superiores continentales, carbonizadas, en coladas de basaltos a techo de esta misma formación en el sector nororiental de la Sierra.

6.2. La Cuenca del Paleógeno al Mioceno superior

La ausencia de depósitos paleocenos impide precisar la secuencia de acontecimientos seguida entre el cese de la actividad magmática de la meseta oceánica y el comienzo de la sedimentación paleógena en una extensa cuenca carbonatada. Sus variaciones a lo largo del tiempo estarían provocadas por cambios batimétricos de origen eustático y en la tasa de producción de carbonatos, dependientes estas últimas de multitud de factores ecológicos y físicos, aunque también deben ser considerados los cambios isostáticos de origen tectónico en su evolución.

La sedimentación paleógena comenzó probablemente en el Eoceno medio, mediante el depósito de la Unidad de Polo (Eoceno medio-superior?), descrita en el sector oriental de la Sierra de bahoruco. Está constituida por calizas algales que registran la aparición de plataformas carbonatadas aisladas, relativamente someras, sobre los montes submarinos o *guyots* de origen volcánico. Es muy probable que hacia zonas más profundas de la cuenca la Unidad de Polo posea cierta relación lateral con la Fm. Neiba.

Durante la mayor parte del Paleógeno (Eoceno medio-Mioceno Inferior) tiene lugar en la cuenca el depósito de la Fm. Neiba (y sus equivalentes laterales), que constituye la unidad mejor representada en toda la Península de Bahoruco y que registra una profundización de la cuenca con respecto a la unidad infrayacente, las calizas de Polo. La Fm Neiba representa una plataforma de tipo rampa carbonatada en su zona media-distal, fuera de la influencia del oleaje de tormenta, con esporádicas llegadas de niveles bioclásticos retrabajados de las partes más internas de la rampa. Estas zonas más profundas de la plataforma marina debieron situarse principalmente hacia los extremos occidental y oriental de la sierra.



Legenda Unidades Liotestratigráficas

1. Fm. Dumisseau; 2. Fm. Rio Arriba; 3. Fm. Polo; 4. Fm. Aceitillar; 4a. Mb. La Compañía; 4b. Mb. El Mogote. 5. Fm Nieba Superior (Mb. Inferior); 6. Fm. Neiba Superior (Mb. Superior). Unidades de 7 a 12 Grupo Pedernales. 7. Und. Aguas Negras; 8. Und. Sitio Nuevo; 9. Und. Loma del Guano; 10. Und. Quemados de Basilio; 11. Und. Las Mercedes; 12. Und. loma de Pabique. 13. Und. Barahona. 14. Und. Maniel Viejo; 15. Und. La Cueva; 16. calizas con gasterópodos continentales; 17. Brechas y arcillas aluviales y bauxita; 18. Arrecifes franjeantes; 19. Playas oolíticas progradantes; 20. Abanicos aluviales, terrazas fluviales y brechas karsticas; 21. Bauxita; 22. Sistemas litorales actuales (playas y manglares).

- | | | | | | |
|-----------------------------------|----------------------------|--------------------|-------------------------------|------------------------------------|---------|
| Basaltos | Calizas margosas | Arenas y areniscas | Margas | Calizas | Lutitas |
| Calcarenitas | Brechas y conglomerados | Calizas con algas | Calizas arrecifales | Superficie de omisión sedimentaria | |
| Superficie de exposición subaérea | Foraminíferos planctónicos | Fauna marina | Macroforaminíferos bentónicos | Fauna continental | |

Figura 6.1. Esquema de la síntesis de la historia geológica de la Sierra de Bahoruco y plataforma de Oviedo y Cabo Rojo.

De la misma forma, durante el Eoceno superior en el sector central y hacia las posiciones meridionales de la península debieron existir zonas de menor profundidad que quedan registrada por las calizas de plataforma interna de las unidades Aceitillar y Trudillé, no aflorantes en la hoja. Estas zonas elevadas en la cuenca probablemente correspondan a zonas más engrosadas de la corteza de la placa del Caribe.

La relativa homogeneidad de las facies de la Fm Neiba cartografiadas en las Sierras de Bahoruco, Neiba y Martín García parece indicar que durante el Paleógeno formaban parte de una misma cuenca y que los importantes accidentes estructurales que afectan en la actualidad han sido generados posteriormente o que, al menos, permanecieron inactivos durante el Paleógeno y buena parte del Neógeno. A escala regional, en el Eoceno Medio, mientras probablemente en la Sierra de Bahoruco se iniciaba el depósito de la Unidad de Polo y Fm Neiba, y sus equivalentes laterales, en la Sierra de Neiba la estabilidad de la cuenca se vio interrumpida por la irrupción de un vulcanismo de signatura toleítica a alcalina, agrupado dentro del denominado Complejo Vulcano Sedimentario del Aguacate (Hernáiz-Huerta *et al.*, 2007a) producido en un contexto de intraplaca asociado al desarrollo de una pluma mantélica. Tras este periodo de inestabilidad, la región quedó configurada como cuenca subsidente que se prolongaba hacia el Norte hasta los dominios del Cinturón de Peralta. Es en esta cuenca de gran extensión se depositó la Fm Neiba, y sus equivalentes proximales, durante el resto del Paleógeno y Mioceno inferior.

Durante el Paleógeno la sedimentación marina sólo se ve interrumpida en el Oligoceno inferior cuando una importante regresión, probablemente asociada al gran desarrollo de casquetes polares en la Antártica, provoca la retirada del nivel mar y la emersión de algunos sectores de la cuenca. Esta regresión se registra mediante la aparición de una discontinuidad sedimentaria marcada por una superficie erosiva que acentúa aún más la irregularidad del paleorrelieve cretácico y que se desarrolla a techo de las unidades de Polo y Aceitillar del Mb inferior de la Fm Neiba.

En el Oligoceno medio y superior da comienzo una transgresión que produce una nueva sumersión de la cuenca bajo el nivel del mar, lo que origina la instalación de una plataforma carbonatada de tipo rampa sobre los sedimentos previos de la Sierra de Bahoruco. La configuración topográfica de la cuenca debió ser muy similar a la del Eoceno, depositándose, en la mayoría de los casos, las facies de rampa media y externa del Mb Superior de la Fm Neiba sobre su Mb Inferior. De la misma forma, en los sectores

más occidentales de la cuenca, sobre las calizas de plataforma somera de tipo Bahamiano de la Unidad Aceitillar se depositan las calizas de plataforma somera y media de la Unidad Pedernales.

El relleno de la cuenca continúa de forma estable hasta el Mioceno inferior, con una somerización progresiva de la cuenca, que se registra con la formación de una plataforma carbonatada de gran extensión, en ocasiones acompañada por la construcción de grandes edificios arrecifales, representada por las unidades Barahona y Loma de Peblique, que continúa hasta el Mioceno superior. El origen de esta somerización, probablemente tiene su origen en la estabilización o descenso del nivel del mar acompañado por un incremento en la tasa de producción de carbonatos. No parece haber tenido un gran impacto en estos momentos en la cuenca la nueva situación de convergencia entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la Isla, que produjo la mayor transformación paleogeográfica de la historia cenozoica de la región, aunque sí es posible que tuviera lugar una elevación incipiente de las principales sierras, incluida la de Bahoruco. Por otro lado, el Mioceno es una época geológica que sí es bien conocida por un descenso generalizado del nivel marino como consecuencia de una nueva glaciación Antártica que se inicia aproximadamente hace 15 Ma, durante el Mioceno medio (Zachos *et al.*, 2001).

De cualquier modo, y al mismo tiempo que en la cuenca de Bahoruco se depositaban las calizas de Barahona y de Loma de Peblique, la propagación hacia el sur del Cinturón de Peralta produjo un surco flexural donde se depositaron la Fm Sombrerito y sus equivalentes, representativos aquí de una llanura submarina que recibía aportes de naturaleza turbidítica desde los recién formados relieves adyacentes.

6.3. La Cuenca del Mioceno superior al Plioceno

El registro estratigráfico de esta etapa en la evolución de la cuenca se encuentra exclusivamente dentro en las unidades de Maniel Viejo y La Cueva, de edad Mio-Plioceno, ninguna de las dos aflorantes en la Hoja de Enriquillo. Esta etapa, aunque mal preservada, consta de una gran importancia, ya que en ella se produce la elevación de la cuenca y la consecuente formación de la Sierra de Bahoruco. A la luz de las dataciones y el análisis de cuenca efectuado para esta Sierra (Pérez-Valera y Abad, 2010) es probable que exista una diacronía no cuantificable entre el levantamiento de la Cordillera Central y el avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta con la formación definitiva de las sierras de Bahoruco. De hecho, en el SO de la Española la

deformación principal tiene lugar durante el Plioceno Inferior-Medio, con el cabalgamiento de las sierra de Neiba, Martín García y Bahoruco sobre la cuenca de Enriquillo (Hernández-Huerta *et al.*, 2007a y b).

En el Mioceno superior, tras una leve pulsación transgresiva y de profundización registrada por el inicio de la sedimentación de facies de en de la base Unidad Maniel Viejo, la cuenca registra una rápida somerización que finaliza con su exposición subaérea y conduce al desarrollo de sistemas continentales aluviales y lacustres y a la formación de depósitos de bauxita en algún momento del Plioceno. Durante gran parte del Mioceno superior y del Plioceno inferior en el surco flexural desarrollado al pie del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta continuaba el depósito de los materiales turbidíticos y deltaicos de la Fm. Trinchera, que comienzan a rellenar la Cuenca de Enriquillo (Figura 6.1). A través de este proceso rápido de levantamiento de la Sierra la sedimentación marina se traslada en el Plioceno a la actual franja costera, donde se depositan las calizas arrecifales y bioclásticas de la Unidad La Cueva, en el sector occidental de la península, cuya evolución y distribución escalonada en la vertiente sur de la sierra registra una elevación continua de sus relieves. Es evidente, por tanto, que esta rápida regresión debe representar el levantamiento definitivo de la Sierra de Bahoruco, Neiba y Martín García y el relleno sintectónico y colmatación de las Cuencas neógenas de Enriquillo y San Juan. Estas últimas reflejan una clara tendencia somerizante y evolucionan bajo un contexto sedimentario litoral y marino somero.

De esta forma, durante el Plioceno, la Cuenca de Enriquillo seguiría sometida a condiciones marinas, configurándose como un estrecho que uniría las bahías de Neiba y Puerto Príncipe, flanqueado por las sierras de Neiba y Bahoruco, que paulatinamente se iba colmatando como consecuencia de la situación de inestabilidad regional y la llegada de aportes desde los relieves colindantes.

Con incidencia desigual según las áreas, a este esquema evolutivo general se sumo otro acontecimiento de envergadura geodinámica: el funcionamiento de los desgarres de dirección E-O, simultáneos con la elevación, y generados como consecuencia de la propia convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y Caribeña. La actividad de estos sistemas de desgarres, entre los que destaca la Zona de Falla de Enriquillo, ha condicionado principalmente la actividad de los márgenes que limitan la cuenca que lleva este mismo nombre, aunque su influencia es algo menos evidente en la Sierra de Bahoruco

6.4. La Sierra de Bahoruco del Pleistoceno al Holoceno

La elevación de la Sierra de Bahoruco continúa durante todo el Pleistoceno hasta prácticamente la actualidad como consecuencia del avance de la Cordillera Central. Este levantamiento prolongado de la isla durante el Cuaternario, junto episodios de oscilación rápida del nivel del mar, generaron numerosas terrazas marinas, con amplia continuidad regional, que cubren la vertiente meridional de la sierra de Bahoruco y su prolongación hacia la costa actual o plataforma de Oviedo-Cabo Rojo (Abad *et al.*, 2008, 2009), fuera del alcance de los límites de la Hoja de Enriquillo. De forma simultánea a dicho levantamiento, el área experimentó un plegamiento y la formación o reactivación de diversas fallas. Los pliegues mencionados produjeron suaves flexuras en las superficies de erosión marina escalonadas, que pueden estar fosilizadas por sistemas arrecifales franjeantes y playas carbonatas oolíticas con tendencias progradantes, al menos durante el Pleistoceno Medio y Superior.

En posiciones más internas de la Sierra, los mismos máximos marinos actuaron como nivel de base para el modelado fluvial, con él que se crearon sucesivas superficies de erosión, de las cuales las más altas muestran continuidad lateral con las terrazas marinas equivalentes y que llegan a desarrollar importantes perfiles de alteración (rubefacciones y argilizaciones) y depósitos de bauxita. Por encima de las mencionadas superficies se produjeron otros aplanamientos peor conservados y de origen incierto, pero que reflejan ya la interacción de las oscilaciones eustáticas con el ascenso y emersión de la sierra de Bahoruco, probablemente ya en el Plioceno. De forma simultánea a todo lo anterior, a lo largo del Cuaternario el modelado kárstico ha creado numerosas dolinas de disolución, excepcionalmente de colapso, y diversas áreas subsidentes con arcillas de descalcificación.

Salvo por las terrazas y depósitos asociados de la cuenca del Río Nizaito y Pedernales, la red fluvial posee una pobre representación durante la evolución cuaternaria de la región. A excepción de algunos sistemas aluviales y deslizamientos de importancia, durante el Holoceno las formaciones superficiales mejor representadas son los sistemas litorales, conformados por manglares, cordones arenosos, lagunas costeras, playas carbonatadas y sistemas arrecifales, que afloran extensamente a lo largo de toda la orla costera de la Península de Bahoruco. Su principal desarrollo tuvo lugar después de la estabilización del nivel tras la última pulsación transgresiva Holocena, bien registrada

mediante una plataforma de abrasión marina elaborada sobre los depósitos marinos y costeros pleistocenos en casi toda la costa.

Simultáneamente, en la Cuenca de Enriquillo sobrevino la llegada del Río Yaque del Sur y la rápida instalación de un importante aparato deltaico, favorecida por la activación de la falla de Enriquillo. Este evento, que supone la desaparición de los sistemas arrecifales que orlaban la cuenca, produce su cierre y desconexión con el Mar Caribe, obteniendo la depresión la configuración del actual lago Enriquillo.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología

Existe un buen control sobre los parámetros de precipitaciones e hidrológicos dentro de la hoja de Enriquillo debido a la existencia de estaciones pluviométricas y de aforo cercanas a los límites o dentro de la misma de la hoja (estaciones 5101-Villa Nizao, 5102-Juancho, 5104 y 5202-Enriquillo)

La estación meteorológica mejor situada se localiza en la Hoja de Enriquillo (Estación 5202). En esta estación de Enriquillo la distribución mensual de las precipitaciones entre los años 1967 y 2000 registra medias de 2411 mm/año que presentan un régimen bimodal, con un pico máximo en mayo-junio y otro en septiembre-octubre. Esta precipitación es la más alta registrada en todo el suroeste del país. Los meses más secos son diciembre, enero y febrero. En la estación de Villa Nizao, en la hoja de La Cienaga, a escasos 10 km del límite con la hoja de Enriquillo, la precipitación media anual es algo inferior, con 2298.5 mm/año (Figura 7.1). Las precipitaciones medidas para un año seco y húmedo son, respectivamente, de 1875.4 y 2795.0 mm/año.

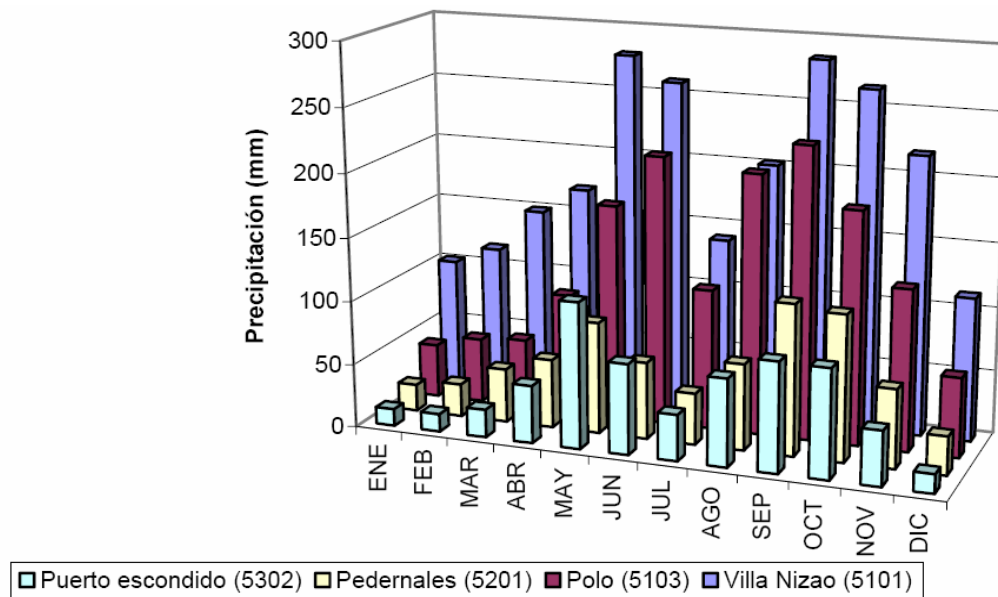


Figura 7.1. Precipitaciones mensuales medias en la Estación de Villa Nizao (5101).

El balance hídrico, evapotranspiración y lluvia útil no se ha realizado para la estación de Enriquillo por definirse como poco fiables los datos de la serie temporal de esta estación, La lluvia útil en los años secos es casi inexistente, mientras que en años normales la evapotranspiración real coincide prácticamente con la precipitación, de manera que la lluvia útil es también casi nula. Considerando la estación de Juancho, más fiable, la evapotranspiración potencial media anual es de 1442.8 mm/año, muy por debajo de las precipitaciones registradas en las inmediaciones de Enriquillo. En cualquier caso, la evapotranspiración es muy inferior hacia la región, mucho menos árida, donde se estiman valores positivos de lluvia útil de 488 mm/año y 333 mm/año para las subunidades hidrogeológicas del sinclinal del Nizaito y Enriquillo, respectivamente.

Para la medición series temporales de datos de temperatura se ha tomado como referencia las medidas efectuadas en la estación meteorológica del pueblo de Juancho. La temperatura media anual para el intervalo de tiempo comprendido entre 1967 y 1996 es de 26,5 °C, la mayor registrada en la Península de Bahoruco. Aunque existen pocas variaciones a lo largo del año, es abril el mes más frío y octubre y noviembre los meses más cálidos (Figura 7.2).

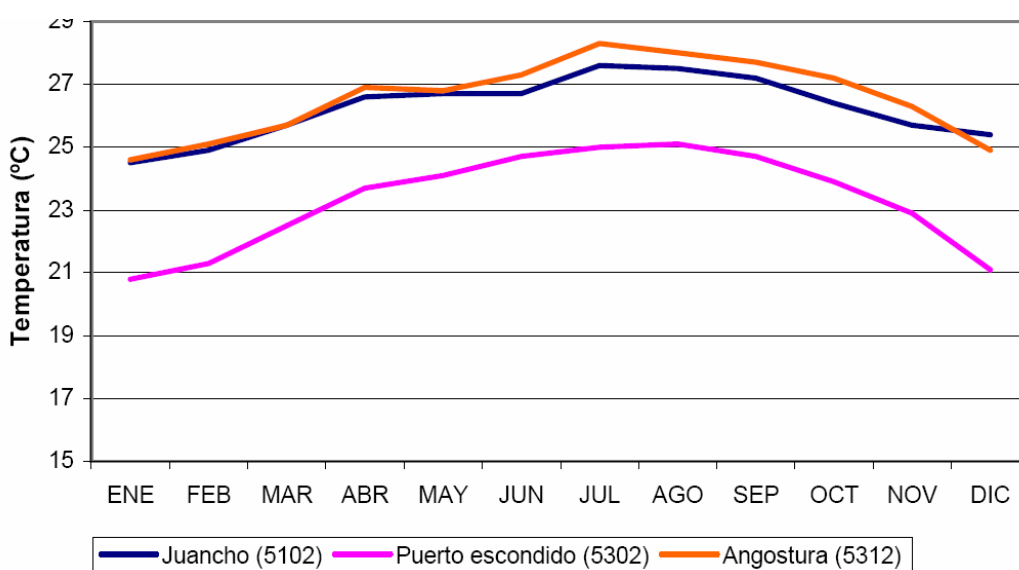


Figura 7.2. Evolución de las temperaturas mensuales en la Estación de Juancho (5102).

El único curso fluvial importante de la región, por sus dimensiones y la existencia de agua permanente en su cauce la mayor todo el año, es el Río Nizaito. Posee una superficie de cuenca aforada de 116 km² y drena materiales carbonatado-margosos terciarios. Junto con el río Bahoruco, conforman las principales salidas de agua de la región sureste de Bahoruco.

Su caudal ha sido medido en dos estaciones: en Villa Nizao, entre los años 1955 y 1992, aguas arriba del Río Nizaito, muy cerca pero fuera de los límites de la hoja; y en su desembocadura, en el pueblo de Paraíso, ya dentro de la hoja de Enriquillo. En el primero de los casos el caudal medio anual del Río Nizaito es de 3.32 m³/seg, con valores máximos históricos de 9,94 m³/seg y mínimos de 0,26 m³/seg. En la estación de aforo de Paraíso, con series temporales mucho más cortas, la media anual es algo inferior, de 2,39 m³/seg. Los caudales medidos en los meses de diciembre y agosto, de valores muy altos, están influenciados por el paso de tormentas tropicales, y alcanzan volúmenes superiores a los 5 m³/s.

Del análisis de la variación de los caudales medios mensuales se deduce que las mayores salidas de la unidad hidrogeológica de la Sierra de Bahoruco se producen a través del Río Nizaito, situado al sureste de la Unidad Hidrogeológica. A pesar de que este punto de aforo presenta una cuenca de drenaje menor (casi tres veces inferior a la del Río Pedernales) y que la precipitación de ambas zonas es similar, los caudales medios controlados son el doble que los existentes en el Río Pedernales. Esto ocurre como consecuencia de las salidas de aguas subterráneas producidas por el drenaje del Río Nizaito sobre un acuífero carbonatado que constituye una importante unidad hidrogeológica en la zona.

El resto de la hidrografía se caracteriza por arroyos y cañadas secas, ya que más al sur del Río Nizaito y del Río Los Patos ningún curso de agua superficial permanente llega hasta el Mar Caribe en toda la hoja. Estos pequeños cauces presentan un evidente y marcado carácter torrencial, siendo activos principalmente en momentos de llegadas de huracanes y tormentas tropicales. La importancia de los depósitos gruesos que rellenan su cauce evidencia la existencia de importantes y periódicas avenidas y arroyadas en manto desde las zonas de mayor relieve.

7.1.2. Hidrogeología

La mitad de los materiales de la Hoja de Enriquillo se incluyen dentro de la Subunidad o Zona Hidrogeológica del Sinclinal del Nizaito, mientras que la otra se encuentra dentro de la Subunidad de Enriquillo.

La Subunidad del sinclinal del Nizaito posee una superficie de 243 km², de los cuales 215 km² están formados por materiales permeables. Hacia el Norte y Oeste presenta límites abiertos por continuidad geométrica e hídrica entre las calizas arrecifales del Eoceno-

Mioceno de esta subunidad y la limítrofe de la subunidad septentrional. Al Este y Sureste los límites son abiertos y en conexión hídrica con las calizas del Eoceno-Mioceno y con el mar entre La Ciénaga y Los Patos. Por último, al Sur y Suroeste sus límites son también abiertos por continuidad geométrica e hídrica entre las calizas del Eoceno-Mioceno de esta subunidad y la limítrofe de la subunidad Meridional de Bahoruco y península Sur de Barahona. Las estimaciones de lluvia recogidos para toda la subunidad son 218 mm/para años medios, y 488 mm y 102 mm para años húmedos y secos.

Dentro de esta subunidad se han descrito varios manantiales kársticos permanentes., lo que denota la existencia de un caudal endokárstico muy importante en toda la región. Todos ellos nacen de los materiales de la Unidad Polo o de la Fm Neiba y responden al concepto básico de surgencias o salidas al exterior de aguas kársticas, circulando a través de la masa de caliza probablemente como consecuencia del desarrollo de un importante sistema kárstico y la elevada pluviosidad de la región. De igual forma, es seguro que existirán manantiales o surgencias submarinas a lo largo de toda la zona costera entre La Ciénaga y Enriquillo. A destacar el manantial de los Patos, surgencia que forma un río a unos pocos metros de la línea de costa. Se han medido un caudal de 16 hm³/año en este manantial durante un año de precipitaciones medias, con valores máximos de 30 y mínimos de 6 hm³/año para años húmedos y secos, respectivamente.

La otra mitad de la hoja corresponde a la Subunidad del Sinclinal de Enriquillo. Posee una extensión de 361 km², de los cuales 264 km² son de materiales permeables. Se estima unos 185 mm de lluvia útil para un año medio en esta subunidad. Al norte y noreste esta subunidad presenta un límite abierto por continuidad geométrica e hídrica con las calizas terciarias de las subunidades Septentrional y del Nizaito de la Sierra de Bahoruco. Por otro lado, hacia el este y sureste posee conexión hídrica con el mar, salvo en el sector comprendido entre Enriquillo. Finalmente hacia el sur y sureste presenta igualmente un límite abierto por continuidad geométrica e hídrica entre sus calizas del Eoceno-Mioceno con las limítrofes de la subunidad Meridional de Bahoruco y Península Sur de Barahona.

Dentro de la Hoja de Enriquillo los materiales terciarios de mayor permeabilidad y, por tanto, los de mayor interés hidrogeológico, son los formados por las calizas de la Unidad Polo y el Mb inferior de la Fm Neiba. Estas calizas se encuentran intensamente karstificadas y fracturadas. Las margas y calizas margosas de la Fm Nieba presentan una permeabilidad algo inferior, cuantificada como media debido a la fracturación y

karstificación y a su naturaleza margosa. Por otro lado, las calizas de la Unidad Barahona, con escasa extensión dentro de la hoja, poseen una permeabilidad algo superior, estimada como alta debido a su fracturación y karstificación, aunque la presencia de niveles de margas y margocalizas intercaladas en la serie podría disminuir algo su valor potencial como material acuífero. Los materiales cretácicos, de naturaleza volcánica, de la Fm Dumisseau-La Cienaga carecen de interés hidrogeológico ya que su permeabilidad es muy baja y se debe exclusivamente a fracturación.

La cobertura de sedimentos cuaternarios continentales y marinos en la hoja también posee cierto interés hidrogeológico. Las arenas y conglomerados de los materiales de las formaciones aluviales (terrazas y abanicos) que se concentran en el litoral de la hoja poseen una permeabilidad media debido a la frecuente cementación por carbonatos que experimentan, a pesar de poseer una elevada porosidad primaria intergranular. En otras ocasiones presentan porcentajes moderados de matriz lutítica, lo que disminuye también su permeabilidad. Los sistemas arrecifales pleistocenos descritos cerca de la costa, a pesar de poseer una porosidad de media a baja por fracturación (o incluso karstificación), son despreciables a nivel hidrogeológico por su pequeña potencia y extensión. El resto de unidades cuaternarias, formadas en su mayoría por lutitas y sedimentos con alta proporción de matriz fangosa (colusiones, rellenos de dolinas y alteritas), no poseen un especial interés en lo relativo a este aspecto económico.

7.2. Recursos minerales

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la Hoja de Enriquillo son muy limitados y están formados por escasos indicios y explotaciones distribuidas heterogéneamente por la hoja.

Las explotaciones de calizas de la Fm Neiba como áridos en una cantera abandonadas de pequeñas dimensiones constituyen el principal recurso de la zona. Los conglomerados de los abanicos aluviales antiguos entre las localidades de Los Patos y Los Blancos son igualmente explotados para áridos de carretera en canteras, especialmente en épocas de tormentas y huracanes cuando los caminos son seriamente dañados por las crecidas y arroyadas en manto.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLOGICA	UNIDADES CARTOGRAFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Argilizaciones y rubefacciones, áreas pantanosas	7 y 13	Lutitas	Baja	Sin acuíferos significativos
	Coluviones	10	Gravas, arenas y lutitas	Media-baja por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad baja
	Terrazas, abanicos torrenciales, conos de deyección y fondos de valle	8, 9, 11 y 12	Conglomerados, gravas y arenas (cementadas o con matriz lutítica)	Media por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad media
	Construcciones biogénicas	6	Calizas arrecifales	Media-baja por fracturación y karstificación	Acuíferos libres de productividad baja
OLIGOCENO-MIOCENO	Fm Neiba (Mb Superior) y Unidad Barahona	4 y 5	Calizas y calizas margosas (margas y margo-calizas)	Media por fracturación y karstificación	Acuíferos confinados de productividad media
EOCENO	Fm Neiba (Mb Inferior) y Unidad Polo	2 y 3	Calizas	Alta por fracturación y karstificación	Acuíferos libres de productividad alta
CRETÁCICO	Fm Dumisseau-La Ciénaga	1	Basaltos y tobas	Baja por fracturación	Sin acuíferos significativos

Tabla 7.1. Cuadro resumen de las unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Enriquillo.

NÚMERO	COORDENADAS (WGS84)		FM / UND	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	268073	1985891	Terrazas	Conglomerados	Intermitente	Mediano	Ari
2	262891	1984908	Neiba Inf	Calizas	Inactiva	Pequeño	Ari

Tabla 7.2. Tabla de explotaciones de rocas industriales en la Hoja de Enriquillo.

7.2.1. Descripción de las Sustancias

La actividad extractiva se ha centrado en dos canteras, actualmente inactivas pero que periódicamente vuelven a reactivarse en función de las necesidades puntuales de préstamo para las carreteras y caminos. De una de ellas se ha extraído caliza y de la otra, conglomerados, areniscas carbonatadas y arenas.

Las calizas explotadas corresponden a la Formación Neiba inferior, constituidas por calizas margosas con niveles de sílex.

Los conglomerados explotados corresponden a sistemas deltaicos, intercalados o interestratificados con arenas, areniscas carbonatadas y gravas. El esqueleto de los conglomerados es quebrantado y mayoritariamente monogénico, clastos de caliza.

7.2.2. Potencial minero

Como ocurre en otras Hojas limítrofes, el recurso que constituye el principal litotecto, las calizas, es enorme en cuanto a reservas y cantidad.

El exceso de oferta y la lejanía a las zonas principales de consumo, imposibilita su puesta en extracción a medio plazo.

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.

La hoja de Enriquillo, a pesar de su pequeña extensión, posee muy buenos ejemplos geológicos y una amplia diversidad de materiales, por lo que resulta especialmente interesante a la hora de seleccionar puntos que entrañen interés científico. Los L.I.G. descritos se localizan tanto próximos a caminos y carreteras, por lo que su acceso es no es difícil, como en zonas más recónditas y de difícil alcance.

El LIG N°1, el manantial de Los Patos, se sitúa al pie de la carretera que une los pueblos de Ojeda y Los Patos, aproximadamente a unos 50 m de segundo. El acceso a los afloramientos del LIG N°2, la Unidad Polo y la Fm Neiba en la Playa de Caletón, se realiza mediante un pequeño sendero, que coincide con una cañada, que desciende topográficamente hasta la costa desde el pueblo del mismo nombre. El LIG N°3, la

inversión de relieve y vaciado erosivo de El Fondo, es el más difícil de alcanzar ya que se debe seguir un camino, en muy malas condiciones y muy escarpado, que parte hacia el NO desde la carretera nacional a la altura del pueblo de Los Patos. Por último, el LIG N°4, los arrecifes franjeantes de Enriquillo, se localizan junto a la carretera nacional N°44, a su paso por el pueblo de Enriquillo, más concretamente en el paraje conocido como Punta la Ventanita.

8.3. Descripción de los Lugares

Se describen cuatro L.I.G, cada uno de ellos ubicados en los sectores occidental, central y oriental de la hoja, tres de ellos localizados cerca de la costa. En general su interés principal, por su contenido, es muy variado: sedimentológico, estratigráfico, petrológico y geomorfológico, pero también puede poseer cierto valor tectónico y paleontológico. Por su posible utilización se pueden catalogar sólo como didáctico y científicos, en algún caso incluso turístico.

A continuación se describen cada uno de los L.I.G. señalando el tipo de interés en función de su contenido, de su posible utilización de acuerdo con su contenido científico, didáctico, económico o científico, así como de su ámbito de influencia (local, regional, nacional o internacional).

8.3.1. L.I.G. N° 1. El manantial de Los Patos

Este LIG se localiza junto a la Carretera Nacional N°44, en la entrada de la aldea de Los Patos, donde se ubica una importante surgencia que nace en las calizas de Polo a escasos 200 metros de la línea de costa. Su acceso es sencillo desde la carretera, aparcando el vehículo en la zona recreativa que se sitúa adyacente al manantial.

Este manantial supone un excelente ejemplo de surgencia asociada a un sistema acuífero kárstico, libre, desarrollado en las calizas eocenas de la Unidad Polo y Fm Neiba y alimentado desde los altos relieves de la Sierra de Bahoruco situados al norte. La potencia total del acuífero es superior a los 150 metros y está formado exclusivamente por calizas masivas, en general muy fracturadas. Su principal particularidad es que su nacimiento se produce muy cerca de la costa, generándose un río que atraviesa el cordón litoral y desemboca en el Mar Caribe

Su principal interés es hidrogeológico, aunque también posee cierto interés geomorfológico. Por su posible utilización se podría también catalogar como científico y didáctico, pero también tiene un alto interés turístico por su belleza y peculiaridad. Por su influencia puede considerarse nacional, ya que se trata de un punto de actividad recreativa que concentra un gran número de visitantes dentro del país.

8.3.2. L.I.G. N° 2. La Unidad Polo y la Fm Neiba en las playas de Caletón

Este L.I.G. permite analizar las características sedimentarias y estratigráficas de la unidad de Polo y el Mb superior de la Fm Neiba en el litoral en el sector central de la hoja. Su acceso es relativamente sencillo siguiendo a pie la cañada que atraviesa hacia el sur el pueblo de Caletón, ubicado en la carretera nacional Barahona-Pedernales. Una vez en la playa existen varios afloramientos de muy buena calidad, localizados en diferentes puntos distanciados entre sí unos centenares de metros donde puede analizarse las características de esas unidades.

En el punto más nororiental existe un acantilado de unos 40 metros de altura, muy limpio y de gran continuidad lateral, donde puede observarse un corte excepcional del Mb superior de la Fm Neiba. En este punto la serie está formada por paquetes decimétricos de calizas margosas, algo silicificadas, con una organización en tableado, rica en foraminíferos planctónicos y nódulos de silex. Posee numerosas capas intercaladas más bioclásticas, de base erosiva, constituidas por la acumulación monoespecífica de macroforaminíferos bentónicos. Esta unidad se relaciona con la evolución de una rampa carbonatada en posiciones distales. El contenido fósil pelágico y los altos niveles de sílice indican que medios distales dentro de una rampa carbonatada con llegadas de niveles retrabajados de fauna más somera.

En los afloramientos situados más hacia el suroeste se pueden observar las calizas con fauna somera de la Unidad de Polo, con grandes rodolitos, sobre la que se depositan formaciones arrecifales y abanicos aluviales pleistocenos. Las facies de Unidad Polo se interpretan como plataformas someras y aisladas, desarrolladas sobre el paleorelieve cretácico y en la que se instalan bioconstrucciones de algas rojas. En este afloramiento se ha descrito una paleofalla que fue activa sinsedimentariamente al depósito de la unidad y que generó un deslizamiento en masa registrado mediante la formación de una brecha sedimentaria muy inmadura formada por clastos angulosos de calizas y basaltos. El movimiento de esta falla podría indicar cierta actividad tectónica durante el Eoceno en esta región aún no descrita.

Por su contenido, su principal interés es sedimentológico y estratigráfico. Por su posible utilización se podría también catalogar como científico. Por su influencia tan sólo puede considerarse local o incluso regional, ya que son afloramientos de buena calidad donde pueden analizarse las características de varias formaciones terciarias de la zona.

8.3.3. L.I.G. N° 3. La inversión de relieve y vaciado erosivo de El Fondo

Este L.I.G. analiza las características geomorfológicas del relieve en el paraje de El Fondo, uno de los principales puntos donde afloran los materiales volcánicos de la Fm Dumisseau-La Ciénaga. El Fondo se sitúa en el sector central de la hoja siendo muy complicado su acceso sin un vehículo con tracción a las cuatro ruedas, dada las malas condiciones del terreno y la elevada pendiente de la zona. Para acceder a este punto se debe tomar una de las desviaciones hacia el NO desde la nacional Barahona-Pedernales, una vez pasado el pueblo de Los Patos en dirección Enriquillo, atravesando la Loma Maloba. La distancia a recorrer hasta llegar a El Fondo es de unos 10 km. Especialmente complicado resulta el último tramo del camino, consistente en un descenso muy pronunciado hacia la Cañada de La Mercedita por un sendero muy estrecho y cerrado que se puede realizar en vehículo pero con muchas precauciones.

La principal particularidad de El Fondo, además de la buena exposición de las rocas basálticas del plateau del Caribe registrada en la Fm Dumisseau, es el espectacular proceso de vaciado erosivo e inversión de relieve que puede observarse en la zona. La poca competencia de los materiales volcánicos cretácicos, junto a la fuerte erosión remontante que ha experimentado la Cañada de La Mercedita, que atraviesa el anticlinal de la Loma de María Teresa, ha dado lugar a la formación de un tramo de valle aluvial de geometría circular en planta y paredes muy escarpadas. La erosión mayor y más acelerada de las zonas originalmente más elevadas y la denudación mucho menor y más lenta de las zonas, en un principio, más bajas ha dado lugar a un magnífico ejemplo de relieve invertido.

Su interés principal por su contenido es geomorfológico y tectónico, pero también posee cierto valor petrológico. Por su posible utilización se podría también catalogar como exclusivamente científico y didáctico. Por su influencia debe considerarse de ámbito estrictamente local.

8.3.4. L.I.G. N° 4. Los arrecifes franjeantes pleistocenos de Enriquillo

Este L.I.G. analiza las características estratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas de un afloramiento localizado dentro del pueblo de Enriquillo formado por calizas arrecifales de edad pleistocena. La localización exacta del L.I.G. es al pie de la carretera nacional N°44 Barahona-Pedernales, en la salida del pueblo, muy cerca de la costa y del paraje conocido como Punta La Ventanita.

En este punto aflora un paquete de calizas muy masivas, con corales en posición de vida, que representa una construcción arrecifal asentada sobre una superficie de erosión transgresiva desarrollada en las calizas margosas de la Fm Neiba. Estas calizas están perforadas por litófagos (*Gastrochaenolites* isp.) y sobre la superficie hay un conglomerado residual de naturaleza transgresiva (*lag*) de cantos de calizas y fragmentos de coral, de hasta unos 40 cm de espesor. Encima se deposita una brecha formada por acumulación de restos de corales y cabezos masivos y enormes en posición de vida (más de 2 m de anchura), algunos con cubiertas de algas rojas coralinales. Son visibles colonias de *Acropora palmata* y del grupo *A. cervicornis/prolifera*, *Montastrea* y *Diploria*. Su espesor oscila entre 1 y 15 m y presentan un buzamiento moderado hacia mar de unos 8°. El arrecife parece acuñarse hacia tierra. En esta dirección, sobre el arrecife descansan conglomerados y arenas depositados en abanicos aluviales. A su vez, encima de los conglomerados hay unas arenas, de 3-4 m de potencia, con estratificación cruzada de alto ángulo que conforman un bonito ejemplo de dunas eólicas rampantes.

Por su contenido su interés principal es paleontológico, sedimentológico y estratigráfico. Por su posible utilización se podría catalogar como exclusivamente científico y didáctico. Por su influencia debe considerarse de ámbito regional, ya que supone uno de los pocos buenos ejemplos de formaciones arrecifales pleistocenas en la Península de Bahoruco.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., RODRÍGUEZ VIDAL, J., HERNAIZ, P. P., PÉREZ-ESTAÚN, A., RUIZ, F., CÁCERES, L. M. (2008).** 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..
- ABAD, M., MORENO, F., PÉREZ-VALERA, F., RODRÍGUEZ VIDAL, J., MEDIATO, J., JOUBERT, M., CÁCERES, L.M., RUIZ, F. (2009).** Análisis geomorfológico y sedimentario de terrazas marinas pleistocenas en la vertiente meridional de la Sierra de Bahoruco (SO República Dominicana). VII Reunión del Cuaternario Ibérico. Faro (Portugal).
- ACUATER (2000).** Mapa Hidrogeológico Nacional. Planicie Costera Oriental, mapa N° 9/1/3 Escala 1:50 000. Programa SYSMIN, Proyecto J. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- BAUMGARTNER, P.O., FLORES, K., BANDINI, A.N., GIRAULT, F. AND CRUZ, D. (2008).** Late Triassic to Cretaceous Radiolaria from Nicaragua and Northern Costa Rica–The Mesquito Oceanic terrane. *Ofioliti* 33, 1-19.
- BELLON, H., MAURY, R.C., JORON, J.L., BOURGOIS, J., AUBOUIN, J. (1985).** Geochemistry, mineralogy, and 40K-40Ar radiometric dating of Leg 84 basalts-Guatemala trench. In: Deep Sea Drilling Project (Von Huene, R., *et al.*, Eds.). Initial Reports, 84. Washington, DC. US Government Printing Office, 655-663.
- BERMÚDEZ, P.J. (1949).** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 322 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. (1966). Geology of the central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In: Caribbean geological investigations (Hess H.H. Ed.). Geological Society of America Memoir 98, 11-98.

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

BURKE, K. (1988). Tectonic evolution of the Caribbean. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 16, 201-230.

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

CALAIS, E., MERCIER DE LÉPINAY, B. (1995). Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). Marine Geophysics Research 17, 63-95.

CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992). 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., PERROT J., MERCIER DE LEPINAY B. (1998). Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, 125-142.

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.

CALMUS, T. (1983). Contribution a l'etude geologique du Massif de Macaya (Sud-ouest d'Haiti, Grandes Antilles), sa place dans l'evolution de l'orogene Nord-Caraibe. These Docteur de 3er Cycle, L'Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 163 pp.

COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1999): Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República

Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DE LEÓN, R.O. (1989). Geología de la Sierra de Bahoruco (República Dominicana). Museo Nacional de Historia Natural. Santo Domingo, 112 p.

DE METS, 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.

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* (Mann, P. Ed., Series editor Hsü, K.J.). 4, 247-286.

DENYER, P., BAUMGARTNER, P.O. (2006). Emplacement of Jurassic-Lower Cretaceous radiolarites of the Nicoya Complex (Costa Rica). *Geologica Acta*, 4(1–2), 203-218.

DENYER, P., BAUMGARTNER, P.O., GAZEL, E. (2006). Characterization and tectonic implications of Mesozoic-Cenozoic oceanic assemblages of Costa Rica and Western Panama, *Geologica Acta*, 4(1–2), 219–235.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2000a). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2000b). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-II (Azua) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2004a). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5970-I (Barahona) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DÍAZ DE NEIRA, J.A. (2004b). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5971-I (Villapando) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DÍAZ DE NEIRA, J. A. SOLÉ PONT, F. J. (2002). Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). Acta Geologica Hispanica 37, 163-181.

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

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.

DIXON, T., FARINA, F., De METS, C., JANSMA, p. 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.

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

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., 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: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. and Lewis J.F., Eds.). Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 217-263.

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

DONNELLY, T.W., ROGERS, J. (1980). Igneous series in island arcs: the northeastern Caribbean compared with worldwide islandarc assemblages. Bull. Volcanol. 43, 347-382.

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. In: The Caribbean Region, The Geology of North America (Dengo, G., Case, J. Eds). Geol. Soc. America. Boulder, Vol. H, 339-374.

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.
- DRAPER, G., GUTIERREZ, G., LEWIS, J.F. (1996).** Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expresion of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology* 24 (12), 1143-1146.
- DUNCAN, R. A., HARGRAVES, R. B. (1984).** Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In: Bonini, W. E., Hargraves, R. B. & Shagam, R. (eds) *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America, Memoir 162, 81-93.
- EDGAR, N. T., SAUNDERS J. B. ET AL. (1973).** Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, D. C., U. S. Government Printing Office 15, 1137 pp.
- EPTISA (2004).** Informe de la unidad hidrogeológica de la Sierra de Bahoruco y Península Sur de Barahona. Programa SYSMIN, 193 pp.
- ESCUDER-VIRUETE, J. (2010a).** Informe de petrología de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra de Bahoruco. Proyecto SYSMIN II. 30 pp.
- ESCUDER-VIRUETE, J. (2010b).** Informe de geoquímica de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra de Bahoruco. Proyecto SYSMIN II. 26 pp.
- ESCUDER VIRUETE, J., PEREZ-ESTAÚN, A. (2006).** Subduction related P-T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samana Peninsula basement complex, northern Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 95, 995-1017.
- ESCUDER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNIAZ 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.

ESCODER VIRUETE J., DIAZ DE NEIRA A., HERNALZ HUERTA P.P., MONTHEL J., GARCIA-SENZ J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J., PEREZ-ESTAUN A. (2006a). Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic Rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90, 161-186.

ESCODER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., ULLRICH, T.D. MORTENSEN, J., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2006b). 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.

ESCODER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007a). Tectónica 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.

ESCODER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., LOPERA E., WEIS D., ULLRICH T. y PEREZ-ESTAUN A. (2007b). La secuencia magmática del Jurásico Superior-Cretácico Superior de la Cordillera Central, República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118(2) 243-268.

ESCODER-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., CONTRERAS, F., JOUBERT, M., WEIS, D., ULLRICH, T.D., SPADEA, P. (2007c). Plume mantle source heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. *Journal of Geophysical Research*, 112, B04203. doi: 10.1029/2006JB004323.

ESCODER 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.

ESCODER VIRUETE, J., FRIEDMAN, R. PÉREZ-ESTAÚN, A., JOUBERT, M., WEIS, D. (2009a). U-Pb constraints on the timing of igneous and metamorphic events in the Rio San Juan complex, northern Hispaniola. VII Congreso Cubano de Geología. Workshop IGCP-544.

ESCUDER VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., JOUBERT, M., WEIS, D. (2009b). Plume magmatism induced by slab rollback: trace element and isotopic insights from the latest cretaceous Caribbean island-arc in Hispaniola. VII Congreso Cubano de Geología. Workshop IGCP-544.

ESCUDER-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2009c). Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 98, 407-425. doi: 10.1007/s00531-007-0253-4.

ESCUDER-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., JOUBERT, M., WEIS, D. (IN PRESS). The Pelona-Pico Duarte basalts Formation, Central Hispaniola: An on-land section of Late Cretaceous volcanism related to the Caribbean large-igneous province. *Geologica Acta*.

GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., CALVO J.P., ESCUDER VIRUETE J. (2007). Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental de la República Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 18(2), 269-292.

GÓMEZ SÁINZ, A. (2000). Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Constanza (6072). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 230 pp.

GONÇALVES PH, GUILLOT S, LARDEAUX JM, NICOLLET C, MERCIER DE LEPINAY B. (2000). Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samana´ Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.

HASTIE, A.R., KERR, A.C., MITCHELL, S.F., MILLAR, I.L. (2008). Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous oceanic plateau lavas in eastern Jamaica. *Lithos*, 101, 323-343.

HAUFF, F., K. A. HOERNLE, P. VAN DEN BOGAARD, G. E. ALVARADO, D. GARBE-SCHONBERG, A. (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1(5), 1009, doi:10.1029/1999GC000020.

HEDBERG, H. D. (Ed) (1980): Guía Estratigráfica Internacional. Reverte, Barcelona, 205 pp.

HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2000a). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-III (Arroyo Caña) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2000b). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente. Proyecto “C” de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2004a). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5971-IV (Galván) y Memoria correspondiente. Proyecto “L” (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2004b). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5871-I (La Descubierta) y Memoria correspondiente. Proyecto “L” (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2006). La estructura del Sector Meridional de la República Dominicana. Una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense de Madrid. 287 pp.

HERNÁIZ 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.

HERNÁIZ HUERTA, P.P., DÍAZ DE NEIRA, J.A, GARCÍA SENZ, J., DESCHAMPS, I., LOPERA, E., ESCUDER 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.

HERNÁIZ 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., MANN, P. (1991). Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, 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, 315-336.

HOERNLE, K., BOGAARD, P. VAN DEN, WERNER, R., LISSINNA, B., HAUFF, F., ALVARADO, G.E., GARBE-SCHÖNBERG, D. (2002). Missing history (16–71 Ma) of the Galapagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas, Geological Society American Bulletin, 30(9), 795–798.

HOERNLE, K., HAUFF, F., BOGAARD, P. VAN DEN, R. (2004). A 70 Myr history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province, *Geology*, 32, 697–700, doi:10.1130/G20574.1.

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.

JOLLY, W.T., SCHELLEKENS, J.H., DICKIN, A.P. (2007). High-Mg andesites and related lavas from southwestern Puerto Rico (Greater Antilles Island Arc): petrogenetic links with emplacement of the Caribbean mantle plume. *Lithos*, 98, 1–26.

JOLLY, W.T., LIDIAK, E.G., DICKIN, A.P. (2008). Bimodal volcanism in northeast Puerto Rico and the Virgin Islands (Greater Antilles Island Arc): Genetic links with Cretaceous subduction of the mid-Atlantic ridge Caribbean spur. *Lithos*, 103 (2008) 393–414.

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. (2003). Oceanic Plateaus. In: Treatise on Geochemistry (Rudnick, R. Ed.) The Crust. Elsevier Science: Oxford. Vol. 3, Holland, 537-565.

KERR, A.C., TARNEY, J. (2005). Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33, 269–272. doi: 10.1130/G21109.1

KERR, A.C., TARNEY, J., MARRINER, G.F., NIVIA, A., SAUNDERS, A.D. (1997). The Caribbean–Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In: Large Igneous Provinces (Mahoney, J., Coffin, M.F. Eds.). AGU Washington DC. pp. 123–144.

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

- 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., ALLEN, CH.M. (2005).** Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *Geological Society of America Bulletin* 117, 987-995.
- KREBS, M. (2008).** Geothermobarometrie und Geochronologie subduktionsbezogener Hochdruckmetamorphite des Rio San Juan Komplexes (nördliche Dominikanische Republik). Inédita. Tesis Doctoral. Ruhr-Universität Bochum, Bochum.
- 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.
- 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., 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.
- LEBRÓN M.C., PERFIT M.R. (1994).** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics* 229, 69-100.
- LEWIS, J.F. (1980).** Résumé 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. In: The Geology of North America (Dengo, G., Case, J.E., Eds.), Vol. H, The Caribbean region. Geological Society of 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. In: Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F., Eds.). 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 Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. 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, 143-163.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995). Geochemistry and petro-tectonic 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 oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: 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 Barbuíto deposits. In: VMS deposits of Latin America (Sherlock, R., Barsch, R., Logan, A., Eds.). Geological Society of Canada Special Publication 223-249.

LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNÁIZ 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.
- LLINÁS, R.A. (1972).** Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, República Dominicana. Tesis Doctoral. México City, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, 83 p
- 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., DRAPER G., LEWIS J.F. (1991a).** 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. (1991b).** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. 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, 1-28.
- MANN, P., MCLAUGHLIN, P.P., COOPER, C. (1991c).** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. 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, 367-390.
- 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., 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., MCLAUGHLIN, P., VAN DEN BOLD, W.A., LAWRENCE, S.R., LAMAR, M.E. (1999).** Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. In: Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World (Mann, P. Ed., Series Editor: K.J. Hsü) 4, 3-31
- 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.
- MAUFFRET A., LEROY S. 1997.** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics* 283, p. 61-104.
- MAUFFRET, A.; LEROY, S.; VILA, J.M.V.; HALLOT, E.; MERCIER DE LÉPINAY, B.; DUNCAN, R.A. (2000).** Diving submersible survey of the central Caribbean Igneous Province reveals the internal structure and composition of an oceanic plateau. *Marine Geophysical Review*.
- MAURRASSE, F.J.M. (1981).** New data on the stratigraphy of the southern peninsula of Haiti. En : Transactions du 1er colloque sur la géologie d'Haiti (Maurrasse, F.J.M. Ed.). Ministère des Mines et des Ressources Énergétiques Port-au-Prince, Port-au-Prince, Haiti. 184-198.
- MAURRASSE, F.J. M., G., HUSLER, J., GEORGES, G., SCHMITT, R., DAMOND, P. (1979).** Upraised Caribbean sea-floor below acoustic reflector B" and the Southern Peninsula of Haiti. *Geologie en Mijnbouw* 8, 71-83
- MCLAUGHLIN, P.P., VAN DEN BOLD, W.A., MANN, P. (1991).** Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. 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, 337-366.

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

MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A., LEWIS, J.F., SCHELLEKENS, J. (1994). Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics*, 13, 725-732.

MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A. (1999). Cretaceous microfaunas of the Blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola. *Caribbean*, in Mann, P., ed., *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* 4, 237-246.

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

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* (Lidz, B., Nagle, F., Eds.). Miami Geological Society, 1-28.

NICOL, N. (2004). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5970-IV (La Salina) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

PALMER, H.C. (1979). Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. In: *Tectonic focal point of the north Caribbean, Hispaniola* (Lidz, B., Nagle, F. Eds.), Miami Geological Society, 29-68.

PÉREZ-VALERA, F. (2010). Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5970-III (Polo) y Memoria correspondiente. Proyecto 1B de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

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.

PINDELL, J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: Caribbean Geology: an introduction. University of the West Indies (Donovan, S.K., Jackson, T.A. Eds.). Publishers Association, University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 13-39.

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

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.

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.

PROINTEC (1999). Prevención de Riesgos geológicos (Riesgo sísmico). Programa SYSMIN, Proyecto D. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

REGUANT, J., ORTIZ, R. (2001). Guía Estratigráfica Internacional –versión abreviada-. Revista de la Sociedad Geológica de España, 14, 3-4: 271-293.

RÉVILLON, S., HALLOT, E., ARNDT, N., CHAUVEL, C., DUNCAN, R.A. (2000). A Complex History for the Caribbean Plateau: Petrology, Geochemistry, and Geochronology of the Beata Ridge, South Hispaniola. *Journal of Geology*, 108, 641–661.

SEN, G., HICKEY-VARGAS, D.G., WAGGONER, F., MAURASSE, F. (1988). Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters* 87, 423-437.

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

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

SINTON, C. W., SIGURDSSON, H., DUNCAN, R. A., LECKIE, R. M., ACTON, G. D., ABRAMS, L. J., BRALOWER, T., J., CAREY, S. N., CHAISSON, W., P., COTILLON, P., CUNNINGHAM, A. D., HONDT, S. L., DROXLER, A. W., GALBRUN, B., GONZALEZ, J., HAUG, G. H., KAMEO, K., KING, J. W., LIND, I. L., LOUVEL, V., LYONS, T. W., MURRAY, R. W., MUTTI, M., MYERS, G., PEARCE, R. B., PEARSON, D. G., PETERSON, L. C., ROEHL, U. (2000). Geochronology and petrology of the igneous basement at the lower Nicaraguan Rise, Site 1001. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 165, 233-236.

STEIN, G., ARDÉVOL, 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.

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

TAYLOR, F.W., MANN, P., VALASTRO, S., BURKE, K. (1985). Stratigraphy and radiocarbon chronology of a subaerially exposed Holocene coral reef, Dominican Republic. *Journal of Geology* 93, 311-332

VAN DEN BERGHE, B. (1983). Evolution sedimentaire et structurale depuis le Paleocene de secteur "Massif de la Selle-Barouco-Nord de la Ride de Beata" dans l'orogene nor Caraibe (Hispaniola Grandes Antilles). These de doctorat, Universidad Marie y Pierre Curie, Paris, 205 pp.

VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P., CALKINS, F.C. (1921). A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. In: Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos. Editora de Santo Domingo., Santo Domingo 18, 268 pp

WHITE, R.V., TARNEY, J., KERR, A.C., SAUNDERS, A.D., KEMPTON, P.D., PRINGLE, M.S., KLAVER, G.T. (1999). Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46, 43-68.

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

ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E., BILLUPS, K. (2001). Trenes, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693.