



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1:50.000

GALVÁN

(5971-IV)

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 DO 9999). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Ing. Pedro Pablo Hernaiz Huerta (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Pedro Pablo Hernaiz Huerta (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oro (GEOPREP)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dr. José Pedro Calvo (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ingra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. James K. Mortensen (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Tom Ulrich (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Richard Friedman (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. 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

- Ing. Juan José Rodríguez
- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

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

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto L. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe 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 Galván se localiza en el sector central de la sierra de Neiba si bien sus márgenes septentrionales y meridionales pertenecen ya a las depresiones de Vallejuelo (apéndice del valle de San Juan) y Enriquillo, respectivamente. El relieve es acusado con un contraste de 1500 a más de 2000 m entre las cotas del interior de la sierra y las de las dos depresiones limítrofes.

Los materiales más antiguos corresponden a la unidad de El Manguito, del Cretácico Superior. Son calizas y lutitas pizarrosas con intercalaciones de basaltos que afloran como un fragmento o esquirla de interpretación estructural dudosa en el núcleo del anticlinal más meridional de la Hoja. Por su edad, se considera que esta unidad debe constituir el sustrato de las series paleógenas de la sierra de Neiba; la signatura geoquímica de los basaltos (OIB-basaltos alcalinos intraplaca) sugiere su correlación con la meseta oceánica del Caribe.

El registro estratigráfico más o menos continuo comienza en el Eoceno Inferior con el desarrollo de una extensa plataforma carbonatada, relativamente uniforme, que fue el medio de depósito de la Fm Neiba (sensu lato) y sus equivalentes, hasta el Mioceno Inferior. Durante buena parte del Eoceno, estos depósitos carbonatados coexistieron o fueron sustituidos por materiales volcánicos de signatura toleítica a alcalina (OIT a OIA) que se agrupan bajo la nueva denominación de Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba y se interpretan producidos en un contexto de intraplaca asociados al desarrollo de una pluma mantélica.

La sedimentación de la Fm Sombrerito durante el Mioceno muestra los primeros signos de inestabilidad en la región: mientras que en áreas meridionales situadas inmediatamente al sur de la Hoja persisten los ambientes de plataforma, en el ámbito de la Hoja y sectores al norte de ella sus facies más características se depositan en una cuenca turbidítica. La unidad de Cortadero, de nueva denominación en esta Hoja y equivalente en edad de la Fm Sombrerito, puede representar las facies de tránsito entre uno y otro dominio.

El avance hacia el sur de la Cordillera Central desde zonas más septentrionales tiene sus primeros efectos en la zona de estudio a partir del Mioceno Superior con el levantamiento incipiente de la sierra de Neiba y la configuración de las cuencas contiguas de San Juan y

Enriquillo, si bien el desarrollo de la primera es anterior como cuenca antepaís de la citada cordillera. El relleno de estas cuencas se extiende hasta el Pleistoceno con una tendencia somerizante resultado del progresivo levantamiento de las sierras limítrofes cuyo punto álgido en el caso de la sierra de Neiba (y de Bahoruco y Martín García) se produce a partir del Plioceno Inferior-Medio. En la Hoja de Galván el registro de estas cuencas es incompleto al estar exclusivamente representado por las facies turbidíticas de la Fm Trinchera en la depresión de Vallejuelo, y por las facies marginales (marinas con influencias continentales) de la Fm Arroyo Blanco y sus equivalentes de techo netamente continentales (Fm Arroyo Seco).

Las formaciones cuaternarias más recientes son principalmente abanicos aluviales y conos de deyección cuyo depósito está relacionado con la última creación de relieve.

La estructura regional se produce en un contexto compresivo (convergencia oblicua) regulado por desgarres o, quizá, en un contexto transpresivo levógiro. En la sierra de Neiba está definida por pliegues de media longitud de onda kilométrica, generalmente limitados por fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo, y por una intensa fracturación, en parte singenética con aquellos, en parte sobreimpuesta que, en conjunto configuran un domo de geometría anticlinorial “en flor” elevado más de 2000 m y cabalgante sobre las cuencas contiguas de San Juan y Enriquillo.

ABSTRACT

The Galván sheet is located in the central part of the Sierra de Neiba, although its northern and southern margins belong respectively to the Vallejuelo depression (linked to the San Juan valley) and the Enriquillo depression. The relief is pronounced, with a difference of 1500 to more than 2000 m between the average heights at the top of the sierra and at the bottom of the bordering depressions.

The oldest materials belong to the El Manguito unit, of Upper Cretaceous age. They are limestones and shales with interbedded basalts that outcrop to form a fragment or slice of unknown structural origin in the core of the southernmost anticline on the sheet. In view of its age, this unit may be considered to be the substratum of the Sierra de Neiba Palaeogene formations; the geochemical signature obtained in the basalts (OIB-alkaline intraplate basalts) suggests their correlation to the Caribbean oceanic plateau.

The continuous stratigraphic record starts in the Lower Eocene with the onset of an extensive relatively uniform carbonated platform that was the depositional environment for the Neiba (*sensu lato*) and equivalent formations up to the Lower Miocene. During most of the Eocene, these carbonated deposits coexisted with or were replaced by volcanic materials of a tholeiitic to alkaline signature (OIT to OIA) that have been grouped under the new denomination of Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba and are interpreted to have been produced in an intraplate context under the effect of a mantle plume.

The sedimentation of the Sombrerito Fm during the Miocene reveals the first signs of regional instability: whereas in neighbouring southern areas the platform environments were still active, in the sheet area and other northern areas its most representative facies were deposited in a turbiditic basin. It is suggested that the Cortadero unit, with the same age as the Sombrerito Fm, may represent the transitional facies between these two domains.

The advance of the Cordillera Central to the south from northern areas produced its first effects in the study area during the Upper Miocene, in terms of an incipient uplift of the Sierra de Neiba and the outlining of the neighbouring San Juan and Enriquillo basins, although the San Juan basin actually started to develop some time before as the foreland basin of the

aforementioned cordillera. The infilling of these basins continued until the Pleistocene with a general upwelling pattern resulting from the progressive uplifting of the bordering sierras; in the Sierra de Neiba (and Sierras de Bahoruco and Martín García) this uplift reached its maximum rate from the Lower to Middle Pliocene onwards. On the Galván sheet the stratigraphic record of this basin is not complete as it is only represented by the turbiditic facies of the Trinchera Fm in the Vallejuelo depression and by the marginal facies (marine with continental influence) of the Arroyo Blanco Fm and their entirely continental upper equivalents (Arroyo Seco Fm).

The most recent Quaternary formations are mainly alluvial fans deposited as a result of the growth of the relief.

The regional structure was developed in a compressive (oblique collision) context ruled by strike-slip faults or, perhaps, in a left lateral transpressive context. In the Sierra de Neiba the structure is defined by folds of kilometric scale, generally limited by reverse faults or high angle thrusts, and by an intense, partially coeval, partially superimposed faulting that altogether makes up a large anticlinorial flower structure, uplifted more than 2000 m and thrust over the neighbouring San Juan and Enriquillo basins.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Metodología	1
1.2. Situación geográfica, fisiografía y economía	5
1.3. Marco Geológico	9
1.4. Antecedentes	15
2. ESTRATIGRAFIA	18
2.1 Cretácico	22
<u>2.1.1 Cretácico Superior</u>	<u>22</u>
2.1.1.1 Unidad el Manguito (nom. nov) (1). Alternancia de calizas y lutitas pizarrosas de tonos oscuros con niveles de basaltos. Cretácico Superior. K ₂	22
2.2 Paleógeno	24
<u>2.2.1 Eoceno Inferior-Mioceno Inferior</u>	<u>24</u>
2.2.1.1 Fm Neiba inferior (nom. nov.) (2). Calizas en bancos o masivas de tonos grises, ocasionalmente con sílex. Eoceno Inferior-Medio. P ₂ ¹⁻²	27
2.2.1.2 Fm Neiba superior (nom. nov.) (10). Calizas tableadas, frecuentemente con sílex y (hacia techo) alternancia de calizas tableadas, margocalizas y margas. Eoceno Medio-Superior. P ₂ ² - N ₁	31
2.2.1.3 Fm Neiba brechoide o indiferenciada (nov. nom.) (3). Calizas masivas, generalmente arrecifales, mal estratificadas y frecuente aspecto brechoide, carnional o pulverulento, con niveles subordinados de calizas tableadas, margas y margocalizas. Eoceno Inferior-Superior. P ₂ ¹⁻³	33

2.2.1.5 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (5). Alternancia de calcarenitas ocre-amarillentas con laminaciones y ripples, limolitas y margas. Eoceno Medio-Superior. P ₂ ²	37
2.2.1.6 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (6). Basaltos. Eoceno Medio-Superior. P ₂ ²	39
2.2.1.7 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (7). Andesitas. Eoceno Medio-Superior. P ₂ ²	39
2.2.1.8 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (8). Alternancia de calizas, margocalizas y margas con niveles de brechas volcánicas, tobas, microconglomerados y debris. Eoceno Medio-Superior. P ₂ ²	40
2.2.1.9 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (9). Conglomerados y brechas polimícticas con intercalaciones de tobas y brechas volcánicas, grauvacas, autobrechas basálticas y calizas. Eoceno Medio- Superior. P ₂ ²	41
2.2.1.10 Petrología del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba	43
2.2.1.11 Geoquímica del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba ..	46
2.3 Neógeno	54
<u>2.3.1 Mioceno</u>	<u>54</u>
2.3.1.1 Fm Sombrero (11). Brecha o conglomerados de cantos calcáreos y volcánicos y niveles de brechas volcánicas de composición básica. Mioceno. N ₁	56
2.3.1.2 Fm Sombrero (12) Alternancia de margas y calcarenitas laminadas y con <i>ripples</i> , de tonos ocre; (13) Margas; y (14) Calcarenitas. Mioceno. N ₁	57
2.3.1.3. Fm Sombrero (15). Mb Loma La Patilla (nom. nov) Calizas, margas y margocalizas en bancos. Mioceno Medio-Superior. N ₁	58
2.3.1.4. Fm Sombrero (16). Mb Gajo Largo Margas con niveles de calcarenitas. Mioceno Superior. N ₁	60
2.3.1.5. Fm Sombrero (17). Unidad de Cortadero (nom. nov.) Alternancia de calcarenitas, margocalizas y margas bien estratificadas, de tonos blancos. Mioceno-¿Plioceno Inferior?. N ₁	61

<u>2.3.2 Mioceno Superior-Plioceno</u>	63
2.3.2.1. Fm Trinchera (18). Alternancia de areniscas siliciclásticas, lutitas, margas y conglomerados (subordinados). Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N ₁₋₂	63
2.3.2.2. Unidad de Majagual (nov. nom.) (19). Margas blancas y calcarenitas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N ₁₋₂	66
2.3.2.3. Fm Arroyo Blanco (20). Margas con niveles de conglomerados. Plioceno. N ₂	67
2.3.2.4. Fm Arroyo Seco (21). Conglomerados calcáreos, masivos o groseramente estratificados, de tonos rojizos, con intercalaciones subordinadas de lutitas y limos arenosos. Plioceno Superior. N ₂	70
2.4 Cuaternario	71
<u>2.4.1 Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica fluvial</u>	72
2.4.1.1. Abanicos aluviales y conos de deyección de la vertiente sur de la sierra de Neiba: onglomerados calcáreos, bien (22 y 23) o variablemente cementados (24 y 25), con intercalaciones de arenas y limos. Abanicos aluviales y conos de deyección de la vertiente norte de la sierra de Neiba: conglomerados calcáreos, bien (26) o variablemente cementados (27), con intercalaciones de arenas y limos. Abanicos aluviales y conos de deyección indiferenciados (28). Pleistoceno-Holoceno. Q ₁₋₄	72
2.4.1.2. Terrazas. Gravas, arenas y limos (29). Pleistoceno-Holoceno. Q ₁₋₄	73
2.4.1.3. Llanura de inundación (33). Limos y arcillas con niveles de cantos y gravas. Holoceno. Q ₄	73
2.4.1.4. Fondo de valle (depósitos localmente discontinuos) (34). Cantos, arenas y gravas. Holoceno. Q ₄	73
<u>2.4.2 Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica gravitacional</u>	74
2.4.2.1. Deslizamientos de ladera (30). Bloques y masas calcáreas y de rocas volcánicas, con cantos, arenas y limos. Pleistoceno-Holoceno. Q ₁₋₄	74
2.4.2.2. Coluviones (31). Limos, arenas y cantos. Holoceno. Q ₄	74
<u>2.4.3 Depósitos cuaternarios derivados de la meteorización química</u>	74

2.4.3.1. Depósitos de fondo de dolina (32). Arcillas de descalcificación. Holoceno. Q ₄	74
3. TECTÓNICA	75
3.1 Introducción. Contexto Geodinámico.....	75
3.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio.....	80
3.3 La estructura de la zona de estudio.....	82
<u>3.3.1 La estructura de la Sierra de Neiba.....</u>	<u>82</u>
<u>3.3.2. La fracturación. La falla de Enriquillo</u>	<u>92</u>
<u>3.3.3. Correlación de la estructura con el mapa de aeromagnético.....</u>	<u>96</u>
3.4. Modelo de evolución tectónica de la zona de estudio y edad de la deformación 	99
4. GEOMORFOLOGÍA	105
4.1. Análisis geomorfológico.....	105
<u>4.1.1. Estudio morfoestructural</u>	<u>105</u>
4.1.1.1. Formas estructurales.....	106
<u>4.1.2. Estudio del modelado</u>	<u>107</u>
4.1.2.1. Formas gravitacionales.....	108
4.1.2.2. Formas fluviales	108
4.1.2.3. Formas por meteorización química.....	109
4.1.2.4. Formas poligénicas	110
4.2. Evolución e historia geomorfológica.....	111
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	114
5.1. El <i>plateau</i> oceánico del Cretácico superior.....	115
5.2. La cuenca paleógena	117

5.3. Las cuencas neógenas	118
5.4. La evolución holocena.....	120
6.GEOLOGÍA ECONÓMICA	122
6.1. Hidrogeología	122
<u>6.1.1. Climatología e hidrología</u>	<u>122</u>
<u>6.1.2. Hidrogeología</u>	<u>123</u>
6.2. Recursos minerales	128
<u>6.2.1. Sustancias energéticas</u>	<u>128</u>
6.2.1.1. Aspectos generales e historia de la exploración petrolífera	129
6.2.1.2. Potencial petrolífero.....	131
<u>6.2.2. Rocas industriales y minerales metálicos.....</u>	<u>132</u>
6.2.2.1. Minerales Metálicos	132
6.2.2.2. Rocas Industriales	133
6.2.2.3. Potencial Minero.....	134
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	135
7.1. Relación de los L.I.G.	135
7.2. Descripción de los Lugares.....	136
8. BIBLIOGRAFÍA.....	140

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 del Servicio Geológico Nacional (SGN), 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 concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), 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 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig 1.1.1):

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-II y Las Lisas, 6472-I)

Fig. 1.1.1

Mapa índice zona de proyecto con ubicación de la Hoja

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 Las Salinas, 5970-IV)
- Azua (Barrero, 6070-IV)

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, la ejecución de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las de su entorno, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente Memoria son numerosas las alusiones a otras Hojas, en especial a las que integran los cuadrantes a escala 1:100.000 de Jimaní, Barahona y Azua.

Durante la confección de la Hoja a escala 1:50.000 de Galván se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis y publicaciones monográficas, pero también trabajos de investigación hidrogeológica, minera o de exploración de hidrocarburos. La cartografía se ha realizado, principalmente, 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 (1960), cedidas por el SGN. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (CGG, 1999) (Fig. 1.1.2)

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000.

Fig. 1.1.2

Mapa aeromag de la RD con ubicación de la zona de proyecto

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

1.2. Situación geográfica, fisiografía y economía

Desde el punto de vista fisiográfico, la Zona Suroeste del Proyecto L se caracteriza por la presencia de una planicie interna, el valle de Enriquillo o de Neiba, delimitada al norte y al sur y por relieves marginales de alta elevación, respectivamente las sierras de Neiba y de Bahoruco (Fig 1.2.1). En la zona de proyecto, la sierra de Neiba está representada por sus dos terceras partes más meridionales, dentro de las cuales se incluyen sus relieves principales, mientras que la sierra de Bahoruco lo hace con su vertiente norte, que se articula en algunas depresiones internas de tamaño variable entre las que destacan las de Angostura o El Limón. Adicionalmente hay que considerar también la sierra de Martín García cuyas estribaciones occidentales penetran en el sector más oriental de la zona de estudio.

El elemento más definitorio de la planicie de Enriquillo es el lago de agua salada del que toma su nombre, que ocupa aproximadamente su mitad occidental. Al SO, hay que indicar también la presencia de la laguna de Rincón, igualmente de agua salada. En ambos casos se trata de elementos clave en el esquema fisiográfico general del valle, en particular el lago Enriquillo, que representa la base de drenaje del flujo superficial y subterráneo de la región. El río más importante de la planicie es el Yaque del Sur, que discurre por su extremo oriental. Este río llega desde el área del pueblo de Barranco, y se extiende en dirección SO, hasta el pueblo de Tamayo. Aguas abajo de Tamayo, la dirección del río se modifica radicalmente, hacia el SE y E para cruzar un área de alto estructural (laguna de Rincón-Sierra de Martín García). Después su curso gira nuevamente hacia el SO, hasta llegar a las proximidades del pueblo de Cabral y de la laguna de Rincón, desde donde se enfila definitivamente hacia el E para salir al mar Caribe. El resto de los cursos de agua de la zona de proyecto no alcanza la categoría del Yaque por tratarse, en general, de cursos estacionales, aunque algunos de ellos lleguen a ser caudalosos en la época de lluvias.

Fig 1.2.1

Dominios fisiográficos de la RD

Fig 1.2.2

Modelo digital zona L-SO

Desde el punto de vista administrativo, la zona de proyecto ocupa las provincias de Bahoruco, Independencia, Barahona y San Juan con una población total estimada en algo más de 300.000 habitantes, de los cuales aproximadamente el 40% vive en zonas rurales y el 60% en los principales municipios, entre los que destacan los siguientes (Acuater, 2000): 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) Las Salinas (7.000), Cristóbal (6.000) y Postrer Río (6.000).

La tasa media de analfabetismo en la zona se estima en un 32%, mientras que la población activa apenas sobrepasa el 30%. La principal actividad productiva de la región es la agricultura y a gran distancia de ésta, los servicios comunales y sociales, alguna industria manufacturera, la construcción y el comercio y el turismo. Dentro de la actividad agrícola, los principales cultivos son el plátano y la caña de azúcar, principalmente, en la planicie; y el café, guandules, habichuelas y productos hortícolas en las lomas. Respecto al turismo, hay que decir que la actividad principal se centra en algunos buenos hoteles que hay en Barahona y en los primeros kilómetros costa al sur de esta localidad. Por lo que concierne al turismo ambiental, está todavía en ciernes, pese a que la región cuenta con grandes posibilidades, sobre todo en torno a la explotación de los Parques Naturales que existen en la zona de proyecto o sus proximidades: Sierra de Neiba, La Descubierta-Isla Cabrito, Laguna de Rincón y Sierra de Bahoruco.

Perteneciente al cuadrante de Neiba, la Hoja a escala 1:50.000 de Galván (5971-IV) se localiza a unos 100-120 km en línea recta al O de la capital Santo Domingo y no más de 30-40 km al este de la frontera con Haití. En vehículo, su principal vía de acceso por el sur, es la carretera de Barahona y desde ésta, la carretera periférica del Lago Enriquillo que conduce hacia Galván, Neiba o Villa Jaragua. Desde estas localidades parten algunas pistas en buen estado que penetran hasta aproximadamente la parte central de la Hoja (pistas de La Rosa-El Mundito, Galván y Las Cañitas). Por el norte, la mejor vía de acceso es la carretera secundaria de Vallejuelo, desde San Juan de La Maguana. En esta vertiente norte no hay pistas que den acceso hacia la parte central de la Hoja y, por el momento, no hay conexión entre ambas vertientes, aunque está proyectada y de hecho, a medio construir, la prolongación de la pista de El Aguacate hasta Vallejuelo.

La parte central de la Hoja de Galván coincide con los fuertes relieves que constituyen el núcleo de la Sierra de Neiba, donde existen algunas áreas que superan los 2.000 m de altitud (Fig. 1.2.2). La cota más alta en la Hoja, de 2113 m, se sitúa en su sector NO, en torno a las lomas de La Víbora, La Laguna y Loma en Medio. Desde esta parte central de la Hoja, se observa una paulatina pero acentuada pérdida de más de 2000 m de cota, hasta enlazar con los 0-10 m.s.n.m. de la planicie del valle de Enriquillo. Si se tiene en cuenta que los márgenes emergidos del lago Enriquillo se sitúan a cotas de -40 m.s.n.m. y que la profundidad de éste llega a los 40 m, en esta vertiente meridional se puede hablar de desniveles de 2.200-2.300 para distancias de apenas 10 a 14 km. En la vertiente septentrional, aunque los relieves siguen siendo fuertes, la pérdida de cota no es tan brusca al enlazar éstos con el valle de Vallejuelo, depresión situada a una cota de 550-650 m en el interior de la Sierra de Neiba y que al norte se abre hacia el valle principal de San Juan (400-500 m.s.n.m.).

Los relieves de la Hoja siguen mayoritariamente directrices NO-SE a ONO-ESE que vienen determinadas por la alineación de las sierras calcáreas de la formación Neiba y por los resaltes que dan algunas las litologías existentes en el valle de Vallejuelo, especialmente determinados niveles calcáreos y calacareníticos.

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de 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. Los más importantes son los ríos Pando, Majagual, Manguito y las Cañitas, en la vertiente sur, y el río arriba del Sur, y el Valluelo, en la vertiente norte.

Las poblaciones principales de la Hoja son Neiba, fuera de ella pero muy próxima a su límite sur, Galván y Vallejuelo.

1.3. Marco Geológico

En el Proyecto L-Zona Suroeste, intervienen cuatro dominios geológicos que prácticamente coinciden con los cuatro dominios fisiográficos descritos en el apartado anterior, es decir, la sierra de Neiba, al norte, la sierra de Bahoruco, al sur y la sierra de Martín García, al este; estas tres sierras rodean periféricamente a la depresión de Enriquillo que, por su génesis se la debe considerar con rango de cuenca (Figs. 1.3.1 y 1.3.2). Las características de estos dominios son las siguientes:

Fig. 1.3.1

Esquema geológico de La Española con la ubicación de la zona de proyecto

Fig. 1.3.2

Esquema regional del sector meridional de la RD

- **La sierra de Neiba** forma parte del denominado terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, unidad definida con poca precisión y que en su descripción original también incluye la cuenca de Enriquillo (Mann *et al.*, 1991b). Con directrices cambiantes de ONO-ESE a NO-SE o a E-O, determinadas por la sucesión, en relevo, de pliegues de gran radio y relativamente discontinuos en dirección, esta sierra está formada casi enteramente por litologías calcáreas de edad Eoceno-Mioceno Inferior (Fm Neiba y equivalentes) y, en menor proporción, por litologías margo-calcáreas de edad Mioceno (Fm Sombrerito y equivalentes). Aunque en las descripciones bibliográficas de esta sierra (p.e. Mann *et al.*, 1991b), ya se cita la presencia de formaciones volcanosedimentarias que supuestamente ocuparían el núcleo de estos anticlinales, durante la realización de esta Hoja y la contigua de La Descubierta, se ha podido comprobar que estas formaciones, además de tener mayor extensión y continuidad que la previamente supuesta, no sólo no ocupan el núcleo de los anticlinales si no que están claramente intercaladas entre las formaciones calcáreas del Eoceno-Mioceno Inferior. Esta circunstancia hace que, con la excepción de un pequeño bloque o esquirla de materiales calcáreos que aflora asociado a rocas volcánicas, y que han sido bien datados como Cretácico Superior, por el momento se siga desconociendo la naturaleza del sustrato o basamento de esta sierra.

El contacto de la sierra de Neiba con la cuenca de Enriquillo responde a una secuencia de cabalgamientos de relativo alto ángulo con vergencia sur, retocados o asociados a desgarres

- La denominación del terreno Hotte-Selle-**Bahoruco** (Mann *et al.*, 1991b) procede de los nombres de las tres sierras contiguas, las dos primeras en Haití y la segunda en la República Dominicana que, con directrices generales ONO-ESE se extienden de oeste a este por todo el sector meridional de La Española. La formación más representativa de este terreno es la Fm Dumisseau (Maurrasse *et al.*, 1979) del macizo de La Selle. Con más de 1.500 m de espesor, consiste en una alternancia de basaltos y *pillow* basaltos no metamórficos, doleritas, calizas pelágicas, cherts, limolitas silíceas y areniscas volcanogénicas, en la que las dataciones paleontológicas (Maurrasse *et al.*, 1979) y radiogénicas (Sayeed *et al.*, 1978; van der

Berghe, 1983, Bellon *et al.*, 1985), le atribuyen un intervalo de ocurrencia que va del Cretácico Inferior a, principalmente, el Cretácico Superior. En el macizo de la Hotte y en la sierra de Bahoruco hay formaciones basálticas equivalentes a la Fm Dumisseau con edades del Maastrichtiano-Paleoceno (Fm Macaya), en el primer caso, y del Maastrichtiano, en el segundo. Las similitudes petrológicas y geoquímicas entre los basaltos de la Fm Dumisseau y los basaltos perforados en el DSDP en el seno del Mar del Caribe (p.e. "horizonte B", de edad Coniaciano-Campaniano), no ofrecen ninguna duda sobre la interpretación del *terreno* de Hotte-Selle-Bahoruco (Mann *et al.*, 1991b) como un fragmento emergido de la meseta o *plateau* oceánico del Caribe (Maurrase *et al.*, 1979; Sen *et al.*, 1988; Girard *et al.*, 1982). Por encima de la Fm Dumisseau y equivalentes, una importante discordancia marca el final del volcanismo basáltico y el comienzo de un régimen esencialmente sedimentario, con cierto predominio de facies carbonatadas y ocasionales ocurrencias volcánicas, que comprende el intervalo del Cretácico terminal al Mioceno. Concretamente, en la sierra de Bahoruco, Llinás (1972) y la cartografía sintética de Mann *et al.*, (1991c) citan, por encima de la citada discordancia, la formación Río Arriba del Cretácico terminal (más de 500 m de espesor) y sobre ella, primero, una serie de calizas pelágicas del Eoceno, asimilable en términos generales a la Fm Neiba (1000-1500 m), y después, un conjunto también carbonatado de aspecto más masivo y con frecuentes facies someras que, por su atribución al Mioceno, se correlaciona con la Fm Sombrerito.

De todas las formaciones mencionadas, las únicas con representación en la parte de la vertiente norte de la sierra de Bahoruco comprendida en la zona de proyecto, son las estratigráficamente más altas, es decir, las Fms. Neiba y Sombrerito, la última aflora en las mencionadas facies carbonatadas someras, que en este trabajo se agrupan bajo la denominación de "calizas de Barahona" para distinguirlas de las facies margosas con intercalaciones calcareníticas características de esta formación en sectores más septentrionales. El contacto entre estas dos formaciones y, a su vez, entre el conjunto de la sierra y la cuenca de Enriquillo, viene marcado por un sistema de desgarres de dirección NO-SE a ONO-ESE que se sobre impone o coexiste con cabalgamientos de alto ángulo con vergencia norte.

- Por correlación de los materiales paleógenos y neógenos (Fms. Neiba y Sombrerito), que la constituyen en su totalidad, la **sierra de Martín García** se ha adscrito al

mismo dominio paleogeográfico que la sierra de Bahoruco (Cooper, 1983). Sin embargo, las observaciones realizadas en el presente trabajo más bien parecen indicar que, de acuerdo con su posición intermedia, en la sierra de Martín García estas formaciones comparten facies tanto de sus homólogas de la parte oriental de la sierra de Neiba, como de la vertiente norte de la Sierra de Bahoruco. Otra cuestión es su conexión hacia el este con las pequeñas sierras calcáreas que orlan la bahía de Ocoa, en las que la Fm Sombrerito presenta enteramente facies someras correlacionables con las de la sierra de Bahoruco: esta conexión se supone interrumpida por las fallas NNE-SSO asociadas al indenter de Beata.

En contraste con las sierras de Neiba y de Bahoruco cuyas direcciones generales son más homogéneas y similares entre sí, la sierra de Martín García presenta un peculiar cambio de dirección en planta, al girar sus directrices desde una posición más o menos NO-SE en su mitad oriental, a E-O o incluso NE-SO en su tercio occidental. Las cartografías previas de esta sierra indican que sus márgenes coinciden con fallas inversas de alto ángulo y vergencias opuestas, parcialmente retocadas o coincidentes con desgarres.

- La Cuenca de Enriquillo se extiende con una dirección ONO-ESE entre las sierras de Neiba y Bahoruco, desde la frontera con Haití hasta la bahía de Neiba al sur de la sierra de Martín García. El dominio se prolonga por el norte de esta sierra, ya con el nombre de cuenca de Azua hasta las inmediaciones de la bahía de Ocoa donde, con dimensiones muy reducidas, queda bruscamente interrumpida por las estribaciones más meridionales de la Cordillera Central. La cuenca de Azua le sirve, a su vez, de conexión con la de San Juan (muy parcialmente representada en la esquina NE de la zona de proyecto), de tal forma que las tres comparten buena parte de su evolución, si bien no exactamente dentro del mismo contexto tectónico: el relleno de la cuenca de San Juan está controlado, al menos en lo que refiere a su margen septentrional por el desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Trois Rivières-Peralta, adscrito a la vertiente meridional de la Cordillera Central, y del que forma su cuenca de antepaís, mientras que en la evolución de la cuenca de Enriquillo parece que hay una mayor intervención, si bien no exclusiva, de la tectónica de desgarres. En cualquier caso, ambas cuencas han sido definidas desde el punto de vista geométrico como *ramp basins* (Mann *et al.*, 1991d).

Desde el punto de vista de los depósitos, las tres cuencas están rellenas por materiales del Mioceno al Cuaternario que, en conjunto, conforman una macrosecuencia somerizante de más de 4.000 de espesor, con ambientes marinos en la base y continentales a techo. La característica distintiva de la cuenca de Enriquillo respecto a las otras dos es la presencia, en un momento de su evolución, de ambientes restringidos, que producen formaciones evaporíticas de importante espesor.

1.4. Antecedentes

La zona de proyecto L-Suroeste ha sido objeto de una dispar pero apreciable cantidad de trabajos de diversa índole, especialmente la cuenca de Enriquillo que, por su desde antiguo conocido interés para la exploración de hidrocarburos, ha centrado por sí sola gran parte de las investigaciones geológicas en la República Dominicana. A continuación se señalan aquellos trabajos que se han considerado del máximo interés para la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de ella.

Las primeras exploraciones sistemáticas tuvieron lugar a principios del siglo pasado con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan *et al.* (1921), para el Servicio Geológico de Estados Unidos, y Dohm (1941), Bermúdez (1949), y otros, para la Dominican Seaboard Oil Company. Una recopilación de estos trabajos pioneros se puede consultar en Mann *et al.* (1991a). El estudio de las perspectivas petrolíferas de las cuencas del sur del país continuó, a impulsos, durante las décadas siguientes, y en el caso de la cuenca de Enriquillo el mayor esfuerzo de exploración lo hizo la Canadian Oil Company Ld. a finales de los años 70 (1979). 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 de los mismos se ha podido consultar en la síntesis de Norconsult (1983). En la actualidad, la exploración de hidrocarburos continúa en la zona de forma puntual, concretamente en la Hoja de Boca Cachón, pero por su carácter confidencial no se ha podido acceder a estos datos de nueva adquisición.

Al margen de las investigaciones petrolíferas, es a partir de la década de los setenta cuando se produjo un notable impulso de los conocimientos geológicos de la República Dominicana, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales o de licenciatura de carácter

regional, entre las que, relacionadas con esta zona, cabe señalar las siguientes: Llinas (1972, una de las primeras tesis geológicas del país elaborada por un nativo, que estudia el margen norte de la sierra de Bahoruco y la zona adyacente de la cuenca de Enriquillo; Osiris de León (1983), también dominicano, que estudia las características geológicas e hidrogeológicas de la región SO de la R. D; Mann (1983), centrada, en buena parte, en aspectos estructurales y estratigráficos de la cuenca de Enriquillo; Cooper (1983), que aborda la estratigrafía y tectónica de la sierra de Martín García; Breuner (1985), que hace lo mismo con la sierra de Neiba; Van der Berghe (1983), con estudios similares sobre las sierras de La Selle y Bahoruco; Mercier de Lepinay (1987), que desarrolla un estudio estratigráfico y estructural del conjunto de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica; o Heubeck (1988), esencial para la comprensión de las unidades paleógenas del extremo SE del Cinturón de Peralta.

A esta época también pertenecen las publicaciones de Bourgois et al (1979) que describe el primer corte de la Sierra de Neiba; Biju-Duval (1983), sobre aspectos estratigráficos y estructurales del *on-shore* y *off-shore* del sur de la R. D.; o Mann *et al.* (1984) y Taylor (1985) que hacen las primeras descripciones y dataciones del arrecife subactual que rodea el lago Enriquillo.

Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de términos referentes a Formaciones, la Servicio Geológico Nacional (1984) 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. En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (SGN- BRG 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)

Junto con las anteriores, la cartografía de síntesis más notable de la isla es la que acompaña a la recopilación de artículos que integran el volumen especial (262) para la Sociedad Geológica de América de Mann *et al.* (1991a) y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos

que afectan de forma específica al territorio ocupado por esta Zona Suroeste del Proyecto y su entorno regional; de entre ellos cabe destacar los de: Dolan *et al.* (1991) con una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico; Heubeck y Mann (1991), que determinan la estructura y evolución tectónica de la terminación suroriental de la Cordillera Central; McLaughlin *et al.* (1991), quienes abordan la descripción bioestratigráfica y paleogeográfica de los materiales de las cuencas de Azua y Enriquillo; y Mann *et al.* (1991 d), que proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas.

Entre los trabajos más recientes con incidencia regional o local en la zona de estudio hay que citar el de Mann *et al.* (1995) que se apoya en datos de la cuenca de Enriquillo (entre otros) para proponer un modelo geodinámico de la región NE de la Placa del Caribe; el volumen especial 326 de la Sociedad Geológica Americana sobre el modelo tectónico y neotectónico del margen septentrional de la placa del Caribe (Dolan y Mann, 1998); el de Mann *et al.*, (2002) que incide en la misma cuestión a partir de la medida con GPS de desplazamientos de grandes fallas, entre ellas la de Enriquillo; de mayor relevancia es la publicación de Mann *et al.* (1999) por lo que supone de puesta al día del estado de conocimiento de la cuenca de Enriquillo a partir de datos anteriores y de una revisión de la geología del subsuelo utilizando la antigua sísmica de la Canadian Oil Company; también a tener en cuenta, es el trabajo de Pubellier *et al.* (2000), sobre la evolución estructural del sector meridional de La Española con citas específicas a la zona de estudio y su entorno

Por último cabe mencionar los trabajos realizados en la zona o próxima a ella, dentro del mismo Programa SYSMÍN en el que se encuadra el presente proyecto: el de mayor importancia, por lo que de continuidad tiene con éste, es el Proyecto C de Cartografía Geotemática, realizado por el consorcio IGME-PROINTEC-INYPSA en el periodo 1997-2000; también de gran interés por su aplicación a los aspectos hidrogeológicos de la región, es el Estudio Hidrogeológico Nacional-Valle de Neiba (Acuater, 2000); y por su aportación al conocimiento de la principales explotaciones de la región, hay que citar el Estudio de los Depósitos de Yesos de Las Salinas (Prointec, 1999), y el Estudio sobre las Rocas Ornamentales de Samaná y Vicente Noble (Prointec, 1999).

2. ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía de la Hoja 1:50.000 de Galván está definida por una sucesión de materiales sedimentarios, fundamentalmente carbonatados y, de forma subordinada, también detríticos, en la que se intercalan varios episodios volcánicos, alguno de ellos de importancia considerable. Esta sucesión estratigráfica comprende la mayor parte del Cenozoico, más concretamente desde el Eoceno Inferior hasta el Cuaternario, y a ella hay que añadir un pequeño, pero significativo, afloramiento aislado de materiales mesozoicos. Se pueden distinguir los siguientes conjuntos estratigráficos (Fig. 2.1.1):

- Cretácico Superior. Corresponde a un bloque o pequeña esquirra de calizas y pizarras oscuras, bien datadas como Cretácico Superior que, de forma exclusiva, se han identificado en el curso del río el Manguito relacionadas con un afloramiento de rocas volcánicas. Su edad es la más antigua hasta ahora obtenida en la sierra de Neiba, y en el presente trabajo se especula con la posibilidad de que estos materiales representen el sustrato de las series paleógenas de este dominio.

- Paleógeno. Comprende las series carbonatadas, claramente predominantes en la Hoja, que, en conjunto, se agrupan bajo la denominación genérica de Fm Neiba; su edad es fundamentalmente paleógena (Eoceno-Oligoceno) pero se extiende hasta el Mioceno Inferior. Incluye el "Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba" que consiste en una sucesión de materiales volcánicos (de composición básica e intermedia) y sedimentarios, de espesor variable y notable continuidad lateral, cuya presencia en los sectores centrales de la sierra ha permitido a su vez separar una Fm Neiba infrayacente (Fm Neiba inferior) de otra suprayacente (Fm Neiba superior). En los sectores más meridionales de la sierra de Neiba este conjunto volcanosedimentario no aflora, o lo hace de forma muy restringida; esto, y unas particulares condiciones de afloramiento y litológicas de la Fm Neiba, generalmente muy brechificada, ha condicionado la cartografía de esta formación en estos sectores como un único conjunto indiferenciado (Fm Neiba indiferenciada o brechoide) cuya correlación con las dos anteriores es dudosa.

Fig 2.1.1

Esuema Geológico de la Zona L-SO

Fig 2.1.1-Leyenda

Leyenda del Esquema Geológico de la Zona L-SO

- Mioceno. Coincide con la Fm Sombrerito en todas sus variedades, si bien en la Hoja de Galván dominan las facies más características de esta formación: margas ocreas con intercalaciones de calcarenitas o alternando con ellas. También se ha cartografiado en esta Hoja, procedente de la Hoja contigua de La Descubierta donde tiene su principal desarrollo, la terminación de una banda de calcarenitas, margocalizas y margas que, con edad similar o ligeramente más moderna que la Fm Sombrerito, se ha incluido, tentativamente, dentro de ella bajo la denominación de la Unidad de Cortadero.
- Mioceno superior-Pleistoceno. En este conjunto estratigráfico se agrupan las formaciones neógenas y del Cuaternario basal que forman parte del relleno de las cuencas de Enriquillo y San Juan. En la Hoja de Galván la secuencia aparece muy incompleta al estar exclusivamente representada por la Fm Trinchera de la depresión de Vallejuelo, apéndice de la de San Juan, y por las facies marginales de la Fm Arroyo Blanco y sus equivalentes continentales (Fm Arroyo Seco) de la cuenca de Enriquillo
- Pleistoceno Superior-Holoceno. En este conjunto se agrupan las formaciones cuaternarias más recientes cuyo depósito está relacionado con la última creación de relieve. Algunas de ellas siguen relacionadas con la evolución de la cuenca de Enriquillo de la que conforman sus últimos depósitos; es el caso del arrecife subactual que circunda el lago, y del sistema de conos de deyección y abanicos aluviales encajados que, procedentes de los relieves contiguos, lo rodean periféricamente. El resto tiene que ver con la dinámica fluvial y de escorrentía superficial, gravitacional o lacustre.

La distribución cartográfica de estos conjuntos en la Hoja de Galván está controlada por una estructura de grandes pliegues anticlinales o anticlinoriales de amplio radio y dirección ONO-ESE (eventualmente NO-SE) a E-O, que limitan corredores sinclinales más estrechos con los que el contacto se produce mediante fallas de medio o alto ángulo y movimiento inverso o inverso-direccional, generalmente con vergencia sur. Así, los dos grandes anticlinales representados en la zona central y SO de la Hoja, respectivamente de El Aguacate y Las

Cañitas, están casi enteramente ocupados por las formaciones calcáreas paleógenas (Fm Neiba) de las cuales, las más antiguas (Fms. Neiba inferior y Neiba brechoide) afloran en sus núcleos, mientras que la más moderna (Neiba superior) suele ocupar los flancos. La parte más externa de éstos y del sinclinal contiguo al norte con el primero, (sinclinal de Vallejuelo), es la principal zona de afloramiento de la Fm Sombrerito. Esta formación también ocupa la totalidad del estrecho corredor que existe entre ambas estructuras anticlinales donde forma un sinclinal volcado (sinclinal de Apolinar Perdomo), con el flanco septentrional pinzado parcialmente. La formación Trinchera, que estratigráficamente ocupa la base de la secuencia del Mioceno Superior-Pleistoceno de relleno de las cuencas de San Juan y Enriquillo, aflora en el núcleo del sinclinal de Vallejuelo; las Fms. Arroyo Blanco y Arroyo Seco, correspondientes al intervalo superior de esta secuencia, lo hacen adosadas al flanco meridional del anticlinal de Las Cañitas, donde se apoyan se manera discordante sobre la Fm Neiba superior. En cuanto a las formaciones cuaternarias más recientes, las de mayor extensión son los sistemas de conos y abanicos aluviales que se instalan o instalaban a la salida de los principales ríos y arroyos de la zona; en ellos que se distinguen varios niveles de encajamiento, algunos muy elevados respecto al nivel de base actual. Le sigue en importancia por su extensión y ocurrencia en la Hoja, los deslizamientos, que se producen en la zona de contacto entre los materiales calcáneos más competentes de la Fm Neiba y los lutíticos-margosos menos competentes de la Fm Sombrerito o del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate.

2.1 Cretácico

2.1.1 Cretácico Superior.

2.1.1.1 Unidad el Manguito (nom. nov) (1). Alternancia de calizas y lutitas pizarrosas de tonos oscuros con niveles de basaltos. Cretácico Superior. K₂

Aunque de forma implícita algunos autores han supuesto que las formaciones eocenas identificadas en las primeras cartografías del núcleo de la sierra de Neiba pudieran comprender también parte del Cretácico (Mann *et al* 1991 b), no hay referencias concretas a rocas de esta edad. En la Chaine de Matheux, prolongación al oeste de la sierra de Neiba, Kesler (1971) cita la presencia de rocas ígneas de edad comprendida entre el Cretácico y el Mioceno, pero la naturaleza de estas rocas aconseja tomar estas edades con reservas. Por

esta razón y pese a lo limitado de su afloramiento, la unidad de El Manguito que se describe en este epígrafe tiene una importancia singular.

Su nombre se ha tomado del río el Manguito en cuyo curso aflora a escasos 1000 m aguas arriba de la pequeña represa que marca el comienzo de su encajamiento entre las paredes calcáreas de la formación Neiba (s.l.). El afloramiento es de escasas dimensiones y, dado el fuerte encajamiento del río, no ofrece demasiadas posibilidades de observación respecto a su continuidad y relaciones con las formaciones contiguas.

Se trata de una serie de calizas grises muy recristalizadas dispuestas en capas de 30 a 50 cm de espesor, que alternan con niveles subordinados de lutitas pizarrosas negras y basaltos. La serie aparece muy replegada y desmembrada en bloques o fragmentos que, en conjunto, forman parte de un afloramiento de mayores dimensiones de basaltos y brechas volcánicas de composición básica que ocupa unos 500 m a lo largo de este tramo del cauce del río. En la cartografía se ha interpretado que este conjunto volcánico es una intercalación en la Fm Neiba brechoide, similar y, probablemente equivalente, al Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba que aflora en sectores más septentrionales, y que la unidad de El Manguito está incluido (quizá arrancado y transportado) dentro de ella. Los basaltos intercalados en esta unidad son en aspecto y petrográficamente similares a los del Conjunto Volcanosedimentario (ver apartado 2.2.1.6 y 10) y su separación a escala de afloramiento ha resultado imposible

Las calizas corresponden a wackestones biocásticos de globigerináceos, muy probablemente depositados en una plataforma abierta. Se ha identificado una asociación de *Hedbergella sp.*, *Heterohelix sp.* (cf. *H. globulosa*) y *Globotruncana*, que permite asignar esta unidad al Senoniano.

La fuerte tectonización que, al menos en apariencia, ofrece esta unidad, ha condicionado interpretar su límite meridional como un pequeño cabalgamiento o falla inversa, al que sin embargo, dadas las malas condiciones de afloramiento, no se le ha podido dar continuidad en las formaciones adyacentes. Tampoco las observaciones realizadas en éstas, ni la foto aérea o la imagen satélite, indican la presencia de una estructura mayor de este tipo. En consecuencia, no se excluye la posibilidad de que este fragmento de rocas cretácicas haya sido “arrancado” de su posición original durante el ascenso del material volcánico que lo engloba. En cualquier caso, es razonable pensar que la unidad de El Manguito represente

parte del sustrato de las formaciones paleógenas. A ello contribuye la signatura geoquímica obtenida en los basaltos de esta unidad (ver apartado 2.2.1.11).

2.2 Paleógeno

2.2.1 Eoceno Inferior-Mioceno Inferior

Las primeras referencias a la Fm Neiba (en sentido amplio) se remontan a los trabajos pioneros de (Vaughan, 1921) para el Servicio Geológico de los EEUU a quien se le debe la definición de la Fm Plaisance en dominios equivalentes a la sierra de Neiba en Haití. A partir de esta primera denominación, dos décadas después, el equipo de la Dominican Seaboard Oil Company (especialmente Dohm, 1941, 42; Arick 1940; Wallace 1947, recopilados en Bermúdez 1949) establece para el Paleógeno de la sierra de Neiba y de Bahoruco una estratigrafía integrada por las Fms. calcáreas Plaisance, en la base, Neiba, y, a techo, la Fm Sombrerito, esta última considerada de edad Oligoceno hasta fechas recientes.

Los autores que trabajaron durante las décadas de los 70 y 80 en ambos dominios e incluso en la exploración de hidrocarburos de la cuenca de Enriquillo, han mantenido esta estratigrafía, con diversas modificaciones y precisiones de edades (Llinás, 1972; Bourgois *et al.*, 1979; Breuner 1985; Canadian Oil Company 1979; Norconsult 1983). No obstante en las publicaciones de síntesis más recientes se observa una tendencia a emplear la denominación Neiba en sentido amplio para nombrar estas formaciones, lo que sin duda es consecuencia de los problemas de correlación entre ambas sierras (García y Harms, 1988; Mann *et al.*, 1991c).

Por considerar que en las mencionadas definiciones estratigráficas de las Fms. Plaisance y Neiba no se citan sus relaciones con la serie volcánica de El Aguacate (equivalente) y ante la imposibilidad de visitar durante el desarrollo de este trabajo las series tipo de, por ejemplo, la Fm Plaisance, en el presente trabajo se ha decidido no reproducir exactamente este modelo estratigráfico y se ha optado por denominaciones más generales que atienden a la posición de la formación respecto a esta serie volcánica (Neiba inferior-. 2 - o superior - 10 -) o, en ausencia de esta, de su aspecto litológico más llamativo en campo (Neiba brechoide – 3 -). No obstante, en todos los casos se indican las posibles correlaciones con las denominaciones tradicionales (Ver Fig. 2.2.0)

Fig. 2.2.0

Cuadro correlación de unidades

La Fm Neiba no es exclusiva de estos dominios ya que también aflora en el extremo occidental del Cinturón de Peralta, en posición frontal, cabalgando hacia el sur sobre la cuenca de San Juan. En este cinturón, la Fm Neiba coincide en edad, al menos en parte, con la Fm Jura, bien datada como Eoceno Medio, circunstancia que ha sido aprovechada por algunos autores para proponer, pese a su desconexión cartográfica, la posible correlación entre ambas formaciones (Díaz de Neira, 2000 a y b; Hernaiz Huerta, 2000 b). Por otra parte, en el informe de la cartografía geológica de cuadrante 1:100.000 de San Juan, García y Harms, 1988 señalan diferencias en la edad de la Fm Neiba, dependiendo de su adscripción al cinturón de Peralta, donde le dan un rango de edad entre el Paleoceno y el Oligoceno, o al dominio de la sierra de Neiba, donde sería más moderna con un rango entre el Eoceno Medio y el Mioceno Inferior. Las dataciones realizadas en las Hojas de Bánica y Arroyo Limón pertenecientes al Proyecto K de cartografía geológica, sin embargo asignan esta formación al Eoceno Medio/Superior-Oligoceno (Sanz y Soler, 2004; Bernárdez y Soler, 2004).

En cuanto al Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate, su nueva denominación en este trabajo, surge de la necesidad de dar entidad a una serie compleja de litologías volcánicas y sedimentarias que, con una continuidad cartográfica mucho mayor que la hasta ahora citada, ha servido a su vez de referencia para definir la estratigrafía de la Fm Neiba. La cartografía de las Hojas de Galván y La Descubierta ha puesto de manifiesto la conexión de la mayoría de afloramientos de materiales volcánicos previamente reseñados en la sierra (Bourgeois *et al.*, 1979; Breuner, 1985; García y Harms, 1988); o su atribución al mismo intervalo estratigráfico. Al mismo tiempo, se ha podido constatar el acuñaamiento y presencia esporádica hacia el sur de este conjunto, lo que unido a unas particulares condiciones de afloramiento de la Fm Neiba ha impedido mantener la mencionada separación de Neiba inferior y Neiba superior, y en su lugar se ha establecido un conjunto carbonatado indiferenciado con un aspecto brechoide característico, pero de origen incierto, cuya correlación con estas formaciones no se ha podido realizar con precisión. Entre las citas previas a este conjunto cabe destacar la datación absoluta del mismo en la localidad de El Aguacate por el método K/Ar en 52.7 Ma, edad que, en términos generales, es consecuente con la determinada por métodos paleontológicos en este mismo trabajo y en trabajos previos. Dos nuevas dataciones absolutas realizadas en el transcurso de este proyecto, por los métodos de U/Pb en circones y Ar/Ar en hornblenda, sobre una misma muestra de coladas andesíticas intercalada en las facies mayoritarias de brechas y tufitas de la Hoja de

La Descubierta, han arrojado edades de $51,7 \pm 0,5$ (Friedmann, 2004) y $50,1 \pm 3,4$ (Ullrich, 2004) Ma, que confirman la anterior (Fig. 2.2.1).

Dentro de este conjunto se ha separado una unidad predominante de brechas volcánicas y tufitas (4) entre las que se intercalan niveles, a veces con entidad cartográfica, de basaltos (6) y andesitas (7). Coexisten con estas litologías netamente volcánicas intervalos de origen sedimentario formados por calcarenitas laminadas y margas (4), por una alternancia de calizas, margocalizas y margas y brechas volcánicas (8), o por conglomerados y brechas polimícticas que alternan con tobas, brechas volcánicas, grauvacas y calizas (9).

Para una mayor facilidad de lectura y comprensión, a continuación se describen estas unidades sin seguir estrictamente su orden cronoestratigráfico, si no agrupadas bajo el epígrafe general de la Fm Neiba, primero, y del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate, después.

LA FORMACIÓN NEIBA

2.2.1.1 Fm Neiba inferior (nom. nov.) (2). Calizas en bancos o masivas de tonos grises, ocasionalmente con sílex. Eoceno Inferior-Medio. P_2^{1-2}

Se denomina con este nombre a las series carbonatadas que afloran estratigráficamente por debajo del Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate. En la zona de proyecto, esta formación se distribuye, preferentemente, por las zonas septentrionales de las Hojas de Galván y La Descubierta, y la mayor parte de la Hoja fronteriza de Boca Cachón, desde donde se prolonga a las sierras contiguas de Haití. Sus afloramientos coinciden con los principales núcleos anticlinales de la zona central de la sierra de Neiba. En la Hoja de Galván, pese a su gran extensión, apenas hay algunos buenos afloramientos (en las inmediaciones de El Aguacate, La Rosa-El Mundito y Río Arriba), ya que el resto son parajes de difícil acceso donde, además, la fuerte carstificación no facilita la observación de la roca fresca. La descripción que sigue a continuación es un compendio de las observaciones realizadas en las tres Hojas mencionadas.

Independientemente de su posición estratigráfica, esta formación se diferencia bien en paisaje por el aspecto masivo y de tonos grises oscuros de sus bancos calcáreos, que se contraponen al aspecto más tableado y de tonos más claros de la Fm Neiba superior.

Fig. 2.2.1

Edades absolutas CVS el Aguacate

También es característico de esta formación, tanto en paisaje como en foto aérea, la citada carstificación que la afecta, que generalmente no es tan acusada en la Fm Neiba superior. A escala de afloramiento, sin embargo, las diferencias entre estas dos formaciones se reducen notablemente, ya que ni siquiera la presencia de sílex en nódulos o niveles, es exclusiva de ninguna de ellas.

En detalle, la Fm Neiba inferior, consiste en una monótona sucesión de calizas, de color gris-crema en corte fresco, que se disponen en bancos y capas de orden métrico y decimétrico, rítmicamente estratificados y separados por niveles centimétricos de margas. La presencia de niveles o nódulos de sílex es común pero muy variable y sin pautas determinadas. Los tipos petrográficos dominantes en la práctica totalidad de la serie son *mudstones* y *wackestones* bioclásticos de foraminíferos planctónicos y bentónicos. La continuidad lateral de estas litologías, sin cambios de fábrica, la ausencia de estructuras sedimentarias tractivas, la fauna de planctónicos, y la ciclicidad poco manifiesta o de tendencia positiva, presuponen un ambiente de cuenca de rampa o una plataforma de baja energía, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas.

No obstante, en distintos puntos se ha podido constatar que los metros superiores de la serie, inmediatamente en el tránsito o debajo del conjunto volcanosedimentario coinciden con una importante somerización que se identifica por la presencia de tipos texturales más gruesos (*packstones-rudstones*) en los que son frecuentes los macroforaminíferos, y los restos de corales y algas: en La Rosa-El Mundito (Hoja de Galván) se estima que al menos los 20 metros superiores corresponden a estas facies someras de plataforma interna; en Angel Félix (Hoja de Boca Cachón), este espesor se reduce a los 2-3 metros últimos que están en contacto con las brechas volcánicas del conjunto volcanosedimentario, aunque la identificación de otro posible nivel de facies similares, algunas decenas de metros (estratigráficamente) más abajo en la serie, indica que puede haber más de un ciclo de somerización.

En la zona de proyecto (ni, pensamos, en toda la sierra de Neiba) no aflora la base de la serie, por lo que se desconoce su espesor total. Las observaciones de campo y la construcción de los cortes geológicos obligan a considerar 1000 a 1500 de espesor mínimo en el anticlinal de El Aguacate; espesores similares se han deducido en las Hojas contiguas de La Descubierta y Boca Cachón.

Se supone que esta formación correlaciona, al menos en parte con la Fm Plaisance de Vaughan (1921) a la que en la literatura también se le asignan facies someras (Cooper, 1983). Esta formación también correlaciona parcialmente con la Fm Vallejuelo de Breuner (1985), aunque la utilización de este término por este autor no fue muy afortunada, no sólo por la indefinición de su cartografía, si no, principalmente, por que lo hace para designar una formación dolomítica inferior de la que no se ha tenido constancia en el presente trabajo.

Las dataciones paleontológicas, realizadas con foraminíferos principalmente, son poco precisas para esta unidad como tampoco lo son separadamente para las Fms. Neiba superior o Nieba brechoide o para el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate, ya que en su mayoría no afinan más allá de un probable Eoceno o Eoceno Medio-Superior. Se ha podido comprobar que Cepek (1991), en su magnífica recopilación de edades de formaciones sedimentarias de toda la isla para la elaboración del Mapa de la Misión Alemana (SGN-BGR 1991), no obtuvo mejores resultados en esta zona ni con foraminíferos ni con nannoplancton y sus edades de la Fm Neiba en general coinciden con las obtenidas en este trabajo

El análisis de todas las dataciones en conjunto y de forma integrada con la cartografía, y atendiendo especialmente a las mejores determinaciones, se puede decir que el intervalo de ocurrencia de la Fm Neiba (en sentido amplio) comprende desde todo el Eoceno hasta el Mioceno Inferior, ya que ambas edades han sido bien reconocidas en muestras de la formación, la última coincidiendo en general con los términos más altos de la serie. La microfauna encontrada en muestras de la Fm Neiba inferior es en general representativa del Eoceno o, en todo caso del Eoceno Medio-Superior, pero sin mayores precisiones: *Globigerina sp.*, *Turborotalia sp.*, *Globigerapsis sp.*, *Catapsidrax sp.*, *Amphistegina sp.*, *Gypsínidos*, *Operculina sp.*, *Bulimínidos?*, *Miliólidos?* *Radiolarios* y *Rotálidos*, además de *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, *Ostrácodos* y *Bivalvos*. Sin embargo, la datación del Luteciano en una muestra de la base del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate (ver más adelante) obliga a considerar como edad más probable de la Fm Neiba inferior, el Eoceno Inferior-Medio.

2.2.1.2 Fm Neiba superior (nom. nov.) (10). Calizas tableadas, frecuentemente con sílex y (hacia techo) alternancia de calizas tableadas, margocalizas y margas. Eoceno Medio-Superior. P_2^2 - N_1

Se ha llamado así a la serie calcárea que aflora inmediatamente por encima del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate. En la zona de proyecto se distribuye principalmente por las Hojas de Villarpando, Galván, La Descubierta y en menor medida, Boca Cachón, donde recibe esta misma denominación; y también en las Hojas de Vicente Noble (sierra de Martín García), La Salina y Barahona (sierra de Bahoruco), donde se denomina con la acepción más amplia de Fm Neiba. En la Hoja de Galván es sin duda la formación con mayor representación, al aflorar por casi todo su territorio asociada a los flancos y las terminaciones periclinales de los anticlinales de El Aguacate y Las Cañitas. Sus mejores puntos de observación están en los primeros kilómetros de la carretera a El Aguacate, en algunos afloramientos con acceso a pie desde esta localidad, y en la pista de La Rosa-El Mundito.

La formación se presenta como una sucesión monótona de capas decimétricas de calizas de tonos claros que le dan un característico aspecto tableado. Hay intercalaciones margosas subordinadas que, no obstante, adquieren cierta importancia en los términos superiores de la serie. Son frecuentes las ocurrencias de sílex en niveles o nódulos, aunque con una distribución aleatoria. La mencionada disposición tableada de la serie facilita su intenso replegamiento en las zonas de mayor tectonización. Las condiciones de afloramiento no favorecen la observación del contacto con el conjunto volcanosedimentario infrayacente, pero en general se trata de un contacto neto y concordante. Excepcionalmente, en las inmediaciones de Ángel Félix (Hoja de Boca Cachón), el tránsito entre estas dos formaciones parece más gradual al existir varias intercalaciones de material volcánico en la parte baja de la Fm Neiba superior. En ausencia del conjunto volcanosedimentario, el contacto con la Fm Neiba brechoide es más indefinido y para su cartografía se ha utilizado una mezcla de criterios como la aparición hacia muro de las facies más someras propias de esta última formación o, en paisaje, la desaparición del característico aspecto tableado de la Fm Neiba superior y su sustitución por el aspecto más masivo y brechoide de la infrayacente. El contacto con la Fm Sombrerito suprayacente es también difícil de observar, pero en general, se trata de un contacto concordante que viene determinado por un progresivo pero rápido incremento de los términos margosos, que adquieren típicas tonalidades ocres y empiezan a intercalar calcarenitas propias de ambientes más profundos.

Sin embargo, como se verá más adelante, en algunos puntos, el contacto entre estas dos formaciones coincide con un nivel de brechas volcánicas o sedimentarias con clara procedencia volcánica.

Las calizas son, en su mayoría, *mudstones* y *wackestones* bioclásticos de foraminíferos planctónicos (en menor proporción bentónicos), muy similares en facies a las descritas para la Fm Neiba inferior y por tanto asimilables a los mismos ambientes sedimentarios (cuenca de rampa o plataforma de baja energía). El espesor oscila entre los más de 1000 m cartografiados en la parte central de la Hoja de Galván, a los 300-500 m de los sectores septentrionales y meridionales de esta misma Hoja y de la mitad oriental de la Hoja de La Descubierta. En la mitad occidental de esta última Hoja, la Fm Neiba superior reduce notablemente su espesor al estar sustituida en parte por la Fm Neiba brechoide y acaba desapareciendo contra las grandes fallas que delimitan las unidades en este sector o debajo de depósitos más recientes.

La Fm Neiba superior, tal y como se considera en este trabajo, correlaciona con la Fm Neiba descrita por algunos autores previos por encima de la Fm Plaisance (equipo de la Dominican Seaboard Oil Company; Llinás 1972; Breuner 1985; Cooper 1983); o con la parte alta de la Fm Neiba indiferenciada que recogen algunas cartografías de síntesis (Misión Alemana, SGN-BGR 1991; Mann *et al.* 1991c).

Las dataciones micropaleontológicas de esta formación tienen las mismas imprecisiones mencionadas anteriormente para la Fm Neiba inferior, si bien, en este caso son mayoritarias las asociaciones del Eoceno Superior (*Acarinina af. soldadoensis*-*Broniman*, *Morozowella sp.*, *Pseudohastigerina sp.*, *Globigerina sp.*, *Turborotalia af. cocoaensis*, *Globigerapsis sp.*, *Globocadrina sp.*, *Distichoplax biserialis* –*Dietrich*-, entre otros, además de *Radiolarios*, *Cibícides sp.*, *Epónides sp.*, *Rotálidos*, *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Gasterópodos* etc); y en los términos más altos de la serie se reconoce, sin ningún género de dudas el Mioceno inferior, (*Globigerinoides conglobatus*-*Brady*-, *Globigerinoides gr. trilobus*, *catapsidrax dissimilis* –*Cushman* y *Bermúdez*-, *Globigerinita sp.*, *Globocadrina sp.*, *Catapsidrax cf. stainforthi* –*Bolli*, *Loeblich* y *Tappan*-. además de *dientes de peces*, *radiolas*, *Floribus boueanum*- *d'Orb*, *Cibícides sp.*, *Ammonia gr beccari* -*Linneo*-, *Gyroidina sp.*, *Cassidulina af. laevigata* *d'Orb*, *Vermeuilina sp.*, *Parrella sp.*) Resulta llamativo de estas determinaciones que nunca o sólo de forma esporádica, se identifique al Oligoceno lo que más que a una ausencia de este piso, muy probablemente se deba a la ausencia de asociaciones que lo

identifiquen. Atendiendo a estas asociaciones y considerando además la anteriormente mencionada datación del Luteciano en la base del Complejo Volcanosedimentario, en este trabajo se propone como edad más probable de la Fm Neiba superior, el intervalo Eoceno Medio (alto)?- Mioceno Inferior.

2.2.1.3 Fm Neiba brechoide o indiferenciada (nov. nom.) (3). Calizas masivas, generalmente arrecifales, mal estratificadas y frecuente aspecto brechoide, carnional o pulverulento, con niveles subordinados de calizas tableadas, margas y margocalizas. Eoceno Inferior-Superior. P₂¹⁻³

Se ha definido por primera vez en este trabajo como Fm Neiba brechoide al conjunto carbonatado que aflora en la mitad meridional de las Hojas de Galván y La Descubierta con unas características peculiares que consisten, principalmente, en su aspecto masivo, frecuentemente carnional y pulverulento, y un alto grado de brechificación. Estas características son de tipo secundario y, aunque parece que inciden o se desarrollan sobre un tipo litológico mayoritario, pueden afectar a varias facies o formaciones, y de ahí que se haya utilizado también en su definición el término "indiferenciada" y que, en cualquier caso, el rango de formación con la que se la considera, se deba tomar de manera absolutamente informal. Sin embargo, el hecho de que este aspecto carnional-pulverulento y sobre todo brechoide se mantenga a lo largo de un área de extensión considerable y que, en consecuencia, las litologías originales sean difíciles de reconocer incluso en los mejores afloramientos, ha aconsejado esta solución. A ella contribuye, por otra parte, la escasa presencia, en esta parte meridional de las Hojas mencionadas, del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate, que lo hace en dos pequeños afloramientos desconectados del nivel cartográfico principal con el que, por tanto, no existe posibilidad de correlación directa. Tampoco contribuye a la delimitación estratigráfica de esta unidad y su correlación con las unidades adyacentes, la vaguedad de sus dataciones, que la asignan con seguridad al Eoceno pero sin más precisión.

Los afloramientos más típicos de esta formación ocurren en un amplio sector al N y NE de la localidad de La Descubierta, en la Hoja con este mismo nombre. Son calizas masivas de tonos rosados y blanquecinos, con el mencionado aspecto carnional y pulverulento, que conforman un relieve de lomas suaves al que sin duda favorece su fácil meteorización química por carstificación. El aspecto pulverulento deriva de un efecto combinado de la brechificación de la roca y de su pureza en CO₃Ca, propiedades que facilitan su extracción

para aprovechamiento industrial. Este aspecto “externo” y claramente secundario de la roca, permite reconocer, no obstante, en un número suficiente afloramientos, la litología original. Se trata de *packstones-grainstones* a *rudstones-floatstones* de macroforaminíferos y fragmentos de corales, algas rojas, gasterópodos, bivalvos etc, que de forma constante se extienden hasta los relieves al sur de El Higo de La Cruz. Pese a la imposibilidad de levantar columnas estratigráficas, no hay duda en asignar estas facies, por sus asociaciones de fauna, a ambientes someros de plataforma interna, en los que, con frecuencia, las aguas agitadas debían favorecer el desarrollo de arrecifes.

Las mismas facies, con igual aspecto externo, se han reconocido en la Hoja de Galván en la carretera da Las Cañitas, de tal forma que la formación presenta una notable continuidad cartográfica en la mitad meridional de estas dos Hojas, siempre asociada a núcleos de anticlinales de gran radio. La ausencia de estratificación es significativa y resulta difícil la medida de buzamientos. No obstante, en los sectores más orientales de la Hoja de La Descubierta y en la propia Hoja de Galván, las facies groseras de macroforaminíferos alternan o coexisten con términos mejor estratificados de *wackestones* de foraminíferos plantónicos y bentónicos, en lo que se interpreta como una alternancia de ciclos de plataforma interna-plataforma externa (somera). Estas facies mejor estratificadas y relativamente más profundas son las que finalmente dan paso, en la parte alta de la serie, a la Fm Neiba superior, que corresponde ya a un ambiente franco de plataforma externa abierta.

La correlación de la Fm Neiba brechoide con las Fm Neiba inferior y superior es una cuestión no del todo resuelta en la cartografía de esta región. Por una parte no hay dudas de que la Fm Neiba brechoide se sitúa estratigráficamente por debajo de la Fm Neiba superior y que, por tanto, en su mayoría, debe ser lateralmente equivalente a la Fm Neiba inferior. La presencia de un pequeño nivel volcánico cerca del contacto entre las Fms. Neiba brechoide y Neiba superior, no garantiza que éste sea equivalente cronoestratigráficamente al contacto que existe entre esta última formación y el conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate en sectores más septentrionales. En la cartografía, más bien parece que la Fm Neiba brechoide va sustituyendo, progresivamente hacia el oeste, a términos cada vez más altos de la parte baja de la Fm Neiba superior. Por otra parte, en contra de lo que se acaba de decir, resulta absolutamente chocante la fuerte confrontación de facies que se da al norte de la localidad de la Descubierta entre las formaciones Neiba brechoide e inferior sin que se haya podido demostrar el supuesto paso lateral entre una y otra. Esto ha obligado a considerar en la

cartografía una falla de dirección N-S, necesariamente sinsedimentaria, que supuestamente regularía el contacto entre ambas formaciones.

En cuanto a la brechificación, que de forma tan particular, aunque no exclusiva, afecta a esta formación, no se ha podido determinar su origen. Descartado el origen tectónico por falta de evidencias, se debe pensar más bien en un proceso diagenético o en todo caso secundario que parece estar favorecido por unas condiciones litológicas específicas y, quizá, por una pérdida de volumen, que produce el colapso parcial de la roca. En este sentido, ni los afloramientos ni el estudio de las láminas delgadas han revelado un posible paso de fluidos que pudieran explicar las supuestas pérdidas de volumen.

Con estos antecedentes y sin que aflore su base, es difícil calcular el espesor de esta formación. De la construcción de los cortes geológicos se deduce que éste oscila entre los más de 1000 m en el sector central de la Hoja de La Descubierta hasta su total desaparición hacia el norte, este y oeste por acuñamiento o cambio lateral de facies hacia la Fm Neiba inferior. Se desconoce la evolución de esta formación hacia el sur bajo el subsuelo de la cuenca de Enriquillo y aunque de hecho no se ha reconocido en la sierra de Bahoruco, no se descarta su presencia en este dominio por debajo de la Fm Neiba superior.

Como se ha mencionado anteriormente, el contenido paleontológico de la formación permite asignarla, sin mayor precisión, al Eoceno: *Dyscocyclina sp.*, *Nummulites sp.*, *Actinocyclina sp.*, *Rotalia sp.*, *Operculina sp.*, *Eulepidina sp.*, *Nephrolepidina sp.*, *Lepidocyclina sp.*, *Globigerínidos?*, *Heterostegina?*, además de *Algas*, *Peneróplidos*, *Miliólidos*, *Textuláridos*, *Equinodermos*, *Moluscos*, *Lamelibranchios*, *Gasterópodos* y *Coralarios*. De acuerdo con estas asociaciones y en función de las citadas relaciones estratigráficas con las formaciones Neiba inferior y superior se ha decidido asignar la formación al intervalo Eoceno Inferior-parte baja del Eoceno Superior.

EL CONJUNTO VOLCANOSSEDIMENTARIO DE EL AGUACATE DE NEIBA

2.2.1.4 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (4). Brechas volcánicas masivas de composición básica con niveles de tobas bien estratificados e intercalaciones de coladas basálticas y andesíticas. Eoceno Medio-Superior. P₂²⁻³

Esta unidad constituye el cuerpo fundamental del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate. Aflora en los sectores centrales y septentrionales de las Hojas de Galván y La Descubierta rodeando periféricamente los asomos anticlinales de la Fm Neiba inferior, sobre la que se apoya de manera concordante. El contraste litológico y de competencia con esta formación y la suprayacente Fm Neiba superior, es la causa de que esta unidad dé lugar a estrechos valles interiores encajados entre los fuertes relieves calcáreos de la sierra de Neiba y de que, además, en ellos, la eventual presencia de agua a techo de los niveles impermeables favorezca el desarrollo de importantes deslizamientos.

La unidad se presenta generalmente alterada, por meteorización, a tonos rojizos característicos y son escasos sus cortes frescos. No obstante, casi siempre es posible reconocer el aspecto masivo y fragmentario de las brechas volcánicas, su componente mayoritario. Están formadas estas brechas por fragmentos angulosos a subredondeados, de 0,5 a 1 cm de tamaño medio, de rocas básicas, generalmente lavas basálticas y, en menor proporción andesíticas, que aparecen englobados en una matriz de tamaño de arena gruesa o microconglomerática de la misma composición. Aunque el tamaño mencionado es el más habitual, ocasionalmente, los fragmentos alcanzan dimensiones de tipo bloque. De igual forma, hay afloramientos en los que dominan las tobas de tamaño lapilli. La petrografía de estas rocas se describe en el apartado 2.2.1.10.

En la Hoja de La Descubierta este tipo litológico dominante está sustituido en parte por tobas de tamaño lapilli y tobas cineríticas laminadas, las cuales están bien representadas en el valle interno de Maniel-Los Bolos donde alternan con margas y calcarenitas equivalentes a la unidad 5. Se pone así de manifiesto una cierta polaridad en la distribución de facies de la unidad, determinada por la presencia de términos más proximales, en su mayoría piroclásticos o ligeramente epiclásticos, al este, y términos más distales y con mayor influencia sedimentaria al oeste. Esta distribución concuerda también con el hecho de que las intercalaciones de lavas basálticas y andesíticas sean más frecuentes en la Hoja de Galván, donde algunas de ellas adquieren entidad cartográfica, que en la de La Descubierta.

Los pequeños afloramientos de brechas volcánicas que ocurren en el interior de la Fm Neiba brechoide, por ejemplo, el del comienzo de la subida al Higo de la Cruz en la Hoja de La Descubierta o los del río el Manguito en la de Galván, en nada se diferencian desde el punto de vista litológico, con los ya descritos y por ello se han incluido en la misma formación. Sin embargo, como se ha mencionado en apartados precedentes, tampoco existe la certeza de

que formen parte del mismo episodio volcánico por lo que su posible correlación se debe tomar con precaución.

El espesor de todo el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate varía desde los más de 600 m del sector central de la Hoja de Galván, o los 200-300 de la parte norte de la Hoja de La Descubierta, a su total acuífamiento, al menos en superficie, en la parte meridional de esta Hoja. La mayor parte de él corresponde a esta unidad de brechas y tobas volcánicas que, no obstante, por su propia naturaleza, cambian notablemente de espesor.

2.2.1.5 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (5). Alternancia de calcarenitas ocre-amarillentas con laminaciones y ripples, limolitas y margas. Eoceno Medio-Superior. P₂²

Esta unidad se ha cartografiado, inmediatamente a techo de la Fm Neiba inferior de la que, en cierta forma, se podría haber considerado como su parte alta. Sin embargo el hecho de que en muchos afloramientos la unidad aparezca alternando con términos volcánicos o incorporando clastos de esta naturaleza, ha decidido su inclusión dentro del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate. Sus afloramientos se siguen, no sin cierta dificultad y de forma discontinua, en los flancos del anticlinal del Aguacate (Hoja de Galván) y, con mucho mejor acceso, en el sinclinal volcado de Los Bolos (Hoja de La Descubierta).

Se trata de una alternancia de calcarenitas de color ocre-amarillento dispuestas en capas de 10 a 50 cms de espesor que alternan con limolitas, margas y margocalizas de similares tonalidades. En algunos afloramientos de calcarenitas, una fina diseminación pone de manifiesto la presencia de minerales secundarios de Cu. El contacto con la Fm Neiba inferior infrayacente es concordante y se manifiesta por la aparición a techo de esta formación de un tableado de calcarenitas que gradualmente van incorporando intercalaciones de limolitas, margas y margocalizas y, en la parte superior, también tobas de grano fino laminadas. Las calcarenitas presentan, típicamente, laminación paralela a ligeramente ondulada y, junto con los niveles de margas y margocalizas, forman una sucesión de secuencias granocrecientes de orden métrico. En algunos niveles de calcarenitas más groseras también se han observado superficies y laminaciones onduladas de tipo *hummocky*, a veces marcadas por alineaciones de pequeños cantos blandos y, a techo *ripples* simétricos. Se confirma de esta forma la tendencia somerizante que ya se había puesto de manifiesto en los últimos metros de la Fm Neiba inferior. En algunos

afloramientos que rodean el anticlinal de El Aguacate en la Hoja de Galván, se han reconocido facies de calcarenitas más energéticas ya que incluyen o incorporan clastos de rocas volcánicas (basaltos y andesitas) de 1-2 cm de tamaño medio. En el sector oriental del sinclinal de Los Bolos (Hoja de La Descubierta) y el corredor continuación de éste que lleva a La Finca, el predominio de margas respecto a las calcarenitas es tan acusado que en la cartografía se ha considerado una unidad aparte con estas características, en cambio de facies con la anterior. Sin embargo, en el extremo occidental del mismo sinclinal de Los Bolos, se produce el efecto contrario al desaparecer casi por completo las intercalaciones margosas y quedarse la serie en una monótona sucesión tableada de calizas y calcarenitas laminadas y con ripples. Su espesor varía entre 50 y 100 m.

En conjunto, los ciclos arenisca-limolita-marga de esta unidad y, en concreto, los mejor caracterizados del sector de Los Bolos, se interpretan como capas de tormenta relativamente distales, depositadas por debajo del nivel de base del oleaje; los términos más groseros corresponderían a facies más proximales, depositadas por encima del nivel de base del oleaje. Todo ello se sitúa en el contexto de una plataforma marina carbonatada con eventos tempestuosos cíclicos, tal vez relacionados con la actividad volcánica.

En lámina delgada, las calizas y calcarenitas de esta unidad presentan una gran variedad textural, desde *mudstones-wackestones* a *grainstones-rudstones* de foraminíferos planctónicos y bentónicos con fragmentos de *Equinodermos*, *Bivalvos*, *Gasterópodos*, *Ostrácodos*, *Briozoos* y frecuentemente también de algas y corales. Las asociaciones de fauna en general caracterizan bien, el intervalo Eoceno Medio-Superior, y con ambigüedades, incluso, el Mioceno Inferior: *Globigerina* sp., *Globocadrina* sp., *Globigernatheka* sp., *Globigerinapsis* sp., *Turborotalia* sp., *Acarinina* sp., *Planorotalites* sp., *Amphistegina* sp., *Nummulites* sp.; *Praerbulina* gr. *glomerosa-circularis* Blow; *Globorotalia* af. *atthaeomenardii* Bolli, *Globigerinoides* sp. Sin embargo, una de las muestras ha dado una asociación diagnóstica del Luteciano: *Acarinina* sp. (cf *A. soldadoensis*-Broniman-), *Globigerina* sp., *Globigerina* af. *venezuelana* Hedberg, *Acarinina* af. *bullbrookii* (Bolli), *Morozowella* af. *spinulosa* (Cushman), *Trucorotaloides?* sp.. Esta datación conjuntamente con el resto, y con las obtenidas en las formaciones infra y suprayacenyas, ha sido determinante para asignar el Conjunto Vocanosedimentario del Aguacate al intervalo Eoceno Medio-Superior (parte baja), sin que se pueda descartar que se inicie en el Eoceno Inferior.

2.2.1.6 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (6). Basaltos. Eoceno Medio-Superior. P₂²

Aunque es frecuente encontrarlos en pequeñas intercalaciones por toda la zona de distribución del conjunto volcanosedimentario (principalmente en los sectores orientales), sólo se han identificado niveles basálticos con entidad cartográfica en la Hoja de Galván, concretamente en dos puntos, la zona de Río Arriba, al norte de la Hoja, y en la carretera del Mundito-La Rosa, en el sector centro-oriental de la misma.

En el primer caso, se trata de un afloramiento de basaltos masivos de y 50 a 100 m de espesor que, con cierta continuidad, se disponen directamente sobre las calizas de la Fm Neiba inferior en el flanco norte del anticlinal de El Aguacate. En el segundo caso es una intercalación de 30-40 m de espesor entre el conjunto de brechas. Este último afloramiento presenta un buen ejemplo de estructuras de disyunción columnar y pillows. Otros afloramientos interesantes en la misma Hoja, pero discontinuos y sin entidad cartográfica, son las intercalaciones de basaltos entre los conglomerados de la unidad 9 que se observan en la cañada de Los Peñascos al NO de la localidad de Los Guineos, entre los cuales se observan varios niveles de autobrechas. La petrografía de esta unidad basáltica se describe en el apartado 3.2.1.10

2.2.1.7 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (7). Andesitas. Eoceno Medio-Superior. P₂²

Las andesitas, igual que los basaltos, se identifican en un buen número de afloramientos del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate formando niveles discontinuos y de poca entidad dentro de la unidad de brechas. Además, en la zona de Río Arriba, al norte de la Hoja de Galván, las andesitas forman un tramo cartografiable de más de 5 km de continuidad lateral y unos 30 a 100 m de espesor. Este tramo ocupa la parte inferior del conjunto volcanosedimentario inmediatamente por encima del nivel de basaltos descrito en el epígrafe anterior, de tal forma que éste es el único sector del anticlinal de El Aguacate donde el conjunto volcanosedimentario no comienza con la unidad de calcarenitas y margas (5).

En los afloramientos de esta zona, las andesitas se presentan como un conjunto masivo de lavas en las que de forma característica destacan grandes fenocristales de plagioclasa,

anfíboles y, de forma muy subordinada, Qz, englobados en una matriz de grano fino o afanítica de la misma composición. Es habitual que las lavas ofrezcan signos de autobrechificación y coincidiendo con ellos, aunque no de forma exclusiva, sobre todo en la base del conjunto, son frecuentes las alteraciones hidrotermales a las que se asocian mineralizaciones diseminadas en la roca o concentradas en pequeñas venas. Los análisis de muestras de estas rocas han dado indicios de cobre. Hacia techo, en sus últimos metros, este tramo incorpora términos de brechas volcánicas y tobas de la misma composición que rápidamente pasan a alternar, primero, con niveles de areniscas arcósicas y microconglomerados y, después, con niveles de calizas y margas correspondientes ya a la base de la unidad suprayacente (8). Las características petrológicas de las andesitas describen en el apartado 2.2.1.10.

2.2.1.8 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (8). Alternancia de calizas, margocalizas y margas con niveles de brechas volcánicas, tobas, microconglomerados y debris. Eoceno Medio-Superior. P₂²

En distintos puntos de la Hoja de Galván, se han identificado niveles de calizas, margocalizas y margas que se intercalan y alternan con las brechas volcánicas y tobas del conjunto volcanosedimentario. Estas intercalaciones se producen a distintos niveles estratigráficos y en ocasiones llegan a formar tramos de entidad cartográfica. Así ocurre en las inmediaciones de El Aguacate, o también, en la zona de Río Arriba.

El primer caso corresponde a una serie de afloramientos parciales que se siguen a lo largo de la pista de acceso a esta localidad, desde un poco antes de llegar a ella, hasta 2-3 km al norte de la misma. En ellos, las calizas y margocalizas se disponen en capas de 20 a 50 cms de espesor y pueden llegar a formar tramos relativamente potentes (10-20 m) aunque lo habitual es que alternen con niveles de similar espesor de brechas volcánicas, tobas de tamaño lapilli o cineríticas laminadas, y margas subordinadas. En las calizas hay tanto términos micríticos, como calcarenitas con ripples y otras estructuras tractivas y una acusada granoselección positiva, a veces con microconglomerados en la base. Petrográficamente corresponden a *mudstones* y *wackestones* de microforaminíferos, con restos de radiolarios, ostrácodos equínidos, lamelibranquios, etc. Las brechas tienen la misma composición que la descrita en apartados anteriores, si acaso, puntualmente, con una mayor proporción de fragmentos de andesitas. Completa este conjunto de gran variedad litológica, la presencia de varios niveles de conglomerados mal seleccionados y debris

formados por fragmentos subredondeados de rocas volcánicas (basaltos, andesitas y tobas) que aparecen englobados en una matriz de proporciones variables e igual composición; y también un nivel de arcosas-litoarenitas de granos de naturaleza variada, cuarzos, feldespatos, fragmentos de rocas volcánicas, chert, bioclastos. Esta serie se intercala en la parte alta del conjunto volcanosedimentario con un espesor variable que puede superar los 100 m.

En la zona de Río Arriba aflora una serie similar a la anterior aunque en este caso lo hace en niveles estratigráficos algo más bajos del conjunto volcanosedimentario, directamente encima y en continuidad con la unidad de andesitas (7). La serie es litológicamente más monótona que la que aflora en El Aguacate, ya que en ella predominan los niveles de calizas (*mudstones* y *wackestones* bioclásticos) y margas, éstos últimos con notable espesor, que alternan con niveles de brechas volcánicas y tobas. Se estima que el espesor de esta serie oscila entre 50 y 100 m.

El contenido micropaleontológico de estas series no varía de las descritas en otras unidades del conjunto volcanosedimentario ni ofrece novedades respecto a ellas, al caracterizar con las mismas imprecisiones el Eoceno Medio-Superior. Estas series se corresponden con intervalos de claro predominio sedimentario dentro de la tendencia volcánica general del conjunto en este sector. Las calizas se interpretan depositadas en un ambiente general de plataforma externa, con paleogeografías y batimetrías cambiantes, a las que los depósitos volcánicos llegaban con un grado variable de retrabajamiento, a veces mediante corrientes de turbidez o procesos gravitacionales. En concreto los afloramientos de El Aguacate se pueden interpretar como turbiditas.

2.2.1.9 Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba (nov. nom.) (9). Conglomerados y brechas polimícticas con intercalaciones de tobas y brechas volcánicas, grauvacas, autobrechas basálticas y calizas. Eoceno Medio-Superior. P₂²

Esta unidad se ha separado en la cartografía del conjunto volcanosedimentario de la Hoja de Galván al estar constituida de forma característica, pero no exclusiva por conglomerados y brechas polimícticas que forman tramos de gran espesor fácilmente identificables en paisaje. En detalle sin embargo la unidad resulta mucho más compleja al participar en ella un gran número de litologías, lo que en cierta forma la equiparan a la unidad descrita en el apartado anterior pero con régimen de depósito más energético. La unidad se ha

cartografiado en las mismas zonas que aquella, pero en posiciones estratigráficas todavía más dispares, ya que en la zona de El Aguacate aflora en la base del complejo volcanosedimentario, y en la zona de Río Arriba, completamente a techo

En el primer caso la unidad se puede seguir, no sin dificultades, remontando los cursos de varios arroyos que desembocan en el río Los Guineos, desde la localidad con este mismo nombre. Los conglomerados constituyen la litología dominante y se presentan con un aspecto masivo y desorganizado, frecuentemente a modo de debris. Los cantos son angulosos a subredondeados, en su mayoría de naturaleza volcánica, predominantemente andesitas, pero también se reconocen calizas. Tienen una mala clasificación ya que sus dimensiones oscilan entre 1 cm y el tamaño bloque, con una media de 10 cm y están soportados por una matriz muy abundante de tamaño arena gruesa o microconglomerado de la misma composición. Entre los conglomerados se intercalan, de una forma bastante anárquica, niveles de orden métrico a decamétrico de brechas volcánicas, basaltos (algunos autobrechificados), grauvacas y también calizas (*mudstones* y *wackestones* bioclásticos), estas últimas dispuestas en capas de 10 a 40 cm de espesor. A todo este conjunto se le calcula un espesor superior a los 200 m.

En la zona de Río Arriba la unidad forma un tramo unos 100 m de espesor y algo más de 4 km de continuidad lateral que aflora inmediatamente por debajo de las calizas tableadas de la unidad Neiba superior con las que mantiene un contacto neto. Aquí la unidad presenta una mayor uniformidad litológica al estar casi exclusivamente formada por conglomerados con algunas intercalaciones de brechas volcánicas y niveles de basaltos. Los conglomerados son de una naturaleza similar a los descritos en la zona de El Aguacate tanto en composición como aspecto, en todo caso con un mayor grado de retrabajamiento sedimentario, menos matriz y cantos algo más redondeados. De forma peculiar, en los últimos metros de la serie, cerca del contacto con las calizas suprayacentes, los conglomerados sustituyen la matriz de composición volcánica por un cemento carbonatado.

Esta unidad se asimila a episodios sedimentarios muy energéticos, ocurridos probablemente en una plataforma marina de paleogeografía compleja, e implican el desmantelamiento de importantes series volcánicas relativamente próximas. A este respecto hay que decir que, pese al predominio en el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de facies volcánicas y volcanosedimentarias relativamente proximales, en toda la zona de estudio no se han reconocido centros de emisión que pudieran dar cuenta ellas. También llama la atención el

hecho de que la unidad Neiba inferior no se vea afectada por rocas intrusivas asociadas a estos episodios volcánicos.

2.2.1.10 Petrología del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba

En el ámbito de afloramiento del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate correspondiente a las Hojas de Galván y La Descubierta, los tipos de rocas volcánicas reconocidas son fundamentalmente de dos tipos: lavas e intrusiones sin-volcánicas y depósitos piroclásticos variablemente resedimentados. Las lavas e intrusiones sin-volcánicas presentan facies coherentes y autoclásticas, y están representadas por tipos petrográficos de doleritas, basaltos piroxénicos fluidales, basaltos microporfídicos con orto y clinopiroxeno y andesitas con hornblenda y plagioclasa. Los depósitos piroclásticos están constituidos por abundantes fragmentos de cristales, clastos juveniles, escoria y fragmentos líticos, dando depósitos de tobas vítreas y líticas de composición basáltica y basáltico-andesítica. Estos depósitos volcanoclásticos pueden presentarse resedimentados por corrientes y flujos de masas en un medio subacuoso.

Las doleritas son rocas hipovolcánicas de color marrón, que presentan cristales milimétricos de ferromagnesianos inmersos en una matriz de plagioclasa y en ocasiones una fábrica magmática planar. Las texturas al microscopio que presentan son holocristalinas, afaníticas, de subofítica a intergranulares. Los fenocristales observados son de clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, con accesorios de olivino, opacos, ilmenita, carbonatos y magnetita. La roca está constituida por un entramado de fenocristales idio- subidiomorfos de plagioclasas macladas, en cuyos huecos o intersticios han cristalizado piroxenos, opacos y también algo de olivino, presente como accesorio. La plagioclasa aparece también formando algún fenocristal disperso de mayor tamaño, caracterizado por un zonado oscilatorio normal y rebordes albíticos. Los ferromagnesianos son clinopiroxeno augítico, en general subidio a alotriomorfo, ortopiroxeno gris claro también alotriomorfo, y escasos olivinos alotriomorfos. Los opacos son de ilmenita intersticial. En la roca se superpone una ligera alteración secundaria que reemplaza a los ferromagnesianos por un agregado de arcillas, zeolitas y opacos, y a la plagioclasa por sericita-illita y albita. Los opacos también se han transformado a óxidos de Fe.

Las lavas basálticas con clinopiroxeno y textura fluidal son microporfídicas, en las que los fenocristales milimétricos/submilimétricos de plagioclasas y ferromagnesianos están

inmersos en una mesostasia gris afanítica. Estas rocas lávicas presentan texturas hipocristalinas microporfídicas, algo fluidales. Mineralógicamente están compuestas por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, y como componentes accesorios se observan opacos, magnetita, ilmenita y olivino, junto a carbonatos secundarios. Al microscopio, se trata de lavas basálticas de textura microporfídica y mesostasia afanítica. Los microfenoblastos de clinopiroxeno son escasos, subidiomorfos a alotriomorfos; aparecen rodeados por una mesostasia o matriz compuesta por un agregado de cristales tabulares de plagioclasas que forman un entramado. Los piroxenos están zonados y son de composición augítica, presentándose inestables y reaccionando con la mesostasia, formando pseudocoronas de epidota, opacos y un material criptocristalino, por lo que pudiera tratarse de xenocristales. Las plagioclasas forman prismas idiomorfos de uno o varios individuos maclados de tamaños seriados, algo fluidales, o agregados tendentes a la sinneusis. La mesostasia es rica en magnetita y otros opacos. La pasta o vidrio intersticial original es poco abundante y está completamente desvitrificada y recristalizada a un agregado micro y criptocristalino de color amarillo. Algunos ferromagnesianos están completamente reemplazados pseudomórficamente a zeolitas, clorita, epidota, opacos y óxidos de Fe-Ti. Otras alteraciones secundarias son el reemplazamiento de las plagioclasas por calcita o un agregado de sericita-illita, y de los opacos por óxidos de Fe.

Los basaltos con clino y ortopiroxeno son rocas volcánicas lávicas, microporfídicas, en las que los escasos fenocristales submilimétricos claros están inmersos en una matriz oscura afanítica. Al microscopio presentan una textura hipocristalina, microporfídica, de mesostasia fluidal traquítica. La composición mineral está caracterizada por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, como principales, con olivino en ocasiones, opacos, magnetita y carbonatos, como accesorios. La organización textural de la roca consiste en una mesostasia fluidal de tipo traquitoide. Los escasos fenocristales de subidio a alotriomorfos de clinopiroxeno y ortopiroxeno (menos abundante) están inmersos en una mesostasia de microfenocristales tabulares de plagioclasas macladas fluidales, que rodean a los piroxenos y al olivino, con magnetita accesoria. Los piroxenos forman agregados de varios individuos en sinneusis. La pasta o vidrio intersticial está completamente desvitrificada y recristalizada a un agregado micro y criptocristalino rico en un material feldespático, sericita y opacos. Algunos ferromagnesianos están completamente reemplazados pseudomórficamente a zeolitas, clorita, opacos y óxidos de Fe-Ti. Otras alteraciones secundarias son el reemplazamiento de las plagioclasas a calcita y sericita-illita criptocristalina y los opacos, a óxidos de Fe.

El Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate intercala niveles de coladas de lavas de composición andesítica porfídicas hornbléndico-plagioclásicas, con fenocristales milimétricos de plagioclasa y anfíbol inmersos en una matriz afanítica de color pardo-rojizo; como componentes accesorios hay opacos, magnetita y carbonatos. Al microscopio las lavas están formadas por fenocristales idiomorfos de plagioclasas e idio- subidiomorfos de anfíboles, con granos dispersos de magnetita, y mesostasia afanítica. La mesostasia es un vidrio intersticial que ha sido completamente desvitrificado y recristalizado a un agregado micro y criptocristalino rico en sericita, feldespatos, algo de cuarzo microcristalino y opacos. La plagioclasa forma agregados de fenocristales en sinneusis de gran tamaño, aunque en conjunto son inequigranulares seriados, cuyos cristales individuales presentan zonados oscilatorios normales y rebordes albíticos. Los ferromagnesianos son de anfíbol hornblenda idiomorfa, que forman fenocristales de menor tamaño, variablemente reemplazados a clorita/zeolitas, opacos y óxidos de Fe-Ti. La alteración secundaria reemplaza a plagioclasa por grandes placas y agregados de calcita y sericita-illita. Los opacos son también transformados a óxidos de Fe.

Los depósitos volcanoclásticos estudiados son tobas vítreas y líticas de composición basáltica y basáltico-andesítica. Las tobas vítreas basálticas son rocas fragmentarias, formadas por clastos de color pardo-amarillento oscuro y matriz más clara rica en carbonatos secundarios. Los clastos son de composición basáltica y textura afanítica, mientras que los escasos fragmentos líticos son de grano grueso y están variablemente recristalizados y alterados. Al microscopio, se trata de rocas volcánicas piroclásticas, hipocristalinas, de fragmentos y matriz afaníticos, cementados y reemplazados por carbonatos. Los fragmentos son de lavas vesiculares, fluidales, esferulíticos y amigdalares, entando frecuentemente atravesadas por filoncillos rellenos de calcita. Composicionalmente, se distinguen como componentes esenciales y vitroclastos, fragmentos de lavas basálticas vítreas y vesiculares, y cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, como componentes accesorios, escasos clastos de rocas volcánicas, y como componentes accesorios, magnetita, óxidos de Fe-Ti, filosilicatos y carbonatos. Al microscopio consisten en rocas volcánicas fragmentarias, con clastos de tamaño predominantemente grueso y composición basáltica, con una matriz secundaria y relativamente masiva. Los clastos son exclusivamente de lavas basálticas vítreas muy vesiculares, angulosos, depositados como producto de erupciones explosivas o freatomagmáticas, ya que intercalan también niveles de lapilli acreccionario. Los escasos fragmentos de rocas volcánicas son angulosos, de texturas similares y constituidos por lavas basálticas afaníticas vesiculares o con escasos

microfenocristales de clinopiroxeno o tabletas de plagioclasas, que en muy escasos casos forman texturas traquíticas. El vidrio volcánico está completamente reemplazado a agregados de zeolitas, clorita, sílice amorfa, óxidos de Fe y arcillas, que por desvitrificación forman texturas y agregados esferulíticos. Las vacuolas rellenas por calcita, clorita, zeolitas, calcedonia y opacos. No se observan fósiles en la matriz. Los fragmentos están cementados por calcita esparítica. Otros procesos de alteración observados son la sericitización y carbonatación de las plagioclasas, la cloritización de los ferromagnesianos y la oxidación de la magnetita y los opacos.

Las tobas líticas de composición basáltica son rocas volcánicas hipocristalinas, porfídicas, de matriz afanítica, con una cementación y reemplazamiento secundario por carbonatos. Las tobas estudiadas son rocas piroclásticas de composición basáltica, bastante masivas, en las que el tamaño de los fragmentos es de 1-2 mm, predominantemente de fragmentos de rocas basálticas, por lo que se trataría de tobas líticas gruesas. En alguna muestra se han observado fragmentos de fósiles de organismos bioconstructores y bioclastos carbonatados, por lo que deben intercalarse niveles de depósitos sedimentarios volcanogénicos. En las tobas se observan fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, con magnetita, óxidos de Fe-Ti y cuarzo como accesorios. Los cristales de plagioclasa están variablemente alterados, así como los de clinopiroxeno y anfíbol que aparecen variablemente cloritizados. Los fragmentos de rocas volcánicas basálticas son de naturaleza variada, sugiriendo una naturaleza sedimentaria volcanogénica para los clastos, observándose basaltos traquíticos, basaltos porfídicos con fenocristales de piroxeno y plagioclasa, y basaltos afaníticos. Resulta igualmente destacable la presencia de fragmentos de rocas volcánicas con clorita+epidota+mica blanca, espilitizadas. Se superpone una intensa cementación/alteración (carbonatación) con reemplazamiento de los clastos por calcita. Se observa una generación de fracturas y microgrietas de extensión rellenas de calcita. Otros procesos de alteración observados son la sericitización de plagioclasas, la cloritización y epidotización de ferromagnesianos, y la oxidación de la magnetita y opacos.

2.2.1.11 Geoquímica del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba

Las muestras analizadas (Ver Fig. 2.2.2-Tabla de relación de muestras y norma CIPW) pertenecen a la Hoja de Galván y se corresponden con depósitos volcánicos de dos tipos: lavas e intrusiones sin-volcánicas y clastos procedentes de depósitos piroclásticos (tobas gruesas y bloques)

Composicionalmente se trata de un grupo de basaltos y dacitas de, relativamente poco a muy fraccionadas (Mg# de 60 a 19,5), que presentan contenidos altos en álcalis (K_2O+Na_2O entre 4,6 y 9,4%), en TiO_2 en las rocas menos fraccionadas (2,28% para Mg#=60) y en P_2O_5 , para contenidos bajos en $CaO <10\%$ y de Al_2O_3 que oscilan entre 15 y 17%. Estas características son propias de basaltos emitidos en zonas de intraplaca. Para un Mg# similar, la relación Al_2O_3/TiO_2 y los contenidos en elementos trazas (ver después) permiten separar dos grupos de basaltos en el conjunto, que estratigráficamente se corresponden con el sustrato del CVSEA, esto es, la unidad de El Manguito (HH9004), y el propio CVSEA (HH9061). Los primeros presentan valores de $Al_2O_3/TiO_2 >15$ y los segundos <10 , diferencias que no se corresponden con procesos de fraccionación del olivino (a similar Mg#) y referibles a distintas fuentes magmáticas. En un diagrama SiO_2 versus álcalis de Cox *et al.* (1979), las rocas de la unidad de El Manguito y algunas rocas muy diferenciadas del CVSEA se sitúan en el campo de las series sub-alcálicas; el resto de las muestras del CVSEA se sitúan en el campo de las series alcálicas y próximas a la línea del límite, clasificándose como basaltos (casi hawaitas) y traquitas (Fig. 2.2.3). No obstante, los álcalis pueden haberse movilizado por alteración. En el diagrama Nb/Y versus Zr/ TiO_2 de Winchester y Floyd (1977) las muestras del sustrato (unidad de El Manguito) caen en el campo de los basaltos/andesitas y las muestras del CVSEA en los campos de los basaltos alcálicos y andesitas. Aunque se dispone de pocas muestras, las diferencias entre ambos grupos de rocas son también visibles en los diagramas de variación del MgO frente al TiO_2 y Ni, indicando la fraccionación anterior del olivino y los óxidos Fe-Ti en las rocas del sustrato. Por lo tanto, en el grupo de rocas estudiado existe una cierta diversidad de series magmáticas, que incluyen rocas ligeramente alcálicas.

Los términos basálticos son olivino e hiperstena normativos (norma CIPW, Fig. 2.2.2), ligeramente subsaturadas en cuarzo, aunque no se han obtenido foides en la norma y sí diópsido, magnetita e ilmenita. Estos resultados son consistentes con la presencia en los basaltos del CVSEA de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en variables proporciones y, en algunos casos, de fenocristales de piroxeno pobre en Ca (hiperstena o pigeonita). En el diagrama de Cox *et al.* (1979) se han incluido los rangos composicionales de las series toleíticas de isla oceánica (OIT) de Islandia, alcálica de isla oceánica (OIA) de Ascensión ligeramente sobresaturada en sílice y la alcálica subsaturada de Tristán de Cunha. Como puede observarse, parte de las muestras estudiadas del CVSEA caen en el campo de la serie OIA de Ascensión, aunque se dispone de muy pocos análisis de los términos básicos e intermedios.

Fig 2.2.2

Tabla relación muestras geoquímica CVSEA

Fig 2.2.3
geoquim CVSAG 1

Fig 2.2.4
geoquim CVSAG 2

Fig 2.2.5
geoquim CVSAG 3

Fig 2.2.6
geoquim CVSAG 4

En los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y de Barrett y MacLean (1999), las rocas del sustrato del CVSEA (unidad de El Manguito) caen en el campo de las toleitas y se diferencian bien de las rocas del CVSEA que caen en el campo calco-alkalino (Fig. 2.2.4). La diversidad de magmas muestreada queda también patente en el diagrama triangular de discriminación tectonomagmática Hf/3-Th-Nb/16 de Wood (1980), en el que los basaltos del sustrato caen en el campo de los N-MORB y las rocas del CVSEA en los campos de basaltos relacionados con subducción, y una muestra, en el campo de los basaltos intraplaca alcalinos. En el diagrama triangular Nb*2-Zr/4-Y de Wood (1980), los basaltos del sustrato caen en el campo de los N-MORB y las rocas del CVSEA en el campo de los basaltos intraplaca alcalinos (OIA series).

En un diagrama multielemental normalizado frente al Manto Primordial, los basaltos del sustrato del CVSEA presentan un patrón análogo al de los basaltos N-MORB para abundancias de HFSE y REE algo menores, y anomalías en el Ba y Sr probablemente relacionadas con la fraccionación de la plagioclasa (Fig. 2.2.5). Este patrón es muy distinto al que presentan el resto de las rocas del CVSEA, caracterizado por un fuerte enriquecimiento en elementos incompatibles LIL (K, Rb, Cs, Ba, Pb y Sr) y de HFSE (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta y Ti) respecto a N-MORB y muy similar a los basaltos OIB, caracterizados por una componente magmática de pluma mantélica. Los valores de las relaciones Zr/Nb=17 para los basaltos del sustrato y <10 para los del CVSEA, así como de otros elementos traza, permite referirlos como a basaltos N-MORB e intraplaca (OIB), respectivamente. En un diagrama multielemental normalizado frente a N-MORB, las rocas del CVSEA presentan un perfil con una fuerte pendiente negativa con un enriquecimiento en LILE y LREE. La ausencia de una anomalía negativa de Nb-Ta y de un empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB, excluye a todas estas rocas como relacionadas con procesos de subducción.

Análogamente, en un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial, las rocas del CVSEA se caracterizan por un patrón de muy fuerte pendiente negativa [(La/Yb)_N=20-44 para Mg#>40; (La/Yb)_N=28-30 para Mg#<40], fuerte enriquecimiento en LREE, ligeras anomalías en Ti y Eu, posiblemente relacionadas con la fraccionación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti, valores de la relación (Zr/Sm), entre 1,2 y 2,7, y una pendiente negativa en las HREE (Fig. 2.2.6). La fraccionación de HREE indica que el granate fue una

fase residual en la fuente. La relación $La/Yb > 30$ es también típica de basaltos OIB y de basaltos alcalinos subsaturados. Consideradas en conjunto, estas características permiten relacionar a las rocas del CVSEA con magmas formados y segregados en una fuente mantélica con granate profunda y más enriquecida que la de los N-MORB, posiblemente asociada a una pluma magmática que da lugar a su carácter OIB intraplaca (OIA y OIT en función del grado de fusión parcial). Los basaltos del sustrato del CVSEA (unidad de El Manguito) presentan un patrón de REE análogo a los N-MORB, pudiendo tratarse tanto del basamento oceánico infrayacente que atraviesan los magmas OIB, como de basaltos formados durante el ascenso de la pluma a partir de un manto empobrecido más superficial. Los datos bioestratigráficos disponibles asignan una edad Cretácico Superior para el sustrato y apoyan la primera interpretación. En cualquier caso, en las rocas del sustrato es muy significativa la ausencia de cualquier característica relacionada con subducción. Datos de isótopos Nd y Sr podrán proporcionar más luz sobre la petrogénesis de las rocas del CVSEA.

2.3 Neógeno

2.3.1 Mioceno

Frente a la confusión general que se observa en la bibliografía existente en relación con la nomenclatura de las formaciones neógenas, existe unanimidad con respecto a la atribución a la Fm Sombrero del potente conjunto margoso con intercalaciones carbonatadas que aflora en amplias zonas de la sierra de Neiba sobre la formación del mismo nombre. Su denominación se atribuye a Olsson (en Bermúdez, 1949) quien la definió en 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 y dan 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 o masivas, con facies someras, frecuentemente arrecifales, de tal forma que

se pierde el aspecto típico de la formación. Por esta razón, en este proyecto se ha sugerido 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.

Quizá el corte más ilustrativo de las características de la formación en la región sea el de Cabeza de Toro, de unos 400 m de espesor, en la parte del sinclinal de Vallejuelo correspondiente a la vecina Hoja de Villarpando. En este corte no se ha observado su base, pero la naturaleza de su contacto con la Fm Neiba, conforme a lo observado en otros puntos de la zona, parece concordante. No obstante, en algunos puntos de esta Hoja de Galván se ha cartografiado un nivel basal de conglomerados o brechas de cantos volcánicos y calcáreos (unidad cartográfica N° 11), al que eventualmente se asocian brechas netamente volcánicas, que sugiere la existencia de una ligera discontinuidad entre ambas formaciones. También en la sierra de Bahoruco se ha señalado la presencia de un nivel conglomerático en la base de la formación (Llinás, 1972).

A lo largo del corte mencionado se aprecia un predominio de sus facies típicas (unidad 12), con algunos tramos de claro predominio margoso o calcarenítico que han sido representados cartográficamente cuando sus dimensiones lo han permitido (unidades 13 y 14, respectivamente). El techo está constituido por un tramo calcáreo que da lugar a un notable resalte morfológico (unidad 15); cuyos rasgos peculiares y su amplia representación en la zona han sugerido su propuesta como Mb Calizas de la Loma La Patilla.

Pese a mostrar netas diferencias con relación a la suprayacente Fm Trinchera, caracterizada por una sucesión de niveles de areniscas entre los que se intercalan margas, la relación entre ambas ha sido objeto de varias interpretaciones. Aunque con frecuencia se ha señalado la existencia de un contacto neto entre ambas, en la zona se observa la existencia de un tramo de transición integrado por una sucesión margosa que intercala niveles decimétricos de areniscas y calcarenitas (unidad 16), conocido en la literatura regional como Mb Gajo Largo, que algunos autores han considerado como techo de la Fm Sombrerito (Mc Laughlin *et al.*, 1991), en tanto que otros lo han considerado la base de la Fm Fondo Negro (Cooper, 1983) o, en su denominación más aceptada, Fm Trinchera), habiéndose adoptado aquí la primera propuesta.

De acuerdo con los criterios señalados y siguiendo la nomenclatura informal propuesta para la cuenca de Ázua por Díaz de Neira y Solé (2002), el conjunto margoso con intercalaciones

calcareníticas (unidad 12) se podría asimilar al “Tramo margoso inferior” de estos autores; el Mb Calizas de la Loma La Patilla (unidad 15), al “Tramo calcáreo intermedio”, y el Mb Gajo Largo (unidad 16), al “Tramo margoso superior”.

En el resto de la Hoja de Galván la representación de la Fm Sombrerito es bastante más incompleta respecto a la descripción arriba realizada y se limita fundamentalmente al “tramo margoso inferior”. En el sinclinal de Apolinar Perdomo la estratigrafía de esta formación se torna un tanto particular por cuanto el Mb Calizas de la Loma La Patilla aparece directamente intercalado en el “tramo margoso inferior” y a techo no se reconoce el Mb Gajo Largo.

Por otra parte, también se ha decidido incluir dentro de la Fm Sombrerito, aunque con ciertas reservas, a una alternancia de calcarenitas, margocalizas y margas, denominadas informalmente como Unidad de Cortadero, que forman una alineación cartográfica muy clara en el flanco sur del anticlinal de Las Cañitas sobre la Fm Neiba superior.

2.3.1.1 Fm Sombrerito (11). Brecha o conglomerados de cantos calcáreos y volcánicos y niveles de brechas volcánicas de composición básica. Mioceno. N₁

Esta unidad basal sólo se ha reconocido en algunos afloramientos aislados próximos a la localidad de Apolinar Perdomo, y en la Hoja de La Descubierta, al sur de Los Hierros, siempre en la misma posición estratigráfica, esto es, en el contacto entre la Fm Neiba superior y la alternancia de margas y calcarenitas de la Fm Sombrerito que se produce en el flanco norte del anticlinal de Las Cañitas. Su espesor es de apenas unos metros y su calidad de afloramiento muy mala, por lo que no se descarta que su continuidad a lo largo de este flanco sea mayor que la cartografiada. Sus mejores puntos de observación se dan en la carretera de El Aguacate inmediatamente después del desvío a El Copey, y en la Cañada Manantial, camino de Rancho Marco.

En esta última localidad la unidad forma un nivel de unos 3 m de espesor de brechas y conglomerados de cantos y fragmentos de rocas mayoritariamente volcánicas y, en menor proporción, calcáreas, con abundante matriz (>60%) de la misma composición. Los clastos y fragmentos, de angulosos a subredondeados son, en su mayoría de tamaño centimétrico, pero hay algunos fragmentos calcáreos de hasta 20 cm de diámetro. En contraste con el aspecto retrabajado de este afloramiento, el de la carretera de El Aguacate consiste en una

brecha masiva netamente volcánica, probablemente piroclástica, formada por fragmentos de composición basáltica dentro de una matriz afanítica. En este caso, el tamaño de grano es apreciablemente menor y, de hecho, las brechas coexisten con niveles de tobas. En éstas, la textura es microporfídica o plagioclásico traquitoide, con fenocristales de plagioclasa, algunos piroxenos y opacos, todos ellos variablemente cloritizados y seritizados. La matriz, de igual composición, se presenta cementada por carbonatos y localmente se identifica algún foraminífero o briozoo lo que implica un cierto retoque sedimentario.

De acuerdo con la edad del conjunto de la Fm Sombrerito, que comprende casi todo el Mioceno, a este tramo basal se le asigna una edad Mioceno Inferior (alto), siempre algo más moderna que los niveles de techo de la Fm Neiba superior de esta misma edad. La unidad se asimila a un evento volcánico de extensión restringida que parece coincidir en el tiempo con el paso de los ambientes de plataforma abierta que caracterizan la Fm Neiba superior a los medios de llanura submarina, más profundos, donde se deposita la Fm Sombrerito.

2.3.1.2 Fm Sombrerito (12) Alternancia de margas y calcarenitas laminadas y con *ripples*, de tonos ocres; (13) Margas; y (14) Calcarenitas. Mioceno. N₁

Corresponde al denominado informalmente como “Tramo margoso inferior” de La Fm Sombrerito que es el de mayor representación en la Hoja de Galván. Aflora bien en el sinclinal de Vallejuelo pero en esta Hoja no existe un corte continuo del mismo y para su descripción se toma la realizada en la Hoja de Villarpando, en el corte cercano de la pista de Cabeza de Toro a San Juan, entre la primera localidad y el paraje de Los Charcos.

A grandes rasgos se trata de una sucesión de margas grises y oscuras, amarillentas por alteración, entre las que se intercalan, de forma rítmica, niveles de calcarenitas bioclásticas de orden decimétrico de color ocre (unidad 12). En ocasiones se observan tramos con un claro predominio margoso que han sido diferenciados cartográficamente cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 13) y otro tanto se ha hecho con los tramos calcareníticos (unidad 14); estas diferenciaciones en la cartografía aparecen como una alternancia de tramos blandos y duros.

Los niveles calcareníticos muestran una alta proporción de aloquímicos (57- 60%), con un contenido micrítico moderado (35-38%) y esparítico bajo (2-3%), este último igual que el cuarzo; entre sus componentes texturales destaca el contenido fosilífero (68-76%), con una

proporción considerable de pelets (14-20%) y menor de intraclastos (10-12%). De acuerdo con su análisis petrológico se clasifican como *packstones* bioclásticos peletoidales. Las calcarenitas poseen geometría tabular, así como granoclasificación, y pasan gradualmente a los niveles margosos. El techo tampoco es visible, si bien está marcado por el importante contraste morfológico que producen los niveles calcáreos del Mb Calizas de la Loma La Patilla. El espesor visible de este “Tramo margoso inferior” sobrepasa 300 m.

La ausencia de depósitos canalizados en las facies turbidíticas descritas, el tamaño de grano generalmente fino, la continuidad lateral de las capas, la proporción marga/calcarenita, la ausencia de ciclicidad y la presencia de megacapac apuntan a un medio sedimentario clásicamente interpretado como de llanura submarina (*basin plain*).

Los niveles margosos también han mostrado un elevado contenido faunístico, destacando especialmente la abundancia de Globigerínidos. En particular, la asociación de *Orbulina* universalis d’Orb., *O. suturalis* Bronnimann, *Globorotalia scitula* (Brady), *G. gr. fohsi* Cushman y *Ellisor*, *G. sp.*, *G. gr. continua* Blow, *G. af. obesa* Bolli, *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *G. deshicens* (Chapman, Parr y Collins), *G. sp.*, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. obliquus* Bolli, *G. sp.* y *Globigerina bulloides* d’Orb., además de diversos Radiolarios y espículas han señalado su pertenencia al Mioceno Medio-Superior, sin que deba descartarse que sus niveles basales pertenezcan al Mioceno Inferior.

En el sinclinal de Apolinar Perdomo este tramo se presenta exclusivamente en sus facies de margas alternantes con calcarenitas (unidad 12) que culminan a techo directamente en el Mb Loma La Patilla

2.3.1.3. Fm Sombrerito (15). Mb Loma La Patilla (nom. nov) Calizas, margas y margocalizas en bancos. Mioceno Medio-Superior. N₁

Se trata el aquí denominado “Tramo calcáreo intermedio” de la Fm Sombrerito que, en el sector septentrional de las Hojas de Galván y Villarpando aparece como un destacado resalte morfológico dispuesto entre el conjunto más característico de la Fm Sombrerito y el Mb Gajo Largo. El resalte se continúa a lo largo de más de 17 km desde la Loma La Patilla, en el sector occidental del sinclinal de Vallejuelo (Hoja de Galván) hasta el sector oriental de la Hoja de Villarpando donde se arquea y adquiere una disposición paralela al río Yaque del Sur. El resalte vuelve a aparecer en el sector meridional de ambas Hojas y se continúa, ya

muy disminuido de espesor por el sinclinal de Apolinar Perdomo (Hoja de Galván), en este caso intercalado en la alternancia de margas y calcarenitas (unidad 12). El mejor corte es el ya citado de Cabeza de Toro en la Hoja de Villarpando representativo del sector septentrional de esta Hoja y de la de Galván, pero en esta última Hoja también existe un buen corte en la pista del Mundito, representativo de las facies más meridionales de la unidad.

La unidad está constituida por un conjunto de calizas y calcarenitas tableadas y en bancos, de tonalidades blanquecinas o amarillentas, entre las que se intercalan delgados niveles margosos. Los niveles calcáreos poseen espesor de orden decimétrico a métrico y superficies planas y onduladas; incluyen nódulos de sílex y en algunos casos, abundante contenido fosilífero. El paso al tramo superior se produce mediante una superficie neta. El espesor de la unidad sobrepasa ligeramente los 75 m.

Los niveles calcáreos presentan importantes variaciones texturales, pero predominan las calizas micríticas fosilíferas de grano fino (*wackestones* bioclásticos), con orientación marcada de los granos, y las calizas fosilíferas de grano medio a grueso (*packstones-rudstones* bioclásticos). Las primeras poseen un elevado contenido micrítico (70-75%), con una fracción de aloquímicos integrada totalmente por fósiles (25-30%), en tanto que las segundas poseen un contenido fosilífero mayor (60-65%), con la consiguiente disminución micrítica (35-40%).

Se aprecia una organización en ciclos positivos de orden decimétrico a métrico con base neta. Esto, junto con las evidencias de resedimentación en los niveles calcáreos sugiere que su depósito es el resultado de sistemas turbidíticos carbonatados. Marginalmente a ellos, la sedimentación se mantuvo en un contexto de llanura submarina, como sugiere el acuñamiento parcial de la unidad en el sector meridional de la Hoja, donde aparece intercalada entre las facies típicas de la Fm Sombrerito (unidad 12).

De entre el abundante contenido fosilífero, la asociación de *Orbulina bilobata* (d'Orb.), *O. universa* d'Orb., *Globorotalia* sp. (cf. *G. praemenardii*), *G. af. Mayeri* Cushman y Ellisor, *G. af. scitula* (Brady), *G. gr. fohsi* Cushman y Ellisor, *G. f. gr. continua* Blow, *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *G. sp.*, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. af. sacculifer* (Brady), *G. sp.*, *Globigerina* sp., *Amphistegina* sp., *Sphaerogypsina* sp, junto con diversos

Radiolarios, Rotálidos y restos de espículas, señala su pertenencia al Mioceno Medio-Superior.

2.3.1.4. Fm Sombrerito (16). Mb Gajo Largo Margas con niveles de calcarenitas. Mioceno Superior. N₁

Constituye el "Tramo margoso superior" de la Fm Sombrerito, que aflora exclusivamente en el núcleo del sinclinal de Vallejuelo. La denominación de Mb Gajo Largo alude al nombre de un paraje caracterizado por una alineación de cuevas y hogbacks junto a la carretera Azua-Barahona, al NE de Canoa (Hoja a escala 1:50.000 de Vicente Noble), como consecuencia del resalte morfológico producido por un nivel calcarenítico de orden métrico en el seno de un conjunto eminentemente margoso. Su interpretación como tramo basal de la Fm Trinchera (Cooper, 1983) o como techo de la Fm Sombrerito (Mc Laughlin *et al.*, 1991), sugiere su carácter transicional entre ambas.

Este tramo está constituido básicamente por una sucesión de margas oscuras entre las que se intercalan niveles de calcarenitas y areniscas de orden decimétrico, dispuestos de forma rítmica pero espaciada. Localmente, algunos niveles de calcarenitas alcanzan espesores de orden métrico, y dan lugar a resaltes morfológicos que, en la Hoja contigua de Villarpando han permitido su individualización cartográfica, no así en la de Galván. No existe corte alguno que permita una descripción detallada y esta procede de la observación de cortes parciales en la Hoja de Villarpando

El presente conjunto se dispone sobre el Mb Loma La Patilla mediante un contacto neto. En su aspecto más típico, la unidad se presenta con un espaciado superior al metro entre los niveles planoparalelos de calcarenitas, que muestran una gran continuidad lateral. El paso a la suprayacente Fm Trinchera se produce de forma gradual, mediante un enriquecimiento progresivo de areniscas a expensas del contenido calcáreo. El espesor no es cuantificable en punto alguno, aunque puede señalarse orientativamente un valor de 200 m.

Al microscopio, los niveles de calcarenitas aparecen como calizas fosilíferas de grano medio a fino, con un alto contenido de aloquímicos (60-65%), en relación al de micrita (25-30%) y esparita (4-6%), observándose la presencia de granos de cuarzo y feldespato en proporción inferior al 3%. Entre los componentes texturales, destaca con mucho el contenido de fósiles

(80-85%), con presencia de pelets (8-12%) e intraclastos (5-7%), clasificándose como packstones bioclásticos peletoidales.

En función de su ciclicidad, contenido faunístico y contexto, se interpretan como flujos turbidíticos carbonatados en aguas moderadamente profundas (Cooper, 1983).

Albergan un rico contenido faunístico, del que puede ser representativo el siguiente: *Orbulina universa* d'Orb., *O. bilobata* (d'Orb.), *O. af. suturalis* Bronnimann, *Praeorbulina* cf. *glomerosa* (Blow), *Globorotalia mayeri* Cushman y Ellisor, *G. af. obesa* Bolli, *G. af. merotumida* Banner y Blow, *G. af. scitula*, *G. af. gr. fohsi*, *G. sp.*, *Globigerinita sp.*, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. obliquus* Bolli, *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *G. sp.*, *Globigerina sp.* y *Sphaeroidinellopsis af. seminulum* (Schwager), que sugiere su deposición durante el intervalo Mioceno Medio-Plioceno. No obstante, la atribución de parte de las unidades infra y suprayacente al Mioceno Superior obligan a enmarcar en él a la presente unidad.

2.3.1.5. Fm Sombrero (17). Unidad de Cortadero (nom. nov.) Alternancia de calcarenitas, margocalizas y margas bien estratificadas, de tonos blancos. Mioceno-¿Plioceno Inferior?.
N₁

Esta unidad de características particulares aflora exclusivamente en el sector SE de la Hoja de La Descubierta, desde donde llega a entrar un poco en la de Galván. Forma parte del flanco meridional del anticlinal de Las Cañitas y en él se sitúa, sin ningún género de dudas, estratigráficamente por encima de la Fm Neiba superior y en contacto concordante con ésta. Su diferenciación cartográfica de esta última formación es relativamente fácil ya que, tanto en foto aérea como en paisaje, sus términos calcáreos bien estratificados de techo dan un resalte de tonos blancos muy característico y continuo todo a lo largo del pie de la sierra, sobre el que se apoyan los depósitos marginales de la cuenca de Enriquillo (Fm Arroyo Blanco). A escala de afloramiento, sin embargo, esta diferenciación no es tan evidente al haber todo un tránsito entre las calizas tableadas de la parte alta de la Fm Neiba superior y la alternancia de margas y margocalizas que caracterizan la base de la unidad. Su denominación informal como Unidad de Cortadero procede de uno de los parajes al norte de Villa Jaragua donde aflora la serie. Otros puntos de observación son los distintos arroyos que la atraviesan perpendicularmente, así como el camino del río Majagual, quizá de todos el de más fácil acceso.

La serie presenta notables variaciones laterales en lo que a la proporción de tramos calcareníticos y margosos se refiere, pero en términos generales se puede hablar de una parte inferior (100-150 m) donde predominan las alternancias de margas y margocalizas con intercalaciones menores de calcarenitas, y una parte superior (250-300) donde las calizas y calcarenitas son claramente dominantes. En el barranco de Cortadero estas últimas se disponen en bancos de 0,5 a 0,8 m de espesor y presentan una laminación y aspecto arenoso característicos que se repite en casi todos los afloramientos. En la parte basal de predominio margoso las intercalaciones calcareníticas no suelen superar los 30 cm. Por alteración adquieren tonos amarillentos y se disgregan fácilmente. Petrográficamente corresponden a *wackestones-packestones* (en menor proporción mudstones) bioclásticos o peletoidales de foraminíferos planctónicos y bentónicos con fragmentos de ostrácodos, gasterópodos, bivalvos. Las margas son de tonos muy blancos (amarillentas por alteración) y, localmente también pueden ser arenosas.

Una peculiaridad de esta formación, especialmente en el sector SE de la Hoja de La Descubierta y casi siempre en sus tramos basales, es que a ella se asocian manantiales y arroyos de agua ligeramente salada que de hecho dan nombre a este paraje del pie de la sierra que se conoce como Arroyo Salado. No se ha podido comprobar si esta propiedad de las aguas es atribuible a la propia formación o se hereda por escorrentía o filtración de la formación contigua Neiba superior pero en cualquier caso sugiere la presencia en el sustrato de niveles de sales.

En la Hoja de La Descubierta, en el propio barranco de Cortadero, se ha cartografiado, a techo de la serie anterior, un tramo unos 50 m de espesor medio de calizas masivas de tonos rojizos con restos de corales que se ha incluido dentro de la misma unidad. Petrográficamente corresponde a un *waquestone* bioclástico con secciones de foraminíferos plnctónicos y bentónicos, ostrácodos, algas y coralaris

No se han podido levantar series y por tanto la caracterización sedimentaria de la unidad resulta incompleta. No obstante las observaciones puntuales realizadas en los distintos afloramientos apuntan a un medio de plataforma externa relativamente similar y en prolongación al descrito para el depósito de la Fm Neiba superior pero con tendencia a la somerización, en el que los distintos tramos de calcarenitas laminadas bien podrían representar ciclos de tempestitas; a techo, la caliza masiva con fragmentos de corales representaría ya un medio de plataforma interna con aguas agitadas.

La unidad tiene un contenido faunístico abundante que en general data el Mioceno: *Preorbulina glomerosa* (Blow), *Praeorbulina circularis* (Blow), *Orbulina? universa* d'Orbigny, *Globigerina af. venezuelana* Hegberg, *Globigerina sp.*, *Globigerinoides af. trilobus* (Reuss), *Globigerinoides sp.*, *Globorotalia sp.*, *Cancris aurículus* (Fichtel y Moll), *Nodosaria sp.*, *Stilostomella sp.*, *Uvigerina af. galloway* Cushman, *Lenticulina sp.*, *Miliolidos*, *Ophthalmidiidos*, *Rotálidos*, *Textuláridos* y fragmentos de *Lamelibranchios* y *Equinodermos*. En niveles estratigráficos equivalentes a los que se ha encontrado esta fauna, hay algunas muestras con asociaciones del Eoceno que se deben considerar resedimentadas. Por otra parte, en una muestra concreta (HH-9066) se ha determinado bien el intervalo Mioceno Superior-Plioceno Inferior: *Orbulina universa* d'Orb., *Globorotalia menardii* (d'Orb), *Globorotalia gr. merotumida-pleiotumida* Banner y Blow, *Globigerina af. nephentes* Todd, *Globigerina af. quinqueloba* Natland, *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globigerinoides Trilobus* (Reuss), *Spaeroidinellopsis sp.*

De acuerdo con estas determinaciones paleontológicas y con su posición estratigráfica sobre la Fm Neiba superior esta unidad se asigna al Mioceno, incluido el Mioceno Superior, pero no se descarta que algunos de sus términos superiores alcance al Plioceno Inferior. Por las mismas razones, se interpreta que esta unidad es un equivalente lateral de la Fm Sombrerito clásica descrita en párrafos anteriores y que muy bien puede constituir el tránsito entre ésta y la variedad en facies masivas netamente carbonatadas que aflora en la sierra de Bahoruco (calizas de Barahona). Por otra parte no ha pasado desapercibida la similitud de facies de esta unidad de Cortadero con la Fm Lemba también descrita en la sierra de Bahoruco teóricamente a techo de las mencionadas calizas de Barahona.

2.3.2 Mioceno Superior-Plioceno

2.3.2.1. Fm Trinchera (18). Alternancia de areniscas siliciclásticas, lutitas, margas y conglomerados (subordinados). Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N₁₋₂

La Fm Trinchera es una de las unidades más características de la región, cuya denominación original se debe a Dohm (1941). Esta denominación ha sido posteriormente utilizada por la mayor parte de los autores que han trabajado en la región aunque no siempre con la misma acepción. Así, en unos casos, el término Fm Trinchera comprende el conjunto de areniscas y margas limitado a muro y techo por las Fms. Sombrerito y Arroyo Blanco (Mercier de Lepinay, 1987; García y Hams, 1988), respectivamente, mientras que en

otros, sus términos superiores han sido individualizados como la Fm Quita Coraza (McLaughlin *et al.*, 1991). Cuando estos términos superiores poseen composición carbonatada han recibido la denominación de Fm Florentino. Su formación equivalente en sectores más orientales es Fondo Negro (Cooper, 1983).

Sobre el terreno, la Fm Trinchera se caracteriza por sus tonos ocres oscuros y forma pequeños relieves en los que destaca respecto a la suprayacente Fm Quita Coraza. Uno de los cortes más representativos de la Fm Trinchera en la región y que, de alguna forma sirve de referencia para el resto, se localiza dentro de la zona de proyecto, concretamente en la Hoja de Vicente Noble, en la carretera que une Azua y Barahona, al suroeste de Fondo Negro; en este corte la formación está representada por una alternancia rítmica de margas y areniscas siliciclásticas que, con un espesor en torno a 1.500 m., se apoya concordante y en tránsito gradual sobre las margas y calcarenitas del Mb Gajo de la Fm Sombrerito.

El levantamiento estratigráfico-sedimentológico de este corte ha permitido separar tres tramos: El “tramo inferior” es margoso con intercalaciones de areniscas tabulares con estratificación fina y media, que se organizan en ciclos de escala decamétrica predominantemente negativos. Le sigue un “tramo intermedio”, con mayor proporción en capas de areniscas, en el que alternan ciclos de facies canalizadas estrato y granodecrecientes, y no canalizadas. Los ciclos o secuencias positivas son de escala decamétrica y métrica y están formados por areniscas groseras amalgamadas con estratificación muy gruesa y gruesa, con bases erosivas laxas y escasos cantos blandos. Las secuencias no canalizadas, mayoritarias, son de orden métrico, positivas y negativas, con estratificación media y fina. El conjunto parece formar una macrosecuencia positiva, si bien hacia la parte superior se intercalan al menos dos niveles de *slump* y *debris flow*. En general, las estructuras sedimentarias son escasas y la clasificación es mala. El “tramo superior” de la formación, propiamente desarrollado entre Fondo Negro y Quita Coraza inmediatamente por debajo y en tránsito con la formación que recibe este nombre, intercala, en una serie margosa, una sucesión progradante de ciclos arenoso-conglomeráticos estrato y granocrecientes, de escala decamétrica. Los cantos blandos son abundantes y la facies se caracteriza por su extrema mala clasificación.

La sucesión descrita se interpreta en este proyecto como la progradación de un sistema deltaico-turbidítico progradante. Dentro de este sistema, el “tramo inferior” se identifica con facies turbidíticas de *levee distal*. El “tramo intermedio” se interpreta como un sistema de

channel-levee, en el que las facies canalizadas representan depósitos de canal y las no canalizadas depósitos de margen de canal. Las secuencias negativas del “tramo superior” se interpretan como barras deltaicas (lóbulos de plataforma en el sentido de Mutti *et al.*, 2000).

En sectores más orientales de la cuenca de Azua y del entronque de ésta con la de San Juan, las litofacies son similares a las mencionadas, pero en tramos equivalentes al intermedio se observa una mayor presencia de niveles de areniscas de aspecto desorganizado y, en los equivalentes al tramo superior, de conglomerados. En estos términos superiores se han citado estructuras sedimentarias tales como laminación paralela, estratificación *hummocky*, *ripples* de oleaje y, además, un mayor grado de bioturbación que, en conjunto, indican medios más someros, quizá una llanura deltaica (Diaz de Neira, 2000 b)

En la Hoja de Galván, la Fm Trinchera está representada exclusivamente en el sinclinal de Vallejuelo donde de forma peculiar, en su sector occidental, se ha cartografiado discordante sobre la Fm Sombrerito, ya que aparentemente erosiona al Mb Gajo Largo y quizá también, a los términos superiores del Mb Loma La Patilla. Aquí las litofacies parecen más próximas a las descritas para la cuenca de Azua y San Juan, a la que de hecho pertenecen, con frecuentes niveles de conglomerados entre la alternancia de areniscas siliciclásticas, lutitas y margas. No se han distinguido con claridad los tres tramos referidos en párrafos anteriores pero su interpretación general en cuanto a facies y medios sedimentarios es similar.

Desde el punto de vista petrográfico los constituyentes de las areniscas son muy variados, con predominio de plagioclasa y fragmentos de roca, y contenidos en cuarzo que permiten clasificarlas como arcosas y litarenitas feldespáticas. Los conglomerados son polimícticos, y de tonos oscuros; los cantos proceden de rocas volcanoclásticas, plutónicas, carbonatadas y areniscosas, que señalan a la Fm Tireo y al Grupo Peralta como área madre más probable.

El contenido faunístico encontrado en los afloramientos de la Hoja de Galván es representativo, si bien no del todo determinante, del intervalo Mioceno Superior-Plioceno inferior: *Orbulina universa*, *Globigerina af. nephentes Todd*, *Globigerinoides trilubus*, *Globigerinoides obliquus Bolli*, *Globigerina bulloides*, *Globocadrina altispira*. No obstante, el conjunto de dataciones realizadas en la cuenca y su posición estratigráfica regional permiten asignarla sin ambigüedades al citado intervalo cronoestratigráfico.

2.3.2.2. Unidad de Majagual (nov. nom.) (19). Margas blancas y calcarenitas. Mioceno Superior-Plioceno Inferior. N₁₋₂

Se utiliza esta nueva denominación para nombrar a un conjunto de margas y calcarenitas de característicos tonos blancos que afloran en el interior del anticlinal de Las Cañitas en las inmediaciones del paraje conocido como el Majagual. El hecho de su diferenciación en una unidad aparte se justifica no tanto con criterios litológicos sino, sobre todo, por las ambiguas y peculiares relaciones cartográficas de la unidad con la Fm Neiba brechoide que la rodea, respecto a la cual no se ha podido observar su contacto, pero se deduce que originalmente era discordante. Por otra parte, la unidad tiene una escasa continuidad lateral, comprobada en itinerarios de campo, que contrasta con la tipología de sus facies. Su límite norte también es deducido y se ha resuelto en la cartografía como un pequeño cabalgamiento de las calizas brechoides de la Fm Neiba, también sin continuidad lateral, sobre las margas y calcarenitas.

La unidad aflora discontinua y con mala calidad en la ladera oeste del río El Manguito y se corta muy parcialmente en la pista de Las Cañitas a la altura de El Majagual. Se presenta como un conjunto de margas blancas con intercalaciones de calcarenitas de orden centimétrico y decimétrico. Su buzamiento es variable y poco definido salvo en los afloramientos más septentrionales donde buza unos 20-30 al norte y, aparentemente, se sumerge debajo de la pequeña escama de calizas brechoides de la Fm Neiba.

Las muestras recogidas en la unidad arrojan un contenido faunístico muy abundante que determina bien el intervalo Mioceno Superior-Plioceno: *Globigerina nepenthes* (Todd), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globocadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globorotalia merotumida* Banner y Blow, *Globorotalia obesa* Bolli, *Globorotalia pseudotes* (Salvatorini), *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager), *Globigerinoides conglobatus* (d'Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina universa* d'Orb.

Esta edad y la similitud de sus facies, en un principio sugieren correlacionar, al menos en parte, la unidad de El Majagual con la de Cortadero y así, por tanto, con la Fm Sombrero, posibilidad que, de hecho, no se descarta. Sin embargo, el contraste entre la posición estratigráfica de ambas y el carácter discontinuo de la primera, así como la complejidad de su afloramiento, ha aconsejado su individualización como una unidad aparte en tanto que nuevas investigaciones puedan aclarar sus equivalencias. Si se atiende exclusivamente a su

edad, se podría considerar que es un equivalente lateral a la Fm Trinchera tal y como en su día sugirieron los geólogos de la Canadian Oil Superior Ltd (1979) de la Fm Lemba, en sus primeras investigaciones.

2.3.2.3. Fm Arroyo Blanco (20). Margas con niveles de conglomerados. Plioceno. N₂

Constituye otro de los conjuntos característicos del Neógeno de la región y, tal vez, el que posee una mayor heterogeneidad litológica. Su primera cita se encuentra en Dohm (1942). En los sectores orientales de la cuenca de Enriquillo y en la cuenca de Azua se sitúa en continuidad estratigráfica sobre la Fm Quita Coraza mientras que en el seno de cuenca de Enriquillo, las perforaciones revelan que se dispone sobre la Fm Angostura aunque se supone que, lateralmente, ésta formación se debe acuñar hacia sus términos basales o pasar lateralmente a ellos. Menos dudas plantea su equivalencia lateral con la Fm Las Salinas, hasta tal punto que en el presente proyecto se ha propuesto la unificación cartográfica de ambas formaciones.

Sus cortes más representativos están en la Hoja de Vicente Noble y han sido ampliamente descritos en la literatura (McLaughlin *et al.*, 1991; Mann *et al.*, 1999), pese a lo cual sus series también se han estudiado en el presente proyecto (series del Río Yaque y Arroyo Barranca). En ellos, la Fm Arroyo Blanco, con un espesor en torno a los 1250 m, está constituida por una sucesión lutítica que intercala regularmente niveles areniscos y conglomeráticos de orden métrico y decamétrico y hacia la base, en menor proporción, yesíferos y carbonáticos, algunos de éstos son, de forma característica, calizas arrecifales. En cuanto a la organización secuencial de estas litologías, en general, a los niveles de calizas arrecifales (*framestones* y *floatstones*) les suceden ciclos estrato y granocrecientes de escala decamétrica formados por lutitas grises, areniscas con laminación cruzada, y conglomerados, que suelen estar canalizados. Hacia la parte superior, cuerpos de escala métrica arenoso-conglomeráticos se intercalan entre lutitas rojas. Lateralmente (Arroyo Barranca) la serie se puede tornar más lutítica, de tonos grises, con intercalaciones relativamente finas de calizas con fauna marina, areniscas y hasta cinco niveles de escala métrica de yesos (*grass-type and spear-type selenite*, según Mann *et al.*, 1999)

En el sector meridional de la zona de proyecto la serie corresponde a la original Fm Las Salinas. Allí se ha estudiado en los cortes de Arroyo Pozo y la Salina (Hoja de La Salina), Mella (Hoja de Neiba), Cerros de Peñon Viejo y Cerros de San Cristóbal (Hoja de Barahona)

y Cañada de El Aculadero (Hoja de Jimaní). En Arroyo Pozo, la formación Arroyo Blanco-Las Salinas descansa, en contacto mecánico, sobre los yesos y sales de la Fm Angostura. En este corte, en el de Mella y Cerros de Peñón Viejo, la serie se inicia con unas decenas de metros de lutitas grises que intercalan areniscas en ciclos positivos de escala métrica y decimétrica con laminación cruzada sigmoidal y *drapes* de arcilla. El nivel bioclástico basal ("*razorback ridge*" de Mann *et al.*, 1999) es un *coset* de 2 m de grosor con laminación cruzada sigmoidal unidireccional, con oolitos y un *lag* de ostreas, tapizado por un intervalo de 0.5 m de *ripples* de oscilación. La mayor parte de la serie, no obstante, contiene lutitas grises y rojas con intercalaciones de escala métrica de areniscas con bases canalizadas y laminaciones cruzadas, y finaliza con tramos margoso-conglomerático grises con numerosas lumaquelas y corales en posición de vida (serie La Salina, Hoja de Las Salinas al SE de las anteriores). Estos últimos tramos pueden disponerse en discordancia sobre los tramos infrayacentes, que parecen sufrir un fuerte acuñamiento en dirección este.

En el corte de la Cañada El Aculadero se ha medido la parte inferior de la Fm Salinas, ya que el resto de la serie se halla replegada, si bien sus facies son similares. Se trata de una sucesión lutítica de colores predominantemente grises que intercala intervalos en los que las lutitas alternan con limolitas y areniscas con estratificación fina, en proporción variable. La columna finaliza en un tramo de escala métrica con facies arenoso-conglomeráticas canalizadas

De acuerdo con esta descripción general, la interpretación de la Fm Arroyo Blanco y su equivalente lateral hacia el S/SO, la Fm Las Salinas, se contempla en un medio deposicional deltaico de tendencia progradante, con una paleogeografía compleja. En el frente deltaico se reconocen parches arrecifales y barras de desembocadura (*stream mouth-bars*) (parte inferior de la serie de Río Yaque). La llanura deltaica contiene ambientes lagunares y de llanura mareal con canales (Arroyo El Pozo, Arroyo Barranca), y canales distributarios de dominancia fluvial y lóbulos de *crevasse* (Arroyo El Pozo, parte superior de Río Yaque, Cerros de Cristóbal). En el sector suroeste es donde las facies son más distales y se sitúan en un ambiente de prodelta.). Los términos conglomeráticos son más abundantes hacia los márgenes de la cuenca como tectofacies que resultan del levantamiento de las sierras periféricas.

En el ámbito de las Hojas de Galván y La Descubierta, la Fm Arroyo Blanco está casi exclusivamente representada por las facies marginales. Estas se disponen en ciclos

formados por niveles de conglomerados de potencias métricas que culminan con niveles de espesor variable de margas y lutitas margosas de tonos blanquecinos o amarillentos (localmente rojizos) con abundante fauna marina. En la Hoja de Galván, de hecho, estas son las únicas facies representadas; afloran en la pista de las Cañitas, discordantes sobre la Fm Neiba en el frente de la sierra y formando un pequeño sinclinal cuyo flanco norte está parcialmente cobijado por un cabalgamiento asociado a este frente. Desde esta transversal hacia el oeste, ya en la Hoja de La Descubierta, las mismas facies marginales afloran todo a lo largo del pie de la sierra discordantes sobre la unidad de Cortadero de la Fm Sombrero. En este caso, los niveles de conglomerados aumentan en espesor y frecuencia hacia el frente de la sierra, y pueden llegar a formar tramos amalgamados, de tal forma que no es fácil su separación cartográfica respecto a la Fm Arroyo Seco, que con facies exclusivamente conglomeráticas continentales se intercala en la parte superior de la secuencia. Los criterios más habituales que se han utilizado para la separación cartográfica entre ambas formaciones son la mayor proporción de niveles margosos en la Fm Arroyo Blanco, con sus tonos amarillentos característicos y, sobre todo, el carácter marino de éstos.

En el sector SE de la Hoja de La Descubierta, muy próximo al límite con Galván, y estratigráficamente por encima de las facies margoso-conglomeráticas descritas anteriormente, se ha separado cartográficamente un intervalo más representativo de las facies propias de cuenca descritas en párrafos anteriores, esto es, margas que intercalan niveles (en este caso decimétricos) de areniscas, calizas laminadas, calizas arrecifales, algún nivel de yesos y también conglomerados; facies parecidas, con intercalaciones casi exclusivas de areniscas, se observan en la pista de Guayabal, en este caso en la base de la formación, por debajo de toda la secuencia de facies marginales margoso-conglomeráticas. En resumen, la cartografía indica que las citadas facies conglomeráticas marginales se intercalan en la secuencia propia de la cuenca como respuesta al levantamiento de los relieves periféricos, en este caso la sierra de Neiba. Representan facies de abanico aluvial de tendencia retrogradante, en el que cada ciclo correspondería a un abanico. En la parte inferior las facies pertenecen a la franja proximal, mientras que hacia la parte media y superior son de abanico medio y medio-distal, respectivamente. La discordancia progresiva refleja un levantamiento del margen activo durante la sedimentación La Fm Arroyo Seco, que se describe en el siguiente apartado, representa un impulso de mayor relevancia con progradación de facies continentales sobre las marinas.

Las muestras recogidas en la Hoja o en sus proximidades han arrojado asociaciones, fundamentalmente de foraminíferos, poco determinantes desde el punto de vista cronoestratigráfico, que en todo caso reconocen con vaguedad los intervalos Mioceno Superior-Plioceno o Pliocuaternario: *Globigerinoides gr. trilobus (Reuss)*, *Globigerinoides sp.*, *Globorotalia af. acostaensis Blow*, *Globigerina sp.*, *Nonion sp.*, *Bolivina sp.*, *Ammonia sp.*, *Plakulina sp.*, *Ammonia gr. beccarii (Linneo)*, *Ammonia af. tepida (Cushman)*, además de Radiolarios, Rotálidos y espículas. No obstante, su edad ha sido bien establecida en trabajos previos, con ostrácodos y en menor medida también con foraminíferos, como Plioceno (McLaughlin *et al.*, 1991)

2.3.2.4. Fm Arroyo Seco (21). Conglomerados calcáreos, masivos o groseramente estratificados, de tonos rojizos, con intercalaciones subordinadas de lutitas y limos arenosos. Plioceno Superior. N₂

Bajo esta denominación se conoce a la formación que culmina el relleno de las cuencas de San Juan y Azua (aquí también con nombre de Fm Vía) en facies continentales de abanicos aluviales con una disposición ligeramente discordante sobre la Fm Arroyo Blanco. En este proyecto se mantiene la misma denominación para facies equivalentes del relleno terminal de la cuenca de Enriquillo pero no del todo en el mismo sentido puesto que en este caso se ha podido comprobar que estas facies continentales procedentes de los relieves periféricos emergentes no son discordantes si no que se intercalan en la parte superior de la Fm Arroyo Blanco. Por otra parte, en los sectores occidentales y meridionales de esta cuenca la Fm Arroyo Seco tampoco constituye su relleno terminal ya que por encima todavía existe el registro correspondiente a la Fm Jimaní, con la que quizá en parte sea equivalente.

En las Hojas de Galván y La Descubierta, la Fm Arroyo Seco aflora adosada a los relieves del frente de la sierra donde se dispone de manera discordante sobre las Fm Neiba superior o la unidad Cortadero de la Fm Sombrerito; inmediatamente hacia el sur, como se ha señalado anteriormente, se interdigita con los términos más altos de la Fm Arroyo Blanco. En la Hoja de Galván hay buenos cortes de la formación en la pista de Las Cañitas y en el barranco con el mismo nombre y también se observa bien en paisaje desde la pista de El Barro. Sin embargo el corte más espectacular y más provechoso para las observaciones sedimentológicas es el del río Barrera, en la Hoja de La Descubierta, al norte de la localidad de Los Ríos. En este corte, con un espesor mínimo de 800 m, los conglomerados se organizan en, al menos, 11 ciclos granocrecientes que forman discordancia progresiva, con

acuñamiento de la serie hacia el norte. Internamente, en cada ciclo se distingue un término inferior en el que alternan lutitas, areniscas y conglomerados, y un término superior en el que los conglomerados son predominantes. El ciclo basal, muy cubierto, descansa sobre la alternancia de margas, margocalizas y calcarenitas de la unidad de Cortadero

En los ciclos inferiores predomina el tamaño grava gruesa (2 a 6 cm) o canto (6 a 20 cm), no hay una estructura interna definida y son frecuentes las amalgamaciones. En la parte media de la formación domina el tamaño grava y, a escala de afloramiento, las capas son tabulares y presentan buena clasificación, con niveles de cantos lavados e imbricados. La naturaleza de los cantos es mayoritariamente calcárea. En la parte superior se mantiene el tamaño de los cantos pero las intercalaciones de areniscas y lutitas, con tonos blanquecinos o amarillentos, son más frecuentes.

De acuerdo con esta descripción, la unidad se interpreta depositada en un sistema de abanicos aluviales de tendencia retrogradante, en el que cada ciclo negativo corresponde a un lóbulo deposicional. En la parte inferior las facies son de abanico proximal, mientras que hacia la parte media y superior las facies son de abanico medio y medio-distal, respectivamente. La discordancia progresiva, con un ápice en el que convergen buzamientos subverticales o invertidos en la parte inferior, y de apenas 15-20° en la superior, refleja un levantamiento activo del frente de la sierra de Neiba durante la sedimentación

El carácter continental de esta formación no facilita su datación; que se debe deducir de su intercalación en la parte superior de la Fm Arroyo Blanco y de la edad de la Fm Jimaní suprayacente (Pleistoceno): en consecuencia, la edad de la Fm Arroyo Seco en este sector de la cuenca de Enriquillo se puede acotar en el Plioceno Superior y quizá alcance hasta el Pleistoceno Inferior

2.4 Cuaternario

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Galván presentan escasa variedad, al menos en comparación con los desarrollados las áreas litorales de la misma zona de proyecto o del entorno del lago Enriquillo donde se dan depósitos arrecifales subactuales y lacustres. Por otra parte, en la Hoja no hay ningún curso fluvial de importancia y, por tanto, los depósitos fluviales tampoco tienen la entidad que alcanzan en el sector oriental de la cuenca en

relación con la evolución reciente del río Yaque del Sur. No obstante, en esta Hoja sí tienen cierta importancia los depósitos cuaternarios directamente condicionados por la creación de relieve, y entre ellos destacan, por su extensión y volumen de depósitos movilizado, los sistemas de abanicos aluviales y conos de deyección asociados al levantamiento de ambos márgenes de la sierra de Neiba, y los deslizamientos que ocurren en el interior de la misma. Consecuencia de este levantamiento es también el fuerte encajamiento de la red fluvial, puesto de manifiesto especialmente en los valles de los ríos Los Guineos, Las Cañitas, El Manguito y Majagual

2.4.1 Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica fluvial

2.4.1.1. Abanicos aluviales y conos de deyección de la vertiente sur de la sierra de Neiba: onglomerados calcáreos, bien (22 y 23) o variablemente cementados (24 y 25), con intercalaciones de arenas y limos. Abanicos aluviales y conos de deyección de la vertiente norte de la sierra de Neiba: conglomerados calcáreos, bien (26) o variablemente cementados (27), con intercalaciones de arenas y limos. Abanicos aluviales y conos de deyección indiferenciados (28). Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₄

En un intento de precisar la actividad neotectónica de la sierra de Neiba, se han cartografiado, separadamente, los abanicos aluviales y conos de deyección generados en sus dos vertientes y, dentro de cada una de ellas, éstos se han individualizado en función de su grado de encajamiento. En la vertiente sur se distinguen, con bastante facilidad, cuatro generaciones. De acuerdo con las observaciones realizadas en la Hoja contigua de La Descubierta, en términos generales, parece que los dos más antiguos (22 y 23), con mayor extensión (>1-2 km²), espesor (de 20 a >50m) y grado de cementación, son anteriores o simultáneos al desarrollo del arrecife subactual periférico del Lago de Enriquillo, y se les asigna una edad Pleistoceno sup.-Holoceno, mientras que los dos más modernos (24 y 25), de menor extensión (< 1-2 km²), espesor (< 30 m) y grado de cementación, lo atraviesan y, por tanto, serían posteriores a él, es decir, claramente holocenos.

En la vertiente norte, la menor extensión de los abanicos y conos y su menor encajamiento relativo denota una menor actividad tectónica: aunque puntualmente se pueden distinguir tres generaciones, en general se agrupan en dos; la más antigua (26) se equipara tentativamente a las unidades 23 y 24 de la vertiente sur, y la más moderna (27), a las unidades 24 y 25, posteriores al desarrollo del arrecife.

En el interior de la Hoja, el resto de conos y abanicos, sin posibilidad de comparación temporal con los de los márgenes, se dan como indiferenciados (28).

Litológicamente están constituidos por conglomerados y gravas (mayoritariamente calcáreas) con diferentes de grados de cementación en función de su antigüedad, que intercalan frecuentes niveles de arenas y, en sus partes más distales, limos y arcillas. En las partes proximales abundan los bloques que alcanzan tamaños superiores a los 50 cm.

2.4.1.2. Terrazas. Gravas, arenas y limos (29). Pleistoceno-Holoceno. Q_{1-4}

Se han agrupado en esta unidad todas las terrazas existentes en la Hoja que, en cualquier caso, son escasas al no haber cursos fluviales de cierta entidad. Su mayor desarrollo se asocia a los cursos de los ríos Vallejuelo, Los Guineos y Majagual. Por su escasa representación no se han separado en niveles, pero en general corresponden a terrazas bajas, salvo algunas que quedan “colgadas” a mayor altura sobre el nivel del cauce actual, que corresponderían terrazas medias. Están constituidas mayoritariamente por conglomerados y gravas calcáreas con niveles de arenas y limos. Su espesor puede variar entre 3 y 20 m. Su edad es claramente holocena, pero las más antiguas podría pertenecer al Pleistoceno.

2.4.1.3. Llanura de inundación (33). Limos y arcillas con niveles de cantos y gravas. Holoceno. Q_4

En el sector más meridional de la Hoja se ha cartografiado una llanura de inundación que posiblemente corresponda a la parte baja del río Majagual. Son depósitos de limos y arcillas entre los que se intercalan niveles de cantos y gravas. Su edad se atribuye al Holoceno

2.4.1.4. Fondo de valle (depósitos localmente discontinuos) (34). Cantos, arenas y gravas. Holoceno. Q_4

Los fondos de valle de los principales ríos y arroyos de la Hoja son depósitos localmente discontinuos formados por cantos, arenas y gravas, en proporciones variables.

2.4.2 Depósitos cuaternarios asociados a la dinámica gravitacional

2.4.2.1. Deslizamientos de ladera (30). Bloques y masas calcáreas y de rocas volcánicas, con cantos, arenas y limos. Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₄

En la Hoja de Galván, los deslizamientos representan el segundo grupo de depósitos cuaternarios en importancia, después de los abanicos aluviales y conos de deyección. Se desarrollan principalmente en el sector central de la Hoja y, muy especialmente, en el contacto entre la Fm Neiba superior y el Conjunto Volcanosedimentario o la Fm Sombrerito, favorecidos por el contraste de permeabilidades entre estas formaciones, las altas pendientes y quizá también, el fuerte levantamiento de la sierra y las sacudidas sísmicas. Movilizan importantes volúmenes de bloques y masas calcáreas y de rocas volcánicas dentro de una matriz limo-arcillosa con arenas y cantos. Su edad se asigna a todo el intervalo Pleistoceno sup.-Holoceno

2.4.2.2. Coluviones (31). Limos, arenas y cantos. Holoceno. Q₄

Básicamente, son depósitos de cantos heterométricos subangulosos englobados en una matriz limo-arenosa, procedentes del desmantelamiento de las vertientes de la sierra; por ello, la naturaleza de sus componentes varía en función de la constitución del área madre. Su potencia es variable, siempre de orden métrico. Su edad es holocena

2.4.3 Depósitos cuaternarios derivados de la meteorización química

2.4.3.1. Depósitos de fondo de dolina (32). Arcillas de descalcificación. Holoceno. Q₄

Corresponden a arcillas rojas de aspecto masivo, que constituyen el producto de la descalcificación de los materiales calcáreos por acción de procesos kársticos. Sus afloramientos se reparten por toda la sierra en relación con los materiales carbonatados de la Fm Neiba pero en general no tienen representación cartográfica, salvo en algunas dolinas de mayor entidad desarrolladas en la Fm Neiba inferior. Su espesor varía en función de la envergadura de los procesos de disolución, y pueden superar los 3 m. Su edad se ha asignado, de forma bastante imprecisa, al Pleistoceno-Holoceno, sin que se deba descartar que su desarrollo comenzara incluso en el Plioceno.

3.TECTÓNICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la Hoja de Galván 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 Galván 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. 3.1.1 y 3.1.2). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988). 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. 3.1.3). 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. 3.1.1). 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.*, 1991b). 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. 3.1.4). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la zona de falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1991b), 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 desgarres, en parte simultánea con las anteriores, pero que sobre todo ha incidido en su evolución más reciente.

Fig. 3.1.1

Contexto geodinámico y elementos estructurales de la placa del caribe

Fig. 3.1.2

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

Fig. 3.1.3 y 3.1.4

Esquema del origen y evolución de la placa del caribe y Bloque diagrama del límite
septentrional

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 b) 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.*, 1991b, 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, 200 a; Gómez Sainz de Aja, 2000). 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 la figura 1.3.2 (ver capítulo 1) 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.*, 1991b; 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. 1.3.2): 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) 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 (Norconsul, 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 d). 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 d), 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 **vulcanismo cuaternario** del sector centro-occidental de la isla, de naturaleza principalmente calcoalcalina aunque en sus estadios finales también hay emisiones de carácter alcalino. Este vulcanismo 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 d) tiene una relación genética con la cresta aunque también sugieren que alternativa o adicionalmente, el vulcanismo 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

Se describe en este apartado la estructura de la zona de estudio referida no estrictamente a la Hoja de Galván sino que en ella se incluyen, para su mejor comprensión, referencias a las Hojas limítrofes.

3.3.1 La estructura de la Sierra de Neiba

La estructura de la sierra de Neiba (Fig. 2.1.1- ver capítulo 2) está definida por pliegues de longitud de onda kilométrica, generalmente limitados por fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo, y una intensa fracturación, en parte singenética con aquellos, en parte sobrepuesta que, en conjunto configuran un domo de geometría anticlinorial elevado más de 2000 m sobre las cuencas contiguas de San Juan y Enriquillo.

Los pliegues presentan, de forma característica, direcciones cambiantes de NO-SE a E-O e incluso ENE-OSO y una disposición escalonada y en relevo en sentido sinistral de sus trazas axiales que, no obstante, determinan, para el conjunto de este dominio, unas directrices regionales ONO-ESE (Fig. 2.1.1 y 3.3.0). Las estructuras más prominentes coinciden con grandes pliegues anticlinales en cuyos núcleos afloran las series calcáreas de la Fm Neiba y el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate. Es habitual y también definitorio, que estos anticlinales presenten doble inmersión y que, por tanto, desaparezcan en escasos kilómetros para ser relevados en dirección por una nueva estructura. No obstante, toda la estructura anticlinorial de la sierra muestra una clara tendencia a la inmersión hacia el ESE y ello determina que las series más antiguas (Neiba inferior y Neiba brechoide) afloren principalmente en los sectores occidentales, mientras que las más modernas (Neiba superior, Sombrerito) lo hacen principalmente en los sectores orientales. Los sinclinales, en general, quedan restringidos cartográficamente a estrechas bandas por cuanto sus márgenes están fallados y cobijados parcialmente por los flancos cabalgantes de las grandes estructuras anticlinales que los limitan (principalmente por el norte). Sus núcleos suelen estar ocupados por la Fm Sombrerito en los sectores orientales y por la Fm Neiba superior o el Conjunto Volcanosedimentario en los occidentales.

La poca continuidad y relevo de las estructuras en dirección comentada anteriormente no impide, sin embargo, que en el ámbito de la zona de estudio se reconozcan una serie de alineaciones anticlinales y sinclinales cuya estructura en detalle se describe a continuación (Fig. 2.1.1):

- El sinclinal de Vallejuelo. Es un sinclinal con una media longitud de onda de 5-6 km, que ocupa los sectores más septentrionales de las Hojas de Villarpando y Galván donde aflora ampliamente la Fm Sombrerito y, en menor grado, la Fm Trinchera. En planta, su eje presenta una acusada inflexión al pasar de tener una dirección ENE-OSO en la primera, a ONO- ESE en la segunda (Fig. 2.1.1). En sección, el plano axial es subvertical o ligeramente vergente al sur en la Hoja de Galván pero pasa a ser ligeramente vergente al norte, en la de Villarpando (Figs. 3.3.1 y 3.3.2). En esta Hoja, la estructura consiste en un sinclinorio, en el que el plano axial del anticlinal intermedio y del sinclinal más meridional reproducen de nuevo una ligera vergencia al sur. Esta estructura tiene continuidad cartográfica y enlaza hacia el sur con la siguiente.

Fig.3.3.0

Proyecciones estereográficas

Fig.3.3.1

Panel de cortes 1

Fig. 3.3.2 A

Panel de cortes 2 A

Fig 3.3.2 B

Panel de cortes 2 B

- La alineación anticlinal de Cabeza de Toro-El Aguacate-Sabana del Silencio, que discurre desde el sector meridional de la Hoja de Villarpando hasta la parte norte de las Hojas de La Descubierta y Boca Cachón (Fig. 2.1.1). Esta alineación en realidad consiste en una sucesión escalonada y en relevo de anticlinales en cuyo núcleo aflora al Fm Neiba superior (en las Hojas de Villarpando y Galván-este) y la Fm Neiba inferior y el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate (en las Hojas de Galván-centro/oeste, La Descubierta y Boca Cachón). En el trayecto que corresponde a las Hojas de Galván y La Descubierta, el flanco meridional de esta alineación es cabalgante sobre el sinclinal contiguo al sur de Apolinar Perdomo, con una traslación relativamente importante en esta primera Hoja, que se va amortiguando tanto hacia el SE como hacia el NO. En este sector, la zona de mayor complejidad corresponde al flanco meridional del anticlinal de El Aguacate en el que la estructura se resuelve mediante un doble cabalgamiento: el más septentrional superpone la Fm Neiba inferior sobre la superior y omite completamente el tramo volcanosedimentario intermedio; el más meridional, superpone la Fm Neiba superior, completamente invertida e individualizada en una escama, sobre la Fm Sombrero del sinclinal contiguo (Figs. 2.1.1, 3.3.1 y 3.3.2). La traslación mínima hacia el sur que se deduce de la cartografía para cada uno de estos cabalgamientos es de 1 y 2 km, respectivamente. Desde esta zona, la traslación se amortigua con rapidez hacia el SE y la alineación anticlinal recupera una geometría más sencilla, que viene definida en el sector SE de la Hoja de Galván por un perfil anticlinorial vergente al sur y ligeramente cabalgante sobre el sinclinal de Apolinar Perdomo y más al este, ya en la Hoja de Villarpando, por una inequívoca disposición escalonada de sus ejes en sentido sinistral, que se sumergen definitivamente hacia el este bajo los depósitos de la Cuenca de San Juan-Azua (Fig. 2.1.1).

Hacia el NO, sin embargo, persiste la complejidad al mantenerse, en buena parte del flanco meridional del anticlinal de la Sabana del Silencio, la actitud invertida de la Fm Neiba superior y cabalgante hacia el S/SSO. En el sector central de la Hoja de La Descubierta, la citada traslación del cabalgamiento se amortigua del todo y es reabsorbida por la aparición de un nuevo anticlinal (anticlinal de Los Bolos), al sur de la alineación principal. Entre este anticlinal y el contiguo al norte de la Sabana del

Silencio, el valle intermedio de Los Bolos, coincide con un sinclinal volcado vergente al sur (sinclinal de Los Bolos), cuyo margen septentrional esta parcialmente cobijado por una falla inversa de alto ángulo. El núcleo de este sinclinal volcado lo ocupa el Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate (Fig. 2.1.1).

Los principales anticlinales pertenecientes a esta alineación (El Aguacate, Los Bolos, Sabana del Silencio), presentan, de forma característica, ejes con inmersión en ambos sentidos que a veces se bifurcan. Esta inmersión es acusada, de alto ángulo y afecta sólo a un segmento pequeño de la traza del pliegue, lo que indica una nucleación rápida y localizada de las estructuras.

- El sinclinal de Apolinar Perdomo. Es contiguo al sur con alineación anticlinal de Cabeza de Toro-El Aguacate-Sabana del Silencio y sus relaciones con ella, en parte se han descrito en el apartado anterior. El sinclinal tiene su máxima expresión cartográfica en el sector SE de la Hoja de Galván donde se presenta con un perfil de sinclinal volcado vergente al sur aunque con un plano axial relativamente erguido (Fig. 3.3.1 y 3.3.2). Hacia el NO el sinclinal ve notablemente reducidas sus dimensiones en planta al estar su flanco norte ampliamente cobijado bajo el anticlinal de El Aguacate. Más al NO, ya en la Hoja de La Descubierta, a la altura de Los Mosquitos, el efecto del acortamiento complica su geometría al producir, dentro de él, la individualización de una pequeña escama de escasa continuidad lateral (escama de Los Mosquitos) constituida por la Fm Neiba superior. El perfil asimétrico del sinclinal se mantiene prácticamente en todo su recorrido y el enlace con la alineación anticlinal contigua al sur se produce mediante un flanco largo que suele estar afectado por fallas rectilíneas en el contacto entre la Fm Sombrerito y la Fm Neiba superior infrayacente.
- La alineación anticlinal de Las Cañitas-La Descubierta. Es la otra gran estructura anticlinal de la zona, y define el sector meridional de la Sierra de Neiba entre las Hojas de Galván y La Descubierta (Fig. 2.1.1). Se caracteriza porque a ella están asociados los principales afloramientos de la Fm Neiba brechoide. En la parte central de la Hoja de La Descubierta la estructura presenta una marcada inflexión, muy probablemente inducida por el movimiento sinistro de una o varias fallas transversales de dirección NNE-SSO a ENE-OSO, que producen el giro de sus ejes desde direcciones E-O y NE-SO, al oeste, a direcciones ONO-ESE al este. No

obstante, esta alineación anticlinal presenta la misma tendencia a la inmersión hacia el ESE que todo el resto de la sierra, de tal forma que el haz de pliegues anticlinales y sinclinales que caracteriza su terminación oriental desaparecen al NE de la localidad de Neiba, ocultos bajo los depósitos cuaternarios más recientes de la Cuenca de Enriquillo (Fig. 2.1.1). En la zona del límite entre las Hojas de Galván y La Descubierta, la estructura adquiere su máxima anchura cartográfica como consecuencia del desarrollo de un anticlinal adicional (anticlinal de El Barro) al sur del anticlinal principal de las Cañitas. El perfil de la estructura en esta zona corresponde, por tanto, a un anticlinorio formado por dos anticlinales y un sinclinal intermedio, cuyos planos axiales son subverticales o ligeramente vergentes tanto al norte como al sur (Fig. 3.3.1 y 3.3.2). Pese a su amplitud cartográfica, el anticlinal más meridional y el sinclinal intermedio desaparecen lateralmente con cierta rapidez, hacia el NO, contra las fallas transversales mencionadas anteriormente, y hacia el SE, contra un cabalgamiento que a su vez parece coincidir con una o varias fallas del mismo tipo.

En el sector occidental de la Hoja de la Descubierta esta alineación presenta una mayor indefinición estructural que, en parte, es consecuencia de las dificultades que ofrece la cartografía de la Fm Neiba brechoide. En este sector, la estructura mejor reconocida corresponde al anticlinal cartografiado al norte de las localidades de La Descubierta y Postrer Río (anticlinal de La Descubierta), del que se puede decir que constituye la prolongación, o el relevo, del anticlinal de Las Cañitas.

La sucesión de estructuras principales que se acaba de describir se pierde o es más difícil de seguir en el sector más occidental correspondiente a la Hoja de Boca Cachón y ello se debe principalmente a dos factores: por una parte, la ya mencionada inmersión de todo el conjunto de la sierra hacia el ESE, condiciona una mayor monotonía litológica en este sector y que las estructuras no sean cartográficamente tan evidentes; pero también es cierto que en esta transversal las estructuras presentan perfiles menos apretados como pone de evidencia el hecho de que entre ellas apenas existan estructuras cabalgantes o fallas inversas (Fig. 2.1.1).

La geometría del margen meridional de la sierra de Neiba, en su tránsito a la Cuenca de Enriquillo, se caracteriza por la ausencia de un frente cabalgante neto y con grandes desplazamientos como el que, por ejemplo, sí se da en el contacto del Cinturón de Peralta con las Cuencas de San Juan o de Azua (Figs. 1.3.2 y 2.1.1). Los perfiles sísmicos

realizados en la Cuenca de Enriquillo (Canadian Oil Superior Ltd., 1979, en Norconsult, 1983) sugieren una cierta continuidad entre el perfil sinforme de ésta y perfil anticlinal de la sierra. En este trabajo se interpreta que el enlace entre ambas lo articula un sistema de fallas inversas o cabalgamientos de alto ángulo, con sucesivos saltos en la vertical, pero sin (aparentes) recorridos importantes en sentido horizontal (Fig. 3.3.1 y 3.2.2). La mayoría de estos cabalgamientos estarían ocultos bajo los depósitos marginales de la cuenca y, de hecho, algunos de ellos se han reconocido en los citados perfiles sísmicos; otros, se han inducido mediante la construcción de los cortes geológicos. Un ejemplo, en superficie, de estas estructuras, es el cabalgamiento que limita por el sur anticlinal de La Descubierta y que con un plano de alto ángulo superpone la Fm Neiba brechoide sobre la Fm Jímaní, la más alta en la secuencia del relleno de la cuenca, lo que implica un importante salto en la vertical (Fig. 2.1.1). Este cabalgamiento se prolonga hacia el oeste, ya en los dominios de la Hoja de Bocha Cachón, donde probablemente es un desgarré. Sin embargo, hacia el este se pierde su continuidad y la geometría del frente de la sierra pasa a estar caracterizada por la disposición monoclinial, con fuerte buzamiento al sur, de las series calcáreas y margocalcáreas de las Fms. Neiba superior y Sombrerito, que forman un flanco parcialmente fallado en profundidad y cabalgante al sur, sobre el que se apoyan discordantes las series que forman el relleno marginal de la cuenca (Figs. 2.1.1, 3.3.1 y 3.3.2). Este es el caso de la transversal de las Cañitas-El Barro y, en general, del resto de las transversales del frente de la sierra hasta su terminación oriental. En este último segmento de la sierra de Neiba, la geometría del frente tiene una complicación adicional puesto que si bien, por una parte, la sísmica indica una cierta continuidad de las estructuras, con dirección NO-SE, hacia el interior de la cuenca, la disposición cartográfica escalonada en sentido sinistral y asintótica de los pliegues, sugiere su interrupción contra la supuesta traza de la falla de Enriquillo.

Por lo que respecta al tipo de deformación, ésta es frágil y las fallas principales generalmente llevan asociada una banda de deformación cataclástica. En los planos de falla, lo normal es que las estrías muestren movimientos superpuestos, en dirección e inversos, pero también se han observado planos con movimientos exclusivos en uno u otro sentido. El plegamiento está controlado por un mecanismo dominante de deslizamiento capa a capa, como ponen de manifiesto la existencia de estrías también sobre los planos de estratificación. Aunque no es habitual, en algunos puntos del sinclinal más apretado de Apolinar Perdomo se ha observado, en las margas de la Fm Sombrerito, una esquistosidad asociada al plano axial (Fig. 3.3.0) de pliegues menores de escala mesoscópica, desarrollados por cizalla horizontal inmediatamente debajo del plano principal de

cabalgamiento (por ejemplo, Hoja de Galván, en la pista de subida a La Petaca). En otros puntos (Hoja de Galván, pista de El Mundito) el flanco inverso asociado a este mismo cabalgamiento desarrolla trenes de pliegues menores en cascada producidos por el mismo efecto de cizalla. Otro efecto de carácter local asociado a los principales anticlinales es la presencia, en ambos flancos, de fallas normales que parecen acomodar un cierto colapso producido durante su desarrollo; son especialmente evidentes en el flanco norte del anticlinal de la Sabana del Silencio donde omiten parte de serie del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate y en el flanco sur de esta mismo anticlinal y del anticlinal de El Aguacate, donde una falla de estas características se sobre impone a la traza del cabalgamiento más meridional.

3.3.2. La fracturación. La falla de Enriquillo

La Hoja de Gaván 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.

En la figura 3.3.3 (ver también Fig. 3.3.0) se representan las principales fallas y fracturas que afectan a la zona de estudio y su entorno regional, seleccionadas y sintetizadas a partir de las cartografías 1:50.000 de cada Hoja. En la figura 3.3.4 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 en la sierra de Neiba, donde, además, sus fallas delimitan transversalmente las terminaciones de los grandes núcleos anticlinales y les confiere un

Fig. 3.3.3

Esquema estructural de la zona de estudio (sin interpretar)

Fig. 3.3.4

Esquema estructural de la zona de estudio interpretado

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, donde sus fallas presentan, especialmente en la primera, trazados muy netos y acusados desplazamientos en planta con sentido dextral. 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.

En la figura 3.3.4 se ha separado con distinto color, un sistema de dirección NE-SO a NNE-SSO, 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.*, (1991c) 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 divirticule en varios ramales.

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

Como complemento a la descripción de la estructura, se ha procedido a una correlación con el mapa de gradiente magnético vertical que, en la Zona SO del proyecto L, 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 3.3.5 se han superpuesto los contactos geológicos y las estructuras extraídas del esquema geológico regional de la zona (Fig. 2.1.1), 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 1 a 18 corresponden a distintas anomalías, puntos o alineaciones con buena correlación en la estructura, de las que a continuación se describe las que tienen que ver con la Hoja de Gaván y su entorno más inmediato.

Probablemente la correlación más obvia corresponde a la de las anomalías N1 a N8 con el vulcanismo del Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate (Nº 1). Esta correlación es tanto litológica como estructural por cuanto estas anomalías reproducen la presencia de este vulcanismo y las estructuras anticlinales a las que está cartográficamente asociado, incluida su disposición escalonada. Llama la atención que estas anomalías reproducen mejor la estructura de los anticlinales que el propio contorno de los afloramientos del Complejo Volcanosedimentario.

Los afloramientos de la Fm Trinchera dan lugar a anomalías que prácticamente mimetizan sus contactos cartográficos en el siclinal de Vallejuelo (Nº 5). Las anomalías las causa el prácticamente exclusivo origen volcánico e ígneo de los materiales detríticos que constituyen esta formación con alto contenido en magnetita.

En el centro de la Hoja de Galván (y sector oriental de la La Descubierta), una alineación magnética de dirección NO-SE 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.

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 (Nº 17).

Fig. 3.3.5

Correlación mapa aeromag con la estructura

La anomalías relacionadas con el vulcanismo 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 (Nº 18).

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 figura 3.3.3 presenta un mapa estructural integrado, procedente de las diferentes Hojas del proyecto y la figura 3.3.1 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 figura 3.3.1 (ver también figura 3.3.2) 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. 3.3.2) 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. 3.3.1; y IX-IX', 3.3.2). Una línea sísmica con buena resolución, realizada para la exploración petrolífera de la Cuenca de San Juan (Fig. 3.4.1; 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 muestran acunamiento 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.

Fig. 3.4.1

Linea sísmica de la cuenca de San Juan de Nemec

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 (Figs. 2.1.1 y 3.3.3) 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 figura 3.3.4: 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 3.3.4, 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 relacionada 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-Las Salinas 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-Las Salinas, 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.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Análisis geomorfológico

En el presente apartado 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, cuya representación aparece plasmada en el Mapa Geomorfológico a escala 1:100.000 de Neiba (5971), atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales) se trata en el apartado correspondiente a la estratigrafía de los materiales cuaternarios.

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.

4.1.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la estructura y naturaleza litológica de los materiales que la conforman, descritas en apartados anteriores. En la sierra de Neiba, las fallas producen frecuentes escalonamientos que facilitan 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; igualmente, su naturaleza eminentemente carbonatada ha provocado una notable influencia kárstica en el modelado de extensas áreas. Por lo que respecta a la depresión, muy escasamente representada en la Hoja, abundan los relieves estructurales que se manifiestan como capas y superficies plegadas.

La geometría de la red fluvial muestra una clara influencia de los dominios morfoestructurales que intervienen en la Hoja, la sierra de Neiba y la depresión de Enriquillo. Excepción hecha de los cursos localizados al norte de la divisoria hidrográfica de la sierra de

Neiba, pertenecientes a la amplia cuenca del río San Juan, 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 aquella.

4.1.1.1. 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 depresión. En el primer caso, predominan las formas relacionadas con estructuras tectónicas, en tanto que en el segundo las formas están relacionadas principalmente con la litología de la serie aflorantes.

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. También se refleja claramente por el encajamiento y el carácter lineal de la red fluvial en algunos de sus tramos y por existencia de fuertes desniveles.

Las *fallas con expresión morfológica* se agrupan en torno a varias familias principales: NO-SE, NNE-SSO y E-O, principalmente. Se distribuyen por toda la sierra de Neiba, condicionando su estructura interna por distorsión de la estructura general de plegamiento; en cualquier caso, sus exponentes más destacados son las alineaciones meridionales que constituyen el límite entre las sierras y la depresión y que en esta Hoja coincide parcialmente con la traza supuesta de la falla de Enriquillo.

Las fallas poseen una tipología variada, observándose *fallas normales* (en ocasiones *con indicación del labio hundido*), *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 quedan ocultas bajo los depósitos cuaternarios sin afectarlos; en estos casos se han representado como *fallas supuestas*.

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 en el valle de Vallejuejo y al NE de Galván también adquieren 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 Fms. Sombrerito y Trinchera. También en capas plegadas se observan: *relieves conformes anticlinales*, como en el domo central de la Hoja correspondiente al anticlinal de El Aguacate; *sinclinales*, como el del valle de Vallejuelo; y *chevrons*, configurados por sucesiones de resaltes de capas monoclinales.

4.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como las sierras de Neiba y la hoya de Enriquillo, tiene como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de las sierras 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 kárstico.

En el caso de la hoya de Enriquillo y del valle de San Juan, 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, fuera de Hoja, 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 de meteorización química y poligénicos.

4.1.2.1. Formas gravitacionales

Su abundancia en la sierra de Neiba, se ve favorecida por los importantes desniveles existentes, adquiriendo un notable desarrollo en algunas zonas, especialmente en las laderas de los principales valles. 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 en la Hoja de Galván son los *deslizamientos*, que se generan fundamentalmente a favor de los contactos entre las formaciones calcáreas permeables (Fm Neiba sup.) y las (estratigráfica o tectónicamente) subyacentes impermeables (conjunto volcanosedimentario o Fm Sombrerito) como consecuencia de las altas precipitaciones, las elevadas pendientes y, posiblemente, los movimientos, sísmicos; la elevada tasa de erosión y el rápido crecimiento de la vegetación hace que sus *cicatrices* queden rápidamente enmascaradas. Menor representación poseen los *coluviones*, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial.

4.1.2.2. 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 sectores próximos pertenecientes a la depresión de Enriquillo. 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.

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 y se han representado como fondos de valle los de régimen permanente (ríos Los Guineos, Majagual, Las Cañitas, Vallejuelo etc.). 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 en ambos márgenes la sierra de Neiba, entre los que se han reconocido dos sistemas principales, simplificados de la cartografía geológica. Se forman en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en los cuales la carga transportada pierde su confinamiento, y se expande; 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, destacando por sus dimensiones los de Galván y Pie de La Loma, en la vertiente sur y los localizados al oeste de Vallejuelo, en la vertiente norte.

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.

Las *terrazas* constituyen un depósito fluvial con poca representación, que se limita a los cursos de los ríos Los Guineos, Majagual y Vallejuelo. Aparecen como reducidas superficies distribuidas a modo de retazos colgados entre 5 y 20 m sobre el cauce actual. Algunas terrazas llevan asociado un pequeño *escarpe*.

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; la *divisoria montañosa* de primer orden que separa el valle de San Juan de la hoya de Enriquillo, si bien en su génesis han intervenido también otros agentes morfogenéticos; y las *cárcavas*, cuyas principales manifestaciones se encuentran asociadas con afloramientos de las Fms. Arroyo Seco y Sombrerito.

4.1.2.3. Formas por meteorización química

Se encuentran relacionadas principalmente con la intensa karstificación que afecta a los materiales carbonatados aflorantes en la sierra de Neiba, si bien también existen manifestaciones de argilizaciones, de mucha menor entidad, en relación con los afloramientos de rocas de naturaleza volcánica. Además de un extenso campo de lapiares,

la karstificación ha dado lugar a campos de dolinas y otras formas menores que “complican” el funcionamiento hidrogeológico de la zona.

La sierra de Neiba se puede catalogar como *área con intensa karstificación*, desarrollada sobre los afloramientos de la Fms. Neiba inferior, superior y brechoide y, en menor medida sobre la unidad de Cortadero de la Fm Sombrerito. En las grandes sierras calcáreas dichas áreas se manifiestan como un *campo de lapiaz*, con abundantes formas de disolución de pequeña escala entre las que se insertan formas de escala kilométrica. Localmente, las unidades calcáreas se encuentran fuertemente brechificadas, sin que pueda evaluarse la posible influencia de la karstificación en su génesis.

También son muy abundantes los cañones, aunque con frecuencia su formación parece responder en mayor medida a procesos fluviales que kársticos. 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 Neiba se agrupan dando lugar a *campos de pequeñas dolinas*.

Entre las formas kársticas de carácter puntual cabe señalar las *cuevas*, *simas*, los *sumideros* y las *surgencias* que se encuentran distribuidos de forma aleatoria por el ámbito de la sierra de Neiba, si bien son especialmente abundantes en relación con los campos de dolinas señalados.

Las únicas formas generadas por procesos de meteorización química no relacionados con rocas carbonatadas corresponden a las *argilizaciones* de tonos rojizos desarrolladas en el Conjunto Volcanosedimentario.

4.1.2.4. 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, de las que se han reconocido escarpes y picos principales. Una vez más, se concentran principalmente en la sierra de Neiba, donde la velocidad de los procesos erosivos hace que su conservación sea efímera.

Los *escarpes* presentan desniveles muy variables que pueden alcanzar 700 m en algunos puntos de la sierra de Neiba. 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 la sierra de Neiba con predominio de las cumbres de formas suaves y subredondeadas hace que escaseen los relieves que puedan considerarse *picos principales*; los más destacados se dan a lo largo de la divisoria que separa el valle de San Juan y la hoya de Enriquillo, de entre los que sobresale la loma Gajo en Medio, que con 2.113 m constituye la mayor elevación de la Hoja.

4.2. Evolución e historia geomorfológica

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

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia 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 al levantamiento, 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 kárstica, el encajamiento de la red fluvial, el desarrollo de superficies de erosión y la actividad neotectónica, manifestada especialmente por el desnivelamiento y el desplazamiento horizontal de bloques.

Bajo este dispositivo, tuvo lugar el acontecimiento fundamental de la evolución regional reciente, cuando, en sectores más orientales, 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 Ázua y, mediante un brusco giro en torno al cierre oriental de la sierra de Neiba, pasó a discurrir entre ésta y la sierras de Martín García (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 torno a su desembocadura. La ingente cantidad de sedimentos asociados con el delta provocó la desconexión entre la bahía de Neiba y la cuenca de Enriquillo, que pasó a tener un desarrollo lacustre. El complejo arrecifal abandonado allí, se configuró como una superficie estructural a partir de la cual se produjo el encajamiento lacustre, quizá acelerado por razones climáticas y neotectónicas.

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 kárstica y neotectónica. Ésta también habría dado lugar a estrechas cuencas endorreicas paralelas a la sierra de Bahoruco, destacando las de Angostura, en la vecina Hoja de Barahona, y El Limón en la de Jimaní.

La evolución reciente en el ámbito de la Hoja está condicionada principalmente por el progresivo encajamiento del lago Enriquillo. La incisión fluvial posterior en la depresión ha sido poco marcada 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, favoreció que continuara el desarrollo de la extensa orla de abanicos aluviales y conos de deyección de los márgenes de las sierras. 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, se debe tener 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; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; los retoques producidos en las zonas montañosas por los fenómenos kársticos; y la actividad gravitacional de las vertientes.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Galván se contempla dentro de la evolución general del sector suroccidental de La Española, entendiendo como tal el territorio situado al SO de la falla de San Juan-Los Pozos, accidente considerado como límite meridional de la Cordillera Central. Dicha evolución posee una personalidad propia a lo largo del Cretácico y del Paleógeno, pero a partir del Mioceno se ve influida por los acontecimientos ocurridos en la Cordillera Central.

Si bien en el ámbito de la Cordillera Central y de la Cordillera Oriental se han podido establecer, para cada una de ellas, historias geológicas relativamente coherentes para el Cretácico Inferior, lo acontecido en la región suroccidental a lo largo de dicho periodo entra de lleno en el terreno de la especulación por falta de registro. A partir del Cretácico Superior, la historia geológica de La Española es, a grandes rasgos, el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña; aunque el límite entre ambas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos, se ha llevado a cabo bajo un contexto general de convergencia oblicua articulada por desgarres.

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

- Cretácico Superior, caracterizado por el desarrollo de un *plateau* o meseta oceánica.
- Paleógeno-Mioceno, definido por la sedimentación carbonatada en una amplia cuenca marina.
- Mioceno Superior-Pleistoceno, caracterizado por una restricción del área sedimentaria, reducida al ámbito de las cuencas actuales y llevada a cabo bajo una progresiva tendencia somerizante.
- Holoceno, durante el cual la intensa actividad de la región ha desencadenado una importante modificación de la estructura en la red hidrográfica regional, así como en la geometría del litoral, hasta alcanzar la fisonomía observable hoy día.

En la figura 5.1.1 se sintetizan los aspectos más destacados de la historia geológica de la región cuya descripción más detallada sigue a continuación.

5.1. El *plateau* oceánico del Cretácico superior

Mientras que en el frente septentrional del arco de islas dominaba un régimen subductivo que en la Cordillera Oriental produjo el depósito de potentes series volcanosedimentarias de antearco, y en los terrenos que ahora corresponden a la zona axial de la Cordillera Central se depositaba, relacionada o no con el proceso anterior, la Fm Tireo, los registros más antiguos de las sierras de Hotte-Selle- Bahuco (Fm Dumisseau y equivalentes), sugieren que en el Cretácico Superior la región formaba parte de la Meseta Oceánica Caribeña (Pindell y Barret, 1990). En la sierra de Neiba, la unidad de El Manguito, esta integrada por calizas y lutitas pizarrosas de ambientes marinos abiertos en los que por primera vez en esta sierra se ha datado el Cretácico Superior; la unidad intercala o asocia basaltos con composición toleítica y una inequívoca signatura N-Morb que permite clasificarlos como basaltos toleíticos de fondo oceánico, muy posiblemente correlacionables con los de la citada meseta oceánica. Todo ello apunta a que éste se prolongaba hacia el norte como sustrato, al menos, de la sierra de Neiba y quizá también del resto del sector suroccidental de la isla. Por otra parte, la cartografía de la Cordillera Central realizada en el Proyecto K de Cartografía Geotemática simultáneamente a este proyecto, ha encontrado, a techo de la sucesión volcánica del Cretácico Superior (Fm Tireo), una serie basáltica cuya signatura geoquímica (OIB-basaltos alcalinos intraplaca) invita a correlacionarla igualmente con la meseta oceánica (Escuder Viruete, 2004). Si estos datos se confirman, la extensión original del mismo sería mucho mayor, y llegaría a cubrir incluso buena parte de los terrenos que ahora ocupan el sector central de la isla (Cordillera Central).

El cese de la actividad magmática relacionada con el *plateau* o meseta oceánica del Caribe se produciría en un momento impreciso del Maatrictiano debido su la colisión con el borde meridional de Centroamérica (Pindell y Barret, 1990), con el consiguiente cambio en el régimen geodinámico. Dentro de la incertidumbre de los acontecimientos acaecidos en la región durante el tránsito Cretácico-Terciario, un factor exterior a la cuenca, probablemente el impacto de un cuerpo extraterrestre en la región de Yucatán (Álvarez, 1999), produjo la extinción de numerosas especies coincidiendo con el denominado límite K/T.

Fig. 5.1.1

Cuadro de Historia Geológica

5.2. La cuenca paleógena

La ausencia de depósitos paleocenos impide precisar la secuencia de acontecimientos seguida entre el cese de la actividad magmática de la meseta oceánica y el comienzo de la sedimentación paleógena. Ésta se produjo en una extensa cuenca carbonatada y subsidente dentro de un contexto geodinámico impreciso, quizá transtensivo y relacionado con la apertura de la fosa de Caimán. Sus variaciones a lo largo del tiempo estarían provocadas por los cambios batimétricos e interrumpidas por importantes emisiones volcánicas de afinidad alcalina.

La sedimentación paleógena comenzó probablemente en el Eoceno, mediante el depósito de la Fm Neiba (sensu lato) y sus equivalentes, en todo el ámbito de la región (Fm Plaisance en la sierra de Bahoruco y Fms. Neiba inferior y Neiba brechoide en la sierra de Neiba). A mediados del Eoceno, la estabilidad de la cuenca se vio perturbada por la irrupción de un vulcanismo de signatura toleítica a alcalina (OIT a OIA) que se interpreta producido en un contexto de intraplaca asociado al desarrollo de una pluma mantélica. Tras este periodo de inestabilidad, la región quedó configurada como una extensa y uniforme cuenca subsidente de afinidad pelágica en la que se depositó la Fm Neiba superior.

La relativa homogeneidad de las facies de la Fm Neiba cartografiadas en las sierras de Bahoruco, Neiba y Martín García parece indicar que durante el Paleógeno formaban parte de una misma cuenca y que los importantes accidentes estructurales que afectan hoy en día al dominio suroccidental de La Española han sido generados posteriormente o que, al menos, permanecieron inactivos durante el Paleógeno.

Esta notable uniformidad se truncó a comienzos del Mioceno, como pone de manifiesto la mayor disparidad de facies de la Fm Sombrerito, que además intercala nuevas emisiones volcánicas a distintos niveles dentro de su serie: en el sector oriental, las potentes acumulaciones de la típica Fm Sombrerito (margas y calcarenitas) se depositarían en una llanura submarina que recibiría aportes de naturaleza turbidítica, denunciando síntomas de la inestabilidad del borde activo constituido al NE por la Cordillera Central; sin embargo, en los sectores occidental y meridional, la sedimentación miocena se llevó a cabo en condiciones carbonatadas más someras y alejadas de la inestabilidad, dando lugar al depósito del Mb Barahona (de la Fm Sombrerito). Los signos de actividad en el borde se

acentuaron a finales de dicho periodo, como sugieren los aportes terrígenos intercalados en el depósito del Mb Gajo Largo, precursores de la llegada masiva posterior.

5.3. Las cuencas neógenas

La abundancia de datos relativos a los materiales neógenos y cuaternarios permite mayores precisiones paleogeográficas que en el caso de las etapas anteriores, si bien aún permanecen algunas incertidumbres, como la correlación de la Fm Lemba o las unidades de Cortadero y Majagual (definidas en esta Hoja), la relación de la Fm Angostura con las Fms. Trinchera, Quita Coraza y Arroyo Blanco, la de ésta con la Fm Arroyo Seco y la génesis de los eventos volcánicos cuaternarios. La extensa y uniforme cuenca marina paleógena se quebró a finales del Mioceno debido a la convergencia entre el dominio suroccidental de La Española y el constituido por el resto de la isla, produciendo la mayor transformación paleogeográfica de la historia cenozoica de la región, con la creación de las cuencas y cordilleras observables hoy en día.

A partir de este momento, el flanco suroccidental de la Cordillera Central actuó como frente activo, mediante el avance de un cinturón de pliegues y cabalgamientos (Cinturón de Peralta) hacia la cuenca de San Juan, que se configuró como su cuenca de antepaís; el avance del frente no sólo provocó el levantamiento de la cordillera, sino también la restricción y somerización de las áreas de sedimentación, además de una diacronía en el registro sedimentario de los diversos sectores de la cuenca. Con incidencia desigual según las áreas, a este esquema evolutivo general se sumaron otros dos acontecimientos de envergadura geodinámica: el funcionamiento de los desgarres de dirección E-O generados como consecuencia de la propia convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y Caribeña y la aproximación del ridge de Beata desde el Suroeste, cuyos efectos se focalizaron especialmente en el extremo oriental de la región.

El ascenso y avance de la cordillera Central provocó la irrupción en la cuenca de ingentes cantidades de materiales terrígenos mediante dispositivos turbidíticos y deltaicos correspondientes a la Fm Trinchera que, a pesar del obstáculo que opondrían ya las incipientes sierras de Neiba y Martín García, penetraron hasta la misma cuenca de Enriquillo canalizadas por la vía existente entre ambas.

Las potentes acumulaciones de la Fm Trinchera tendieron a nivelar las áreas sedimentarias, en las que se generalizarían los ambientes someros, de tal forma que a comienzos del Plioceno la cuenca ya corresponde a una plataforma poco profunda salpicada por algunos relieves emergidos. Con el ámbito de las cuencas de Ázua y San Juan configurando una amplia bahía, se produciría el depósito de la Fm Quita Coraza coincidiendo con un periodo de cierta estabilidad, confirmada por el desarrollo inmediatamente posterior de complejos arrecifales. Simultáneamente, en el sector de la cuenca de Enriquillo se darían las condiciones climáticas y geográficas necesarias para el depósito evaporítico de la Fm Angostura.

La tendencia somerizante prosiguió a lo largo del Plioceno, con las cuencas dispuestas bajo un contexto litoral, en tanto que los sistemas montañosos alcanzaron prácticamente su configuración actual. La inestabilidad regional dio lugar a nuevos aportes procedentes de la Cordillera Central, característicos de la Fm Arroyo Blanco, en la que alternaban con importantes volúmenes de aportes locales; los sistemas deltaicos iniciales serían sustituidos paulatinamente por la progradación hacia el Sur de sistemas aluviales, generalizados a finales del Plioceno en las cuencas de San Juan y Ázua con motivo del depósito de la Fm Arroyo Seco y que pueden considerarse los antecesores directos de los sistemas aluviales que orlan actualmente las áreas montañosas.

Simultáneamente, la cuenca de Enriquillo seguiría sometida a condiciones marinas, configurándose como un estrecho que uniría las bahías de Neiba y Puerto Príncipe, flanqueado por las sierras de Neiba y Bahoruco. El depósito de la Fm Jimaní durante el intervalo Plioceno-Pleistoceno se caracterizó por la alternancia entre niveles carbonatados de afinidad marino-litoral y niveles conglomeráticos de afinidad aluvial, indicando que los diversos intentos de estabilización de la cuenca a lo largo de este periodo, puestos de manifiesto por el desarrollo de ambientes arrecifales y lagunares, eran sucesivamente abortados por la actividad de sus márgenes; en buena parte, esta actividad la controlaban sistemas de desgarres entre los que destaca la Zona de Falla de Enriquillo.

La deformación ha perdurado hasta el Cuaternario, como denuncian tanto el acusado plegamiento de la Fm Jimaní en la cuenca de Enriquillo, como el cabalgamiento del Cinturón de Peralta sobre la Fm Arroyo Seco en la cuenca de Azua. Pero otros factores han dado lugar a fenómenos de gran relevancia igualmente. Por una parte, el avance de la cresta de Beata hacia la bahía de Ocoa, produjo el arqueamiento y la posterior ruptura de las

estructuras del ámbito de la bahía, especialmente en el caso del extremo oriental de la sierra de Martín García, actualmente dispuesto en fragmentos en torno al litoral (Díaz de Neira, 2000). Por otra, también desde finales del Plioceno y tal vez en relación con el avance de la cresta, dio comienzo uno de los fenómenos más característicos y complejos de la historia reciente, con el desarrollo de un intenso volcanismo de afinidad geoquímica heterogénea en el ámbito de la Cordillera Central y la cuenca de San Juan. Inicialmente ambos dominios registraron la emisión de productos calcoalcalinos, cuyas manifestaciones más tardías coexistieron con las emisiones alcalinas de la cuenca de San Juan, de menor duración.

La distribución espacial y temporal del episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance con la cresta, aunque no como proceso generador de los magmas; por el contrario, el episodio alcalino invoca una relación con el sistema de desgarres E-O. La explicación de estos procesos magmáticos dista mucho de estar resuelta, si bien un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica de la meseta caribeña bajo el Gran Arco de Islas del Caribe a finales del Plioceno explicaría el magmatismo calcoalcalino y su migración hacia el Noreste, en tanto que un cambio en el régimen geodinámico durante el Cuaternario habría favorecido la extrusión de magmas alcalinos, de origen más profundo, a favor de los desgarres E-O.

5.4. La evolución holocena

Si bien durante el Pleistoceno la región suroccidental de La Española ha sufrido las consecuencias de acontecimientos geodinámicos de primera magnitud, la evolución holocena ha estado presidida por la acción de procesos externos de notable envergadura, sin que ello implique el cese en la actividad de aquéllos.

A comienzos del Holoceno las cuencas de Enriquillo y San Juan se desarrollarían bajo condiciones sensiblemente diferentes. La primera persistiría como un estrecho marino colonizado por bioconstrucciones (arrecife subactual periférico al lago de Enriquillo), en tanto que la segunda se desarrollaría en un contexto continental presidido por la actividad fluvial del río Yaque del Sur, que recogiendo todos los drenajes de su amplia cuenca, desembocaría en la bahía de Ocoa. Simultáneamente, el levantamiento continuado de las sierras de Neiba, Bahuco y Martín García produjo una activa incisión de la red fluvial, y el desnivelamiento de superficies de erosión y, en las áreas asociadas a las litologías más favorables, una intensa actividad kárstica.

El acontecimiento decisivo en la evolución de la región sobrevino con la llegada del Yaque del Sur a la cuenca de Enriquillo, con el consiguiente abandono de la bahía de Ocoa. Aunque las causas de este hecho no han sido convenientemente aclaradas, probablemente el proceso desencadenante de la captura haya sido favorecido por la acción de la falla de Enriquillo o por las modificaciones producidas en el entorno de la bahía debido al avance del ridge de Beata. Si bien en el caso del valle de San Juan no se han producido modificaciones aguas arriba de la captura y la evolución ha seguido presidida por la dinámica del Yaque del Sur, los cambios acaecidos en la cuenca de Enriquillo han sido notables.

La irrupción del río en el sector oriental del estrecho dio lugar a su invasión por un amplio delta que a partir de ese momento ha impedido la conexión entre el sector occidental y la actual bahía de Neiba. Privada de su conexión con el mar Caribe, la depresión occidental se convirtió en el lago Enriquillo, que posteriormente ha sufrido una tendencia al encajamiento, fundamentalmente por razones climáticas y quizá también neotectónicas. En el sector oriental, el delta alcanzó el borde septentrional de la sierra de Bahoruco, pero la interposición de una serie de relieves menores ha dejado fuera de su influencia una pequeña depresión, a modo de "zona de sombra", que ha permitido la instalación de la laguna de El Rincón.

Actualmente, la región está sometida a una dinámica muy variada, destacando la acción fluvial, especialmente en relación con el río Yaque del Sur, lacustre y endorreica, principalmente en la hoya de Enriquillo, kárstica, ligada a los materiales carbonatados de las sierras, y litoral, en el ámbito de la bahía de Neiba.

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 Galván, 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 la Hoja de Galván pertenecen a este grupo, como más destacados, los ríos Los Guineos, Las Cañitas, El Manguito y Majagual. En la parte norte de la Hoja, los cursos, de iguales características pero menos encajados y caudalosos, pertenecen a la cuenca de San Juan; entre ellos destaca el río Vallejuelo.

En el valle de Enriquillo se desarrolla una intensa actividad agrícola que, en la Hoja de Galvan, se concentra especialmente en la orla de conos aluviales que se extienden al pie de la sierra de Neiba. Aquí el aprovechamiento hidráulico es mixto, mediante canales y pozos de agua.

6.1.2. Hidrogeología

En el cuadro adjunto (Fig. 6.1.1) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Galvan, 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. 6.1.2)

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, Fm Arroyo Seco
- *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. Fms. Trinchera y 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.)

- *Formaciones fisuradas, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad medio-baja:* formaciones calcáreas con intercalaciones margosas y margocalcáreas (p.e. unidad de Cortadero o Mb Loma La Patilla de la Fm Sombrerito)
- *Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos:* formaciones predominantemente pelíticas o volcánicas (Conjunto Vocanosedimentario, Fm Sombrerito indiferenciada; Mb Gajo Largo).

Según las mediciones de ACUATER (2000), las 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 de abanicos y conos aluviales, (que a veces están conectados con el arrecife subactual), y las formaciones de graulometría más fina del fondo del valle. Ninguno de ellos tiene representación en la Hoja de Galván pero son muy conocidos en las limítrofes, principalmente en las Hojas de La Descubierta y Boca Cachón, pero también Neiba y Duvergé. Son manantiales con caudales generalmente elevados (> 40 l/s), que pueden ser aún más altos (hasta 300 l/s) en las proximidades de La Descubierta y Boca Cachón. 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.

Fig. 6.1.1

Cuadro Unidades Hidrogeológicas

Fig. 6.1.2

Esquema hidrogeológico Zona Enriquillo

Fig. 6.1.3

Modelo Hidrogeológico Zona Enriquillo

En siete 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 que se contempla para esta zona de enlace entre el valle de Enriquillo y la sierra de Neiba se sintetiza en la figura 6.1.3 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 N hacia el S.

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 del siglo pasado 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. Además se han reconocido 8 indicios de los cuales 7 corresponden al sector de las rocas industriales y uno a minerales metálicos

6.2.1. Sustancias energéticas

Como se ha señalado anteriormente, dentro de los límites estrictos de la Hoja no se han realizado trabajos de exploración o explotación, pero el interés que ha habido (y que todavía hay) en la búsqueda de hidrocarburos en la región suroccidental de la República Dominicana merece algunos comentarios sobre su evolución histórica, así como sobre su potencialidad.

6.2.1.1. Aspectos generales e historia de la exploración petrolífera

Una interesante puesta al día sobre estos aspectos es la elaborada por Mann y Lawrence (1991), de la que a continuación se resumen los rasgos más relevantes relativos al Llano de Azua y la cuenca de Enriquillo que en cuanto exploraciones petrolíferas se refiere, generalmente se han abordado de forma conjunta, también a veces con la cuenca de San Juan. En el cuadro 6.2.1 se resumen por orden cronológico las campañas petrolíferas efectuadas en todo el territorio dominicano. Diversas razones, principalmente la compleja evolución tectónica de la región y la poca favorabilidad para el desarrollo de rocas madre en ámbitos de arco insular, han provocado una tradicional desconfianza sobre la potencialidad petrolífera del sector septentrional del Caribe. No obstante, la aparición de hidrocarburos tanto en Cuba como, puntualmente, en la misma isla de La Española, ha sugerido su potencialidad desde los primeros compases del presente siglo.

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

Los trabajos fueron interrumpidos entre los años 1928 y 1939 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; además, se señalaron diversos anticlinales fuera de los campos Maleno e Higuero y se desarrollaron campañas geofísicas entre 1944 y 1946 (gravedad, sísmica), así como cuatro nuevas perforaciones, Quita Coraza-1, Mella-1, El Mogote-1 y Las Hormigas-1, las dos primeras de ellas ya en el ámbito de la actual zona de proyecto. 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, pero 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 sus trabajos con 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 volvió la vista nuevamente al 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 sismica, pero el pozo resultó seco. En años subsiguientes la misma Compañía Petrolera Dominicana continuó desarrollando campañas sísmicas e investigaciones de campo en la cuenca de Enriquillo que resultaron en las prospecciones y respectivos 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.

Cuadro 6.2.1. Resumen de la exploración petrolífera en la república dominicana

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	

En 1969 Gas y Petróleo Dominicana (Gaspedom) e International Resources Limited reiniciaron los estudios de la región mediante campañas sísmicas, seguidas por una serie de perforaciones que en su mayor parte encontraron petróleo y gas, que resultaron improductivos. 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 Spierior 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 los pertinentes 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 más recientes, hay que reseñar las diversas campañas sísmicas efectuadas por la Mobil Oil Company desde 1991 en la bahía de Ocoa. Por último, 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, en la Hoja del mismo nombre ($71^{\circ} 51,7' W$; $18^{\circ} 32,5' N$) del que no se ha facilitado su columna litoestratigráfica.

6.2.1.2. Potencial petrolífero

Trabajos efectuados sobre la potencialidad petrolífera de la región (Mann y Lawrence, 1991) han señalado la Fm Sombrerito y la parte inferior de la Fm Trinchera como roca madre de la mayor parte de los hidrocarburos existentes. En la cuenca de Enriquillo específicamente, el delgado espesor de la Fm Trinchera disminuye esta potencialidad que, no obstante se considera suficiente por el apreciable contenido en materia orgánica de sus facies distales; en esta cuenca también tienen valor como roca madre algunos intervalos pelíticos intercalados en las evaporitas de la Fm Angostura. Las condiciones óptimas de madurez se habrían alcanzado en las partes más profundas de la cuenca coincidiendo con el periodo de máximo enterramiento justo antes del levantamiento principal ocurrido a partir del Plioceno Inferior-medio. Igualmente, la roca almacén correspondería a los niveles areniscosos de la Fm Trinchera y a ciertos tramos porosos, cuya génesis no ha sido bien explicada, de la Fm

Sombrerito en sus facies calcárea (especialmente las denominadas en este proyecto calizas de Barahona). Una segunda génesis, de mucha menor entidad, podría estar relacionada con la Fm Arroyo Blanco, que además serviría como roca almacén. En cuanto a su mejor trampa, corresponde a una serie de estructuras anticlinales selladas por horizontes impermeables y por cabalgamientos,.

Sea como fuere, no existen datos que permitan cuantificar las reservas de ninguno de los potenciales almacenes de hidrocarburos; no obstante, existen algunas cifras orientativas acerca de la posible productividad, basadas en las explotaciones pasadas. La primera extracción de la que se tiene noticia se cifra en torno a 400 barriles diarios de petróleo en el pozo Higuero (Texas Company, 1905). La producción de los campos de Maleno e Higuero alcanzó 19.000 barriles (Seaboard Oil Company, 1939) de petróleo de 20° API; 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 (Petrolera Azuana, 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, que reflejan a grandes rasgos los resultados extractivos de la exploración de casi un siglo, no invitan a adoptar una postura demasiado optimista con respecto a la potencialidad petrolífera de estas cuencas, aunque tal vez los nuevos modelos geológicos de la región sugieran un replanteamiento de las estrategias a seguir en futuras exploraciones.

6.2.2. Rocas industriales y minerales metálicos

En el territorio de la Hoja de Galván, se han reconocido 8 indicios. De ellos, 7 corresponden al sector de las rocas industriales y uno a minerales metálicos (ver cuadro adjunto). Entre los primeros, las litologías objeto de aprovechamiento, son diversas; calizas, conglomerados y margas y areniscas. El indicio metálico corresponde a una mineralización de cobre ligada a rocas del complejo volcanosedimentario de El Aguacate.

6.2.2.1. Minerales Metálicos

Desde el punto de vista mineralógico, el Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba es fértil, sobre todo en sus términos andesíticos. En el afloramiento de las inmediaciones de Río Arriba, próximo al contacto con la Fm. Neiba inferior se ha detectado

una fina disseminación de sulfuros de cobre. En superficie, la mineralización, se detecta por la pátina oxidada de los minerales así como por la mineralización secundaria, malaquita, que impregna a las rocas.

Aparte de lo anecdótico de su presencia, cualquier otra consideración en cuanto a potencial e interés económico es aventurada por el momento.

CUADRO 6.2.2. INDICIOS DE ROCAS INDUSTRIALES Y MINERALES METÁLICOS DE LA HOJA DE GALVÁN

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	256500	2063330	Trinchera	Margas y Areniscas	Intermitente	Grande	Arm
2	238700	2052250	Neiba brechoide	Calizas	Intermitente	Pequeño	Arm
3	238850	2052050	Neiba brechoide	Calizas	Intermitente	Pequeño	Arm
4	238100	2048150	Ayo. Seco	Conglomerados	Intermitente	Pequeño	Arm
5	254400	2049100	Sombrero	Margas y Calcarenitas	Intermitente	Pequeño	Arm
6	258100	2047400	Ab- aluviales	Conglomerados	Intermitente	Pequeño	Arm
7	244400	2047850	Neiba superior	Calizas	Intermitente	Pequeño	Arm
8	247960	2061770		Cobre			

6.2.2.2. Rocas Industriales

Todas las labores tienen por común denominador su pequeño tamaño, falta de mecanización e intermitencia en su actividad, ligada a la construcción y mantenimiento de la red viaria local.

Descripción de la Sustancias

- Calizas: se localizan 3 canteras en las Fms. Neiba brechoide y Neiba superior. Su utilización fue inmediata como áridos en la construcción y mantenimiento de las carreteras, en cuyas márgenes se sitúan.

-
- Conglomerados: hay dos pequeñas explotaciones situadas sobre los conglomerados y arenas de la Fm. Arroyo Seco y los abanicos aluviales cuaternarios

 - Margas y areniscas y calcarenitas: existen dos canteras situadas sobre las Fms. Trinchera y Sombrero. Ambas extraían los materiales para la construcción del camino sobre el que se encuentran.

6.2.2.3. Potencial Minero

El potencial minero del Complejo Volcanosedimentario de El Aguacate de Neiba está por estudiar. Investigaciones futuras determinarán si se trata de un metolotecto de interés económico.

En el sector de las Rocas Industriales, el potencial es enorme. Las reservas de calizas, conglomerados y calcarenitas son indefinidas por su magnitud. El problema, como en otras zonas de R. Dominicana, estriba en las deficientes infraestructuras y su distancia a los centros de aprovechamiento o consumo, que encarecen prohibitivamente el producto final.

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 Galván se han inventariado dos Lugares de Interés Geológico: carretera de El Aguacate y carretera de El Mundito. Más que Lugares en el sentido estricto se trata de itinerarios en los que se pueden hacer tanto observaciones puntuales a escala de afloramiento como visualizaciones del espectacular paisaje que, en conjunto, permiten adquirir una perfecta idea de la geología de la zona. Su acceso es relativamente fácil siempre y cuando se trate de épocas secas, ya que con lluvias los caminos quedan frecuentemente cortados. Esta circunstancia aconseja que cualquier visita se prepare considerando la climatología.

7.2. Descripción de los Lugares

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

- Carretera de El Aguacate

Este L.I.G. es un itinerario básico por la mitad occidental de la Hoja con acceso relativamente bueno, siempre por carretera o pista. Su interés principal es estratigráfico y estructural y, de forma subordinada, geomorfológico. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

El itinerario discurre todo a lo largo de la carretera de El Aguacate y comienza en las afueras de la localidad de Neiba coincidiendo con los primeros relieves calcáreos de la Fm Neiba superior. En los primeros 5 o 6 km se observa el aspecto tableado típico de esta formación y su estructura general anticlinal o anticlinorial, que se adivina en el paisaje. En los dos primeros kilómetros, correspondientes al flanco meridional de esta estructura, hay algunos buenos afloramientos de pliegues relativamente apretados y con vergencia sur que se asocian al bloque de muro de un cabalgamiento deducido en la cartografía. A la altura del paraje denominado Firme de Mauricio, hay un excelente ejemplo de un sinclinal (de dimensiones hectométricas) de plano axial subvertical que se situaría en el bloque de techo del citado cabalgamiento.

Nada más pasar el desvío a El Copey, en la misma cuneta de la carretera, se pueden observar las brechas volcánicas de la unidad basal de Fm Sombrero y de aquí en adelante hay varios afloramientos de las facies de alternancia de margas y calcarenitas típicas de esta formación. En este tramo de la carretera hay buenas vistas (hacia el norte) de los deslizamientos que afectan a la Fm Sombrero, cuyas cicatrices se localizan en el contacto con la Fm Neiba superior que la cabalga hacia el sur. Precisamente en estas vistas, se aprecia bien el buzamiento hacia el norte de esta formación que, en posición invertida, es a su vez cabalgada por la Fm Neiba inferior que constituye los relieves principales del núcleo de la sierra.

De aquí en adelante la carretera discurre en medio de un relieve espectacular. En este caso las panorámicas hacia el sur permiten apreciar el impresionante relieve de La Petaca desarrollado sobre las calizas de la Fm Neiba superior en el flanco norte del anticlinal de Las Cañitas, y el fuerte encajamiento del río Los Guineos, cuyo trazado en parte coincide con fallas de dirección NO-SE. Al llegar al puente que cruza sobre este río, se puede efectuar una parada para bajar al cauce y observar in situ, las facies de la Fm Sombrerito, en este caso muy tectonizadas. También en el mismo cauce hay abundantes bloques, de gran tamaño, de la unidad de brechas y conglomerados polimícticos del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate.

Siguiendo por la pista, ahora en sentido ascendente, vale la pena desviarse unos kilómetros hacia las antenas de la cumbre de La Petaca, desde donde se contemplan magníficas vistas (hacia el norte) de este valle de Los Guineos y (hacia el sur, con más dificultad) del valle encajado del río El Manguito. En las primeras se aprecia ya la disposición estratigráfica del Conjunto Volcanosedimentario entre las Fms. Neiba inferior y superior, formando valles colgados intermedios. De vuelta, un poco antes de retomar la carretera principal hay buenos afloramientos de la Fm Sombrerito que son de los pocos en los que se observa bien una esquistosidad de plano axial asociada a pliegues mesoscópicos con vergencia sur.

De nuevo en la carretera principal y antes de llegar a la localidad de El Aguacate, hay buenas perspectivas de la serie del Conjunto Volcanosedimentario en las que se adivinan los diferentes tramos cartografiados, especialmente el tramo de conglomerados y brechas que en este sector adquiere un espesor apreciable. En las mismas perspectivas se aprecia el cierre periclinal del anticlinal de El Aguacate, la terminación del cabalgamiento de la Fm Neiba Inferior sobre la Fm Neiba superior, y la falla normal que lo interrumpe. Poco antes de la localidad de El Aguacate, en ella misma y en el tramo de pista que continúa hasta la caseta de vigilancia del Parque Natural se cortan las facies de brechas volcánicas masivas que mayoritariamente constituyen el Conjunto Volcanosedimentario, así como la unidad de calizas, margocalizas y margas que se intercala entre ellas.

La pista continúa no sin dificultades y con interrupciones seguras en el periodo de lluvias, hasta el collado de Rancho Arriba desde donde hay una extraordinaria vista de la vertiente norte de la sierra y del valle de Vallejuelo así como nuevas perspectivas del

flanco norte del anticlinal de El Aguacate. Durante el periodo de ejecución de la presente Hoja todavía no era posible la conexión con vehículo con la localidad de Batista, aunque el trazado estaba prácticamente finalizado.

- Carretera de El Mundito

Este L.I.G. es otro itinerario básico, en este caso por la mitad oriental de la Hoja, complementario del anterior. Su acceso es también relativamente bueno, siempre por pista. Su interés principal es estratigráfico y estructural y, de forma subordinada, geomorfológico. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

El itinerario parte de la localidad de Galván y discurre en su tramo inicial sobre los depósitos del amplio cono de deyección que alimenta el río El Majagual. Inmediatamente la carretera pasa a discurrir sobre la serie de la Fm Sombrerito y coincidiendo con las primeras subidas produce un excelente corte de esta formación y de su miembro Loma la Patilla del que se ha levantado columna estratigráfico-sedimentológica. En el corte destacan los niveles de calcarenitas turbidíticas con huellas de corriente en su base (*flute cast*). Continuando hacia arriba se vuelve a cortar este mismo horizonte, en este caso en posición invertida, y se constata así la estructura de sinclinal volcado que reproduce la formación en esta transversal.

Poco después, la pista, en su ascenso, atraviesa un sistema de conos aluviales antiguos relacionados con el cabalgamiento frontal de la sierra, que en esta transversal ha disminuido notablemente su salto. El cabalgamiento se adivina en el paisaje por el trazado rectilíneo del contacto con la Fm Neiba superior y la alineación de los citados conos, pero su plano no llega a aflorar con suficiente claridad. No obstante, la tectonización es evidente en esta última formación puesto que se atraviesan varios afloramientos con trenes de pliegues en cascada que reflejan el movimiento de cizalla inverso producido por esta estructura. A partir de este punto la pista entra en un tramo relativamente monótono con sucesivos afloramientos de las calizas tableadas de la formación Neiba superior, en general muy alteradas.

Al llegar a su parte más alta, justo antes de iniciar la bajada hacia El Mundito, merece la pena pararse y buscar, junto a la pista, la mejor panorámica del valle del río Majagual y

de la terminación oriental del anticlinal de El Aguacate. En esta panorámica se aprecia el cabalgamiento hacia el sur de la Fm Neiba inferior sobre la Fm Neiba superior y el pinzamiento y omisión entre ambas, en este flanco meridional, del Conjunto Volcanosedimentario de El Aguacate. Este conjunto ocupa el fondo del valle pero sus afloramientos son escasos ya que sus litologías favorecen el desarrollo de amplios deslizamientos, con cicatrices que se localizan en el contacto con la Fm Neiba superior. No obstante, en la bajada hacia el valle se cortan varias veces las brechas volcánicas masivas e, intercaladas entre ellas, un nivel de basaltos en el que se reconocen pillow-lavas.

Siguiendo hacia El Mundito, en algún momento puede resultar conveniente dejar los vehículos y subir a pie la ladera por su mejor acceso, para contemplar desde allí el valle de Vallejuejo. En la panorámica se aprecian los pequeños resaltes del núcleo del sinclinal que ocupa el valle, correspondientes a la Fm Trinchera y, en primer plano, el fuerte resalte del Mb Loma la Patilla de la Fm Sombrerito, que forma su flanco meridional.

Entre El Mundito y La Rosa se discurre entre los afloramientos de las brechas volcánicas del Conjunto Volcanosedimentario. En el paisaje se aprecia con facilidad la posición estratigráfica intermedia de esta formación entre las Fms. Neiba inferior y superior, todas ellas con buzamiento al sur, la primera formando los principales relieves al sur y la segunda, el resalte calcáreo al norte.

El itinerario acaba en las inmediaciones de La Rosa, última localidad a la que llega la pista. Este es uno de los pocos lugares en la Hoja con acceso fácil a afloramientos de la Fm Neiba inferior y de los términos inferiores del Conjunto Volcanosedimentario. Aquí se pueden apreciar las facies someras de los niveles de techo de la primera y sobre ellas, la alternancia de calcarenitas y margas de base del Conjunto Volcanosedimentario, donde se ha datado el Luteciano.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ACUATER (2000):** Estudio Hidrogeológico Nacional. Valle de Neiba. Mapas y Memoria. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- ALVAREZ (1998):** Tyrannosaurus rex y el cráter de la muerte. Crítica. Barcelona, 201 pp.
- ARICK, M.B., (1940a):** Report on the geology of Hispaniola. Unpublished reports, Dominican Seaboard Oil Company, 12p.
- ARICK, M.B., (1940b):** Dominican Seaboard Oil Company, Inc.; Annual report of Geological Department. Unpublished reports, Dominican Seaboard Oil Company, 34 p.
- BARRETT, T.J. Y MACLEAN, W.H., (1999):** Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, Nº 8: 101-131.
- BELLON, H., VILLA, J.M. y MERCIER De LEPINAY, B., (1985):** Chronologie K- Ar et affinités géochimiques des manifestations magnétiques au crétacé et au paléogène dans l'île d'Hispaniola. En, Géodynamique des Caraïbes, Editions Technip.
- BERMUDEZ, P.J., (1949):** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication, 25, 322p.
- BERNARDEZ Y SOLER. (2004):** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E.1:50.000 nº 5973-III (Arroyo Limón). Programa SYSMIN, Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- 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 Geologists 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.
- BREUNER, T.A. (1985):** The Geology of the Eastern Sierra de Neiba. Tesis doctoral, Universidad de Washington (inédito), 120 pp.

- BOURGOIS, J. R., TAVARES, I., VILA, J.M., (1979):** L'Eocene a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une Tectonique tangentielle a vergence sud dans l'île d'Hispaniola. Bull. Soc. Geologique 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.
- 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.
- BURKE, K., FOX, P.J., SENGÖR, M.C., (1988):** Ten meter global sea level change associated with south Atlantic Aptian salt deposition. Mar. Geol., 309-312.
- BYRNE, D.B., SUAREZ, G., McCANN, W.R., (1985):** Muertos Trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean. Nature, 317, 420-421.
- CALMUS, T., (1983):** Décrochement senestre sud-haïtien: Analices et conséquences paléogéographiques dans la region de Camp Perrin.Extrait Ann. Soc. Géol. Nord. (Lille, France), Séance du 10 Juin, 1983: 309-316.
- CEPEK, P., (1980-1990):** Catálogo Paleontológico de la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- CGG (Compagnie Generale de Geophysique), (1999):** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- COOPER, C., (1983):** Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic. M. S. Thesis, State University of New York, Albany, 145 p. (Inédito).
- COX, K.G., BELL, J.D. y PANKHURST, R.J. (1979):** The interpretation of Igneous rocks, George Allen and Unwin, London, R.A. Batchelor and P. Bowden, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, Chemical Geology, vol. 48, 43-55.
- 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.
- De LA FUENTE, S. (1976):** Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 p.
- De LEON, R., (1983):** Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región suroeste. Publicaciones especiales, Museo de Historia Natural, Santo Domingo. 25pp.
- DIAZ DE NEIRA, J.A., (2000 a):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la

República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

DIAZ de NEIRA, J.A., (2000 b): 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. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

DIAZ de NEIRA, J.A., SOLE, F. J., (2002): Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la Cuenca de Azua. Acta Geologica Hispanica. 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, 163-181.

DIRECCION GENERAL De MINERIA (SGN) y BUNDESANSTALT FUR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACION MINERA DOMINICO-ALEMANA, (1991): Mapa Geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.

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

DOHM, C.F., (1941): The geology of the Azua-Enriquillo Basin areas covered by Aerial Mosaics n° 7,14 and 15. Dominican Republic. Santo Domingo Office n° 15, Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company,17p.

DOHM, C.F., (1942): 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.

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 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, 217-263.

DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds) (1998): Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper 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.

- DRAPER, G., GUTIERREZ, G., LEWIS, J. F., (1996):** Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24 (12), 1143-1146.
- ESCUDEY VIRUETE, J., (2004):** Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- FRIEDMAN, R., (2004).** Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- GARCIA, E., HARMS, F.,(1988):** Informe del Mapa Geológico de la República Dominicana escala 1:100.000 San Juan (4972). Santo Domingo, 97 p.
- GARCÍA LOBÓN, J. L., 2004 .** Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto "L" de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- GÓMEZ SAINZ de AJA, J.A., (2000): .** 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
- GOMEZ SAINZ de AJA, J.A., MARTIN FERNANDEZ, M., (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-I (Constanza) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- GIRARD, D., BECK, C., STEPHAN, J.F., BLANCHET, R., AND MAURY, R., (1982):** *Pétrologie géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétacées péri-caraibes: Bulletin of the Geological Society of France*, v.24, 535-544
- HERNAIZ HUERTA, P.P., (2000 a):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-III (Arroyo Caña) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

- HERNAIZ HUERTA, P.P., (2000b):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., PEREZ-ESTAUN, 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. , 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., MANN, P., DOLAN, J., MONECHI, S., (1991):** Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary Geology*, 70, 1-32.
- KESLER .(1971):** Petrology of the Terre-Neuve igneous province, northern Haiti; geological society of America memoir 130, 119-137.
- LEWIS, J.F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA GUTIERREZ, G., DRAPER, G., PEREZ-ESTAUN, 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.
- LLINAS, R.A. (1971):** Geología del área Polo-Duvergé, Cuenca de Enriquillo, República Dominicana: México city, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería, 83 p.
- 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., (1997):** Model for the formation of large transtensional basins in zones of tectonic escape: *Geology*, 25 (3), 211-214.
- MANN, P., (1999):** Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En P. Mann (ed.). *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4 (Series Editor: K.J. Hsü), 3-31.
- MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.C., DEMETS C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S. (2002):** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 6, 1- 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., 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., LEBRON, M., RODRIGUEZ, J. and HEUBECK, C., (1991c):** Geologic maps of the southern Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper and J.F. Lewis (eds.), 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., McLAUGHIN, P.P., COOPER, C.,(1991d):** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. 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, 367-390.
- MANN, P. , MCLAUGHLIN, JR., P.P., VAN DER BOLD, W.A., LAWRENCE, S. R. Y LAMAR, M. E.,(1999).** Tectonic and Eustatic Controls on Neogene Evaporitic and Siliciclastic Deposition in the Enriquillo Basin, Dominican Republic. En P. Mann (ed.). Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4 (Series Editor: K.J. Hsü), 287-342.
- MANN, P. y LAWRENCE, S.R., (1991):** Petroleum potential of southern Hispaniola. Journal of Petroleum Geology, 14: 291-308.
- MANN, P., TAYLOR, F.W., BURKE, K., and KULSTAD, R., (1984):** Subaerially exposed Holocene coral reef, Enriquillo Valley, Dominican Republic. Geol. Soc. Am. Bull., 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.
- MAURRASSE, G. HUSLER, G. GEORGES, R. SCHMITT, and P. DAMOND. 1979:** Upraised Caribbean Sea floor below acoustic reflector B" and the Southern Peninsula of Haiti, Geolo, Minjbuow., 8, 71-83.
- 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.
- McLAUGHLIN, P.P. y SEN GUPTA, B.K., (1991):** Migration of Neogene marine environments, SW Dominican Republic. *Geology*, 19: 222-225
- McLAUGHLIN, P.P., VAN DEN BOLD, W.A., MANN, P., (1991):** Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. 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, 337-366.
- 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).
- MUTTI, E., TINTERRI, R., DI BIASE, D., FAVA, L., MAVILLA, N., ANGELLA, S., Y CALABRESE, L. (2000):** Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems: *Rev. Soc. Geol. España*, 13, p. 165-190
- NORCONSULT, (1893):** Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo (inédito).
- PARDO, G., (1975):** Geology of Cuba. En Nairn, Stelhi (eds.). *The Ocean Basins and Margins*, A.E.M. Vol. 3.
- 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 America, Boulder, Colorado, 404-432.
- 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.
- 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.

- RUTTER, E.H., HADDOCK, R.H., HALL, S.H., y WHITE, S.H., (1986):** Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Paleoph*, 124
- SANZ J., y SOLER, M., (2004):** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E.1:50.000 n° 5873-II (Bánica). Programa SYSMIN, Dirección General de Minería, Santo Domingo.
- SAYEED, U., MAURRASSE, F., KEIL, K., HUSLER, J. y SMITH, R., (1978).** Geochemistry and petrology of some mafic rocks from Dumisseau, Haití: *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 59, 403
- SEN, S. K., BHATTACHARYA, A., (1989):** An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 88 (1), 64-71.
- TAYLOR, F.W., MANN, P., VALASTRO, S., and BURKE, K., (1985):** Stratigraphy and radiocarbon chronology of a subaerially exposed Holocene coral reef, Dominican Republic. *J. Geol.* 93: 311-332.
- TCHALENKO, J.S., (1968):** The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6, 159-174
- ULLRICH, T., (2004):** Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- VAN DEN BERGHE, B., (1983):** Evolution sédimentaire et structurale depuis le paléocène de secteur "Massif de la Selle-Barouco-Nord de la ride de Beata" dans l'orogène norcaribéen: Paris, France, Université Marie et Pierre Curie, 205 p.
- VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. y CALKINS F.C. (1921):** A Geological Reconnaissance 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.
- WALLACE, M.H., (1947):** A review of the stratigraphy of the Enriquillo basin, Dominican Republic, Unpublished reports, Dominican Seaboard Oil Company, 12p.
- WINCHESTER J.A. y FLOYD, P.A. (1977):** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol. 20, 325-343.

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