



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

**SAN CRISTÓBAL
(6172-II)**

MEMORIA

Santo Domingo, R.D. UTECO-SGN, 2020

Actualización 2020

La presente Hoja y Memoria Geológica forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto Pasantía Supervisada I, convenio entre la Universidad Tecnológica del Cibao Oriental (UTEKO); realizada en el periodo Enero/Marzo 2017 y actualizada en los meses Mayo/Agosto del 2020, coordinada y supervisada por el Servicio Geológico Nacional (SGN), como complemento al programa SYSMIN de desarrollo al sector geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024), por Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPESA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ENCARGADO DE MAPEO DEL CUADRANTE

- Dr. Bernard Wagner.

COORDINACIÓN, FOTOINTERPRETACIÓN GEOLÓGICA Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Iván Tavárez y Ramírez, I.

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

-Ing. Idia Ramírez.

- Dres. Harms, F. J. Mollat, M.; Ramírez, I.; Toloczyki, M.

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Cepek, P. (1989-1994)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dres. Abramova, M., Thun, St.

-Ing.Vera Cedeño Pérez.

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dres: Becker, A., Harms, F. J

-Ings: Acevedo, Díaz, M., García, E., Longo, F., Nieto, M. y Ramírez, I

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. García, E

-Dr. Bernard Wagner.

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Hernández, E.

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Iván Tavárez.

HOMOGENEIZACIÓN CARTOGRÁFICA CON LOS CUADRANTES SANTO DOMINGO (6271-III) Y NIZAO (6170-I)

- Ing. Jessica M. López
- Ing. Arnold I. Evangelista R.

DIRECTOR DEL PROYECTO Y GEÓLOGOS PARTICIPANTES EN EL CHEQUEO GENERAL DEL CUADRANTE

- Dr. Bernard, W., Tavares, I., Díaz M. y Portorreal E.

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. Vera Cedeño Pérez
- Ing. Jesús Rodríguez

-Braulio Antonio Vásquez Gil. Universidad Tecnológica del Cibao Oriental (UTECO) - Servicio Geológico Nacional (SGN).

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. Bernard, W. (Jefe Misión Alemana), la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a la mejora de calidad del mismo.

Se pone en conocimiento del lector que en el Servicio Geológico Nacional existe una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria Geológica, constituida por: - Muestras y sus correspondientes preparaciones - Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras - Mapas de muestras -Álbum de fotos.

Para la elaboración de esta memoria se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja geológica San Cristóbal (6172-II) y las demás Hojas Geológicas pertenecientes al Cuadrante San Cristóbal (6171), 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 Cuadrante San Cristóbal (6171), correspondiente al Proyecto Cooperación Dominico–Alemania–II. Mapas a escala 1:100.000 y Memoria adjunta; y los siguientes Informes Complementarios - Informe Sedimentológico del Proyecto - Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas.

Resumen

La Hoja Geológica San Cristóbal (6172- II), se sitúa a 15.5 km de la Capital, al noroeste de la Capital, en el ámbito de la Cordillera Central de la República Dominicana. Se trata, por tanto, de una región medianamente montañosa, ocupada mayoritariamente por: Marga arenosa con capas de arenisca calcárea (Fm. San Cristóbal), Conglomerado poligénico con intercalaciones de arenisca y marga, en la parte superior, dominado por conglomerado gravoso (Fm. Iguana), Conglomerado poligénico con clastos de rocas volcánicas y plutónicas y de calizas, matriz solidificada, en alternancia con arenisca y limonita (Fm. Valdesia), Arena, limo arcilla (Fm. Llanura Costera), Calizas Arrecifales (Fms.: Llanura Costera, La Isabela y Yanigua).

La Hoja geológica San Cristóbal (6171-II), ubicada aproximadamente en las coordenadas: 18° 29' 55.82"-18° 19' 55.80" y los paralelos 69° 59' 59.89"-70° 14' 59.94". La misma se ubica al sureste de la República Dominicana.

En esta Hoja Geológica se destacan los siguientes sistemas orográficos: Loma El Escuchadero, Loma Lechoso, Loma La Cuchilla de Desboronado, Loma La Toma, Loma Los Anones, Loma La Rabiosa, Loma La Jaguita, Loma El Quemado, Loma El Papayo, Loma La Búcara, Loma La Cuchilla de Cedro, Loma Canoa, Loma El Guazumal, Loma Verde, Loma El Descansadero, Loma La Cuchilla, Loma Sabana Perdida, Loma De Porquero y Loma Boca de Nigua.

El área entre estas dos cadenas montañosas consta de varios valles pequeños: formados por los ríos: Isa, Haina, Nigua, Blanco, Mano Matuey, Mucha Agua, Mana y sus tributarios y colinas de baja altitud. La montaña más alta en la zona es la "Loma Amones" con 864 metros de altitud; se encuentra al noroeste Loma Lechoso al noreste Loma De Porquero al Sureste Loma Boca De Nigua Loma De Los Pinos y al suroeste Loma Sabana Perdida, Loma La Búcara es la segunda montaña más alta de la zona; se encuentra en la parte Norcentral de la misma, con una altitud de 392 msnm.

Para invertir la evolución desfavorable del sector geológico minero y dotar de una infraestructura cartográfica y temática a la República Dominicana, el Ministerio de Energía y Minas, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país.

A tal fin, 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. (INYPESA), realizaron, bajo el control de la Unión Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSA) y la supervisión y el control de calidad bajo el Servicio Geológico Nacional (SGN), éste Proyecto de pasantía supervisada I, Zona Sureste, de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, como continuidad al programa SYSMIN, referenciado 7 ACP DO 024 y financiado en concepto de donación por la Unión Europea.

ABSTRACT

The San Cristóbal geological sheet (6172-II), is located 15.5 km from the Capital, northwest of the Capital, in the area of the Central Cordillera of the Dominican Republic. It is, therefore, a moderately mountainous region, occupied mostly, sandy marga with layers of calcareous sandstone (Fm. San Cristóbal), Polygenic conglomerate with intercalations of sandstone and marl, in the upper part dominated by heavy conglomerate (Fm. Iguana), Polygenic conglomerate with clasts of volcanic and plutonic rocks and limestones, solidified matrix, alternating with sandstone and limonite (Fm. Valdesia), Sand, silt clay (Fm. Coastal Plain), Limestone Arrecifal (Fm. Coastal Plain).

The San Cristóbal Geological Sheet (6171-II), located at approximately the coordinates: 18° 29' 55.82"-18° 19' 55.80" and the parallels 69° 59' 59.89"-70° 14' 59.94". It is located in the southeast of the Dominican Republic.

The following orographic systems stand out in this geology: Loma El Escudero, Loma Lechoso, Loma La Cuchilla de desboronado, Loma La Toma, Loma Los Anones, Loma La Rabiosa, Loma La Jaguita, Loma El Quemado, Loma El Papayo, Loma La Búcara, Loma La Cuchilla de Cedro, Loma Canoa, Loma El Guazumal, Loma Verde, Loma El Descansadero, Loma La Cuchilla, Loma Sabana Perdida, Loma De Porquero and Loma Boca de Nigua.

The area between these two mountain ranges consists of several small valleys: formed by the rivers Isa, Haina, Nigua, Blanco, Mano Matuey, Mucha Agua, Mana and its tributaries and low-altitude hills. The highest mountain in the area is "Loma Amones" with 864 meters of altitude; It is located to the northwest Loma Lechoso to the northeast Loma De Porquero to the southeast Loma Boca De Nigua Loma De Los Pinos and to the southwest Loma Sabana Perdida, Loma La Búcara is the second highest mountain in the area; It is located in the north-central part of it, with an altitude of 392 meters above sea level.

To reverse the unfavorable evolution of the mining geological sector and provide the Dominican Republic with a cartographic and thematic infrastructure, the Ministry of Energy and Mines, through the National Geological Service (SGN), has established the policy of completing the geological and mining survey from the country.

To this end, the consortium consisting of the Spanish Geological and Mining Institute (IGME), the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) and Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), carried out, under the control of the Technical Management Union (UTG, whose technical assistance corresponds to AURENSA) and the supervision and quality control under the National Geological Service (SGN), this supervised Internship Project I, Zone Southeast, Geotematic Cartography of the Dominican Republic, as a continuation of the SYSMIN. program, referenced 7 ACP DO 024 and financed as a grant by the European Union.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1 Metodología	9
1.2 Situación Geográfica.....	12
1.3 Marco Geológico.....	13
1.3.1 Geología de La Española	14
1.4 Antecedentes	15
2. Estratigrafía	17
2.1 Descripción de las unidades	17
2.1.1 Cretácico.....	17
2.1.1.1 Cretácico Inferior	17
2.1.1.1.1 Fm. Duarte. (1) Rocas ultramáficas-máficas, dominado por ultramafitas, con metamorfismo de contacto. Neocomiano.....	17
2.1.1.1.2 Fm. Duarte. (2) Rocas ultramáficas-máficas, dominado por ultramafitas, con metamorfismo de contacto. Neocomiano.....	19
2.1.1.1.3 Fm Arroyo Jigüey (3). Rocas volcánicas masivas de carácter intermedio-ácido, con metamorfismo de contacto, Rocas volcánicas masivas. Neocomiano.....	20
2.1.1.1.4 Fm. Arroyo Jigüey (4). Rocas volcánicas masivas, ácidas intermedias-básicas, con metamorfismo de contacto. Neocomiano. ..	22
2.1.1.1.5 Fm. Arroyo Jigüey (5). Rocas volcánicas masivas de carácter ácido-intermedio-básico con capas y/o lentes de cherts y calizas oscuras. Neocomiano.....	22
2.1.1.2 Cretácico Superior	23
2.1.1.2.1 Fm Tireo (6). Rocas piroclásticas, básico-intermedio, con metamorfismo de contacto. Cenomaniano-Turoniano.....	23
2.1.1.2.2 Fm. Tireo (7). Roca piroclástica de carácter básico-intermedio de color gris-verde (cenizas, tobas de lapilli, tobas litoclásticas), localmente oxidado con color rojizo. Santoniano-Cenomaniano.....	23
2.1.1.2.3 Tonalita (8). Companiano Inferior.....	25
2.1.1.2.4 Granito, granodiorita (9). Companiano Superior.....	27
2.1.2 Terciario.....	30
2.1.2.3 Paleógeno	30
2.1.2.3.1 Fm Loma Rodríguez (10). Caliza estratificada, en parte margosa, de colores crema y rosada, facies de plataforma. Eoceno Medio-Inferior.	30

2.1.2.3.2 Fm Valdesia (11). Alternancia de arenisca, arenisca gravosa, limolita y margas con capas singulares de conglomerado. Eoceno Medio-Inferior.	30
2.1.2.3.3 Fm. Valdesia (12). Conglomerado poligénico con clastos de rocas volcánicas y plutónicas y de calizas, matriz solidificada, en alternancia con arenisca y limolita. Eoceno- Oligoceno Superior.....	30
2.1.2.3.4 Fm Iguana (13). Conglomerado poligénico con intercalaciones de arenisca y margas, en el parte superior dominado por conglomerado gravoso. Oligoceno Superior.....	31
2.1.2.3.5 Fm. Iguana (14). Caliza arrecifal. Oligoceno Superior.....	31
2.1.2.3.6 Fm. Iguana (15). Alternancia de margas, limo y arenisca con 2.1.2.3.7 estratificación fina. Oligoceno Superior.	31
2.1.2.4 Neógeno	31
2.1.2.4.1 Fm Fort Resolue (16). Caliza arrecifal. Mioceno Inferior.....	31
2.1.2.4.2 Fm Fort Resolue (17). Conglomerado brechoso de caliza arrecifal. Mioceno Inferior.....	32
2.1.2.4.3 Grupo Río Ocoa. Fm Majagua (18). Margas, areniscas y calcarenitas con intercalaciones (micro) conglomeráticas. Mioceno Inferior.	32
2.1.2.4.4 Grupo Ingenio Caei. Fm Rio Nizao (19). Conglomerados, arenas y lutitas calcáreas. Mioceno Medio.....	34
2.1.2.4.5 Fm Fort Resolue (20). Alternancia de conglomerado, arenisca gravosa y arenisca, Mioceno Medio.	36
2.1.2.4.6 Fm. Fort Resolue (21). Alternancia de arenisca, limo y margas. Micoeno Medio.	37
2.1.2.4.7 Fm. Fort Resolue (22). Alternancias de conglomerado, arenisca gravosa, arenisca, limo y margas calcárea. Mioceno Medio. .	37
2.1.2.4.8 Fm. San Cristóbal (23). Margas arenosas con capas de arenisca calcárea. Mioceno Superior-Medio.	38
2.1.2.4.9 Grupo Ingenio Caei (24). Fm Ingenio Caei. Mb Loma Duveaux. Conglomerado polimíctico. Mioceno Superior.....	38
2.1.2.4.10 Grupo Ingenio Caei. Fm Ingenio Caei (25). Mb Boca de Los Arroyos. Conglomerados, arenas, limos y calizas. Mioceno, Plioceno Superior-Medio.....	39
2.1.2.4.11 Gravos con matriz arenosa y limosa (26). Plioceno.	39
2.1.2.4.12 Grupo Ingenio Caei. Fm Ingenio Caei (27). Mb Sabana Grande. Calizas, Calcarenitas y arenas finas. Plioceno.....	39
2.1.3 Terciario-Cuaternario	40
2.1.3.1 Neógeno	40
2.1.3.1.1 Fm Llanura Costera (28). Arena con estratificación deltaica. Plioceno-Pleistoceno.....	40
2.1.3.1.2 Fm Yanigua (29). Margas amarillentas y calizas. Plioceno-Pleistoceno.....	40

2.1.3.1.3 Fm Los Haitises (30). Calizas arrecifales y calizas. Plioceno-Pleistoceno.....	42
2.1.4 Cuaternario	43
2.1.4.1 Pleistoceno	43
2.1.4.1.1 Fm Llanura costera (31). Escombros de caliza arrecifal en matriz arenosa. Pleistoceno.	43
2.1.4.1.2 Fm La Isabela (32). Plataforma inferior. Calizas arrecifales, Pleistoceno.....	44
2.1.4.1.3 Fm La Isabela (33). Calizas arrecifales, calciruditas y calcarenitas. Plataforma superior. Calizas arrecifales (34). Pleistoceno.	45
2.1.4.1.4 Terraza. Gravas y arenas rojizas (35). Pleistoceno.....	45
2.1.4.2 Holoceno	45
2.1.4.2.1 Fm Llanura costera (36). Arena calcárea con estratos de grava. Holoceno.	45
2.1.4.2.2 Llanura de inundación (37). Gravas, arenas y Lutitas. Holoceno.	46
2.1.4.2.3 Penillanura relictas (38). Holoceno.	46
2.1.4.2.4 Terraza costera (39). Grava, arena, arena calcárea y limo. Holoceno.	47
2.1.4.2.5 Terraza baja (40). Canto, grava, arena y limo. Holoceno.	47
2.1.4.2.6 Terraza baja (41). Conglomerados y gravas. Holoceno.	47
2.1.4.2.7 Terraza alta (42). Canto, grava, arena y limo. Holoceno.	48
2.1.4.2.8 Aluvial-Coluvial (43). Arenas y lutitas con cantos. Holoceno.	48
2.1.4.2.9 Abanicos aluviales (44). Arenas y Lutitas. Holoceno.....	48
2.1.4.2.10 Fondos de valle (45). Conglomerados, gravas y arenas. Holoceno.	49
3. Geoquímica	49
3.1 Complejo Duarte	49
3.2 Formación Tireo	49
4. TECTÓNICA.....	50
4.1 Contexto geodinámica de la isla La Española	50
○ Marco geológico-estructural de la zona de estudio	51
○ Estructuras de los macrodominios y de las tectónicas más recientes.	51
4.2 Estructura del basamento	52
4.3 Estructura del Cinturón de Peralta	55
4.4 La estructura del Grupo Peralta	56
4.5 Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el Cinturón de Peralta.....	57
4.6 Estructura relacionada con la indentación de la cresta de la Beata.	57

5. GEOMORFOLOGÍA	59
5.1 Descripción fisiográfica	59
5.2 Análisis morfológico	60
5.3 Estudio morfoestructural	60
5.4 Formas volcánicas.....	60
5.5 Formas estructurales.....	61
5.6 Estudio del modelado	61
5.7 Formas de ladera y remoción en masa	61
5.8 Formas fluviales	61
5.9 Formas poligénicas	62
5.10 Evolución dinámica	62
5.11 Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos	62
6. HISTORIA GEOLÓGICA	63
6.1 El arco insular del Cretácico Superior	63
6.2 La Cuenca paleógena de retro arco.....	64
6.3 El volcanismo Cuaternario	65
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	67
7.1 Relación de los L.I.G.....	67
7.2 Descripción de los Lugares.....	68
7.2.2 LIG N2.Cueva El Pomier, pinturas prehistóricas y grabados rupestres	69

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Metodología

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

Como apoyo a los trabajos de campo, se interpretaron las imágenes disponibles de satélite (Landsat TM y radar SAR), los datos de la geofísica aerotransportada (magnetismo y radiometría) del Proyecto SYSMIN (1996), y las fotografías aéreas a escala 1:40,000 del Proyecto MARENA (1983-1984) o a escala 1:60,000 (1958).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente en un GPS, descargados y documentados en una base de datos, trazados en un

sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones anteriormente descritas (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas, sedimentológicas, geoquímicas y dataciones absolutas), datos de tipo estratigráfico y estructural y fotografías.

Ya que cada Hoja, forma parte de un contexto geológico más amplio, el desarrollo de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las restantes, con frecuentes visitas a sus territorios.

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

Zona Norte:

- La Vega (La Vega, 6073-I; Jarabacoa, 6073-II, Manabao, 6073-III; y Jánico, 6073-IV)
- San Francisco de Macorís (Pimentel, 6173-I; Cotuí, 6173-II; Fantino, 6173-III; y San Francisco de Macorís, 6173-IV)
- Sánchez (Sánchez, 6273-I; Palmar Nuevo, 6273-II; Cevicos, 6273-III; y Villa Riva, 6273-IV)
- Samaná (Las Galeras, 6373-I; Sabana de la Mar, 6373-III; y Samaná, 6373-IV)
- Santiago (San Francisco Arriba, 6074-I; Santiago, 6074-II; San José de las Matas, 6074-III; y Esperanza, 6074-IV)
- Salcedo (Río San Juan, 6174-I; Guayabito, 6174-II; Salcedo, 6174-III; y Gaspar Hernández, 6174-IV)
- Nagua (Nagua, 6274-III; y Cabrera, 6274-IV)
- La Isabela (Barrancón, 5975-I; El Mamey, 5975-II; Villa Vázquez, 5975-III; y El Cacao, 5975-IV)
- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

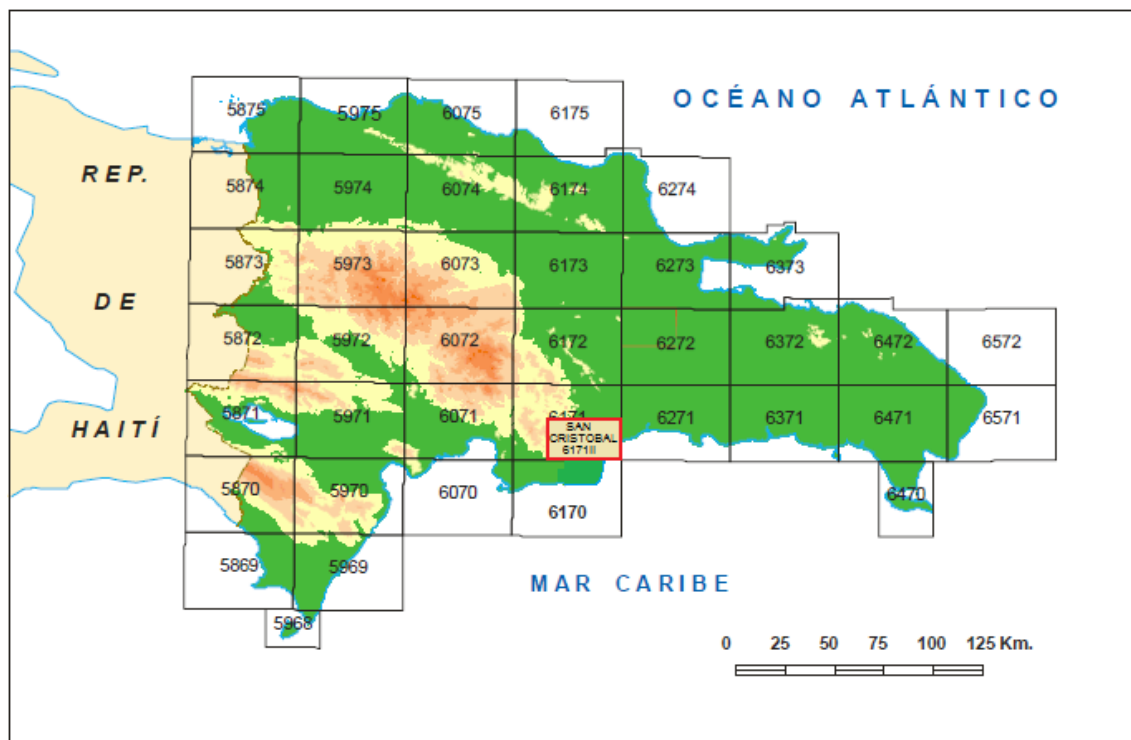


Fig. 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de San Cristóbal (6171-II).

Zona Sureste:

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

Zona Sur:

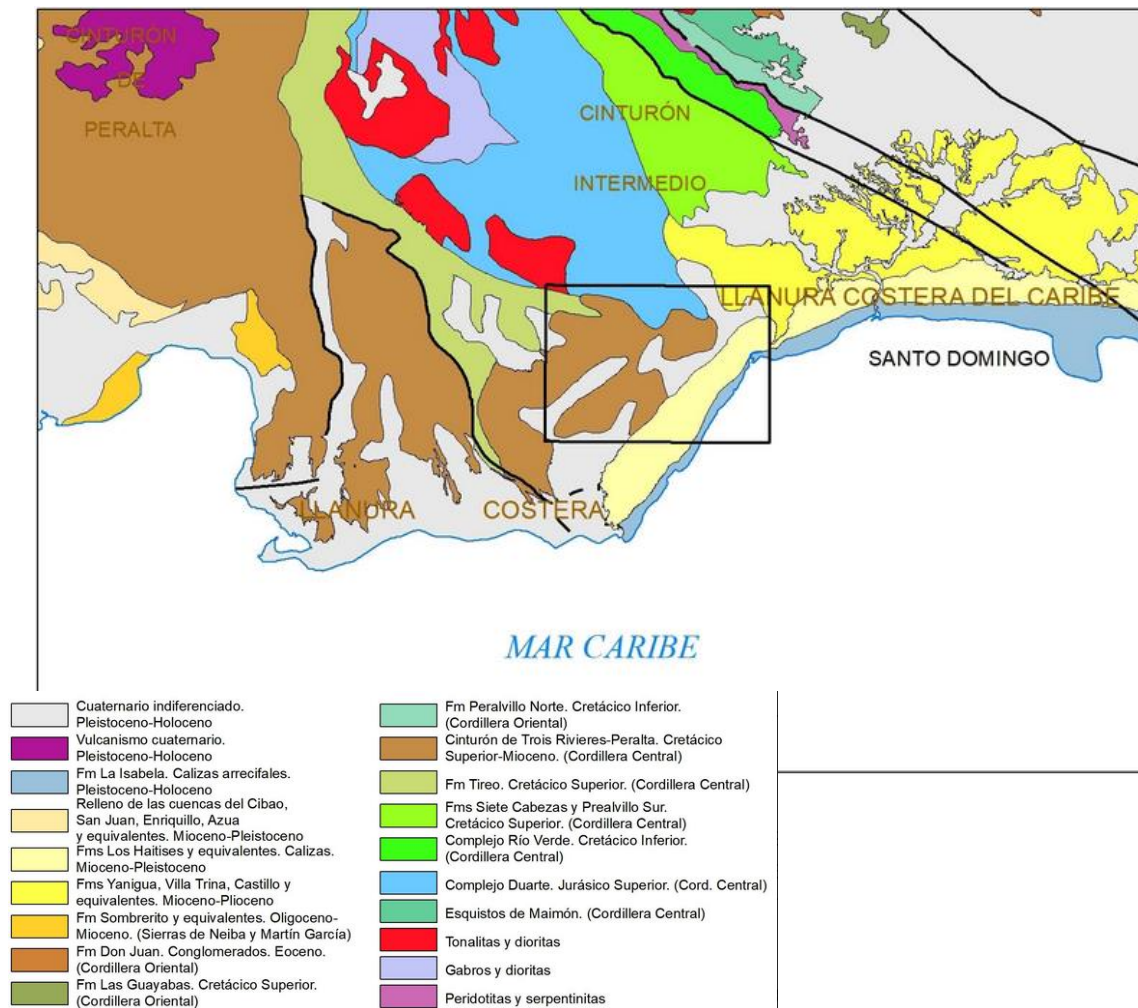
- Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)
- Baní (Nizao, 6170-I; y Baní, 6170-IV)

Zona Suroeste:

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

1.2 Situación Geográfica

- **Coordenadas:** 18°29'55.82" N 69°59'59.89" O
- **Coordenadas:** 18°19'55.80" N 70°14'59.94" O



- **Limites**

Limita al Norte con el municipio Los Alcarrizos, al Este Santo Domingo, al Sur con el municipio Nizao y al Oeste con el municipio La Montería.

- **Geografía**

La Hoja Geológica San Cristóbal está situada en un valle irregular, rodeado por cerros y colinas de baja altura. Este pequeño valle está surcado por los ríos Haina y Nigua. Además, el relieve San Cristóbal está atravesado por numerosos Arroyos. Su clima es tropical con lluvias frecuentes, las temperaturas son moderadas.

- **Montañas**

En el Norte del Municipio San Cristóbal, se encuentra Loma de Porquero y Loma La Búcara y al Oeste Loma La Cuchilla.

1.3 Marco Geológico

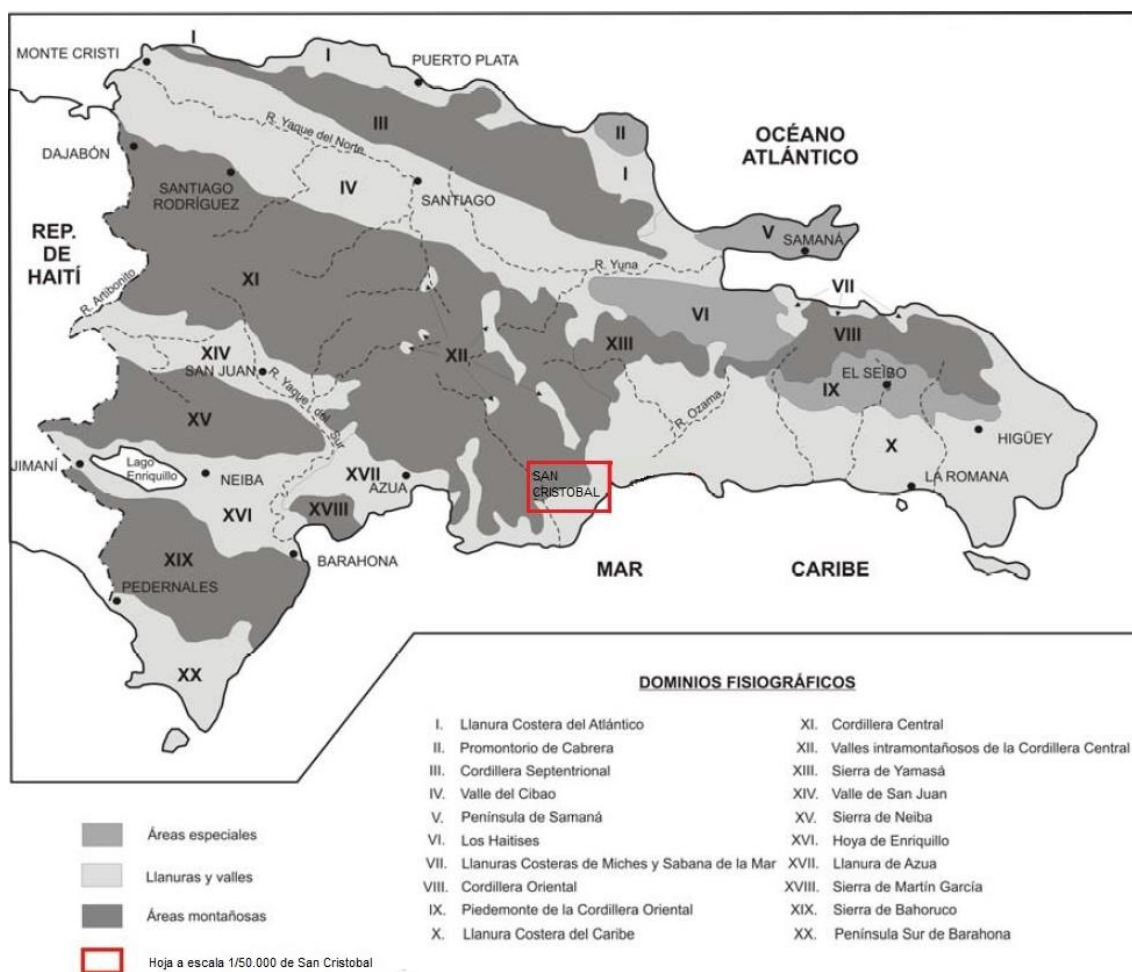
La Hoja de San Cristóbal (6171-II), se localiza en la confluencia entre la Cordillera Central y Llanura Costera del Caribe, dominios representados de forma muy parcial en ella.

La Cordillera Central presenta una notable complejidad derivada de una complicada evolución, reconociéndose en ella materiales cretácicos inferior, de ambientes geodinámicos totalmente diferentes.

Su flanco nororiental constituye un dominio con características específicas, denominado Cinturón Intermedio (Bowin, 1960), en el que se encuentran incluidos afloramientos de la Hoja. Uno de sus rasgos principales es la presencia de la Zona de Falla de La Española, accidente geodinámico de primer orden que favorece la extrusión de la Peridotita de Loma Caribe (al Norte de esta Hoja), a favor de desgarres de dirección NO-SE, flanqueada en la región por materiales de arco insular, al noreste, y de meseta oceánica del Cretácico Inferior, al suroeste. Más recientemente, Escuder Viruete et al. (2008), han individualizado tres bloques tectónicos o corticales en la cordillera, en base a sus diferencias estratigráficas y geoquímicas: la Zona de Falla de La Española corresponde al Bloque de Bonaio, en tanto que los materiales situados al suroeste de ella (hasta la falla de San José- Restauración), forman parte del bloque de Jarabacoa.

La amalgama de dominios tan diferentes se produjo como consecuencia de un régimen transpresivo provocado por la colisión oblicua entre las placas Norteamericana y del Caribe, durante el Paleógeno. Flanqueando este complejo basamento mesozoico y los cortejos plutónicos instruidos en él, se depositaron potentes sucesiones sedimentarias paleógenos-miocenos, entre las que adquirieron una notable representación las de naturaleza turbidíticas. A finales del Terciario, la cordillera se había estructurado conforme al patrón reconocido hoy día, si bien no se habría adquirido envergadura actual, como sistema montañoso.

Por su parte, la actual Llanura Costera del Caribe constituirá durante el Plioceno una plataforma carbonatada en la que un sistema de construcciones arrecifales (Fm. Los Haitises), protegería hacia el Norte un lagoon (Fm. Yanigua), que eventualmente sufría la llegada de descargas terrígenas procedentes de incipientes cordilleras Central y Oriental. La emersión de la plataforma, con el consiguiente retroceso de los complejos arrecifales hacia el Sur, hasta su posición actual y el avance en el mismo sentido de abanicos y piedemontes procedentes de los relieves montañosos, son los condicionantes fundamentales de la morfoestructuras general de la Hoja, sobre la que han actuado con mayor o menor eficacia los agentes externos, especialmente los de origen fluvial, lacustre-endorreico, kárstico y poligénico.



Esquema de situación de la Hoja de San Cristóbal en relación con los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana (De la Fuente, 1976, modificado)

1.3.1 Geología de La Española

La República Dominicana ocupa aproximadamente los dos tercios más orientales de la Isla La Española, cuya superficie total es de unos 80.000 km², lo que la convierte en la segunda isla más extensa de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista fisiográfico la isla está constituida por cuatro alineaciones montañosas principales que, de Norte a Sur y según la toponimia dominicana, son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra

de Bahoruco, separadas por tres grandes valles según el mismo orden, el Valle del Cibao, el Valle de San Juan y el Valle de Enriquillo. La orografía de la isla es muy accidentada, e incluye las mayores altitudes de las Antillas Mayores (picos Duarte y la Pelona, con 3,087 msnmm).

Esta circunstancia revela una activa tectónica reciente puesta también de manifiesto por la elevación topográfica de numerosas áreas, fallas activas y una importante actividad sísmica, como los importantes terremotos registrados en los años 1751, 1770, 1842, 1887, 1911, 1946, 1948 y 1953.

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente limitada al Norte por una zona de subducción/colisión oblicua (Fosa de Puerto Rico) y al Sur por una zona de subducción embrionaria (Fosa de los Muertos). El margen Norte del Caribe ha evolucionado notablemente desde el Cretácico hasta hoy. Previamente al Eoceno Inferior, el límite Norte del Caribe fue fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia la presencia del arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno Inferior.

La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas (margen continental meridional de Norte América), da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a uno, con desplazamientos en dirección, que ha continuado a lo largo del Neógeno (Dolan y Mann, 1998). Desde entonces, este límite de placas tiene un carácter transpresivo senestro. Las reconstrucciones de placas propuestas para la región septentrional del Caribe, indican que la plataforma de las Bahamas, se ha movido relativamente hacia el Oeste respecto a la del Caribe en los últimos 20 Millones de años (Ma); que los efectos colisiones se han intensificado en la Isla de La Española en los últimos 5 Ma (Mann *et al.*, 2002; Pindell y Kennan, 2006; Pindell y Kennan., 2009).

1.4 Antecedentes

San Cristóbal es el Municipio cabecera, de la provincia San Cristóbal en la República Dominicana; con ocho municipios:

- 1) **Municipio** San Cristóbal.
- 2) **Municipio** Bajos de Haina.
- 3) **Municipio** Cambita Garabito.
- 4) **Municipio** Los Cacaos.
- 5) **Municipio** Sabana Grande de Palenque.
- 6) **Municipio** San Gregorio de Nigua.
- 7) **Municipio** Villa Altagracia.
- 8) **Municipio** Yaguatero.

Varios de estos Municipios fueron elevado a la categoría de municipio mediante la ley 64-05 del 31 de enero de 2005; no obstante, sus primeras autoridades asumen el 16 de agosto del 2006, quienes fueron electas en las elecciones municipales y congresuales realizadas el 16 de mayo de ese mismo año.

San Cristóbal es parte del Gran Santo Domingo; enclavado en una zona sedimentaria, con 85 kilómetros de Arroyos, que circulan en todo el territorio, como un sistema sanguíneo para un cuerpo biológico.

El sector de la Cordillera Central correspondiente a la Hoja San Cristóbal (6172-II) y su entorno ha sido objeto de diversas índoles, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación, se señalan todos aquellos que se han considerado del máximo interés para la elaboración de la Hoja Geológica, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de ella.

Es imprescindible destacar la auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española, que supuso la interesante monografía de Mann et al. (1991), para la Sociedad Geológica de América, documento básico para trabajos posteriores. No obstante, en ella se echa de menos algún trabajo relativo a un dominio de la extensión de la Llanura Costera de Caribe. Igualmente, la Cordillera Central si es objeto de varios estudios, ninguno de ellos afecta específicamente al territorio de la Hoja.

El volumen anterior va acompañado de cartografías de síntesis a escala 1:50,000 de diversos dominios, observándose también una importante escasez de datos en relación con la Llanura Costera del Caribe y el área de la Cordillera Central incluida en la Hoja. Además de estas cartografías de síntesis, es preciso destacar la efectuada a escala 1:250,000 por la Dirección General de Minería y el Instituto Geográfico Universitario; en colaboración con la Misión Alemana (1991).

Entre los trabajos más recientes es preciso señalar por la ingente cantidad de información geológica aportada, los proyectos C (IGME-INYSPSA-Pointec, 1997-2000) y I (IGME-BRGM-INYPSA, 2002-2004), del programa SYSMIM, desarrollados básicamente en el ámbito de la Cordillera Central y del sector Oriental de la Isla La Española, respectivamente. Aunque destacan especialmente los aspectos relacionados con la cartografía geológica (escala 1:50,000) y geomorfológicos y de procesos activos (escala 1:100,000), no deben olvidarse las memorias que acompañan a cada una de las Hojas elaboradas, ni los diversos informes complementarios, de carácter petrológico, sedimentológico y paleontológico.

Para el año 1979, los estudios de índole geomorfológicos, son escasos, al igual que en el resto de la República Dominicana. De entre ellos, hay que resaltar el libro Geografía Dominicana (De la fuente, 1976), que además de aportar una abundante de datos geográficos e ilustraciones, apunta numerosas consideraciones de orden geomorfológico; sus denominaciones geográficas han servido de referencia durante la realización del presente trabajo.

Por último, dentro el Programa SYSMIN y con carácter general en relación al ámbito dominicano, es preciso señalar los trabajos relativos a geofísica

aerotransportada (CGG, 1997) y a aspectos sísmicos (Prointec, 1999) e hidrogeológicos (Acuater, 2000; Eptisa, 2004).

Los datos geológicos de los cuatro mapas correspondientes al Cuadrante San Cristóbal (6171), a escala 1:100,000, se produjeron a finales de 1980 y principios- mediados de 1990, en la Dirección General de Minería, en colaboración con los Servicios Geológicos de Alemania (BGR). Estos mapas no han sido publicados ni tienen memorias explicativas, al momento de la elaboración de la Memoria de la Hoja Geológica San Cristóbal (6171-II). En el año 1998, la base de datos cartográficos, fueron transmitidos al Servicio Geológico Nacional (SGN), con formato MapInfo y los mapas publicados en formato PDF, se han añadido a la base de datos de los Programas SYSMIN, en el 2020, geólogos del SGN, homogeneizaron y actualizaron la cartografía de la Hoja de San Cristóbal (6172-II), con la Hoja Geológica Santo Domingo (6271-III) y con la Hoja Geológica Nizao (6170-I).

2. Estratigrafía

La presente Hoja Geológica San Cristóbal (6171-II), a escala 1:50,000, se agrupa en tres grandes dominios estructurales:

- La Llanura Costera, constituida por calizas arrecifales de la Fm. Llanura Costera de edad Pleistoceno y Plioceno.
- Cuenca de San Cristóbal, constituida por alternancias de conglomerados y areniscas de las Fms.: San Cristóbal, Fort Resoule, Iguana y Valdesia, de edad Terciario.
- Cordillera Central, constituida en su mayoría por calizas estratificadas de la Fm. Loma Rodríguez y rocas piroclásticas de la Fm. Tireo de edad Cretácico al Terciario.

2.1 Descripción de las unidades

2.1.1 Cretácico

2.1.1.1 Cretácico Inferior

2.1.1.1.1 Fm. Duarte. (1) Rocas ultramáficas-máficas, dominado por ultramafititas, con metamorfismo de contacto. Neocomiano.

Este conjunto litológico es el constituyente mayoritario de la Fm. Duarte en esta Hoja; aflora en contacto con las intrusiones de tonalitas foliadas. Litológicamente, se trata de un conjunto de esquistos albítico-cloríticos, esquistos albítico-epidótico-actinolíticos y anfibolititas epidóticas con actinolita-hornblenda que, en general, presentan una fuerte deformación dúctil acompañada por un metamorfismo de tipo sincinemático. Todas ellas se caracterizan por presentar macroscópicamente tonos verdes más o menos oscuros, grano fino a medio y una penetrativa fábrica planar (Sp) o, más raramente, plano-linear (Sp-Lp), que generalmente presenta una dirección NNO-SSE a NO-SE y un acusado buzamiento al E o NE. La Sp está definida por la orientación planar de cloritas y

el aplastamiento de lentejones milimétricos de tonos claros cuarzo-plagioclásicos. La Lp, cuando está presente, está definida por la orientación unidimensional preferente de prismas de anfíboles verdes de tamaños milimétricos.

Las texturas ígneas están localmente preservadas, especialmente en las rocas menos deformadas y metamorizadas, en las que se observan metapicritas y metaankaramitas con vesículas aplastadas, texturas porfídicas y cumulos. Las picritas presentan microfenocristales de olivino y clinopiroxeno, frecuentemente como pseudomorfos, inmersos en una matriz recristalizada de principalmente clorita de grano muy fino. El clinopiroxeno está frecuentemente reemplazado por actinolita incolora u hornblenda verde pálida. Las ankaramitas presentan texturas porfídicas definidas por fenocristales milimétricos de clinopiroxeno, en buena parte reemplazados pseudomórficamente por actinolita.

En los esquistos máficos se observan a la microescala texturas nematoblásticas y grano-lepidoblásticas, en ocasiones microbandeadas. La Sp está definida por bandas de lepidoblastos de clorita, la elongación de albitas con sombras de presión rellenas de clorita y calcita, el alargamiento de agregados de epidota y el alineamiento de la actinolita y de las placas de opacos. El microbandeado, cuando está presente, está formado por una alternancia de niveles ricos en hornblenda-actinolita y capas ricas en plagioclasa y epidota. La asociación mineral indicativa del pico térmico del metamorfismo en estas rocas está formada por actinolita, hornblenda verde-azulada, clorita, albita, esfena, epidota, cuarzo, mica blanca y calcita, siendo indicativa de condiciones de la facies de los esquistos verdes. Como minerales accesorios aparecen ilmenita, magnetita, zircón y opacos. Como minerales retrógrados secundarios se observan clorita rica en Fe, sericita, feldespato-K, minerales arcillosos y óxidos Fe-Ti.

Las fábricas miloníticas indicativas de un cizallamiento de techo hacia el NE, también están presentes en la parte del Complejo Duarte aflorante en la vecina Hoja de Arroyo Caña. Por lo tanto, la distribución regional de estas fábricas sugiere que fueron generadas durante una etapa de cizallamiento dúctil de gran escala dirigido hacia el NE, en condiciones metamórficas propias de la facies de los esquistos verdes en estos niveles estructurales del complejo. La interpretación estructural y geodinámica de este conjunto de fábricas no-coaxiales se discute ampliamente en el capítulo de Tectónica.

Las metadiabasas forman una litología subordinada que se ha observado esporádicamente intercalada en los esquistos máficos a lo largo de la autopista Duarte y en otros puntos aislados. Con un tamaño de grano fino a medio, están formadas por fenocristales de plagioclasa, en una proporción modal de aproximadamente un 30%, intercrecidos con clinopiroxeno. La alteración secundaria en estas rocas da lugar a un reemplazamiento del clinopiroxeno por serpentina, clorita magnesiánica y minerales arcillosos, y de la plagioclasa por sericita y caolinita, además de una abundante exolución de óxidos de Fe-Ti. La deformación de estas rocas es menor y su fábrica interna menos acusada que la de los esquistos máficos lo que se puede explicar como un efecto de contraste geológico con el encajante; su afloramiento se suele dar en bloques o boudins

de escasa extensión aislados y envueltos por la Sp desarrollada en los esquistos máficos.

Aparte de las litologías mencionadas, en el conjunto de esquistos máficos del Complejo Duarte también se han observado pequeñas intrusiones aisladas de granodioritas, así como esporádicos diques aplíticos, ambos sin deformación ni metamorfismo los cuales posiblemente deriven del mismo magmatismo tardío que generó las tonalitas no foliadas.

2.1.1.1.2 Fm. Duarte. (2) Rocas ultramáficas-máficas, dominado por ultramafitas, con metamorfismo de contacto. Neocomiano.

Esta Formación se presenta, como una banda alargada de dirección NO-SE, situada en el oeste de la Cordillera Oriental. Desde el punto de vista litológico, esta unidad consiste en un conjunto de rocas esquistosas, predominantemente volcánicas con intercalaciones sedimentarias, que presentan un grado variable de deformación y metamorfismo. Todas estas rocas presentan alta la relación Fe/Mg, y muy bajo contenido en potasio (K). Junto con los esquistos denominados de Amina, formación equivalente situada al NO, los esquistos de Maimón forman el flanco septentrional del Cinturón Metamórfico Intermedio (Bowin, 1960, 1966).

Debe su nombre (por el pueblo de Maimón situado en esta Hoja) y primera cartografía a Bowin (1960, 1966). Mercier de Lepinay (1987) y Boisseau (1987) interpretan esta Formación, conjuntamente con la formación Duarte, como parte integrante del basamento metamórfico de la Isla. Kesler et al. (1991 a y b) basándose en afinidades geoquímicas, proponen la correlación de los esquistos de Maimón con la Formación Los Ranchos de edad Cretácico inferior, y hace una cartografía litológica. Draper y Lewis (1991) interpretan los esquistos de Amina-Maimón como los primeros depósitos de arco-isla de La Española, desarrollados sobre un sustrato de corteza oceánica, correspondiente al complejo Duarte. Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutiérrez (1997) consideran una banda de milonitas que representa una zona de cizalla en esta Formación. Así pues, en la cartografía de esta Formación, se ha diferenciado un conjunto litológico milonítico situado al SO de la formación Maimón, que se identifica con una zona de cizalla dúctil, y condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. En la cartografía se ha diferenciado por una trama sobrepuesta al color, y separado del otro conjunto litológico por un cabalgamiento. El otro conjunto litológico, se encuentra deformado y en facies de prehnita-pumpellita y con diferentes grados de esquistosidad. La esquistosidad principal presenta un buzamiento hacia el SO generalmente superior a los 40°, está definida en estas rocas, por delgados niveles lentejonares de cuarzo policristalino, que muestran una extensiva cristalización dinámica. La Lp (lineación principal), definida por la alineación de anfíboles y niveles lentejonares de cuarzo, sobre la Sp (esquistosidad principal) presenta ángulos de inmersión de medios a moderados generalmente hacia el S-SE.

2.1.1.1.3 Fm. Arroyo Jigüey (3). Rocas volcánicas masivas de carácter intermedio-ácido, con metamorfismo de contacto, Rocas volcánicas masivas. Neocomiano.

Según se ha expuesto anteriormente, en este apartado se describe de manera sucinta la unidad de rocas volcanoclásticas, tobas y brechas que afloran ampliamente a lo largo de la Hoja y que pueden representar varios tramos o subunidades con litologías parecidas. Por ello, a efectos cartográficos se ha agrupado en una sola unidad que es la que constituye el cuerpo fundamental de afloramiento de la Fm. Arroyo Jigüey a lo largo de todas las Hojas estudiadas.

Como característica fundamental de esta unidad destaca por su carácter masivo y monótono, lo cual dificulta enormemente su cartografía y la toma de datos estructurales, de dirección y buzamiento. Por este motivo resulta muy interesante la cartografía de los niveles de chert y calizas que aparecen intercalados y que se describirán en epígrafes posteriores, ya que ayudan a la comprensión de la estructura de la Fm. Tireo.

El aspecto de campo es el de rocas masivas y compactas que desde lejos pueden llegar a confundirse con lavas, ya que los fragmentos vítricos y líticos suelen tener tamaños milimétricos y no presentan ninguna clase de estructura ni granoclasificación interna. No obstante, "de visu" se puede reconocer su textura fragmentaria y en algunos casos la existencia de vidrios desvitrificados, de colores amarillentos a verdosos. Los fragmentos de cristales corresponden mayoritariamente a feldespatos y piroxenos y su presencia es baja. Los fragmentos líticos son los más abundantes y suelen ser de composición andesítica-traquiandesítica y basáltica. Aunque también se han encontrado fragmentos de rocas hipoabisales y plutónicas.

En algunas ocasiones, como por ejemplo en el itinerario a la cabecera de Arroyo Los Plátanos, o en las proximidades de la Loma La Búcara, se han observado facies más groseras de tipo brechoide con fragmentos de hasta unos 6-8 cm. de tamaño medio y muy ricas en líticos. Estas brechas presentan diversas coloraciones desde gris-verdosas a rojizas, y no suelen mostrar estratificación. Otros buenos ejemplos de este tipo de brechas groseras con fragmentos centimétricos se observa en los niveles estratigráficamente más bajos de esta unidad, en la zona comprendida entre la depresión de Constanza y el Batolito de El Río, concretamente en los relieves de Loma El Peñón-Loma de Gajo Bonito, se han observado estas brechas groseras de color gris-verdoso. Estos paquetes de brechas se sitúan estratigráficamente debajo del miembro de Calizas de Constanza y por tanto deben corresponder a los términos basales de la unidad y además están intensamente afectados por diques.

En una posición estratigráfica probablemente equivalente a esta, pero en la zona SE de la Hoja (La Ceiba-Río Blanco) se han observado niveles de turbiditas tobáceas que alternan con brechas submarinas con líticos de hasta 1-2 cm., pero algo retrabajados. Estos tipos de facies, junto a los niveles sedimentarios de la Serie de Río Blanco indican la existencia de una cuenca de sedimentación, a la que llegarían flujos piroclásticos y flujos turbidíticos. Los niveles de tobas finas

(cineríticas y de lapilli) presentan cierta estructuración. Estos términos suelen presentarse en la parte media-alta de la secuencia, en las proximidades de los niveles de chert y jaspes rojos de manganeso. También se han muestreado tobas rojizas con lapilli acrecionario.

Niveles de tobas de esta naturaleza han sido encontrados en las proximidades de la Loma La Búcara, y también en la zona de cabecera de Río Blanco. Estos niveles suelen aparecer relacionados con los de tobas finas bien estratificadas y también próximos a los niveles de chert y jaspes. En esta zona se han observado nivelillos de poco espesor de aspecto laminado y coloración verdosa (tobas cloritosas) que presentan una acusada laminación y que alternan con capas centimétricas de lutitas y margas verdosas que pueden presentar estructuras sedimentarias tales como (laminación paralela, estratificación cruzada y "ripples"). Estos niveles se hacen más patentes, en las proximidades de la Unidad de Lutitas de El Convento, y son similares a niveles observados dentro de la Hoja de Gajo de Monte en la zona de Las Cañitas y en el sector SO de aquella Hoja donde fueron agrupados como "Unidad Los Fríos". Este hecho induce a pensar que estos niveles se sitúan en la parte media-alta de esta unidad ya que aparecen en las proximidades del tránsito al volcanismo sálico de la Fm. Tireo.

Los espesores son difíciles de estimar, en esta unidad tan masiva, pero según se ha señalado en el apartado anterior, pueden alcanzar varios miles de metros.

La naturaleza del material vitroclástico fragmentario indica un origen piroclástico submarino tanto en erupciones freáticas como freatomagmáticas. Las cenizas volcánicas de las erupciones freáticas consisten en fragmentos procedentes de las paredes del conducto y del relleno del cráter, pero no contiene material juvenil, constituyendo generalmente estas explosiones freáticas, la actividad póstuma (fumarólica e hidrotermal) de erupciones freatomagmáticas precedentes. Esta actividad hidrotermal puede dar lugar al desarrollo de mineralizaciones de sulfuros, metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales, con gran interés económico. Por este motivo esta formación ha sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980), JICA & MMAJ (1984) y la Compañía Minera Hispaniola; esta última empresa ha llevado a cabo diferentes trabajos de investigación en el sector oriental de esta Hoja, en la zona de Sabana de Blanco-Cigüelillo y en los alrededores de El Higo donde se efectuaron sondeos de investigación y campañas de prospección geoquímica (Yacimiento El Centenario).

Estos procesos hidrotermales se han observado tanto de "visu" como en lámina delgada, así por ejemplo en las muestras M.M. 4, 5 y 32 (entre otras) son frecuentes los procesos de silicificación y epidotización, con desarrollo de dos generaciones de cuarzo, una claramente hidrotermal, al igual que la epidota, que se encuentra rellenando fisuras y vacuolas.

Esta unidad ha sido asignada genéricamente al Cretácico superior ya que existe una gran dificultad para la datación de estas tobas, pero según los datos de fauna encontrados en los niveles de Calizas de Constanza y en los de la subida a Valle

Nuevo, se puede estimar que el periodo de emisión de la Formación Tireo se extendió desde el Cenomaniano hasta el Maastrichtiano, si bien, la mayoría de estas emisiones se debieron producir con anterioridad al Senoniano, hecho ya apuntado por Lewis et al. (1991).

2.1.1.1.4 Fm. Arroyo Jigüey (4). Rocas volcánicas masivas, ácidas intermedias-básicas, con metamorfismo de contacto. Neocomiano.

Como se ha mencionado anteriormente, esta unidad forma el cuerpo fundamental de la Formación Arroyo Jigüey y generalmente se presenta como un conjunto masivo, de tonos verdosos a grises, en el que casi siempre es difícil observar la estratificación lo que contribuye negativamente en la cartografía de su estructura interna. El tipo litológico dominante, correspondiente a estos afloramientos de carácter masivo, consiste en tobas y brechas volcánicas sin ningún tipo de granoclasificación interna, en la que los fragmentos vítricos, líticos o, en menor proporción, cristales, tienen un tamaño medio que oscila entre algo menos de 2mm y 1cm.

Los fragmentos son mayoritariamente de tipo no vesicular y color verdoso a gris claro, aunque también los hay, en menor proporción, vesiculares de color negro y los formados por trozos angulosos (1 a 3mm) de vidrio (palagonita) devitrificado de color marrón amarillento a verde, con algunas vesículas. Los fragmentos de cristales corresponden a feldespatos y piroxenos y su presencia no llega al 1% del total de estas tobas. Entre los fragmentos líticos, son dominantes los procedentes de basaltos y andesitas, aunque también se reconocen fragmentos de doleritas y gabros.

2.1.1.1.5 Fm. Arroyo Jigüey (5). Rocas volcánicas masivas de carácter ácido-intermedio-básico con capas y/o lentes de cherts y calizas oscuras. Neocomiano.

Como se ha mencionado anteriormente, esta unidad forma el cuerpo fundamental de la Fm. Arroyo Jigüey y generalmente se presenta como un conjunto masivo, de tonos verdosos a grises, en el que casi siempre es difícil observar la estratificación lo que contribuye negativamente en la cartografía de su estructura interna. El tipo litológico dominante, correspondiente a estos afloramientos de carácter masivo, consiste en tobas y brechas volcánicas sin ningún tipo de granoclasificación interna, en la que los fragmentos vítricos, líticos o, en menor proporción, cristales, tienen un tamaño medio que oscila entre algo menos de 2mm y 1cm. Los fragmentos son mayoritariamente de tipo no vesicular y color verdoso a gris claro, aunque también los hay, en menor proporción, vesiculares de color negro y los formados por trozos angulosos (1 a 3mm) de vidrio (palagonita) devitrificado de color marrón amarillento a verde, con algunas vesículas. Los fragmentos de cristales corresponden a feldespatos y piroxenos y su presencia no llega al 1% del total de estas tobas. Entre los fragmentos líticos, son dominantes los procedentes de basaltos y andesitas, aunque también se reconocen fragmentos de doleritas y gabros.

Los términos bien estratificados, casi siempre correspondientes a tobas de lapilli y tobas cineríticas, sólo tienen un desarrollo local. Estos suelen ser frecuentes en el tránsito hacia los tramos de calizas tableadas y otros niveles sedimentarios y, sin embargo, son extraños de observar cómo tramos aislados, desconectados de términos sedimentarios, dentro del conjunto volcanoclástico. Un buen ejemplo de este último caso es la serie del Río Nizao a la altura de La Estrechura, en el límite de las Hojas de Arroyo Caña y Sabana Quéliz. En esta serie, que supera los 1000m de espesor, los términos masivos de tobas vítricas y líticas anteriormente descritos forman tramos de 50 a 200m de espesor que coexisten y alternan con tramos de igual espesor formados por términos bien estratificados en los que es patente la intervención de procesos sedimentarios.

2.1.1.2 Cretácico Superior

2.1.1.2.1 Fm. Tireo (6). Rocas piroclásticas, básico-intermedio, con metamorfismo de contacto. Cenomaniano-Turoniano.

Las rocas piroclásticas de la Fm. Tireo fueron emitidas y parcialmente remobilizadas (flujos de masas) o retrabajadas ya solidificadas en un medio submarino relativamente profundo. Se trata de depósitos *debris flows*, generalmente poligénicos, en capas masivas de potencia variable, constituidas por bloques heterométricos soportados por la matriz. En la carretera de San Cristóbal a Borbón, San Cristóbal- Cambita Garabito- La Colonia se observan capas gradadas de estos depósitos con laminación cruzada de alto ángulo a techo. Sin embargo, por encima de la secuencia de tobas verdes principal, al SW de Restauración aparecen unos 30-100 m., de tobas verdes y rojas-moradas alternantes, con capas decimétricas intercaladas de lapilli acrecionario (Lewis *et al.*, 1991b; Stein *et al.*, 2004).

Estas facies piroclásticas evidencian procesos de la fragmentación explosiva por expansión de los volátiles magmáticos. Los depósitos de caída resultantes, depositados en un medio de aguas someras transicional a subaéreo, forma capas relativamente bien seleccionadas y estratificadas de tobas y tobas de lapilli.

2.1.1.2.2 Fm. Tireo (7). Roca piroclástica de carácter básico-intermedio de color gris-verde (cenizas, tobas de lapilli, tobas litoclásticas), localmente oxidado con color rojizo. Santoniano-Cenomaniano.

En la Hoja San Cristóbal esta unidad cartográfica conforma la práctica totalidad de la superficie aflorante de la Formación Tireo. Pese a su gran extensión hay demasiados puntos de observación de la misma con un grado aceptable de calidad, muy aceptable. Algunos de éstos son la carretera de acceso a Hato Damas a Ramón (Hoja Los Alcarrizos 6171-I), el camino que une esta última localidad de Las Minas con el Río Nigua, así como algunos arroyos que surcan tanto la vertiente septentrional como meridional de la Loma La Lechosa, estos Arroyos son: Arroyo El Habra, Arroyo Charco Frio, Arroyo Las Eneas, Arroyo Los Plátanos y Arroyo Hondo Valle. Diversos intentos de realizar secciones de esta formación a través de los mencionados relieves, han resultado infructuosos debido al elevado grado de alteración de las rocas.

Esta unidad consiste esencialmente en lavas basálticas afaníticas, de carácter masivo, aunque también se reconocen, localmente, *pillow-lavas*, que generalmente contienen algunos microfenocristales de clinopiroxeno. Estos ocurren como cristales euhedrales a anhedrales que con frecuencia se agrupan formando texturas micro-glomeroporfídicas. El porcentaje de micro-fenocristales de clinopiroxeno parece depender del grado de cristalinidad de la roca. La matriz es de grano muy fino y sus texturas varían desde holovítreas a vitroporfídicas y holocristalinas. Algunas lavas muestran textura intersectoral. En las lavas holovítreas y vitroporfídicas la matriz es de color marrón y frecuentemente esferulítica. Las fracturas de tipo perlítico son típicas en lavas holovítreas. En los tipos holocristalinos las texturas variolíticas son comunes. Estas varían desde incipientes crecimientos radiales de cristales fibrosos de plagioclasa y piroxeno a cuerpos radiales de grano fino bien definidos que consisten en el intercrecimiento de cristales de plagioclasa y prismas de piroxeno. Algunos tienen vidrio intersticial.

Las diabasas corresponden a tipos holocristalinos de grano medio. Tienen texturas ofíticas e intergranulares siendo sus principales componentes plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro. Estas rocas se distribuyen aparentemente de una forma regular por toda la formación en asociación con los términos lávicos y se interpretan bien como centros de los flujos de lavas, o como *sills* intruyendo en éstos.

Conviene precisar que, a tenor de la escasa variedad en la composición geoquímica de las rocas de la Fm. Siete Cabezas, las diferencias texturales que se acaban de describir corresponden a los procesos de enfriamiento propios de estas rocas más que a marcadas variaciones composicionales de los magmas de origen.

Bowin (1966) describió en varias localidades dentro de esta formación niveles masivos de cherts hematíticos rojos que, sin embargo, no se han visto in situ en los reconocimientos de campo llevados a cabo en el presente trabajo. Solamente se han reconocido rocas similares como bloques sueltos a lo largo de algunos arroyos. El origen de estos cherts es aún desconocido, aunque pudieran corresponder a flujos masivos.

Los términos volcanoclásticos correspondientes a tobas cineríticas bien estratificadas sólo se han reconocido, con cierta extensión de afloramiento, en los sectores próximos a la localidad de Villa Altagracia, aunque puntualmente también se han observado en un antiguo camino que sube a Cañada Honda desde Los Arroyones. Las características de estas rocas se describirán en el apartado siguiente. Además, en el margen septentrional de la unidad, a lo largo del camino que va a la localidad de Río Verde, se han observado varios afloramientos, sin entidad cartográfica, de rocas volcanoclásticas de tamaño lapilli muy alteradas, cuya continuidad lateral no se ha podido determinar. Afloramientos similares se han observado al norte de Santo Domingo donde términos masivos de brechas y lapillis constituyen una de las principales litologías de la formación. Estas parecen ser predominantemente multilíticas con un tamaño de grano entre 2/3cm a 1/2mm. En estos sectores también se han

reconocido brechas vítreas monolíticas que se interpretan como hialoclastitas formadas en un proceso de fragmentación por enfriamiento conforme el magma entraba en contacto con el agua o bien como un producto de erupciones freatomagmáticas. Estas brechas y las lavas asociadas son facies proximales relacionadas con centros de emisión cercanos. Contrariamente, las brechas multilíticas de grano fino, las tobas-lapilli, tobas cineríticas y cherts deben corresponder a las facies más distales.

Por último, queda citar la aparición al norte de Villa Altagracia, concretamente en el camino a Cachón, de unos diques de rocas máficas ricas en anfíboles, que nunca antes habían sido citados en esta formación. La textura de estas rocas es holocristalina inequigranular y subideomorfa de grano fino y su composición consiste en plagioclasas, como mineral dominante, algún piroxeno, y anfíboles. Estos últimos se presentan en agujas muy ideomorfas que parecen indicar un crecimiento rápido en los últimos estadios de la cristalización ígnea. La relación de estos diques con el encajante es desconocida.

2.1.1.2.3 Tonalita (8). Companiano Inferior.

A escala regional, las tonalitas foliadas se caracterizan por aflorar exclusivamente como cuerpos intercalados en la serie metamórfica del Complejo Duarte. Así es como afloran, además, en las Hojas de Villa Altagracia, Arroyo Caña, Bonaó y Los Alcarrizos, donde se han cartografiado un total de cinco *stocks* de tonalitas foliadas, muy próximos entre sí, todos ellos elongados subconcordantemente con la esquistosidad regional, es decir, según una dirección NNO-SSE a NO-SE. La presencia en ellos de una fábrica magmática y deformativa planar subvertical paralela al contacto y el aplastamiento de xenolitos, sugiere que la intrusión del magma estuvo condicionada por el campo de esfuerzos externo imperante en ese momento. Durante su emplazamiento, aparentemente sin a tardicinemático, se produce en las rocas encajantes del Complejo Duarte una recristalización de tipo corneánico, que da lugar a cambios texturales y mineralógicos a lo largo de una aureola de metamorfismo de contacto cuyo espesor es del orden de 1-2 km.

La litología de las tonalitas foliadas es muy favorable a la meteorización por lo que la calidad de sus afloramientos es generalmente baja. Los mejores puntos de observación en esta Hoja se localizan en las localidades de: Hato Damas, Limón Dulce, Loma De Porquero, Mata Paloma, Avedaño y La Boca De Ganboa, aunque buena parte de su descripción se ha realizado a partir de los mejores afloramientos de la Hoja de Arroyo Caña sobre todo los de las carreteras a Rancho Arriba y el Rincón del Yuboa. Los contactos con el encajante son complejos, resolviéndose generalmente en bandas donde coexisten y se alternan las dos litologías. En estas “zonas de mezcla” son comunes los diques aplíticos y pegmatíticos y los enclaves, y en ellas, tanto las tonalitas como el encajante, suelen aparecer fuertemente cizalladas, aunque en algunos puntos se pueden observar tránsitos entre líquidos tonalíticos con diferente grado de deformación e incluso de composición.

Las intrusiones de tonalitas foliadas se caracterizan por presentar un tipo petrográfico dominante constituido por tonalitas con hornblenda. No obstante, estas intrusiones granitoides presentan geoquímicamente un completo rango composicional, desde tipos de composición básica a ácida. Así aparecen facies, formando volúmenes significativos, de dioritas, cuarzo-dioritas y granodioritas. Los diferenciados más ácidos incluyen leucotonalitas, trondjhemitas y una amplia variedad de tipos texturales aplíticos y pegmatíticos.

Las tonalitas con hornblenda son mayoritariamente de grano medio a medio-grueso y textura granuda de equigranular a ligeramente porfídica. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa y, en algunas facies, flogopita, con esfena, zircón, ilmenita, magnetita y opacos, como accesorios. Las facies porfídicas están definidas por fenocristales de hornblenda y/o plagioclasas idiomorfas, que se destacan de una mesostasia constituida por un agregado granular cuarzo-feldespático. El feldespató potásico es perítico y más alotriomorfo, con disposición frecuentemente intersticial. En algunas rocas se trata de un mineral accesorio. La secuencia de cristalización probablemente se inició con la formación de la plagioclasa y la hornblenda, que en algunas rocas su contenido modal supera el 60 %, continuando con la biotita, cuando aparece, el cuarzo y el feldespató-K.

Con posterioridad a la cristalización magmática, a las tonalitas foliadas se les superpone una fábrica deformativa retrógrada, que llega a ser, en los sectores más deformados, de tipo S-C, protomiloníticas y miloníticas. Estas fábricas deformativas se caracterizan por la recristalización dinámica de los nematoblastos de hornblenda, orientados paralelamente a la lineación de estiramiento. Esta microtextura junto con la recristalización extensiva de la plagioclasa indica que la deformación tuvo lugar, al menos localmente, bajo condiciones de la facies anfibolítica.

La deformación y recristalización subsólidas continúa posteriormente, con generación de minerales propios de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. La recristalización produce la formación de actinolita en los bordes de la hornblenda ígnea y la plagioclasa aparece albitizada o reemplazada a un agregado retrógrado de grano muy fino, formado por moscovita, mica blanca sericítica y epidota. En relación con la macroestructura, conviene resaltar que las formas elongadas y cerradas de los cuerpos de tonalitas foliadas y su asociación en la periferia con facies anfibolíticas cuya fábrica parece mimetizar el contorno de estos cuerpos, se podrían interpretar como grandes pliegues antiformales de escala cartográfica que estarían asociados a la deformación y el metamorfismo regional del Complejo Duarte y explicarían, en parte, el enorme espesor estructural de esta unidad.

En el capítulo de Tectónica se discuten los posibles modelos de emplazamiento de las tonalitas foliadas y del resto de las intrusiones granitoides dentro de la evolución geodinámica de la isla.

La edad de las tonalitas foliadas es objeto de discusión. Las dataciones más antiguas son las de Bowin (1966), 127Ma (método K/Ar) obtenida en una

hornblenda de una hornblendita incluida en una tonalita foliada; Bowin (1966), 91Ma (K/Ar) obtenida en una hornblenda de unas anfibolitas próximas al contacto con las tonalitas foliadas; y la de Bellon et al. (1985) de 92Ma (K/Ar sobre roca total). Todas estas dataciones se han realizado sobre muestras recogidas dentro o en las proximidades de la Hoja de Arroyo Caña. Sin embargo, también hay otras dataciones de las tonalitas foliadas que han arrojado edades más modernas, alrededor de los 50/60 Ma p.e. Bowin, 1966; Kesler et al., 1977; Agencia de Cooperación Japonesa, 1985; Kesler et al., 1991), circunstancia que da lugar a confusión. Kesler et al., (1991 c) discuten la ambigüedad de estas dataciones y apuntan la posibilidad más simple de que las más modernas sean producto de un reequilibrio inducido por intrusiones posteriores, inclinándose por una edad de emplazamiento de las tonalitas foliadas ligeramente anterior a de las primeras tonalitas no foliadas, que estos autores cifran en torno a los 80-87 Ma.

Efectivamente, las relaciones de corte de las tonalitas foliadas con el resto de cuerpos intrusivos, parecen bastante claras en la cartografía de la vecina Hoja de Arroyo Caña. Como se ha mencionado anteriormente, las tonalitas foliadas sólo intruyen al Complejo Duarte y nunca afectan a la Fm Tireo, muy próxima al Oeste. Los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, regionalmente indeformadas, intruyen tanto a las tonalitas foliadas como al Complejo Duarte; siendo muy dudoso, o al menos no se observa, que también lo haga en la Fm. Tireo. Por último, las tonalitas no foliadas, intruyen a todas estas unidades quedando datadas, a tenor de la edad Cretácico superior de la Fm. Tireo, como intrusiones postcretácicas. Concluyendo, el compendio de todos los datos arriba expuestos, tanto los referentes a las dataciones radiométricas, como los cartográficos y también los microestructurales y metamórficos parece indicar el Cretácico inferior como el intervalo más probable para el emplazamiento de las tonalitas foliadas.

2.1.1.2.4 Granito, granodiorita (9). Companiano Superior.

A escala regional, las tonalitas foliadas se caracterizan por aflorar exclusivamente como cuerpos intercalados en la serie metamórfica del Complejo Duarte. Así es como afloran, además, en las Hojas de Villa Altagracia, Arroyo Caña, Bonaó y Los Alcarrizos, donde se han cartografiado un total de cinco *stocks* de tonalitas foliadas, muy próximos entre sí, todos ellos elongados subconcordantemente con la esquistosidad regional, es decir, según una dirección NNO-SSE a NO-SE. La presencia en ellos de una fábrica magmática y deformativa planar subvertical paralela al contacto y el aplastamiento de xenolitos, sugiere que la intrusión del magma estuvo condicionada por el campo de esfuerzos externo imperante en ese momento. Durante su emplazamiento, aparentemente sin a tardicinemático, se produce en las rocas encajantes del Complejo Duarte una recristalización de tipo corneánico, que da lugar a cambios texturales y mineralógicos a lo largo de una aureola de metamorfismo de contacto cuyo espesor es del orden de 1-2 km.

La litología de las tonalitas foliadas es muy favorable a la meteorización por lo que la calidad de sus afloramientos es generalmente baja. Los mejores puntos de observación en esta Hoja se localizan en las localidades de: Hato Damas,

Limón Dulce, Loma De Porquero, Mata Paloma, Avedaño y La Boca De Ganboa, aunque buena parte de su descripción se ha realizado a partir de los mejores afloramientos de la Hoja de Arroyo Caña sobre todo los de las carreteras a Rancho Arriba y el Rincón del Yuboa. Los contactos con el encajante son complejos, resolviéndose generalmente en bandas donde coexisten y se alternan las dos litologías. En estas “zonas de mezcla” son comunes los diques aplíticos y pegmatíticos y los enclaves, y en ellas, tanto las tonalitas como el encajante, suelen aparecer fuertemente cizalladas, aunque en algunos puntos se pueden observar tránsitos entre líquidos tonalíticos con diferente grado de deformación e incluso de composición.

Las intrusiones de tonalitas foliadas se caracterizan por presentar un tipo petrográfico dominante constituido por tonalitas con hornblenda. No obstante, estas intrusiones granitoides presentan geoquímicamente un completo rango composicional, desde tipos de composición básica a ácida. Así aparecen facies, formando volúmenes significativos, de dioritas, cuarzo-dioritas y granodioritas. Los diferenciados más ácidos incluyen leucotonalitas, trondjhemitas y una amplia variedad de tipos texturales aplíticos y pegmatíticos.

Las tonalitas con hornblenda son mayoritariamente de grano medio a medio-grueso y textura granuda de equigranular a ligeramente porfídica. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa y, en algunas facies, flogopita, con esfena, zircón, ilmenita, magnetita y opacos, como accesorios. Las facies porfídicas están definidas por fenocristales de hornblenda y/o plagioclasas idiomorfas, que se destacan de una mesostasia constituida por un agregado granular cuarzo-feldespático. El feldespato potásico es perítico y más alotriomorfo, con disposición frecuentemente intersticial. En algunas rocas se trata de un mineral accesorio. La secuencia de cristalización probablemente se inició con la formación de la plagioclasa y la hornblenda, que en algunas rocas su contenido modal supera el 60 %, continuando con la biotita, cuando aparece, el cuarzo y el feldespato-K.

Con posterioridad a la cristalización magmática, a las tonalitas foliadas se les superpone una fábrica deformativa retrógrada, que llega a ser, en los sectores más deformados, de tipo S-C, protomiloníticas y miloníticas. Estas fábricas deformativas se caracterizan por la recristalización dinámica de los nematoblastos de hornblenda, orientados paralelamente a la lineación de estiramiento. Esta microtextura junto con la recristalización extensiva de la plagioclasa indica que la deformación tuvo lugar, al menos localmente, bajo condiciones de la facies anfibolítica.

La deformación y recristalización subsólidas continúa posteriormente, con generación de minerales propios de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. La recristalización produce la formación de actinolita en los bordes de la hornblenda ígnea y la plagioclasa aparece albitizada o reemplazada a un agregado retrógrado de grano muy fino, formado por moscovita, mica blanca sericítica y epidota. En relación con la macroestructura, conviene resaltar que las formas elongadas y cerradas de los cuerpos de tonalitas foliadas y su asociación en la periferia con facies anfibolíticas cuya fábrica parece mimetizar el contorno

de estos cuerpos, se podrían interpretar como grandes pliegues antiformales de escala cartográfica que estarían asociados a la deformación y el metamorfismo regional del Complejo Duarte y explicarían, en parte, el enorme espesor estructural de esta unidad.

En el capítulo de Tectónica se discuten los posibles modelos de emplazamiento de las tonalitas foliadas y del resto de las intrusiones granitoides dentro de la evolución geodinámica de la isla.

La edad de las tonalitas foliadas es objeto de discusión. Las dataciones más antiguas son las de Bowin (1966), 127Ma (método K/Ar) obtenida en una hornblenda de una hornblendita incluida en una tonalita foliada; Bowin (1966), 91Ma (K/Ar) obtenida en una hornblenda de unas anfibolitas próximas al contacto con las tonalitas foliadas; y la de Bellon et al. (1985) de 92Ma (K/Ar sobre roca total). Todas estas dataciones se han realizado sobre muestras recogidas dentro o en las proximidades de la Hoja de Arroyo Caña. Sin embargo, también hay otras dataciones de las tonalitas foliadas que han arrojado edades más modernas, alrededor de los 50/60 Ma p.e. Bowin, 1966; Kesler et al., 1977; Agencia de Cooperación Japonesa, 1985; Kesler et al., 1991), circunstancia que da lugar a confusión. Kesler et al., (1991 c) discuten la ambigüedad de estas dataciones y apuntan la posibilidad más simple de que las más modernas sean producto de un reequilibrio inducido por intrusiones posteriores, inclinándose por una edad de emplazamiento de las tonalitas foliadas ligeramente anterior a de las primeras tonalitas no foliadas, que estos autores cifran en torno a los 80-87 Ma.

Efectivamente, las relaciones de corte de las tonalitas foliadas con el resto de cuerpos intrusivos, parecen bastante claras en la cartografía de la vecina Hoja de Arroyo Caña. Como se ha mencionado anteriormente, las tonalitas foliadas sólo intruyen al Complejo Duarte y nunca afectan a la Fm Tireo, muy próxima al Oeste. Los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, regionalmente indeformadas, intruyen tanto a las tonalitas foliadas como al Complejo Duarte; siendo muy dudoso, o al menos no se observa, que también lo haga en la Fm. Tireo. Por último, las tonalitas no foliadas, intruyen a todas estas unidades quedando datadas, a tenor de la edad Cretácico superior de la Fm. Tireo, como intrusiones postcretácicas. Concluyendo, el compendio de todos los datos arriba expuestos, tanto los referentes a las dataciones radiométricas, como los cartográficos y también los microestructurales y metamórficos parece indicar el Cretácico inferior como el intervalo más probable para el emplazamiento de las tonalitas foliadas.

2.1.2 Terciario

2.1.2.3 Paleógeno

2.1.2.3.1 Fm. Loma Rodríguez (10). Caliza estratificada, en parte margosa, de colores crema y rosada, facies de plataforma. Eoceno Medio-Inferior.

Esta caliza estratificada de color crema rosáceo presenta ciertas tonalidades amarillentas; son rocas de resistencia media, compactas, de grano fino, en los planos de estratificación a veces se observa un material arcilloso carbonatado de color gris verdoso. Constituye la secuencia inferior del corte estratigráfico del afloramiento. En algunos intervalos se alterna con una caliza margosa, al parecer, estratificada.

Los fenómenos físicos geológicos presentes en las áreas donde aflora esta unidad se observan: el de Intemperismo: Se presenta muy extendido, como resultado de la meteorización, se forman los suelos finos de colores crema y rojizos y el Carso: Su manifestación es extensa tanto superficial como subterránea.

2.1.2.3.2 Fm. Valdesia (11). Alternancia de arenisca, arenisca gravosa, limolita y marga con capas singulares de conglomerado. Eoceno Medio-Inferior.

Hacia el tope de la Formación los estratos son de menor espesor y la textura es más fina, pudiéndose observar capas de areniscas muy gruesas a muy finas, grises y blancas en su mayoría, con estratificación lenticular, laminación inclinada de bajo ángulo y convoluta (escapes de fluidos), seguidas de limolitas con laminación paralela. El conjunto es cubierto por conglomerados medios macizos, con rodados disperso e imbricado. La parte superior muestra ricos niveles de megaflore en limolitas grises en capas macizas o con laminación ondulada, intercaladas con areniscas muy gruesas a muy finas con estratificación lenticular, laminación ondulítica, paralela, inclinada de bajo ángulo.

2.1.2.3.3 Fm. Valdesia (12). Conglomerado poligénico con clastos de rocas volcánicas y plutónicas y de calizas, matriz solidificada, en alternancia con arenisca y limolita. Eoceno- Oligoceno Superior.

En el borde septentrional de la Cordillera Central se depositaron los sedimentos clásticos con conglomerados potentes al principio del Eoceno Superior se inició, en los bordes meridional y septentrional de la Cordillera Central, la sucesión comienza con conglomerados, en general, de matriz soporte sabulítica, compuestos por rodados de rocas volcánicas (60%); plutónica (20 %) y calizas (15%), (rodados de hasta 7 cm de diámetro), en algunas capas aisladas la fábrica es clasto soporte. Presentan estratificaciones tabulares y cruzadas, imbricación y estructuras de corte y relleno macizas. Las capas de arenisca son grises en la base y hacia arriba presentan intercalaciones delgadas de limolitas castaño claro.

2.1.2.3.4 Fm. Iguana (13). Conglomerado poligénico con intercalaciones de arenisca y marga, en el parte superior dominado por conglomerado gravoso. Oligoceno Superior.

Dentro de los materiales terciarios que constituyen parte de la Cuenca de San Cristóbal, están los conglomerados poligénicos de matriz margo-arenosa, a veces sin cementar y otras fuertemente cementados, con cantos de filitas, cuarcitas, calizas y areniscas, forman el cerro de margen derecha de aguas abajo de la cerrada. Sus características geotécnicas presentan fuerte dispersión, desde un material escollerable hasta uno granular impermeable, o una arena o calcarenita ocre.

Este conglomerado pasa en transición a depósitos margoso-arenosos, marinos con estratificación cruzada de bajo ángulo y continúa hacia arriba con un conglomerado gravoso, lenticular con estratificación poco marcada.

2.1.2.3.5 Fm. Iguana (14). Caliza arrecifal. Oligoceno Superior.

En el Oligoceno Superior seguían existiendo los mismos dominios de facies que se habían desarrollado en el Eoceno. La facie litoral al Suroeste de Doña Ana está constituida predominantemente por margas y conglomerados. En el límite del Mioceno Inferior se encuentran interestratificaciones de calizas de derrubios arrecifales. Estas rocas caliza arrecifal, su origen orgánico formada por la compactación de materiales procedentes de algas, corales y rudistas (es un bivalvo). Las podemos encontrar en las proximidades Boca De Mana: avanzando unos metros por la carretera que se dirige a El Hatillo a unos 1.3 Km., podremos ver algunos afloramientos.

2.1.2.3.6 Fm. Iguana (15). Alternancia de marga, limo y arenisca con 2.1.2.3.7 estratificación fina. Oligoceno Superior.

Esta alternancia de marga, limo y arenisca de grano fino ocurren en forma de capas delgadas con laminación paralela y oblicua curvada en algunas capas, esporádicamente pueden ocurrir también delgadas capas margosas. Por su litología y rasgos sedimentológicos, estos depósitos ocurrieron en una cuenca poco profunda, con libre circulación y parcial influencia del oleaje, dentro de una zona sublitoral entre 50 y 100 metros de profundidad. Las podemos encontrar en las proximidades de las localidades Boca De Mana y El Horne.

2.1.2.4 Neógeno

2.1.2.4.1 Fm. Fort Resolue (16). Caliza arrecifal. Mioceno Inferior.

La caliza arrecifal se encuentra distribuida en forma de líneas o anillos de rocas en la zona intermareal costera y en la que se pueden distinguir macroscópicamente restos de fósiles de organismos arrecifales, tales como los corales y las algas calcáreas a lo largo de todos los afloramientos cartografiados en esta Hoja Geológica.

2.1.2.4.2 Fm. Fort Resolue (17). Conglomerado brechoso de caliza arrecifal. Mioceno Inferior.

En esta parte de la Hoja Geológica de San Cristóbal (6171-II), donde se acumulan los depósitos conglomeráticos, como producto de la erosión de las diferentes unidades estratigráficas que la conforman, tras el levantamiento tectónico, por lo que puede distinguirse una gran variedad de rocas sedimentarias entre sus componentes clásticos, que también pueden formar parte de estos depósitos conglomeráticos si durante la ortotectónica dio lugar a emplazamiento de rocas intrusivas que también se podría encontrar formando parte de estos depósitos. Los conglomerados ocurren en forma de abanicos aluviales y se trata de depósitos de materiales en parte consolidados o cementados por caliche y en parte poco consolidados o no consolidados. La granulometría es muy variada, desde arenas hasta cantos rodados o bloques calizos de un decímetro o más de diámetro.

2.1.2.4.3 Grupo Río Ocoa. Fm. Majagua (18). Margas, areniscas y calcarenitas con intercalaciones (micro) conglomeráticas. Mioceno Inferior.

La Fm. Majagua. (Mioceno Inferior) (Heubeck, 1988) posee una gran heterogeneidad litológica. Está compuesta por una sucesión de areniscas, calcarenitas finas y tramos de margas masivas. El límite inferior con la Fm Limonal es transicional, y la única diferencia importante con la formación infrayacente la supone una mayor proporción en carbonatos redepositados (Dolan *et al.*, 1991).

En calcarenitas laminadas, y tramos fuertemente slumpizados. El contacto superior de la formación es la discordancia angular y erosiva sobre la que se dispone el Grupo Ingenio Caei (Heubeck, 1988), que aflora en la zona oriental del área de estudio, en la Hoja de Nizao, en la terminación suroriental de la Cordillera Central.

Heubeck (1988) y Heubeck *et al.* (1991) estiman una potencia de 3500 m para la Fm Majagua, pero hay que tener en cuenta que su límite inferior es muy arbitrario, definido por este autor por la primera aparición de una megacapa conglomerática con fragmentos de corales.

A destacar los afloramientos abiertos en la cantera de Dominen SA, al sur de esta loma, muy cerca de la localidad de Pizarrete, donde es posible observar con todo detalle las características del techo de esta unidad. A lo largo de todo el camino que sigue el canal de agua que rodea la loma de la Majagua existen igualmente numerosos afloramientos que han permitido realizar numerosas observaciones.

En la primera mitad de la Fm Majagua se han distinguido algunos tramos potentes de margas masivas, con pequeñas intercalaciones arenosas, mientras que, en el tramo medio-superior, se reconocen sucesiones rítmicas de areniscas y lutitas con esporádicos niveles calcareníticos, todos ellos con estructuras

sedimentarias propias de sedimentos de afinidad turbidítica. También en la parte superior de la formación se ha reconocido la presencia de megacapas decamétricas, con olistolitos y bloques, que terminan en calcarenitas laminadas, y tramos fuertemente slumpizados.

En la cantera de Dominen SA, donde está expuesta buena parte del tramo superior de la unidad, la serie está compuesta por una alternancia de areniscas, margas, conglomerados y calcarenitas. Las margas, generalmente masivas o tenuemente laminadas, poseen una icnofábrica biodeformativa muy bien desarrollada y microfauna consistente en foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios y espículas de erizos.

Las areniscas son de base plana y presentan estructuras de muro (*groove cast* y *flute cast*). Poseen laminación horizontal de alto régimen de flujo y laminación cruzada, estructuras de escape de fluidos (laminación convolutada) y restos de plantas en la parte superior. Se han localizado varios niveles decamétricos de brechas intraformacionales, con extraclastos, olistolitos y restos de la misma serie deslizados, que terminan con niveles calcareníticos compuestos por fauna somera retrabajada, principalmente corales y macroforaminíferos. También se presenta un tramo slumpizado, con estrías en la base, pero sin existencia de conglomerados o brechas. La tendencia secuencial esestratodecreciente en los primeros tramos de la sección y estratocreciente en el segundo tercio.

Los niveles areniscosos presentan galerías de *Thalassinoides* y campos de *ripples* de cresta recta a techo. Esporádicamente se encuentran niveles centimétricos de calcirruditas y calcarenitas, con granoclasificación positiva y bioturbaciones en el muro.

Estos niveles más carbonatados contienen verdaderas acumulaciones de macroforaminíferos y, en menor proporción, de fragmentos de corales, algas y moluscos.

El conjunto de características sedimentarias de la Fm Majagua permite interpretar esta unidad como depositada en un contexto de cuenca turbidítica, con llegadas de corrientes de turbidez de baja densidad, en ocasiones con gran cantidad de material carbonatado retrabajado desde la plataforma adyacente. La existencia de megacapas indica una también una cierta inestabilidad en la cuenca, con llegada de material procedente de zonas más someras, posiblemente depositadas en forma de corrientes de alta densidad (*slopeapron*). La existencia, además, de tramos slumpizados, indica posiblemente desestabilizaciones de la cuenca que podrían deberse a procesos sísmicos o a una fuerte inclinación de la cuenca.

La edad de la Fm Majagua ha sido delimitada por los autores previos al Mioceno inferior (Heubeck, 1988; Heubeck *et al.*, 1991). Las muestras tomadas en la Hoja de Nizao, correspondiente a los intervalos más margosos, ha permitido identificar la asociación de foraminíferos *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Catapsydrax af. dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Globigerinoides sacculifer* (Brady),

Globigerinna af. *praebulloides* Blow, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globoquadrina* sp., que confirma una edad Mioceno inferior para esta unidad. Esta edad Mioceno inferior ha podido ser corroborada mediante el estudio de los macroforaminíferos bentónicos de las capas más carbonatadas, donde se ha descrito la asociación *Miogyppsina* sp., *Heterostegina* sp., *Amphistegina* sp. Y *Operculina* sp.

2.1.2.4.4 Grupo Ingenio Caei. Fm. Río Nizao (19). Conglomerados, arenas y lutitas calcáreas. Mioceno Medio.

El análisis de la Formación Río Nizao ha sido muy difícil de llevar a cabo debido a lo escasamente cementado que aparecen sus depósitos, lo que favorece su alteración y rápida erosión. Su potencia, deducida por medios cartográficos, es de unos 1000 metros, mucho mayor que la asignada inicialmente en la descripción original de la unidad. Como se ha mencionado su base es una discordancia angular erosiva, de escala regional, que la separa los materiales plegados de la Formación Majagua (Mioceno inferior) del Grupo Ocoa. Su techo está marcado por una discontinuidad erosiva de orden menor, que define su paso a la unidad suprayacente, la Fm Ingenio Caei.

Vila y Feinberg (1982) datan la base de la unidad en el Mioceno medio a partir de la asociación de foraminíferos planctónicos. Más tarde, Heubeck y Mann (1991) también proponen una edad del Mioceno medio para la Fm Río Nizao a partir de muestras tomadas cerca del pueblo de Santana, en la Hoja de Nizao. Aunque Vilas y Feinberg (1982) citan varias muestras de edad Mioceno inferior tomadas cerca de la base de la Fm Ingenio Caei, tanto Heubeck y Mann (1991) como Heubeck *et al.* (1991) consideran que esta fauna es retrabajada y procede de los materiales infrayacentes del Grupo Río Ocoa, más concretamente de la Fm Majagua.

Aunque su base y parte media afloran muy mal, en la Loma de Juan Calvo y en Loma Tubito ha sido posible describir algunas características de esta sucesión. En su mayor parte está formada por paquetes métricos de arenas medias y conglomerados muy arenosos con cantos de pequeño diámetro (longitud media de 5 cm), de redondeados a muy redondeados, y naturaleza diversa (calizas con macroforaminíferos, tonalitas, basaltos, areniscas). Son frecuentes también los tramos decimétricos formados por margas arenosas. Los clastos de los conglomerados se encuentran flotando en una matriz detrítica arenosa, de tamaño de grano medio, relativamente bien seleccionada y de naturaleza principalmente cuarcítica. Presentan granoclasificación inversa y se encuentran mal organizados, aunque en ocasiones se han descrito estratificaciones inclinadas muy difusas. La base de estos paquetes es plana y poco erosiva. Pueden contener restos de moluscos, sobre todo de gasterópodos. Las areniscas se encuentran pobremente cementadas por carbonatos y óxidos de hierro.

Cerca del pueblo de Santana, dentro de la parte más alta de las facies conglomeráticas de la Fm Río Nizao, se ha observado un tramo constituido por arenas y conglomerados de grano fino, con estratificaciones cruzadas en surco

que puede contener fragmentos de fauna somera. Los niveles de arenas son de tamaños de grano muy heterogéneo (de finas a gruesas, en ocasiones microconglomeráticas) y presentan un intenso desarrollo de icnofábrica, con predominio de la icnoespecie *Ophiomorpha nodosa*, que llega a formar niveles de colonización monoespecíficos. En este punto se han descrito también estructuras de escapes de fluidos y laminaciones horizontales de alto régimen de flujo.

La parte más alta de la Fm Río Nizao aflora en mejores condiciones y ha sido descrita en diferentes puntos de la carretera Baní-Santo Domingo, siempre al Sur de la misma, donde dominan claramente las facies de naturaleza lutítica, muy ricas en foraminíferos.

La serie se hace progresivamente más fina y pasa a una alternancia centimétrica de lutitas calcáreas grises oscuros y areniscas medias-finas o limos. Estas lutitas grises adquieren tonalidades ocres cuando aparecen alteradas y contienen una gran cantidad de materia orgánica, sobre todo restos vegetales, así como foraminíferos planctónicos.

Aparecen frecuentemente bioturbadas por *Thalassinoides* y *Planolites*. Los pequeños paquetes de arenas presentan laminación horizontal y de tipo *ripple*, así como granoclasificación positiva.

Esta alternancia puede intercalar niveles conglomeráticos arenosos, canaliformes, de amplia continuidad lateral y potencia pequeña, muy similares a los descritos en la parte basal y media de la formación.

En su conjunto esta formación registra sucesivas oscilaciones relativas del nivel del mar, lo que se traduce en una gran variabilidad de facies que caracteriza la unidad. Esta heterogeneidad responde a una rápida superposición temporal de diferentes ambientes y subambientes sedimentarios. Las partes basal y media de la Fm Río Nizao, constituida en su mayor parte por conglomerados de grano fino y arenas medias bioturbadas, representa un sistema de transición, probablemente un delta en su zona proximal y media (llanura deltaica sumergida y frente deltaico). La ausencia de matriz fangosa en estos materiales y el elevado grado de redondeamiento y origen poligénico de los cantos indican que estos depósitos se formaron por flujos gravitacionales (*grain flows* y corrientes de turbidez de alta densidad). Hacia techo de la formación registra una progresiva somerización que finaliza con la aparición de ambientes submareales someros o incluso litorales. La aparición *Ophiomorpha nodosa*, o la presencia de arenas con estratificaciones cruzadas en surco, indican ambientes de escasa profundidad, dominados por el oleaje y de tasas de sedimentación elevadas.

Las facies localizadas en la parte alta de la Fm Río Nizao, en su mayoría lutitas y arenas con algunas intercalaciones conglomeráticas subordinadas, indican un ambiente sedimentario más profundo dentro del sistema costero descrito en su parte baja, probablemente un prodelta, o incluso una bahía. Las características más relevantes de estas facies, como la gran cantidad de restos vegetales, la

aparición de foraminíferos planctónicos, los depósitos predominantemente lutíticos o la icnoasociación *Thalassinoides-Planolites*, apuntan hacia un medio de baja energía, con sedimentación dominante vertical.

Algunas estructuras sedimentarias (laminación horizontal, gradación normal) y la alternancia rítmica de arenas y lutitas podrían indicar la existencia de flujos de turbidez en estos sectores del delta. La nueva aparición a techo de la Fm Río Nizao de conglomerados intercalados en las lutitas registra la nueva llegada de sedimentos gruesos desde el continente. Esta evolución refleja el inicio de una somerización en la serie hacia techo, que es interrumpida bruscamente por el inicio de la sedimentación de la Fm Ingenio Caei.

La asociación formada por *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia* gr. *scitula* (Brady), *Globorotalia* af. *fohsi peripheroronda* Banner y Blow, *Globoquadrina altispira* Cushman y Jarvis, *Hastigerina* af. *siphonifera* (d'Orb.), *Globigerinoides* af. *ruber* (d'Orb.), *Sphaeroidinellopsis* af. *multiloba* (Le Roy) ha permitido constatar que el techo de la formación es de edad Mioceno medio.

2.1.2.4.5 Fm. Fort Resolue (20). Alternancia de conglomerado, arenisca gravosa y arenisca, Mioceno Medio.

El análisis de la Formación Río Nizao ha sido muy difícil de llevar a cabo debido a lo escasamente cementado que aparecen sus depósitos, lo que favorece su alteración y rápida erosión. Su potencia, deducida por medios cartográficos, es de unos 1000 metros, mucho mayor que la asignada inicialmente en la descripción original de la unidad. Como se ha mencionado su base es una discordancia angular erosiva, de escala regional, que la separa los materiales plegados de la Formación Majagua (Mioceno inferior) del Grupo Ocoa. Su techo está marcado por una discontinuidad erosiva de orden menor, que define su paso a la unidad suprayacente, la Fm Ingenio Caei. Vila y Feinberg (1982), datan la base de la unidad en el Mioceno medio a partir de la asociación de foraminíferos planctónicos. Más tarde, Heubeck y Mann (1991) también proponen una edad del Mioceno medio para la Fm. Río Nizao a partir de muestras tomadas cerca del pueblo de Santana, en la Hoja de Nizao. Aunque Vilas y Feinberg (1982) citan varias muestras de edad Mioceno inferior tomadas cerca de la base de la Fm. Ingenio Caei, tanto Heubeck y Mann (1991) como Heubeck *et al.* (1991) consideran que esta fauna es retrabajada y procede de los materiales infrayacentes del Grupo Río Ocoa, más concretamente de la Fm Majagua.

Aunque su base y parte media de este conglomerado afloran muy mal, en Najayo Arriba, Doña Ana y Las Gallardas ha sido posible describir algunas características de esta sucesión. En su mayor parte está formada por paquetes métricos de arenas medias y conglomerados muy arenosos con cantos de pequeño diámetro (longitud media de 5 cm), de redondeados a muy redondeados, y naturaleza diversa (calizas con macroforaminíferos, tonalitas, basaltos y areniscas). Son frecuentes también los tramos decimétricos formados por margas arenosas. Los clastos de los conglomerados se encuentran flotando en una matriz detrítica arenosa, de tamaño de grano medio, relativamente bien

seleccionada y de naturaleza principalmente cuarcítica. Presentan granoclasificación inversa y se encuentran mal organizados, aunque en ocasiones se han descrito estratificaciones inclinadas muy difusas. La base de estos paquetes es plana y poco erosiva. Pueden contener restos de moluscos, sobre todo de gasterópodos. Las areniscas se encuentran pobremente cementadas por carbonatos y óxidos de hierro.

2.1.2.4.6 Fm. Fort Resolue (21). Alternancia de arenisca, limo y marga. Micoeno Medio.

Solo se ha identificado un depósito con estas características, situado al Noreste, al Sur y al Sureste de Najayo Arriba y corta el Arroyo Yaguato en un tramo de aproximadamente 2 Km., de longitud, en el límite Suroeste de la Hoja. Sus extremos más distales enlazan hacia el Este con los depósitos sedimentarios de marga arenosa con capas de arenisca calcárea (Fm. San Cristóbal) y los conglomerados poligénicos con intercalaciones de arenisca y marga en la parte superior y están dominado por conglomerado gravoso (Fm. Iguana), aluviales-coluviales del Arroyo La Jagua, y hacia el Sur con la terraza baja (canto, arena y limo) del Río Nizao, la cual actúa como nivel de base local para ambos y además condiciona el área de endorreica del primero. Apenas se han observado cortes o naturales o excavaciones que permitan observar su composición y espesor. En superficie aparece como un depósito areno-arcillosos con cantos dispersos. En cortes aislados de la carretera hacia Baní y en el cruce de la Jagua ha sido posible describir depósitos de arenas laminadas con algunas intercalaciones, de escasa potencia, de conglomerados arenosos con morfologías canaliformes y base erosiva. Su espesor puede ser muy variable, puesto que parece cubrir un sustrato irregular.

2.1.2.4.7 Fm. Fort Resolue (22). Alternancias de conglomerado, arenisca gravosa, arenisca, limo y marga calcárea. Mioceno Medio.

Esta alternancia conglomerática formado por una serie siliciclástica de aproximadamente 10 Km., interrumpida por dos episodios de naturaleza regresiva y transgresiva, los denominados lugares Loma De Porquero y Borbón, respectivamente. Su contacto con la unidad rocas ultramáficas – máficas, dominado por ultramafitas con metamorfismo de contacto (Fm. Duarte), es gradual.

Los mejores cortes, pequeños y de poca continuidad lateral, para estudiar esta unidad litológica se localizan en la Loma de Porquero, en la carretera que une el pueblo de Hato Damas con los Bajos De La Pared con el Río Haina y, sobre todo, en el camino de tierra que sigue hacia el Sur la ribera al Este del Río Haina entre las aldeas de Yerba Buena, Mango Bartolo y Mata Paloma. Los depósitos de la base del conglomerado son, principalmente, arenas finas y medias, limos, en menor medida, calizas con corales. Este conglomerado se inicia con unos 100 metros de arenas finas y limos con foraminíferos planctónicos y bentónicos y restos de plantas y corales que, progresivamente, incorporan a techo un número mayor de pasadas conglomeráticas. Estos conglomerados son polimícticos y no presentan organización interna, poseen base plana y contienen una matriz arenosa fina, en ocasiones algo lutítica. Los cantos son redondeados

a subredondeados y de naturaleza volcánica (tufitas, lavas rio-dacitas, basaltos), plutónica (tonalitas) y sedimentaria (calizas con macroforaminíferos), en su mayoría derivados de la Cordillera Central y del Grupo Río Ocoa. La serie sedimentaria a esta altura define una secuencia positiva, estrato y granocreciente, que finaliza con la aparición de los depósitos del Miembro de la Loma de Duveaux.

2.1.2.4.8 Fm. San Cristóbal (23). Marga arenosa con capas de arenisca calcárea. Mioceno Superior-Medio.

La serie de las margas arenosas es bastante uniforme hasta alcanzar la zona de: El Pomier, Sabana Toro, Río Blanco, Canasta, San Isidro, Ingenio Nuevo, Doña Ana y parte del poblado de Yaguata (Noreste), destacándose en el borde de aguas abajo de ésta, tanto en margen derecha como izquierda, la existencia de un contacto anormal entre margas arcillosas y el conglomerado poligénico que se produce por un cambio brusco de buzamiento en una distancia muy corta, apreciándose la existencia de una estructura flexural fallada.

2.1.2.4.9 Grupo Ingenio Caei (24). Fm. Ingenio Caei. Mb Loma Duveaux. Conglomerado polimíctico. Mioceno Superior.

Los conglomerados polimíctico de la Loma de Duveaux tienen una potencia variable que oscila entre los 30 metros, al Oeste de la Hoja de Nizao, y unos 80 metros, hacia el límite oriental de esta misma hoja. Esto parece indicar un acuñamiento del conglomerado hacia posiciones occidentales de la zona de estudio, con toda probabilidad condicionada por la configuración del paleorrelieve. El mejor corte se localiza en lo alto de la Loma de Duveaux, aunque también puede ser observado en las proximidades de la Boca de Los Arroyos. Las características de este conglomerado son muy similares a los descritos en el Mb Boca de Los Arroyos, con cantos de mayores dimensiones medias, aunque de tamaño muy variable (longitud máxima de 80 cm y media de unos 15 cm). Puede presentar intercalaciones decimétricas de arenas medias y finas, que separan los paquetes conglomeráticos, de mucha mayor potencia.

Sobre el conglomerado de Duveaux continúan depositándose las arenas, limos y margas de la parte media del Mb Boca de Los Arroyos. Su potencia aproximada es de unos 700 metros. Pueden contener restos de plantas, radiolas, foraminíferos bentónicos, briozoos y fragmentos de moluscos, además de aparecer bioturbadas por *Thalassinoides*. Estos sedimentos, de granulometría más finas y muy carbonatados, pueden presentar pequeñas intercalaciones (micro)conglomeráticas, filas de pequeños cantos y, menos frecuentemente, grandes bolos de corales arrecifales dispersos. Hacia la parte alta de la serie las arenas se hacen cada vez más gruesas hasta formar bancos tabulares, de escala métrica, de areniscas medias y gruesas, con fragmentos de moluscos, macroforaminíferos bentónicos y corales. Estas areniscas aparecen cementadas por carbonatos y contienen porcentajes altos de fragmentos líticos de origen volcánico, minerales pesados y glauconita. Al igual que en la parte basal de este miembro, las facies se organizan en la vertical definiendo una secuencia positiva estrato y granocreciente.

Hacia el Sur, en las proximidades del paraje de la Laguna de Los Reyes finaliza este último tramo de naturaleza siliciclástica y aflora un pequeño episodio carbonatado que toma su nombre de esta zona.

2.1.2.4.10 Grupo Ingenio Caei. Fm. Ingenio Caei (25). Mb Boca de Los Arroyos. Conglomerados, arenas, limos y calizas. Mioceno, Plioceno Superior-Medio.

El Miembro Boca de Los Arroyos constituye el miembro más complejo de la formación. Está formado por una serie siliciclástica de 250 metros interrumpida por dos episodios de naturaleza regresiva y transgresiva, los denominados Miembros Loma de Duveaux y Laguna de Los Reyes, respectivamente. Su contacto con el Mb Cerro El Peñón es gradual.

Los mejores cortes, pequeños y de poca continuidad lateral, para estudiar este miembro se localizan en la Loma de Santana, en la carretera que une el pueblo de Santana con el de Nizao y, sobre todo, en el camino de tierra que sigue hacia el sur la rivera este del Río Nizao entre las aldeas de La Boca de Los Arroyos y Juan Barón. Los depósitos de la base del Mb Boca de Los Arroyos son, principalmente, arenas finas y medias, limos, conglomerados y, en menor medida, calizas con corales. Este miembro se inicia con unos 100 metros de arenas finas y limos con foraminíferos planctónicos y bentónicos y restos de plantas y corales que, progresivamente, incorporan a techo un número mayor de pasadas conglomeráticas. Estos conglomerados son polimícticos y no presentan organización interna, poseen base plana y contienen una matriz arenosa fina, en ocasiones algo lutítica. Los cantos son redondeados a subredondeados y de naturaleza volcánica (tufitas, lavas rio-dacitas, basaltos), plutónica (tonalitas) y sedimentaria (calizas con macroforaminíferos), en su mayoría derivados de la Cordillera Central y del Grupo Río Ocoa. La serie sedimentaria a esta altura define una secuencia positiva, estrato y granocreciente, que finaliza con la aparición de los depósitos del Miembro de la Loma de Duveaux.

2.1.2.4.11 Gravas con matriz arenosa y limosa (26). Plioceno.

Aunque sus principales manifestaciones se relacionan con la llanura de inundación del Río Haina, es bastante frecuente en toda la zona como consecuencia de la baja pendiente de numerosos valles y la consiguiente deficiencia en el drenaje y la colonización por vegetación abundante. Están constituidas por lutitas oscuras con un cierto contenido vegetal. Su espesor no ha sido determinado, aunque probablemente se acerque a 2-3 m. Por su relación con la dinámica actual se enmarcan en el Plioceno.

2.1.2.4.12 Grupo Ingenio Caei. Fm. Ingenio Caei (27). Mb Sabana Grande. Calizas, Calcarenitas y arenas finas. Plioceno.

El Miembro Sabana Grande está formado por unos 60 m de depósitos de naturaleza mixta carbonatada-siliciclástica que se depositan, mediante una superficie erosiva, sobre las arenas y conglomerados del Mb Boca de Los Arroyos. Esta subunidad está formada principalmente por calcarenitas y calizas detríticas con corales, algas, macroforaminíferos, briozoos y moluscos, que se

alternan con arenas finas carbonatadas y limos margosos bioturbados. Desde un punto de vista petrográfico, se pueden clasificar como *wackstones* bioclásticos y *boundstones* de corales. Las calizas se encuentran muy karstificadas y llegan a desarrollar verdaderas calcretas. Hacia techo, y de forma transicional, aparecen los conglomerados y arenas del Miembro Palenque, de escasa potencia, formado por conglomerados canaliformes, de escasa matriz arenosa y amplia extensión lateral.

2.1.3 Terciario-Cuaternario

2.1.3.1 Neógeno

2.1.3.1.1 Fm. Llanura Costera (28). Arena con estratificación deltaica. Plioceno-Pleistoceno.

La unidad es esencialmente una arena de grano fino a grueso, colores gris-rosado, gris y gris oscuro, friable, dura, maciza y áspera, ligeramente calcárea y en partes muy micácea y pirítica; los granos son redondeados y muy bien cementados. La arena contiene conglomerados y peñas de cuarcita a intervalos irregulares; localmente, se presentan vetas de calcita a lo largo de fracturas. Ciertas secciones de la arena muestran características cuarcíticas y otras son muy feldespáticas, verdes y glauconíticas. Estos depósitos de sedimentos mayormente subaéreos y producido por una corriente a la entrada en un cuerpo permanente de agua. La mayor parte de los sedimentos deltaicos se depositan en consecuencia en el cuerpo de agua donde las olas y las corrientes ayudan a transportar y a depositar las arenas.

El contacto inferior de la Formación Llanura Costera es concordante con los materiales depositados durante el Plioceno, con la cual guarda estrecha relación. El ambiente de sedimentación es continental, y sus sedimentos representan el relleno de cuenca (facies fluvial y/o piedemonte), de una fase erosiva, contemporánea o subsiguiente a un período de intensa actividad tectónica (Léxico Estratigráfico de la Cordillera Central, 1987).

2.1.3.1.2 Fm. Yanigua (29). Margas amarillentas y calizas. Plioceno-Pleistoceno.

Constituye una de las unidades características del sector centro-occidental de la Llanura Costera del Caribe, si bien hasta la fecha son prácticamente inexistentes los estudios relativos a ella. Se dispone al sur de las cordilleras Oriental y Central, oculta en buena parte por abanicos y piedemontes cuaternarios. Pese a la deficiencia de sus afloramientos y la precariedad de sus dataciones, se ha correlacionado con los materiales que en la región de Los Haitises fueron descritos por Brower y Brower (1982) como Fm Yanigua y precisados posteriormente por Iturralde (2001), Díaz de Neira y Hernaiz (2004), García-Senz (2004), Hernaiz (2004), Monthel (2004), Monthel y Capdeville (2004) y Monthel *et al.* (2004).

Sus afloramientos se restringen al sector noroccidental, presentando una deficiente calidad para su observación debido a su fácil alterabilidad y a la

antropización de la zona. No obstante, algunos taludes de la autopista Duarte y del acceso a la autopista del Sur, permiten observar las características básicas de la unidad, que en cualquier caso muestra mejores condiciones para su descripción en diversos cortes existentes en la vecina Hoja de Villa Mella (6271-IV), donde se observa una monótona sucesión de margas de tonos marrones, que intercalan niveles de calizas y calcarenitas, más frecuentes y potentes hacia el sur. Por alteración proporciona al terreno típicas coloraciones amarillentas y ocres.

No aflora su base, de carácter discordante en otros puntos de la región, donde se apoya sobre materiales paleógenos y mesozoicos de las cordilleras citadas, en tanto que su techo ha sido erosionado, siendo probable que se encontrase próximo a los restos de la superficie que constituye la actual divisoria entre las cuencas de los ríos Isabela y Haina, de lo que se deduce un espesor mínimo de 60 m. Siendo las margas su constituyente principal, incluyen niveles de orden decimétrico de arenas, calizas margosas y acumulaciones bioclásticas y de corales.

Su paso hacia el sureste a la Fm Los Haitises se produce mediante un enriquecimiento calcáreo, hasta la total desaparición del contenido margoso. Se trata de un paso gradual, por lo que el límite entre ambas unidades ofrece varias posibilidades, entre ellas, la delimitación de una nueva unidad con un contenido equiparable de margas y calizas y que podría asimilarse a la Fm Cevicos (Vaughan *et al.*, 1921); no obstante, a fin de simplificar la cartografía de la zona y eliminar en la medida de lo posible la subjetividad en la delimitación de los contactos, se ha optado por considerar como Fm

Los Haitises aquellos afloramientos con un contenido calcáreo exclusivo y como Fm Yanigua a partir de la aparición de contenido margoso en la serie, criterio que además coincide con la existencia de escorrentía superficial.

Petrográficamente, los niveles calizos aparecen como *wackestones-packstones* bioclásticos, con una proporción muy variable tanto de aloquímicos (30-70%) como de matriz (15-60%) y cemento (0-45%), incluyendo ocasionalmente cuarzo (<7%), glauconita (<4%) y fragmentos de roca (<2%); entre los componentes texturales predominan con mucho los fósiles, en proporción superior al 95%, pudiendo clasificarse como biomicitas. Ocasionalmente, se reconocen *boundstones* integrados por corales.

El contenido faunístico de los niveles margosos es escaso, pese a lo cual se han hallado *Ammonia* sp., *A. (Rotalia) becarii* (Linneo), *Nonion* sp., *Bolivina* sp., *Elphidium* sp., *Cibicides* sp., *Criboelphidium* sp., *Asterigerina* sp., *Cancriis* sp., *Globigerina* sp. Y *Rotalia* sp., además de Ostrácodos, radiolas de Equínidos y fragmentos de Lamelibranquios, que sugieren una edad pliocena, acorde con la edad Plioceno-Pleistoceno Inferior propuesta para la Fm Los Haitises y asignada a la presente unidad.

2.1.3.1.3 Fm. Los Haitises (30). Calizas arrecifales y calizas. Plioceno-Pleistoceno.

Se trata del conjunto calcáreo que constituye las zonas más elevadas de Santo Domingo (plaza de Las Banderas, avenidas 27 de febrero y Kennedy, Ensanche Ozama, carretera de San Isidro...), a modo de umbral entre las zonas deprimidas topográficamente situadas al norte (Villa Mella, La Victoria...) y la vertiente caribeña.

Pese al elevado grado de antropización de la zona, es posible la observación de las principales características de la unidad en las exposiciones puntuales que ofrecen las diversas obras en ejecución. Un buen corte de la unidad es posible en la pista que une el hipódromo con la Base de San Isidro.

Por su semejanza litológica y edad equiparable, la unidad se ha correlacionado con los materiales calcáreos que en la región de Los Haitises fueron descritos por Brower y Brower (1982) como Fms. Cevicos y Los Haitises y agrupados por Iturralde (2001) como Fm Los Haitises, criterio seguido y precisado por Díaz de Neira y Hernaiz (2004) y García-Senz (2004). Las evidentes diferencias morfológicas que muestra el presente conjunto en la Llanura Costera del Caribe con respecto a la región de Los Haitises derivan de su distinta evolución estructural y del diferente grado de meteorización sufrido.

Aparecen como un monótono conjunto de calizas grises a blanquecinas, en las que el elevado contenido fosilífero es observable a simple vista. Generalmente, se agrupan en bancos de espesor métrico a decamétrico, aunque con frecuencia su estratificación no es fácilmente observable, lo que acentúa su aspecto masivo y uniforme, aspecto incrementado por la notable karstificación que afecta a la unidad a diversas escalas.

Su muro no es visible, en tanto que su techo original debió aproximarse a su actual superficie topográfica, de lo que se deducen espesores mínimos de 45 m.

Hacia el norte pasa a la Fm Yanigua mediante cambio lateral, habiéndose establecido el contacto a partir de las primeras apariciones de margas, criterio que además coincide con el desarrollo de drenaje superficial, ausente en la presente unidad debido a la eficacia de los procesos kársticos.

Petrográficamente aparecen como calizas fosilíferas (biomicritas) con grado de recristalización variable y porosidad tanto primaria como secundaria. Predominan los *boundstones* de corales, reconociéndose además *packstones* y *wackestones* bioclásticos con proporciones variables de aloquímicos (20-50%), matriz (15-70%) y cemento (<40%); también se reconocen *wackestones* bioclásticos cuyo contenido de aloquímicos (15-35%) corresponde básicamente a fósiles (>95%), con una elevada proporción de matriz (60-85%), superior a la de cemento (<40%).

2.1.4 Cuaternario

2.1.4.1 Pleistoceno

2.1.4.1.1 Fm. Llanura costera (31). Escombros de caliza arrecifal en matriz arenosa. Pleistoceno.

Se trata del conjunto calcáreo que constituye las zonas más elevadas de Santo Domingo (plaza de Las Banderas, avenidas 27 de Febrero y Kennedy, Ensanche Ozama, carretera de San Isidro...), a modo de umbral entre las zonas deprimidas topográficamente situadas al norte (Villa Mella, La Victoria...) y la vertiente caribeña.

Pese al elevado grado de antropización de la zona, es posible la observación de las principales características de la unidad en las exposiciones puntuales que ofrecen las diversas obras en ejecución. Un buen corte de la unidad es posible en la pista que une el hipódromo con la Base de San Isidro.

Por su semejanza litológica y edad equiparable, la unidad se ha correlacionado con los materiales calcáreos que en la región de Los Haitises fueron descritos por Brower y Brower (1982) como Fms. Cevicos y Los Haitises y agrupados por Iturralde (2001) como Fm Los Haitises, criterio seguido y precisado por Díaz de Neira y Hernaiz (2004) y García-Senz (2004). Las evidentes diferencias morfológicas que muestra el presente conjunto en la Llanura Costera del Caribe con respecto a la región de Los Haitises derivan de su distinta evolución estructural y del diferente grado de meteorización sufrido. Aparecen como un monótono conjunto de calizas grises a blanquecinas, en las que el elevado contenido fosilífero es observable a simple vista. Generalmente, se agrupan en bancos de espesor métrico a decamétrico, aunque con frecuencia su estratificación no es fácilmente observable, lo que acentúa su aspecto masivo y uniforme, aspecto incrementado por la notable karstificación que afecta a la unidad a diversas escalas.

Su muro no es visible, en tanto que su techo original debió aproximarse a su actual superficie topográfica, de lo que se deducen espesores mínimos de 45 m. Hacia el norte pasa a la Fm Yanigua mediante cambio lateral, habiéndose establecido el contacto a partir de las primeras apariciones de margas, criterio que además coincide con el desarrollo de drenaje superficial, ausente en la presente unidad debido a la eficacia de los procesos kársticos.

Petrográficamente aparecen como calizas fosilíferas (biomicritas) con grado de recristalización variable y porosidad tanto primaria como secundaria. Predominan los *boundstones* de corales, reconociéndose además *packstones* y *wackestones* bioclásticos con proporciones variables de aloquímicos (20-50%), matriz (15-70%) y cemento (<40%); también se reconocen *wackestones* bioclásticos cuyo contenido de aloquímicos (15-35%) corresponde básicamente a fósiles (>95%), con una elevada proporción de matriz (60-85%), superior a la de cemento (<40%).

2.1.4.1.2 Fm. La Isabela (32). Plataforma inferior. Calizas arrecifales, Pleistoceno.

Las presentes unidades configuran las plataformas o escalonamientos dispuestos entre el umbral constituido por la Fm Los Haitises y la línea de costa. Se reconocen dos plataformas principales de gran continuidad, que constituyen espectaculares planicies, desdoblándose localmente ambas en escalonamientos de entidad menor.

Están constituidas fundamentalmente por calizas arrecifales correlacionables con los materiales similares que Marcano y Tavares (1982) definieron como Fm La Isabela en las proximidades de esta localidad.

La diferencia básica entre ambos niveles estriba en su disposición morfológica. El nivel más antiguo, que además presenta un mayor grado de karstificación, se dispone a cotas de hasta +50 m en el Mirador del Sur, decreciendo ligeramente hacia el este hasta situarse a menos de +30 m al este del río Ozama; está limitado al sur por un pronunciado escarpe, correspondiente a un paleoacantilado que puede alcanzar 20 m de desnivel. Por su parte, el nivel inferior tan sólo sobrepasa +20 m en el extremo occidental, estando limitado al sur por el acantilado actual, de 5-6 m de desnivel.

En general, están constituidas por la superposición y acumulación de esqueletos de colonias de coral, en posición de vida o más o menos volcadas y con distintos grados de fragmentación, que presentan en muchos casos costras de diverso grosor de algas rojas coralinales. Entre las colonias se observa un sedimento interno de calcirruditalcalcarenita bioclástica, compuesta por fragmentos de coral, algas, moluscos, equinodermos y briozoos en una matriz micrítica. El sedimento interno no siempre rellena completamente los espacios entre los corales, lo que, unido a los huecos producidos por la disolución de los esqueletos de coral, le confiere al conjunto una elevada macroporosidad. Por su calidad, es preciso señalar el afloramiento ofrecido por los taludes de la avenida Italia bajo el Mirador del Sur, correspondiente al nivel superior (unidad 34), donde se observa el núcleo de la construcción, con abundante *Montastrea*. Igualmente, cabe destacar el afloramiento situado en la margen izquierda del río Ozama, junto al puente flotante, correspondiente al nivel inferior (unidad 32), en el que se observa una ligera estratificación hacia el mar en zonas ricas en *Acropora cervicornis/prolifera* (Braga, 2010). No se ha observado la base de la Fm La Isabela en punto alguno de la zona, deduciéndose espesores superiores a 20 m.

Donde la exposición lo permite, se observa una cierta zonación en la composición de los corales constructores principales (Geister, 1982), similar a la observada en otras áreas de la República Dominicana. En la zona del núcleo de la construcción situada hacia tierra predominan las colonias masivas en domos de *Montastrea annularis* y especies de *Diploria*. La construcción se extiende tierra adentro con parches discontinuos de extensión lateral métrica a decamétrica. En la zona del núcleo, que corresponde a la zona de rompiente, el coral de ramas muy gruesas *Acropora palmata* aparece junto a colonias masivas de *Montastrea annularis*, *Siderastrea*, *Diploria* y *Porites*. Hacia el mar

incrementan las proporciones de colonias de ramas finas de *A. prolifera* y *A. cervicornis*, que acaban siendo dominantes. Según Geister (1982), a mayor profundidad pasan a dominar de nuevo las colonias masivas de *Montastrea*, *Diploria* y *Porites*.

2.1.4.1.3 Fm. La Isabela (33). Calizas arrecifales, calciruditas y calcarenitas. Plataforma superior. Calizas arrecifales (34). Pleistoceno.

Esta formación ocupa una extensa banda costera en el extremo oriental del área, al pie del paleoacantilado que delimita el borde de una superficie de erosión situada a mayor altura. Está constituida por calizas arrecifales y otros materiales detríticos derivados de la destrucción y retrabajamiento del antiguo arrecife, que forman niveles de calciruditas y calcarenitas. Su espesor máximo puede oscilar entre 15 y 20 m, lo que corresponde a la altura aproximada del pequeño acantilado que forma sobre el nivel actual del mar.

2.1.4.1.4 Terraza. Gravas y arenas rojizas (35). Pleistoceno.

Afloran exclusivamente en el sector occidental, en el ámbito del arroyo Guajimia, si bien su depósito está relacionado con el río Haina, que discurre por la vecina Hoja a escala 1:50.000 de San Cristóbal (6171-II). No existe corte alguno que permita establecer las características detalladas de la unidad, sino tan sólo asomos puntuales donde observar su aspecto general. Se trata de gravas polimícticas en matriz arenosa, de tonos rojizos, con cantos redondeados de composición ígneo-metamórfica predominante cuyo diámetro está comprendido frecuentemente entre 5 y 10 cm. Su potencia alcanza 15 m.

Por lo que respecta a su edad, en función del grado de incisión de la red fluvial en ellas, se atribuyen tentativamente al Pleistoceno Superior.

2.1.4.2 Holoceno

2.1.4.2.1 Fm. Llanura costera (36). Arena calcárea con estratos de grava. Holoceno.

Constituye una de las unidades características del sector centro-occidental de la Llanura Costera del Caribe, si bien hasta la fecha son prácticamente inexistentes los estudios relativos a ella. Se dispone al sur de las cordilleras Oriental y Central, oculta en buena parte por abanicos y piedemontes cuaternarios. Pese a la deficiencia de sus afloramientos y la precariedad de sus dataciones, se ha correlacionado con los materiales que en la región de Los Haitises fueron descritos por Brower y Brower (1982) como Fm Yanigua y precisados posteriormente por Iturralde (2001), Díaz de Neira y Hernaiz (2004), García-Senz (2004), Hernaiz (2004), Monthel (2004), Monthel y Capdeville (2004) y Monthel *et al.* (2004).

Sus afloramientos se restringen al sector noroccidental, presentando una deficiente calidad para su observación debido a su fácil alterabilidad y a la antropización de la zona. No obstante, algunos taludes de la autopista Duarte y

del acceso a la autopista del Sur, permiten observar las características básicas de la unidad, que en cualquier caso muestra mejores condiciones para su descripción en diversos cortes existentes en la vecina Hoja de Villa Mella (6271-IV), donde se observa una monótona sucesión de margas de tonos marrones, que intercalan niveles de calizas y calcarenitas, más frecuentes y potentes hacia el sur. Por alteración proporciona al terreno típicas coloraciones amarillentas y ocres.

No aflora su base, de carácter discordante en otros puntos de la región, donde se apoya sobre materiales paleógenos y mesozoicos de las cordilleras citadas, en tanto que su techo ha sido erosionado, siendo probable que se encontrase próximo a los restos de la superficie que constituye la actual divisoria entre las cuencas de los ríos Isabela y Haina, de lo que se deduce un espesor mínimo de 60 m. Siendo las margas su constituyente principal, incluyen niveles de orden decimétrico de arenas, calizas margosas y acumulaciones bioclásticas y de corales

2.1.4.2.2 Llanura de inundación (37). Gravas, arenas y Lutitas. Holoceno.

Aparecen exclusivamente en relación con el arroyo Guajimia y el río Ozama, configurando franjas de anchura de orden hectométrico. Están constituidas por gravas polimícticas con una alta proporción de constituyentes calcáreos, en matriz arenosa, si bien son frecuentes las pasadas de arenas y lutitas. Su espesor es difícil de determinar al no observarse el sustrato, pero puede alcanzar 5 m. Por su dinámica actual se incluyen en el Holoceno.

2.1.4.2.3 Penillanura relictas (38). Holoceno.

Sobre el Macizo tonalítico, y rocas volcánicas ultramáficas- máficas, con preponderancia de ultramafitas, con metamorfismo de contacto (Fm. Duarte) y arena, limo y arcilla (Fm. Llanura Costera), se desarrollan arrasamientos generalizados. Su paisaje presenta una disposición que se aproxima en la mayoría de los casos a lo que se considera una penillanura. Ejemplos existen en todas sus regiones, especialmente en las meridionales.

Además, son características extensibles a aquellos lugares considerados montañosos (RIBEIRO, 1941), como puede ser el caso de los lugares Los Montones y Los Montones Arriba, pues están constituidas por superficies de erosión. El estudio de los aplanamientos que afectan al Macizo Los Montones y Los Montones Arriba, tiene su mayor dificultad en su datación, siempre muy difícil de determinar debido a la falta de referencias estratigráficas. Se sabe que los viejos arrasamientos posthercánicos (preterciario) sufren distintos retoques durante el Cretácico, un período de condiciones geotectónicas especialmente distensivas, que favorecerían el desarrollo de superficies de erosión (BIROT, 1949; BRUM FERREIRA, 1978). En el Terciario, donde la situación geotectónica cambia a compresiva, se modifica sustancialmente el relieve de Los Montones y Los Montones Arriba, pues queda rota la continuidad de los grandes arrasamientos antiguos (SOLE, 1952). Es entonces cuando el paisaje adquiere la fisonomía actual. El elemento morfológico principal de Los Montones y Los

Montones Arriba, las superficies de erosión originales, quedan interferidas por otros tipos de procesos erosivos.

2.1.4.2.4 Terraza costera (39). Grava, arena, arena calcárea y limo. Holoceno.

Queda restringida a la margen derecha del río Nizao. En los escarpes que le delimitan aparece como un conglomerado con cementación carbonatada variable y cantos rodados de calizas, dolomías, rocas volcánicas y volcanoclásticas y areniscas, en el seno de una matriz arenosa, todo ello con geometría de paleocanales de base erosiva, granoselección positiva y estratificaciones cruzadas de barra de canal.

Su espesor supera la decena de metros. Los mejores afloramientos se localizan cerca del puente que atraviesa el Río Nizao y siguiendo la carretera que bordea la Loma de La Majagua al Norte de Pizarrete. Se le asigna una edad del Pleistoceno, probablemente superior.

2.1.4.2.5 Terraza baja (40). Canto, grava, arena y limo. Holoceno.

Estos materiales aparecen relacionados con los sistemas aluviales de los ríos: Tireo, Grande, La Descubierta y Pinar Bonito. Los depósitos se sitúan a apenas 0,5-1,5 m. de altura, sobre el cauce actual del río. Este término "cauce actual del río" resulta un tanto efímero y sujeto a variaciones, como se ha comprobado durante los meses de Septiembre a Noviembre de 1998. Así, durante el paso del Huracán Georges y las lluvias que le sucedieron, se produjeron notables cambios en la red de drenaje, desbordamientos y deposiciones en régimen de avenidas, que pueden ser equivalentes a estos depósitos que se describen aquí. Por tanto, la edad de los mismos puede ser perfectamente holocena.

La potencia de estos depósitos es muy reducida, rara vez superan 1-1,5 m., y están constituidos por gravas y arenas de diversa granulometría y composición. En general, predominan los fragmentos comprendidos entre 5 y 25 cm. de diámetro, si bien, ocasionalmente, se han llegado a medir alguno de orden métrico. Además, hay que señalar la existencia de una fracción de granulometría más fina, tamaño arena, y composición arcósica y litarenita.

2.1.4.2.6 Terraza baja (41). Conglomerados y gravas. Holoceno.

Se distribuyen en ambos márgenes en relación con el cauce actual del río Nizao, con una extensión importante. Son conglomerados polimícticos bien redondeados, con predominio de los cantos de rocas carbonatadas sobre los derivados de rocas volcánicas. La proporción de arenas y es menor que en la terraza alta y los paleocanales presentan bases más planas y mayor continuidad lateral. Su organización interna es difusa, mostrando estratificaciones horizontales e inclinadas de bajo ángulo y en artesa. Alcanzan un espesor de una decena de metros.

2.1.4.2.7 Terraza alta (42). Canto, grava, arena y limo. Holoceno.

Las llanuras de inundación se encuentran ampliamente representadas, apareciendo como bandas planas adyacentes al cauce de numerosos ríos y arroyos, destacando en cualquier caso las correspondientes a los ríos Ozama, Isabela y Yabacao, alcanzando la del primero 3 km de anchura. Dentro de estas llanuras se reconocen cauces y meandros abandonados, que denotan una continua deriva de los cauces.

La llanura de inundación de los ríos principales está constituida por gravas polimícticas en matriz arenosa, si bien son frecuentes las pasadas de arenas y lutitas. Su espesor es difícil de determinar al no observarse el sustrato, pero debe sobrepasar 5 m. En el caso de la llanura de inundación de algunos cursos menores, se observa un claro predominio lutítico. En cuanto a los cauces y meandros abandonados, a su composición en estado activo, con predominio de gravas y arenas, se superpone un contenido lutítico derivado de procesos de decantación ligados a su actual dinámica de encharcamiento.

Por su dinámica actual se asignan al Holoceno, sin que deba descartarse que su actividad se iniciase a finales del Pleistoceno.

2.1.4.2.8 Aluvial-Coluvial (43). Arenas y lutitas con cantos. Holoceno.

Este depósito sólo se ha identificado en el sector oriental del área, en el valle del arroyo Pajarito, que se caracteriza por la presencia de un relieve irregular y morfología poco definida. Actualmente está siendo desmantelada como consecuencia de la captura fluvial del Río Nizao sobre el valle del Arroyo Pajarito, donde aflora extensamente, lo que ha dificultado mucho su interpretación sedimentaria y geomorfológica.

No existen secciones claras sobre la misma y en áreas desprovistas de vegetación aparece como un material homogéneo, de detríticos finos con cantos dispersos de calizas, calcarenitas y areniscas bioclásticas, procedentes de los taludes cercanos del relieve correspondiente al Grupo Ingenio. Su espesor puede variar de forma notable (2 a 8 m) en función de la morfología irregular de su superficie.

Su origen puede estar ligado a la degradación y removilización de pequeños depósitos de ladera formados al pie de la Loma Duveaux, o incluso de abanicos aluviales procedentes de posiciones septentrionales.

2.1.4.2.9 Abanicos aluviales (44). Arenas y Lutitas. Holoceno.

Solo se ha identificado un depósito con estas características, situado al noroeste de Ingenio, en el límite septentrional de la hoja. Sus extremos más distales enlazan hacia el este con los depósitos aluviales-coluviales del Arroyo Pajarito, y hacia el sur con la terraza baja del río Nizao, la cual actúa como nivel de base local para ambos y además condiciona el área de endorreica del primero. Apenas se han observado cortes o naturales o excavaciones que permitan observar su

composición y espesor. En superficie aparece como un depósito areno-arcillosos con cantos dispersos. En cortes aislados de la carretera hacia Baní y en el cruce de la Jagua ha sido posible describir depósitos de arenas laminadas con algunas intercalaciones, de escasa potencia, de conglomerados arenosos con morfologías canaliformes y base erosiva. Su espesor puede ser muy variable, puesto que parece cubrir un sustrato irregular.

2.1.4.2.10 Fondos de valle (45). Conglomerados, gravas y arenas. Holoceno.

Los fondos de valle se encuentran distribuidos en toda la hoja y en ocasiones confluyen y continúan en el lecho menor del río Nizao, o bien enlazan con la terraza baja de este último. Están constituidos por gravas polimícticas con matriz arenosa, cuya litología varía según el área fuente de cada lugar. El tamaño de los cantos oscila notablemente, predominado diámetros de 10 a 20 cm. Su potencia se sitúa entre 2 y 5 m.

3. Geoquímica

3.1 Complejo Duarte

Puesto que las rocas del Complejo Duarte han sido objeto de numerosos análisis en el cuadrante de Bonao y en otras áreas más septentrionales (Draper y Lewis, 1991) no se ha considerado necesario realizar más análisis en el transcurso del presente trabajo. Todas las rocas del complejo comprendidas en este cuadrante, excepto dos, tienen contenidos relativamente altos en MgO y bajos en TiO₂, y pertenecen al Miembro Inferior del mismo, según la división de Lewis y Jiménez (1991).

De las dos rocas mencionadas con composiciones diferentes, la muestra 80-52, una anfibolita cogida de la carretera de Piedras Blancas a Rancho Arriba, muestra el alto contenido en REE y HFS que caracteriza las rocas del Miembro Superior, aunque con contenidos bajos en TiO₂.

3.2 Formación Tireo

La Formación Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en las Hojas que integran el presente Proyecto. Concretamente aflora en siete de ellas, ocupando la práctica totalidad de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, y de modo parcial las de Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Bonao, San José de Ocoa y la presente de Arroyo Caña. Litológicamente está constituida por rocas volcanoclásticas con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias, existiendo además numerosos apuntamientos de rocas plutónicas e hipoabisales. Esta formación se distribuye en una franja de unos 290 Km de longitud por 35 km de anchura que en general da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose hacia el NO, fuera de la zona de estudio, por el área de Restauración hasta enlazar con las series del *Terrier Rouge* y series de la Mina en el Macizo del Norte en Haití. A escala regional, el límite norte queda definido por la falla de Bonao-La Guáraca y el sur, por la falla San José-

Restauración. Por el SE, la formación se extiende hasta las proximidades de Baní (zona de El Recodo).

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a Bowin (1960, 1966), aunque posteriormente han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980), Lewis et al. (1991) y por JICA/MMJA (1985). Estos últimos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras que los autores japoneses plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior), Lewis et al. (1991) elevan la unidad al rango de Grupo, dividiéndolo en dos, Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior. A este respecto conviene aclarar que, si bien considerando las variaciones en la litología y en el quimismo de las rocas que componen esta unidad parece más correcto denominarla con el término Grupo, en el presente trabajo se ha preferido mantener la acepción tradicional de Formación Tireo por ser un término ya muy aceptado, pero sin darle un carácter formal a la misma y sabiendo que incluye diversos términos que por si solos podrían corresponder a formaciones.

4. TECTÓNICA

4.1 Contexto geodinámica de la isla La Española

La isla de La Española forma parte del denominado Gran Arco del Caribe, una cadena de arcos de isla que, desde Cuba hasta el Norte de Colombia y Venezuela, circunda marginalmente la placa del Caribe (Mann et al., 1991 b). El sector septentrional de este arco, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de las Bahamas. Esta colisión, muy posiblemente 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, produciendo el amalgamamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla.

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos del Gran Arco de Islas del Caribe son litológicamente similares y que 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, 1991, Pindel, 1994).

Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo. Como se verá más adelante, la presencia de una importante discordancia regional en el Aptiano-Albiano y el contraste en el estilo de la deformación por encima y por debajo de la misma, permite separar estos procesos en dos partes, los relacionados con la **tectónica pre-Albiana**, y los relacionados con la **tectónica del Cretácico Superior-Eoceno**. A partir del Eoceno, en sectores más meridionales, fuera de la zona de estudio (p.e. Hojas Geológicas a escala 1:50.000, de: Villa Altigracia, Arroyo Caño, Villa Mella, Sabana Quéliz, San José de Ocoa, Azua, Padre Las Casas y

Yayas de Viajama) la convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana produjo la deformación del cinturón de Peralta. Esta deformación se contempla en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del *Plateaux* Oceánico del Caribe, que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe), bajo el moribundo arco de islas (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al., 1991). En la zona de estudio, son escasas las estructuras asociadas a este proceso, aunque es muy posible que el cabalgamiento de Hatillo (Hoja de Villa Altagracia), y los cabalgamientos de La Yautía, del río Yuna y las imbricaciones internas de la Formación Tireo (Hoja de Arroyo Caña), estén relacionados con él.

- **Marco geológico-estructural de la zona de estudio**

La Hoja San Cristóbal (6172-II), se localiza en las estribaciones surorientales, de la Cordillera Central, principalmente sobre su flanco septentrional si bien su sector más occidental se puede considerar como parte de la zona axial de esta cadena. Para encuadrar geológicamente esta Hoja, se ha considerado oportuno enumerar una serie de premisas o puntos básicos a partir de los cuales se establece la evolución estructural de la zona de estudio. Estos puntos corresponden a observaciones de campos locales o regionales y otros criterios, cuya validez se irá comprobando en el transcurso del propio capítulo. Son los siguientes:

- En sectores próximos, al NE de la zona de estudio, Lebron y Perfit (1993 y 1994), han descrito una importante discordancia en la base de unas calizas estratificadas, en parte oolítica KS'co (Fm. Loma Rodríguez), Maastrichtiano, la cual separa series infrayacentes, con un metamorfismo en facies de la prehnita-pumpelita, de series suprayacentes con ausencia de metamorfismo. Según estos autores las series tienen un quimismo diferente correspondiendo las primeras a suites de tipo "arco de isla primitivo" (PIA) y las segundas a suites de tipo "calcoalcalino" (CA), ambos tipos según la clasificación del magmatismo caribeño de Donnelly et al (1990). El hecho de que esta discordancia y el mismo tránsito en el quimismo de las series se haya observado en Puerto Rico y, parcialmente, también en Cuba, ha sido interpretado por los citados autores como la evidencia de un proceso de escala regional, concretamente la inversión en la polaridad de la subducción, que pasaría de tener un sentido NE antes del Aptiano-Albiano, a SO después. Sin entrar de momento a analizar esta interpretación geodinámica, el hecho es que la misma discordancia (base de la caliza de Hatillo), ha sido citada en el ámbito de la zona de estudio por Draper et al (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) y, más concretamente, cartografiada en la Hoja de Hatillo, donde también separa series inferiores con una cierta deformación y un metamorfismo incipiente (Fm. Los Ranchos), de series superiores sin apenas deformación y ausencia total de metamorfismo.

- **Estructuras de los macrodominios y de las tectónicas más recientes**

Con vistas a sistematizar la descripción estructural de la región, se trata a continuación de forma individualizada la estructura interna de cada uno de los

dos macrodominios señalados con anterioridad. Por ello, se incidirá en la tectónica generalizada más reciente (tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad), así como en otros fenómenos más localizados (tectónica relacionada con la indentación de la cresta de la Beata y con la terminación oriental de la falla de Enriquillo).

4.2 Estructura del basamento

En la región estudiada, el basamento está constituido por las Formaciones: Duarte, Arroyo Jigüey, Tireo, Loma Rodríguez, Valdesia, Iguana, Fm. Fort Rolute, San Cristóbal y Llanura Costera, que, aunque se tratan de unas Formaciones bastante bien conocida, desde el punto de vista litológico, son muy escasas y locales las referencias a su estructura interna, para lo cual se ha utilizado el trabajo de síntesis de Lewis et al (1991).

Las estructuras (Kl'dbm Rocas ultramáficas- máficas, domnado por basalto con metamorfismo de contacto (Fm. Duarte), Basalto) y (KS'pb Rocas piroclásticas de carácter básico – intermedio con lavas básicas en menor proporción), de las Formación Tireo, están definidas por una serie de cabalgamientos que delimitan escamas o imbricaciones internas y por un plegamiento genéticamente relacionado con el desarrollo de éstas. Como se ha comentado anteriormente, la dirección general E-O de los cabalgamientos en la Hoja de Villa Altagracia, sufre un brusco giro, pasando a ser de N-S a NNO-SSE en los sectores más orientales y meridionales (Hojas de: Villa Altagracia, Bonao, Arroyo Caño, Sabana Quéliz y San José de Ocoa).

La traza de los cabalgamientos es relativamente rectilínea, denotando buzamientos altos, generalmente superiores a los 45° , siempre hacia el Este o el Norte consecuentemente con sus vergencias generalizadas en sentido opuesto. Las geometrías más probables parecen corresponder, a rampas de bloques de techo (o bloques cabalgantes) sobre rellanos de bloques de muro (o bloques cabalgados). Esta conclusión deriva de dos observaciones. Una, es la presencia de niveles muy continuos de Tonalitas en el bloque de muro inmediatamente debajo y subparalelos a los planos de cabalgamiento; la otra es que los buzamientos de la estratificación en los bloques de techo suelen ser algo menores que el de los planos de cabalgamiento. Esta geometría implica desplazamientos entre escamas relativamente altos que en ningún caso se podrían cuantificar en un corte compensado al no haber niveles de referencia concretos. En conjunto, la disposición de las escamas parece corresponder a la de un abanico imbricado, con buzamiento monoclinal hacia el Este o el Norte, en el cual las escamas estructuralmente más altas parecen tener buzamientos progresivamente mayores. Esto último conlleva ciertas implicaciones genéticas ya que sugiere un modelo de emplazamiento de las mismas "normal" o hacia el antepaís.

En relación al plegamiento, que es singenético al desarrollo de los cabalgamientos, la geometría de "rampa de bloque de techo" sobre "rellano de bloque de muro", apunta preferentemente a pliegues de "acomodación" (fold

bend folds, en terminología anglosajona), los cuales reproducen la morfología de la lámina cabalgada conforme van pasando por encima de ella. Estos pliegues son más comunes en configuraciones litológicas del tipo "multicapa" en las que no hay una superficie de despegue bien definida, tal y como ocurre en las Formaciones Sieta Cabezas y Tireo.

Los planos de los cabalgamientos son difíciles de observar a escala de afloramiento y cuando así ocurre lo normal es que tengan sobreimpuestos los efectos de una tectónica posterior, que borran o enmascaran las deformaciones derivadas de la tectónica de cabalgamientos. No obstante, en observaciones realizadas a lo largo de la carretera de Caobal-La Cuchilla a El Cidral (Hoja Geológica Los Alcarrizos) y en otras realizadas en las Hojas de: Villa Altragracia, Sabana Quéliz y de San José de Ocoa se han podido deducir que la deformación asociada a los cabalgamientos, al menos al nivel estructural visto es de tipo esencialmente frágil y suele estar acompañada por el desarrollo en bandas de una roca o harina de falla (Milonita) que generalmente consiste en una cataclastita foliada. Estas bandas, de espesor decimétrico a métrico, son especialmente frecuentes en los tramos contiguos al plano de cabalgamiento, aunque aparentemente tienen mayor desarrollo en el bloque cabalgante que en el cabalgado. Así se observa en el arroyo Seco (Hoja de Los Alcarrizos), donde la zona de deformación asociada al bloque cabalgante disminuye progresivamente hacia techo, alcanzando un espesor total superior a los 60 m. Allí, el estudio de las láminas delgadas de las rocas de falla, en este caso derivadas de la trituración de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, muestran el desarrollo de un metamorfismo dinamotérmico incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a facies de los subesquistos verdes (Fm. Maimon -Amina). En esta Hoja no se han observado indicios de este dinamometamorfismo, sin embargo, en las proximidades de Los Quemados (Hoja de Bonao) relacionado con el cabalgamiento del Complejo Duarte sobre la Fm. Tireo, se ha observado el desarrollo de esquistosidad e incluso granates.

La Fm. Tireo se pone en contacto con el cinturón de Peralta mediante un cabalgamiento frontal cuyo plano es ligeramente más tendido ($<45^\circ$) que el de los cabalgamientos suprayacentes. Esta estructura tiene una notable continuidad en toda la zona de estudio, aunque está localmente interrumpida y desplazada por las numerosas fallas de dirección OSO/ENE a ONO/ESE, relacionadas con la posterior tectónica de desgarres del Mioceno Superior-Actualidad. Como ya se ha señalado, una excepción a esta continuidad se da en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte donde la traza del cabalgamiento se pierde en superficie y el contacto entre el basamento y su cobertera se resuelve por medio de una discordancia de las Fm Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo. En este caso es posible que la traza del cabalgamiento haya sido desplazada en profundidad, y su movimiento transferido hacia las posiciones occidentales más adelantadas, mediante una falla transversal (*tear fault*) cuyo reflejo en superficie no está bien definido. Aunque dicha discordancia confirma que la Fm. Tireo es, al menos parcialmente, el basamento del Cinturón de Peralta, se desconocen, tanto su posible existencia bajo la Cuenca de Azua-San Juan, como su relación con los afloramientos de rocas basálticas y volcanoclásticas de edad Cretácico superior-Eoceno, que ocupan el núcleo de la Sierra de Neiba (Mann et al 1991b).

Ascendiendo estructuralmente, la Fm. Tireo, y sus imbricaciones internas están delimitadas por el cabalgamiento del Río Yuna. Este cabalgamiento, con una dirección subparalela a los infrayacentes, superpone el Complejo Duarte a la Fm. Tireo, en los sectores más orientales de este dominio, dentro de las Hojas de Bonao y Arroyo Caña. Se caracteriza por ser de tipo dúctil, y a él se asocian una hidratación y una intensa deformación retrógrada que da lugar a la génesis de fábricas miloníticas y filoníticas dispuestas en una banda subparalela adyacente al plano de cabalgamiento, de espesor superior a 100 m. Aunque la relación de este cabalgamiento con las imbricaciones internas de la Fm. Tireo no está todavía establecida, en el presente trabajo se sugiere que bien podrían representar una de las primeras, y por tanto más internas y profundas, imbricaciones del basamento dentro de la secuencia de propagación “normal” o hacia el antepaís. Esta interpretación estaría de acuerdo con el contraste en el estilo de la deformación entre los primeros cabalgamientos, más internos y profundos, de tipo dúctil, y los últimos, desarrollados en la formación Tireo, más externos y someros, de tipo frágil.

El aludido cambio brusco de directrices de los cabalgamientos internos de la Fm. Tireo, próximo a 90°, afecta también al cabalgamiento frontal y podría asimilarse al giro que sufre una lámina cabalgante al adaptarse a una rampa lateral. En este caso, el cabalgamiento frontal avanzaría hacia el Suroeste con la dirección regional NO-SE a E-O y al llegar a la “esquina” localizada en el sector nororiental de la Hoja de Sabana Quéliz, giraría 90 grados (y con él, los cabalgamientos suprayacentes), para adaptarse a la morfología de una rampa lateral, de dirección N-S, existente en el bloque cabalgado. Este mismo modelo serviría para explicar, en las Hojas de Bonao, Sabana Quéliz y San José de Ocoa, la presencia de al menos dos fallas normales sobreimpuestas parcialmente a las trazas de los cabalgamientos; estas serían “*drop faults*”, es decir fallas normales generadas exclusivamente en el bloque cabalgante para acomodar el exceso de espacio producido en el giro.

La edad de las estructuras descritas queda acotada inferiormente por la asignación al Cretácico superior de los materiales de la Fm. Tireo a los que afecta; es decir, todas las estructuras son post-cretácicas. Por otra parte, el cabalgamiento frontal, en los sectores más surorientales cobija los materiales de la Fm. Ocoa y por tanto su edad es, como mínimo, Oligoceno basal, aunque esta edad podría ser más moderna si los conglomerados atribuidos a la Fm Ocoa correspondieran a la Fm. El Limonal de Heubeck (1988), del Oligoceno.

Aplicando el modelo de propagación de la deformación “normal” o “hacia el antepaís” que hasta ahora se viene considerando, lo más probable es que las primeras imbricaciones en el basamento comenzaran hacia el Eoceno superior (o ligeramente antes), coincidiendo con la irrupción de la Fm Ocoa en la cuenca frontal de marcado carácter tectosedimentario (Cinturón de Peralta) y cuyo depósito implica un fuerte levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central. El resto de los cabalgamientos se habrían formado a lo largo del Oligoceno,

conforme la deformación se propagaba hacia el antepaís, hasta que en el Mioceno inferior todo el conjunto del basamento llegó a superponerse al cinturón de Peralta mediante el cabalgamiento frontal. Algunos autores (Dolan et al 1991) señalan un funcionamiento simultáneo o posterior del contacto entre el basamento y el Cinturón de Peralta como falla con movimiento en dirección dextral (Heubeck y Mann, 1.991), circunstancia no comprobada en el presente trabajo.

4.3 Estructura del Cinturón de Peralta

La estructura del cinturón de Peralta ha sido objeto de diversos estudios cuyos aspectos más significativos han sido resumidos por Dolan et al (1991). Anteriormente, destacan las primeras cartografías de Wallace (1945), así como los estudios bioestratigráficos y el primer corte sintético de la zona realizados por Bourgois (1979), así como la interpretación de Biju Duval et al (1983), en la que a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie y de su correlación con la fosa de los Muertos, interpretan la región como parte integrante de un prisma acrecional con vergencia al Sur. Posteriormente, las tesis doctorales de Mann (1983), Dolan (1988) y Heubeck (1988), establecieron las características estructurales y estratigráficas básicas del Cinturón de Peralta y sentaron las bases para estudios posteriores más detallados, tales como los de Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991). Estos últimos trabajos y otros colaterales como los de Heubeck et al (1991) y Witschard y Dolan (1990) son los que han servido de punto de partida para el desarrollo del presente apartado sin olvidar las aportaciones de Mercier de Lepinay (1987).

Uno de los aspectos más destacados del trabajo de Dolan et al (1991) es la distinción de dos tipos de estructuras dentro del cinturón de Peralta. Unas corresponden a fallas inversas y cabalgamientos que sólo parecen afectar a la Fm. Ventura y, en todo caso, la Fm. Jura y, por tanto, tendrían una edad eocena. Según dichos autores estas fallas se concentran en bandas o tramos de espesores variables, que pueden alcanzar hasta los 1800 m de potencia, los cuales se caracterizan por una intensa distorsión de la estratificación (*stratal disruption*) en forma de pliegues isoclinales de tipo dúctil, *boudinage*, cizallamiento, etc, a los que acompaña el desarrollo de fábricas localmente penetrativas. Esta distorsión se supone producida en un estado de prelitificación simultánea e inmediatamente posterior al depósito de las formaciones mencionadas. El otro tipo de estructuras descrito por dichos autores, son fallas inversas y cabalgamientos de tipo frágil y un plegamiento asociado, que parecen afectar a todo el paquete sedimentario del Cinturón, excepción hecha del grupo Ingenio Caei, por lo que se las enmarcan en el Mioceno inferior.

Basándose en esta distinción, Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991), proponen dos fases principales de deformación. La primera tendría lugar durante el Eoceno superior y a ella correspondería la “distorsión” estratigráfica sinsedimentaria del Grupo Peralta, sobre todo su parte baja. Esta fase se relaciona, bien con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos en dirección, sinestrales, a lo largo del límite entre las placas norteamericana y caribeña, o bien a un corto periodo de convergencia oblicua

causada por la colisión con la plataforma de las Bahamas; la cual repercutía en el cinturón en forma de retrocabalgamientos. En cualquiera de los casos, el Cinturón de Peralta se interpreta como un prisma acrecional adyacente a la Cordillera Central, correlacionable con la fosa de los Muertos, en cuya parte interna se depositaría la Fm. Ocoa. La segunda fase en realidad sería una prolongación de la anterior y derivaría de la continuada convergencia con el sector meridional de la isla que acabaría produciendo la subducción, sin magmatismo asociado, o *underthrusting* del plateau oceánico del Caribe bajo la Cordillera Central y el resto de los terrenos del arco de islas. Esta fase se sitúa en el Mioceno inferior y sería la responsable de la deformación de todo el Cinturón mediante cabalgamientos, fallas y pliegues asociados de tipo frágil.

La cartografía del Cinturón de Peralta en las Hojas que constituyen este proyecto aporta datos que, si bien en el contexto general son coincidentes en gran medida con los anteriores, en el detalle difieren sustancialmente de ellos. Esto concierne especialmente a la importancia atribuida por Dolan et al (1991), Heubeck et al (1991) y Witschard y Dolan (1990) a la deformación sinsedimentaria o *stratal disruption* descrita anteriormente, cuya presencia se considera, según la nueva cartografía, de menor entidad o incluso prácticamente inexistente en la mayor parte de la zona estudiada. Esta circunstancia simplifica notablemente el estudio y la interpretación de la región, que en este trabajo se contempla desde la perspectiva de un clásico cinturón de pliegues y cabalgamientos.

4.4 La estructura del Grupo Peralta

El desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados que caracteriza la estructura del Cinturón de Peralta, se concentra esencialmente en sus niveles estratigráficos inferiores, correspondientes al Grupo Peralta. Aquellos poseen una dirección regional general NO-SE, que se ve modificada en el sector nororiental de la Hoja de Azua por un notable arqueamiento a través del cual adquieren dirección próxima a N-S en el ámbito de la sierra de El Número. Regionalmente, dentro del propio Grupo Peralta, la distribución de dichas estructuras no es uniforme sino que sigue una marcada zonación desde los niveles estructuralmente inferiores, situados al SO, en los que predominan los cabalgamientos, pasando por los niveles estructuralmente intermedios, con predominio de los pliegues, hasta llegar, más al NE, a los niveles estructuralmente más altos, en los que el estilo estructural es el de una serie monoclinial con buzamiento general al NE, que también caracteriza a la suprayacente Fm. Ocoa. Esta zonación, que conlleva un distinto grado de erosión para cada uno de los niveles, mayor cuanto más bajos, se interpreta como la expresión en superficie de la estructura profunda del Cinturón y ha servido para la elaboración del corte regional y de los cortes que acompañan a cada una de las Hojas. En la Hoja de Constanza, este cinturón está muy escasamente representado, siendo en las Hojas del sur (Padre Las Casas; Yayas de Viajama y San José de Ocoa) donde mejor puede establecerse su estructura interna.

4.5 Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el Cinturón de Peralta

De acuerdo con los datos señalados en el capítulo anterior, así como en los epígrafes precedentes, la deformación de tipo “*stratal disruption*” que aparentemente afectó a las formaciones del Grupo Peralta en el Eoceno superior, inmediatamente después de su depósito y en un estado de prelitificación, se ha de tomar con reservas. En los afloramientos de las formaciones Jura y El Número existentes en las Hojas situadas al Sur de ésta, no se ha identificado ningún tipo de “distorsión de estratos”, en el sentido descrito por Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991). Solamente la parte basal de la Fm Ventura pudiera tener una deformación de este tipo, cuya interpretación, no obstante, hay que tomar con precaución puesto que también podría estar relacionada con la superficie basal de despegue del cinturón de Peralta. En todo caso, esta deformación sería coincidente con la deformación sinsedimentaria de la Fm Ocoa descrita anteriormente. Por otra parte, estas observaciones cuestionan el funcionamiento del Cinturón de Peralta como un prisma acrecional durante el periodo mencionado.

El avance del Cinturón de Peralta hacia el SO ha condicionado la estructura de la cuenca de Azua-San Juan desde al menos, el Mioceno medio, y su cabalgamiento frontal cobija todas las formaciones de la cuenca, incluyendo a la Fm. Arroyo Seco atribuida al Plioceno-Pleistoceno.

Consecuentemente, la deformación en el Cinturón de Peralta comprende un amplio intervalo temporal desde los primeros signos de inestabilidad tectónica, que se ponen de manifiesto en el Eoceno superior por la entrada en la cuenca de las megaturbiditas de la Fm El Número, hasta su emplazamiento final sobre el margen septentrional de la cuenca de Azua en el Pleistoceno. En este intervalo, el depósito, en buena parte caótico, de la Fm Ocoa en un surco turbidítico fuertemente subsidente, marca la implantación de un frente activo, como es el levantamiento y aproximación del basamento (Fm Tireo) hacia el SO. El cierre del surco por el cabalgamiento frontal del basamento parece que tuvo lugar en el Mioceno inferior y a partir de ese momento hasta el Pleistoceno, se produjo el desarrollo interno del cinturón de pliegues y cabalgamientos, todo ello según un proceso de evolución “normal” o hacia el antepaís.

4.6 Estructura relacionada con la indentación de la cresta de la Beata.

La cresta de la Beata (Heubeck y Mann 1991), es un 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 de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 b), la Cresta de la Beata funcionó a partir del Plioceno medio como una indentación de unos 50 km de ancho que, empujado desde el otro margen, colisionó con el sector central de La Española en sentido SSO-NNE, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Previamente y en contraste con esta interpretación, la Cresta de la Beata se había considerado como un desgarre o falla transformante dextral que

acomodaba el movimiento relativo entre un área caracterizada por un acortamiento cortical en sentido NE-SO, la Cordillera Central, y otra caracterizada por una subducción (*underthrusting*) a lo largo de la fosa de los Muertos (Matthews and Holcomb 1976, Ladd et al 1981 y Biju Duval et al 1983).

Como ya describieran Heubeck y Mann (1991) y Mann et al (1991), los efectos más evidentes de la colisión de la indentación tienen que ver con las estructuras arqueadas que caracterizan el entorno de la Bahía de Ocoa. Éstas se refieren tanto al arco de estructuras anticlinales de la Fm Sombrerito que orlan la Bahía, como al propio giro de más de 90° que en sentido horario realizan las estructuras del extremo SE del cinturón de Peralta. Ambas estructuras se desarrollaron simultáneamente, como consecuencia de la penetración de la indentación hacia el NNE y produjeron al mismo tiempo el cierre completo de la cuenca de Azua por el Este.

Como ya se mencionó anteriormente, una de las consecuencias principales de la indentación de la Cresta de la Beata fue el cierre por el Este de la cuenca de Azua, de tal forma que al Norte de la Bahía de Ocoa el cinturón de Peralta cabalga directamente sobre las sierras anticlinales de Los Cacheos y Loma Vieja, configurando una “zona triangular” (en sentido amplio) prácticamente cerrada. Hay varias evidencias que permiten suponer que este cierre se produjo durante el relleno de la cuenca, no estrictamente en sus estadios finales como proponen Mann et al (1991b), y simultáneamente al emplazamiento del cinturón de Peralta sobre ella:

El frente de la indentación coincide con la posición de la rampa lateral u oblicua descrita en párrafos precedentes, hacia la cual se acuñan o enraízan los cabalgamientos de la “lámina frontal” del cinturón de Peralta. Esta coincidencia permite suponer que la posición de la rampa estuvo condicionada por el avance de la indentación en sentido opuesto, y que el giro de las estructuras del extremo SE del cinturón fue, al menos en parte, una adaptación durante su avance, a la oposición efectuada por el mismo. Los pliegues y cabalgamientos de la Sierra del Número y las sierras situadas al norte de éstas, son continuación de la “zona de pliegues” que caracteriza la franja central del cinturón. En estas sierras, la lámina frontal sólo está representada por la pequeña escama que transporta Fm Ocoa a techo

Los efectos de la indentación de la cresta de la Beata rebasan ampliamente el ámbito de la Bahía de Ocoa. Mann et al (1991 b) asocian el vulcanismo cuaternario de la región a este proceso, aunque esta asociación se hace con reservas puesto que el citado vulcanismo no se encuentra estrictamente alineado con la zona de influencia de la indentación sino que tiene un desplazamiento de 20 a 40 km al Este respecto de ella. No obstante, la distribución de este vulcanismo según una banda alargada subparalela a la dirección de la indentación, y su edad, en apariencia más moderna cuanto más al norte, pueden ser sugerentes de esta idea.

Unos kilómetros al norte de la Bahía de Ocoa, en un sector compartido por las Hojas de San José de Ocoa, Arroyo Caña, Bonao y Constanza, la cartografía revela una cierta densidad de fallas de dirección sub-meridiana que se concentran en una banda de anchura kilométrica coincidente con la zona de influencia la cresta de la Beata. Las fallas tienen gran continuidad lateral, con

longitudes que superan los 20km, y un espaciado de 1 a 2 km. El plano de una de estas fallas se ha podido observar con detalle en el cauce del río Nizao cerca del puente de Las Avispas (próximo al límite meridional de la Hoja de Arroyo Caña). Este consiste en una serie de bandas anastomosadas de orden métrico a decimétrico en las que se desarrolla una cataclasita foliada producto de un intenso cizallamiento en condiciones frágiles. El estudio de criterios cinemáticos asociados a las rocas de falla, indican un sentido de movimiento de normal-dextral a dextral-normal con valores de *pitch* de 70° a 10° hacia el SSE, sobre planos con direcciones N140-160 y buzamientos 70°-80°E. Este sentido de movimiento es consecuente con el desplazamiento cartográfico observado en la mayoría de las fallas. En los sectores más septentrionales, una de estas fallas reactiva el cabalgamiento de la Fm. Duarte sobre la Fm. Tireo como falla normal, omite la primera de estas formaciones y conforma el límite occidental de la depresión de Bonaó. Recientemente esta banda se ha señalado como una fuente de movimientos sísmicos (Chiesa 1999).

En la cuenca de Constanza se han observado una serie de fracturas conjugadas de orientación N 60° E y N 150° E que delimitan y compartimentan la depresión, en muchos casos se observan una serie de facetas triangulares alineadas que marcan la traza y, además, aparecen depósitos de ladera y abanicos aluviales, cuyas cabeceras también se alinean, marcando esta red de fracturación.

Mención aparte merece la falla de la Loma de La Guajaca-Río Grande (N 120° E) que desplaza el tercer cabalgamiento (citado) y también afecta al núcleo de la estructura anticlinal de Las Lutitas de El Convento, parece corresponder a un desgarre. En otras cuencas sedimentarias cuaternarias también se observan que corresponden con fracturas como por ejemplo en la zona de Tireo-Cruz de Cuaba, Suriel, y La Descubierta.

5. GEOMORFOLOGÍA

La presente Hoja y Memoria Geológica forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto Pasantía Supervisada II; ha sido realizada en el periodo Abril/Junio 2017 y la misma ha sido coordinada y supervisada por el Servicio Geológico Nacional (SGN), como complemento al programa SYSMIN de desarrollo al sector geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024), por Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPESA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Como parte de éste, se ha realizado la cartografía geomorfológica y de riesgos de toda la zona de estudio. Pese a que esta cartografía se presenta a escala 1:100.000 y por cuadrantes (en este caso, cuadrante de San Cristóbal 6171), para su elaboración se ha partido del estudio de las fotos aéreas existentes a escala 1:20.000 y de la confección de borradores a escala 1:50.000 para cada Hoja correspondiente al cuadrante en cuestión, los cuales han sido contrastados con visitas al campo. En el presente capítulo se exponen las principales conclusiones derivadas de estos estudios.

5.1 Descripción fisiográfica

La Hoja San Cristóbal (6172-II), se sitúa en la parte Sureste de la Cordillera Central Dominicana. Los relieves más acusados corresponden a la denominada Loma de los Siete Picos o Siete Cabezas configurando una sierra que con cotas de 800 a 900 metros de altura, cruza la Hoja con una dirección NO-SE, formando las estribaciones surorientales de la cadena.

En consecuencia, las cotas más altas se encuentran en la sierra Alto Los Anones y Loma La Búcara, donde la línea principal de cumbres supera los 700 m, alcanzando una cota máxima de 864 m. Más al NE localmente se alcanzan los 864 m de altitud si bien la mayoría de elevaciones se encuentran entre los 150 y 350 m. En la vertiente derecha del río Haina, al extremo SO de la Hoja, se superan los 392 m (Loma La Búcara). La altitud media en la Hoja es de unos 300 m y las cotas más bajas se encuentran en el Arroyo Niza Abajo y donde se desciende hasta los 134 m.

5.2 Análisis morfológico

El análisis morfológico trata la descripción del relieve en dos apartados principales: El *Estudio morfoestructural* en el que se considera el relieve como una consecuencia de la naturaleza y disposición del sustrato geológico y el *Estudio del modelado* que analiza la importancia y las características de los procesos exógenos sobre dicho sustrato.

5.3 Estudio morfoestructural

El sustrato geológico de la Hoja San Cristóbal está constituido por un conjunto de rocas volcánicas, plutónicas, metamórficas y, en menor medida sedimentarias, que forman parte del flanco septentrional de la Cordillera Central, en su sector SE. Las distintas unidades geológicas se estructuran en franjas de dirección NO-SE, conformes con las directrices generales de la cadena y normalmente están limitadas por fallas bastante recientes relacionadas con la tectónica de desgarres activa en la isla desde el Mioceno superior (Mann et al. 1991).

La unidad fisiográfica más destacada en la Hoja corresponde a la Loma Los Anones que se desarrolla sobre una caliza estratificada, en parte margosa, de colores crema y rosada, facies de plataformas (Fm. Loma Rodríguez). Sigue claramente la estructuración general de la Cordillera Central (NO-SE), se encuentra limitada a ambos lados por fallas con expresión morfológica de gran continuidad y comprende las máximas elevaciones de la Hoja.

5.4 Formas volcánicas

Las manifestaciones volcánicas más recientes existentes en la Hoja San Cristóbal, están relacionadas con la denominada región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama, que constituye una franja de unos 30 km de anchura que se extiende en dirección NE-SO desde el valle de Constanza hasta la cuenca de Azua-San Juan. Independientemente de su composición, las manifestaciones morfológicas de estas emisiones volcánicas son similares, pues todas ellas consisten en lavas fluidas de tipo básico. Las únicas distinciones morfológicas

consisten en los centros de emisión y la delimitación de las coladas con indicación de la dirección de flujo, ésta última deducida a partir de su posición respecto a los puntos de emisión, el efecto de la gravedad, distribución de aristas, etc. Así se han señalado las distintas coladas que destacan del resto de los materiales por su morfología y que son citadas en el apartado anterior (4.2.1.), cuyos centros de emisión están situados en la Hoja de Sabana Quéliz al NE de ésta. Se han distinguido asimismo otros centros de emisión, ubicados dentro del área de estudio, junto a la Loma del Macho y entre los arroyos Pinar Bonito y El Mogote.

5.5 Formas estructurales

En la Hoja de han distinguido únicamente como formas estructurales las fallas con expresión morfológica. Destacan las fallas que limitan a ambos lados la Loma Los Anones. Ponen en contacto con: La unidad (6) rocas piroclásticas básico-intermedio con metamorfismo de contacto (Fm. Tireo) y con la unidad litológica (11) alternancia de arenisca, gravosa, limolita y marga de capas singulares de conglomerado (Fm. Valdesia). Se manifiestan como un cambio de pendiente delimitado por las pronunciadas laderas de la loma y se conservan localmente facetas triangulares.

5.6 Estudio del modelado

Se analizan en este apartado las formas distinguidas en la Hoja, tanto erosivas, como de acumulación, coluviones, como aluvial y deslizamiento que han sido originadas por la acción de los procesos externos. Se realiza una descripción agrupada en función de los fenómenos genéticos. En la caracterización de los depósitos se integran todos los datos recogidos respecto a sus características geométricas, litológicas y de correlación con otras formas.

5.7 Formas de ladera y remoción en masa

Los depósitos desarrollados en laderas corresponden a coluviones, como aluvial y deslizamientos. Los deslizamientos se distribuyen de forma dispersa en la zona de Arroyo Najayo y Najayo al Medio. Constituyen formas de dimensiones moderadas con extensión deca a hectométrica y potencias de varios metros. Se desarrollan en pendientes pronunciadas a medias sobre todo tipo de litologías, si bien tienden a concentrarse en las formaciones esquistosas y en rocas ígneas muy meteorizadas. La litología depende directamente de la naturaleza del sustrato y corresponde en su mayor parte a arenas y lutitas con gravas y bloques.

5.8 Formas fluviales

En la Hoja San Cristóbal se han distinguido los siguientes depósitos de origen fluvial: fondos de valle, llanura de inundación, terrazas, cantos, gravas, arena, limo y conos de deyección. Litológicamente son todos muy semejantes correspondiendo a lutitas, arenas y gravas, a veces con bloques.

Los depósitos de llanura de inundación se generan en las áreas anegables durante las avenidas estacionales y en cierto modo constituirían la terraza más baja. En la Hoja presentan un desarrollo destacable en el río Haina donde caracterizan una red trezada con multitud de brazos inactivos en aguas bajas.

5.9 Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas en la Hoja San Cristóbal por cono aluvial, deslizamientos y coluvión.

Litológicamente están constituidos por lutitas y arenas con gravas y cantos cuya litología depende del área fuente. Son depósitos semejantes a los de los conos de deyección; los cantos exhiben un grado medio de rodamiento y los sedimentos muestran una organización moderada.

Los conos aluviales, deslizamientos y coluvión de acumulación aparecen exclusivamente entre Los Ríos Haina o en el extremo Nororiental de la Hoja. Registran una extensión considerable, próxima a los 2 km² y alcanzan potencias superiores localmente a los 20 m. Se desarrollan a cotas comprendidas entre 10 y 50 metros, snmm, sobre los cauces actuales y presentan una cierta correlación con las terrazas altas (cantos, gravas, arena y limo).

5.10 Evolución dinámica

La estructuración del relieve actual comienza a finales del Neógeno (Mioceno inferior, medio y superior), momento en el que se establece una configuración paleogeográfica en la región similar, a grandes rasgos, a la existente en la actualidad.

Muchos de los procesos de incidencia sobre relieve se inician en el Neógeno y se mantienen activos en la actualidad. De acuerdo con lo expuesto debe resaltarse la influencia que ejerce estructuración del sustrato de modo que los principales elementos fisiográficos siguen las directrices generales NO-SE de la Cordillera Central Dominicana.

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados consisten en coluviones y deslizamientos y constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos. Otras formas de ladera (cambios bruscos de pendiente y facetas triangulares), aparecen de forma puntual en la Hoja. Las primeras se relacionan con superficies antiguas relictas (Penillanura relictas), muy desmanteladas mientras que las segundas se reconocen localmente en las fallas que limitan la Loma Los Anones.

5.11 Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos

La evolución actual y futura del relieve está condicionada por la elevación constante de la isla. Este fenómeno provoca un continuado rejuvenecimiento orográfico de modo que, a pesar de la intensa actividad erosiva desarrollada bajo un régimen de lluvias torrenciales sobre un sustrato muy alterado debido al clima tropical imperante, no se tiende a alcanzar la madurez del relieve produciéndose un continuo relevo de las formas de erosión y depósito sin que varíe sensiblemente el modelado de la región.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red, desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de

erosión y desmantelamiento de los depósitos cuaternarios antiguos existentes en los valles principales.

Los riesgos geológicos más importantes consisten en inundaciones o avenidas y fenómenos de inestabilidad en laderas.

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos de valles y llanuras de inundación. En estos casos los riesgos se acentúan debido a la espectacular incisión de la red que se manifiesta con la generación de fondos de valles muy estrechos y encajados.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

6.1 El arco insular del Cretácico Superior

La historia geológica de esta región de la Cordillera Central se inicia en el Cretácico Superior, cuando la polaridad en la subducción del sector Septentrional protocaribeño habría sufrido una inversión, cuyos pormenores aún no han sido suficientemente detallados. No obstante, el régimen geodinámico de comienzos del Cretácico se debió ver bruscamente abortado, a mediados de dicho periodo.

Draper y Gutiérrez Alonso, 1997 proponen que el cierre de la subducción, hacia el Norte, del Cretácico Inferior, estaría provocado por un proceso de colisión obducción (Aptiense-Albiense), en el que se verían implicadas principalmente las Formaciones Duarte y Loma Caribe. Este proceso es seguido por la subducción de la Litosfera atlántica bajo la caribeña. Así, la construcción de este arco insular se produjo en un contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica.

Aunque en la paleogeografía de detalle existen ciertas dudas, el reconocimiento de los materiales generados durante su actividad ha permitido establecer las pautas generales de la paleogeografía del Cretácico Superior. Esta se caracteriza por un complejo volcánico principal que se localiza según una banda de dirección aproximada NO-SE, y cuya construcción se relaciona con una intensa actividad magmática de tipo calcoalcalino. Estos primeros magmas de composición andesítica y basáltica van diferenciándose a lo largo del tiempo hacia productos de tipo dacítico y riolítico. Ahora bien, esta actividad magmática no se mantiene constante a lo largo del tiempo, sino que existieron zonas y periodos de mayor tranquilidad en los que se desarrollan procesos puramente sedimentarios. Entre ellos hay que destacar la deposición de carbonatos, principalmente durante la etapa Cenomaniano – Turoniano, en la cual se depositarán los materiales de la Serie de Blanco y las calizas de Constanza. Así como las acumulaciones de radiolarios (específicamente en la zona de El Coco De Pedro Brand), relacionados con la formación de “cherts”. Durante los primeros estadios de construcción del arco (que abarcaría aproximadamente el Cenomaniano-Turoniano), el magmatismo presenta una tendencia básica. Este hecho se deduce de la existencia de coladas basálticas y andesíticas, intercaladas entre la sucesión de tobas y brechas volcánicas.

A partir del Senoniano, las emisiones presentan un carácter más diferenciado, existiendo tipos dacíticos y riolíticos que aparecen representados, tanto por

material fragmentario como lávico y/o intrusivo. Se trata de manifestaciones más puntuales y volumétricamente menos importantes, existiendo una mayor profusión de procesos sedimentarios, en respuesta a una disminución de la actividad ígnea del arco, precursora de su total extinción. Además de esta actividad volcánica mencionada existen numerosos cuerpos plutono-volcánicos e hipoabisales que se pueden relacionar con los magmas riolíticos ya que tanto los estudios de campo, como petrológicos y geoquímicos, muestran todo un tránsito entre las facies plutónicas y volcánicas. El emplazamiento de estos cuerpos debió producirse, desde finales del Cretácico y comienzos del Terciario, hasta (probablemente) el Eoceno y entre todos ellos destaca por sus dimensiones batolíticas el de El Río, que ocupa parte de las Hojas de Gajo de Monte, Manabao, Jarabacoa y todo el tercio Norte de esta aquí estudiada.

En la región situada al SO del arco volcánico se desarrollaría una cuenca marginal a “espaldas del arco” que se describirá a continuación.

6.2 La Cuenca paleógena de retro arco

Ante la falta de registros y dataciones que permitan precisar el límite Cretácico-Terciario, parece que existió un cierto lapso temporal entre el cese de la actividad del arco y el inicio de la sedimentación terciaria, que parece que tuvo lugar a comienzos del Eoceno. No obstante, no puede descartarse que se iniciara tal vez en el Paleoceno. Esta sedimentación paleógena se produjo en un surco submarino profundo alargado según la dirección NO-SE y paralelo a los relieves del arco cretácico extinguido, que se encontrarían al Noreste. Este arco se localizaría en el ámbito de la actual Cordillera Central y debió funcionar como área madre de la que se nutriría la cuenca, situada en el ámbito del actual Cinturón de Peralta. El relleno de esta cuenca se llevó a cabo en dos grandes etapas, relacionadas con la sedimentación de los grupos deposicionales Peralta y Río Ocoa. Dentro de la Hoja de Constanza sólo está representado, y de forma muy escasa, el Grupo Río Ocoa mediante los conglomerados políimicticos que cubren gran parte de la Hoja de Sabana Quéliz.

En lo que se refiere a la evolución tectónica, muestra los rasgos típicos de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, en el que la deformación se propagaría desde las zonas más internas (NE) hacia las más externas (SO).

La sedimentación paleógena se inició a través del depósito de la Fm. Ventura, posiblemente en respuesta a la inestabilidad del área madre, que habría comenzado su estructuración en las zonas más internas, fundamentalmente mediante un proceso de imbricación de diversas escamas.

A continuación, durante el Eoceno medio, tuvo lugar un episodio de sedimentación pelágica en un ambiente de rampa carbonatada, característico del depósito de la Fm. Jura, si bien no aparece representado en esta área, sino en sectores más meridionales.

Durante el Eoceno superior tuvo lugar un proceso de imbricación de escamas en la Fm. Tireo, cuya principal consecuencia fue la sedimentación del Grupo Río Ocoa; que se sedimentó de forma discordante sobre el Grupo Peralta, que ya habría comenzado su deformación. El depósito de la Fm. Ocoa tuvo lugar durante el Eoceno Superior, sin que deba descartarse que pudiera prolongarse parcialmente durante el Oligoceno. Menos dudas existen acerca de la principal área de alimentación de la cuenca que continuaba siendo el sector

correspondiente a la actual Cordillera Central, si bien el grado de desmantelamiento sufrido por la Fm. Tireo queda puesto de manifiesto por la ingente cantidad de fragmentos de intrusiones tonalíticas incorporados a la cuenca.

La paleogeografía bajo la que se produjo el depósito de la Fm. Ocoa no es bien conocida, no obstante, según se desprende de los afloramientos cartografiados, en el conjunto de Hojas de este proyecto, existen dos posibilidades: según una de ellas, las dos bandas en las que aflora corresponden a cuencas paralelas desconectadas entre sí, al interponerse entre ambas un umbral constituido por materiales del Grupo Peralta, implicando una notable restricción del área sedimentaria con respecto a este; según la otra, más probable, se supone que todos los afloramientos pertenecen a una misma cuenca y que su actual separación se debe al efecto de los procesos tectónicos y erosivos posteriores.

Al igual que en el caso del Grupo Peralta, la cuenca en la que se produjo la sedimentación de la Fm. Ocoa correspondería a un profundo surco alargado según NO-SE, limitado al Noroeste por un frente activo (Cordillera Central), y al Suroeste por un margen más estable, en el que se llevaría a cabo el depósito de las calizas de la Fm. Neiba. La distribución de facies de la Fm. Ocoa denuncia inequívocamente una mayor distalidad hacia el Sureste y una clara tendencia somerizante con el paso del tiempo. Así, en el sector septentrional (Hojas de Sabana Quéliz y Constanza) se acumularon espectaculares masas conglomeráticas correspondientes a abanicos deltaicos, en tanto que hacia el Sureste (Hojas de San José de Ocoa, Azua, La Montería y San Cristóbal) se acumularían depósitos pelíticos de origen turbidítico, siendo frecuente la incorporación de depósitos olistostrómicos relacionados con episodios de inestabilidad y la existencia de taludes.

A lo largo del tiempo se registraron periodos de estabilidad de la cuenca que permitieron la deposición de carbonatos en contextos de rampa pelágica y plataforma carbonatada, apreciándose una evolución hacia facies más someras a medida que el surco fue colmatándose; este proceso requirió un impresionante aporte de material a la cuenca a fin de vencer su elevada tasa de subsidencia, y sólo aparece representado al Sur del área estudiada, fuera de esta Hoja.

Lo ocurrido entre el final del depósito de la Fm. Ocoa y el comienzo de la sedimentación miocena en la Cuenca de Azua-San Juan es pura especulación ante la falta de registro existente, aunque queda fuera de toda duda el establecimiento de una nueva configuración regional, posiblemente condicionada por el cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre el Cinturón de Peralta. El consiguiente cambio en el dispositivo sedimentario iría acompañado por un progresivo desplazamiento del frente activo hacia el Suroeste en respuesta al avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos en este mismo sentido, avance que, prolongado hasta el Cuaternario, ha condicionado tanto la evolución sedimentaria como la estructura de la cuenca.

6.3 El volcanismo Cuaternario

Durante el neógeno se producen la compartimentación de las cuencas sedimentarias al Sur del área estudiada y también el avance de la "Cresta de la Beata" hacia la Bahía de Ocoa. Este hecho provocaría la insinuación de

irregularidades en la cuenca y posteriormente, ya en el Cuaternario, el arqueamiento de todas las estructuras del borde suroriental.

Las primeras emisiones volcánicas se debieron producir en el sector SO (Yayas de Viajama), con el desarrollo de emisiones puntuales de coladas de naturaleza basáltica, andesítica y traquiandesítica. Estos centros de emisión fueron migrando progresivamente hacia el NE hasta la zona próxima a Valle Nuevo, e incluso algunos alcanzaron las cercanías de Constanza (área de El Convento). La distribución espacial y temporal de este episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance de la indentación de la cresta de la Isla Beata, aunque algunos autores lo han relacionado con un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica de la meseta caribeña bajo el Gran Arco de Islas, a finales del Plioceno. Sin embargo, resulta más problemática la aparición de forma solapada en el espacio y el tiempo del volcanismo alcalino, si bien, como se ha señalado en capítulos anteriores, podría estar relacionado con un cambio en el régimen geodinámico que provocaría la aparición de desgarres E-O, y fallas que limitan la cuenca de San Juan-Azua con las cuales presentan cierta similitud.

El volcanismo ha actuado como proceso generador del relieve y por tanto ha creado zonas sometidas a los procesos erosivos con una extraordinaria intensidad, tanto por mecanismos fluviales como gravitatorios. En este sentido, cabe destacar el sector de Valle Nuevo, que ha actuado como principal centro de recepción de aguas de lluvia, del que parten radialmente algunos de los principales cursos fluviales de la isla. Además, la elevación de este sector propició la instalación de un microclima periglacial de poca relevancia, debido a la reducida extensión de sus depósitos.

La cercanía de estas elevaciones y en general de todo este sector de la Cordillera Central al mar ha provocado no sólo un espectacular encajamiento de la red fluvial, sino también una elevada capacidad de transporte, reflejada de forma especial mediante los extensos abanicos aluviales que orlan aquélla, tapizando la Cuenca de Azua-San Juan, al Norte de la bahía de Ocoa. Así mismo, la actividad neotectónica aparece reflejada en la existencia de algunos cambios en los cursos de drenaje y fenómenos de capturas, en las proximidades de la Cuenca de Constanza.

La comprensión de la Historia Geológica de la Hoja de San Cristóbal (6172 -II) no es posible sin su integración en un contexto geológico y temporal más amplio como es el que contempla el grupo de territorios incluidos en el cuadrante 1:100.000 de San Cristóbal (6171), los cuales tienen como característica común su pertenencia al conjunto de Formaciones de arco de isla de La Española. No obstante, en algún caso también se hará mención, para la mejor comprensión de la evolución geológica de la región, a unidades o procesos que han tenido lugar en zonas contiguas, especialmente las correspondientes a los cuadrantes 1:100.000 de Constanza, Azua y Bonao, también estudiadas en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

En la reconstrucción de la evolución paleogeográfica de la región se contemplan tres grandes etapas:

- El nacimiento y desarrollo de un arco de islas primitivo durante el intervalo Jurásico superior? -Cretácico Inferior.
- El crecimiento y expansión del arco de islas de La Española durante el intervalo Cretácico Superior-Eoceno.
- La evolución desde el Eoceno Superior hasta la actualidad, en un contexto de colisión oblicua con el margen meridional de la placa americana.

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, así como evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio ocupa un lugar relevante, pues proporciona una información fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación ponen 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.

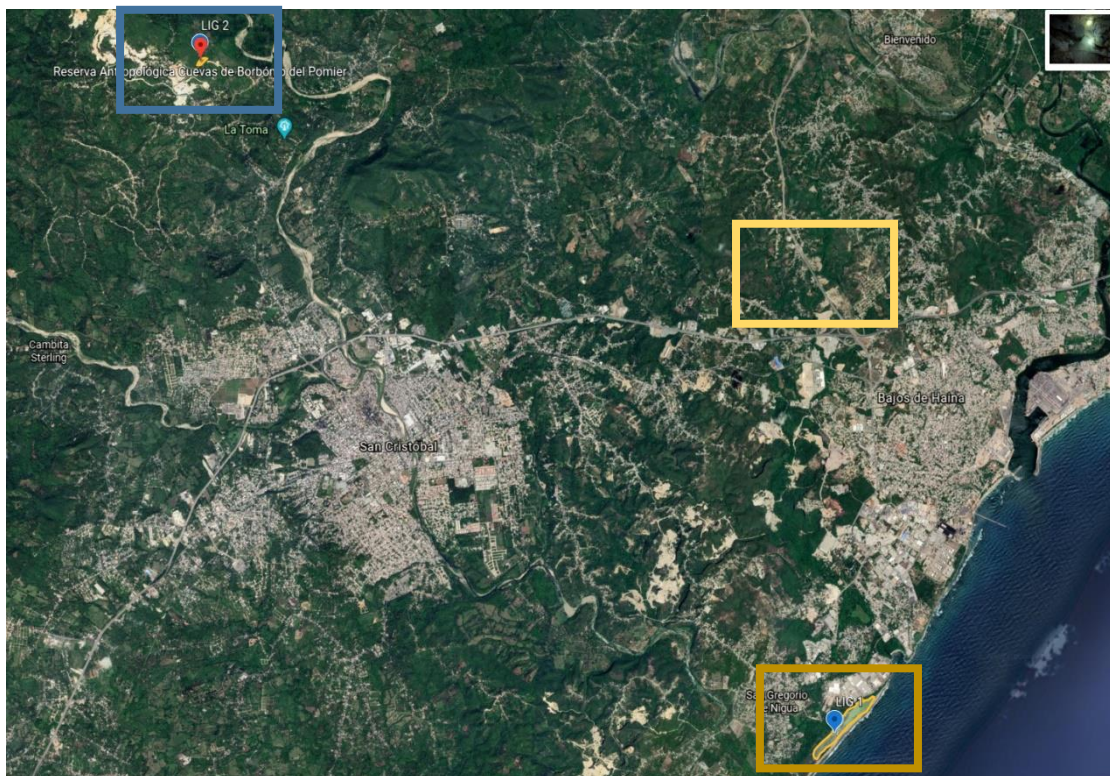
En la Hoja de San Cristóbal se han inventariado dos Lugares de Interés Geológico: Cueva El Pomier, pinturas prehistóricas y grabados rupestres y Parque ecológico de Nigua. Reflejan las principales características geológicas de la Hoja, con una fisonomía general elaborada por la Fm. Yanigua de Margas Amarillentas y calizas arrecifales.

Imagen de los puntos en Google earth

7.2 Descripción de los Lugares

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

Fig. 8.1. Puntos de los lugares de interés geológicos en la Provincia San Cristóbal



7.2.1 LIG N1. Parque Ecológico Humedales de Nigua

Fig. 8.2. Ubicación en 3D en Google Earth. LIG 1, Parque Ecológico de Nigua

Ubicado en la zona Costera de la provincia San Cristóbal, entre el arroyo Itabo y la desembocadura del arroyo Sainagua. Tiene la carretera San Cristóbal y Nigua como vía principal de acceso.

Es un espacio rico en biodiversidad y hermosos paisajes, es un área protegida creada mediante el Decreto 571-09 y declarada Patrimonio Natural por el Ayuntamiento Municipal de Nigua, conformada por manglares y humedales, considerado el manglar más extenso próximo a la ciudad de Santo Domingo.

Además, a todo lo largo del litoral marino se extiende una paleo-duna que separa las azules aguas del mar de los charcos y de los humedales ricos en biodiversidad. Una gran cantidad de plantas y animales forman parte de la riqueza natural del parque, donde se destaca la presencia de más de 50 especies de aves y numerosos reptiles. (Listin Diario, 2010).

Dentro del marco geológico pertenece a Fondos de Valle. Conglomerados, Gravas y Arenas- Holoceno.



7.2.2 LIG N2. Cueva El Pomier, pinturas prehistóricas y grabados rupestres

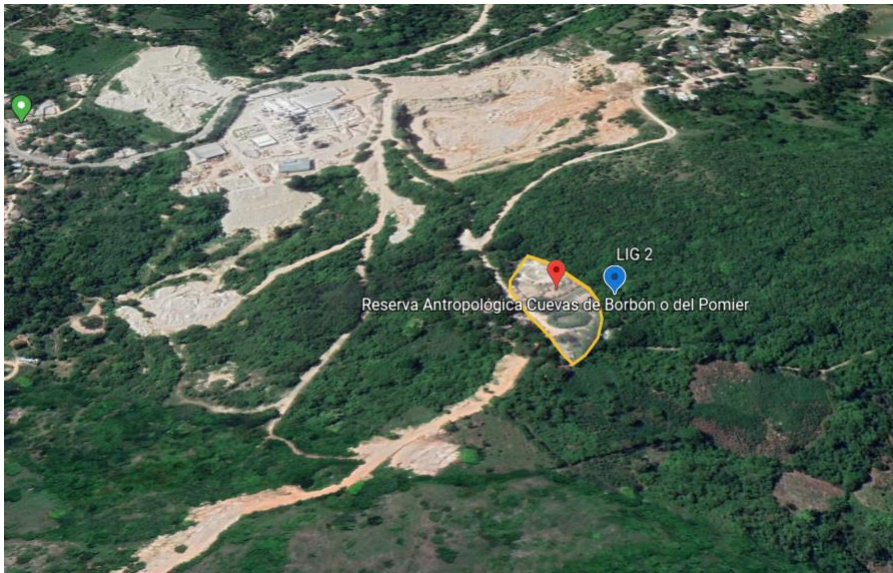


Fig. 8.3. Ubicación en 3D en Google Earth.

LIG 2, Cueva El Pomier

Las Reserva Antropológica Cuevas de Borbón o del Pomier, nombre oficial de La Cueva EL Pomier, es una formación geológica ubicada en la provincia San

Cristóbal. A unos 7km al norte de la ciudad de San Cristóbal y a unos 30km de la ciudad de Santo Domingo.

Es un conjunto de cavernas de la Formación Loma Rodriguez, caliza estratificada en parte margosa, de colores crema y rosado y facies de plataforma – Eoceno Medio Inferior, con 55 cuevas divididas en diferentes salas: la **sala de los Grandes Edentados**, la **sala de Boínayel**, la **sala de Cohoba** y la **sala de los Grandes Bloques**; cada una caracterizada por alguna particularidad e historia que asombra a los turistas que las visitan.

En estas preciosas cuevas se puede observar una colección de arte rupestre creada por los indígenas taínos e igneris, que habitaron la isla a la llegada de los españoles en 1492, con casi 2.000 años de antigüedad.

La Reserva Antropológica Cuevas del Pomier contiene pinturas prehistóricas y grabados rupestres considerados patrimonios mundiales, constituyendo, por tanto, el área protegida prehistórica más importante de Las Antillas.

Además, estas cuatro salas cuentan con más de cuatro mil pictografías y petroglifos en su interior que otorgan a este lugar un valor arqueológico asombroso. (visitaRepublicaDominicana.org).



Fig. 8.4. LIG 1, Cueva El Pomier, observación de las Estalagmita, formación calcárea alargada y puntiaguda que se forma en el suelo de algunas cuevas naturales.



Fig. 8.5. LIG 1, Cueva El Pomier, observación de los grabados y pictografías de aves, peces, reptiles y figuras humanas.



Fig. 8.6. LIG 1, Cueva El Pomier, Técnicos del SGN y Estudiantes de la Universidad de Málaga visitaron la misma.