



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

DUVERGE

(5871-II)

Santo Domingo, R.D., Julio 2002-Octubre 2004

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto L, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por BRGM, 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. Antonin Genna (BRGM)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Antonin Genna (BRGM)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oró (GEOPREP)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dra. Monique Bonnemaïson (Estudios nanofósiles)
- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dra. Catherine Lerouge (BRGM)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Antonin Genna (BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

GEOLOGÍA ECONÓMICA

- Ing. Juan Locutura Ruperez (IGME)
- Ing. Eusebio Lopera (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ingra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Francisco Javier Montes. Director de la Unidad Técnica de Gestión (AURENSA) del Programa 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

- Juan José Rodríguez
- Santiago Muñoz
- María Calzadilla
- 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
- Mapa 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 de La Descubierta (5871) y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100,000 La Descubierta (5871) y Memoria adjunta

Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa a escala 1:150,000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe Sedimentológico del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste)
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste).
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb (Proyectos K y L)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar (Proyectos K y L)
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados (Proyectos K y L).

RESUMEN

La Hoja de Duvergé está situada al sur de la isla de la Española (Mann et al. 1991), en el contexto de colisión oblicua del Caribe (Mann et al. 2002). Su complejidad geológica es importante y su duración corta, pues va del Mioceno hasta la actualidad y se desarrolla en un contexto tectónico activo (Dolan and Mann, 1998). En ella está expuesto un ciclo tectono-sedimentario mayor, que comienza por las calizas marinas y arrecifales de la Sierra de Bahoruco y termina en los depósitos recientes y actuales del Lago Enriquillo.

Esta Hoja integra gran parte del Lago Enriquillo y cubre una porción de las formaciones calcáreas de la Sierra de Bahoruco, sobre el eje de los cabalgamientos del macizo.

La estratigrafía de la Hoja de Duvergé comienza por las calizas masivas de la Sierra de Bahoruco, del Mioceno. Sobre ellas se han depositado las calizas margosas de la formación Jimaní. Representan formaciones arrecifales y peri-arrecifales del Plioceno. Sobre ellas hay superpuestas margas verdes y rojas del Plioceno. El techo de la formación Jimaní está representado por formaciones arrecifales poco litificadas. Estos arrecifes están localmente afectados por una brechificación de origen alterítico.

Encima de la formación Jimaní se ha depositado la formación Arroyo Blanco, pero sólo aflora en el extremo noroeste de la Hoja y se prolonga más al norte sobre la ladera sur de la Sierra de Neiba.

Las calizas de la Sierra de Bahoruco están afectadas por un karst cuya parte inferior está constituida por una potente brecha de colapso. Los elementos de este karst se encuentran en la brecha tectónica del flanco norte de la Sierra de Bahoruco. Esta brecha es del Plioceno. Las formaciones de edad holocena son muy variadas. Representan el relleno marino o continental del Lago Enriquillo, así como las formaciones de pendiente de la Sierra de Bahoruco.

La tectónica de la Hoja de Duvergé se presenta en dos partes distintas. Al sur, la Sierra de Bahoruco es un gran anticlinorio que está en contacto con las formaciones de la cuenca Enriquillo por el intermedio de un haz de fallas desgarró-cabalgantes sinistras. Al norte, el lago Enriquillo es una cuenca sobre relevos de fallas cuyas fallas de Enriquillo y la Sierra de Neiba constituyen el límite norte. Las estructuras geológicas están subrayadas en los mapas aeromagnéticos por lineamientos.

ABSTRACT

The Duvergé map area is located in the South of the Hispaniola island (Mann et al. 1991) within the oblique collision tectonic setting of the Caribe (Mann et al. 2002). Although covering a short timespan ranging from Miocene to Present Date, it is geologically complex, covering a tectonically active area (Dolan and Mann, 1998). A complex tectono-sedimentary cycle can be observed. The latter starts with the marine and reef limestone of the Sierra de Bahoruco and ends with the recent and present-day deposits of the Enriquillo Lake.

This sheet is largely covered with the Enriquillo Lake and comprises part of the Sierra de Bahoruco limestone.

The stratigraphic sequence of the Duvergé map area starts with the Miocene limestone of the Sierra de Bahoruco. It is overlaid by the marly limestone of the Jimaní Formation corresponding to Pliocene reef and reef-related formations, and then, by Pliocene green and red marls. The top of the Jimaní Formation is represented by poorly lithified reef lithologies. These reef-related rocks are locally affected by an alteration-related brecciation.

The Arroyo Blanco Formation overlies the Jimaní Formation and crops out only in the northeastern-most corner of the sheet, and extends northward on the southern side of the Sierra de Neiba.

The limestone of the Sierra de Bahoruco are affected by a karst, which base is composed of a thick collapse breccia. Elements of this karst are found as part of the tectonic breccia found in the northern side of the Sierra de Bahoruco. The latter breccia bears a Pliocene age.

The Holocene formations are quite varied. They represent the marine or continental infill of the Enriquillo Lake, together with the slope sediments of the Sierra de Bahoruco.

The tectonic pattern of the Duvergé sheet is divided in two parts. To the South, the Sierra de Bahoruco represents a large anticline lying in contact with the Enriquillo-basin formations through a set of sinistral wrench faults. To the North, the Enriquillo Lake forms a pull-apart basin of which the Enriquillo fault and the Sierra de Neiba represent the northern limit.

The geological structures are well underlined by lineaments visible in the aeromagnetic maps.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	12
1.1. Metodología	12
1.2. Situación geográfica	15
1.3. Marco Geológico	19
1.4. Antecedentes	22
2. ESTRATIGRAFIA	24
2.1. Neógeno	24
<u>2.1.1. Formación Sombrero. (1) Calizas masivas, micritas y esparitas con escasos elementos arrecifales. Mioceno (N₁)</u>	<u>24</u>
<u>2.1.2. Formación Jimaní (Plio-Pleistoceno)</u>	<u>29</u>
2.1.2.1. Contexto regional	29
2.1.2.2. Sustrato y techo	29
2.1.2.3. Bioestratigrafía – Edad de la formación	30
2.1.2.4. Estratigrafía	31
2.1.2.5. Biofacies y medio de depósito	32
2.1.2.6. Formación Jimaní en la Hoja de Duvergé	34
2.1.2.7. Formación Jimaní, (2) Margas calcáreas, calizas-margosas con conchas, margas fosilíferas, elementos arrecifales. Plioceno (N ₂)	34
2.1.2.8. Formación Jimaní, (3) Margas verdes, rojas y blancas. Plioceno (N ₂)	34
2.1.2.9. Formación Jimaní, (4) Arrecifes y canales arrecifales. Plio-pleistoceno (N ₂ -Q ₁₋₃)	35
2.1.2.10. Formación Jimaní, (5) bréchica. Plio-pleistoceno (N ₂ -Q ₁₋₃)	35

<u>2.1.3. Formación Arroyo Blanco (6) Margas de tonos claros o amarillentos con intercalaciones subordinadas de areniscas, conglomerados, calizas y de niveles de arrecifes. Plio-pleistoceno (N₂-Q₁₋₃).....</u>	<u>35</u>
<u>2.1.4. Alterita, arcillas y gravas en dolinas de la Sierra de Bahoruco (7) Plio-Pleistoceno (N₂-Q₁₋₃).....</u>	<u>36</u>
2.2. Cuaternario	36
<u>2.2.1. Formación Arroyo Seco (8) Conglomerado con clastos, calizas y arcillas rojas, molasa sintectónica. Pleistoceno (Q₁₋₃).....</u>	<u>36</u>
<u>2.2.2. Canales arrecifales, arrecifes y margas del Lago Enriquillo (12). Holoceno (Q₂) ..</u>	<u>39</u>
2.2.2.1. Contexto regional	39
<u>2.2.2.2. Sustrato.....</u>	<u>40</u>
2.2.2.3. Edad del arrecife	40
2.2.2.4. Fauna.....	41
2.2.2.5. Estratigrafía y medio de depósito	41
<u>2.2.3. Horizonte con formaciones de algas y encostramientos estromatolíticos (13) Holoceno (Q₄).....</u>	<u>42</u>
<u>2.2.4. Margas, arenas y limos lacustres del Lago Enriquillo (14) Holoceno (Q₄)</u>	<u>43</u>
<u>2.2.5. Arena de playas actuales del Lago Enriquillo (15) Holoceno (Q₄)</u>	<u>43</u>
<u>2.2.6. Zonas mareal del Lago Enriquillo (16) Holoceno (Q₄)</u>	<u>43</u>
<u>2.2.7. Caliza lacustre con gasterópodos (9) Holoceno (Q₄)</u>	<u>43</u>
<u>2.2.8. Margas y calizas lacustres en zonas de margen previamente cubiertas por agua (decantación) (10) Holoceno (Q₄)</u>	<u>44</u>
<u>2.2.9. Margas lacustres en zonas inundables (Laguna El Limón y Laguna en Medio) (11) Holoceno (Q₄).....</u>	<u>44</u>
<u>2.2.10. Conos aluviales activos (17) Holoceno (Q₄)</u>	<u>44</u>
<u>2.2.11. Coluviones y cuaternario indiferenciado (18) Holoceno (Q₄)</u>	<u>44</u>
2.2.11.1. Limos, arenas y gravas, aluviones del sistema hidrográfico actual (19) Holoceno (Q ₄)	44

3. TECTÓNICA	45
3.1. Introducción. Contexto Geodinámico	45
3.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio	50
3.3. La estructura de la zona de estudio	52
<u>3.3.1. La estructura del margen septentrional de la Sierra de Bahoruco</u>	<u>52</u>
<u>3.3.2. La estructura del interior de la Cuenca de Enriquillo</u>	<u>61</u>
<u>3.3.3. La fracturación. La falla de Enriquillo</u>	<u>63</u>
<u>3.3.4. Correlación de la estructura con el mapa de aeromagnético.</u>	<u>66</u>
3.4. Modelo de evolución tectónica de la zona de estudio y edad de la deformación	69
3.5. Particularidades estructurales de la Hoja de Duvergé	73
<u>3.5.1. Introducción</u>	<u>73</u>
<u>3.5.2. La Sierra de Bahoruco</u>	<u>74</u>
<u>3.5.3. La cuenca de Enriquillo</u>	<u>74</u>
<u>3.5.4. Las fallas</u>	<u>74</u>
3.5.4.1. Las fallas inversas.....	74
3.5.4.2. Las fallas normales.....	74
3.5.4.3. Las fallas normales que afectan los arrecifes.....	75
3.5.4.4. Las fallas normales de los conglomerados sintectónicos.....	75
<u>3.5.5. Las deformaciones</u>	<u>75</u>
3.5.5.1. Primera deformación (Mio-Plioceno).....	75
3.5.5.2. Segunda deformación (Plieistoceno).....	75
4. GEOMORFOLOGÍA	76
4.1. Estudio morfoestructural	77
<u>4.1.1. Formas estructurales</u>	<u>78</u>

4.2. Estudio del modelado	79
<u>4.2.1. Formas gravitacionales.....</u>	<u>80</u>
<u>4.2.2. Formas fluviales</u>	<u>80</u>
<u>4.2.3. Formas eólicas</u>	<u>81</u>
<u>4.2.4. Formas lacustres y endorreicas.....</u>	<u>82</u>
<u>4.2.5. Formas marinas-litorales</u>	<u>83</u>
<u>4.2.6. Formas por meteorización química.....</u>	<u>83</u>
<u>4.2.7. Formas poligénicas.....</u>	<u>84</u>
4.3. Evolución Paleogeográfica.....	84
5. HISTORIA GEOLOGICA	85
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	89
6.1. Hidrogeología	89
<u>6.1.1. Climatología e hidrología</u>	<u>89</u>
<u>6.1.2. Hidrogeología</u>	<u>90</u>
6.2. Recursos minerales	96
<u>6.2.1. Hidrocarburos.....</u>	<u>96</u>
<u>6.2.2. Rocas industriales y ornamentales</u>	<u>99</u>
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	99
7.1. Relación de los L.I.G.	100
7.2. L.I.G. N° 1 : Cruce Del Limón	100
7.3. L.I.G. N° 2 : Cantera de Duvergé.....	101
8. BIBLIOGRAFÍA	102

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 de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea. 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 bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión de la Dirección General de Minería (DGM), del denominado Proyecto L, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto K, adjudicado al mismo consorcio.

Este Proyecto comprende, a su vez, dos zonas bien diferenciadas, denominadas Zona L-Este y L-Suroeste, que se localizan en prolongación hacia el este y el oeste, respectivamente, del Proyecto C, primer proyecto de estas características que fue ejecutado en el periodo 1997-2000. El Proyecto L incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 21) mapas geológicos a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1):

Zona L-Este:

- Monte Plata (Antón Sánchez, 6272-I; Bayaguana, 6272-II; Monte Plata, 6272-III y Sabana Grande de Boyá, 6272-IV)
- El Seibo (Miches, 6372-I; El Seibo, 6372-II, Hato Mayor, 6372-III y El Valle, 6372-IV)
- Las Lisas (Rincón Chavón, 6472-III y Las Lisas, 6472-IV)

Zona L-Suroeste

- Jimaní (La Descubierta, 5871-I; Duvergé, 5871-II; Jimaní, 5871-III y Boca Cachón, 5871-IV)
- Neiba (Villarando, 5971-I; Vicente Noble, 5971-II; Neiba, 5971-III y Galván, 5971-IV)
- Barahona (Barahona, 5970-I y La Salina, 5970-IV)
- Azua (Barrera, 6070-IV)

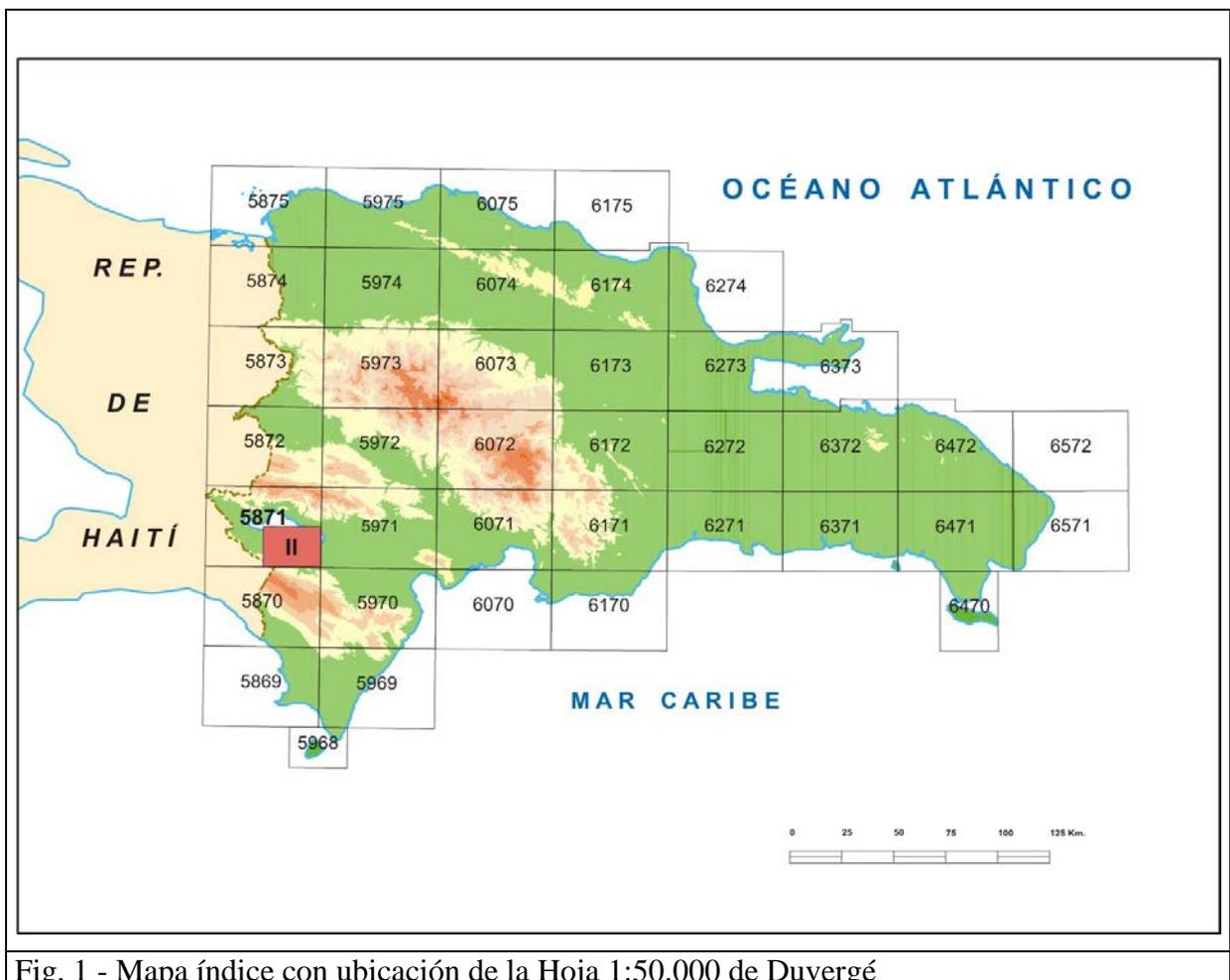


Fig. 1 - Mapa índice con ubicación de la Hoja 1:50.000 de Duvergé

Para la realización de cada Hoja se ha tenido en cuenta la información geológica aportada por las Hojas colindantes, con intercambio de opiniones sobre el terreno de los diferentes especialistas.

En la Zona L-Suroeste, donde se inscribe la Hoja de Duvergé, se ha utilizado información académica en forma de tesis y publicaciones en revistas especializadas además de trabajos de exploración de hidrocarburos y de hidrogeología aplicada. La cartografía se ha realizado con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 del año 1960, cedidas por la DGM. Los puntos de observación y toma de muestras se han posicionado por GPS con un error de 15 m. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR, especialmente útiles para revelar lineamientos y fracturas. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes han sido de gran utilidad la información de los pozos de petróleo, los mapas de isóbatas y las líneas sísmicas producidas por la compañía Canadian Superior y el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (CGG 1997) (Fig. 2).

Los recorridos de campo se complementan con fichas de control en las que se registran 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 diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000.

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y la Dirección General de Minería de la República Dominicana e inspirada en el modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

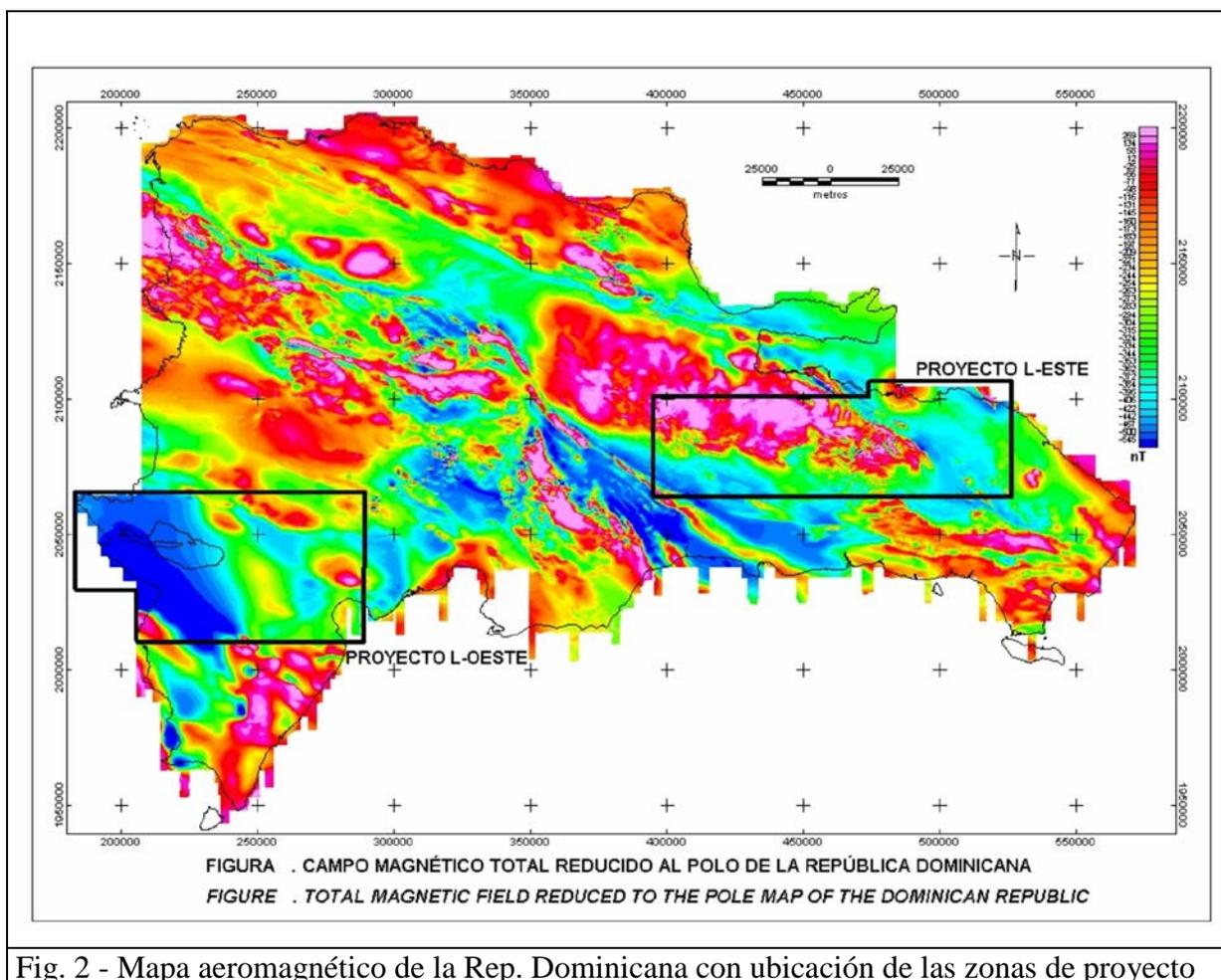


Fig. 2 - Mapa aeromagnético de la Rep. Dominicana con ubicación de las zonas de proyecto

1.2. Situación geográfica

Desde el punto de vista fisiográfico, la Zona Suroeste del Proyecto L se caracteriza por la presencia de una llanura interna, el valle de Enriquillo o de Neiba, delimitado al norte y al sur por relieves elevados de las sierras de Neiba y de Bahoruco (Fig. 3). La sierra de Neiba está representada por sus dos terceras partes meridionales, que incluyen los relieves principales, mientras que la sierra de Bahoruco está representada únicamente por su vertiente norte.

El elemento más característico del llano de Enriquillo es el lago de agua salada del que toma su nombre, que ocupa aproximadamente su mitad occidental. Al suroeste hay otras lagunas de agua salada como la del Rincón. El lago Enriquillo es el nivel base de drenaje del flujo superficial y subterráneo de la región. El río más importante es el Yaque del Sur, que discurre por el extremo oriental de la llanura proveniente del área del pueblo de Barranco y

se extiende en dirección suroeste hasta el pueblo de Tamayo. El resto de los cursos de agua son cursos estacionales que no alcanzan la categoría del Yaque, aunque algunos de ellos son caudalosos en época de lluvias.

Desde el punto de vista administrativo, la zona de proyecto ocupa las provincias de Bahoruco, Independencia, Barahona y San Juan con una población estimada algo superior a 300.000 habitantes, de los cuales aproximadamente el 40% vive en zonas rurales y el 60% en los principales municipios, entre los que destacan Barahona (77.000 habitantes), Neiba (47.000), Tamayo (22.000), Vicente Noble (21.000), Galván (16.000), Cabral (16.000), Duvergé (15.000), Villa Jaragua (12.000), Jimaní (9.000), Fundación (9.000), Los Rios (8.000), La Descubierta (7.000), La Salina (7.000), Cristóbal (6.000) y Postrer Río (6.000) (datos de Acuater 2000).

La principal actividad productiva de la región es la agricultura y a gran distancia los servicios comunales y sociales, alguna industria manufacturera, la construcción, el comercio y el turismo. Los principales cultivos en la planicie son el plátano y la caña de azúcar y en las lomas el café, guandules, habichuelas y productos hortícolas. Respecto al turismo, la actividad principal se centra en Barahona y en los primeros kilómetros de costa al sur de esta localidad. El turismo ambiental está en sus inicios, pese a que la región cuenta con grandes posibilidades de explotación de los Parques Naturales en la Sierra de Neiba, La Descubierta-Isla Cabrito, Laguna de Rincón y Sierra de Bahoruco.

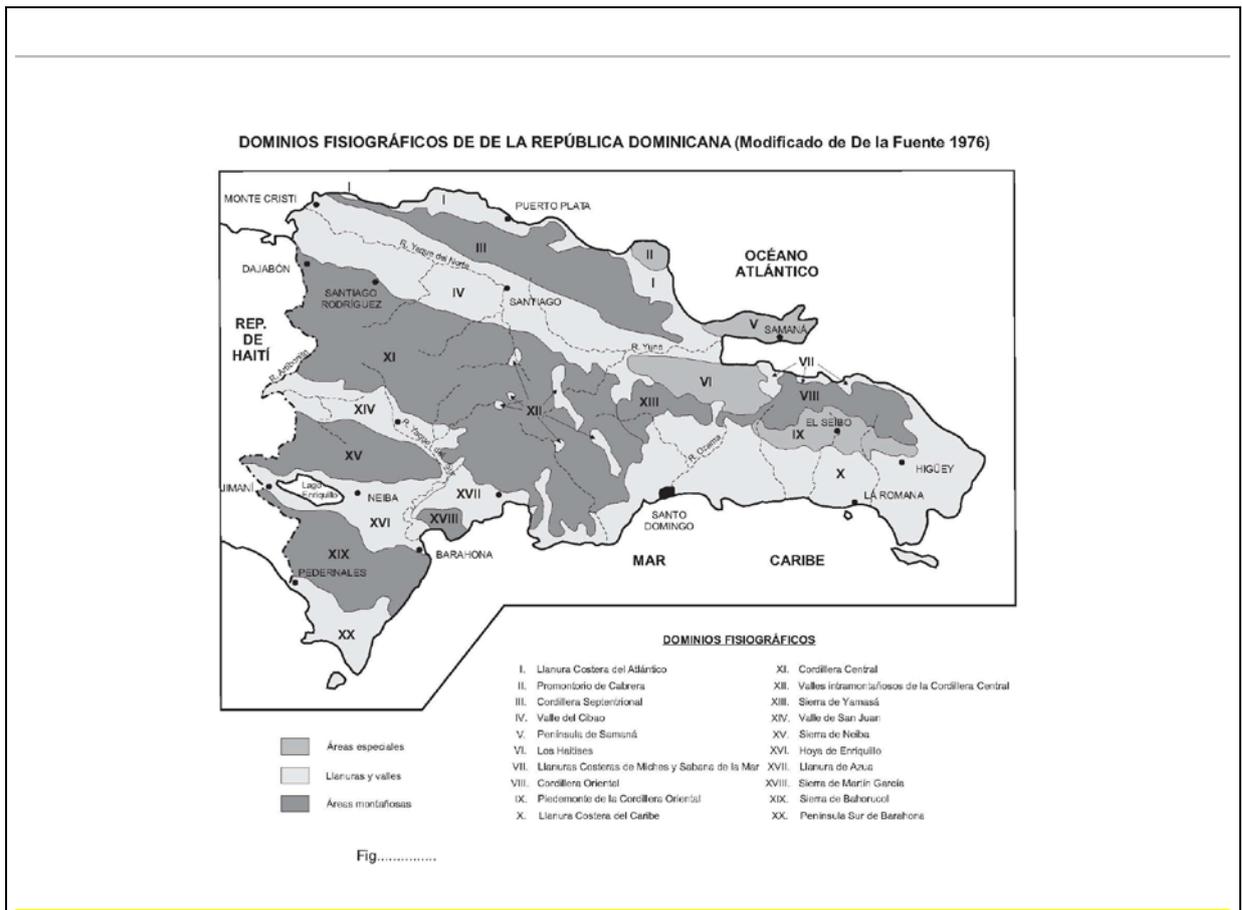


Fig. 3 - Dominios fisiográficos de la República Dominicana

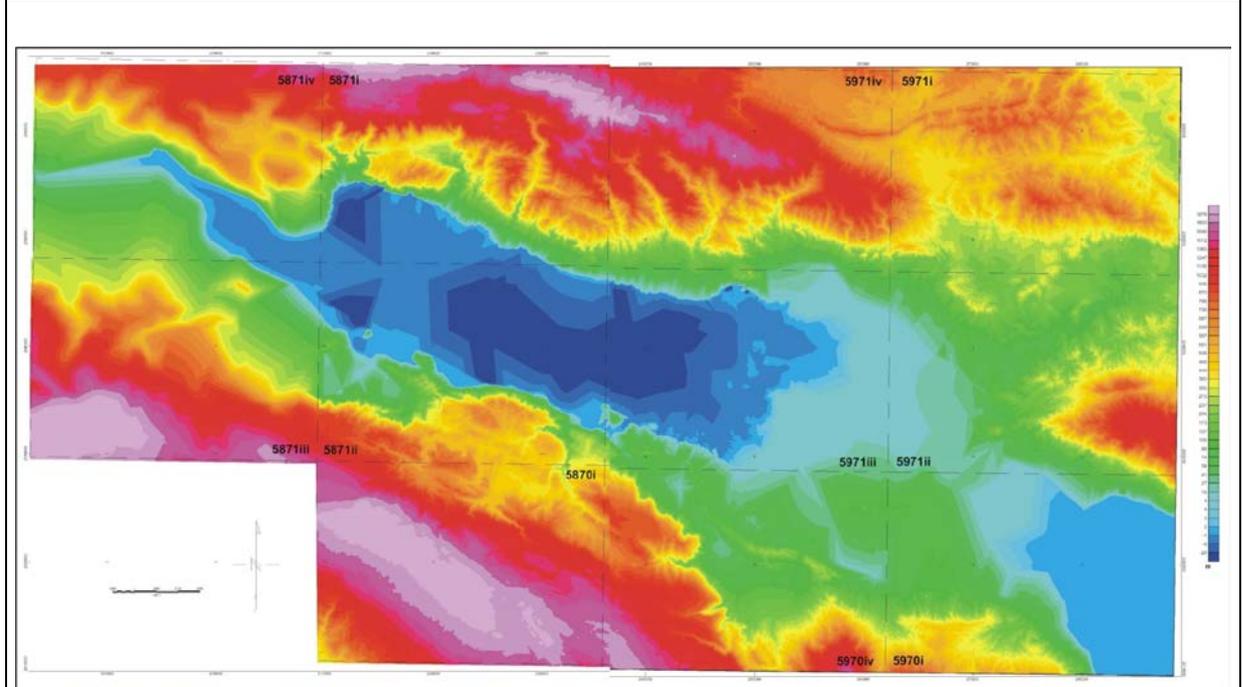


Fig. 4 – Modelo digital Zona L-SO

Perteneciente al cuadrante de Jimaní, la Hoja a escala 1:50.000 de Duvergé (5871-II) se localiza en la mitad sur del Lago Enriquillo a unos 150 km al oeste en línea recta de la capital Santo Domingo. La principal vía de acceso es la carretera de Barahona que sigue la costa sur y conecta con la carretera periférica del Lago Enriquillo, desde donde puede accederse a Duvergé ya sea por el lado norte, vía Neiba o por el lado sur, hasta Jimaní. El paso fronterizo de Jimaní está conectado directamente con la capital de Haití Port-au-Prince.

La carretera Duvergé-Jimaní es el principal eje de acceso a numerosas pistas de poco recorrido que permiten la aproximación a las áreas elevadas de la sierra de Bahoruco, que en general se recorren a pie. Una pista importante bordea la orilla del lago Enriquillo. Fuera de los pueblos de Duvergé hay grandes áreas despobladas debido a la escasez de agua y al clima semi-desértico.

La orografía es montañosa. Parte del territorio está ocupado por la vertiente de la sierra de Bahoruco, alineada NO-SE, con desniveles máximos de 1080 m en el extremo occidental de la cartografía. Al pie de la sierra de Bahoruco existen depresiones alargadas a cotas próximas al nivel del mar separadas por lomas que culminan a 402 m de altura en la Loma del Derrico. Al norte de la cartografía comienza un área extensa bajo el nivel del mar ocupada por el lago Enriquillo. La red fluvial está integrada por cañadas de carácter estacional, con crecidas violentas durante las grandes tormentas.

Según Acuater (2000) la precipitación promedio sobre el lago Enriquillo se aproxima a 600 mm/a, con un régimen de lluvias en general de tipo bimodal marcado por una época lluviosa en la primavera (meses de mayo y junio) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en julio. La temperatura media anual en el valle fluctúa entre 22 y 29°C, con una variación intra-anual entre 3 y 4°C, con máximas en Jimaní que superan los 40°. El período más caluroso corresponde a los meses de julio y agosto y el más fresco, a los meses de enero y febrero. La vertiente norte de la Sierra de Bahoruco presenta una climatología más húmeda y fresca, capaz de soportar bosques, pero se halla desforestada debido a la actividad del carbón. La vegetación en el llano es de tipo desértico con arbustos espinosos y cactus.

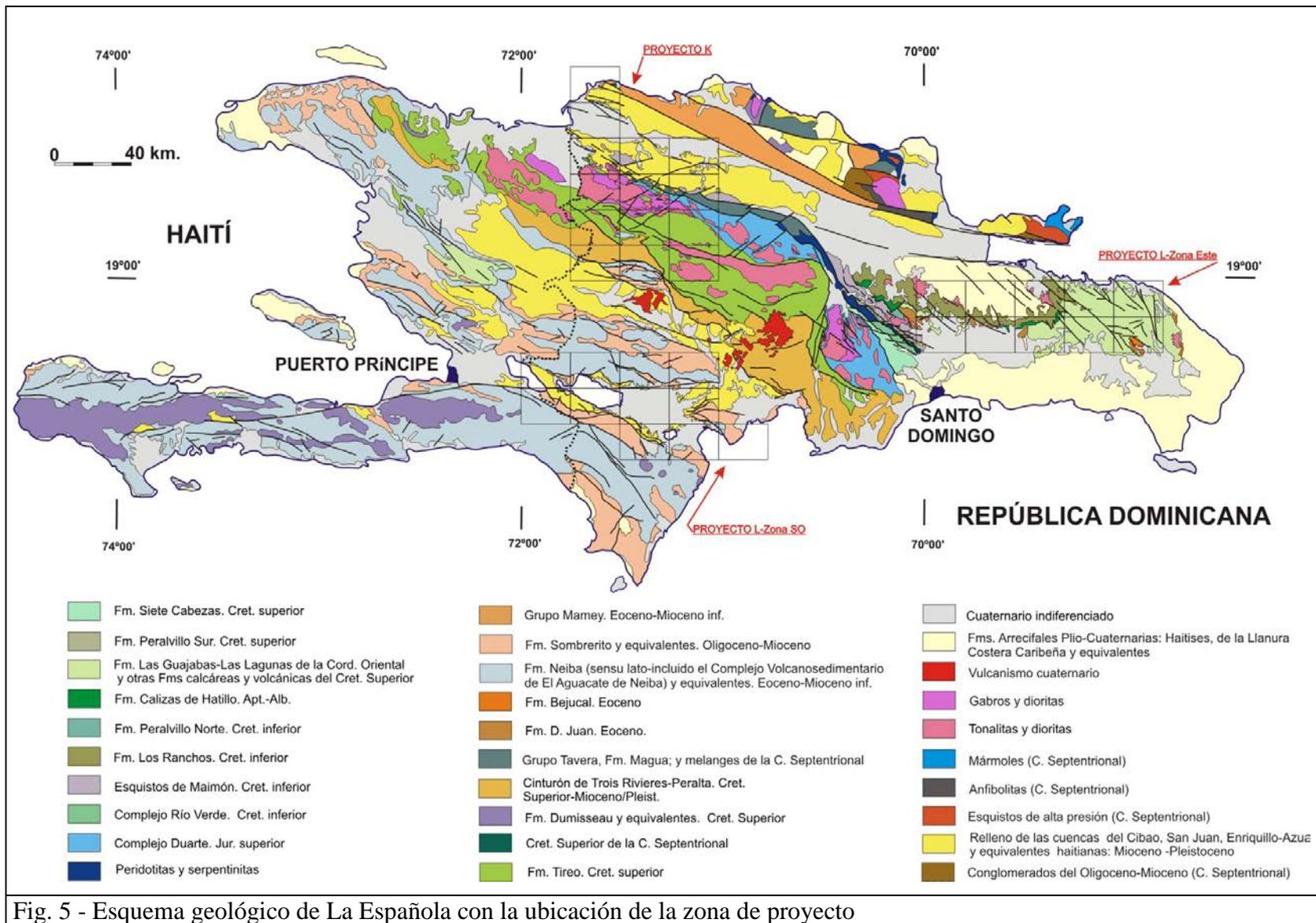
1.3. Marco Geológico

El área suroeste de la República Dominicana se caracteriza por cuencas sedimentarias alargadas separadas por sierras formadas en bloques elevados sobre fallas (Fig. 4 y Fig. 6). Las sierras están formadas por rocas del Cretácico hasta el Mioceno y las cuencas han acumulado sedimentos desde el Neógeno al Cuaternario.

Entre la Cordillera Central y la Sierra de Neiba se localiza la cuenca de San Juan, que con un perfil sinforme está rellena por más de 7000 m de sedimentos terciarios y cuaternarios. El límite norte con la Cordillera Central es el importante cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y el límite sur con la Sierra de Neiba es un imbricado de fallas de alto ángulo. En su extremo sureste, la cuenca de San Juan conecta con la de Enriquillo, y cambia de nombre a cuenca de Azua. La cuenca de Azua presenta un relleno inferior a 3000 m y una mayor complejidad estructural que la cuenca de San Juan. La cuenca de Enriquillo es un surco sinformal entre bloques elevados por fallas con desplazamiento oblicuo, dirigidas en sentidos opuestos en las sierras de Neiba y Bahoruco.

Otro elemento estructural en la región es la cresta oceánica de Beata (Heubeck y Mann, 1991), que forma un promontorio alargado NNE-SSO con forma de cuña hacia el norte que incide transversalmente a la dirección de las estructuras de la isla La Española. Según Heubeck y Mann (1991) y Mann *et al.* (1991c), la cresta de Beata produjo a partir del Plioceno medio una tectónica de indentación empujada desde el margen opuesto bajo el que subduce (Mauffret y Leroy, 1997).

Un volcanismo cuaternario de afinidad calcoalcalina y alcalina en sus estadios finales se localiza en el área centro-occidental de la isla. Forma una banda de dirección NNE-SSO y entre 10 a 20 km de ancho que atraviesa la Cordillera Central y la cuenca de San Juan hasta rozar la zona cartografiada. Para Mann *et al.* (1991b) tiene una relación genética con la cresta de Beata, aunque estos autores también sugieren que el volcanismo puede relacionarse con esfuerzos trastensivos en la terminación oriental de la falla de Enriquillo.



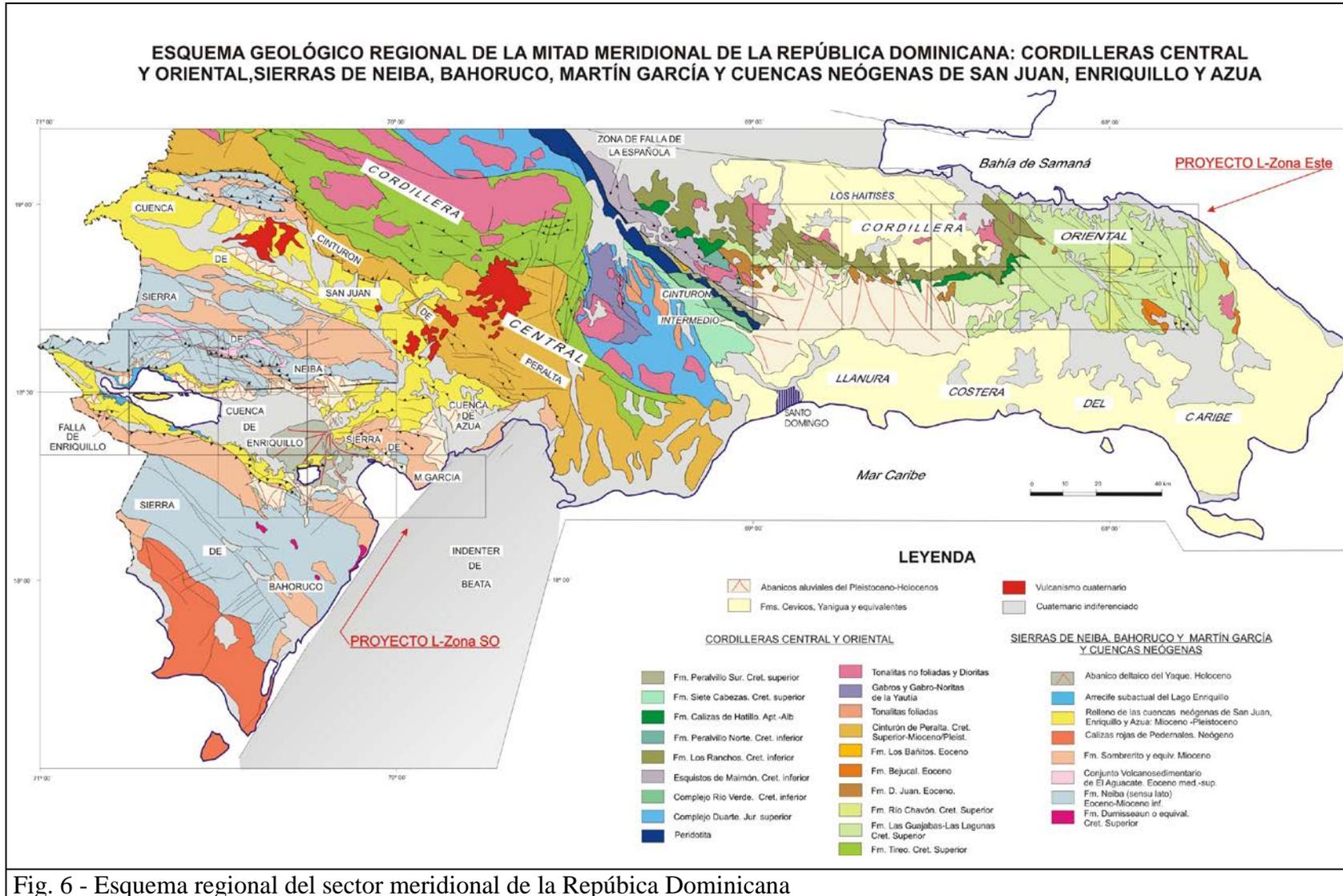


Fig. 6 - Esquema regional del sector meridional de la República Dominicana

1.4. Antecedentes

La zona de proyecto L-Suroeste ha sido extensamente investigada, en especial la cuenca de Enriquillo debido a su interés para la exploración de hidrocarburos. Las primeras campañas petrolíferas y mineras tuvieron lugar a principios del siglo pasado, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan *et al.* (1921) para el Servicio Geológico de Estados Unidos y de Dohm (1941) y Bermúdez (1949) para la Dominican Seaboard Oil Company. Una recopilación de estos trabajos pioneros se puede consultar en Mann *et al.* (1991). El estudio de las cuencas del sur del país continuó de forma discontinua durante las décadas siguientes, y en el caso de la cuenca de Enriquillo, el mayor esfuerzo de exploración lo hizo la Canadian Oil Company Ltd. a finales de los años 70. Durante la elaboración del presente trabajo no se ha podido tener acceso a los informes y documentos generados por esta compañía, si bien un resumen parcial se halla en la síntesis de Norconsult (1983). En la actualidad la exploración de hidrocarburos continúa en la zona de forma puntual en la Hoja de Boca Cachón, pero por su carácter confidencial no son accesibles.

Al margen de las investigaciones petroleras, se produce tras la década de los setenta un impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana con la elaboración de tesis doctorales o de licenciatura, entre las que destacan: Llinas (1972), es una de las primeras tesis elaborada por un Ingeniero Geólogo dominicano, que estudia el margen norte de la sierra de Bahoruco y la cuenca de Enriquillo; De León (1983) estudia las características geológicas e hidrogeológicas de la región SO; Mann (1983), centrada en la estructura y estratigrafía de la cuenca de Enriquillo; Cooper (1983), sobre la estratigrafía y tectónica de la sierra de Martín García; Breuner (1985) estudia la sierra de Neiba; Van der Berghe (1983) las sierras de La Selle y Bahoruco; Mercier de Lepinay (1987) desarrolla un estudio estratigráfico y estructural del conjunto de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica; y Heubeck (1988) realiza un trabajo esencial para la comprensión de las unidades paleógenas del extremo SE del Cinturón de Peralta.

A esta época pertenecen también las publicaciones de Bourgois *et al.* (1979) que presenta el primer corte de la Sierra de Neiba, Biju-Duval (1983) sobre los aspectos estratigráficos y estructurales de la porción emergida y sumergida del sur de la República Dominicana, y Mann *et al.* (1984) y Taylor (1984) que realizan las primeras descripciones detalladas y dataciones absolutas del arrecife holoceno que rodea el lago Enriquillo. Ante la gran

cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de unidades estratigráficas, la Dirección General de Minería realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, con uno de sus dos tomos dedicado a las formaciones del suroeste del país (1984).

Respecto a las cartografías geológicas de síntesis, existe la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991). Esta colaboración también condujo a la realización del mapa geológico a escala 1:100.000 del cuadrante de San Juan (García y Harms, 1988). La cartografía más reciente de Mann *et al.* (1991a) acompaña el volumen especial (262) de la Sociedad Geológica de América dedicado a La Española, que resulta un documento básico para trabajos posteriores.

A escala 1:50.000 resultan relevantes para este proyecto los mapas del Proyecto C de Cartografía Geotemática, realizado por el consorcio IGME-PROINTEC-INYPSA entre 1997-2000 dentro del Programa SYSMIN. Entre los trabajos de geología aplicada destaca el Estudio Hidrogeológico Nacional-Valle de Neiba (Acuater, 2000), y en el campo de la minería el Estudio de los Depósitos de Yesos de La Salina y el Estudio sobre las Rocas Ornamentales de Samaná y Vicente Noble.

Varios artículos relevantes se encuentran en el citado volumen especial (262) de la Sociedad Geológica de América: Dolan *et al.* (1991) presentan una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico; Heubeck y Mann (1991) se centran en la estructura y evolución tectónica de la terminación suroriental de la Cordillera Central; McLaughlin *et al.* (1991) describen la bioestratigrafía y paleogeografía de las cuencas de Azua y Enriquillo; y finalmente Mann *et al.* (1991c) proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas.

Entre las publicaciones recientes destacan el modelo geodinámico de la región NE de la Placa del Caribe de Mann *et al.* (1995); el modelo tectónico y neotectónico del margen septentrional de la placa del Caribe propuesto por Dolan y Mann (1998); la síntesis actualizada de la cuenca de Enriquillo de Mann *et al.* (1999) que incluye una revisión de la geología del subsuelo utilizando datos sísmicos de la Canadian Oil Company; el trabajo de Pubellier *et al.* (2000) sobre la evolución estructural del sector meridional de La Española y

el artículo de Mann *et al.* (2002) que cuantifica el desplazamiento de la placa del Caribe a partir de medidas de posicionamiento global.

2. ESTRATIGRAFIA

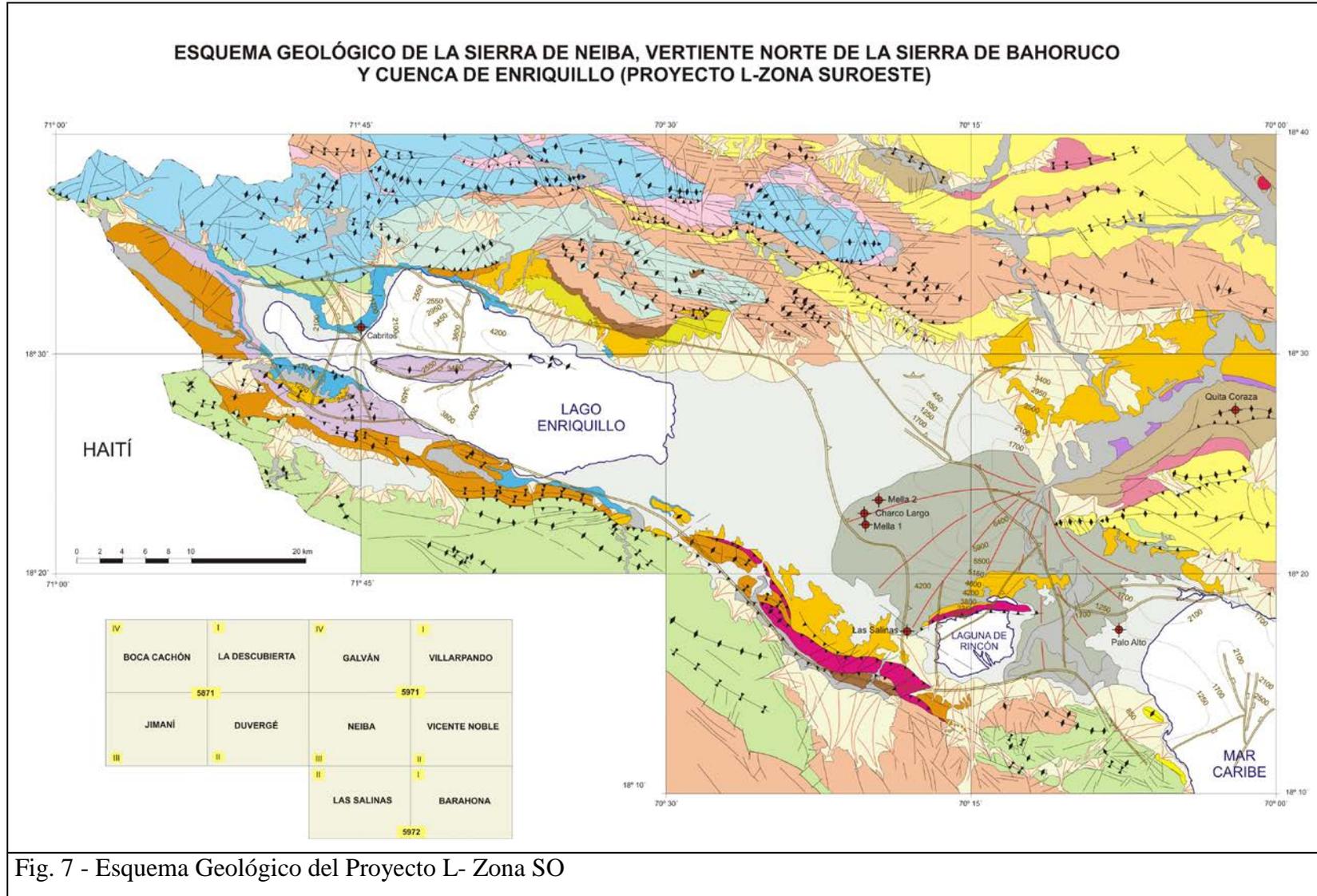
2.1. Neógeno

2.1.1. Formación Sombrerito. (1) Calizas masivas, micritas y esparitas con escasos elementos arrecifales. Mioceno (N₁)

Frente al gran confusionismo general que se observa en la bibliografía existente en relación con la nomenclatura de las formaciones neógenas, existe una gran unanimidad con respecto a la atribución a la Fm. Sombrerito del potente conjunto margoso con intercalaciones carbonatadas que aflora en amplias zonas de la sierra de Neiba sobre la formación del mismo nombre y en la Sierra de Martín García. Su denominación se atribuye a Olsson (en Bermúdez, 1949) en relación con la alternancia de niveles calcáreos y margosos que afloran en el arroyo del mismo nombre.

Tanto en la sierra de Neiba como en la cuenca de San Juan aparece como una monótona sucesión rítmica de más de 500 m de espesor de margas entre las que se intercalan niveles decimétricos de calcarenitas y calizas, que localmente pueden adquirir espesores de orden decamétrico, dando lugar a destacados resaltes morfológicos en el relieve. Aunque en la cuenca de Azua se reconocen facies similares, los niveles calcáreos parecen alcanzar allí un mayor desarrollo (Díaz de Neira, 2000); este enriquecimiento calcáreo a expensas del contenido margoso adquiere su máxima expresión en la sierra de Bahoruco, donde la formación aparece como un potente conjunto de calizas carstificadas estratificadas en bancos gruesos, perdiéndose el aspecto típico de la formación, por lo que se sugiere la denominación de Mb. Calizas de Barahona (de la Fm. Sombrerito) para el conjunto calcáreo dispuesto sobre la Fm. Neiba en la sierra de Bahoruco.

La formación Sombrerito ocupa la parte sur de la Hoja de Duvergé, de la frontera con Haití hasta los cabalgamientos frontales de la Sierra de Bahoruco. En cuanto a la Sierra de Bahoruco, sólo están presentes las facies de calizas masivas.



**ESQUEMA GEOLÓGICO DE LA SIERRA DE NEIBA, VERTIENTE NORTE DE LA SIERRA DE BAHORUCO,
SIERRA DE MARTÍN GARCÍA Y CUENCA DE ENRIQUILLO (PROYECTO L-ZONA SUROESTE)
LEYENDA**

ESTRUCTURAS PRINCIPALES:

AAG: Anticlinal de El Aguacate	ACT: Anticlinal de Cabeza de Toro	ELM: Escama de Los Mosquitos	SLG: Sinclinal de Los Güiros
ALC: Anticlinal de Las Cañitas	ASS: Anticlinal de Sabana del Silencio	ALD: Anticlinal de La Descubierta	FE: Falla de Enriquillo
SAP: Sinclinal de Apolinar Perdomo	ALB: Anticlinal de Los Bolos	AEB: Anticlinal de El Barro	
SV: Sinclinal de Vallejuelo	SLB: Sinclinal de Los Bolos	DEL: Depresión de El Limón	

-  Vulcanismo cuaternario
-  Cuaternario indiferenciado
-  Arrecifes costeros emergidos. Plio-Cuaternario

Cuencas de Enriquillo y San Juan

-  Depósitos lacustres (y asociados) del lago Enriquillo. Holoceno
-  Arrecife subactual del Lago Enriquillo. Holoceno
-  Abanicos asociados al delta del Yaque. Pleistoceno-Holoceno
-  Abanicos aluviales y conos de deyección. ¿Pleistoceno-Holoceno
-  Fm. Jimaní. Mbro. Superior. Pleistoceno
-  Fm. Jimaní. Mbro inferior. Pleistoceno
-  Fm. Arroyo Seco. Plioceno sup.- ¿Pleistoceno?
-  Fm. Arroyo Blanco-Las Salinas. Plioceno
-  Fm. Angostura. Plioceno inf.
-  Fm. Quita Coraza. Plioceno
-  Fm. Trinchera. Mioceno sup.-Plioceno inf.



Sondeo de exploración de hidrocarburos

Isobatas y estructuras deducidas de la cartografía en el subsuelo de un nivel litítico-margoso próximo al techo de la Fm. Sombrero calcárea (según Canadian Superior Oil Ld. 1979, en Norconsult 1983)

Sierras de Neiba y de Bahoruco

-  Fm. Sombrero margo-calcareo, Fm. Lemba y unidad del Majagual. Mioceno-Plioceno inferior
-  Fm. Sombrero. Mbro. Gajo Largo. Mioceno sup.
-  Fm. Sombrero calcárea (calizas de Barahona). Mioceno
-  Fm. Sombrero indiferenciada. Mioceno
-  Fm. Neiba superior. Eoceno med./sup.-Mioceno inf.
-  Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba. Eoceno med.-sup.
-  Fm. Neiba brechoide. Eoceno
-  Fm. Neiba inferior. Eoceno inf.-med.
-  Und. El Manguito. Cretácico sup.

Fig. 8 - Leyenda del Esquema Geológico de la Zona L-SO

VAUGHAN Y OTROS (1921)	DOHM (1941)	BERMÚDEZ(1949)	LLINÁS (1972)	VAN DEN BOLD (1975)	COOPER (1983)	BREUNER (1985)	McLAUGHLIN ET AL. (1991)	PROYECTO L-ZONA SO SYSMÍN 2004					
Caliza costera	Fm. Jimaní	Fm. Jimaní	Fm. Jimaní	Fm. Jimaní	Mb. Loma de Yeso	Fm. Arroyo Blanco	Fm. Ayo. Seco	Fm. Ayo. Seco	Fm. Vía	Fm. Jimaní	Fm. Jimaní. Unidad superior		
													Fm. Jimaní. Unidad inferior
Fm. Cerros de Sal	Fm. La Salina	Fm. La Salina	Fm. La Salina	Fm. La Salina	Mb. Loma de Yeso	Fm. Arroyo Blanco	Fm. Ayo. Seco	Fm. La Salina					
Grupo Yaque	Fm. Bermesí	Fm. Angostura	Fm. Angostura	Fm. Angostura				Fm. Angostura		Fm. Ayo. Blanco	Fm. Ayo. Blanco (+ La Salina)		
	Fm. Ayo. Blanco	Fm. Angostura	Fm. Angostura	Fm. Angostura				Fm. Angostura		Fm. Ayo. Blanco	Fm. Ayo. Blanco (+ La Salina)		
					Fm. Bao				Fm. Quita Coraza		Fm. Quita Coraza		
					Fm. Fondo Negro			Fm. Trinchera		Unidad de Majagual	Fm. Trinchera		
	Fm. Trinchera			Fm. Lemba	Fm. Trinchera								
					Mb. Gajo Largo	Fm. Arroyo Blanco			Mb. Gajo Largo	Fm. Sombrerito calcárea (cal. de Barahona)	Unidad de Cortadero	Tramo margoso superior. Mb. Gajo Largo	Fm. Sombrerito indiferenciada
			Fm. Lemba			Fm. Sombrerito		Fm. Sombrerito				Tramo calcáreo intermedio. Mb. Calizas Lma de la Patilla	
	Fm. Sombrerito	Fm. Lemba	Fm. Trinchera	Fm. Sombrerito		Fm. Sombrerito		Fm. Sombrerito				Tramo margoso inferior	
				Fm. Neiba		Fm. Neiba		Fm. Neiba			Fm. Neiba superior		
				Fm. Plaisance		Fm. Neiba		Fm. Neiba		Fm. Neiba brechoide	Counjunto Volcanosedimentario de El Aguacate		
											Fm. Neiba inferior		
			Fm. Río Arriba										
			Complejo ígneo sin denominación						Indiferenciado		Unidad de El Manguito		

Fig. 9 – Cuadro de equivalencia de formaciones y unidades definidas en la cuenca de Enriquillo y Azua

Esta formación está afectada en la sierra de Bahoruco por diversos pliegues, principalmente anticlinales, que hacen de este macizo un vasto anticlinorio constituido por calizas masivas. Es probable que el espesor de esta serie alcance varios cientos de m. Su base no es visible en la Hoja de Duvergé.

Es una caliza de blanca a beige (foto 1 del Album de fotos), micrítica o esparítica con raros trazos de fósiles cuya estratificación es raramente visible y en los lugares donde es visible, se trata de bancos de métricos a plurimétricos unidos. Algunos elementos rosados sugieren arrecifes cristalizados. A menudo alterada en algunos m de espesor, se presenta bajo forma de caliza pulverulenta, brechoide o afectada por redes de fracturas. En ocasiones los suelos de estalacmitas imitan una estratificación (foto 2 del Album de fotos). Se encuentra afectada por importantes redes cársticas en las que aún están presentes las dolinas del techo de la Sierra de Bahoruco. El espesor total de la zona alterada puede sobrepasar los 100 m.

El medio de depósito de la Formación Sombrerito de la Hoja de Duvergé corresponde a una plataforma continental. Es probable que represente la evolución lateral de las formaciones más margosas de talud y de medio más alejados de la Sierra Martín García, en un mismo contexto tectónico (Heubeck and Mann, 1991).

En la Hoja vecina (Jimaní), esta formación se prolonga en calizas masivas con foraminíferos planctónicos, bentónicos y corales y se atribuye al Miembro Barahona de la Fm Sombrerito. Oligoceno-Mioceno.

El espesor mínimo de la Caliza de Barahona que aflora en la Hoja de Duvergé es de 200 m, aunque es posible que el espesor total sea muy superior, considerando que bajo la cuenca de Enriquillo el sondeo Cabritos-1 atraviesa 1000 m de esta unidad. En superficie presenta un color gris claro y aspecto monótono organizada en estratos de espesor métrico con superficies mal definidas

En una muestra de la Hoja Jimani se ha determinado una asociación del Eoceno medio-Eoceno superior y tal vez Oligoceno, con: *Pseudochrysalidina floridana*, *Praerhapydionina*, *Peneroplys* sp. y *Archaias* cf. *asmaricus*; y tres muestras contienen una asociación del Oligoceno: *Lepidocyclina* (Eulepidina) *undosa*, *Lepidocyclina* (Lepidocyclina) *mantelli*, y

Archaias cf. *asmaricus*. El resto de muestras se asignan al Mioceno o al Mioceno-Plioceno por la siguiente asociación: *Annulosorites spiralis*, *Sphaerogypsina globula*, *Sphaerogypsina* sp., *Archaias angulatus*, *Misorites americanus*, *Peneroplis* sp., *Dendritina* sp., *Orbulina universa*, *Globoquadrina* af. *altispira*, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Globigerinita?* sp., *Catapsydrax?* sp., *Praeorbulina?* sp., *Amphistegina* sp., rotálidos. Se concluye que la formación incluye con seguridad los pisos Oligoceno y Mioceno, aunque el rango máximo de edad se extiende entre el Eoceno medio y el Plioceno. Los estratos datados del Oligoceno se hallan en el sur de la sierra, a lo largo de la frontera con Haití, mientras que el borde norte de la sierra es de edad más reciente, miocena y tal vez pliocena.

2.1.2. Formación Jimaní (Plio-Pleistoceno)

2.1.2.1. Contexto regional

La formación de Jimaní fue definida por Arick, 1941 (*en* De León, 1983) y luego por Olsson (*en* Bermúdez, 1949) al norte del pueblo del mismo nombre, en la parte oeste de la cuenca de Enriquillo. Su zona principal de afloramiento constituye un bien marcado conjunto de relieves de colinas y llanuras semi-desérticas de gran eje NO-SE, situado a caballo en la frontera de República Dominicana con Haití. Estos relieves sobrepasan los cien m de altitud y separan la depresión del Lago Enriquillo al este (alrededor – 40 m) del *Etang Saumâtre* (Haití) al oeste.

Este conjunto bien estratificado y litificado con alrededor de 300 m a más de 500 m de potencia, compuesto por lutitas carbonatadas, calizas fosilíferas, calizas arrecifales y molasas del techo, corresponde globalmente a los depósitos pleistocenos de medio restringido poco profundo a sumergido.

2.1.2.2. Sustrato y techo

La formación de Jimaní descansa en contacto discordante sobre las rocas ligeramente plegadas de la formación plio-pleistoceno de La Salina (McLaughlin et van den Bold, 1991), su secuencia es potente, unos 2000 m de rocas clásticas (arenisca, conglomerados, limos y arcillas) y carbonatadas correspondientes a depósitos de relativamente baja energía en

medio de bahía poco profunda, bajo condiciones de salinidad variables (medio salobre o posiblemente hipersalino en condiciones marinas normales).

En las márgenes occidentales del Lago Enriquillo, el término margoso de la formación de Jimaní (cf infra) está recubierto en discordancia – después del plegamiento y la erosión ante-holoceno - por la formación arrecifal franjeante correspondiente al holoceno medio. En la zona de Tierra Prieta (Hoja Boca Cachón), amplias zonas de depósitos coluviales recientes y de arcillas rojas de descalcificación (paleosuperficie de erosión ante-holoceno medio) enmascaran, parcialmente las calizas subhorizontales o débilmente onduladas de la parte superior de la serie.

2.1.2.3. Bioestratigrafía – Edad de la formación

De León (1983) considera la formación de edad plio-pleistoceno, apoyándose en la macrofauna (*Chione cancellata*, *Corbula constricta*, *Arca imbricata*, *Lucina pectinata*, *Batillaria minima*) y en las foraminíferas identificadas por Bermúdez (1949): *Elphidium gunteri* Cole, *E. advenum* Cushman, *Palmerinella palmarae* Bermúdez, *Streblus beccarii* var. *ornata*.

McLaughlin y Van der Bold (1991) proponen restringir la edad Pleistocena, sobre la base de raros casos de « *Campylocythere* » *perieri* citados por Van Den Bold (1975) en el flanco sur del Lago Enriquillo.

La nanoflora cosechada en los limos del término margoso de la serie (término b, cf infra) en la subida de la Hoja Boca Cachón, generalmente mal conservada, indica una horquilla de edad comprendida entre el Plioceno superior y el Pleistoceno. (muy raros cocolitos; *Gephyrocapsa* sp.; *Gephyrocapsa oceanica*; *Sphenolithus abies*; *S. neoabies*; *Reticulofenestra floridana*; *R. abisecta*; *Helicosphera carteri*). La presencia del marcador *Gephyrocapsa oceanica* (NN19-21) y la ausencia del marcador *Reticulofenestra lacunosa* (NN15-19) permiten, no obstante, forzar mejor la edad de la formación, probablemente restringida a Pleistoceno medio-superior (zonas NN20 – 21, o sea una edad máxima de aproximadamente 0,4 Ma).

2.1.2.4. Estratigrafía

El corte típico de la formación de Jimaní, establecido durante el levantamiento de las Hojas de Boca Cachón (5871-IV) (zona de Tierra Nueva, Tierra Prieta) y Jimaní (5871-III) contiene cuatro términos principales cartografiables, de la base hacia el techo son:

(a) – un nivel basal carbonatado de corales, conchas de gasterópodos y bivalvos representando un primer episodio marino franco;

(b) – un término con predominancia margosa y margocaliza, constituido por margas verde-ocre con elementos carbonatados y restos de conchas dominantes en bancos decimétricos de lumaquelas endurecidas bivalvas. Hacia arriba se vuelven más abundantes las intercalaciones aisladas o en haces de bancos pluridecimétricos de calizas, margocalizas, nodulosas o concrecionales y calcarenitas o siltitas carbonatadas poco consolidadas, de tinte beige y con conchas de gasterópodos enanos. Cerca del techo se observan algunas intercalaciones locales de microconglomerados y conglomerados con elementos ferruginosos.

(c) – un término esencialmente carbonatado de intercalación arrecifal formando cuesta, que comienza por bancos bien ordenados (20 – 50 cm) de calizas y calcarenitas finas endurecidas de tono beige a ocre dominantes, nodulosas o concrecionadas, con niveles bioclásticos y lumaquelas. La transición con el término infrayacente es rápida, por reducción de los interbancos margosos y margo-calizos. Este conjunto contiene localmente (Tierra Nueva, Hoja Boca Cachón) una intercalación arrecifal de potencia decamétrica (máx. 10-15 m), representada por construcciones masivas (biohermos) más o menos modificadas y macizos aislados de corales tubulares en un encajonamiento margo-calizo. La parte superior del término carbonatado que remata el episodio arrecifal, se caracteriza por la abundancia de facies bioclásticas masivas en grandes bancos (calizas, calcarenitas, lumaquelas), ricas en fragmentos y conchas de lamelibranquios, gasterópodos y restos o bloques coralinos modificados. Se desarrollan mucho más en la orilla del sur de la cuenca (Hoja Jimaní), hacia la parte alta de la serie, avenidas conglomeráticas con elementos de calizas finas, de color beige y localmente bloques de corales tubulares, reducidos en la Hoja Boca Cachón (centro de la cuenca). El conjunto, cuya potencia es evaluada en alrededor de

80 m (Boca Cachón) y más de 200 m (Jimaní), está ampliamente afectado por fenómenos de encrustamiento secundarios (ferruginizaciones, silicificaciones).

(d) – **un término detrítico grueso superior**, de conglomerados carbonatados más o menos consolidados. Está bien representado en la orilla sur de los relieves de la Sierra de Neiba, cerca del extremo noroeste de la zona de afloramiento de la formación (oeste y suroeste del pueblo de Tierra Nueva, Hoja de Boca Cachón). El contacto basal de este término detrítico aparece como cartográficamente discordante en el término calizo infrayacente. Estos conglomerados monogénicos gruesos, muy heterométricos, encierran bloques centimétricos a pluridecimétricos muy redondeados de calizas micríticas finas con color blanco a beige (de tipo Neiba o Sombrerito) englobadas en un cemento carbonatado más o menos consolidado (moladas). Aparece una ferruginización secundaria de los elementos y de la matriz, en la parte alta de la serie. Estas moladas gruesas, cuya potencia máxima aquí se estima en aproximadamente 60 m, son probablemente correlacionables con las facies detríticas continentales de la formación Arroyo Seco, bien desarrolladas más al este.

2.1.2.5. Biofacies y medio de depósito

Globalmente el contexto geológico y la microfauna sugieren un depósito en medio de laguna poco profunda, con conexiones intermitentes con el mar Caribe. La fina granulometría de los sedimentos clásticos refleja las condiciones de calma del lado sur de la cuenca, en tanto que la gran abundancia de sedimentos clásticos gruesos del lado norte, es debido, probablemente, a la proximidad de aportes provenientes de la Sierra de Neiba (McLaughlin y van den Bold, 1991); las faunas de Ostracodos muestran, variaciones temporales de salinidad, desde las condiciones de agua prácticamente dulce en ciertos intervalos de la formación (*Cyprideis salebrosa*, *Limnocythere staplini*) hasta condiciones salobres a marinas de débil profundidad en otros intervalos (*Loxoconcha laevis*, *Radimella confragosa*).

Se puede establecer una evolución más detallada del medio de depósito de la formación de Jimaní, a partir de la sucesión estratigráfica de la serie tipo:

- Un primer episodio marino transgresivo franco que está marcado por el depósito del término carbonatado arrecifal de la base de la serie (a).

- El término margoso (b) suprayacente (antiguos *wackestones*, *mudstones et grapestones*) representa una evolución hacia un medio de depósito restringido a débil salinidad, salobre a lacustre (paleo entorno de medio interno a muy interno, medio a supralitoral), caracterizado por una biofase que incluye, con variable abundancia, gasterópodos y lamelibránquios (incluyendo *Ostreidae* o *Pinnidae*), algas calizas coralináceas, así como foraminíferos bénticos (*Triloculina sp.*, *Spiroloculina sp.*, *Quinqueloculina sp.*, *Milionella sp.*);
- Los carbonatos del término (c) (antiguos “*wackestones*”, “*floatstones*”, “*packstones*”, “*grapestones*”) incluyen una litofase con proporciones variables de oncoides, peloides y cortoides (clastos fuertemente micríticos) y de extra clastos (caliza micrítica o esparítica, pseudo-oncolitas). El estudio de la biofase revela trazas omnipresentes de actividad eubacteriana y/o algo-bacteriana (encrustamientos), la presencia de algas (restos de coralináceas, dasicládaceas), así como la presencia de tres raros foraminíferos bénticos (*Amphistegina sp.*, *Quinqueloculina sp.*, *Textularidae*, *Milionella sp.*). La macrofauna (individuos preservados o restos abundantes) incluye equinodermos, lamelibranquios (Ostreidos), gasterópodos y briozoarios. Los restos de corales modificados (aquellos hexacorarios) son particularmente más abundantes encima de la intercalación arrecifal. Estas facies son testimonio de un depósito en ambiente mediolitoral a supralitoral muy interno y de muy débil salinidad (aguas salobres a dulces), marcadas por exposiciones en ambiente subaéreo (emersiones con principios locales de pedogénesis), entrecortado por un segundo episodio marino temporal, marcado por una intercalación arrecifal de biohermos.
- Las deyecciones detríticas gruesas de la parte alta de la serie (término superior (d) de la Hoja Boca Cachón y niveles conglomeráticos potentes intercalados en el seno del término carbonatado (c) de la Hoja de Jimaní) son interpretadas por la colocación de conos de deyección aluviales, desarrollados al pie de los escarpes de fallas unidas en el Pleistoceno, por bruscos levantamientos de las sierras de Neiba y de Bahoruco enmarcando la cuenca de Jimaní. En este sentido, estos productos detríticos gruesos son correlacionables con la formación Arroyo Seco, bien desarrollada más al este.

2.1.2.6. Formación Jimaní en la Hoja de Duvergé

La formación Jimaní ocupa la parte central de la Hoja de Duvergé, en un eje NO-SE, al pie de la Sierra de Bahoruco. Está cabalgada, en parte, por el macizo Mioceno de la Sierra de Bahoruco y constituida por tres unidades que van de abajo hacia arriba; una serie de calizas margosas y margas calizas, una serie de margas verdirrojas o blancas y una serie arrecifal. El espesor total de la serie es de alrededor de 650 m, con variaciones importantes tanto de espesor como de facies, de este a oeste.

2.1.2.7. Formación Jimaní, (2) Margas calcáreas, calizas-margosas con conchas, margas fosilíferas, elementos arrecifales. Plioceno (N₂)

La base de la serie Jimaní está cabalgada por las calizas de la formación Sombrerito de la Sierra de Bahoruco. Esta serie está constituida por una alternancia de calizas margosas, margas calizas y margas fosilíferas que se espesa de este a oeste y puede ser discordante en las calizas de la Formación Sombrerito. Su máximo espesor está cercano a los 500 m.

Constituida por secuencias de primer orden, pluridecamétricas, con un extremo calizo (foto 3 del Album de fotos) y un extremo margoso. Representan los medios marinos y los costeros periarrecifales que contienen muchos fósiles, lamelibranquios, gasterópodos y numerosos elementos arrecifales.

2.1.2.8. Formación Jimaní, (3) Margas verdes, rojas y blancas. Plioceno (N₂)

Las margas de la Formación Jimaní afloran poco, están en general cubiertas por glaciares y aluviones cuaternarios, al pie de macizos calcáreos. La serie precedente de calizas margosas, pasa progresivamente hacia el techo, de margas a pequeños bancos de margo-calizas intercaladas. Es difícil estimar su espesor pues está contenida en los cabalgamientos de la Sierra de Bahoruco y puede tener de 100 a 200 m. Estas margas son masivas y verdes, arenosas y blancas o rojas con estratificación centimétrica bien definida. Contienen lamelibranquios de medios restringidos.

2.1.2.9. Formación Jimaní, (4) Arrecifes y canales arrecifales. Plio-pleistoceno (N_2-Q_{1-3})

La formación arrecifal Jimaní aflora ampliamente en la mitad oeste de la Hoja de Duvergé, cerca del Lago Enriquillo. Está afectada por los últimos pliegues anticlinales del dispositivo compresivo de la Sierra de Bahoruco (Dolan y Mann, 1998) y por una serie de fallas normales ligadas a la apertura del lago.

El paso entre la serie margosa precedente y la serie arrecifal es progresivo. Se efectúa por intermedio de una serie de arenas y lumaquelas canalizadas y de areniscas calcáreas de una decena de metros de espesor (Fig. 10) (foto 4 del Album de fotos). Esta facies representa el paso de las playas o de los cordones litorales. La serie arrecifal suprayacente tiene un espesor muy variable. En su parte máxima, llega a 50 m. Esencialmente está constituida por canales arrecifales próximos en donde los políperos están poco o nada redondeados y raramente presentes. La afectan fallas normales y pliegues poco cerrados que forman parte del sistema que forma la cuenca del Lago Enriquillo.

En la Isla Cabritos, la formación arrecifal Jimaní está plegada en anticlinal, alterada y karstificada. Está generalmente cubierta, en la superficie, por un lecho de arena lumaquélica que corresponde con antiguas líneas de playa del lago actual.

2.1.2.10. Formación Jimaní, (5) bréchica. Plio-pleistoceno (N_2-Q_{1-3})

La formación arrecifal Jimaní es afectada, de forma local, por una paleosuperficie que ha desarrollado una alterita. El fenómeno de alteración se manifiesta principalmente por figuras de disolución y hundimiento. Las brechas de hundimiento también son frecuentes en la parte oeste de la Hoja y se prolongan hasta la vecina Hoja de Jimaní.

2.1.3. Formación Arroyo Blanco (6) Margas de tonos claros o amarillentos con intercalaciones subordinadas de areniscas, conglomerados, calizas y de niveles de arrecifes. Plio-pleistoceno (N_2-Q_{1-3})

Los únicos afloramientos de la formación Arroyo Blanco están situados en su límite norte. Está formada por margas amarillentas claras, con intercalaciones de arenas, de conglomerados y con niveles de calizas y calizas arrecifales.

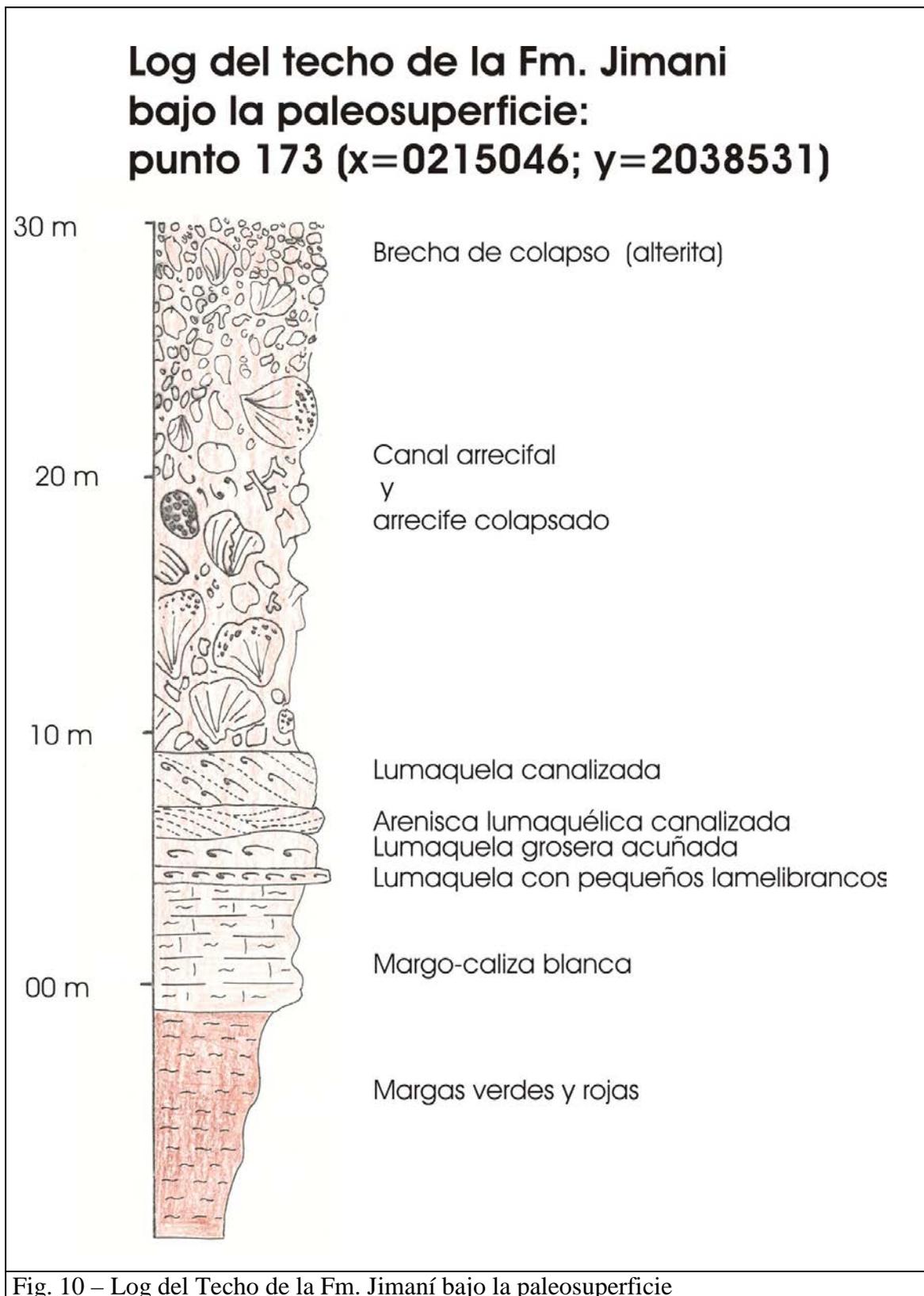
2.1.4. Alterita, arcillas y gravas en dolinas de la Sierra de Bahoruco (7) Plio-Pleistoceno (N₂-Q₁₋₃)

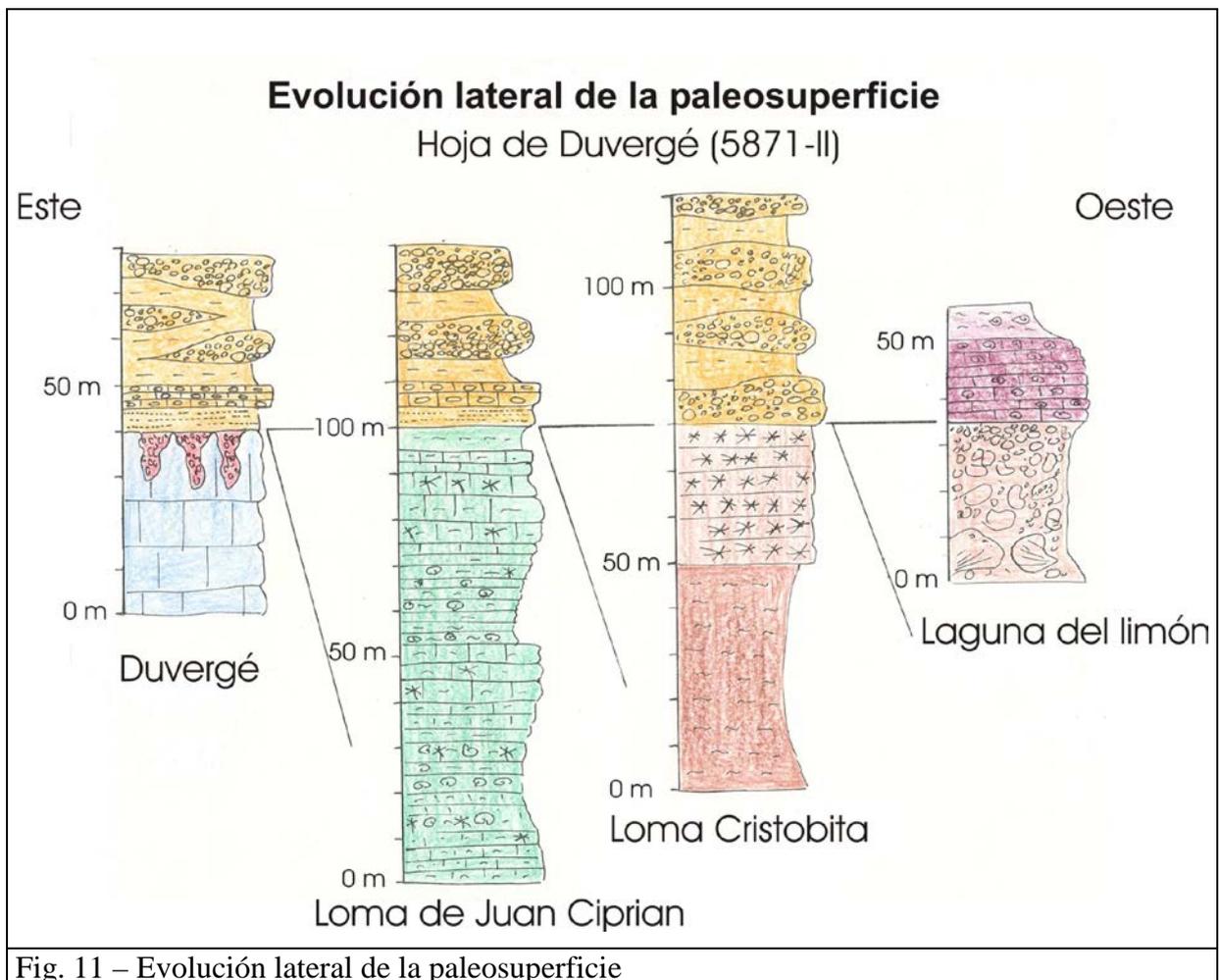
En las partes altas de la Sierra de Bahoruco, los fondos de los pequeños valles presentan superficies planas de gravas y de arcillas rojas hidromorfas (foto 5 del Album de fotos). Forman las dolinas de un karst que se replegó en el momento de la tectónica cabalgante que afectó el macizo. Restos de estas dolinas erosionadas destacan, sobre las laderas del macizo, por la presencia de restos de formaciones de brechas de matriz roja.

2.2. Cuaternario

2.2.1. Formación Arroyo Seco (8) Conglomerado con clastos, calizas y arcillas rojas, molasa sintectónica. Pleistoceno (Q₁₋₃)

El espesor de este conglomerado es muy variable, puede alcanzar los 100 m, recubre indiferentemente las calizas de la Sierra de Bahoruco, las calizas margosas de la formación Jimaní y la formación arrecifal de Jimaní (foto 7 del Album de fotos). La Fig. 11 representa la evolución lateral de la paleosuperficie que los conglomerados tectónicos sellan a través de la Hoja de Duvergé.





En la Loma Juan Ciprián, comienza localmente por una decena de m de arenisca en plaquetas de cemento calcáreo. Más arriba se convierten en areniscas muy finas, medias y gruesas, con laminaciones paralelas. Su coloración es beige con figuras de corriente en la base de los bancos. No presentan fósiles, pero sí trazos de raíces en ocasiones abundantes y niveles primarios de oxidación. Tiene superpuesto un conglomerado de calizas decimétricas redondeadas (foto 8 del Album de fotos). Este primer nivel y, en menor medida, los siguientes, están bien cementados por carbonatos. Hacia arriba y lateralmente en esta serie, los interbancos margo-arcillosos, son más espesos y los conglomerados menos litificados y con matriz más arcillosa. En la loma Cristobita, está directamente colocado sobre las facies arrecifales de la Formación Jimaní y no presenta su facies de arenisca en la base.

Los elementos que constituyen este conglomerado son, en general, calizas de la formación infrayacente Sombrerito. Contiene también diversos estadios de brechas de caliza alterada y fragmentos de suelos estalagmíticos del karst desmantelado. Los colores rojo y rosado de las arcillas del conglomerado provienen de las arcillas residuales del karst. El medio de depósito de este conglomerado es continental o lacustre.

2.2.2. Canales arrecifales, arrecifes y margas del Lago Enriquillo (12).Holoceno (Q₂)

2.2.2.1. Contexto regional

Un arrecife franjeante, emergido en el Holoceno medio, aflora entre las cotas 0 y – 35 m en las orillas norte, oeste y sur del Lago Enriquillo (foto 9 del Album de fotos), así como en macizos más aislados en la Isla Cabritos y al este de Neiba (Hojas Boca Cachón 5871-IV, La Descubierta 5871-I, Jimaní 5871-III, Duvergé 5871-II) (Stemann and Johnson 1992).

El Lago Enriquillo (alrededor de 265 km²) ocupa actualmente un sistema de drenaje cerrado, aislado, en su parte este, del mar Caribe (Bahía de Neiba) por los depósitos aluviales del río Yaque del Sur. En el lado oeste, los relieves de una centena de metros de altitud máxima y constituidos por la serie pleistocena de Jimaní, separan el Lago Enriquillo del Etang Saumâtre (Haití) (zona de Tierra Prieta, Gran Sabana, Hoja Boca Cachón).

El relleno post-mioceno y cuaternario de la depresión está compuesto por una secuencia de sedimentos carbonatados clásticos y evaporíticos registrando una serie de transgresiones marinas que incluyen varios episodios arrecifales, principalmente del pleistoceno: parte alta de la serie de Jimaní (Hoja de Boca Cachón) ; episodio arrecifal pleistoceno superior datado alrededor de 124000 BP (²³⁰Th/²³⁴U) en la vertiente norte de la Bahía de Neiba, cerca de Barahona (Taylor et al., 1985).

La formación arrecifal holocena indica la última transgresión marina post-miocena, en relación con la elevación rápida del nivel marino, luego del último episodio post-glaciar, que provocó la invasión del mar a partir del este en la depresión (alrededor –9000 años BP). Más tarde (alrededor –5000 años BP), depósitos deltaicos, posiblemente combinados con movimientos verticales de fallas activas, obstruyeron la abertura este de la bahía y provocaron la muerte del arrecife. La evaporación rápida de la superficie, en clima árido,

formó el actual lago salino de Enriquillo (superficie oscilante alrededor de la cota - 42 m) y permitió la emersión completa de la secuencia arrecifal.

La composición de la zona del arrecife fósil holoceno son características de los arrecifes caribeños actuales hallados en medio marino de base energética. Sus condiciones excepcionales de observación y conservación (ausencia de litificación y de recristalizaciones diagenéticas) forman un lugar privilegiado para los estudios paleo-medioambientales y paleo-batimétricos.

2.2.2.2. Sustrato

El arrecife holoceno del Lago Enriquillo se formó en contacto discordante, en una paleotopografía, que implica formaciones de edades y litologías variadas, sellando las deformaciones ante-holoceno que corresponden a plegamientos y basculamientos.

El sustrato ante-holoceno presenta: (i) calizas eocenas (Fm. de Neiba) y miocenas (Fm. Sombrerito) en particular más desarrolladas en las Hojas de La Descubierta y Boca Cachón; (ii) sedimentos post-miocenos plegados y/o basculados bien representados por las margas y calizas plio-pleistocenas de la Fm. Jimaní en la Hoja de Jimaní.; (iii) conos de deyección aluvionares ante-holocenos, acumulados al pie de los escarpes de las fallas decro-cabalgantes costeras de la depresión en la Hoja de Boca Cachón.

2.2.2.3. Edad del arrecife

El crecimiento del arrecife coralino se efectuó entre el Holoceno inferior y medio. Comenzó alrededor de - 9020 BP y terminó - 4760 BP, según las dataciones ¹⁴C de Mann et al., (1984) y Taylor et al. (1985). Probablemente su final se debió a la obstrucción de la conexión este de la bahía con mar abierto, relacionado también con la aparición del delta del Río Yaque del Sur. La instauración de condiciones salobres fue resultado de la llegada de aguas dulces a la bahía cerrada. El fin del crecimiento arrecifal fue, no obstante y muy posible, heterócrono a la escala local. (Stemann et Johnson, 1992).

2.2.2.4. Fauna

La fauna arrecifal holocena de Enriquillo presenta una treintena de especies de escleractinias e hidrocoralarios, asociados a numerosas especies de lamelibránquios, gasterópodos (Fig. 9) Esta fauna es común en los arrecifes caribeños modernos; la ausencia de algunas especies de corales es interpretada por el medio de depósito, de baja energía.

2.2.2.5. Estratigrafía y medio de depósito

Mann et al., (1984) y Taylor et al., (1985) describen una secuencia completa distribuida en aproximadamente 35 m de desnivel. Contiene varias facies cuya repartición obedece a una zonalidad global siguiendo la normal de la antigua línea de playa. (Taylor et al., 1985). De la base hacia el techo, la formación arrecifal contiene:

- (a) : **un horizonte basal de Ostreidos** (*Isognomon alatus*), gasterópodos y bivalvos, de potencia inframétrica (foto 10), que sirven de sustrato al crecimiento de los corales. Este horizonte data de 9760±100 BP (Taylor et al., 1985) y expresa un medio marino muy poco profundo (intertidal), evolucionando rápidamente hacia condiciones de mar abierto que se traduce en un ahondamiento del medio (transgresión) ;

- (b) : **una unidad de biohermos de corales masivos**, encostrados y subcolumnares multilobulados (*Siderastrea sp.*, *Montastrea sp.*), con potencia entre los 15 - 20 m, interpretada como facies de ante-arrecife por Taylor et al. (1985) (foto 11 del Album de fotos). Este episodio que incluye ensayos cíclicos de enterramiento por la llegada de sedimentos y de recuperaciones de crecimientos múltiples, corresponde globalmente a una fase de sumersión, a profundidades del orden de 3 a 25 m (Stemann et Johnson, 1992). Las edades ¹⁴C se extienden de 8990±60 BP a 6490 ±130 (Taylor et al., 1985).

- (c) : **una unidad masiva de corales ramosos quebrados** (*Acropora cervicornis*), de potencia plurimétrica a decamétrica; esta unidad , aparentemente acumulada sobre el mismo techo de los biohermos (foto 12 del Album de fotos), es la cresta del arrecife (« reef crest ») por Taylor et al. (1985). La zona de *A. cervicornis*, dan edades de 6200 ±80 BP à 4760 ±100 BP (Taylor et al., 1985). Es característica de un medio de baja energía muy poco profundo (<4 m) (Stemann et al., 1992) y corresponde a una fase de crecimiento de

rápido ascenso del arrecife hasta la proximidad del nivel del mar. Una segunda intercalación de corales masivos “*in situ*” (*Montastrea annularis*), de menor potencia (3 - 4 m) se encuentra en el techo de la zona de *A. cervicornis* ;

- (d) **una unidad de sedimentos suprarrecifales:** en las zonas no erosionadas, la unidad de corales ramosos está recubierta, en el lado de la playa, por sedimentos finos de conchas del arrecife trasero (*Brachiodontes modiolus*, *Lucina pectinata*, *Diplodonta sp.*, *Arca sp.*, *Chama sp.*, *Neritina sp.*, *Tagelus*, *Mytilopsis*), que pasan rápidamente hacia lo alto a sedimentos lacustres claramente estratificados (hasta 2 m), ricos en gasterópodos enanos (*Hydrobiid sp.*) (foto 13) que registran la evolución gradual de condiciones salobres alrededor de un medio lacustre de agua dulce, marcando el final de la naturaleza marina en la depresión. La edad más reciente obtenida en estos niveles es de 2820 +/- 40 BP (Taylor et al., 1985). Un recubrimiento de aluviones recientes puede enmascarar la base de los cortes del lado arrecifal delantero.

Las formaciones marinas y lacustres del Lago Enriquillo reposan en discordancia con las formaciones arrecifales Jimaní al oeste y con las formaciones de las calizas margosas Jimaní al este. Las variaciones laterales de facies son muy importantes. Están constituidas por margas blandas verdes, margas blancas y canales arrecifales proximales.

2.2.3. Horizonte con formaciones de algas y encostramientos estromatolíticos (13) Holoceno (Q₄)

Construcciones algales del techo, coronan el arrecife holoceno de forma discontinua en pequeños macizos de potencia plurimétrica (foto 14 del Album de fotos). Su aparición es sincrónica o ligeramente posterior a la de los sedimentos suprarrecifales. Estos depósitos de tobas carbonatadas de origen algario (comparables a los estromatolitos trombolíticos modernos de medio salobre, según Mann et al., 1984), de tinte beige, fuertemente porosos a cavernosos, encierran abundantes tubos de serpulos y numerosas conchas de gasterópodos (*Hydrobiid sp.*), testimonio de un medio salobre. Este último nivel que culmina la formación arrecifal holoceno está bien desarrollado hacia la cota 0 m. Sin embargo, aparece nuevamente a una altitud de 10 m sobre la playa sur de la Laguna del Limón.

2.2.4. Margas, arenas y limos lacustres del Lago Enriquillo (14) Holoceno (Q₄)

En la parte este de la Hoja de Duvergé, en la periferia actual del lago, se han depositado margas y arenas, así como limos lacustres. Estos se aprovechan generalmente como zonas de cultivo raramente inundadas (foto 15 del Album de fotos).

2.2.5. Arena de playas actuales del Lago Enriquillo (15) Holoceno (Q₄)

En las playas de arena lacustre (foto 16 del Album de fotos), en la orilla sur del lago, hay marcados importantes niveles de estancamiento en la desecación progresiva. Estas arenas son a menudo lumaquelas de lamelibranquios y gasterópodos de medios confinados.

2.2.6. Zonas mareal del Lago Enriquillo (16) Holoceno (Q₄)

En la periferia del final este del lago, persisten zonas cenagosas abandonadas recientemente por las aguas, cuya constitución esencial son limos y arenas (foto 17) que son las que más se inundan en el contorno del lago.

2.2.7. Caliza lacustre con gasterópodos (9) Holoceno (Q₄)

Al oeste de la Hoja de Duvergé, hay calizas lacustres discordantes en las alteritas de la formación Jimaní. Constituyen un lecho de una veintena de metros de espesor y representan la base del relleno lacustre de la Laguna del Limón y de la Laguna en Medio.

En la base se trata de una micrita fosilífera en bancos pluridecimétricos. Un poco más arriba se pasa a una caliza margosa blanca o beige en pequeños bancos. Subiendo, estas calizas alternan con lechos de margas verdes o blancas. La caliza es muy fosilífera y muestra en la base, su carácter de medio confinado. La superficie de ciertos lechos, en contacto con margas, presentan perforaciones y figuras de alteración que testimonian desecaciones periódicas de los lagos.

2.2.8. Margas y calizas lacustres en zonas de margen previamente cubiertas por agua (decantación) (10) Holoceno (Q₄)

Por encima del lecho de caliza lacustre, el relleno de los lagos continúa con una marga blanca, blanda, con gasterópodos, mono específico (*Hydrobiid sp*) (foto 18 del Album de fotos). Estimar su espesor es difícil, aunque importante. Este régimen era el predominante durante la desecación artificial de los lagos.

2.2.9. Margas lacustres en zonas inundables (Laguna El Limón y Laguna en Medio) (11) Holoceno (Q₄)

Las laderas de las lagunas presentan una capa de margas blancas depositadas por decantación, parecidas a las que ocupan el fondo llano del lago que también contienen gasterópodos (*Hydrobiid sp*).

2.2.10. Conos aluviales activos (17) Holoceno (Q₄)

Al pie de los grandes relieves de la Sierra de Neiba al norte y de la Sierra de Bahoruco al sur, se han formado conos de deyección (foto 19 del Album de fotos), formado por cantos rodados de calizas, de gravas y de arenas carbonatadas. Los conos fueron colonizados por las formaciones arrecifales del Holoceno

Las gravas han sido objeto de explotación en cantera (árido).

2.2.11. Coluviones y cuaternario indiferenciado (18) Holoceno (Q₄)

Las zonas topográficamente más bajas están ocupadas por formaciones de conglomerados blandos y poco estructurados, están ubicadas particularmente alrededor de la laguna del Limón y del pueblo de Duvergé.

2.2.12. Limos, arenas y gravas, aluviones del sistema hidrográfico actual (19) Holoceno (Q₄)

Limos, arenas y gravas constituyen los elementos en tránsito dentro del sistema hidrográfico actual.

3. TECTÓNICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la Hoja de Duvergé y su evolución tectónica. Como preámbulo, se hace una exposición del contexto geodinámico de la isla de La Española, en cuya parte centro-meridional se encuentra ubicada esta Hoja, y del marco geológico estructural de la zona de estudio. A continuación se describe la estructura de la Hoja de Duvergé y posteriormente se discute esta estructura en el contexto de la Cuenca de Enriquillo y las sierras limítrofes, presentando una propuesta de evolución tectónica para el conjunto de la región.

3.1. Introducción. Contexto Geodinámico

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Fig. 12 y Fig. 13). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). Todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.* 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994) (Fig.14). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento correspondiente a la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a subparalelo a su traza y al sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne *et al.*, 1985; Masson y Scanlon, 1991) (Fig. 12). El margen norte de la placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la placa del Caribe en relación con

Norteamérica (Mann *et al.*, 1991). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo *et al.*, 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno medio-superior. La tectónica transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno medio con la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann *et al.*, 1991 b) y se mantiene hasta la actualidad, en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

A partir del Eoceno, el margen meridional de la Isla de la Española y Puerto Rico ha pasado desde comportarse como una trasera de arco al comienzo del Eoceno, a constituir en la actualidad un margen activo con subducción de la corteza oceánica del Caribe bajo el arco de islas Circum-Caribeño (Burke *et al.*, 1978; Burke, 1988; Dolan *et al.* 1991). En consecuencia, a partir del Eoceno Superior, la sedimentación y deformación de las cuencas de trasera de arco generadas en relación con el arco de islas Circum-Caribeño, pasan a estar controladas por procesos típicos de una cuenca de antearco. En relación con esta deformación de la parte meridional de la Isla se produce el levantamiento de las sierras del sur y en el núcleo de algunas de ellas los afloramientos de rocas oceánicas (sierras de Hote, Selle y Barohuco).

La placa del Caribe se desplaza hoy día hacia el este respecto a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998; Dixon 1998; DeMeets 2000, Mann *et al.* 2002). Este movimiento relativo se acomoda, en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998) (Fig. 15). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la zona de falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.* (1991), que interviene directamente en la zona de estudio.

La estructura de la zona de estudio es el resultado de la superposición de la mayoría de los procesos que se acaban de mencionar, si bien en ella intervienen de forma especial la transformación de la cuenca trasera de arco en un margen activo a partir del Eoceno, el levantamiento de una parte de la meseta oceánica del Caribe a partir del Mioceno y la

tectónica de desgarres, en parte simultánea con las anteriores, pero que sobre todo ha incidido en su evolución más reciente.

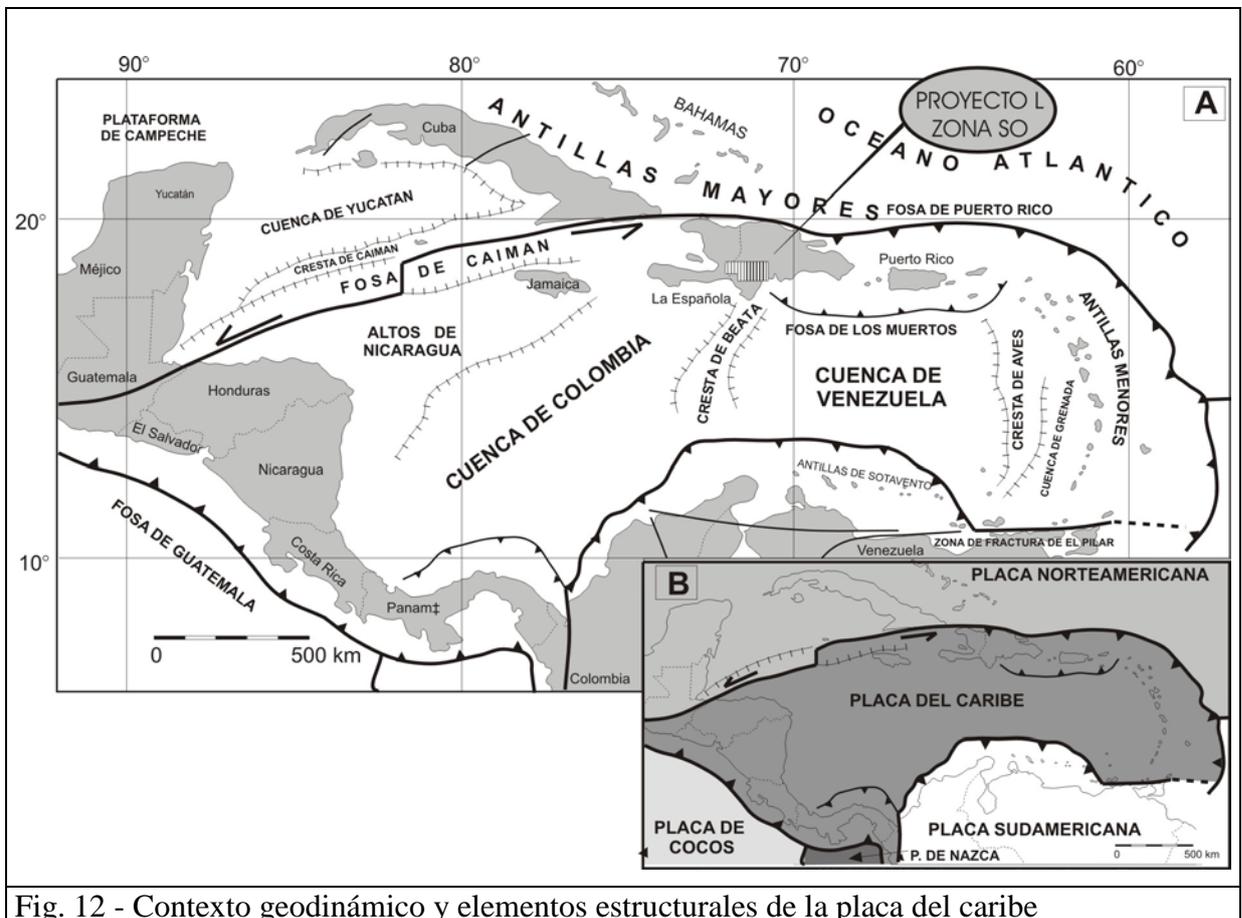


Fig. 12 - Contexto geodinámico y elementos estructurales de la placa del Caribe

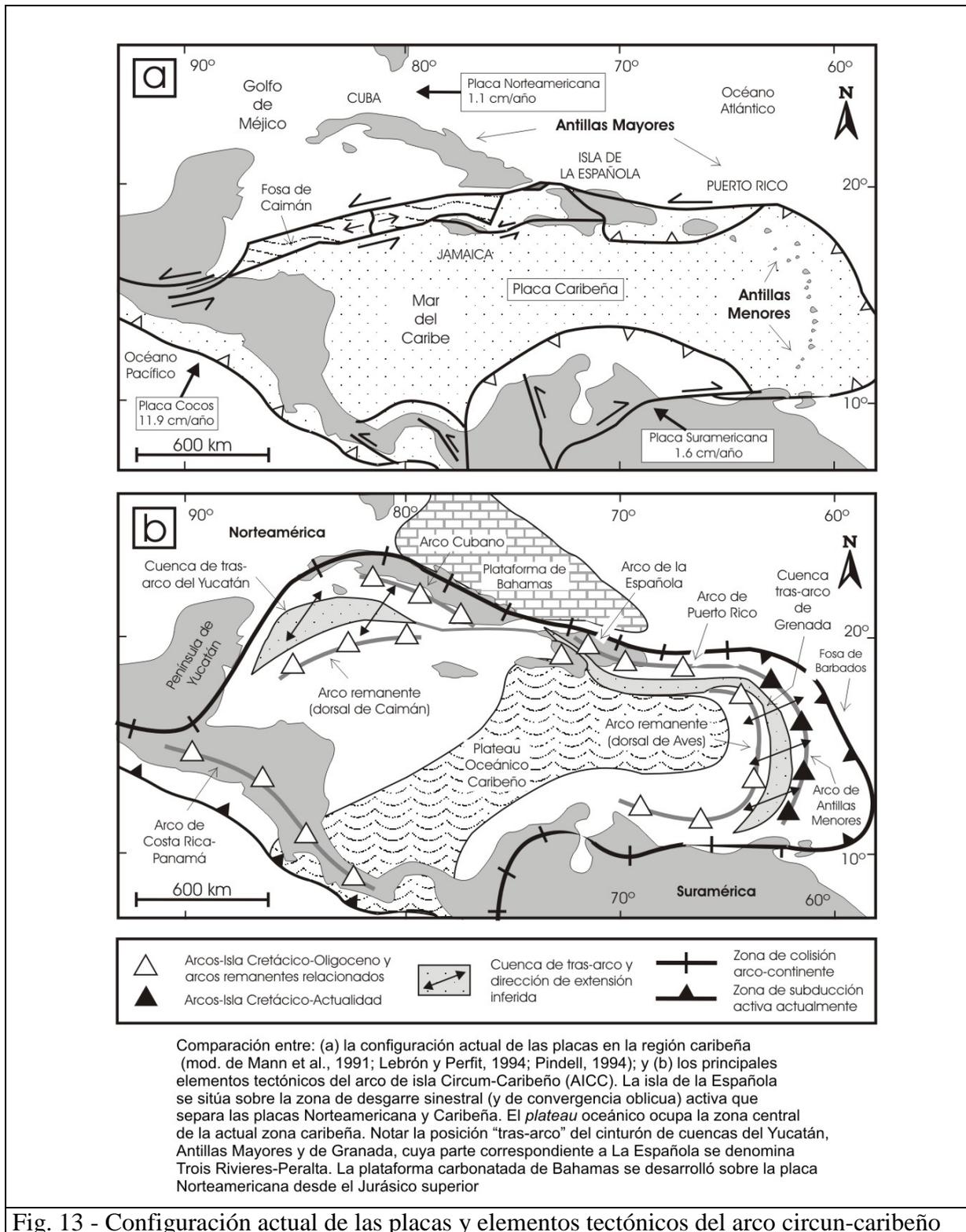
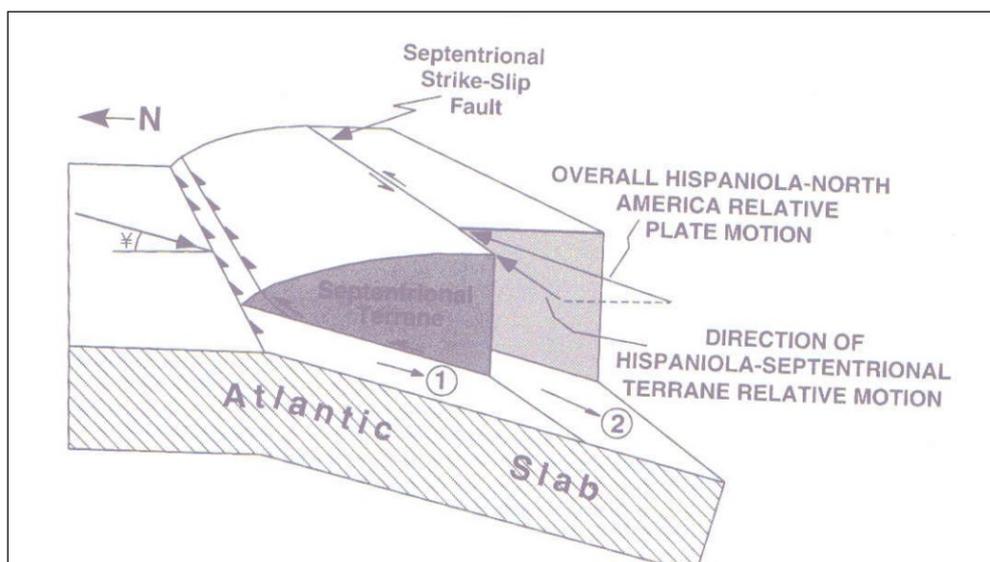
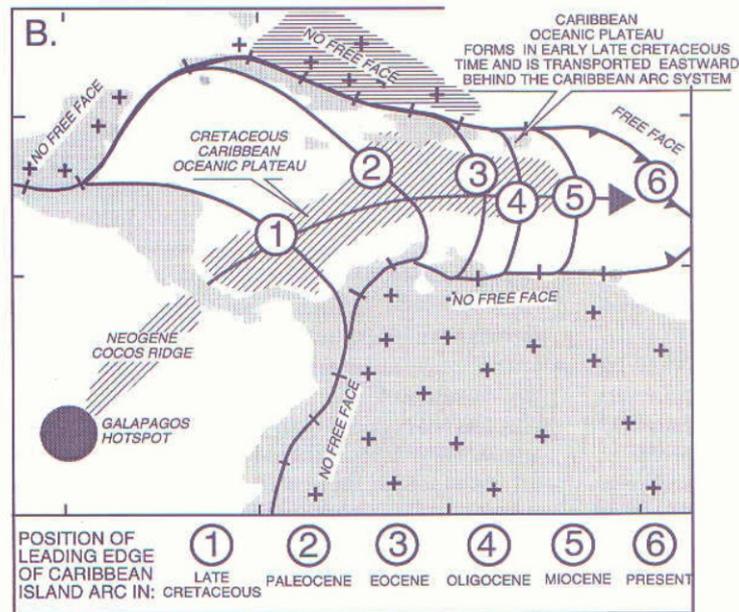


Fig. 13 - Configuración actual de las placas y elementos tectónicos del arco circun-caribeño



Entre los dominios que la integran, el más meridional, la sierra de Bahoruco, constituye un fragmento emergido de la meseta oceánica del Caribe. Los territorios situados entre este dominio y la cuenca trasera propiamente dicha del arco de isla (el Cinturón de Peralta), fueron incluidos por Mann *et al.* (1991 a) en el -terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, y presentan más dudas sobre su adscripción regional. Esto es así por cuanto se desconoce si su sustrato está formado por la meseta oceánica que aflora en la sierra de Bahoruco (Mann *et al.*, 1991, 2002) o si, por el contrario, este sustrato podría estar constituido por unidades meridionales del arco isla similares o lateralmente equivalentes a las observadas como sustrato en el Cinturón de Peralta (Díaz de Neira 2000 a; Gómez Sainz de Aja, 2000 a). Por el momento, se desconoce la posición y naturaleza del límite entre ambas unidades tectónicas. Esta cuestión tiene que ver, además, con la continuidad hacia el oeste del prisma acrecional de la fosa de Los Muertos, que algunos autores sugieren que se prolonga hacia el interior de la isla (Biju Duval 1983; Dolan *et al.* 1991) pero que otros sugieren que se interrumpe contra una supuesta transformante de Beata o lo desplazan a favor de ésta (Mann *et al.* 2002). Ayuda a esta indefinición el hecho de que mientras que al este de la supuesta transformante, se conoce bien la estructura cortical de la Española y Puerto Rico que responde a dos zonas de subducción, una al norte y otra al sur, con buzamientos hacia el interior de estas islas, sin embargo al oeste del accidente de Beata la estructura cortical es desconocida.

3.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio

En las Fig. 7 y Fig. 20 se muestra la zona de estudio en su marco geológico-estructural. En ella, además de los cuatro dominios que se han cartografiado en el presente proyecto, Sierra de Neiba, Sierra de Bahoruco, Sierra de Martín García y Cuenca de Enriquillo, se representan otros dominios y estructuras de su entorno que, por intervenir directa o indirectamente en la evolución de aquellos, merecen una mención previa.

Al norte y NE hay que destacar **la Cordillera Central**. Dentro de ella, en su segmento centro-meridional más próximo a la zona de estudio se distinguen dos dominios principales (Mann *et al.*, 1991; Dolan *et al.*, 1991, Heubeck y Mann, 1991; Hernaiz Huerta 2000 a y b; Hernaiz Huerta y Pérez Estaún, 2002): a) un “**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); los sectores

más occidentales y meridionales de este basamento, están representados por la Fm. Tireo (Bowin 1966) que consiste en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios del Cretácico Superior, perteneciente al Arco Isla Circum-Caribeño; y b) El **Cinturón de Peralta**, parte dominicana del terreno de Trois Rivières-Peralta, consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias del Cretácico Superior- Pleistoceno, que con una dirección general NO-SE discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central (Mann *et al.*, 1991 b; Heubeck y Mann 1991; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún 2002).

El contacto entre estas dos unidades se resuelve mediante un cabalgamiento de la primera sobre la segunda, aunque ha podido ser modificado por fallas con movimiento en dirección (Fig. 6): falla de San José-Restauración (Mann *et al.*, 1991 b). No obstante, en algunos puntos se ha podido comprobar el contacto originalmente discordante de algunas formaciones del Cinturón de Peralta (Jura y Ventura) sobre la Fm. Tireo (Díaz de Neira 2000 a; Gómez Sainz de Aja, 2000 a) circunstancia que, por otra parte, permite considerar a esta última formación como el sustrato más probable de al menos una buena parte de la cuenca trasera de Trois Rivières-Peralta

Entre la Cordillera Central y la Sierra de Neiba, se localiza la **Cuenca de San Juan** que, con un perfil geométrico sinforme relativamente sencillo, está rellena por más de 7.000 m de materiales terciarios y cuaternarios correspondientes a ambientes marinos en la base y continentales a techo (Norconsult 1983; García y Harms 1988; Mann *et al.* 1991 b y c). Esta cuenca se sitúa en el antepaís del Cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controladas principalmente por la evolución estructural de éste (Mann *et al.*, 1991 b y c). Su límite norte con este cinturón consiste en una falla inversa o cabalgamiento frontal con un importante salto dirección (falla San Juan-Los Pozos) y algunos autores le atribuyen grandes desplazamientos sinestrales durante el Oligoceno-Mioceno (Pindel y Barret, 1990; Dolan *et al.*, 1991). El límite sur o sureste con la sierra de Neiba es, sin embargo, menos neto y se resuelve por medio de un sistema escalonado de fallas de alto ángulo con saltos menores en la vertical y también en dirección. En su extremo SE, donde se produce el enlace con la Cuenca de Enriquillo, la Cuenca de San Juan adquiere el nombre de Cuenca de Azua. Además, este cambio toponímico responde también a un cambio cierto en la geometría de la cuenca que justifica su individualización: a) sustrato elevado respecto a la de San Juan, b) consecuentemente, menor espesor de relleno (inferior

a los 3.000 m); y c) mayor complejidad estructural; todos ellos, efectos adicionales producidos por la acción localizada de la indentación de Beata (Díaz de Neira 2000 b) y, probablemente, la falla de Enriquillo.

Otro 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 a los límites meridional de la isla La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann *et al.* (1991 c), 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).

Por último, hay que hacer mención, por sus implicaciones neotectónicas, al **volcanismo cuaternario** del sector centro-occidental de la isla, de naturaleza principalmente calcoalcalina aunque en sus estadios finales también hay emisiones de carácter alcalino. Este volcanismo se dispone en una banda de dirección NNE-SSO y 10 a 20km de ancho que atraviesa la Cordillera Central y la Cuenca de San Juan hasta entrar ligeramente en la zona de estudio. Para algunos autores (Mann *et al.*, 1991 b) tiene una relación genética con la cresta aunque también sugieren que alternativa o adicionalmente, el volcanismo pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo en un contexto transtensional.

3.3. La estructura de la zona de estudio

3.3.1. La estructura del margen septentrional de la Sierra de Bahoruco

La estructura del margen norte de la sierra de Bahoruco es relativamente simple y se puede resumir en los siguientes puntos: a) una disposición monoclinal hacia el N/NE o suavemente plegada de las series calcáreas de Neiba superior y Sombrerito; b) el desarrollo de un frente de mayor deformación, bastante neto, al pie de la sierra, que se asocia al cabalgamiento de estas formaciones calcáreas sobre la Cuenca de Enriquillo; y c) la 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 (Fig. 7, Fig. 8 y Fig. 16).

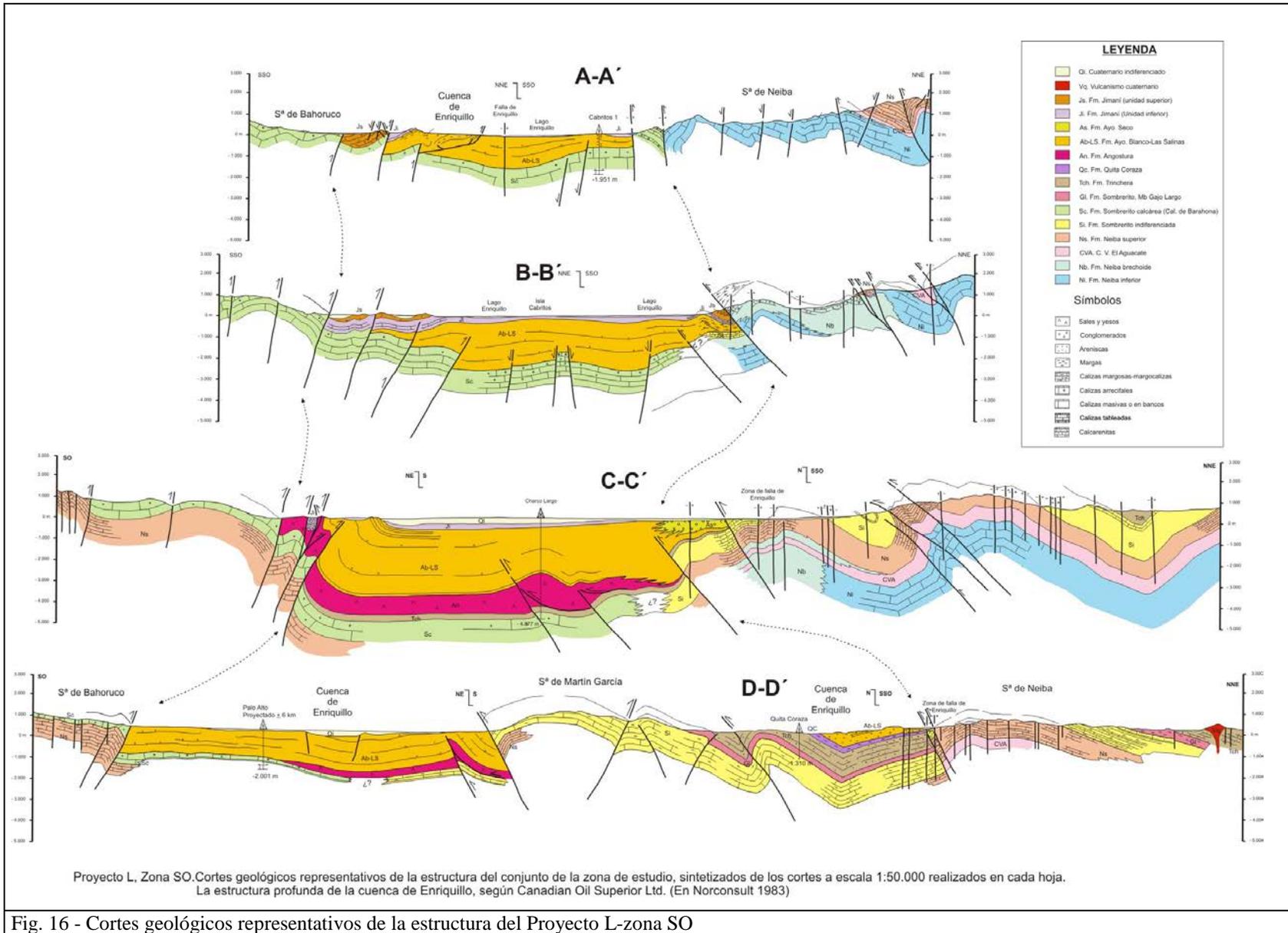
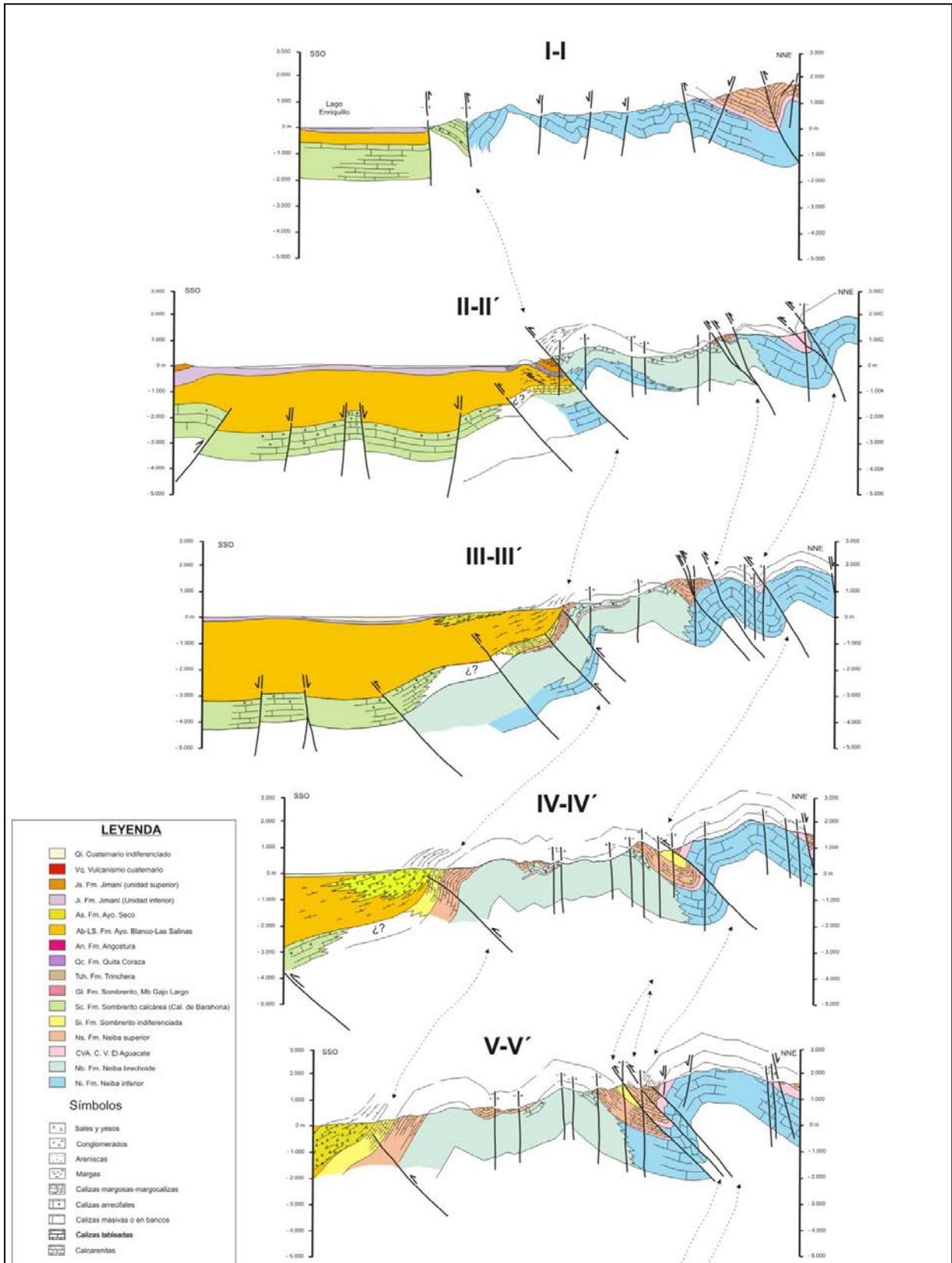


Fig. 16 - Cortes geológicos representativos de la estructura del Proyecto L-zona SO



A. Proyecto L, Zona SO. Cortes geológicos representativos de la estructura de la sierra de Neiba sintetizados de los cortes a escala 1:50.000 realizados en cada hoja.

Fig. 17 – Cortes geológicos representativos de la estructura de la Sierra de Neiba

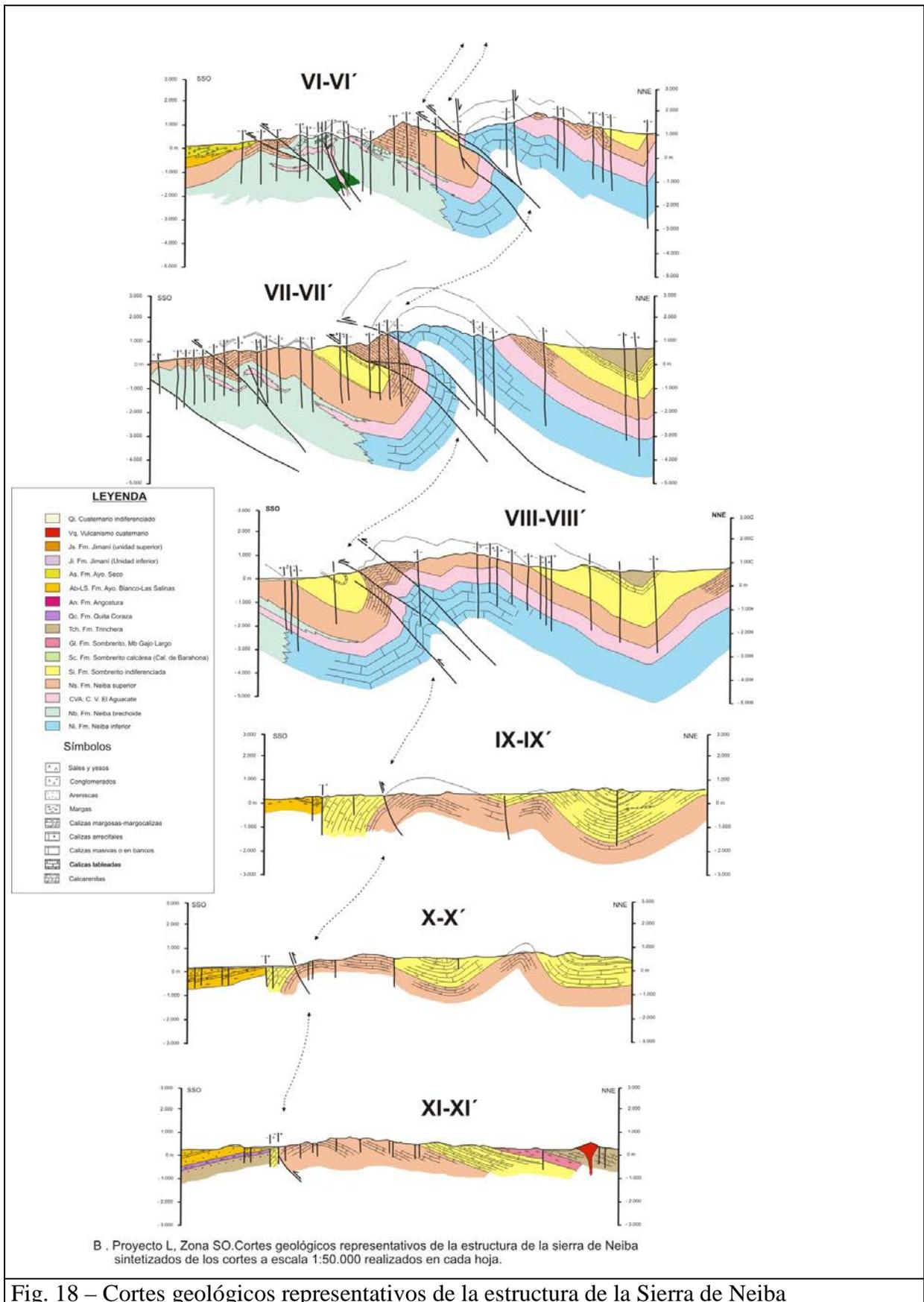


Fig. 18 – Cortes geológicos representativos de la estructura de la Sierra de Neiba

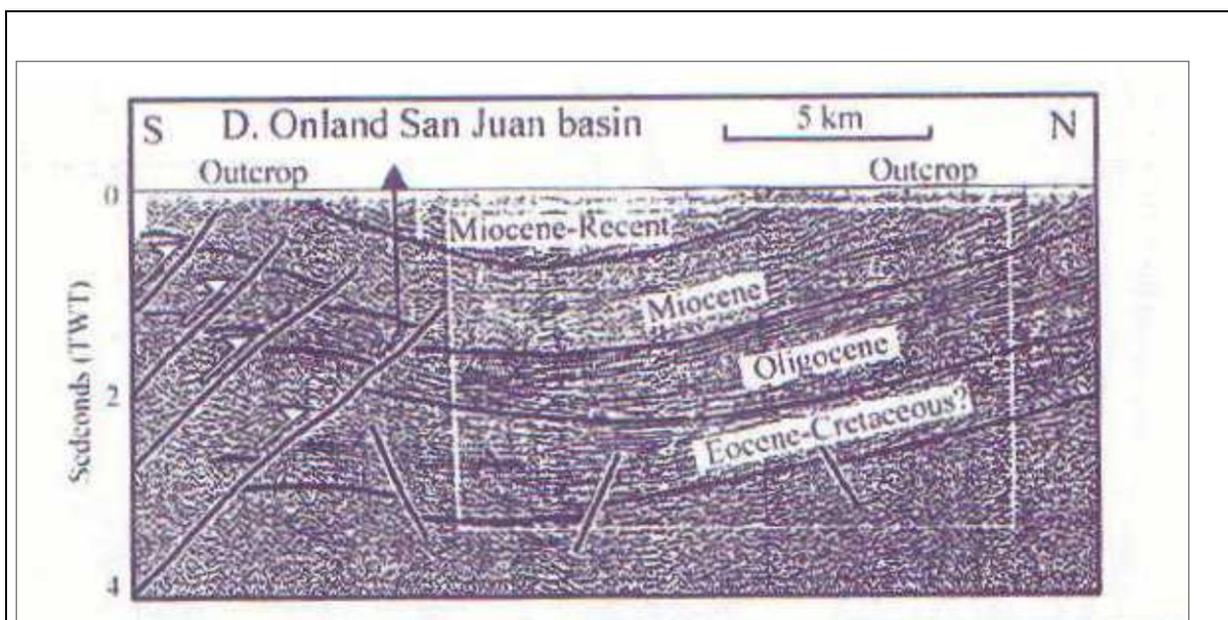


Fig. 19 – Línea sísmica de la Cuenca de San Juan. Interpretación Mann et al., 1999, modificada de Nemeč (1980)

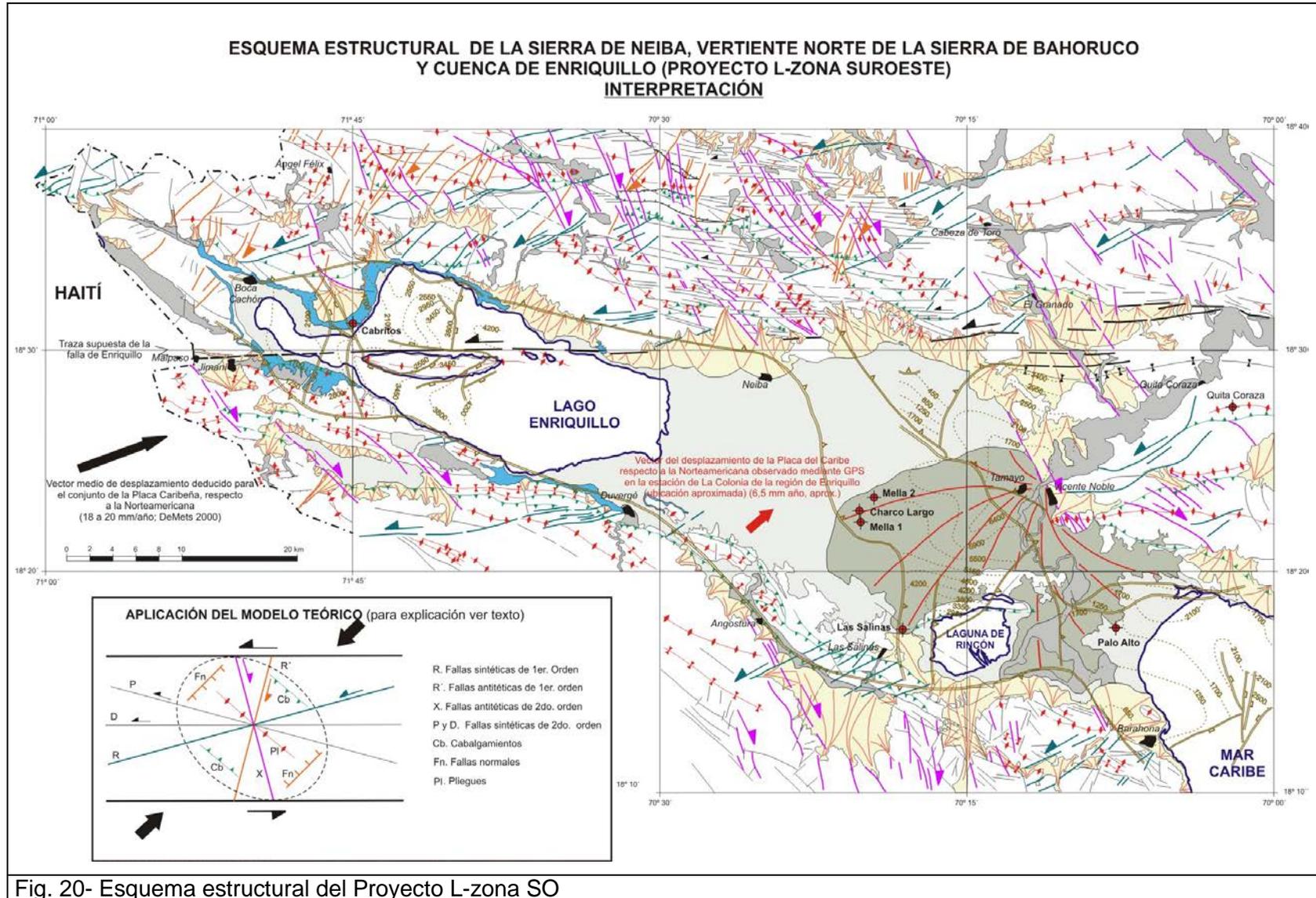


Fig. 20- Esquema estructural del Proyecto L-zona SO

La tendencia monoclinial hacia el N/NE o suavemente plegada de las series calcáreas de Neiba superior y Sombrerito se observa bien en el paisaje y queda reflejada en los cortes (Fig. 7 y Fig. 16) del sector central de este dominio (Hojas de Duvergé y La Salina). Los buzamientos son suaves, entre 10° y 30° , aunque localmente se acentúan en las proximidades de las fallas inversas. De hecho, el suave plegamiento que afecta a estas series se relaciona con el funcionamiento de estas fallas y, en general, sigue su misma orientación NO-SE. Algo más compleja es la situación en el sector NO, correspondiente a la Hoja de Jimaní, donde los pliegues que afectan a la Fm. Sombrerito presentan una disposición escalonada en sentido dextral con trazas axiales de dirección E-O que se interrumpen de forma asintótica contra una falla que, ya en territorio haitiano, marca el contacto con la Fm. Neiba superior. Fallas satélites y subparalelas a ésta, con igual sentido de movimiento en dirección dextral e inverso, producen el mismo efecto en las trazas de los pliegues que hay a uno y otro lado de ellas y delimitan la pequeña depresión cuaternaria de El Limón a modo de cuenca transpresiva (Fig. 7). El límite entre estos dos sectores y el contraste entre el estilo estructural de uno y otro, lo determina una falla o sistema de fallas de orientación ENE-OSO y movimiento en dirección sinistral que discurre por la parte meridional de la Hoja de Duvergé.

La tendencia monoclinial o de suave plegamiento de esta vertiente se interrumpe bruscamente al pie de la misma y el estilo estructural pasa a ser el de un frente deformado, muy localizado, que marca el contacto del dominio de la sierra de Bahoruco con la Cuenca de Enriquillo. El contacto es cabalgante y se resuelve mediante un sistema de fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo que en las transversales orientales (La Salina, Barahona) suman desplazamientos verticales para el conjunto de la sierra superiores a los 3.000 m. En contraste, la traslación en la horizontal es pequeña ya que en ningún caso supera 1 o 2 km. Acorde con la cuantía de su desplazamiento vertical, la deformación es máxima en la transversal de La Salina y en ella, la geometría del margen de la cuenca consiste en un flanco subvertical o invertido, parcialmente cobijado bajo el frente de cabalgamiento (Fig. 16). Forma parte de este flanco la Fm. Angostura que en el centro de la cuenca se localiza a más de 2.000 m de profundidad (Norconsult 1983; Mann et al. 1999). Esta formación aflora en varias bandas, a modo de escamas, limitadas en general por cabalgamientos, pero los contactos anómalos (sustractivos) con algunas de las formaciones adyacentes (p.e. Fm. Jimaní) sugieren posibles movimientos halocinéticos consecuentes con sus litologías (“Mina de Sal y Yeso”) que ya han sido referidos en la literatura (Linás 1972). En esta transversal,

el cabalgamiento más externo pone en contacto la citada Fm. Angostura sobre la Fm. La Salina mientras que el más interno superpone las Fms. Neiba superior, Sombrerito o Lemba sobre la Fm. Angostura (Fig. 7 y Fig. 8). Hacia el SE, en la transversal de Barahona, la geometría del frente es más sencilla al no estar involucrada en él la Fm. Angostura y se ha interpretado que corresponde a un cabalgamiento neto, oculto bajo los depósitos cuaternarios, de plano subvertical, que superpone la Fm. Neiba superior sobre la Fm. Trinchera, con un salto también superior a los 3.000 m. (Fig. 17)

Hacia el NO, en el sector más occidental de la Hoja de Duvergé y sobre todo en la Hoja de Jimaní, el frente se pierde como tal y el contacto entre la sierra de Batoruco y la Cuenca de Enriquillo se produce de forma escalonada por medio de las fallas direccionales-inversas descritas anteriormente y de algunos cabalgamientos asociadas a éstas. En esta zona los datos obtenidos en la exploración del subsuelo de la cuenca indican la ausencia de depósito de las Fms. Angostura y Trinchera, cuyo acuñaamiento definitivo hacia el oeste se produce, en el primer caso, aproximadamente a la altura del meridiano de Duvergé, y en el segundo, algo más al oeste (Canadian Oil Superior Ltd. 1979; Norconsult 1983). El sondeo Cabritos confirma este acuñaamiento y su columna estratigráfica registra el depósito de la Fm. Arroyo Blanco-La Salina directamente sobre la Fm. Sombrerito (calizas de Barahona) (Mann et al. 1991 b; de León 1983). La cartografía de la Hoja de Jimaní y los cortes deducidos de ella son consistentes con estos datos y muestran la disposición discordante y en onlap de las Fms. Arroyo Blanco-La Salina y Jimaní, con un buzamiento al sur, contra el sustrato de la Fm. Sombrerito (Fig. 16), que mantiene la tendencia monoclinas o de hundimiento hacia la cuenca. Los depósitos conglomeráticos más altos de esta última formación (término superior de la Fm. Jimaní), que se desarrollan todo a lo largo del frente de la sierra, se interpretan como una tectofacies relacionada con su levantamiento. Por otra parte la cartografía de la Hoja de Jimaní también revela que las formaciones Arroyo Blanco-La Salina y Jimaní están afectadas por una deformación interna peculiar que se concreta en pliegues muy localizados y apretados de plano axial subvertical o vergentes al norte, es decir, en sentido contrario al de su buzamiento general. En los cortes (Fig. 16), se interpreta que estos pliegues se generan de dos formas: a) se localizan directamente encima de fallas inversas que afectan al sustrato y reproducen movimiento de éstas; o, b) se producen a favor y en el frente de una superficie de despegue interna subhorizontal o ligeramente inclinada que, a su vez, se genera por el efecto de contrafuerte (*buttressing*- Gillcrist *et al.* 1988) que la serie ejerce contra el plano subvertical de una de estas fallas que afectan al sustrato.

3.3.2. La estructura del interior de la Cuenca de Enriquillo

El completo recubrimiento de la Cuenca de Enriquillo por materiales cuaternarios condiciona que el conocimiento de su estructura interna sólo se pueda abordar mediante técnicas geofísicas y perforaciones. Éstas se han realizado para la exploración petrolífera de la cuenca, principalmente durante la década de los 70 y continúan en la actualidad, aunque con carácter muy discontinuo y localizado. Durante la realización del presente proyecto no se ha podido tener acceso a la documentación original generada en estos estudios y por tanto no se han realizado trabajos adicionales en este sentido; por ello, la descripción que a continuación sigue es, fundamentalmente, un resumen de los informes realizados por Norconsult (1983) sobre los trabajos de la Canadian Oil Superior Ltd. (1979) y de la más reciente revisión de Mann *et al.* (1999) a partir de éstos.

Los dos trabajos coinciden básicamente en la estructura del interior de la cuenca. Ésta se recoge en la Fig. 7, para el techo de la Fm. Sombrero, simplificada del citado informe de Norconsult y en la Fig. 18, tomada del propio trabajo de Mann *et al.* (1991). Llama la atención en los dos trabajos la similar cartografía, en el sector oriental de la cuenca, de dos fallas inversas o cabalgamiento de dirección NNO-SSE, completamente oblicuos al resto de directrices estructurales del entorno de la cuenca. Ambos cabalgamientos tienen vergencia oeste, el más oriental con un salto muy pronunciado (2800 mseg = 4.500 m, aprox.) y mayor que el occidental (750 mseg = 1.300 m, aprox.). Estos dos cabalgamientos, junto con el margen meridional de la sierra de Martín García y alguna otra estructura asociada, dividen el subsuelo de la cuenca en varios bloques, algunos de ellos con altos estructurales de geometría anticlinal, que fueron el objetivo principal de la exploración petrolífera. Mann *et al.* (1999) los denomina, de oeste a este, bloques del Lago Enriquillo, Angostura, Mella, Vicente Noble y Bahía de Neiba (Mann *et al.* 1999). La descripción detallada de los mismos se puede encontrar en este trabajo. La profundidad del techo de la Fm Sombrero es máxima (3.800 mseg = 6000-6500 m, aprox.) en el Bloque Mella, en su zona de contacto con el cabalgamiento oriental, y en el resto de la cuenca se sitúa a cotas medias aproximadas de 3.500-4.000; en los altos estructurales más elevados esta cota asciende hasta los 1500-2000 m

La cartografía del subsuelo de la cuenca también recoge la posición de los frentes de las sierras de Neiba y de Bahoruco. En la sierra de Bahoruco, el frente coincide con el cartografiado en superficie y no hay ramales o cabalgamientos satélites de éste hacia el

interior de la cuenca. En la sierra de Neiba, no hay una correspondencia clara entre los cabalgamientos más frontales cartografiados en superficie y frente cabalgante de la sierra cartografiado por los petroleros, que parece situarse algo más al sur que aquellos. En este último caso, la cartografía de Mann *et al.* (1999) sustituye el frente cabalgante por la traza rectilínea de la falla de Enriquillo.

Coexistiendo con esta estructura general de tipo contractivo, en diversos puntos del interior de la cuenca también se han cartografiado fallas normales que, en general tienen una dirección N-S a NE-SO y se concentran especialmente en los altos estructurales. Este es el caso de la estructura de la isla Cabritos, que fue objeto de investigación y perforada por el sondeo del mismo nombre. La estructura está formada, en su totalidad, por un sistema de fallas normales de dirección N-S, ENE-OSO y E-O, algunas de las cuales parecen tener continuidad con fallas cartografiadas en superficie, por lo que se podrían interpretar dentro del mismo contexto de la fracturación que afecta a toda la zona.

Mención aparte merece la única estructura aflorante en el interior de la cuenca: el cabalgamiento de la laguna de El Rincón. Se trata de un cabalgamiento aislado, de dirección E-O, a favor del cual aflora la Fm. Angostura; de él, llama principalmente la atención su vergencia sur, contrapuesta (y oblicua) a la de la sierra de Bahoruco, pese a su proximidad a ella. El carácter aislado y peculiar de esta estructura puede que no sea tal, si se considera que la misma vergencia se repite más al este en el doble cabalgamiento que, en el subsuelo, limita por el sur la sierra de Martín García. Ambas estructuras producen una anomalía continua en el mapa aeromagnético y no se debe excluir que puedan estar conectadas. En cualquier caso, la traza tan oblicua, casi perpendicular de este cabalgamiento respecto al frente de la sierra de Bahoruco sugiere la presencia, entre ambas estructuras y oculta bajo los depósitos cuaternarios, de una falla de dirección NO-SE y trazado rectilíneo, subparalela al resto de las cartografiadas en esta sierra.

Los geólogos de la Canadian Oil Superior Ltd. (1979) interpretaron los cabalgamientos del interior de la Cuenca de Enriquillo como estructuras que acababan enraizando en una superficie general de despegue que ellos identificaron con el techo de la Fm. Sombrerito. En su reinterpretación de las líneas sísmicas, Mann *et al.*, (1999) descartan la existencia de una superficie de despegue y dibujan planos de cabalgamiento subverticales que también afectan a la Fm. Sombrerito y penetran al menos hasta la parte alta de la Fm. Neiba superior (Fig. 17). A la vista de la cartografía de superficie y sin más datos que los ya citados, parece

que esta última es una opción más congruente con la estructura regional. No obstante, también es cierto que en las líneas sísmicas se observa una disarmonía en el plegamiento y despegue de la Fm. Angostura respecto a las infrayacentes Fms Trinchera (muy adelgazada) y Sombrerito, así como una tendencia de esta formación a acumularse y formar engrosamientos diapíricos en las charnelas anticlinales. Por esta razón, no se descarta que, al menos en el ámbito de depósito de la Fm. Angostura, se puedan producir despegues parciales de la serie a favor de cabalgamientos locales algo más tendidos que enraizarían en esta formación; este pudiera ser el caso, y así se ha interpretado en los cortes, del mencionado cabalgamiento de la Laguna del Rincón (Fig. 16).

3.3.3. La fracturación. La falla de Enriquillo

La zona de estudio está afectada por una intensa fracturación, cuyo estudio en detalle excede los objetivos del proyecto. Por esta razón, en este trabajo se ha optado por hacer un análisis cartográfico de la misma, enfocado principalmente a determinar su posible relación con las estructuras de plegamiento y cabalgamiento descritas en párrafos anteriores. Las pautas de la fracturación son muy complejas y su incidencia es desigual en los distintos dominios que intervienen en la zona de estudio, aunque sobre esta última cuestión hay que prevenir ante el posible efecto distorsionador que conlleva una cartografía regional realizada por distintos autores.

En la Fig. 20 se representan las principales fallas y fracturas que afectan a la zona de estudio, seleccionadas y sintetizadas a partir de las cartografías 1:50.000 de cada Hoja. En la Fig. 20 se han resaltado en color y por familias o sistemas, aquellas fallas en las que las evidencias cartográficas permiten asignarles un sentido de movimiento. Se han dejado en blanco y negro y sin resaltar aquellas fallas en las que no se ha podido determinar el sentido de movimiento o en las que éste no es tan evidente, aunque en algunas de ellas también se ha indicado.

Hay dos sistemas en los que sus fallas presentan direcciones y sentidos de desplazamiento bastante consistentes. Son los sistemas NNO-SSE y ENE-OSO que, en planta, reproducen mayoritariamente sentidos de movimiento en dirección, dextrales y sinestrales, respectivamente. Ambos sistemas alteran y modifican las trazas de los pliegues y cabalgamientos pero es el segundo el que de forma más clara muestra una relación genética con ellos, como se desprende de sus relaciones de corte, asintóticas y

escalonadas. Este sistema es el principal responsable de los giros en planta y alabeos de las estructuras mayores de la zona de estudio, especialmente en la sierra de Neiba, donde, además, sus fallas delimitan transversalmente las terminaciones de los grandes núcleos anticlinales y les confiere un aspecto romboidal o de facoides a gran escala. Pese a estos efectos cartográficos tan evidentes, las fallas asociadas a este sistema tienen trazados en superficie poco netos y discontinuos que quizá se puedan explicar por su funcionamiento temprano desde las primeras etapas del plegamiento o, también, porque en realidad representen el reflejo en superficie de accidentes de zócalo.

El sistema NNO-SSE tiene su mayor incidencia en el sector central de la sierra de Neiba y en el sector SO del margen norte de la sierra de Bahoruco, donde sus fallas presentan, especialmente en la primera, trazados muy netos y acusados desplazamientos en planta con sentido dextral. En la sierra de Neiba, algunas fallas de este sistema producen, en pliegues y cabalgamientos, efectos similares al descrito anteriormente, que evidencian su desarrollo simultáneo con ellos, aunque, en general este sistema muestra, respecto al anterior, mayores pautas de sobre imposición a las estructuras. En esta misma sierra, este sistema de fallas presenta un cierto giro en planta y pautas asintóticas, al menos en apariencia, contra la traza discontinua de la falla de Enriquillo, consistente con el sentido de movimiento sinistral de ésta. Se han incluido dentro de este mismo sistema, las fallas de dirección NO-SE que afectan, con igual sentido de desplazamiento, a la sierra de Martín García y al sector NO de la sierra de Bahoruco, si bien no se descarta que, al menos en este último caso, se trate de sistemas individualizados diferentes.

En la Fig. 20 se ha separado con distinto color, un sistema de dirección NE-SO a NNE-SSO, con un registro casi exclusivo en la sierra de Neiba donde se caracteriza por cortar a las estructuras principales en sentido casi perpendicular. Las fallas de este sistema tienen pautas de movimiento peor definidas que los anteriores y parte corresponden a fallas con componente normal y otra parte a desgarres con desplazamientos menores tanto dextrales como sinestrales.

Completan el esquema de fracturación de la zona de estudio numerosas fallas de dirección E-O a ONO-ESE que, en general, muestran desplazamiento sinestrales de pequeña cuantía. Estas fallas son subparalelas a la falla de Enriquillo y se desarrollan principalmente al norte de ésta, donde parecen conformar un corredor o una banda o de cizalla muy distribuida que coincide en anchura con el propio dominio de la sierra de Neiba.

Elemento principal dentro del esquema de fracturación es **la falla de Enriquillo**. En su prolongación hacia el oeste por la península meridional de Haití, esta falla presenta un trazado E-O relativamente neto al que se asocian inflexiones contractivas, escarpes, desplazamientos de la red de drenaje y elevaciones de arrecifes subactuales, que han permitido determinar sin ambigüedad su sentido de desplazamiento sinistral (Mann *et al.*, 1995), aunque no del todo la cuantía del mismo, que algunos autores han estimado en 30-50 km (Van der Berghe 1983; Calmus 1983). En territorio dominicano, ya dentro de la zona de estudio, esta falla queda oculta bajo los depósitos cuaternarios del Lago Enriquillo y a partir de aquí, comienzan las estructuras en relevo y los puentes y su trazado cartográfico es difícil de determinar hasta su completa desaparición en el seno de la Cuenca de Azua, posiblemente contra el accidente de Beata. En el presente trabajo se adopta como solución más plausible, la propuesta por Mann (1983) y Mann *et al.* (1991) que en sus cartografías, sitúan la falla coincidiendo con la costa norte de la isla Cabritos y con la terminación meridional de la sierra de Neiba. En la zona del Lago Enriquillo, este autor basa sus argumentos en la estructura anticlinal muy localizada que (en las líneas sísmicas) se observa en el subsuelo de la isla Cabritos: el autor interpreta esta isla y las dos más pequeñas situadas hacia el este, como tres anticlinales sucesivos, escalonados en sentido sinistral contra la traza de la falla. Refuerza su hipótesis, el levantamiento topográfico del arrecife subactual a la altura de Las Clavellinas, medido por el mismo autor y colaboradores por medios taquimétricos y que se relaciona con el movimiento de la falla (Taylor *et al.*, 1985). En el presente trabajo, se ha podido comprobar, en este mismo punto (Hoja de la Descubierta, X: 0230800.; Y: 5047600), un notable basculamiento hacia el sur (20-25°) de la serie limoarcillosa que acompaña al arrecife, que se puede atribuir al mismo efecto.

En el sector más oriental de la zona de estudio, la falla de Enriquillo se relaciona con el trazado rectilíneo del margen meridional de la sierra de Neiba más aún si se considera la disposición escalonada sinistral de los pliegues que afectan a esta sierra, contra ella. En este sector, Mann *et al.* (1995) ya identificaron escarpes de terraza, contrastes de vegetación, desplazamientos en la red de drenaje y manantiales con travertinos que asociaron con su movimiento. En el presente trabajo se han cartografiado varias fallas de dirección E-O que cortan y desplazan los sistemas de abanicos aluviales más antiguos procedentes de esta sierra, sin que ninguna de ellas se pueda identificar con la traza concreta de esta falla, aunque también puede ocurrir que en este sector la falla se ramifica en varios ramales.

3.3.4. Correlación de la estructura con el mapa de aeromagnético.

Al comienzo de los trabajos cartográficos, la geofísica aerotransportada se ha revelado como una herramienta de gran utilidad para definir la estructura regional y fijar los principales objetivos a investigar en cada zona. Sin embargo, a medida que avanzaban los trabajos, se ha podido comprobar una gran fidelidad entre la geología y estructura de superficie y las anomalías geofísicas. Por esta razón, una vez concluida la cartografía parece razonable revisar la correlación entre ambas. En la zona SO del proyecto L esta correlación se realiza con el mapa de gradiente magnético vertical ya que ofrece una imagen más próxima a la superficie que el reducido al polo. En esta zona el mapa radiométrico presenta amplias áreas con vacíos de datos y su respuesta no ofrece mejoras respecto al de gradiente vertical.

En la figura 3.3.7 se han superpuesto los contactos geológicos y las estructuras extraídas del esquema geológico regional de la zona Fig. 7 al mapa de gradiente vertical, en el que se han dejado las etiquetas correspondientes a las principales anomalías descritas en el informe de preliminar elaborado al comienzo de este proyecto por García Lobón (2003). Los números corresponden a las distintas anomalías, puntos o alineaciones que se enumeran a continuación y que, para este efecto, se han dividido en aquellas relacionadas con la litología y las que reflejan aspectos estructurales.

Anomalías relacionadas con la litología

Probablemente la correlación más obvia en toda la zona corresponde a las de anomalías N1 a N8 con el volcanismo del Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate. Esta correlación es tanto litológica como estructural por cuanto estas anomalías reproducen la presencia de este volcanismo y las estructuras anticlinales a las que está cartográficamente asociado, incluida su disposición escalonada. Sin embargo, llama la atención que estas anomalías reproduzcan mejor la estructura de los anticlinales que el propio contorno de los afloramientos del Complejo Volcanosedimentario, lo que no ocurre con otras anomalías de origen litológico. Se desconoce si la anomalía recoge la fuente profunda del volcanismo, aunque a este respecto hay que recordar que en la Fm. Neiba inferior, que ocupa el núcleo de las estructuras, no se han observado inyecciones, diques u otro efecto que vaya a favor de esta hipótesis.

Una anomalía similar a las anteriores coincide con el núcleo de la sierra de Martín García por lo que es de esperar que en niveles relativamente someros de la Fm. Neiba superior también haya intercalaciones volcánicas que, no obstante, no se ha reconocido en superficie.

La anomalía E1 que ocupa toda la zona central de la cuenca se interpreta en el informe preliminar como una "placa magmática" asentada a una profundidad entre 3.000 y 4.500 m y que pudiera corresponder a una lámina basáltica. Parece acertada esta interpretación puesto que el sondeo Charco Largo identifica dentro de la serie de la Fm. Angostura varias intercalaciones de dioritas hornbléndicas.

Las intercalaciones volcánicas que presenta la Fm. Sombrerito en la Hoja de Boca Cachón producen anomalías puntuales muy netas. El tipo de anomalía es el mismo que reproducen los afloramientos de esta misma formación en el frente de la sierra de Bahoruco pese a que en ellos no se han identificado intercalaciones volcánicas en superficie.

Los afloramientos de la Fm. Trinchera dan lugar a anomalías que prácticamente mimetizan sus contactos cartográficos. En este caso las anomalías las causa el prácticamente exclusivo origen volcánico e ígneo de los materiales detríticos que constituyen esta formación en los que la magnetita causa anomalías que cartografían fielmente sus contactos.

Una respuesta similar da la Fm Arroyo Blanco en el sinclinal de Los Güiros, también debido a que, puntualmente, en esta zona tiene un contenido elevado en materiales siliciclásticos de procedencia volcánica. Una anomalía negativa reproduce, en el flanco sur de este sinclinal, el tramo cartográfico correspondiente a la Fm. Quita Coraza

En la parte más meridional de la sierra de Bahoruco, en parte fuera de la zona de estudio, las acusadas anomalías denominadas BA1 y BA2 coinciden con los afloramientos de la formación volcánica La Ciénaga/Dumisseau del Cretácico superior

Los afloramientos de la Fm. Angostura dan una respuesta desigual puesto que el de la laguna del Rincón coincide con una anomalía negativa, mientras que los de La Salina se asocian a una anomalía positiva

Anomalías relacionadas con estructuras

La sierra de Bahoruco produce una acusada alineación magnética que coincide con el contacto cartográfico fallado y rectilíneo entre las Fms. Neiba superior y Sombrerito (en parte, fuera de la zona de estudio)

En la Hoja de La Salina una alineación magnética NE-SO que pasa por el límite sur de la laguna del Rincón, marca: el límite SE de la anomalía E1 en el interior de la cuenca; el límite SE de la escama de Fm Angostura en el frente de sierra de Bahoruco; y el contacto entre las Fms Neiba superior y Sombrerito al sur de éste. Esta alineación es subparalela a las fallas NE-SO que afectan al frente de la sierra en la transversal de La Salina y se puede interpretar como una de ellas.

Inmediatamente al SE de la anterior, varias fallas de dirección NO-SE separan las anomalías E2 y E3 con un aparente movimiento dextral entre ambas, similar al que se deduce en superficie para fallas de igual orientación en otros puntos de la sierra de Bahoruco.

En esta misma zona una anomalía de gradiente magnético vertical parece conectar el cabalgamiento de la laguna de El Rincón con el doble cabalgamiento que en el subsuelo se ha cartografiado limitando la sierra de Martín García y ello sugiere su posible conexión.

Paralela a la alineación magnética de la sierra de Bahoruco, otra alineación muy marcada determina la terminación NE de la anomalía E1 en el subsuelo de la Cuenca de Enriquillo. Esta alineación se superpone en parte a la traza del cabalgamiento más oriental cartografiado en el subsuelo de la cuenca y se prolonga hacia el NO para marcar el límite meridional de la anomalía que se asocia al anticlinal de Las Cañitas.

Inmediatamente al NE de la anterior y paralela a ella, existe otra alineación magnética que ya se señaló en el informe preliminar. La alineación tiene dirección NO-SE y en su segmento norte viene a coincidir con las fallas o cabalgamientos que limitan el sinclinal de Apolinar Perdomo, si bien también parece que reproduce los materiales margosos poco magnéticos de la Fm. Sombrerito que ocupan el núcleo de este sinclinal. Esta alineación es todavía más espectacular en su segmento meridional donde produce el giro e inflexión en sentido dextral de la anomalía magnética asociada a las series que conforman el sinclinal de Los Güiros y la estructura de Quita Coraza.

Quizá en continuidad con el anterior, el margen meridional cabalgante de la sierra de Martín García coincide con una alineación en la que el acusado contraste de anomalías (mínimo al sur y máximo al norte, es consistente con el fuerte salto en la vertical que se le deduce en la cartografía.

Al norte de la sierra de Martín García, el mapa de gradiente vertical reproduce con gran fidelidad el sinclinal de Los Güiros.

El trazado rectilíneo del margen meridional de la sierra de Neiba produce una acusada alineación magnética que refuerza la hipótesis de su relación con la traza de la falla de Enriquillo.

La anomalías relacionadas con el volcanismo de la sierra de Neiba y sus anticlinales reflejan desplazamientos o interrupciones bruscas en sentido NE-SO o ENE-OSO que se deben asimilar a las fallas con esta misma dirección cartografiadas en superficie.

3.4. Modelo de evolución tectónica de la zona de estudio y edad de la deformación

La integración de los datos estructurales procedentes de todas las Hojas que engloban a la Cuenca de Enriquillo y sus sierras circundantes (Neiba, Bahoruco y Martín García) permite comprender mejor el tipo de deformación regional y la relación entre las diferentes estructuras. El conocimiento regional alcanzado durante la elaboración del Proyecto L-Zona SO (SYSMIN) de Cartografía Geológica de la RD y los datos ya existentes (Mann 1983; Norconsult 1983; McLaughlin *et al.* 1991; Mann *et al.* 1991c, Mann *et al.* 1994; Mann *et al.* 1995; Mann *et al.* 1999; entre otros) permiten observar que la zona de estudio está dominada por estructuras contractivas con una fuerte participación de desgarres. Para su análisis, en una zona de este tipo se debe tener en cuenta tanto la geometría en corte de las estructuras como su desarrollo en planta. La Fig. 20 presenta un mapa estructural integrado, procedente de las diferentes Hojas del proyecto y la Fig. 16 una serie de cortes a través de las estructuras mayores. La descripción detallada de cada zona se puede encontrar en las memorias correspondientes.

Los cortes seriados de la Fig. 17 dan cuenta principalmente del carácter compresivo de la estructura general que viene definida por los cabalgamientos de alto ángulo y con sentido opuesto de las Sierras de Bahoruco y de Neiba sobre la Cuenca de Enriquillo y por el perfil sinclinal de ésta entre ambas, que le confiere el carácter de “cuenca entre rampas” (*ramp*

basin) ya descrito en la literatura (Mann *et al.* 1991 b). Los cortes también muestran el carácter más localizado del frente cabalgante de la Sierra de Bahoruco respecto al perfil más transicional entre la Sierra de Neiba y la Cuenca de Enriquillo, así como los cabalgamientos en el interior de ésta que, con vergencia sur, involucran a la formación Angostura, con un comportamiento halocinético añadido. En el corte más oriental, la Sierra de Martín García emerge como un gran anticlinal en el seno de la cuenca, con márgenes cabalgantes sobre ella, el meridional, de alto ángulo y con un importante salto en la vertical, y el septentrional, más gradual, se articula con sucesivos cabalgamientos de ángulo medio y menor salto. No son cortes geológicos de “*plane strain*”, debido a la existencia de muchos desplazamientos fuera del plano (desgarres) y por ello solo proporcionan una idea de una componente del acortamiento, el medido perpendicularmente a la dirección de los pliegues, que para el horizonte de la base o el techo de Fm. Sombrerito (y equivalentes) se ha calculado de 7,5 km (10%), en el corte C-C’, a 11,75 km (15%), en el corte D-D’.

En la Sierra de Neiba, los cortes (Fig. 17) muestran la geometría dominante de sus pliegues con ángulos entre flancos relativamente abiertos (120°) a algo cerrados (75°) y planos axiales subverticales o ligeramente vergentes al sur. Una excepción a esta pauta general es la estructura cabalgante del anticlinal de El Aguacate sobre el sinclinal de Apolinar Perdomo, en la que la traslación en la horizontal superior a 2 km se resuelve mediante dos cabalgamientos con planos algo más tendidos que producen una vergencia al sur más acusada. El perfil geométrico individual de estos pliegues y, sobre todo, el de esta última estructura, es comparable al de los pliegues de propagación de falla. La ausencia de perfiles sísmicos en el interior de esta sierra impide conocer si, en profundidad, estos planos enraízan con alguna superficie de despegue o, más bien, como parece deducirse de la cartografía, tienden a la verticalización. La estructura del margen norte de la Sierra de Neiba, muestra el mismo tipo de pliegues, limitados igualmente por cabalgamientos de alto ángulo, aquí vergentes al norte (García y Harms 1988). El cambio de vergencia, desde el sinclinal de Vallejuelo hacia el norte, no obstante, se intuye ya en la Hoja de Villarpando (cortes D-D’, Fig. 16; y IX-IX’, Fig. 17),. Una línea sísmica con buena resolución, realizada para la exploración petrolífera de la Cuenca de San Juan (Fig. 19; Nemeč 1980) resulta definitoria de la estructura del margen norte de la Sierra de Neiba. En ella, los principales reflectores identificados en el seno de la cuenca resultan afectados, en el contacto con la sierra, por sucesivos cabalgamientos de alto ángulo que se verticalizan aún más en profundidad. Una observación adicional en esta línea es que las secuencias de relleno de la

cuenca comprendidas entre estos reflectores apenas muestras acuñaamiento hacia este margen.

La estructura, en corte, de la Sierra de Martín García responde a las mismas pautas que la Sierra de Neiba y lo mismo se puede decir de la vertiente norte de la Sierra de Bahoruco donde todavía es más evidente la asociación del plegamiento, incluida la franja frontal más deformada, a fallas inversas o cabalgamiento de alto ángulo.

Un análisis de las pautas cartográficas y la evolución en planta de los pliegues y cabalgamientos y su relación con la fracturación ya descritas en apartados anteriores (Fig. 7 y Fig. 20) muestra las siguientes observaciones: 1) los pliegues anticlinales presentan una geometría no cilíndrica, cónica, con doble inmersión de sus charnelas en corto espacio; 2) existe un relevo relativamente rápido de los pliegues, proporcionando una disposición escalonada de los mismos y de los cabalgamientos que los limitan contra fallas o sistemas de fallas que los interrumpen o desplazan asintóticamente hacia su traza; 3) muchos de los aparentes cabalgamientos en el trazado cartográfico se observa finalmente que tienen una importante componente como fallas con movimiento en dirección; 4) existe un gran desarrollo de varios sistemas de fallas con direcciones y sentidos de movimiento, en general consistentes entre sí, aunque las relaciones de corte entre ellos muestran pautas complejas que revelan cambios en el sentido de movimiento a lo largo de su historia.

De acuerdo con lo anterior, la evolución estructural de la zona de estudio se explica bien en un contexto compresivo regulado por desgarres sinestrales o, quizá, en un contexto transpresivo levógiro. El modelo que se propone, al menos para los últimos estadios de la deformación se recoge, de forma simplificada, en el esquema adjunto de la Fig. 20: Responde a un modelo sencillo de cizalla subvertical en régimen transpresivo (o de convergencia oblicua) sinestral 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 ser 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. Los sistemas de fracturación se han interpretado cinemáticamente en la figura 3.3.6Fig. 20, respecto a la dirección de la cizalla principal representada por la falla de Enriquillo, en los siguientes términos (Tchalencko 1968, Rutter *et al.* 1986): sistema ENE-OSO, fallas de tipo R o Riedel sintéticas de primer orden; sistema NNO-SSE, fallas de tipo R' antitéticas de primer orden; sistema NNE-SSO, fallas de tipo X, antitéticas de segundo orden; sistemas ONO-ESE a E-O, fallas sintéticas de segundo orden subparalelas (D) o ligeramente oblicuas (P) a la dirección de cizalla principal y con igual sentido de movimiento sinistral que ella; también se identifican fallas normales de NE-SO subparalelas a la dirección de máximo esfuerzo.

En cuanto a la edad de la deformación, ésta viene determinada en el ámbito de la zona de estudio y su entorno regional por los siguientes eventos:

- En la Cordillera Central, el depósito esencialmente caótico de la Fm. Ocoa, a partir del Eoceno superior alto, en un surco fuertemente subsidente, se relaciona con la implantación de un frente activo como es el levantamiento y aproximación del Arco de Islas Circum-Caribeño (Fm. Tireo) hacia el SO. Comienza así la inversión de la cuenca trasera de arco de Trois Rivières-Peralta (Dolan *et al.* 1991; Heubeck y Mann 1991; Hernaiz Huerta 2000 b; Hernaiz Huerta y Pérez-Estaún 2000).
- Al norte de la Cuenca de San Juan (por ejemplo, en la Hoja de Bánica, Sanz y Soler 2004) existen discordancias progresivas relacionadas con los pliegues del margen meridional de la Cordillera Central.
- En la zona específica de estudio no hay evidencias de deformación hasta, al menos el Mioceno superior, coincidiendo con el depósito en esta zona de la Fm. Trinchera. La deformación no obstante fue suave, en forma de pequeños umbrales, como demuestra el hecho de que las mismas facies turbidíticas que caracterizan esta formación en el centro de la cuenca, también se encuentren en algunos sinclinales interiores de la Sierra de Neiba.
- La deformación principal en la zona de estudio ocurre a partir del Plioceno inferior-medio con el levantamiento continuado de las Sierras de Neiba, Batoruco y Martín García y su cabalgamiento sobre la Cuenca de Enriquillo. El análisis de la subsidencia de la cuenca mediante la descompactación de la columna de sedimentos

registrada en el sondeo central de Charco Largo (Mann et al. 1999) refleja el primer impulso tectónico, ya mencionado, correspondiente al depósito de la Fm. Trinchera y a la parte baja de la Fm. Angostura y, posteriormente, este impulso principal, que coincide con el depósito de las Fms. Arroyo Blanco-La Salina y Jimaní. 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 todo a lo largo de sus respectivas secuencias, parece que se concentran principalmente a techo de las mismas (formación o facies Arroyo Seco a techo de la Fm. Arroyo Blanco-La Salina, 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 parte alta de la Sierra de Bahoruco, con una primera superficie de erosión a la que estarían ligados fenómenos de alteración y carstificación a gran escala

- La deformación y el levantamiento continúan durante todo el Holoceno, hasta la actualidad, como pone de manifiesto la superposición y el encajamiento de varios sistemas de abanicos aluviales al pie de las sierras, en general progradantes hacia el centro de la cuenca. En la Hoja de La Descubierta la cartografía de estos abanicos en relación con el arrecife subactual (9760 a 2820 ma; Taylor *et al.*, 1985) revela que los más antiguos son anteriores o coetáneos con éste y que los más modernos fosilizan incluso sus niveles más recientes.

3.5. Particularidades estructurales de la Hoja de Duvergé

3.5.1. Introducción

La complejidad estructural de la Hoja de Duvergé es resultado de la actividad tectónica de una zona transpresiva, globalmente sinistral, del complejo de colisión del Caribe. (Dolan and Mann, 1998 ; Calais et al. 1998 ; Mann et al. 2002).

Esta Hoja puede dividirse en dos unidades estructurales continuas de formaciones sedimentarias y estatigráficamente distintas. Están separadas por accidentes mayores de

escala crustal. Al sur se sitúa el anticlinorio de la Sierra de Bahoruco. El norte de la Hoja está ocupado por las formaciones, globalmente sinclinales, del Lago Enriquillo.

3.5.2. La Sierra de Bahoruco

La Sierra de Bahoruco es un vasto anticlinorio. Los anticlinorios está separados por fallas inversas y terminan al norte por pliegues más estrechos, asociados a los cabalgamientos frontales del macizo. La superficie actual del macizo, corresponde a una paleosuperficie afectada tardíamente por una red de fallas normales con dirección N.80, que se prolongan hacia el este en los conglomerados sintectónicos del pleistoceno (Formación Arroyo Seco).

Las hondonadas sinclinales del macizo, muy apretadas, corresponden al paso de fallas inversas y están ocupadas en la actualidad por las dolinas del karst.

3.5.3. La cuenca de Enriquillo

La cuenca de Enriquillo, constituida principalmente por estructuras sinclinales, está ribeteada por desniveles no visibles del afloramiento. Sin embargo, una red de fallas normales curvas, asociadas a la estructuración sinclinal, recuerda una apertura en “pull-apart” de la cuenca, subrayada por el depósito sintectónico de las formaciones periarrecifales del Lago Enriquillo.

3.5.4. Las fallas

3.5.4.1. Las fallas inversas

Las grandes fallas de la Sierra de Bahoruco no son visibles en el afloramiento, se deducen de la geometría de los pliegues. Las fallas frontales, cabalgamientos del macizo de Bahoruco, se ven en el afloramiento al oeste de Duvergé. El accidente principal está marcado por “*gouges*” en las formaciones arcillosas laminadas de la formación Jimaní. Su buzamiento es de aproximadamente 45° hacia el sur.

3.5.4.2. Las fallas normales

Se observan fallas normales en dos sectores diferentes que son: la zona de los arrecifes de la formación Jimaní y arrecifes Holocenos, y los conglomerados sintectónicos de Duvergé.

3.5.4.3. Las fallas normales que afectan los arrecifes

Estas fallas en particular, bien visibles en fotos aéreas, que afectan los arrecifes de la Formación Jimaní, controlan la formación de los arrecifes cuaternarios del Lago Enriquillo. Son visibles en los arroyos que desaguan en el lago. Su actividad sinsedimentaria está comprobada por el empotramiento en la serie cuaternaria de niveles de margas basculadas en su contacto (foto 20 del Album de fotos). Los basculamientos de los canales arrecifales pueden alcanzar 20° fuera de las zonas de fallas.

3.5.4.4. Las fallas normales de los conglomerados sintectónicos.

En las canteras de materiales de Duvergé, las redes de fallas normales se organizan en ocasiones en redes anastomozadas. Estas fallas, de dirección media N80°E son la prolongación inmediata de una red de fallas normales que afectan la paleosuperficie de la Sierra de Bahoruco. Estas fallas, generalmente, muy verticales tienen estrias con “*pitch*” de 90°.

3.5.5. Las deformaciones

3.5.5.1. Primera deformación (Mio-Plioceno)

La primera deformación afecta las calizas de la Sierra de Bahoruco. Son pliegues de eje sub-horizontal NO-SE isopacos y muy abiertos que constituyen una onda principal con dos anticlinales principales y uno sinclinal. Este último está ocupado por las dolinas de la Sierra de Bahoruco. Una parte de este plegamiento es anterior a la paleosuperficie que desarrolló el Karst en las calizas de la Formación Sombrero y las alteritas de la Formación Jimaní (foto 21 del Album de fotos). Estos pliegues son afectados por dos generaciones de fallas: la primera es contemporánea y separada generalmente de los pliegues; la segunda es una red de fallas normales de dirección N.80 posterior a la formación de la paleosuperficie.

3.5.5.2. Segunda deformación (Plieistoceno)

La segunda fase de deformación esta constituida por diversos tipos de fallas y de pliegues. Los pliegues frontales de la Sierra de Bahoruco son contemporáneos de las molasas pleistocenas (Formación Arroyo Seco). Con vergencia hacia el norte, deforman la paleosuperficie del Karst de la Sierra de Bahoruco. Estos pliegues continúan hacia el oeste

controlando la formación de las lagunas (Laguna del Limón y Laguna en Medio). Aquí están asociados a fallas normales de dirección este-oeste que recortan los arrecifes Pliocenos de la Formación Jimaní. Los arrecifes Holocenos registran igualmente esta fase de deformación y presentan un tren de pliegues con un gran radio de curvación. El buzamiento de las estratificaciones puede alcanzar 20° (foto 22 del Album de fotos). La importancia sísmica de esta tectónica es muy importante. (Calais and al. 1998).

Una red de fallas normales conjugadas, afectan la paleosuperficie de la Sierra de Bahoruco y constituyen un graben N.80 que recorta oblicuamente un anticlinal mayor de la fase tectónica precedente, ante-paleosuperficie.

Los dos pliegues sinclinales que afectan los conglomerados de la Loma de Juan Ciprián son contemporáneos del depósito de la formación Arroyo Seco. Vergen hacia el norte y sus flancos del lado sur, son sub-verticales y menos potentes que los flancos norte que son sub-horizontales. Las facies sedimentarias de ambos flancos de pliegues también son diferentes. Los flancos verticales están formados por barras de conglomerados y de arenisca casi unidos, mientras que los flancos horizontales están formados por canales de conglomerados muy gruesos separados por niveles arcillosos de espesores equivalentes. El paso de facies de ambos flancos de los pliegues es progresivo.

La estructura de Isla Cabritos es anticlinal lo que afecta las formaciones arrecifales de Jimaní y de los dos pequeños islotes situados en su parte este.

Se puede concebir el funcionamiento de las estructuras tectónicas posteriores a la paleosuperficie contemporánea, en el seno de un dispositivo "pull-apart" al origen del Lago Enriquillo.

4. GEOMORFOLOGÍA

En el presente capítulo se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, atendiendo a su geometría, tamaño y génesis.

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

4.1. Estudio morfoestructural

Como ya se ha señalado, el relieve de la Hoja está condicionado fundamentalmente por su pertenencia a los grandes dominios morfoestructurales de la hoya de Enriquillo y la sierra de Bahoruco.

En el caso de la antifforma que constituye la sierra de Bahoruco, se estructura como una serie de pliegues de dirección NO-SE desarrollados sobre la serie carbonatada miocena.

Pese al aspecto de extraordinaria monotonía que ofrece la hoya de Enriquillo, alberga una serie de suaves relieves que permiten la distinción de tres subdominios: la depresión de Enriquillo, en la que se encuentra instalado el lago, donde afloran exclusivamente materiales cuaternarios carentes de deformación; los relieves comprendidos entre las lomas del Derrico y de Juan Ciprián, dominio de materiales plio-cuaternarios plegados que constituyen la prolongación occidental de la estructura de la loma de Sal y de yeso; y la depresión del Limón, dispuesta entre los relieves anteriores y la sierra de Bahoruco.

Así pues, el relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. Por una parte, los materiales de las sierras están afectados por frecuentes escalonamientos debidos a la acción de fallas, facilitando éstas el encajamiento de numerosos segmentos de la red de drenaje; igualmente, su naturaleza eminentemente carbonatada ha provocado una notable influencia kárstica en el modelado de extensas áreas. Por lo que respecta a la depresión, abundan los relieves estructurales, manifestados como superficies horizontales en el caso de los restos del antiguo arrecife holoceno, o como capas y superficies plegadas en el caso del conjunto plio-cuaternario. Mención aparte merecen las abundantes manifestaciones lacustres y endorreicas, que alcanzan su máxima expresión en el caso del lago Enriquillo.

La geometría de la red fluvial muestra una clara influencia de la distribución de los principales dominios morfoestructurales. La zona se configura como una extensa cuenca endorreica en la que el lago Enriquillo es el principal receptor de los drenajes superficiales.

Se aprecia, por tanto, una geometría general concéntrica con respecto al lago, complementada por la existencia de otros centros endorreicos menores.

La red de drenaje se adapta a la directriz estructural de las zonas montañosas tan sólo en algunos segmentos, pues su discurrir tiene lugar principalmente de forma transversal a ella, principalmente a favor de la fracturación secundaria. En el ámbito de la llanura son frecuentes las pérdidas de drenaje, no sólo por la alta evaporación, sino también por la elevada permeabilidad de diversos depósitos que constituyen el manto superficial de aquélla.

4.1.1. Formas estructurales

Se encuentran diseminadas por todo el ámbito de la Hoja, condicionando en buena medida la morfoestructura tanto de las sierras como de la hoya. En el caso de aquéllas, predominan las formas relacionadas con estructuras tectónicas, en tanto que en el de ésta se aprecia una gran abundancia de las formas relacionadas con las características litológicas de la serie aflorante.

La densa red de fracturación tiene una clara expresión morfológica, especialmente en relación con las elevaciones montañosas, siendo su principal manifestación su límite con la planicie, sin olvidar su influencia en la distribución de las depresiones dentro del ámbito montañoso. En el caso de la sierra de Bahoruco, la fracturación ha dado lugar a un escalonamiento paralelo a la depresión. También se refleja claramente por el encajamiento y el carácter lineal de la red fluvial en algunos de sus tramos, y por la orientación de las depresiones kársticas.

Las fallas con expresión morfológica se agrupan en torno a dos familias principales: NO-SE y E-O. Las primeras son muy abundantes en el seno de los macizos montañosos, condicionando su estructura interna por distorsión de la estructura general de plegamiento; en cualquier caso, sus exponentes más destacados son los que constituyen el límite entre las sierras y la depresión. En cuanto a las segundas, aparecen principalmente en relación con la sierra de Neiba; pese a su menor cantidad, no carecen de importancia, destacando entre ellas la falla de Enriquillo, que de Oeste a Este se ciñe al borde septentrional de la sierra de Bahoruco, pasa al Norte de sierra Cabritos y se ajusta al borde meridional de la sierra de Neiba.

Las fallas poseen una tipología variada, observándose fallas normales, inversas y en dirección, de longitud decakilométrica en algunos casos. Con frecuencia, algún rasgo morfológico parece estar condicionado por una falla sin que se tenga la total certeza de su existencia o bien parecen encontrarse bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos.

Pese a la elevada velocidad con que la meteorización elimina o enmascara algunas formas en todo el ámbito insular, son abundantes los rasgos que se interpretan asociados a la acción de fallas, denunciando su actividad reciente, entre ellos los escarpes de falla degradados y las facetas triangulares de escarpe de falla.

En algunas áreas, especialmente al Norte y Este de Los Ríos así como entre Jimaní y Duvergé también han adquirido notable desarrollo las morfologías relacionadas con la distinta resistencia a la meteorización ofrecida por los materiales aflorantes, entre ellas los resaltes de líneas de capa monoclinales acompañadas de escarpes de las formaciones Jimaní y Arroyo Blanco, siendo menos frecuentes las capas verticalizadas. También en capas plegadas se observan relieves conformes anticlinales y superficies estructurales, en ocasiones degradadas, asociados a las formaciones Sombrerito y Jimaní; aparecen con buzamientos moderados o dispuestas horizontalmente. Mención aparte entre éstas merece la superficie estructural asociada con los restos del arrecife cuaternario que rodea al lago Enriquillo, como indicadora del nivel marino previo a la formación del lago. Completan el catálogo de formas estructurales los chevrons, configurados por sucesiones de resaltes de capas monoclinales.

4.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la sierra de Bahoruco y la hoya de Enriquillo, tiene como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de la sierra es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo del Terciario principalmente, generadores de un relieve positivo sobre el que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial, gravitacional y cárstico.

En el caso de la hoya de Enriquillo, puede considerarse que la creación de su fisonomía básica se inicia con la deformación de la serie plio-pleistocena constituyente del relleno de la

cuenca del mismo nombre. Con posterioridad, el desarrollo arrecifal holoceno creó la superficie a partir de la cual arrancó el encajamiento lacustre actual.

Además de los anteriores, también han participado en mayor o menor medida en la construcción del relieve actual los procesos endorreicos, de meteorización química y poligénicos.

4.2.1. Formas gravitacionales

Localmente adquieren notable desarrollo, donde se encuentran favorecidas por los importantes desniveles existentes. Pese a ello, se trata de formas efímeras, ya que la propia dinámica de retroceso de las vertientes provoca su permanente evolución.

Las más extendidas son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial; se distribuyen irregularmente. Pese a la frecuente formación de deslizamientos en la sierra de Bahoruco como consecuencia de las elevadas pendientes y precipitaciones, así como la ocurrencia de eventos sísmicos, son escasos los ejemplares, este hecho es debido en buena medida a la elevada velocidad de meteorización y al rápido crecimiento de la vegetación, que hacen que sus cicatrices queden rápidamente enmascaradas, dificultando su reconocimiento.

4.2.2. Formas fluviales

Son las más extensamente representadas, especialmente en los dominios montañosos, predominando las formas de carácter lineal sobre las superficiales, mucho más extensamente representadas en las Hojas vecinas de Neiba y Barahona. Incluso los cursos fluviales más destacados, además de su correspondiente fondo de valle o de cañada torrencial, tan sólo van acompañados por una pobre representación de terrazas. Las formas más relevantes son los *conos de deyección* y *abanicos* aluviales dispuestos al pie de las zonas montañosas, adquiriendo cierto desarrollo local los *depósitos de arroyada*.

Los fondos de valle y los fondos de cañada torrencial son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual, que se han diferenciado en base a su funcionamiento y tipo de depósito. Predominan con mucho las cañadas de dinámica torrencial. En general, se trata de formas estrechas y alargadas coincidentes con el canal de

estiaje, observándose anchuras superiores a 200 m únicamente en las proximidades de la depresión.

Los conos de deyección y los abanicos aluviales tienen una notable representación, especialmente los dispuestos al pie de los sistemas montañosos, entre los que se han reconocido dos sistemas principales. Se forman en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose; cuando los ápices se encuentran próximos entre sí, se producen formas coalescentes. En algunos casos alcanzan longitudes superiores a 3 km con respecto al ápice.

El sistema más antiguo engloba diversas generaciones imposibles de correlacionar debido a la desconexión de la mayoría de los aparatos, caracterizándose por mostrar un retoque erosivo que, aunque variable de unos cuerpos a otros, indica que ya no son funcionales. Por su parte, el sistema más moderno agrupa los dispositivos potencialmente activos, como se deduce de su mínimo retoque erosivo.

Se manifiestan como *mantos de arroyada* en la vertiente septentrional de las lomas de Juan Ciprián y del Derrico, de reducido espesor y mínima jerarquización, con una longitud cercana a 1 km.

Entre las formas erosivas predomina la incisión lineal, especialmente marcada en las zonas más abruptas y ampliamente distribuida por las zonas montañosas, donde su intensidad ha dado lugar a: barrancos, cañones, desfiladeros y cambios bruscos de pendiente; aristas, a modo de divisorias, que poseen una notable representación. Si bien en su génesis han intervenido también otros agentes morfogenéticos; pérdidas de drenaje por procesos de infiltración, que son casi una constante en los cursos que alcanzan la llanura; escarpes, aunque escasean los de origen exclusivamente fluvial; y las cárcavas y áreas acaravadas, cuyas principales manifestaciones se encuentran asociadas con afloramientos de la Fm Jimaní.

4.2.3. Formas eólicas

Aparecen representadas en el ámbito del lago Enriquillo, especialmente en la ribera de su sector occidental. Se manifiestan como un manto eólico de reducido espesor y morfología en continua evolución; localmente incluye dunas de hasta 3 m de altura. En el sector oriental

aparece un pequeño retazo de una superficie afectada por procesos eólicos, forma representada extensamente en la vecina Hoja de Neiba; el depósito de ésta, de espesor mínimo, carece de una morfología definida, disponiéndose a modo de manto eólico; con frecuencia, no llega a cubrir el sustrato, por lo que no se ha considerado como una formación superficial.

4.2.4. Formas lacustres y endorreicas

Son muy abundantes en la depresión, presentando formas y dimensiones muy variables. Destaca de entre ellas el lago Enriquillo, adquiriendo también cierta representación en relación con las lagunas del Limón y en Medio. Además de estas lagunas, de carácter permanente, la primera de las cuales supera los 4 km de eje mayor, se observan otras de carácter estacional, de dimensiones muy inferiores; las lagunas citadas se encuentran asociadas con áreas endorreicas. También se observan áreas pantanosas en torno al lago Enriquillo, similares a las áreas endorreicas, pero con un importante desarrollo de la vegetación.

La génesis del lago Enriquillo está relacionada con la retirada marina de la zona como consecuencia de la incursión del delta del río Yaque del Sur en la depresión, cuyo sector central quedó desconectado de la bahía de Neiba; la posterior tendencia descendente de su nivel ha obedecido a la intensa evaporación de la región, superior a la recarga, que tan sólo ha adquirido carácter excedentario ante la llegada de huracanes o tormentas tropicales.

En cuanto a la causa de la formación de las lagunas, áreas endorreicas y áreas pantanosas, debe buscarse en la existencia de afloramientos de baja permeabilidad, posibles hundimientos por disolución del sustrato yesífero y también, como factor común a toda la depresión, la ausencia de desniveles que permitan una escorrentía superficial eficaz.

Al Norte de Duvergé se ha desarrollado un pequeño delta, de unos 10 km², en la desembocadura del arroyo Cachón de La Tuna. También al Sureste del lago Enriquillo aparecen áreas afectadas por encharcamientos efímeros, ampliamente representadas en la vecina Hoja de Neiba; se trata de llanuras con evidentes signos de formación de pequeñas charcas, no cartografiables de forma individualizada y cuya posición varía rápidamente con el tiempo.

Una buena parte del borde del lago se encuentra constituido por una estrecha playa, cuya posición fluctúa junto con el nivel de aquél. También en torno al lago son frecuentes los escarpes fósiles, originados por el encajamiento lacustre, delimitando una buena parte de los afloramientos del conjunto arrecifal holoceno.

4.2.5. Formas marinas-litorales

Se encuentran representadas exclusivamente por las construcciones biogénicas que orlan la práctica totalidad del lago Enriquillo adosadas a los relieves circundantes y a cotas máximas muy cercanas al nivel del mar actual, dando una idea aproximada de este nivel a comienzos del Holoceno. Son muy abundantes los puntos donde realizar observaciones de detalle de sus depósitos, tanto a lo largo de las carreteras que rodean el lago como en numerosos arroyos y cañadas de su ámbito.

4.2.6. Formas por meteorización química

Se encuentran relacionadas principalmente con la intensa karstificación que afecta a los materiales carbonatados que afloran en las zonas montañosas. Además de un extenso *campo de lapices*, la carstificación ha dado lugar a campos de dolinas y otras formas menores que “complican” el funcionamiento hidrogeológico de la zona.

Tanto la sierra de Bahoruco como la de Neiba pueden considerarse como áreas con intensa carstificación, desarrollada sobre los afloramientos del Mb Barahona en la primera, así como sobre diversos tramos carbonatados de la formación Sombrero, en la segunda. Dichas áreas se manifiestan como un campo de lapices, con abundantes formas de disolución de pequeña escala entre las que se insertan formas de escala kilométrica. Localmente, los niveles carbonatados señalados se encuentran fuertemente brechificados, sin que pueda evaluarse la posible influencia de la carstificación en su génesis.

También son muy abundantes los cañones, aunque con frecuencia su formación parece responder en mayor medida a procesos fluviales que cársticos. Las dolinas se encuentran ampliamente distribuidas, apareciendo principalmente como formas redondeadas o elipsoidales cuyo eje mayor posee dimensiones de orden hectométrico y una dirección NO-SE o E-O, denunciando una clara influencia estructural; en las zonas elevadas de la sierra de Bahoruco se agrupan dando lugar a campos de pequeñas dolinas. Es frecuente la unión

de varias de ellas para dar lugar a uvalas y en un estadio de mayor desarrollo, poljés, en este caso con posible participación tectónica y con longitudes de varios kilóm.

Entre las formas cársticas de carácter puntual cabe señalar las cuevas, muy accesibles en la Sierra de Bahoruco, los valles ciegos, los sumideros y las surgencias; se encuentran distribuidos de forma aleatoria por el ámbito de la sierra de Bahoruco, si bien son especialmente abundantes en relación con los campos de dolinas señalados.

4.2.7. Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso genético, habiéndose reconocido superficies de erosión degradadas, escarpes y picos principales. Una vez más, se concentran principalmente en las sierras de Bahoruco, donde la velocidad de los procesos erosivos hace que su conservación sea efímera.

Las superficies de erosión degradadas aparecen en la sierra de Bahoruco a modo de pequeños retazos, con cotas muy variables, sin que existan criterios concluyentes para determinar si se trata de varias superficies o tan sólo de una, trastocada posteriormente por el juego de bloques de la sierra. Los retazos inferiores se disponen en torno a los 200 m, en tanto que el nivel más alto se sitúa ligeramente por encima de los 1.000 m. En cualquier caso, la superficie más extensa y mejor conservada se localiza en el ámbito de la depresión, concretamente en el paraje Tierra Prieta, a cotas de unos 80 m, siendo muy probable la participación de los agentes marino-litorales durante su génesis.

Los escarpes poseen una mayor distribución, presentando desniveles muy variables, pero que pueden alcanzar 700 m en algunos puntos del frente de la sierra de Bahoruco. Su génesis se debe a la acción combinada de procesos fluviales, tectónicos, kársticos y gravitacionales, en proporción variable según los casos. El estilo morfoestructural regional de las sierras con predominio de las cumbres de formas suaves y subredondeadas hace que escaseen los relieves que puedan considerarse picos principales.

4.3. Evolución Paleogeográfica

La extensión regional de las calizas de la Formación Sombrerito es testimonio de la continuidad, en la Hoja de Duvergé, del medio marino en el Mioceno. Sus calizas de

plataforma constituyen las facies laterales de las formaciones de talud y de mar más profundo de las sierras Martín García y Neiba que representan las cuencas marinas de Enriquillo y Azua (Mc Laughlin y Van Den Bold 1991).

En el Plioceno se instaló un medio marino litoral, probablemente con franjas de arrecifes en el sur y con medios lagunares o marinos poco profundos hacia el norte. La regresión continuó hasta el Pleistoceno por la colocación de cordones litorales y de arrecifes francos, localmente desmantelados y retrabajados por los canales arrecifales.

Esta regresión conduce a una continentalización total y a un período de alteración, en cuyo curso de calma tectónica relativa, se formó un Karst sobre las calizas de la Formación Sombrerito y de alteritas en las formaciones arrecifales de Jimaní. Es probable que la carstificación de las calizas de la Formación Sombrerito ya hubiera empezado en el momento del depósito margo-calizas de Jimaní.

En el Pleistoceno, un plegamiento generalizado afectó la paleosuperficie e indujo un sinclinal mayor, que actualmente ocupa el Lago Enriquillo, y dos anticlinales principales formados por las sierras de Neiba y de Bahoruco (Dolan y Mann, 1998). La depresión está rellena, en parte, por los conglomerados sintectónicos alimentados por el vaciado de los karsts y los productos de la alterita. Estos movimientos topográficos son el resultado del funcionamiento transpresivo de fallas de desplazamiento regional sinistras con dirección NO-SE y de fallas normales de dirección E-O que acompañan la cavidad de la depresión de Enriquillo en estructura "*pull-apart*". La continuidad de este fenómeno hasta el Holoceno se comprueba por las fallas normales sinsedimentarias que afectan las formaciones peri-arrecifales del Lago Enriquillo.

La cuenca de Enriquillo se convirtió en lacustre en el Holoceno, separada del mar por un bombeo tectónico que interrumpió la bahía entre la Sierra de Bahoruco y la Sierra Martín García. Su evolución continúa con un relleno de medios salobres y se divide en sub unidades cuyos representantes, en la Hoja de Duvergé, son las lagunas El Limón y Laguna en Medio.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Aunque evidentemente la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Paleógeno, su fisonomía actual se ha

perfilado fundamentalmente y de un modo continuo desde el Mioceno (Fig. 21). No obstante, pueden visualizarse dos etapas de su historia diferenciadas por la velocidad e intensidad de los procesos tectónicos acaecidos: la primera, durante el Mioceno, en el que la deformación transpresiva, en la parte sur occidental de La Española, estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día (sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco y cuencas de Enriquillo y San Juan); y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno plio-cuaternario de las cuencas fue deformado de acuerdo con la geometría actual.

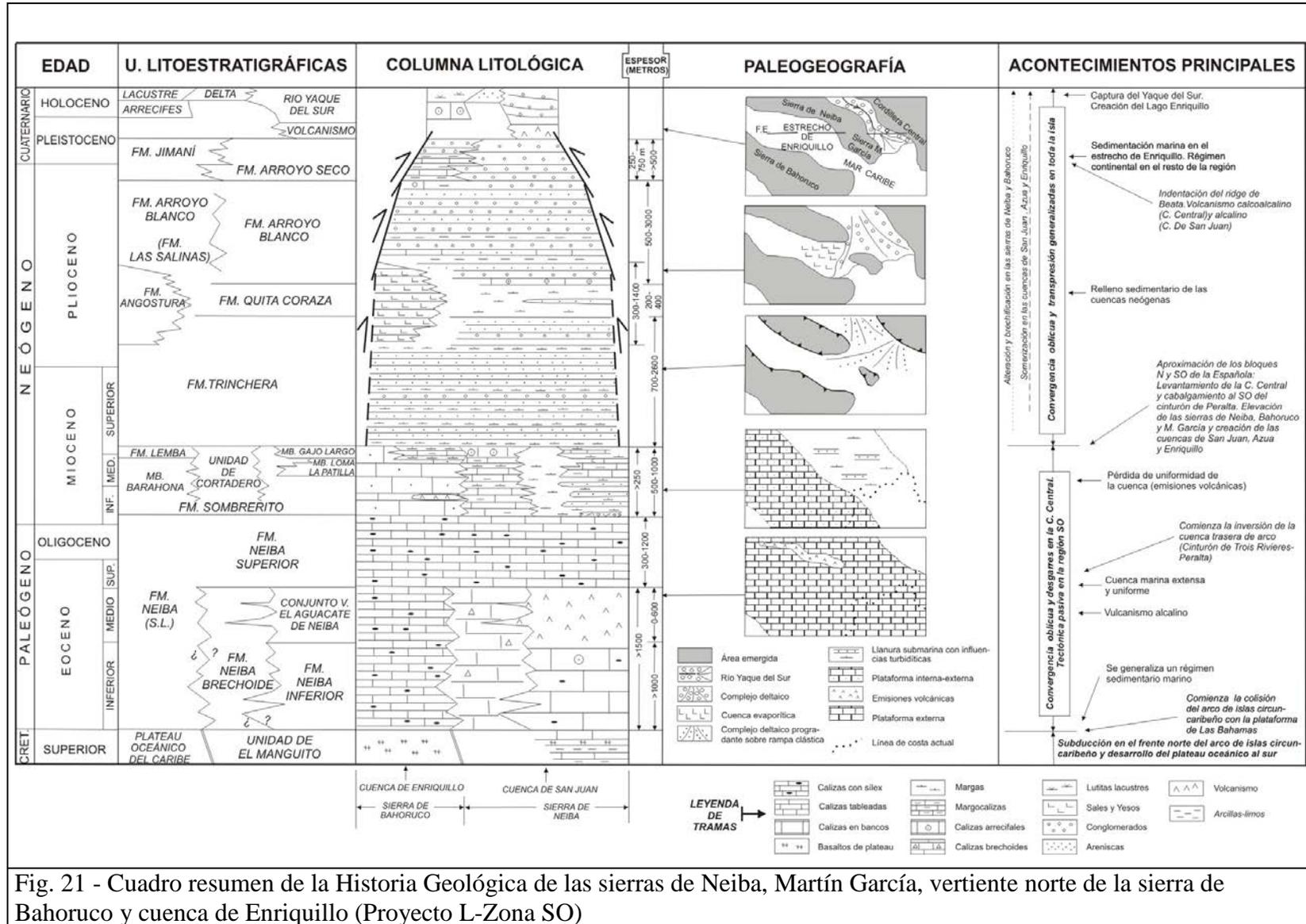


Fig. 21 - Cuadro resumen de la Historia Geológica de las sierras de Neiba, Martín García, vertiente norte de la sierra de Bahoruco y cuenca de Enriquillo (Proyecto L-Zona SO)

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia de la hoya de Enriquillo entre las sierras de Neiba y Martín García, al Norte, y la de Bahoruco, al Sur. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con su faceta sedimentaria han provocado drásticos cambios en la fisonomía de la depresión, especialmente plasmada por la retirada marina hacia la actual bahía de Neiba y el subsiguiente desarrollo de los procesos lacustres en el sector occidental, en el que se encuadra la Hoja.

A comienzos del Holoceno, la depresión constituiría un entrante marino desde la bahía, cuya principal manifestación fue el desarrollo arrecifal adosado al pie de las sierras; el entrante estaría salpicado de isleos configurados por los relieves estructurales de los materiales pliocenos y cuaternarios.

Simultáneamente, la zona montañosa ya habría adquirido prácticamente su configuración actual, mediante la acción conjunta de la disolución cárstica, el encajamiento de la red fluvial, el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivel y el desplazamiento horizontal de bloques.

Bajo este dispositivo, tuvo lugar el acontecimiento fundamental de la evolución regional reciente, cuando el río Yaque del Sur, por razones aún no convenientemente aclaradas (actividad de la falla de Enriquillo, perturbaciones debidas a la indentación del ridge de Beata en el ámbito de la bahía de Ocoa o captura por un elemento fluvial de la cuenca de Enriquillo, entre las causas posibles), abandonó su curso bajo en el Llano de Azua, pasando a discurrir entre las sierras de Martín García y Neiba, mediante un brusco giro en torno al cierre oriental de ésta (De la Fuente, 1976).

El principal resultado de la modificación del curso bajo del Yaque del Sur fue la irrupción de su sistema deltaico en el entrante marino, en el ámbito de las Hojas de la cuenca de Enriquillo. La ingente cantidad de sedimentos asociados con el delta provocaron la desconexión entre la bahía de Neiba y el sector occidental del entrante, convertido desde

entonces en la cuenca lacustre del lago Enriquillo. El complejo arrecifal abandonado allí, se configuró como una superficie estructural de la que arrancarían el encajamiento lacustre, incrementado de una forma paulatina por razones climáticas.

Tras este episodio, la red de drenaje ya habría esbozado su geometría general, basada en cursos fuertemente encajados en el ámbito de las sierras, proceso facilitado en buena medida por la actividad cárstica y neotectónica. Ésta también habría dado lugar a estrechas cuencas endorreicas paralelas a la sierra de Bahoruco.

La evolución reciente del ámbito de la Hoja está condicionada principalmente por el progresivo encajamiento del lago Enriquillo. La incisión fluvial posterior ha sido poco marcada en la depresión como consecuencia de su pequeño desnivel con respecto al lago. La actividad de las áreas montañosas, liderada por el encajamiento de la red fluvial y la actividad neotectónica, desencadenó el desarrollo de una extensa orla de abanicos aluviales y conos de deyección. Simultáneamente, se ha producido una notable erosión remontante favorecida por la existencia de líneas de debilidad estructural y kárstica.

Como principales motores en la futura evolución de la red, deben tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de las sierras, al menos desde el Plioceno; las posibles modificaciones del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la tendencia al encajamiento del lago Enriquillo y a la colmatación de la laguna del Limón; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; los retoques producidos en las zonas montañosas por los fenómenos cársticos; y la actividad gravitacional de las vertientes.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Climatología e hidrología

En el conjunto del valle de Enriquillo, el clima se puede considerar árido, con una evapotranspiración potencial de referencia (ETPo- promedio de 1770 mm) mayor que la precipitación en todos los meses del año: Esta tendencia, sin embargo, se invierte en las zonas altas más húmedas de la sierra de Neiba. Los valores promedio de lluvia anual oscilan entre los mínimos de 446 mm en el seno del valle (p.e Tamayo) y los máximos de

1527 mm en los relieves de la citada sierra (p.e. Los Bolos); la precipitación promedio sobre el lago Enriquillo está en torno a los 600 mm/a. En general, el régimen de lluvias es de tipo bimodal con una época lluviosa en la primavera (meses de mayo y junio) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en julio. La temperatura media anual en el valle fluctúa entre 22 y 29°C (algunos grados menos en los relieves), con una variación intra-anual entre 3 y 4 °C; el período más caluroso corresponde a los meses de julio y agosto y el más fresco, a los meses de enero y febrero.

Desde el punto de vista hidrológico, la zona de proyecto se divide en dos sectores muy diferentes: cuenca baja del río Yaque del Sur, al este, y cuenca cerrada del lago Enriquillo, al oeste; ambos sectores están separados por el alto estructural de la laguna de Rincón, de dirección OSO-ENE. El elemento distintivo del sector occidental, dentro del cual se encuadra la Hoja de Duvergé, es el lago Enriquillo que constituye su base de drenaje superficial y subterráneo. En este sector, la red hidrográfica está integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas) de carácter estacional, que pueden llegar a ser muy caudalosos y con rápidas y violentas crecidas en la época de lluvias. Son cursos de corto recorrido que nacen en las sierras periféricas donde se orientan, en cabecera y tramos medios, a favor de las directrices estructurales y acaban desembocando rápidamente en lago Enriquillo con dirección subperpendicular a éstas. En el valle de Enriquillo se desarrolla una intensa actividad agrícola que, en la Hoja de Duvergé, se concentra especialmente en la orla de conos aluviales que se extienden al pie de la sierra de Bahoruco. Aquí el aprovechamiento hidráulico es mixto, mediante canales y pozos de agua.

6.1.2. Hidrogeología

En el cuadro adjunto (**Erreur! Source du renvoi introuvable.**) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Duvergé, según se han definido en el esquema hidrogeológico a escala 1:200.000 que acompaña al Mapa Geológico. De forma complementaria, se incluye el esquema hidrogeológico simplificado del valle de Enriquillo (o valle de Neiba) realizado por ACUATER (2000) para el Estudio Hidrogeológico Nacional a partir de las cartografías geológicas preexistentes (Fig. 23) En el cuadro citado, se describe, para cada unidad o agrupación hidrogeológica, su litología predominante, el grado y tipo de permeabilidad y, en su caso, las características de los acuíferos que albergan, además de algunas observaciones puntuales.

Las unidades y agrupaciones consideradas se ajustan a las tipologías hidrogeológicas definidas en el citado estudio para el conjunto de la región (ACUATER 2000):

- Formaciones porosas, sede de acuíferos de permeabilidad alta y muy productivos: depósitos aluviales; depósitos gruesos de abanicos y conos aluviales; depósitos calcáreos arrecifales.

- Formaciones porosas, sede de acuíferos de permeabilidad variable y productividad media (localmente alta) en condiciones freáticas o confinadas: resto de depósitos cuaternarios del valle, en su mayoría lacustres; localmente parte conglomerática de la Fm. Jimaní

- Formaciones porosas, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad moderada o baja, poco productivos: formaciones terrígenas del relleno neógeno de la cuenca (p.e. parte de Arroyo. Blanco); depósitos cuaternarios discontinuos o elevados con condiciones de recarga desfavorables.

- Formaciones fisuradas, sede de acuíferos extensos y productivos, de permeabilidad normalmente alta: calizas fracturadas y carstificadas de la Fm. Neiba (s.l.), parte calcárea de la Fm. Jimaní.

- Formaciones fisuradas, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad medio-baja: formaciones calcáreas con intercalaciones margosas y margocalcáreas

- Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos: formaciones predominantemente pelíticas o volcánicas (Conjunto Vocanosedimentario, Fm. Sombrero indiferenciada).

Según las mediciones de ACUATER (2000), la transmisividades más altas se dan en los acuíferos que albergan los conos y abanicos aluviales (entre 10^{-2} m²/s y 10^{-4} m²/s); en cuanto a las variaciones piezométricas observadas, son muy diversas, aunque no superan los 4 m. En términos generales, las principales fuentes de alimentación de los acuíferos están representadas por una combinación variable de: a) recarga pluvial directa; b) recarga por flujo de retorno de aguas de riego (exceso de riego) e infiltración en canales; c) recarga lateral de los relieves marginales; y d) alimentación directa a partir de los ríos. Los aportes laterales desde la sierra de Neiba son importantes; la fracturación y la amplia carstificación

de las calizas de la Fm. Neiba (s.l.) determinan condiciones muy favorables tanto para la infiltración superficial como para el tránsito de las aguas subterráneas. En este sentido, la investigación isotópica de ACUATER (2000) ha puesto en evidencia áreas de recarga a cotas diferentes, comprendidas entre 0 y 1200 m. Las circulaciones de agua también involucran a circuitos profundos, y su ascenso se produce a favor de las fallas y cabalgamientos que limitan los márgenes del valle.

Estas fallas y cabalgamientos condicionan también la aparición de un buen número de manantiales, sobre todo en el contacto entre los depósitos conectados con el arrecife subactual y las formaciones de granulometría más fina del fondo del valle. Son manantiales perennes con caudales medios a elevados (> 40 l/s), que pueden ser aún más altos (hasta 300 l/s) en las proximidades de Duvergé. Algunos de estos manantiales presentan una discreta mineralización indicativa de una alimentación a partir de aguas de circulación profunda que, aunque según ACUATER (2000) estas mineralizaciones suelen estar diluidas con aguas de circuitos superficiales, ricas de calcio y bicarbonatos.

En algunos de estos manantiales las aguas se pueden calificar de minero-medicinales y sus propiedades químicas les confieren cierto interés para uso terapéutico; además, los caudales son suficientes como para considerar su posible aprovechamiento comercial en establecimientos termales de discretas dimensiones. Por lo demás, la potabilidad de las aguas subterráneas, es buena, aunque hay que excluir el entorno del lago Enriquillo; donde se registran contenidos inaceptables en cloruros.

El modelo hidrogeológico para esta zona de enlace entre el valle de Enriquillo y las sierras de Neiba y Bahoruco se sintetiza en la **Erreur! Source du renvoi introuvable.** tomada de ACUATER (2000): acuíferos fluviales y lacustres en la planicie central, y acuíferos altamente permeables en los abanicos aluviales y conos de deyección, que trasvasan las aguas subterráneas hacia los depósitos del valle. En estos últimos los gradientes hidráulicos son fuertes (del orden de 40 por mil), con líneas de flujo que se extienden desde el norte hacia el sur.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS AGrupADAS	LITOLÓGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
PLEISTOCENO-HOLOCENO	Depósitos aluviales y eluviales, terrazas, fondos de valle, abanicos aluviales	16,17,18, 19 y 23	Conglomerados y gravas esencialmente calcáreas, con niveles de arenas y limos	Alta por porosidad intergranular	Acuíf. libres de productividad alta en los conos de la vertiente meridional de la Sª de Neiba; abundantes pozos de captación (1) y manantiales. Transmisividad aprox.: 10 ⁻² -10 ⁻⁴ . Productividad limitada en conos aislados y terrazas. Contaminación por aguas clorurado-alcalinas en las proximidades del lago
	Depósitos de playa lacustre y eólicos (márgenes del Lago Enriquillo)	24 y 25	Limos y arenas laminadas	Media por porosidad intergranular	Acuíf. confinados y de gran extensión en los depósitos lagunares del Lago Enriquillo. Abundantes pozos de captación (1). Contaminación por aguas clorurado-alcalinas en las proximidades del lago
	Arrecife subactual	12, 13, 14 y 15	Caliza de corales y algas con niveles subordinados de limos	Alta por porosidad intergranular primaria.	Acuíf. libres. Abundantes manantiales
	Coluviones, relleno de zonas endorreicas; fondos de dolina	20, 21 y 22	Limos y arcillas con niveles de arenas y cantos; arcillas de descalcificación.	Baja. por porosidad intergranular	Acuíferos libres con transmisividad baja
PLEISTOCENO	Fm. Jimaní, conglomerados	11 y 7	Conglomerados calcáreos masivos	Alta por porosidad intargranular	Sin acuíferos significativos
	Fm. Jimaní, calizas	9 y 10	Calizas y calcarenitas tableadas, calizas arrecifales, niveles de margas	Media - baja por porosidad intargranular y fisuración	Acuíf. libres con circulación cárstica en las calizas
	Fm. Jimaní, margas	8	Margas con intercalaciones de calizas y margocalizas	.Baja	Sin acuíferos significativos
MIOCENO	Fm. Sombrerito calcárea (Mb. Barahona)	6	Calizas masivas brechoides o carniolares;	Alta por carstificación y fisuración	Acuíf. Libres o confinados con circulación cárstica en continuidad con las Fms. calcáreas del Eoceno-Mioceno inferior
	Fm. Sombrerito, volcanismo básico	5	Tobas, brechas, lavas vesiculares	Baja	Sin acuíferos significativos
	Fm. Sombrerito margosa	4	Alternancia de calcarenitas, margocalizas y margas	Baja	Acuíferos puntuales en tramos calcareníticos
EOCENO-MIOCENO INFERIOR	Fms. Neiba inferior y superior	1 y 3	Calizas masivas o en bancos, calizas tableadas y calizas brechoides	Alta por carstificación y fisuración	Acuíf. libres o confinados con circulación cárstica, muy extensos y de gran productividad. Área de recarga regional y de alimentación a los acuíferos cuaternarios contiguos al sur. Sus límites tectónicos controlan salidas de aguas profundas hipotermas mineromedicinales en manantiales localizados en estos últimos.<Tipo hidroquímico del agua de recarga regional: bicarbonato-alcalino-térras
	Fms. Neiba inferior	1	Margas, margocalizas	Baja	Sin acuíferos significativos
	Conjunto volcanosedimentario básico de El Aguacate de Neiba	2	Tobas y brechas volcánicas, lavas basálticas	Baja	Sin acuíferos significativos

Fig. 22 - Cuadro Unidades Hidrogeológicas

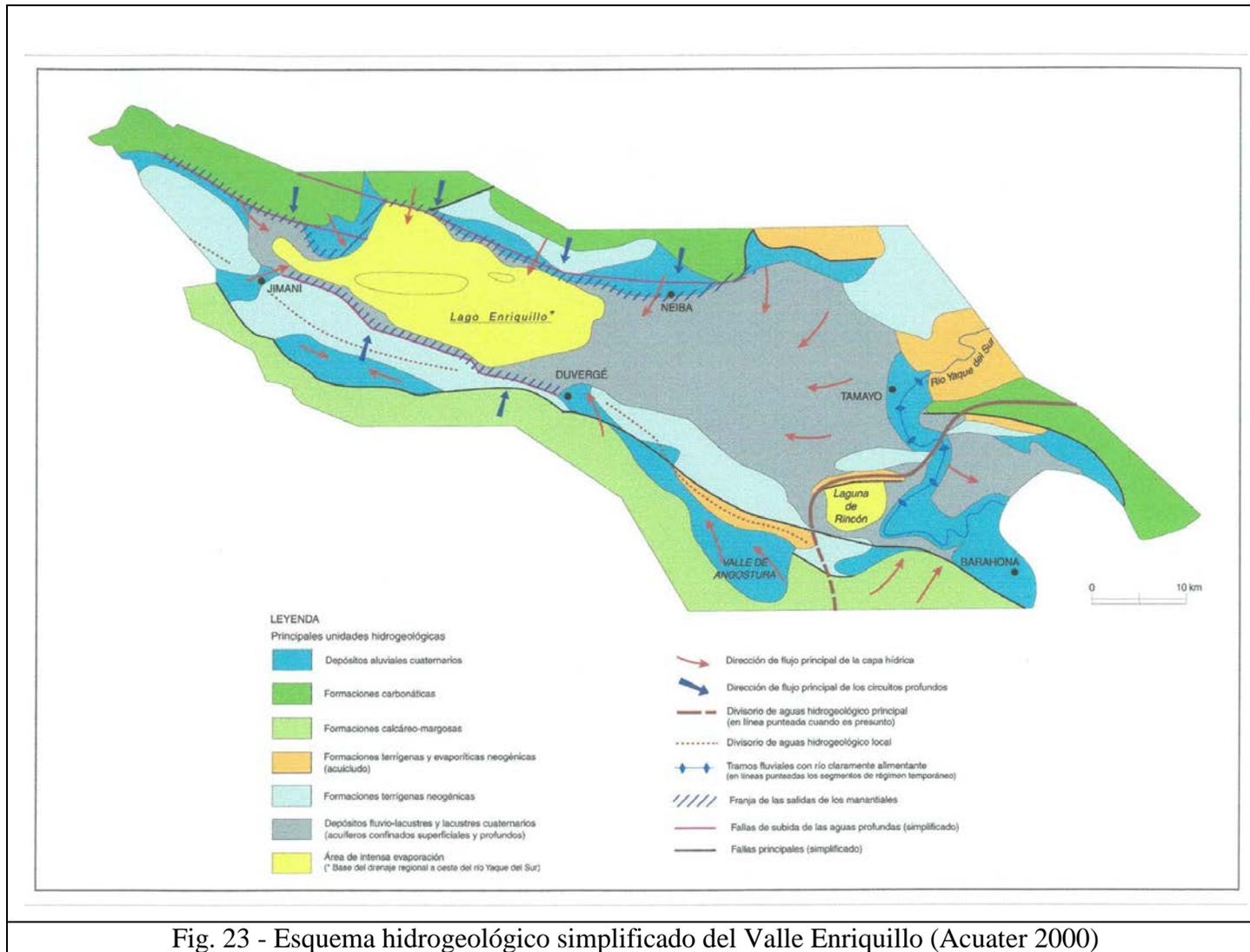


Fig. 23 - Esquema hidrogeológico simplificado del Valle Enriquillo (Acuater 2000)

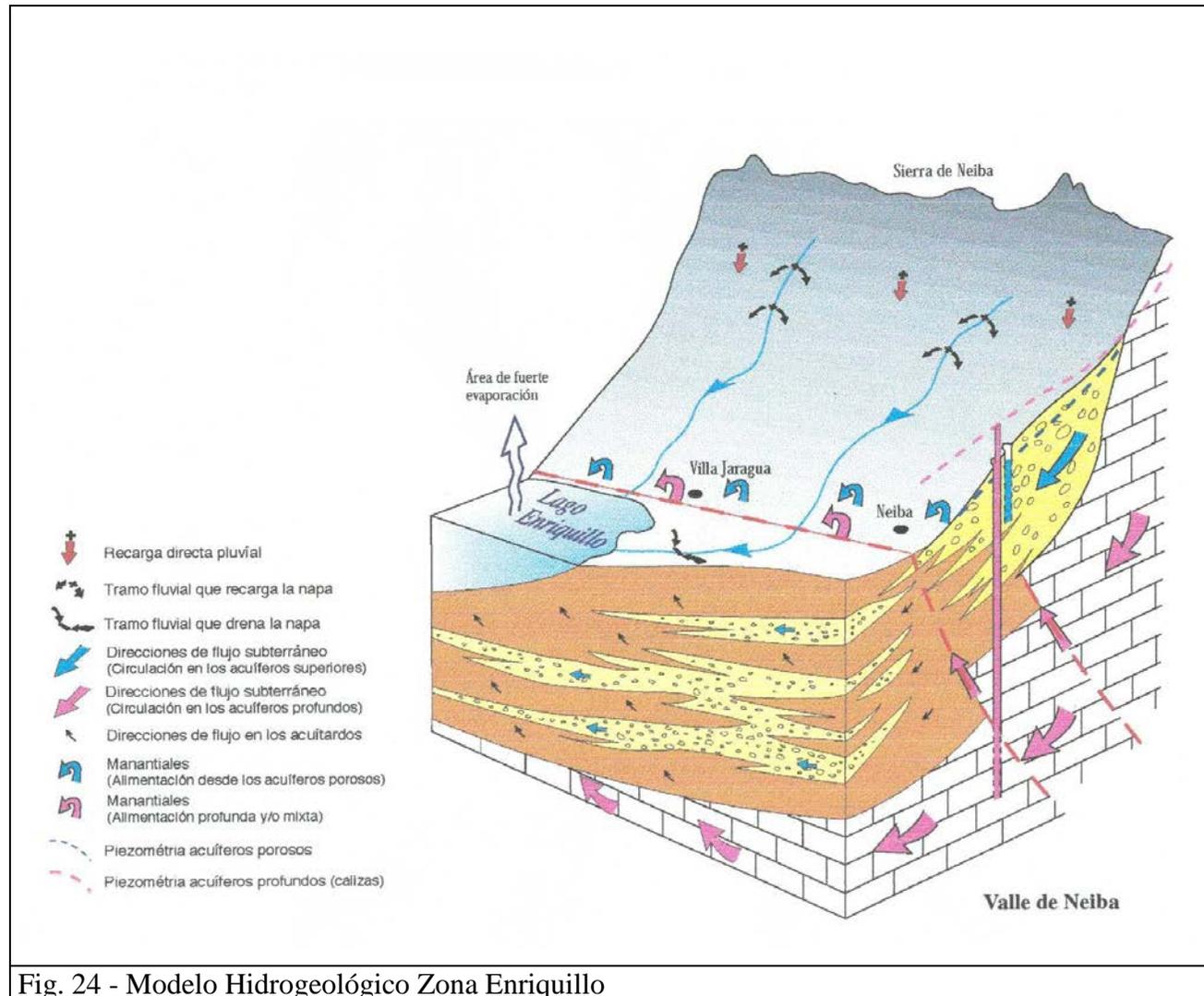


Fig. 24 - Modelo Hidrogeológico Zona Enriquillo

6.2. Recursos minerales

Sin duda, el mayor interés económico despertado por la región es el relacionado con la exploración de hidrocarburos, si bien los numerosos trabajos llevados a cabo en ella desde comienzos de siglo no afectan estrictamente al territorio comprendido en la presente Hoja. Por otra parte, se desconoce la existencia de cualquier signo de interés relacionado con la exploración de minerales metálicos y no metálicos, reduciéndose la única evidencia de actividad minera a la explotación de una serie de canteras, en general de pequeña envergadura y en su mayor parte abandonadas en la actualidad.

6.2.1. Hidrocarburos

El mayor interés económico en la región suroccidental de la República Dominicana es la exploración de hidrocarburos. A continuación se resume la puesta al día elaborada por Mann y Lawrence (1991) con datos del Llano de Azua, la cuenca de Enriquillo y la cuenca de San Juan (Fig. 25).

Las primeras perforaciones de la región de Azua datan de 1905 en los campos Maleno e Higuero, algunos kilómetros al oeste de Azua, donde se obtuvo petróleo de buena calidad y gas. La producción no alcanzó un nivel relevante hasta 1927 por parte de la Texas Company operando en el campo de Higuero.

Los trabajos se interrumpieron entre 1928 y 1939, momento en que la Seaboard Oil Company adquirió una amplia concesión. Sus primeros sondeos, Maleno-1 y Maleno-1A encontraron petróleo en las areniscas de la Fm Arroyo Blanco. También se identificaron diversos anticlinales fuera de los campos Maleno e Higuero y se desarrollaron campañas geofísicas de gravedad y de sísmica entre 1944 y 1946, así como cuatro nuevas perforaciones, Quita Coraza-1, Mella-1, El Mogote-1 y Las Hormigas-1. En el sondeo las Hormigas-1 se reportaron muestras de petróleo y gas, y en Mella-1 gas por debajo de los 8.000 pies, aunque sin valor comercial.

Las exploraciones sufrieron un nuevo abandono hasta que en 1956 la Compañía Petrolera Dominicana adquirió concesiones que cubrieron la mayor parte del país. Su filial, la

Compañía Petrolera Azuana inició dos nuevas perforaciones en 1958 (Kilómetro 19-1 y Arroyo Blanco-1). En 1960 se efectuaron dos nuevos sondeos (Kilómetro 19-2 y Maleno DT-1) y se retomó nuevamente el sector de Maleno, cuya producción resultó no obstante insignificante. A finales de ese mismo año se perforó Palo Alto-1 al norte de Barahona para explorar una anomalía gravimétrica cuya estructura se había perfilado con sísmica, pero el pozo resultó seco. En los siguientes años la Compañía Petrolera Dominicana continuó desarrollando campañas sísmicas y trabajos de campo en la cuenca de Enriquillo que culminaron en los sondeos Mella-2 y Cabritos-1. En este último se encontraron trazas de material asfáltico pero nada de petróleo ni gas, aunque se observaron indicios de éstos en superficie.

COMPAÑÍA	FECHA	AREA	SONDEOS
TEXAS COMPANY	1905-29	Llano de Azua	Maleno Higuerito
SEABOARD OIL COMPANY	1939-47	Llano de Azua Valle de Enriquillo Valle de San Juan	Maleno Maleno-1 A El Mogote-1 Las Hormigas-1 Quita Coraza-1 Mella-1 Comendador-1
COMPAÑÍA PETROLERA DOMINICANA	1956-60	Valle del Cibao Llano de Azua Valle de Enriquillo	Kilómetro 19-1 Arroyo Blanco-1 Kilómetro 19-2 Maleno DT-1 Palo Alto-1 Mella-2 Cabritos-1
QUISQUEYA OIL CO.	1964-69	Valle del Cibao	Sorpresa-1
GAS Y PETRÓLEO DOMINICANA	1964-70	sierra de El Número Llano de Azua	Dominicanos-1
TENNECO	1969	Bahía de Ocoa Bahía de Neiba Valle del Cibao Bahía de Samaná	
PETROLERA LAS MERCEDES	1978-79	Cuenca de S. Pedro Valle del Cibao Llano de Azua	San Pedro-1 San Pedro-2 Santo Domingo-1
CANADIAN SUP. OIL	1979	Valle de Enriquillo	Charco Largo-1
ANSCHUTZ CORP.	1980-81	Valle de San Juan	Candelón-1
MOBIL OIL COMP.	1991-	Bahía de Ocoa	

Fig. 25. Cuadro resumen de la exploración petrolífera en la república dominicana

En 1969 Gas y Petróleo Dominicana (Gaspedom) e International Resources Limited iniciaron campañas sísmicas en la región, seguidas por una serie de perforaciones que en su mayor parte encontraron cantidades improductivas de petróleo y gas. Simultáneamente Tenneco desarrolló diversas campañas sísmicas en la plataforma marina, entre ellas una en la bahía de Ocoa.

A finales de los 70, la Canadian Oil Superior Ltd. comenzó a operar en la cuenca de Enriquillo donde disparó un total de 1043 km de líneas sísmicas y realizó una campaña gravimétrica además de estudios geológicos de superficie, que finalizaron con la perforación del pozo Charco Largo-1 (4877 m) en la parte central y más profunda de la cuenca. En este pozo se llevaron a cabo cuatro pruebas de producción que resultaron fallidas.

En épocas recientes hay que reseñar las diversas campañas sísmicas efectuadas por la Mobil Oil Company desde 1991 en la bahía de Ocoa. Durante la realización del primer Proyecto de Cartografía Geotemática (1997-2000) se tuvo constancia de la realización de una nueva campaña sísmica en la región del Llano de Azua por parte de Murphin Dominicana a la que, dada su confidencialidad, no se tuvo acceso. Igualmente, durante la realización del presente proyecto la misma compañía acabó la perforación del pozo Boca Cachón-1 (71° 51,7' W ;18° 32,5' N) del que no se ha facilitado la columna litoestratigráfica.

A continuación se dan algunas cifras de la productividad de las explotaciones. La primera extracción de la que se tiene noticia se cifra en torno a 400 barriles diarios de petróleo en el pozo Higuerito (Texas Company, 1905). La producción de los campos de Maleno e Higuerito alcanzó 19.000 barriles de petróleo de 20° API (Seaboard Oil Company, 1939). De los sondeos efectuados por esta compañía entre 1940 y 1947, Las Hormigas-1 mostró hidrocarburos en cantidades irrelevantes. Un nuevo intento de explotación del campo de Maleno por la Petrolera Azuana en 1960, concluyó cuando se habían extraído 10.000 barriles y apareció agua, sin que se disponga de ninguna cuantificación de producción posterior. En la cuenca de Enriquillo la explotación ha sido prácticamente nula. Estas cifras de los resultados extractivos de casi un siglo en los principales campos no son optimistas con respecto a la potencialidad petrolífera futura, aunque tal vez los nuevos modelos geológicos de la región sugieran un replanteamiento de las estrategias.

Los estudios de los sistemas de petróleo (Mann y Lawrence, 1991) señalan la Fm Sombrerito y la parte inferior de la Fm Trinchera como las rocas madre de la mayor parte de hidrocarburos. En la cuenca de Enriquillo el espesor reducido de la Fm Trinchera disminuye la acumulación potencial, que no obstante se considera suficiente por el contenido en materia orgánica de sus facies distales. También tienen valor como roca madre algunos intervalos pelíticos intercalados entre las evaporitas de la Fm Angostura. Las condiciones óptimas de madurez se habrían alcanzado en las partes más profundas de la cuenca sedimentaria coincidiendo con el periodo de máximo enterramiento, justo antes del levantamiento principal que se inició en el Plioceno inferior-medio. La roca almacén son los niveles areniscosos de la Fm Trinchera y ciertos tramos porosos de la Fm Sombrerito en facies calcárea (especialmente las denominadas en este proyecto calizas de Barahona). Un segundo sistema de mucha menor entidad parece relacionado con la Fm Arroyo Blanco actuando como roca madre y almacén. Las trampas corresponden a estructuras anticlinales selladas por horizontes impermeables y por cabalgamientos.

6.2.2. Rocas industriales y ornamentales

No se ha observado en el área del mapa de Duvergé ninguna actividad minera. Los recursos potenciales de la región son la extracción de calizas en la sierra de Bahoruco y en lomas calcáreas de la Formación Jimaní, y la extracción de gravas de los abanicos aluviales y de la formación Arroyo Secco.

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

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, el patrimonio 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, el patrimonio geológico, 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 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.

7.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Duvergé se han inventariado dos Lugares de Interés Geológico: el L.I.G. N° 1 muestra los términos de paso entre las margo-calizas y las formaciones arrecifales de la Fm. Jimaní; el L.I.G. N° 2 corresponde a los conglomerados sintectónicos de la formación Arroyo Los accesos son fáciles

7.2. L.I.G. N° 1 : Cruce Del Limón

Este afloramiento está situado en el camino de Duvergé a Jimaní (x = 02 15 046, y =20 38 531 ; foto 23 del Album de fotos). Su riqueza geológica es importante y constituye un punto estratégico en la evolución geológica de la Hoja de Duvergé. Es posible observar todos los términos de paso entre las margo-calizas y las formaciones arrecifales de la formación Jimaní.

La base del afloramiento está constituida por los últimos asientos margosos que aquí son blanquecinos. Encima se ha depositado una serie arenosa de lumaquelas de playas y de cordones litorales donde los efectos de las tempestades han acumulado diversos niveles de conchas canalizados.

El techo del afloramiento está constituido por una potente barra arrecifal. La fracturación de los elementos arrecifales es debido, en este caso, al hecho de que la formación está canalizada pero además al efecto de la alteración de una paleo superficie ante-tectónica reconocida en el conjunto de la región.

7.3. L.IG. N° 2 : Cantera de Duvergé

Estos afloramientos forman acantilados verticales, resultando de la explotación de materiales conglomeráticos (02 32 378, 20 33 734 ;foto 24 del Album de fotos). El acceso se efectúa por las calles del pueblo de Duvergé hacia el oeste de la aglomeración.

Se trata de conglomerados sintectónicos de la formación Arroyo Secco. El espesor de este conglomerado es muy variable, puede alcanzar los 100 m, recubre indiferentemente las calizas de la Sierra de Bahoruco, las calizas margosas de la formación Jimaní y la formación arrecifal de Jimaní (foto 7).

Los elementos que constituyen este conglomerado son en general calizas de la formación infrayacente Sombrerito. Contiene también diversos estadios de brechas de caliza alterada y fragmentos de suelos estalagmíticos del karst desmantelado. Los colores rojo y rosado de las arcillas del conglomerado provienen de las arcillas residuales del karst. El medio de depósito de este conglomerado es continental o lacustre.

Una red de fallas normales atraviesa el conjunto de la cantera y se conjugan en dirección N 80 presentando estrías que son generalmente de pitch 90. Estas fracturas constituyen la prolongación hacia el Este de una familia de accidentes que afectan a la la Sierra de Bahoruco y recortan el modelo cárstico.

8. BIBLIOGRAFÍA

- **Acuater 2000** – Mapa Hidrogeológico Planicie Costera Oriental, mapa N° 9/1/3, Escala 1:50,000, Febrero 2000. Republica Dominicana-UE. Programa de Desarrollo Geologico-Minero (SYSMIN) Convencion Lome IV.

- **Bermudez, P. J., 1949** – Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic: Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 322 p.

- **Biju-Duval, B., Bizon, B., Mascle, A., Muller, C., 1983.** Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. En J.S. Watkins, C.L. Drake, (eds.). Studies in continental margin geology. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 34, 325-346.

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

- **Bourgeois, J., Tavares, I., Vila, J.M., 1979.** L'Eocène à blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une Tectonique tangentielle à vergence sud dans l'île d'Hispaniola. Bull. Soc. Géologique de France, 7, 759-764.

- **Bowin, C., 1966.** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. En H. Hess (ed.). Caribbean geological investigations, Geological Society of America, 98, 11-84.

- **Breuner, T.A., 1985** . The Geology of the Eastern sierra de Neiba. Tesis doctoral, Universidad de Washington (inédito), 120 pp.

- **Burke, K., 1988.** Tectonic evolution of the Caribbean. Annales Rev. Earth and Planetary Science Letters, 16, 201-230.

-
- **Burke, K., Fox, P.J., Sengör, M.C., 1978.** Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3954.

 - **Byrne, D.B., Suarez, G., McCann, W.R., 1985.** Muertos Trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, 317, 420-421.

 - **Calais E., Perrot J. and Mercier de Lépinay B. 1998** – Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. . Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 326, pp. 125-141.

 - **Cooper, J. C., 1983** – Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic (M.S. thesis): Albany, State University of New York, 143 p.

 - **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 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 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

 - **De La Fuente, S. 1976:** Geografía Dominicana. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.

 - **De León R.O. 1983** – Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región suroeste. Publicaciones especiales, número 4, Museo Nacional de Historia Natural, Plaza de la Cultura, Santo Domingo, República Dominicana, 25 p.

 - **De Mets, C., Jansma P., Mattioli, G., Dixon, T., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P., 2000.** GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437-440.

 - **Dohm, C.F., 1941a.** The comendador Anticline, Republica Dominicana. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 10 p.

-
- **Dohm, C.F., 1941b.** Geologic map of aerial mosaic No.14, El Mogote, Dominican Republic, aprox. Scale 1:20,000. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company.

 - **Dohm, C.F., 1941c.** Geologic map of aerial mosaic No. 15, Quita Coraza, Dominican republic, aprox. Scale 1:20,000. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company,

 - **Dohm, C.F., 1941d.** The geology of the Azua-Enriquillo Basin areas covered by Aerial Mosaics nº 7,14 and 15. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 15, Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company,17p.

 - **Dohm, C.F., 1942a.** A geological report of the cerros de Sal, Valle Enriquillo- Dominican Republic describing mosaic Areas nos. 1 and 2. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 17p.

 - **Dohm, C.F., 1942b.** The geology of the sierra de Neiba and Valles San Juan and Enriquillo in Mosaic Areas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32 and 33. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 20. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company,18 p. (Apendix 1: Tectonic history of the sierra neiba and Adjoining Basin Areas by C.F. Dohm, 4p; Apendix 2: Index Fossil Foraminifera in San Juan- Azua Basins, Dominican Republic, by P.J. Bermudez, 3p.)

 - **Dohm, C.F., 1942c.** Report of a Geological reconnaissance of Guayabín Anticline Cibao Valley, Dominican Republic. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 14 p.

 - **Dohm, C.F., 1942d.** The geology of Western Cibao basin, Dominican Republic,. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 14 p.

 - **Dolan J. F. and Mann P. 1998** – Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 326, 174 p.

 - **Dolan, J.F., 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. En Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (eds.). Geologic

and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 217-263.

- **Dolan, J. F., Mullins, H. T., D, J. Wald, 1998.** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En J.F. Dolan, P. Mann, (eds). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone, Geological Society of America Special Paper 326, 174p, 1-61 p.

Dolan J. F. and Mann P. 1998 – Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 326, 174 p.

- **Draper, G., Barros, J.A. 1994.** Cuba. En S.K. Donovan, T.A., Jackson (eds.). Caribbean Geology, an Introduction, The University of The West Indies Publishers Association, Kinstong, Jamaica: 65-86

- **Garcia, E., Harms, F.,1988.** Informe del Mapa Geológico de la Republica Dominicana escala 1:100,000 San Juan (4972). Santo Domingo, 97 p.

- **Gómez Sainz de Aja, J.A., 2000a.** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50,000 n° 6072-IV (Gajo de Monte) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

- **Hernaiz Huerta, P.P., 2004a.** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50,000 n° 5971-IV (Galván) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

- **Hernaiz Huerta, P.P., 2004b.** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50,000 n° 5871-I (La Descubierta) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

- **Hernaiz Huerta, P.P., Pérez-Estaún, A., 2002.** Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A.

García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37 183-205

- **Heubeck, C., 1988.** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 p.

- **Heubeck C and Mann P., 1991** – Structural geology and Cenozoic tectonic history of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. Geological Society of America Special Paper 262, pp. 315-336.

- **Lamar M. E. and Mann P. 1988** – Tectonic Controls on Plioceno avaporite faciès, Enriquillo basin, Dominican Republic, (abs.): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, p. 376.

- **Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutierrez, G., Draper, G.,**

- **Llinás, R.A., 1972a.** Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, Codia, Part 1. Publication of Colegio Dominicano de Ingenieros, Arquitectos y Agrimensores, Santo Domingo, No.31 pp. 55-65.

- **Llinás, R.A., 1972b.** Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, Codia, Part 2. Publication of Colegio Dominicano de Ingenieros, Arquitectos y Agrimensores, Santo Domingo, No.32 pp. 40-53.

- **Mann, P., 1983.** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Thesis. New York University, Albany, 688 p. (Inédito).

- **Mann P. Calais E. Ruegg J.C., DeMets C. Jansma P.E. and Mattioli G.S. 2002** – Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. Tectonics, Vol. 21, N°6, 1057, PP. 7-1 to 7-26.

- **Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., (eds.), 1991a.** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 p.

-
- **Mann P. Draper G. and Lewis J.F. 1991** – Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 262, 401 p.

 - **Mann P. Draper G. and Lewis J.F., 1991** – Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Publication of The Geological Society of America, Special Paper N° 262, 401 p.

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

 - **Mann, P. y Lawrence, S.R., 1991.** Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14: 291-308.

 - **Mann, P., Lebrón , M., Rodriguez, J. And Heubeck, c., 1991c.** Geologic maps of the southern Dominican Republic. In: P. Mann, G. Draper and J.F. Lewis (Editors), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262. Plates 4a, 4b, and 4c, scale: 1:150,000.

 - **Mann, P., McLaughlin, P.P., Cooper, C.,1991c.** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. In: P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 367-390.

 - **Mann P., McLaughlin J.R. Van Den Bold W.A. Lawrence S.R. and 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*, 4 edited by P. Mann. Elsevier Sciences B.V., Amsterdam. Pp. 287-342.

 - **Mann P., Taylor F.W., Burke K., and Kulstad R. (1984)** – Subaerially exposed Holocene coral reef, Enriquillo Valley, Dominican Republic. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 95, 1084 – 1092.

-
- **Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Ku, TL.,1995.** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the north-eastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.

 - **Mc. Laughlin P.P. and Van Den Bold W.A. 1991** – Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 1, Neogeno lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. Geological Society of America Special Paper 262, pp. 337-366.

 - **Mann P., McLaughlin P.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* Caribbeans Basins, Sedimentary Basins of the World, 4 (P. Mann Ed.), Elsevier Science B.V., Amsterdam, p. 287 – 342 ;

 - **Masson, D.G., Scanlon, K.M., 1991.** The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 144-154.

 - **Mauffret, A., Leroy, S.1997.** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283: 61-104.

 - **Mercier de Lepinay, B., 1987.** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 378 pp. (Inédito).

 - **Nemec, M. C.1980.** A two phase model for the tectonic evolution of the Caribbean, *Trans. Caribb. Geol. Conf.*, 9 th, 23-24.

 - **Norconsult, 1893.** Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo (inédito)

 - **Pardo, G., 1975.** Geology of Cuba. En: The Ocean Basins and Margins, (Nairn, Stelhi eds.) A.E.M. Vol. 3.

 - **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. En A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica. 37, 81-22.

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

- **Pindell, J. L., Barrett, S. F., 1990.** Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En G. Dengo y J.E. Case (eds.). The Caribbean, Volume H, Decade of North American Geology. Geological Society of América, Boulder, Colorado, 404-432.

- **PROINTEC, 1999.** Prevención de Riesgos Geológicos (Riesgos sísmicos). Proyecto del Programa de Desarrollo Geológico Minero (SYSMIN) en la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

- **Pubellier, M., A. Mauffret, S. Leroy, J.M. Vila, H. Amilcar. 2000.** Plate boundary readjustment in oblique convergence: Example of Neogene of Hispaniola, Greater Antilles. Tectonics, Vol. 19, No. 4, pp 630-648.

- **Sanz J., y Soler, M., 2004.** Mapa Geológico de la Hoja a E.1:50.000 nº 5873-II (Bánica) y memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

- **Stemann T.A., Johnson K.G. (1992)** – Coral assemblages, biofacies, and ecological zones in the mid-Holocene reef deposits of the Enriquillo Valley, Dominican Republic. Lethaia, vol. 25, nº 3, p. 231 – 241.

- **Taylor F., Mann P., Valastro S., and Burke K. 1985** – Stratigraphy and radiocarbon chronology of a subaerially exposed Holocene coral reef, Dominican Republic: Journal of Geology, v. 93, pp. 311-322.

- **Tchalenko, J.S., 1968.** The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. Tectonophysics, 6, 159-174.

- **Van den Berghe, B. , 1983**, Evolution sédimentaire et structurale depuis le paléocène du secteur "Massif de la Selle-Bahoruco-Nord de la ride de Beata" dans l'orogène nord-Caraïbe: Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, 205 p.

- **Van den Bold W.A. (1975)** – Neogene biostratigraphy (Ostracoda) of southern Hispaniola :
Bulletins of American Paleontology, V. 66, n° 286, p. 549 – 639 ;

- **Vaughan, T.W., Cooke, W., Condit, D.D., Ross, C.P., Woodring, W.P. y Calkins, F.C., 1921**. A Geological Reconaisance of the Dominican Republic. En: Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos (Editora de Santo Domingo). Santo Domingo, 18 (1983), 268 p.