



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

**MEMORIA GEOLÓGICA**  
**DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**  
**ESCALA 1:50.000**

**LOS AICARRIZOS**  
**(6171-I)**

**Santo Domingo, R.D. Trimestre Enero-Marzo 2017**

**Actualización 2020**

La presente Hoja y Memoria Geológica forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto Pasantía Supervisada I, Ha sido realizada en el periodo Enero/Marzo 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. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

#### **CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ENCARGADO DE MAPEO DEL CUADRANTE**

- Dr. Bernard Wagner.

#### **COORDINACIÓN, FOTOINTERPRETACION GEOLOGICA 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 LAS HOJAS GEOLOGICAS: VILLA ALTAGRACIA (6172-II) Y VILLA MELLA (6271-IV)**

-Ings: Kenny Agramente y Freddy Durán D.

### **DIRECTOR DEL PROYECTO Y GEOLOGOS 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. Estudiante de la Carrera de Ingeniería Geología y Minas, de la 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, sus trabajos de campo y gabinete y sus 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 Los Alcarrizos(6171-I) 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 – Alemán – 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 de Los Alcarrizos (6171- I), 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, Tonalita, Rocas volcánicas ultramáficas-máficas, predominancia de ultramafitas, con metamorfismo de contacto (Fm. Duarte), Basalto (Fm. Siete Cabeza), meta sedimentos: Cuarzitas filitas cuarzosas, filitas metatufitas cuarzosas (Fm. Maimón-Amina y Rio Verde), metatobas y metatufitas de carácter básico- intermedio, anfibolita (Fm. Maimón – Amina) y (Complejo Rio Verde), Metagabro (Metamorfismo de contacto Rocas piroclásticas de carácter básico-intermedio con lavas básicas en menor proporción (Fm. Tireo), Metapiroclásticas, básicas–intermedias, metamorfismo de contacto (Form. Tireo), arena limo y arcilla y gravas con matriz de arena y limo y/o de suelo lateríticos (Formación Llanura Costera).

La Hoja geológica Los Alcarrizos (6171-I), ubicada aproximadamente en las coordenadas: 18° 30' 02.40"-18° 40' 02.30" y los paralelos 70° 14' 58.50" – 69° 59' 58.40". La misma se ubica al sureste de la República Dominicana. La Cordillera Central ocupa la parte norte, noreste, noroeste y suroeste de esta Hoja Geológica.

En esta Hoja geológica se destacan los siguientes sistemas orográficos: Loma Puerca Gorda, Loma Los Guaimates, Loma Los Lirios , Loma Cerro Martin , Loma Los Cagueyes Loma de Limón, Loma Monte Bonito, Loma la Cuchilla Así, Loma de Majaguata, Loma Alto Del Manso, Loma Los Conuquitos Duros, Loma La Cuchilla Del Medio, Alto De Crestón, Alto Totumal, Loma del Casabe, Loma el Alto de la Piña, Loma del Alto de las Tres Veredas ,Loma La Cuchilla del Limón, Loma de Yabacoa, Loma Nandita, Loma El Mamey, Loma De los Pinos, Loma Arroyo Fríos, Loma La Tetúa, Loma El Quemado, Loma De Machito, Loma El Gato, Loma La Mar, Loma De Los Chivos, Loma La Lechuza, Loma De Galán,

Loma Los Jobos De Matúa, Loma Firme, Loma Los Cerros, Loma Sabana y Loma Mateo.

El área entre estas dos cadenas montañosas consta de varios valles pequeños: formados por los ríos Isa, Haina, Isabela, Jamey, Higüero, Matúa, Matiguelo y sus tributarios y colinas de baja altitud. La montaña más alta en la zona es la "Alto Del Crestón" con 779 metros de altitud; se encuentra noroeste Loma La Cuchilla Del Medio al noreste Alto Totumal al sureste Loma De Los Pinos y al suroeste Loma El Alto De La Piña, Loma El Quemado es la segunda montaña más alta de la zona; se encuentra en la parte Norcentral de la misma, con una altitud de 588 msnm.

## ABSTRACT

The geological sheet of Los Alcarrizos (6171- I), 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, mainly occupied by Tonalite, ultramafic-mafic volcanic rocks, predominance of ultramaficites, with contact metamorphism (Duarte Fm), Basalt (Siete Cabeza Fm), meta sediments: Quartzites filitas quartz, quartz metatuphyte phyllites (Fm. Maimón-Amina and Rio Verde), metatobas and metatuphytes of basic-intermediate character, amphibolite (Fm. Maimón-Amina) and (Rio Verde Complex), Metagabro (Contact metamorphism Pyroclastic rocks of basic character -intermediate with basic lavas to a lesser extent (Fm. Tireo), Metapyroclastic, basic-intermediate, contact metamorphism (Form. Tireo), silt sand and clay and gravels with a sand and silt matrix and / or lateritic soil (Llanura Formation) Coastal).

The Los Alcarrizos geological sheet (6171-I), located approximately at the coordinates: 18 ° 30 '02.40"-18 ° 40 '02.30" and the parallels 70 ° 14 '58.50" - 69 ° 59 '58.40". It is located in the southeast of the Dominican Republic. The Cordillera Central occupies the north, northeast, northwest and southwest parts of this Geological Sheet.

This geological sheet highlights the following orographic systems: Loma Puerca Gorda, Loma Los Guaimates, Loma Los Lirios, Loma Cerro Martin, Loma Los Cagueyes Loma de Limón, Loma Monte Bonito, Loma la Cuchilla Así, Loma de Majaguate, Loma Alto Del Manso, Loma Los Conuquitos Duros, Loma La Cuchilla Del Medio, Alto De Crestón, Alto Totumal, Loma del Casabe, Loma el Alto de la Piña, Loma del Alto de las Tres Veredas, Loma La Cuchilla del Limón, Loma de Yabacoa, Loma Nandita, Loma El Mamey, Loma de los Pinos, Loma Arroyo Fríos, Loma La Tetúa, Loma El Quemado, Loma de Machito, Loma El Gato, Loma La Mar, Loma de Los Chivos, Loma La Lechuza, Loma de Galán,



Loma Los Jobos De Matúa, Loma Firme, Loma Los Cerros, Loma Sabana and Loma Mateo.

The area between these two mountain ranges consists of several small valleys: formed by the Isa, Haina, Isabela, Jamey, Higüero, Matúa, Matiguelo rivers and their tributaries and low-lying hills. The highest mountain in the area is "Alto Del Crestón" with 779 meters of altitude; It is located northwest Loma La Cuchilla Del Medio to the northeast Alto Totumal to the southeast Loma De Los Pinos and to the southwest Loma El Alto De La Piña, Loma El Quemado is the second highest mountain in the area; It is located in the North-central part of it, with an altitude of 588 meters above sea level.

1. INTRODUCCIÓN .....	18
1.2. Metodología .....	19
1.3. Situación Geográfica Hoja Geográfica Los Alcarrizos (6171 I) .....	20
1.4. Marco Geológico .....	21
1.5. Antecedentes .....	22
2.1. ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGIA .....	25
2.1. Descripción estratigráfica y petrológica de las unidades.....	27
2.1.1. Jurásico .....	27
2.1.1.1. Peridotita de Loma Caribe (1). Peridotitas y peridotitas serpentinizadas. Jurásico Superior. ....	27
2.1.1.2. Complejo Duarte (2). Esquistos máficos (facies de los esquistos verdes) y, localmente, metadiabasas. Jurásico superior.....	28
2.1.1.3. Complejo Duarte (3). Anfibolitas hornbléndicas (y esquistos anfibólicos), asociadas al contacto con las intrusiones de tonalitas foliadas. Jurásico superior.....	32
2.1.2. Cretácico Inferior.....	36
2.1.2.1. Complejo Duarte (4). Rocas volcánicas ultramáficas - máficas, predominancia de ultramafitas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.....	36
2.1.2.2. Complejo Duarte (5). Rocas volcánicas máficas- ultramáficas, predominancia de basalto, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.	38

2.1.2.3. Fm. Arroyo Jigüey (6). Rocas volcánicas masivas de carácter intermedia - ácido, localmente capas de tobas ácidas, cherts y calizas. Cretácico Inferior...	40
2.1.2.4. Fm. Arroyo Jigüey (7). Rocas volcánicas masivas, de carácter básico-intermedio-ácido, indiferenciadas, con capas de cherts y caliza. Cretácico Inferior.....	43
2.1.2.5. Fm. Arroyo Jigüey (8). Rocas volcánicas masivas, básicas intermedias-ácidas indiferenciadas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.....	44
2.1.2.6. Fm. Arroyo Jigüey (9). Lavas basálticas. Cretácico Inferior. ....	45
2.1.2.7. Fm. Arroyo Jigüey (10). Rocas volcánicas masivas, intermedias - ácidas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.....	46
2.1.2.8. Complejo Río Verde (11). Anfibolitas y esquistos anfibólíticos, generalmente miloníticos. Cretácico Inferior. ....	49
2.1.2.9. Complejo Río Verde (12). Esquistos máficos con intercalaciones de esquistos pelíticos, cuarzoesquistos y metacherts. Cretácico inferior.....	51
2.1.2.10. Complejo Río Verde (13). Esquistos máficos de Hato Viejo. Cretácico inferior.....	54
2.1.2.11. Complejo Río Verde (14). Metagabros, metabasaltos y metadiabasas, generalmente miloníticos. Cretácico inferior.....	55
2.1.2.12. Fm. Río Duey (15). Rocas Piroclásticas y tufitas de carácter intermedio - ácido, con metamorfismo de contacto. Cretácico inferior.....	57
2.1.2.13. Fm. Río Duey (16). Rocas piroclásticas y tufitas de carácter intermedio-ácido. Cretácico inferior.....	60

2.1.2.14. Tonalita (17). Cretacico inferior. ....	61
2.1.3. Cretácico superior.....	65
2.1.3.1. Fm. Siete Cabezas (18). Basaltos afaníticos masivos y diabasas con esporádicos niveles volcanoclásticos y cherts. ¿Cretácico superior-Paleoceno inferior? .....	65
2.1.3.2. Fm. Siete Cabezas (19). Tobas cineríticas bien estratificadas y basaltos. Cretácico superior. ....	68
2.1.3.3. Fm. Siete Cabezas (20). Basaltos y esquistos máficos. Cretácico Superior.....	69
2.1.3.4. Fm. Tireo (21). Rocas piroclásticas de carácter básico – intermedio con lavas básicas en menor proporción. Cretácico Superior. ....	72
2.1.3.5. Fm. Tireo (22). Metapiroclásticas, básicas – intermedias, metamorfismo de contacto. Cretácico Superior. ....	74
2.1.3.6. Fm. Tireo (23). Metapiroclásticas (metamorfismo de contacto) con cizallamiento pre-intrusivo. Cretácico Superior. ....	75
2.1.3.7. Roca ultramáfica con metamorfismo de contacto (24). Cretácico Superior.....	75
2.1.3.8. Metapiroxenita, hornblendita con metamorfismo de contacto (25). Cretácico Superior.....	78
2.1.3.9. Metagabro con metamorfismo de contacto (26) Cretácico Superior. ..	80
2.1.3.10. Gabro (27). Cretácico Superior. ....	81

2.1.3.11. Rocas Piroclasticas básicas migmatizadas (28). Cretácico Superior.	81
2.1.3.12. Roca Piroxenita migmatitizada (29). Cretácico Superior. ....	85
2.1.3.13. Gabro migmatitizado (30). Cretácico Superior. ....	85
2.1.3.14. Granito, Granodiorita (31). Cretácico Superior. ....	86
2.1.3.15. Fm. Arroyo Bermejo (32). Sedimentos tufíticos con capas de cherts, argillitas y areniscas volcanogénicas. Cretácico Superior. ....	87
2.1.3.16. Ocurrencia frecuente de diques básicos (33). Cretácico Superior. ..	88
2.1.3.17. Ocurrencia frecuente de diques graníticos (34). Cretácico Superior.	88
2.1.3.18. Ocurrencia de diques tonalíticos (35). Cretácico Superior. ....	88
2.1.3.19. Gabro (36). Cretácico Superior-Paleoceno inferior.....	89
2.1.4. Terciario – Eoceno inferior.....	90
2.1.4.1. Fm. Ámina -Maimón (37). Metatobas y metalutitas de carácter intermedio y anfibolitas. Eoceno Inferior. ....	90
2.1.4.2. Fm. Maimón – Ámina (38). Metasedimentos: Cuarzitas, filitas cuarzosas, filitas y metatufitas cuarzosas. Eoceno Inferior. ....	92
2.1.5. Terciario - plioceno .....	94
2.1.5.1. Fm. Llanura Costera (39). Arena, limo, arcilla. Plioceno-Pleistoceno.	94
2.1.5.2. Fm. Llanura Costera (40). Gravas con matriz de arena y limo y/o de suelo laterítico. Plioceno-Pleistoceno.....	96

2.1.5.3. Fm. Yanigua (41). Margas amarillentas y calizas. Plioceno-Pleistoceno.....	97
2.1.6. Cuaternario.....	100
2.1.6.1. Piedemonte (42). Gravas, arenas y lutitas de tonos rojizos. Pleistoceno.....	100
2.1.6.2. Glacis (43). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno-Holoceno. ....	100
2.1.6.3. Terraza (44). Gravas y arenas. Pleistoceno. ....	101
2.1.6.4. Llanura de inundación (45) Gravas, arenas y lutitas. Pleistoceno-Holoceno. ....	102
2.1.6.5. Terraza alta (46). Canto, grava, arena y limo. Holoceno. ....	102
2.1.6.6. Terraza baja (47). Canto, grava, arena y limo. Holoceno. ....	103
2.1.6.7. Capa de espesor grande de suelo laterítico (48). Holoceno.....	104
2.1.6.8. Cono aluvial, deslizamiento (49). Holoceno. ....	105
2.1.6.9. Pantano, formaciones humosas (50). Holoceno.....	107
2.1.6.10. Penillanura relictas (51). Holoceno.....	107
2.1.6.11. Coluviones (52). Holoceno. ....	108
2.1.6.12. Aluviones, depósitos de río (53). Arena, grava, canto y limo. Holoceno.....	108

2.1.6.13. Fondos de valle (Depósitos localmente discontinuos) (54). Cantos, arenas y gravas. Holoceno.....	109
3. Geoquímica.....	111
3.1. La peridotita de Loma Caribe.....	111
3.2. Complejo Duarte.....	111
3.3. El Complejo Río Verde.....	112
3.4. Formación Tireo.....	114
3.5. La formación Siete Cabezas.....	115
3.6. Los Esquistos de Maimón.....	116
4. TECTÓNICA.....	118
4.1. Contexto geodinámico de la Isla La Española.....	118
4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio.....	119
4.3. Estructuras de los macrodominios y de las tectónicas más recientes..	120
4.3.1. Estructura del basamento.....	120
4.3.2. Estructura del Cinturón de Peralta.....	127
4.3.3. La estructura del Grupo Peralta.....	129
4.3.4. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el Cinturón de Peralta.....	130
4.3.5. Estructura relacionada con la indentación de la cresta de la Beata..	131

5. GEOMORFOLOGÍA .....	134
5.1. Descripción fisiográfica .....	134
5.2. Análisis morfológico .....	135
5.2.1. Estudio morfoestructural .....	135
5.2.2. Formas volcánicas .....	136
5.2.3. Formas estructurales .....	136
5.2.4. Estudio del modelado .....	137
5.2.4.1. Formas de ladera y remoción en masa .....	137
5.2.4.2. Formas fluviales .....	138
5.2.4.3. Formas poligénicas .....	138
5.3. Evolución dinámica .....	139
5.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos .....	140
6. HISTORIA GEOLOGICA.....	140
6.1. El arco insular del Cretácico Superior .....	140
6.2. La Cuenca paleógena de retro arco.....	142
6.3. El volcanismo Cuaternario .....	145
7. GEOLOGIA ECONOMICA .....	147
7.1. Hidrogeología.....	147

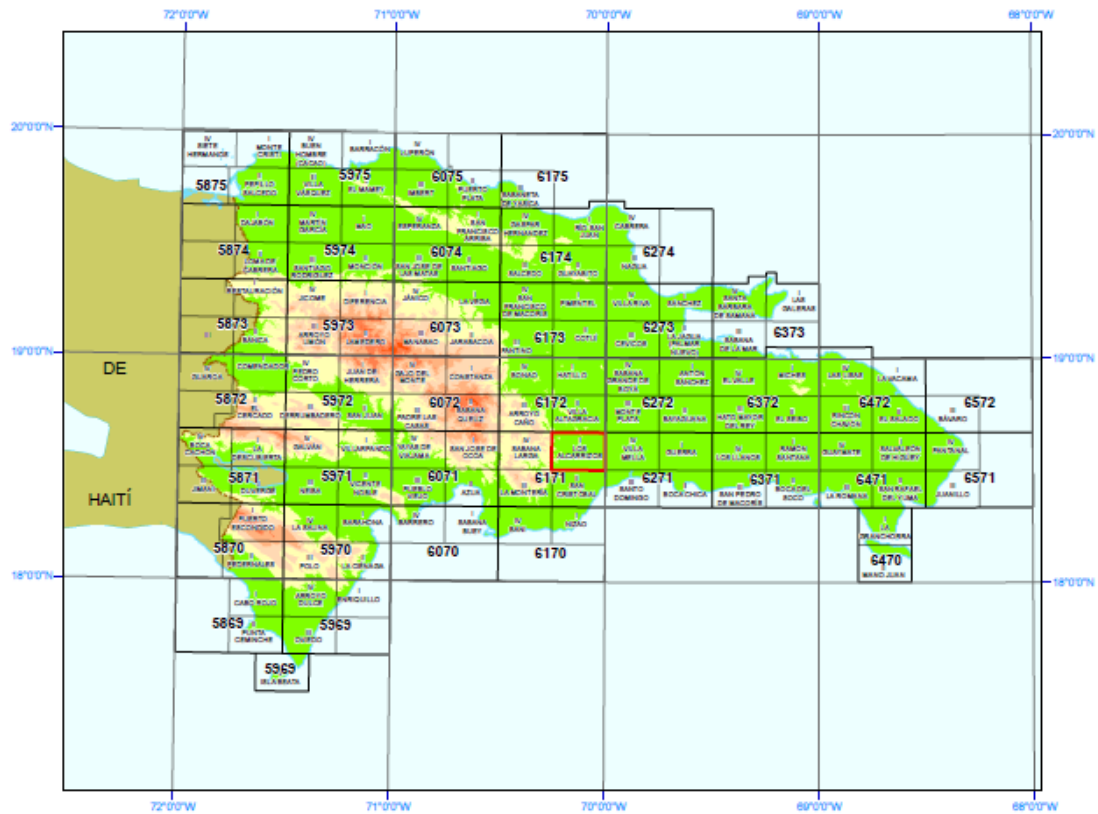


7.1.1. Hidrología y climatología.....	147
7.1.2. Hidrogeología.....	148
7.1.2.1. Introducción.....	148
7.1.2.2. Características hidrogeológicas.....	149
7.2. RECURSOS MINERALES.....	158
8. SITUACIÓN DE INDICIOS.....	158
9. BIBLIOGRAFÍA.....	158

## 1. INTRODUCCIÓN

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. (INYPSA), 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.



**1.2 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) ó 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.

### **1.3 Situación Geográfica Hoja Geográfica Los Alcarrizos (6171 I)**

**Coordenadas: 18°30' 02.40" N 70°14' 58.50" O**

**Coordenadas: 18°40' 02.30" N 69°59' 58.40" O (mapa)**

- Total 1.240,6 km<sup>2</sup> Población (2015) Puesto 4.º
- Total 640,066 habitantes, Densidad poblacional 459 hab/km<sup>2</sup>

Superficie: 490.25 kilómetros cuadrados. Está en el 6.04<sup>º</sup> lugar en cuanto a superficie con 1.01% del territorio nacional.

**Límites:** Limita al Norte con el municipio de Villa Altagracia, al Este Villa Mella, al Sur con el con la provincia San Cristóbal y al Oeste con el municipio Sabana Larga (La Ciénaga).

- **Geografía**

La Hoja Geológica Los Alcarrizos (6171-I), está situada en un valle irregular, rodeado por cerros y colinas de baja altura. Este pequeño valle está surcado por los ríos: Haina e Isabela. Además, el relieve Alcarricense está atravesado por numerosas Arroyos. Su clima es tropical, con lluvias frecuentes y las temperaturas son moderadas.

- **Montañas**

En el Norte del Municipio de Los Alcarrizos se encuentra Loma Los Cerros y Loma Mateo y al Oeste Loma La Lechuza.

#### **1.4 Marco Geológico**

La Hoja de Los Alcarrizos (6171- I), 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 rocas, pertenecientes Cretácicos inferior, de ambientes geodinámicas 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 Bonaó, 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 el, se depositaron potentes sucesiones sedimentarias paleógeno-miocenas, 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 habría adquirido, se envergadura actual como sistema montañoso.

Por su parte, la actual Llanura Costera del Caribe constituiría 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 unas 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.

### **1.5 Antecedentes**

Los Alcarrizos es un municipio de la provincia Santo Domingo en la República Dominicana; con tres distritos municipales: Palmarejo-Villa Linda y Pantoja. El hoy municipio, formaba parte de Santo Domingo Oeste como distrito municipal, siendo 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.

El Municipio Los Alcarrizos pertenece a la Provincia Santo Domingo y es también 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 Geológica Los Alcarrizos (6171-I), 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, 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 Isla 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 del 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 1:150,000 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, realizada por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

Entre los trabajos más recientes es preciso señalar por la ingente cantidad de información geológica aportada, por 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 geomorfológica 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.

En cuanto a los estudios de índole geomorfológica, son escasos, al igual que en el resto de la República Dominicana. De entre ellos, hay que resaltar el libro Geografía Dominicana (De la fuente, 1976), que además de aportar una abundancia 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 SYSMIM y con carácter general en relación al ámbito dominicano, es preciso señalar los trabajos relativos a geofísica aerotransportada (CGG, 1997) y a aspectos sísmicos (Pointec, 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 pudujeron a finales de 1980 y principios-mediados de 1990, en el SGN en colaboración con los Servicios Geológicos de Alemania (BGR) y el Nacional de la República Dominicana. Estos mapas no han sido publicados ni tienen memorias explicativas, al momento de la elaboración de la Memoria Geológica Los Alcarrizos (6171-I). En 1998 datos cartográficos fueron transmitidos al SGN con formato MapInfo y los mapas publicados en formato PDF se han añadido a la base de datos de los Programas SYSMIM.



## 2.1 ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGIA

En la Hoja de Los Alcarrizos aflora un conjunto de rocas ígneas, tanto volcánicas como plutónicas, metamórficas y, en menor medida, sedimentarias, que forman parte del flanco septentrional de la Cordillera Central, en su sector SE. Estas rocas se disponen en cinturones o bandas de dirección NO-SE, subparalelas a la cadena, que generalmente están limitadas por fallas subverticales con movimiento en dirección. Estas fallas son relativamente recientes y se relacionan con la tectónica de desgarres sinestrales que afectó a la isla a partir del Mioceno superior (Mann et al., 1991 b). La naturaleza mecanizada de los contactos entre Formaciones o unidades, la fuerte deformación interna y el metamorfismo de algunas de ellas, así como la ausencia de niveles cartográficos de referencia y sobre todo la escasez de dataciones fiables, tanto paleontológicas como radiométricas, son algunos de los factores que contribuyen negativamente en el establecimiento de una estratigrafía en la zona. Este hecho se comprueba en la disparidad de interpretaciones realizadas por autores precedentes tanto para el conjunto de la región como para unidades aisladas, de tal forma que por el momento no hay una secuencia tectono-estratigráfica comúnmente aceptada para esta zona. No obstante, como hipótesis de partida, en la presente memoria se contempla lo siguiente:

La unidad más antigua de la Hoja y posiblemente de toda la isla, corresponde al Complejo Duarte, cuya datación mediante radiolarios (Montgomery et al., 1994), permite atribuirle al Jurásico superior. El protolito de este conjunto metamórfico se asimila a basaltos de fondo oceánico en sentido amplio y más concretamente a un plateau cuyo origen estaría relacionado con la protoplaca caribeña. Esta unidad, en asociación con la peridotita de Loma Caribe, que se considera originalmente infrayacente, formaría el sustrato del subsecuente volcanismo de arco isla.

- En el Cretácico inferior tendría lugar el desarrollo, sobre el sustrato anteriormente mencionado, de las primeras Formaciones volcánicas de arco isla que están representadas por los Esquistos de Maimón y sus formaciones equivalentes menos deformadas, esto es, la Formación Los Ranchos, no aflorante en la presente Hoja y bien datada como Cretácico Inferior (Kesler et al., 1991 a). Más problemática es la interpretación del Complejo Río Verde. Sin embargo, la composición bimodal y similitud litológica de algunos de sus tramos con los Esquistos de Maimón, y su parecida estructura interna, con el mismo tipo de gradiente deformativo y metamórfico inverso, ha decantado su asignación al mismo intervalo estratigráfico que éstos.

Todas las unidades anteriormente mencionadas forman parte del Cinturón Metamórfico Central o Median Belt de Bowin (1960,1966). La deformación y el metamorfismo que caracteriza estas unidades se ha explicado mediante distintos modelos de emplazamiento de la lámina peridotítica de Loma Caribe a la que numerosos autores relacionan con una posible sutura.

- El Cretácico superior se caracteriza por la aparición de una serie de unidades volcánicas, basálticas y andesíticas con abundantes términos volcanoclásticos asociados que, en contraste con las unidades del Cinturón Metamórfico Central, no presentan ni deformación interna ni metamorfismo. Pese a que sus contactos siempre están mecanizados, se considera que estas formaciones volcánicas son discordantes sobre las unidades metamórficas infrayacentes. En la hoja Los Alcarrizos, estas Formaciones geológicas, están representadas por las Fm. Siete Cabezas de litología predominantemente basáltica. Más al Oeste, la Fm. Tireo también pertenece a este intervalo estratigráfico. Esta Formación, de naturaleza esencialmente andesítica y claro quimismo calcoalcalino, es una de las de mayor extensión de la isla y su presencia se relaciona con un magmatismo generalizado de arco isla, que estaría asociado a una

zona de subducción; con buzamiento hacia el S/SO. Su relación genética con la Formación Siete Cabezas y por el momento desconocida.

- El Paleógeno está representado por aquellas litologías esencialmente metamórficas, cuyo desarrollo se da principalmente en la zona Noroeste de la Hoja. Estas rocas están datadas al Paleoceno inferior, las Fms. : Llanura Costera y Yanigua, comprende los términos más modernos de la Hoja, aparte de las Formaciones Cuaternarias.

Por último y pese a su distinta edad de emplazamiento, se describen bajo un mismo epígrafe los cuerpos granitoides intrusivos. En la Hoja Los Alcarrizos éstos consisten en las tonalitas foliadas que regionalmente sólo intruyen en el Complejo Duarte, y en una serie de cuerpos tardíos e indeformados de: Dioritas, Gabros, Piroxenitas y Cuarzodioritas que intruyen a casi todas las unidades del sector Oeste de la Hoja.

## **2.1 Descripción estratigráfica y petrológica de las unidades**

### **2.1.1 Jurásico**

Se atribuyen a este periodo los materiales conocidos como Peridotita de Loma Caribe, aflorantes a favor de la Zona de Falla de La Española. Se trata de uno de los dominios más característicos de la Cordillera Central y también de los de interpretación más compleja al mostrar contactos de naturaleza tectónica con todas las unidades adyacentes.

2.1.1.1 Peridotita de Loma Caribe (1). Peridotitas y peridotitas serpentinizadas. Jurásico Superior.

Están formadas por metaharzburgitas, metalherzolitas y metadunitas, con variable, aunque generalmente elevado, grado de serpentización. Incluyen pequeños cuerpos gabroideos y ocasionales cortejos de diques doleríticos y dioríticos. Aunque intensamente modificada por la deformación y el

metamorfismo posterior, la asociación mineral original de las peridotitas está compuesta mayoritariamente por olivino, con pequeñas cantidades de ortopiroxeno, clinopiroxeno y cromita, cuyas proporciones relativas dan lugar a la alternancia de capas duníticas y harzburgíticas.

Probablemente el protolito mantélico fue un cumulado de cristales generado en condiciones relativamente superficiales, que posteriormente experimentó un metamorfismo retrógrado acompañado por una intensa deformación dúctil e hidratación, en condiciones de facies de esquistos verdes. Como consecuencia, los minerales ígneos han sido casi completamente reemplazados por un agregado de grano medio-fino de minerales fibrosos del grupo de las serpentinitas y lepidoblastos de mica blanca y clorita. Los piroxenos ígneos y el olivino aparecen como porfiroclastos relictos y en forma de inclusiones dentro de la masa serpentinitica.

La foliación principal (Sp) está definida por la orientación plano-paralela de los minerales serpentínicos, la disposición de los planos basales de las micas y la elongación de venas concordantes rellenas de fibras de serpentinita de grano muy fino y micas. A menudo, dicha fábrica presenta un carácter no-coaxial, evidenciado por la orientación interna de los minerales retrógrados según dos familias de planos oblicuos, que definen una fábrica compuesta S-C. El carácter rotacional de la fábrica Sp está también indicado por la asimetría de sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos y por microboudinage asimétrico. La foliación milonítica contiene una lineación de estiramiento Lp, definida por la elongación unidimensional de las sombras de presión y la orientación de las fibras de serpentinita.

2.1.1.2 Complejo Duarte (2). Esquistos máficos (facies de los esquistos verdes) y, localmente, metadiabasas. Jurásico superior.

Este conjunto litológico es el constituyente mayoritario del Complejo Duarte en la Hoja, siempre y cuando se trate de zonas que estén relativamente alejadas de

las intrusiones de tonalitas foliadas. Litológicamente, se trata de un conjunto de esquistos albítico-cloríticos, esquistos albítico-epidótico-actinolíticos y anfibolitas 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 metamorfizadas, 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 microbandedas. 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 microbandedado, 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.

La deformación dúctil causante de la fábrica principal Sp en los esquistos máficos, presenta un carácter no-coaxial. Dicho carácter se deduce a partir de la existencia, en las rocas más deformadas, de fábricas compuestas por dos familias de planos S y C (Passchier y Trouw, 1996)- en los que son texturalmente estables el anfíbol, la epidota y la plagioclasa. Dicho carácter no-coaxial de la deformación se evidencia también a partir de la presencia de venas de extensión rellenas de calcita+cuarzo, cizalladas y aboudinadas de forma asimétrica, paralelamente a la lineación de estiramiento Lp, así como por la existencia de una fábrica oblicua interna en agregados policristalinos de cuarzo (ribbons). La asimetría de estas fábricas internas en el cuarzo, de las microestructuras S-C y de las sombras de presión en torno a porfiroclastos, suele indicar un sentido de cizallamiento de techo hacia el NE. Hacia

el SO, es decir, descendiendo en la secuencia tectonometamórfica, las microestructuras se caracterizan, en cambio, por una débil deformación intracristalina o un importante annealing relacionado con una mayor temperatura durante el pico térmico en estos niveles estructurales. Sin embargo, en estas rocas se observa una marcada elongación de los ribbons de cuarzo recristalizados y la orientación preferente asimétrica de los nematoblastos de anfíbol.

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 magnésiana 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 reológico 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.

En las inmediaciones de la localidad de Pino Herrado se ha comprobado, en afloramientos puntuales sin entidad cartográfica, la presencia de esquistos pelíticos y micaesquistos de tonos marrón claro y característico aspecto satinado, que ya fueron citados por Boisseau (1987). Sin embargo, no se ha podido constatar, ni de visu ni en lámina delgada, el contenido en distena observado por este autor.

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

2.1.1.3 Complejo Duarte (3). Anfibolitas hornbléndicas (y esquistos anfibólicos), asociadas al contacto con las intrusiones de tonalitas foliadas. Jurásico superior.

Este conjunto litológico de mayor grado metamórfico, constituido por esquistos anfibólicos y anfibolitas con hornblenda, se suele disponer cartográficamente a lo largo de bandas asociadas al contacto intrusivo de los cuerpos de tonalitas foliadas. Esta geometría cartográfica, a modo de aureola térmica, podría sugerir que el mayor grado metamórfico de estas rocas es consecuencia de un metamorfismo de contacto, el cual sería el responsable de la formación de las texturas corneánicas observadas a la meso y microescala. Sin embargo, la presencia en estas rocas de mayor grado, de una penetrativa fábrica plano-linear singenética previa, indica la existencia en el Complejo Duarte de un gradiente metamórfico simultáneo, y posiblemente anterior, esto es, de carácter regional, a las intrusiones.

A escala de afloramiento, las anfibolitas presentan en general un aspecto más masivo y con tonos más oscuros que el de los esquistos máficos. No obstante, la fábrica planar (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) está bien definida por un bandeo milimétrico de capas verdes oscuras ricas en anfíbol, alternantes con lentejones claros muy aplastados ricos en plagioclasa y cuarzo. Contribuyen a su definición la disposición paralela de las laminas micáceas, las plagioclasas y los prismas de anfíbol. La lineación mineral contenida en el plano de foliación Sp, está definida por la orientación de los nematoblastos de anfíbol y el alineamiento de las colas de recristalización en torno a porfiroclastos. Aunque difíciles de acceso y con mala calidad de afloramiento, la toma sistemática de datos en las zonas de contacto con las tonalitas foliadas revela el paralelismo entre la fábrica de las anfibolitas y el contorno de estos cuerpos elongados.

Esta circunstancia se ha comprobado no sólo en los márgenes alargados de estas intrusiones sino también en alguno de sus cierres, como en el caso de la terminación SE de la intrusión de La Privada, en la vecina Hoja de Arroyo Caña. Como norma, el buzamiento de la fábrica Sp en las anfibolitas suele ser



elevado, superior a los 60°, así como el ángulo de inmersión de la lineación que suele estar por encima de los 50°. Conviene precisar que el límite exterior de las anfibolitas no es un límite neto, sino que esta litología va desapareciendo progresivamente, aunque en algunos casos con cierta brusquedad, a medida que uno se aleja del contacto con las tonalitas. Por esta razón en el mapa geológico se ha optado por utilizar para esta unidad una representación de tramas en lugar de un contacto que sería más ficticio que real.

A la microescala se observa una gran variedad de texturas, que reflejan tanto la variable deformación interna de estas rocas, como la intensidad y tipo de blastesis metamórfica. Las rocas de menor grado presentan un grano fino y texturas nematoblasticas y grano- lepidoblásticas microbandeadas, y las de mayor grado texturas granoblásticas, nematoblásticas y granonematoblásticas bandeadas. Las rocas más deformadas se caracterizan por el desarrollo de texturas miloníticas y blastomiloníticas, sobre las que se destacan porfiroclastos rotados.

Las anfibolitas próximas a las intrusiones tonalíticas experimentaron una importante recristalización, que da lugar a la formación de texturas granoblásticas poligonales y de agregados de anfíboles sin una orientación cristalográfica preferente. No obstante, aunque las anfibolitas han recristalizado extensivamente formando un agregado nematoblástico de grano fino, se preserva aún la elongación paralela a la foliación Sp de buena parte de los minerales. Esta relación de superposición de anfíboles post sobre sincinemáticos, es visible a escala de afloramiento, de tal forma que en algunos puntos parece existir una relativa gradación entre unos y otros lo que sugiere una historia intrusiva continuada en relación con la deformación regional

Desde un punto de vista petrográfico, las rocas de esta unidad pueden ser clasificadas en tres tipos: anfibolitas hornbléndicas, anfibolitas epidóticas y esquistos anfibólicos. Las asociaciones minerales sin-pico térmico observadas en cada tipo son, respectivamente: hornblenda, plagioclasa, cuarzo y esfena;

hornblenda, plagioclasa (albita), epidota y esfena; y hornblenda, actinolita, clorita, albita, epidota, esfena y cuarzo. Como minerales accesorios aparecen en todas ellas ilmenita, magnetita, zircón y opacos, y como retrógrados secundarios se observa clorita rica en Fe, mica blanca, sericita, feldespato-K, minerales arcillosos y óxidos Fe-Ti. La aparición de relictos de plagioclasas zonadas en forma de porfiroclastos y de clinopiroxeno en el núcleo de escasos nematoblastos de hornblenda, sugiere que estas rocas se formaron, principalmente, a partir de la hidratación y metamorfismo de rocas básicas.

Las anfibolitas hornbléndicas se caracterizan por una asociación sin-Sp compuesta por hornblenda y plagioclasa, típica de la facies anfibolítica, que a menudo permanece preservada en el interior de lentejones alargados más competentes, rodeados por rocas de menor grado metamórfico muy deformadas. La foliación en estos lentejones es subparalela a la esquistosidad Sp de las rocas más deformadas que los rodean, en el afloramiento. La composición de la plagioclasa oscila entre labradorita y andesina, y los anfíboles son de composición pargasítica a tschermarquítica.

Los esquistos anfibólicos se caracterizan por la coexistencia de actinolita y clorita. En estas rocas, tanto la foliación Sp como la lineación Lp, están definidas por el alineamiento de la actinolita y las láminas de clorita. La coexistencia de actinolita con albita, epidota y clorita, indica condiciones metamórficas propias de la parte de mayor temperatura de la facies de los esquistos verdes. Estos esquistos suelen caracterizar las bandas anastomosadas más deformadas que rodean lentejones de metabasitas de mayor grado, lo que indica una formación controlada por la deformación a partir de la hidratación retrógrada de las anfibolitas.

Las anfibolitas epidóticas se caracterizan por una asociación mineral compuesta por hornblenda, plagioclasa (o albita) y epidota, diagnóstica de la parte de menor presión de la facies de las anfibolitas epidóticas. Estas rocas son las predominantes en el sector del Complejo Duarte, situado entre el Alto

de los Mogotes y la Loma El Alto De Guazaro en la hoja contigua de Arroyo Caña. La plagioclasa suele estar parcial o totalmente reemplazada a un agregado de epidota, albita y cuarzo, microcristalino, que da lugar a su opacidad óptica.

El carácter retrógrado de la deformación también se deduce en las rocas más deformadas, a partir de la superposición subparalela sobre las fábricas de mayor grado de otras de menor grado. En estas rocas más deformadas el agregado mineral define corrientemente una fábrica milonítica S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984), en la que la estabilidad de la hornblenda y la plagioclasa en las superficies S y C indica un cizallamiento dúctil inicialmente en condiciones de la facies anfibolítica. La retrogradación a la facies de los esquistos verdes, está registrada en el microboudinage de la hornblenda, que experimenta una parcial recristalización, el relleno de los *pull-aparts* de actinolita y clorita, abiertos a alto ángulo respecto a la Lp, y con la formación de venas y grietas de extensión, variablemente rotadas y paralelizadas con la Sp, rellenas de clorita, epidota, albita, cuarzo y feldespatos-K.

En un estadio avanzado de su evolución, la fábrica Sp aparece modificada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional (ECC, Platt y Vissers, 1980), que pliega a las micas y ondula a los anfíboles. Asociadamente a los planos C se observa la inestabilidad de la hornblenda, la formación de pequeños lepidoblastos paralelos de clorita y sericita, y la acumulación de óxidos de Fe-Ti, indicando un estadio del cizallamiento en condiciones de estabilidad de la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes.

Las anfibolitas próximas a las intrusiones tonalíticas experimentaron la superposición de una blastesis térmica de contacto, que da lugar a una modificación textural y mineral de las rocas. Las texturas formadas en el agregado mineral son de tipo principalmente granoblásticas y nematoblásticas de grano fino, con una pérdida general en la definición de la esquistosidad, aunque ésta es aún reconocible a partir de la elongación paralela a la Sp de los

granos. Durante la recristalización se forman también poiquiloblastos de anfíbol, ricos en inclusiones de ilmenita y opacos, que engloban a la hornblenda-actinolita de la matriz y, en ocasiones, están acompañados por una pseudocorona de biotita. La exolución de óxidos de Fe-Ti que acompaña a la formación de los nuevos anfíboles, sugiere su estabilidad a condiciones de menor presión. En las zonas más próximas al contacto intrusivo, las asociaciones minerales están constituidas por hornblenda, plagioclasa, esfena e ilmenita, por lo que llegan a alcanzar las condiciones de menor temperatura de la facies de las anfibolitas de baja-P, dada la ausencia de epidota.

### **2.1.2 Cretácico Inferior**

2.1.2.1 Complejo Duarte (4). Rocas volcánicas ultramáficas - máficas, predominancia de ultramafitas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.

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 anfibolitas 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 metamorfizadas, 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 magnésiana 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 reológico 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.

2.1.2.2 Complejo Duarte (5). Rocas volcánicas máficas- ultramáficas, predominancia de basalto, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.

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 y 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 superpuesta 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.

2.1.2.3 Fm. Arroyo Jigüey (6). Rocas volcánicas masivas de carácter intermedia - ácido, localmente capas de tobas ácidas, cherts y calizas. Cretácico Inferior.

Según se ha expuesto anteriormente, en este apartado se describirá 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. Tireo 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 Río Blanco, o en las proximidades de la Loma de Masipedrito, 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 de Maspedito, 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. Tíreo.

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 relleno de 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).

2.1.2.4 Fm. Arroyo Jigüey (7). Rocas volcánicas masivas, de carácter básico-intermedio-ácido, indiferenciadas, con capas de cherts y caliza. Cretácico Inferior.

Como se ha mencionado anteriormente, esta unidad forma el cuerpo fundamental de la Formación Tireo 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 como 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.

2.1.2.5 Fm. Arroyo Jigüey (8). Rocas volcánicas masivas, básicas intermedias-acidas indiferenciadas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.

Como se ha mencionado anteriormente, esta unidad forma el cuerpo fundamental de la Formación Tireo 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.

### 2.1.2.6 Fm. Arroyo Jigüey (9). Lavas basálticas. Cretácico Inferior.

Los afloramientos de esta unidad que ocupaban extensas áreas en la vecina Hoja Gajo de Monte, aquí están reducidos a pequeños asomos aislados, entre los que cabe señalar: Pinar Bonito, Los Mananguises, El Morrote, y el afloramiento (algo más extenso) del Firme del Alto de Arroyo Yayas.

Según se ha comprobado en la Hoja situada al Oeste (Gajo de Monte) se observa que hacia el NO aumenta la proporción de coladas intercaladas entre las rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo, siendo éstas más abundantes en el sector del Pico Duarte, fuera del área estudiada (Lewis et al. 1991).

Sin embargo, en esta Hoja apenas están representadas y se circunscriben fundamentalmente al tramo inferior de la Formación. No obstante, hay que mencionar que pueden existir diversas intercalaciones lávicas de este tipo entre la unidad de tobas y rocas volcanoclásticas (6) y que no se hayan señalado debido a la dificultad que entraña, dado su parecido y falta de buenos cortes naturales.

Desde un punto de vista composicional se han muestreado rocas de tipo andesítico y basáltico. En muestra de mano suelen presentar colores grises, (con diversas tonalidades, desde gris-claro a gris oscuro, según que en su composición aparezcan un mayor número de minerales máficos. Mayoritariamente se trata de rocas afaníticas, con un cierto grado de alteración superficial, llegando a observarse rellenos de minerales secundarios como ceolitas y carbonatos. En el caso concreto de los afloramientos del sector SE (próximos a El Morrote y Presa de Río Blanco), aparecen además silicificaciones. Sin embargo, el afloramiento de los Mananguises se trata de una roca relativamente fresca, muy afanítica, de color gris claro, asimilable a una andesita-basáltica o a un "leucobasalto". Este afloramiento tiene una extensión muy reducida y puede corresponder bien a una colada o a un cuerpo intrusivo ya que

la espesa vegetación impide observar las relaciones de contacto con la unidad de tobas y rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo.

En los afloramientos cartografiados en el sector SE (El Morrote y el que aparece junto al muro de la Presa de Río Blanco) se han observado muchos procesos de silicificaciones que enmascaran la naturaleza original de la roca. Así en el caso del afloramiento próximo a El Morrote, en el límite con la Hoja de Bonaó, podría clasificarse como una andesita. Se trata de una roca muy vesicular con muchos rellenos de carbonatos y afectada por procesos de silicificaciones. A lo largo de esta zona se han observado indicios minerales y también signos de labores de investigación efectuados por Minera Hispaniola.

Junto al estribo norte de la presa de Río Blanco se observan unas rocas grises masivas que recuerdan a traquiandesitas y/o dacitas, sin embargo, en lámina delgada se comprueba que se trata de rocas algo más básicas, probablemente andesitas que han sufrido intensos procesos de silicificación, motivo por el cual se han asignado a esta unidad.

2.1.2.7 Fm. Arroyo Jigüey (10). Rocas volcánicas masivas, intermedias - ácidas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.

Según se ha expuesto anteriormente, en este apartado se describirá 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 cherts 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 relleno de 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).

2.1.2.8 Complejo Río Verde (11). Anfibolitas y esquistos anfibólicos, generalmente miloníticos. Cretácico Inferior.

Las anfibolitas del Complejo Río Verde afloran exclusivamente en el sector SE de la Hoja donde forman un cuerpo alargado, de menos de un kilómetro de espesor que se sitúa estructuralmente por encima del conjunto esquistoso descrito en apartados precedentes. En su sector NO este cuerpo llega a estar

parcialmente en contacto, mediante fallas subverticales, con la lámina peridotítica septentrional, mientras que hacia el SE sobre ella aflora la unidad de metagabros y metabasaltos que representan los niveles estructuralmente más altos del complejo. Descontando la deformación frágil reciente, se puede decir que el contacto entre las anfibolitas y los esquistos infrayacentes, es gradual, aunque rápido y en él intervienen dos factores fundamentales, el incremento de la deformación y el metamorfismo y el control litológico ejercido por las variaciones composicionales del protolito. Así, dentro de la unidad de anfibolitas es frecuente encontrar niveles más félsicos que, como se explicó para el caso de los esquistos, deben corresponder en origen a términos volcanoclásticos más ácidos o a intercalaciones sedimentarias.

A escala de afloramiento, las anfibolitas presentan un característico color gris oscuro y aspecto masivo, aunque en detalle siempre es posible reconocer la fábrica plano-linear (Sp- Lp) que está definida por un bandeo milimétrico de capas verdes oscuras ricas en anfíbol, alternantes en mayor o menor medida con lentejones claros muy aplastados ricos en plagioclasa y cuarzo. La lineación mineral contenida en el plano de foliación esta definida por la orientación de los nematoblastos de anfíbol y el alineamiento de las colas de recristalización de porfiroclastos. Como en el resto de las unidades, la fábrica presenta buzamientos acusados al E/NE y la lineación, inmersiones suaves hacia el E, SE y SSE.

A la microescala, las anfibolitas presentan texturas nematoblásticas y grano-nematoblásticas bandeadas, de carácter blastomilonítico. El bandeo que define macroscópicamente la Sp está microtexturalmente definido por niveles alternativamente ricos en anfíbol, epidota, plagioclasa o cuarzo. Frecuentemente, el agregado mineral define una fábrica milonítica S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984), variablemente modificada por recristalización, en la que la estabilidad del anfíbol y la plagioclasa en las superficies S y C indica un cizallamiento dúctil a temperaturas medias. Los nematoblastos que definen la

Lp se corresponden con una hornblenda verde-azul, que puede incluir agregados radiales de actinolitas. La asociación mineral indicativa del pico térmico en la unidad está compuesta por hornblenda, actinolita, epidota/clinozoisita, albita, clorita, mica blanca y cuarzo, con ilmenita, magnetita, zircón, esfena, carbonatos, monazita y opacos indiferenciados como accesorios. Las máximas condiciones metamórficas alcanzadas en las rocas de la unidad son las de la parte de mayor temperatura de la facies de los esquistos verdes de baja-P.

En un estadio avanzado de su evolución, la fábrica Sp aparece modificada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional (ECC, Platt y Vissers, 1980), espaciada y generalmente desarrollando una única familia, que pliega a las micas y ondula a los anfíboles. Asociadamente a los planos C se observa la inestabilidad de la hornblenda, la formación de pequeños lepidoblastos paralelos de clorita y sericita, y la acumulación de óxidos de Fe-Ti, lo que establece su carácter retrógrado. La retrogradación se registra también con el microboudinage de la hornblenda, con relleno de actinolita y clorita en los pull-aparts abiertos a alto ángulo con la Lp, y con la formación de venas y grietas de extensión, variablemente rotadas y paralelizadas con la Sp, rellenas de clorita, epidota, cuarzo y feldespatos-K.

2.1.2.9 Complejo Río Verde (12). Esquistos máficos con intercalaciones de esquistos pelíticos, cuarzoesquistos y metacherts. Cretácico inferior.

Esta unidad aflora en el sector SE de la Hoja con una dirección NNO-SSE ligeramente oblicua a las fallas que forman los límites externos del complejo de tal forma que una parte, de la misma aparece en continuidad estructural con la unidad anteriormente descrita, pero otra parte, la que va desde Hato Viejo al límite meridional de la Hoja, se pone en contacto por falla con los basaltos de la formación Siete Cabezas, omitiendo sus términos basales. Es en esta zona de los alrededores de Hato Viejo donde se pueden realizar las mejores observaciones de la unidad en arroyos y caminos vecinales. Además, en el

sector centro- occidental del complejo se ha cartografiado otra banda de esquistos adosada a la lámina septentrional de peridotitas, que también se ha incluido en esta unidad. Esta banda se identifica bien en la carretera de Río Verde a Peralvillo y en las lomas al norte de Camarón.

Esta unidad consiste mayoritariamente en esquistos máficos clorítico-epidótico-actinolíticos, de grano fino a medio, generalmente con características filonítico-miloníticas, entre los que reconocen frecuentes intercalaciones más félsicas, sobretudo cuarzoesquistos y micaesquistos, así como esquistos pelíticos y metacherts. Así pues, el protolito de estas rocas debe corresponder a un conjunto mixto en el debían coexistir, posiblemente, coladas basálticas, términos volcanoclásticos de diferente composición y aportes esporádicos de niveles sedimentarios o volcanosedimentarios. A la mesoescala, la unidad presenta el desarrollo sistemático de una fábrica planar, Sp, definida por una alternancia milimétrica de

niveles verdes ricos en anfíboles y lentejones aplastados claros de composición cuarzo- plagioclásica. Hacia los niveles estructuralmente más altos, especialmente cerca del contacto con la unidad suprayacente, suele ser común la presencia de una lineación mineral contenida en el plano de foliación, definida por la elongación paralela de los anfíboles y el estiramiento de agregados de cuarzo, dando lugar a la aparición de fábricas plano-lineares (Sp-Lp). La fábrica tiene, como en el resto del complejo, un buzamiento hacia el E-NE, generalmente superior a los 50°, y la lineación, moderados ángulos de inmersión casi siempre hacia el SE

A la microescala, los esquistos presentan texturas granoblásticas y nematoblásticas, tendentes a microbandeadas en rocas relativamente poco deformadas, que tienden a ser porfiroclásticas y miloníticas, en las rocas con una alta deformación por cizalla simple. El microbandeado está definido por dominios compuestos por actinolita, clorita, epidota y, menos abundante, esfena, y dominios ovoides formados por albita, cuarzo y calcita. En algunas rocas se

conservan minerales ferromagnesianos relictos ígneos, tales como olivino y clinopiroxeno, que texturalmente forman porfiroclastos variablemente pseudomorfizados a epidota, esfena y opacos. En dichos porfiroclastos, las sombras de presión son asimétricas y están rellenas por clorita y actinolita. La asociación mineral sin-Sp es la indicativa de condiciones metamórficas de la facies de esquistos verdes para el pico térmico en estos niveles estructurales y está constituida por los siguientes minerales principales: actinolita, clorita, albita, epidota/clinozoisita, mica blanca, cuarzo y, en ocasiones, hornblenda verde. Como minerales accesorios, aparece zircón, ilmenita, magnetita, esfena, apatito y opacos indiferenciados. Las alteraciones secundarias reconocidas son la epidotización y cloritización de ferromagnesianos relictos, sericitización de plagioclasas y mica blanca y formación de carbonatos, frecuentemente relleno de venas discordantes tardías.

Hacia los niveles estructurales altos de la unidad, la fábrica Sp tiende a ser protomilonítica y milonítica S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984), estando acompañada por un intenso boudinage asimétrico y plegamiento intrafoliar, visibles tanto a escala de afloramiento como a la microescala. La asimetría de los indicadores cinemáticos en estas fábricas miloníticas, tales como shear bands, pliegues de pequeña escala intrafoliares y sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos, establecen un movimiento de techo hacia el E/N, paralelo a la dirección de estiramiento mesoscópica. En los niveles de metachert intercalados, la Sp está definida por ribbons policristalinos de cuarzo, recristalizado mediante mecanismos de rotación de subgranos, la disposición paralela de agregados de mica blanca y marrón de grano muy fino, sombras de presión en torno a porfiroclastos de epidota y albita, e hiladas de opacos.

#### 2.1.2.10. Complejo Río Verde (13). Esquistos máficos de Hato Viejo. Cretácico inferior.

La geometría de afloramiento que presenta esta unidad es lentejonar a modo de gran intercalación, dentro del conjunto esquistoso anteriormente descrito. La individualización cartográfica respecto de éste se debe a que conforma un tramo homogéneo de esquistos máficos, sin intercalaciones félsicas ni metasedimentarias de importancia, que se caracteriza por sus tonalidades claras verde grisáceas y un tamaño de grano muy fino lo que le confiere un aspecto ligeramente más masivo. A este aspecto contribuye el hecho de que la fábrica plano-linear, pese a ser muy penetrativa, marcadamente no-coaxial y con un mayor grado de deformación retrógrada superpuesta durante el cizallamiento, sea menos perceptible a la mesoescala. Por lo demás los esquistos máficos de Hato Viejo son similares a los del conjunto esquistoso principal y como éstos deben corresponder, posiblemente, a un protolito de coladas basálticas que en este caso alcanza un espesor (estructural) notable, superior a los 1000 m. Los mejores afloramientos de esta unidad se dan al SE de Hato Viejo, en diversos arroyos que la disectan transversalmente.

A la microescala, los esquistos máficos de Hato Viejo presentan texturas filoníticas y miloníticas, con abundantes porfiroclastos de epidota, albita y, muy ocasionalmente, piroxenos ígneos relictos. La foliación está definida por la orientación paralela de un agregado de grano muy fino de actinolita, clorita y mica blanca; la lineación de estiramiento por nematoblastos de actinolita frecuentemente microboudinados y las sombras de presión asimétricas en torno a los porfiroclastos. En estas rocas, contribuye en la definición de la foliación la presencia intercalada de multitud de venas claras, ricas en epidota, de espesor milimétrico, plegadas intrafoliarmente durante la deformación por cizalla simple y fuertemente boudinadas paralelamente a la Sp.

La asociación mineral estable en la foliación Sp es indicativa de unas condiciones para el pico térmico metamórfico en condiciones de la facies de los esquistos

verdes de menor-P, estando constituida por actinolita, clorita, albita, epidota/clinozoisita, mica blanca y cuarzo. Sin embargo, la evolución post-pico térmico de la fábrica Sp está tipificada por la superposición sub-paralela de asociaciones minerales de menor temperatura, sobre las del pico térmico, indicando un carácter retrógrado para parte de la deformación que genera la Sp. Esta retrogradación origina la formación de una matriz tectónica sericítico-clorítica de grano muy fino, microcristalina, poligonización de albitas, deformación interna y recristalización menor de la mica blanca, y recristalización de la epidota a un agregado de pequeños granos. Como minerales accesorios, aparecen en estas rocas zircón, ilmenita, magnetita, esfena, apatito y opacos indiferenciados.

2.1.2.11. Complejo Río Verde (14). Metagabros, metabasaltos y metadiabasas, generalmente miloníticos. Cretácico inferior.

Pese a presentar la misma facies anfibolítica que la unidad infrayacente y en muchos casos un aspecto similar, esta unidad se ha separado de la anterior fundamentalmente por la abundancia de términos (meta)gabroides y (meta) diabásicos que, en contraste con el resto de las unidades, dan un acusado resalte morfológico y permiten individualizar un cuerpo de geometría lentejona adyacente a la lámina peridotítica septentrional. Esta unidad como la anterior, tiene excelentes puntos de observación a lo largo del río Guanuma, concretamente en las proximidades de la localidad de Ledesma, así como en la cañada con este mismo nombre. Litológicamente está compuesta por metagabros, metabasaltos y metadiabasas, intensamente deformados por el cizallamiento dúctil y, en general, completamente transformados textural y mineralógicamente como consecuencia del metamorfismo sincinemático. No obstante, las texturas intersectales del protolito ígneo aparecen localmente preservadas, sobre todo en los metagabros y metadiabasas, y consisten en plagioclasas tabulares entrecruzadas que albergan olivinos y clinopiroxenos. Estos minerales aparecen completamente reemplazados de forma

pseudomórfica por minerales metamórficos, tales como saussurita, clorita, actinolita-hornblenda, y epidota, que también pueden rellenar delgadas venas discordantes. Las fábricas plano-lineares se desarrollan preferentemente en los términos metabasálticos que aparecen transformadas a anfibolitas.

Microscópicamente, las rocas presentan texturas granoblásticas-nematoblásticas inequigranulares y, en las rocas más deformadas, miloníticas-blastomiloníticas. La foliación Sp está definida por la elongación de anfíboles dispuestos paralelamente, niveles ricos en epidota y plagioclasa, ribbons alargados de cuarzo, agregados elipsoidales de mica blanca e hiladas de ilmenita. En algunas rocas microbandedas la Sp está definida por una alternancia de niveles lentejonares ricos en mica blanca y plagioclasa, inmersos en un agregado de clorita, actinolita y epidota de grano fino. El anfíbol suele ser una hornblenda verde-azul que define una lineación mineral.

Frecuentemente, la Sp consiste en una fábrica milonítica retrógrada S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984). En dicha fábrica se observan porfiroclastos de hornblenda y epidota con *pull-aparts* rellenos de actinolita, clorita, albita y opacos, que denotan el carácter retrógrado de la milonitización. En algunas rocas se superpone una ECC en cuyos planos se acumula el material insoluble y crecen sericitas. La asimetría de la fábrica está definida por la presencia de micas en los planos S y C, las sombras de presión en torno a porfiroclastos y la oblicuidad en la fábrica interna en agregados de cuarzo policristalinos. Se observan también venas plegadas y asimétricamente *boudinadas* sincinemáticamente con el cizallamiento, rellenas de clorita, albita, calcita y mica blanca.

Las asociaciones minerales presentes en estas rocas son indicativas de condiciones para el pico térmico del metamorfismo propias de la facies de las anfibolitas epidóticas en su parte de menor-P (sin granate), estando compuestas por hornblenda, oligoclasa, epidota/clinozoisita, mica blanca, esfena y cuarzo. En los niveles estructuralmente más altos de la unidad, se



observan localmente asociaciones con clinopiroxeno, hornblenda y plagioclasa, estables en la parte de mayor temperatura de la facies de las anfibolitas de baja-P. Como minerales accesorios se observa zircón, ilmenita, magnetita, apatito, monacita, calcita y opacos. La retrogradación sin-cinemática a la facies de los esquistos verdes está registrada con la formación de albita, clorita, actinolita y epidota. Algunas grietas de extensión presentan un relleno de minerales retrógrados compuestos por clorita, albita, moscovita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti. Las alteraciones secundarias producen una sericitación de plagioclasas y micas blancas, cloritización de anfíboles y segregación de óxidos de Fe-Ti.

#### 2.1.2.12. Fm. Río Duey (15). Rocas Piroclásticas y tufitas de carácter intermedio - ácido, con metamorfismo de contacto. Cretácico inferior.

Este conjunto litológico es el constituyente mayoritario del Complejo Duarte en la Hoja, siempre y cuando se trate de zonas que estén relativamente alejadas de las intrusiones de tonalitas foliadas. Litológicamente, se trata de un conjunto de esquistos albítico-cloríticos, esquistos albítico-epidótico-actinolíticos y anfibolitas 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-lineal (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 metamorfizadas, 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.

La deformación dúctil causante de la fábrica principal Sp en los esquistos máficos, presenta un carácter no-coaxial. Dicho carácter se deduce a partir de la existencia, en las rocas más deformadas, de fábricas compuestas por dos familias de planos S y C (Passchier y Trouw, 1996)- en los que son texturalmente estables el anfíbol, la epidota y la plagioclasa. Dicho carácter no-coaxial de la deformación se evidencia también a partir de la presencia de venas de extensión rellenas de calcita+cuarzo, cizalladas y *aboudinadas* de forma asimétrica, paralelamente a la lineación de estiramiento Lp, así como por la existencia de una fábrica oblicua interna en agregados policristalinos de cuarzo (*ribbons*). La asimetría de estas fábricas internas en el cuarzo, de las microestructuras S-C y de las sombras de presión en torno a porfiroclastos, suele indicar un sentido de

cizallamiento de techo hacia el NE. Hacia el SO, es decir, descendiendo en la secuencia tectonometamórfica, las microestructuras se caracterizan, en cambio, por una débil deformación intracristalina o un importante *annealing* relacionado con una mayor temperatura durante el pico térmico en estos niveles estructurales. Sin embargo, en estas rocas se observa una marcada elongación de los ribbons de cuarzo recristalizados y la orientación preferente asimétrica de los nematoblastos de anfíbol.

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 magnésiana 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.

En las inmediaciones de la localidad de Pino Herrado se ha comprobado, en afloramientos puntuales sin entidad cartográfica, la presencia de esquistos pelíticos y micaesquistos de tonos marrón claro y característico aspecto satinado, que ya fueron citados por Boisseau (1987). Sin embargo, no se ha podido constatar, ni de visu ni en lámina delgada, el contenido en distena observado por este autor.

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.

2.1.2.13. Fm. Río Duey (16). Rocas piroclásticas y tufitas de carácter intermedio-ácido. Cretácico inferior.

Como se ha señalado, la Fm. Río Duey, se compone de rocas volcánicas, predominantemente volcanoclásticas, de quimismo ácido hacia el techo de la serie; cuerpos intrusivos, plutónicos y subvolcánicos con un quimismo que evoluciona de forma análoga a la del volcanismo, y varios niveles de rocas sedimentarias intercalados. La falta de horizontes guía, la dificultad de accesos e incluso la inaccesibilidad de numerosos lugares, y una estructura compleja, así como la falta de antecedentes en estudios publicados en esta Formación, para los objetivos de estudio y cartográficos de esta escala, han hecho que se agrupe en un término amplio en la cartografía, un conjunto de litologías, descritas en este epígrafe, diferenciando en los sitios donde han sido vistas determinadas litologías, que se describen en epígrafes sucesivos.

Las litologías más frecuentes en esta formación son:

- Tobas finas y groseras, estratificadas en capas desde unos milímetros hasta varios centímetros.

- Tobas de lapilli, de color gris-verdoso, con fragmentos líticos, fragmentos vítreos y cristales, en una matriz de grano fino. Los fragmentos son del orden de 1 cm., pero pueden algunos fragmentos de rocas llegar a 5 cm.
- Cuarzoqueratófidos, se presentan generalmente en forma de pitones, son de color claro y presentan abundante cuarzo, este cuarzo se presenta en forma de cristales o con formas subredondeadas.
- Andesitas y productos aglomeráticos de composición andesítica. Presentan abundantes amígdalas rellenas de calcita y clorita. Estas andesitas presentan abundantes cristales de clinopiroxenos.
- Términos sedimentarios, son frecuentes intercalados entre los materiales volcánicos. Pueden ser calizas de plataforma, con arenas y limolitas (Miembro Calizas de Constanza y Serie de Río Blanco). Cherts y limolitas de fondos marinos, y calizas pelágicas.

#### 2.1.2.14. Tonalita (17). Cretácico 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 en las Hojas Geológicas: Villa Altagracia, Arroyo Caña, Bonao y en la de 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 a lo largo de la autopista Duarte y también en los caminos a Duey y los Aguacates, 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 peritítico y más alotriomorfo, con disposición frecuentemente intersticial. En algunas rocas se trata de un mineral accesorio. La secuencia de cristalización probablemente se inicio 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. Ocasionalmente se reconoce una fábrica magmática definida por la alternancia de niveles ricos en plagioclasa y hornblenda, así como una lineación mineral definida por la orientación de nematoblastos de hornblenda y la elongación del agregado cuarzo-plagioclásico.

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 subsólidos 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. Algunos anfíboles también aparecen parcialmente pseudomorfizados a clorita y epidota

La geoquímica de estas rocas se discute en el apartado 2.2.7. 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. Sin embargo, como se ha explicado anteriormente, las relaciones microestructurales de la fábrica y el metamorfismo tanto en las tonalitas como en el encajante parecen indicar más bien un emplazamiento sincinemático a modo de “intrusión forzada”. 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. Las dataciones radiométricas de tonalitas foliadas obtenidas en el contexto de este proyecto han arrojado edades de  $89,8 \pm 0,4$ Ma por el método U/Pb y de  $84,6 \pm 1,5$ Ma por el método Ar/Ar, es decir, Cretácico superior. Estas dataciones son a su vez muy similares a las obtenidas en las tonalitas no foliadas y en conjunto están en desacuerdo con las evidencias cartográficas



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 parecen indicar el Cretácico inferior como el intervalo más probable para el emplazamiento de las tonalitas foliadas.

### **2.1.3 Cretácico superior**

2.1.3.1. Formación Siete Cabezas (18). Basaltos afaníticos masivos y diabasas con esporádicos niveles volcanoclásticos y cherts. ¿Cretácico superior-Paleoceno inferior?

En la Hoja de Villa Altagracia esta unidad cartográfica conforma la práctica totalidad de la superficie aflorante de la Formación Siete Cabezas. Pese a su gran extensión no hay demasiados puntos de observación de la misma con un grado aceptable de calidad. Algunos de éstos son la carretera de acceso a Hato Viejo, el camino que une esta última localidad con Río Verde, los cauces de los ríos Higüero e Isabela, así como algunos arroyos que surcan tanto la vertiente septentrional como meridional de la Loma Siete Picos o Siete Cabezas de la que toma su nombre. 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.

2.1.3.2. Formación Siete Cabezas (19). Tobas cineríticas bien estratificadas y basaltos. Cretácico superior.

Este tramo cartográfico está en continuidad con la banda de rocas epiclásticas que desde unos 5km al Norte de Santo Domingo discurre, subparalela al margen SO de la Formación, hasta las proximidades de la localidad de Villa Altagracia. Estas rocas epiclásticas tienen una buena exposición en el Arroyo Bermejo, contigua a la Hoja Geológica Los Alcarrizos (6171-I), a escala 1:50,000, donde consisten en una alternancia de brechas, tobas-lapilli y tobas cineríticas entre la que se intercalan niveles masivos de cherts. Las tobas cineríticas son de tonos oscuros y forman tramos métricos y decimétricos tanto masivos como finamente laminados. En estos términos son comunes las estructuras sedimentarias como la estratificación planar o la lenticular a pequeña escala. Los componentes clásticos son angulares e incluyen fragmentos de vidrio volcánico, piroxenos, feldespatos y clorita. Los cherts contienen fauna de radiolarios a partir de la cual Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) realizaron una de las dataciones diagnósticas mencionadas en párrafos precedentes.

En la parte correspondiente de la Hoja de Villa Altagracia, este tramo cartográfico tiene características un tanto diferentes a las descritas del Arroyo Bermejo puesto que, si bien las tobas cineríticas masivas o bien estratificadas siguen estando presentes, éstas alternan con niveles de distinta potencia de lavas espilíticas y pillow-lavas. Además, no hay niveles de chert y las diabasas vuelven a ser frecuentes dentro de los términos basálticos. Las tobas cineríticas afloran bien en la cuneta oriental de la autopista Duarte al sur del desvío hacia Higüero y en la subida al depósito de agua de la localidad de Villa Altagracia, uno de los escasos puntos en toda la Hoja donde se ha podido observar con claridad un plano de estratificación en esta formación, con una dirección  $140^{\circ}$  y buzamiento de  $42^{\circ}$  al SO.

En las tobas cineríticas de la autopista Duarte, cerca de la entrada de Higüero, se ha observado la presencia de un dique de unos 2m de espesor de pórfido feldespático cuya relación genética con el encajante es desconocida. Esta roca tiene una textura holocristalina, inequigranular subidiomorfa y porfídica, en la que se reconocen fenocristales de plagioclasa y microfenocristales de cuarzo envueltos en una matriz microcristalina formada por un intercrecimiento de cuarzo+feldespato potásico, todo ello muy alterado a un agregado formado por apatito, óxidos de Fe y Ti, epidota, moscovita y clorita.

#### 2.1.3.3. Fm Siete Cabezas (20). Basaltos y esquistos máficos. Cretácico Superior.

Constituye otro de los conjuntos característicos del sector suroriental de la Cordillera Central, configurando una banda de orientación NO-SE que aflora al sureste de Piedras Blancas con una anchura de hasta 10 km, estrechándose hasta desaparecer en el ámbito de la Hoja. En ella, da lugar a la destacada alineación montañosa de la loma de Los Mameyes, aflorando con calidad deficiente al estar afectada frecuentemente por una intensa argilización. Las mejores observaciones, de carácter puntual, en cualquier caso, pueden efectuarse en las pistas del paraje de Rincón, donde la unidad aparece como una sucesión de basaltos entre los que se intercalan niveles de espesor variable de esquistos correspondientes a un protolito volcanoclástico.

Pese a su considerable extensión en la cordillera, se observa una cierta escasez de trabajos relativos a ella, tanto por su monotonía litológica, como por su elevado grado de alteración y su difícil accesibilidad, tanto por sus pronunciados desniveles como por su frondosa cubierta vegetal. Entre ellos cabe señalar las referencias iniciales de Koschmann y Gordon (1950), que la definieron como “upper sedimentary tuff”. En cualquier caso, su primera cartografía fue obra de Bowin (1960), quien además caracterizó sus principales litologías. Posteriormente, las tesis doctorales de Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) coinciden en interpretarla como parte de su “conjunto ofiolítico”, junto con

la Fm Peralvillo (Bowin, 1960) y la Peridotita de Loma Caribe. En estudios recientes, Escuder Viruete *et al.* (2010) correlacionan la Fm Siete Cabezas con las unidades ligadas al estadio magmático de intraplaca del Cretácico Superior.

Se encuentra limitada por sendos accidentes tectónicos de dirección NO-SE, que la ponen en contacto con la Peridotita de Loma Caribe, al noreste, y el Complejo Duarte, al suroeste, en este caso fuera de los límites de la Hoja. En cuanto a su relación original con otras unidades de la región, se considera discordante sobre el Complejo Duarte y posiblemente también sobre el Complejo Río Verde (Hernaiz y Draper, 2000), idea apoyada por su atribución al Cretácico Superior. Es preciso indicar que en la cartografía de la Hoja a escala 1:50.000 de Los Alcarrizos (6171-I), los términos volcanoclásticos de la Fm Siete Cabezas original de Bowin (1966) han sido asignados a la Fm Tireo en base a las similitudes de ciertas litologías y a la equivalencia cronológica de ambas formaciones. Sea como fuere, las Fms. Siete Cabezas y Tireo, cartografiadas inicialmente por Bowin (1966), están separadas por el Complejo Duarte, con el que mantienen claros contactos por falla o sistemas de fallas y, en cualquier caso, los términos volcanoclásticos de las dos formaciones son completamente diferentes, indicando procedencias distintas (Hernaiz y Draper, 2000).

La litología típica de la Fm Siete Cabezas consiste en lavas basálticas afaníticas de carácter masivo, aunque localmente también se reconocen *pillow*-lavas de tono verde a gris oscuro, junto con proporciones variables de intrusiones diabásicas. Pese a la uniformidad que se observa en muestras de mano, petrográficamente se aprecian diferencias texturales, con tipos vítreos a holocristalinos. Generalmente, las *pillow*-lavas contienen algunos microfenocristales de clinopiroxeno euhedrales a anhedrales, agrupados frecuentemente en texturas micro-glomeroporfídicas. La matriz es de grano muy fino y algunas lavas muestran textura intersertal. En las lavas holovítreas y vitroporfídicas la matriz es de color marrón y frecuentemente esferulítica. Las texturas de tipo perlítico son típicas en lavas holovítreas, mientras que en los

tipos holocristalinos las texturas variolíticas son comunes, variando 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.

Las diabasas corresponden a tipos holocristalinos de grano medio, con texturas ofíticas e intergranulares, siendo sus principales componentes plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro. Aparentemente, estas rocas se distribuyen de forma regular por toda la formación en asociación con los términos lávicos, interpretándose como centros de los flujos de lavas, o como *sills* intruyendo en éstos. A tenor de la escasa variedad en la composición geoquímica de las rocas de la Fm Siete Cabezas, las diferencias texturales descritas corresponden a los procesos de enfriamiento propios de estas rocas más que a marcadas variaciones composicionales de los magmas de origen.

Los términos volcanoclásticos corresponden a tobas cineríticas oscuras bien estratificadas agrupadas en niveles de orden decimétrico a métrico, de aspecto esquitosado, correspondiendo a las facies más distales de depósitos relacionados con erupciones freatomagmáticas.

La Fm Siete Cabezas se incluye en un grupo composicional basálticoandesítico integrado por las Fms. Constanza, Peña Blanca (Escuder-Virue, 2010), y atribuidas al magmatismo de intraplaca del *plateau* oceánico caribeño. Igualmente, diversos aspectos geoquímicos señalan su similitud con los basaltos de Colombia, sugiriendo su posible relación con los procesos de creación de corteza oceánica en el Caribe a partir del ascenso de plumas astenosféricas (Kerr *et al.*, 1996, 1997). Por ello, su génesis ha sido interpretada recientemente en el marco del *plateau* oceánico Caribeño-Colombiano (Kerr *et al.*, 2002).

Además, estos procesos tienen una edad en torno a 89 Ma, compatible con la de la Fm Siete Cabezas. En este sentido, una datación radiométrica realizada por Bellon *et al.* (1985) en un cuerpo intrusivo asociado a esta unidad (Boisseau,

1987) dio una edad de  $92,2 \pm 4,6$  Ma y una determinación de Sinton *et al.* (1998) indicó 68-69 Ma; de igual forma, intercalaciones de radiolarios en la formación señalaron su pertenencia al Campaniano (Montgomery *et al.*, 1994). Todas estas edades permiten atribuir la Fm. Siete Cabezas al Cretácico Superior, si bien su correlación con el estadio magmático de intraplaca (Escuder Viruete *et al.*, 2008), invitan a acotar su edad al Campaniano- Maastrichtiano.

2.1.3.4. Fm. Tireo (21). Rocas piroclásticas de carácter básico – intermedio con lavas básicas en menor proporción. Cretácico Superior.

En la Hoja Los Alcarrizos esta unidad cartográfica conforma la práctica totalidad de la superficie aflorante de la formación Siete Cabezas. Pese a su gran extensión no hay demasiados puntos de observación de la misma con un grado aceptable de calidad. Algunos de éstos son la carretera de acceso a Hato Viejo, el camino que une esta última localidad con Río Verde, los cauces de los ríos Higüero e Isabela, así como algunos arroyos que surcan tanto la vertiente septentrional como meridional de la Loma Siete Picos o Siete Cabezas de la que toma su nombre. 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 intersectal. 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.

2.1.3.5. Fm. Tireo (22). Metapiroclásticas, básicas – intermedias, metamorfismo de contacto. Cretácico Superior.

Las rocas piroclásticas de la Fm. Constanza 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

Jarabacoa a Constanza 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 metros 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. Los depósitos por flujos piroclásticos subaéreos son escasos, posiblemente por su difícil conservación, y consisten en flujos de lapilli y cenizas, de composición máfica, compuestos por fragmentos poco vesiculados generados por frentes de flujos de lavas o colapso de la columna eruptiva.

2.1.3.6. Fm. Tireo (23). Metapiroclásticas (metamorfismo de contacto) con cizallamiento pre-intrusivo. Cretácico Superior.

Las metapiroclásticas de origen ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos micáceos resultan de la deformación dúctil sin-metamórfica de las rocas volcánicas dacíticas y riolíticas. Se trata de filitas y esquistos cuarzo-feldespáticos, de grano fino a medio y tonos blanquecinos, generalmente caracterizados por el desarrollo de una fábrica plano-linear Sp-Lp variablemente penetrativa.

2.1.3.7. Roca ultramáfica con metamorfismo de contacto (24). Cretácico Superior.

Esta unidad es, junto con las peridotitas serpentinizadas de la costa septentrional, uno de los principales conjuntos de rocas ultrabásicas representadas en La Española. Su afloramiento se produce según una alineación de dirección NO-SE que, con una longitud de unos 95 km y anchura

variable entre unas decenas de metros y varios kilómetros, discurre entre las proximidades de La Vega y Santo Domingo capital.

No obstante, diversas líneas sísmicas realizadas en la cuenca de San Pedro y el reciente mapa de anomalías aeromagnéticas de la República Dominicana (CGG, 1997), constatan la prolongación *offshore* de esta alineación. Las peridotitas de Loma Caribe tienen una especial importancia en la geología de La Española no solamente por las implicaciones geodinámicas y estructurales que conllevan sus interpretaciones sino, principalmente, por las explotaciones de ferroníquel que en las alteraciones lateríticas de esta unidad desarrolla la Falconbridge Dominicana, las cuales representan una de las principales fuentes de ingresos del país.

Son relativamente numerosas las citas bibliográficas de esta unidad, aunque la mayoría de ellas se centran en la discusión sobre su origen y modos de emplazamiento más que en descripciones petrográficas y geoquímicas. Bowin (1960,1966) fue el primero en cartografiar este *ridge* peridotítico al que consideró, dentro de su Cinturón Metamórfico Central o *Median Belt*, como un eje que separa unidades con características litológicas y estructurales diferentes. Lewis (1982 b) hizo una revisión de los posibles modos de emplazamiento de los cinturones de peridotitas y otras rocas asociadas de la isla; para el caso de la alineación peridotítica de la Cordillera Central discutió sus características “alpinas” y su posible interpretación como una ofiolita desmembrada. Para Theyer (1983), sin embargo, no hay dudas de que la peridotita de los alrededores de Loma Quemada, en la Hoja de Villa Altagracia, forma un manto ofiolítico alóctono cuya obducción se produjo hacia el Sur a finales del Oligoceno o durante el Mioceno. Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) asociaron la peridotita con las series esencialmente basálticas de las formaciones Peralvillo y Siete Cabezas, de edad Cretácico superior, en un conjunto ofiolítico cuyo emplazamiento se produciría hacia el Norte, sobre rocas de un arco isla, durante el Maastrichtiano. Draper y Lewis (1991) sugieren una interpretación similar a la

de Boisseau (1987) aunque en este caso el conjunto ofiolítico se habría formado en una cuenca retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas de la Cordillera Central. Por último, Draper et al. (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) proponen la asociación ofiolítica peridotita-Complejo Duarte y sugieren el emplazamiento hacia el Norte de la misma durante el Cretácico inferior dando lugar al desarrollo de una importante zona de cillaza en las unidades obducidas (Esquistos de Maimón). La disparidad entre las diferentes interpretaciones descritas da una idea de la complejidad estructural del *ridge* peridotítico y formaciones adyacentes.

Las variaciones de espesor estructural que presenta longitudinalmente el cinturón peridotítico y el conjunto de formaciones asociadas al mismo, son en buena parte debidas a la tectónica transcurrente que afectó a todo el ámbito de la Isla La Española, durante el Terciario Superior y que dio lugar a una fuerte fracturación con direcciones predominantes NO-SE a E-O y movimiento senestro (Mann et al 1991 b). En la hoja de Villa Altagracia esta fracturación ha dado lugar al desmembramiento del cinturón en dos bandas de dirección NO-SE, ambas limitadas por fallas subverticales, en las que la peridotita presenta una notable reducción mecánica de espesor. De hecho, la más meridional de estas bandas, está representada por cuerpos aislados de peridotita, de apenas unos metros de espesor, que afloran esporádicamente y de forma discontinua a lo largo de la falla que forma el límite con la Fm Siete Cabezas. La banda más septentrional consiste en un conjunto arrosariado de cuerpos elongados cartográficamente continuos entre sí y con espesores estructurales que oscilan entre 2km y unos centenares de metros. En este caso la peridotita limita al NE con la Fm Peralvillo Sur. Entre ambas bandas de peridotitas aflora el Complejo Río Verde (Lewis y Draper, 1995). El sistema de fallas que se acaba de describir, asociado a los límites del cinturón peridotítico se ha denominado en la literatura con el nombre de Zona de Falla de La Española (Mann et al., 1991 b).

Pese a su complejidad estructural los afloramientos de peridotita son relativamente fáciles de identificar tanto en foto aérea como en paisaje ya que dan relieves alomados en los que destaca la escasa vegetación respecto a la exuberancia de los parajes circundantes. En la hoja de Villa Altagracia los mejores afloramientos se localizan a lo largo de las carreteras que unen Hato Viejo con Yamasá y esta última localidad con Río Verde y, ya en la Hoja de Bonao, con Maimón; en La Hoja Los Alcarrizos al Noreste de Caimito Macho (Arroyo Seco). En todos estos afloramientos la peridotita se encuentra fuertemente cizallada y serpentizada presentando característicos tonos azulados y blanquecinos.

La fábrica es muy compleja y responde a varios episodios superpuestos de cizallamiento, algunos muy recientes relacionados con la tectónica de desgarres fini-terciaria/actual. Esta fuerte tectonización impide la observación de la roca original en la Hoja de Villa Altagracia que, sin embargo, aflora bien en las Hojas contiguas de Hatillo y Bonao.

#### 2.1.3.8. Metapiroxenita, hornblendita con metamorfismo de contacto (25). Cretácico Superior.

A escala de afloramiento, las anfibolitas presentan en general un aspecto más masivo y con tonos más oscuros que el de los esquistos máficos. No obstante, la fábrica planar (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) está bien definida por un bandeo milimétrico de capas verdes oscuras ricas en anfíbol, alternantes con lentejones claros muy aplastados ricos en plagioclasa y cuarzo. Contribuyen a su definición la disposición paralela de las laminas micáceas, las plagioclasas y los prismas de anfíbol. La lineación mineral contenida en el plano de foliación Sp, esta definida por la orientación de los nematoblastos de anfíbol y el alineamiento de las colas de recristalización en torno a porfiroclastos. Aunque difíciles de acceso y con mala calidad de afloramiento, la toma sistemática de datos en las zonas de contacto con las tonalitas foliadas revela el paralelismo entre la fábrica de las anfibolitas y el contorno de estos cuerpos elongados.

Esta circunstancia se ha comprobado no sólo en los márgenes alargados de estas intrusiones sino también en alguno de sus cierres, como en el caso de la terminación SE de la intrusión de La Privada, en la vecina Hoja de Arroyo Caña. Como norma, el buzamiento de la fábrica Sp en las anfibolitas suele ser elevado, superior a los 60°, así como el ángulo de inmersión de la lineación que suele estar por encima de los 50°. Conviene precisar que el límite exterior de las anfibolitas no es un límite neto, sino que esta litología va desapareciendo progresivamente, aunque en algunos casos con cierta brusquedad, a medida que uno se aleja del contacto con las tonalitas. Por esta razón en el mapa geológico se ha optado por utilizar para esta unidad una representación de tramas en lugar de un contacto que sería más ficticio que real.

A la microescala se observa una gran variedad de texturas, que reflejan tanto la variable deformación interna de estas rocas, como la intensidad y tipo de blastesis metamórfica. Las rocas de menor grado presentan un grano fino y texturas nematoblasticas y grano-lepidoblásticas microbandeadas, y las de mayor grado texturas granoblásticas, nematoblásticas y granonematoblásticas bandeadas.

Las rocas más deformadas se caracterizan por el desarrollo de texturas miloníticas y blastomiloníticas, sobre las que se destacan porfiroclastos rotados. Las anfibolitas próximas a las intrusiones tonalíticas experimentaron una importante recristalización, que da lugar a la formación de texturas granoblásticas poligonales y de agregados de anfíboles sin una orientación cristalográfica preferente. No obstante, aunque las anfibolitas han recristalizado extensivamente formando un agregado nematoblástico de grano fino, se preserva aún la elongación paralela a la foliación Sp de buena parte de los minerales.

Esta relación de superposición de anfíboles post sobre sincinemáticos, es visible a escala de afloramiento, de tal forma que en algunos puntos parece existir una

relativa gradación entre unos y otros lo que sugiere una historia intrusiva continuada en relación con la deformación regional.

Desde un punto de vista petrográfico, las rocas de esta unidad pueden ser clasificadas en tres tipos: anfibolitas hornbléndicas, anfibolitas epidóticas y esquistos anfibólicos. Las asociaciones minerales sin-pico térmico observadas en cada tipo son, respectivamente: hornblenda, plagioclasa, cuarzo y esfena; hornblenda, plagioclasa (albita), epidota y esfena; y hornblenda, actinolita, clorita, albita, epidota, esfena y cuarzo. Como minerales accesorios aparecen en todas ellas ilmenita, magnetita, zircón y opacos, y como retrógrados secundarios se observa clorita rica en Fe, mica blanca, sericita, feldespato-K, minerales arcillosos y óxidos Fe-Ti.

La aparición de relictos de plagioclasas zonadas en forma de porfiroclastos y de clinopiroxeno en el núcleo de escasos nematoblastos de hornblenda, sugiere que estas rocas se formaron, principalmente, a partir de la hidratación y metamorfismo de rocas básicas.

#### 2.1.3.9. Metagabro con metamorfismo de contacto (26) Cretácico Superior.

En la unidad de gabros y dioritas son comunes las zonas con desarrollo de una fuerte foliación deformativa, resultado de una deformación cristal-plástica, especialmente hacia y en el contacto con la unidad de tonalitas con hornblenda. En el borde de la Loma El Alto Del Manso, el contacto con el intrusivo tonalítico, consiste en una zona de cizalla dúctil de dirección general ONO-ESE a O-E y ángulos de buzamiento medios y bajos al N. En estas bandas de cizalla, donde las rocas gabróicas se transforman en milonitas máficas de grano fino, la deformación en estado sólido también afecta localmente a las tonalitas con hornblenda, que intruyen como diques y venas de dimensiones variables, y son cizalladas hasta paralelizarse con la foliación y transformadas en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino.



#### 2.1.3.10. Gabro (27). Cretácico Superior.

La presente unidad está integrada por un solo afloramiento, siendo la primera vez que se describe una roca de esta composición en la Fm. Tireo. Dicho afloramiento aparece aislado al Norte de arroyo Bonito y su mala calidad no deja ver sus relaciones con el encajante. En el cauce del arroyo Bonito la roca tiene textura granuda y un tamaño de grano medio que le dan un aspecto intrusivo. Petrográficamente corresponde a un gabro constituido por cristales de olivino, plagioclasa y piroxeno. El olivino está muy fracturado y alterado casi en su totalidad a serpentina, al contrario que la plagioclasa, que es el mineral menos alterado y forma cristales idiomorfos en los que se identifica el maclado polisintético; por lo que respecta al piroxeno, es la fase más alotriomorfa del conjunto, disponiéndose como un mosaico de pequeños cristales redondeados dispersos por toda la roca.

A unos centenares de metros de distancia del afloramiento anterior y en aparente continuidad con el mismo, se ha localizado una roca similar, aunque en este caso la textura es pórfídica, reconociéndose fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa dentro de una matriz formada por microlitos de plagioclasa saussuritizada; se ha clasificado como un basalto olivínico piroxénico.

Por la similitud composicional de ambas rocas, se considera que la unidad en su conjunto representa una facies subvolcánica o hipoabisal de los basaltos que con frecuencia se intercalan en la Fm. Tireo; no obstante, dada su peculiaridad se ha estimado conveniente su representación cartográfica. Su edad es incierta, habiéndose incluido en el intervalo Cenomaniano-Maastrichtiano por su inclusión en la Fm. Tireo.

#### 2.1.3.11. Rocas Piroclásticas básicas migmatizadas (28). Cretácico Superior.

Según se ha expuesto anteriormente, en este apartado se describirá 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. Tireo 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 feldspatos 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 Río Blanco, o en las proximidades de la Loma de Masipedrito, 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 estratigraficamente 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 de Maspedrito, 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).

Los gabros comúnmente cortan las rocas metamórficas del Ki y los depósitos terrígenos carbonatados del super- grupo de la Fm. Llanura Costera.

#### 2.1.3.12. Roca Piroxenita migmatizada (29). Cretácico Superior.

Las relaciones cartográficas parecen claras, en la vecina Hoja del sur, Arroyo Caña, donde se tiene una visión más completa de su relación con otras unidades, se ve que las tonalitas foliadas solo intruyen al Complejo Duarte, y no afectan a la Formación Tireo. La Gabro-Norita de la Yautía, regionalmente indeformada, así como la Hornblendita de Piedras Blancas, intruyen tanto a las tonalitas foliadas como al Complejo Duarte. Por último, las tonalitas no foliadas intruyen en todas estas unidades. En este trabajo, se las ha asignado al Cretácico inferior, considerando que pudieran ser Cretácico superior.

#### 2.1.3.13. Gabro migmatizado (30). Cretácico Superior.

Los gabros migmatizados son unas de las rocas más antiguas de este grupo (Cretácico Inferior – Campaniano Inferior). En el talud del Río Isa, se observan pequeños afloramientos de Gabros migmatizados, posiblemente en profundidad pertenecen al complejo intrusivo tonalítico y en contacto litológico con: los Metagabros (metamorfismo de contacto, rocas volcánicas masivas, básicas – intermedia – ácidas, indiferenciadas, con metamorfismo de contacto (Fm. Arroyo Jigüey), Metapiroxenita, hornblendita (metamorfismo de contacto), Granito, Granodiorita y Piroxenita migmatizada. Estos gabros y dioritas relacionados entre sí, con predominio de gabro, según Wagner (1996).

#### 2.1.3.14. Granito, Granodiorita (31). Cretácico Superior.

Los Granitos y Granodioritas aflorantes en estas Hoja están en contacto litológico con: las Tonalitas, Metagabro (metamorfismo de contacto) y Gabros migmatitizados. Estos se encuentran en La Cuchilla Del Limón, Loma Los Privados, Arroyo Blanco y Loma La Cuchilla Del Medio. Estos granitoides pertenecen a la alineación de intrusiones ácidas que hay en la Cordillera Oriental, entre la tonalita de Zambrana y las tonalitas de Higüey en la parte oriental de la Península del Este.

Aunque el aspecto de las tonalitas de esta Hoja es similar al de las que se localizan al oeste de la peridotita, en las Hojas de Bonao y Arroyo Caña, tanto la edad como algunos elementos químicos difieren considerablemente. Mientras la edad de las tonalitas de esta Hoja es Cretácico inferior (como lo demuestra la datación de 115 M.a.), las de la Hoja de Arroyo Caña dan edades pertenecientes al Cretácico superior. Asimismo el bajo contenido de elementos R.E.E. ligeros, en las tonalitas de Zambrana y otras diferencias geoquímicas, las separan de las tonalitas situadas al oeste, y las hacen geoquímicamente semejantes a las rocas félsicas de la Formación Maimón con las que parecen estar relacionadas genéticamente.

Las tonalitas de Zambrana presentan una intensa meteorización, como corresponde a un clima tropical, presentando en algún caso disyunción en bolos. Tienen un color claro y una textura granuda de grano medio. Los minerales más abundantes son la plagioclasa que presenta cristales idiomorfos bien desarrollados, maclados y zonados. El cuarzo, abundante, presenta cristales alotriomorfos ocupando posiciones intersticiales, y extinción ondulante. Otro mineral esencial es la horblenda que se presenta agrupada en glómérulos siendo ésta de color verde y formas prismáticas. El apatito presenta secciones idiomórficas prismáticas. Son frecuentes también las leucotonalitas (Trondhjemita).

2.1.3.15. Fm. Arroyo Bermejo (32). Sedimentos tufíticos con capas de cherts, argillitas y areniscas volcanogénicas. Cretácico Superior.

Son términos predominantemente detrítico-sedimentarios, aunque siempre presentan alguna influencia de la actividad volcánica. Se trata de niveles lentejonares, sin gran continuidad lateral, que se localizan preferentemente en el techo de la Fm. Arroyo Bermejo, a veces cobijados en fracturas. Se encuentran en ambas bandas, N y S de esta formación.

En el borde S son rocas pizarrosas oscuras, en estrecha relación con Gravas con mariz de Arena y Limo y/o de suelo laterítico (Fm. Llanura Costera). Tienen matriz carbonática (62%), y algo arcillosa, con fragmentos de rocas volcánicas, de calizas, areniscas y argillitas. El tamaño de grano corresponde principalmente a la fracción limo, con abundante matriz micrítico-arcillosa. También poseen restos de globigerínidos y posibles radiolarios.

Las muestras han sido clasificadas como lutitas-litarenitas finas en tránsito a calizas arcillosas. El ambiente de depósito se corresponde con abanicos submarinos (turbiditas).

¿Entre los restos fósiles se han clasificado Hedbergella? Sp., espículas, radiolarios?, ¿globotruncana? Sp., heterohelícidos?, que datarían el Cretácico Superior.

En la banda N estos materiales se encuentran más deformados y recrystalizados por metamorfismo de contacto, ya que se encuentran en contacto con Gabro. Poseen una fábrica plano-linear producida por deformación dúctil sinmetamórfica, no coaxial, en facies esquistos a subesquistos verdes. En algunas muestras existe una recrystalización estática de alta a media T (facies de corneanas anfibólicas).

Las capas/lentejones o niveles de chert, aparecen intercalados en la serie volcánica fina, fundamentalmente epiclástica, y con sedimentos. Son rocas bandeadas de grano muy fino, de colores gris crema a negro, de potencia y longitud reducidas (métricas a hectométricas, respectivamente).

En esta Hoja solo se han distinguido en la parte Noreste, mezclados con sedimentos y cineritas o tobas finas, como roof pendants sobre rocas volcánicas masivas de carácter básico-intermedio-acido (Fm. Arroyo Jigüey) y los sedimentos de la Fm. Llanura Costera, a veces cobijados por fracturas. En la banda del S, en contacto con los gabros.

#### 2.1.3.16. Ocurrencia frecuente de diques básicos (33). Cretácico Superior.

Los diques básicos cuatro (4), dentro del cuerpo intrusivo de tonalitas, suelen tener potencias inferiores a un metro y muestran un alto grado de alteración superficial lo cual dificulta la obtención de buenas muestras. Afloran en el sector Suroeste de la Hoja, con dirección aproximada N-60°E y se prolongan desde la zona de La Boca de Los Dos Ríos y Rio Jamey. También se han observado en la carretera que va de Hato Dama- Cerro El Guano – San Francisco. En esta zona muestran orientaciones menos definidas con predominio de las norteadas. Además, están más frescos y corresponden a rocas microgranudas.

#### 2.1.3.17. Ocurrencia frecuente de diques graníticos (34). Cretácico Superior.

Estos diques graníticos en total seis (6), están representados por pequeños macizos de granitoides (granitos a dioritas), que afloran principalmente en la parte Suroeste dentro de las tonalitas, estas rocas afloran aisladamente en los afluentes de los ríos: Rio Mano Matuey, Rio Nigua y Rio Jamey.

#### 2.1.3.18. Ocurrencia de diques tonalíticos (35). Cretácico Superior.

En esta Hoja, se han cartografiado dentro de las tonalitas siete (7) ocurrencias



frecuentes de diques tonalíticos, ubicados estos en la parte Norte, Noreste y Noroeste de dicha Hoja Geológica. Esas ocurrencias de Diques Tonalíticos se encuentran dentro de la Fm. Duarte. La primera consta de esquistos máficos en facies de los esquistos verdes, los cuales presentan alguna intercalación de metadiabasas; la segunda consiste en esquistos anfibólicos, y anfibolitas con horblenda que se asocian al contacto intrusivo de las tonalitas foliadas.

#### 2.1.3.19. Gabro (36). Cretácico Superior-Paleoceno inferior.

En el sector centro-occidental de la Hoja de Arroyo Caña, se localiza parte de una gran intrusión de dimensiones batolíticas, elongada siguiendo una dirección NNO-SSE subparalela a la Cordillera Central y emplazada en las metabasitas del Complejo Duarte (y tonalitas foliadas asociadas).

Dicho batolito está compuesto por rocas de composición máfica-ultramáfica, esencialmente gabros y gabro-noritas, en el que intruyen varios plutones de tamaño diverso constituidos por tonalitas masivas, no foliadas. La asociación magmática de rocas de composición máfica-ultramáfica con los granitoides tonalíticos, aparece también en otros puntos de La Española, como es el caso del batolito tonalítico de Loma de Cabrera (Feigenson, 1978), en el que las facies de noritas y piroxenitas olivínicas aparecen en el núcleo de las tonalitas. Para Lewis (1982 a), la asociación de estos dos grupos de rocas de composición tan contrastada es genética y ligada a la actividad magmática de un arco isla en una corteza oceánica anormalmente engrosada durante el Cretácico Superior.

Pese a la gran extensión de este cuerpo intrusivo, sus referencias bibliográficas son muy escasas, limitándose casi exclusivamente a los trabajos de Bowin (1960, 1966 y 1975). Este autor acuñó el término de batolito de La Yautía y lo describió con una composición fundamentalmente norítica (noritas augíticas). Sin embargo, el muestreo realizado en el transcurso del presente trabajo demuestra que las noritas no son tan frecuentes en la composición del batolito,

por lo que se prefiere denominar a esta unidad como “Gabros y Gabro-noritas de La Yautía”.

#### **2.1.4 Terciario – Eoceno inferior**

2.1.4.1. Fm. Ámina -Maimón (37). Metatobas y metalutitas de carácter-intermedio y anfibolitas. Eoceno Inferior.

Esta unidad aflora en el sector NE de la Hoja con una dirección NNO-SSE ligeramente oblicua a las fallas que forman los límites externos del complejo de tal forma que una parte, de la misma aparece en continuidad estructural con la unidad posteriormente descrita, pero otra parte, la que va desde Hato Viejo al límite meridional de la Hoja, se pone en contacto por falla con los basaltos de la formación Siete Cabezas, omitiendo sus términos basales.

Es en esta zona de los alrededores de La Jagua, La Caoba, Los Aguacate, Los Callejones, Los Filones, y La Malena, en donde se pueden realizar las mejores observaciones de la unidad en arroyos y caminos vecinales. Además, en el sector centro-occidental del Afloramiento, se ha cartografiado otra banda de esquistos adosada a la lámina septentrional de peridotitas, que también se ha incluido en esta unidad. Esta banda se identifica bien en la carretera Sierra Prieta a la Estancia y en Loma Sabana al Norte de Buenos Aires.

Esta unidad consiste mayoritariamente en esquistos máficos clorítico-epidótico-actinolíticos, de grano fino a medio, generalmente con características filonítico-miloníticas, entre los que reconocen frecuentes intercalaciones más félsicas, sobretudo cuarzoesquistos y micaesquistos, así como esquistos pelíticos y metacherts. Así pues, el protolito de estas rocas debe corresponder a un conjunto mixto en el debían coexistir, posiblemente, coladas basálticas, términos volcanoclásticos de diferente composición y aportes esporádicos de niveles sedimentarios o volcanosedimentarios.

A la mesoescala, la unidad presenta el desarrollo sistemático de una fábrica planar, Sp, definida por una alternancia milimétrica de niveles verdes ricos en anfíboles y lentejones aplastados claros de composición cuarzo-plagioclásica. Hacia los niveles estructuralmente más altos, especialmente cerca del contacto con la unidad suprayacente, suele ser común la presencia de una lineación mineral contenida en el plano de foliación, definida por la elongación paralela de los anfíboles y el estiramiento de agregados de cuarzo, dando lugar a la aparición de fábricas plano-lineares (Sp-Lp). La fábrica tiene, como en el resto del complejo, un buzamiento hacia el E-NE, generalmente superior a los 50°, y la lineación, moderados ángulos de inmersión casi siempre hacia el SE.

A la microescala, los esquistos presentan texturas granoblásticas y nematoblásticas, tendentes a microbandeadas en rocas relativamente poco deformadas, que tienden a ser porfiroclásticas y miloníticas, en las rocas con una alta deformación por cizalla simple. El microbandeado está definido por dominios compuestos por actinolita, clorita, epidota y, menos abundante, esfena, y dominios ovoides formados por albita, cuarzo y calcita.

En algunas rocas se conservan minerales ferromagnesianos relictos ígneos, tales como olivino y clinopiroxeno, que texturalmente forman porfiroclastos variablemente pseudomorfizados a epidota, esfena y opacos.

En dichos porfiroclastos, las sombras de presión son asimétricas y están rellenas por clorita y actinolita. La asociación mineral sin-Sp es la indicativa de condiciones metamórficas de la facies de esquistos verdes para el pico térmico en estos niveles estructurales y está constituida por los siguientes minerales principales: actinolita, clorita, albita, epidota/clinozoisita, mica blanca, cuarzo y, en ocasiones, hornblenda verde. Como minerales accesorios, aparece zircón, ilmenita, magnetita, esfena, apatito y opacos indiferenciados. Las alteraciones secundarias reconocidas son la epidotización y cloritización de ferromagnesianos relictos, sericitización de plagioclasas y mica blanca y

formación de carbonatos, frecuentemente rellenando venas discordantes tardías.

Hacia los niveles estructurales altos de la unidad, la fábrica Sp tiende a ser protomilonítica y milonítica S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984), estando acompañada por un intenso *boudinage* asimétrico y plegamiento intrafoliar, visibles tanto a escala de afloramiento como a la microescala. La asimetría de los indicadores cinemáticos en estas fábricas miloníticas, tales como *shear bands*, pliegues de pequeña escala intrafoliares y sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos, establecen un movimiento de techo hacia el E/N, paralelo a la dirección de estiramiento mesoscópica.

En los niveles de metachert intercalados, la Sp está definida por ribbons policristalinos de cuarzo, recristalizado mediante mecanismos de rotación de subgranos, la disposición paralela de agregados de mica blanca y marrón de grano muy fino, sombras de presión en torno a porfiroclastos de epidota y albita, e hiladas de opacos.

2.1.4.2. Fm. Maimón – Ámina (38). Metasedimentos: Cuarzitas, filitas cuarzosas, filitas y metatufitas cuarzosas. Eoceno Inferior.

La geometría de afloramiento que presenta esta unidad es lentejonar a modo de gran intercalación, dentro del conjunto esquistoso anteriormente descrito (37). La individualización cartográfica respecto de éste se debe a que conforma un tramo homogéneo de esquistos máficos, sin intercalaciones félsicas ni metasedimentarias de importancia, que se caracteriza por sus tonalidades claras verde grisáceas y un tamaño de grano muy fino lo que le confiere un aspecto ligeramente más masivo. A este aspecto contribuye el hecho de que la fábrica plano-linear, pese a ser muy penetrativa, marcadamente no-coaxial y con un mayor grado de deformación retrógrada superpuesta durante el cizallamiento, sea menos perceptible a la mesoescala.

Por lo demás los esquistos máficos de Hato Viejo son similares a los del conjunto esquistoso principal y como éstos deben corresponder, posiblemente, a un protolito de coladas basálticas que en este caso alcanza un espesor (estructural) notable, superior a los 1000 m. Los mejores afloramientos de esta unidad se dan al SE de Hato Viejo, en diversos arroyos que la disectan transversalmente.

A la microescala, los esquistos máficos de Hato Viejo presentan texturas filoníticas y miloníticas, con abundantes porfiroclastos de epidota, albita y, muy ocasionalmente, piroxenos ígneos relictos. La foliación está definida por la orientación paralela de un agregado de grano muy fino de actinolita, clorita y mica blanca; la lineación de estiramiento por nematoblastos de actinolita frecuentemente *microboudinados* y las sombras de presión asimétricas en torno a los porfiroclastos. En estas rocas, contribuye en la definición de la foliación la presencia intercalada de multitud de venas claras, ricas en epidota, de espesor milimétrico, plegadas intrafoliarmente durante la deformación por cizalla simple y fuertemente boudinadas paralelamente a la Sp.

La asociación mineral estable en la foliación Sp es indicativa de unas condiciones para el pico térmico metamórfico en condiciones de la facies de los esquistos verdes de menor-P, estando constituida por actinolita, clorita, albita, epidota/clinozoisita, mica blanca y cuarzo. Sin embargo, la evolución post-pico térmico de la fábrica Sp está tipificada por la superposición sub-paralela de asociaciones minerales de menor temperatura, sobre las del pico térmico, indicando un carácter retrógrado para parte de la deformación que genera la

Sp. Esta retrogradación origina la formación de una matriz tectónica sericítico-clorítica de grano muy fino, microcristalina, poligonización de albitas, deformación interna y recristalización menor de la mica blanca, y recristalización de la epidota a un agregado de pequeños granos. Como minerales accesorios, aparecen en estas rocas zircón, ilmenita, magnetita, esfena, apatito y opacos indiferenciados.

### **2.1.5 Terciario - plioceno**

#### **2.1.5.1. Fm. Llanura Costera (39). Arena, limo, arcilla. Plioceno-Pleistoceno.**

Constituye una de las unidades características 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 medida por abanicos y piedemontes cuaternarios procedentes de aquéllas. Por su constitución litológica, paleogeografía y atribución cronológica se ha correlacionado con los materiales que en la región de Los Haitises describieron Brower y Brower (1982) como Fm Yanigua y precisaron posteriormente 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 son los más extensos de la Hoja, presentando en general una deficiente calidad de observación debido a la fácil alterabilidad de los materiales margosos y a los escasos encajamientos y desniveles del terreno. Pese a ello, sus características esenciales pueden observarse en sendas urbanizaciones situadas en La Isabela y al noroeste del paraje de Guaricano, donde la Fm Yanigua aparece como una monótona sucesión de margas de tonos marrones (unidad 5), que intercalan niveles de calizas y acumulaciones de moluscos o de corales ramosos, así como de arenas. Por alteración proporciona al terreno típicas coloraciones amarillentas y ocreas.

Los niveles de calizas y acumulaciones fosilíferas son más frecuentes y potentes hacia el sur, alcanzando espesores de orden decamétrico; sus rasgos principales pueden observarse en diversas canteras del ámbito de La Victoria y San Luis. Por el contrario, las intercalaciones de arenas aumentan su frecuencia y granulometría hacia el noreste, donde han sido individualizadas cartográficamente (unidad 4); presentan pequeños cortes en la autopista del Nordeste, al sur del paraje de Laguna Clara, donde muestra un gran mimetismo con el conjunto margoso.

No aflora su base, de carácter discordante en otros puntos de la región donde se apoya sobre materiales mesozoicos y paleógenos de las cordilleras Central y Oriental, en tanto que su techo ha sido erosionado, aunque es probable que en algunas zonas

originalmente se encontrase próximo a las superficies estructurales del sector suroccidental y al contacto con los abanicos aluviales de baja pendiente del sector septentrional suprayacentes. De ello se deduce un espesor mínimo de 40 m.

Su paso hacia el sur 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 biomicritas. Ocasionalmente, se reconocen boundstones integrados por corales.

En las areniscas se aprecia un contenido abundante de fragmentos líticos, con una proporción variable de cuarzo, clasificándose como cuarzoarenitas o litarenitas, según los casos.

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., *Cancris* 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 también a la presente unidad. En los niveles calcáreos se han encontrado Corales, Algas rojas, Miliólidos,

Nummulítidos, Bivalvos, Gasterópodos, Briozoos, Braquiópodos y placas de Equinodermos, carentes de valor determinativo.

El depósito de la Fm. Yanigua se interpreta en un contexto de plataforma interna protegida por la barrera arrecifal constituida por la Fm Los Haitises (Fig. 2.2). La barrera protegía, probablemente, áreas con desarrollo de praderas de corales ramosos que crecían sobre y entre acumulaciones de calcarenitas bioclásticas. Hacia tierra, estos depósitos darían paso a barros calcáreos con proporciones variables de bioclastos y pequeños cuerpos calcareníticos, en los que proliferaron distintos tipos de moluscos y foraminíferos, y crecimientos parcheados de coral. Donde la influencia de sedimento arcilloso en suspensión fue mayor, los barros calcáreos dejaron paso a margas que albergaron comunidades similares de organismos. A los sectores más internos de la plataforma llegarían avalanchas de terrígenos procedentes de los relieves de la Cordillera Oriental, representadas por los niveles arenosos.

2.1.5.2. Fm. Llanura Costera (40). Gravas con matriz de arena y limo y/o de suelo laterítico. Plioceno-Pleistoceno.

Poseen especial desarrollo en el sector oriental de la Hoja donde, con frecuencia, se encuentran alineados a favor de las fallas de dirección ONO-ESE o NO-SE, relacionadas con la tectónica de desgarres del Mioceno superior- Cuaternario Pleistoceno. Estos depósitos forman pequeñas plataformas elevadas entre 5 y 40m con respecto a los cauces adyacentes. Poseen una buena representación en los alrededores de Hato Viejo y de Yamasá.

Predominan las arenas y, en menor proporción, gravas cuya composición es variable en función de su área madre, volcánica o metamórfica. El tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 50cm. Las arenas muestran una composición de tipo litarenítico. Las arenas limosas y los limos arcillosos son minoritarios, confiriendo tonalidades rojas al conjunto. Son escasas las estructuras sedimentarias halladas, destacando las bases erosivas y los cuerpos canalizados. Su espesor, aunque variable, se puede cifrar entre 3 y 10m.



El encajamiento de la red fluvial actual con respecto a estos depósitos ha sugerido su inclusión en el Pleistoceno; no obstante, la tasa erosiva observada en relación con los últimos huracanes en la isla (David, Georges), invita a no descartar que los niveles más bajos puedan corresponder al Holoceno.

#### 2.1.5.3. Fm. Yanigua (41). Margas amarillentas y calizas. Plioceno-Pleistoceno.

Constituye una de las unidades características 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 medida por abanicos y piedemontes cuaternarios procedentes de aquéllas. Por su constitución litológica, paleogeografía y atribución cronológica se ha correlacionado con los materiales que en la región de Los Haitises describieron Brower y Brower (1982) como Fm Yanigua y precisaron posteriormente 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 son los más extensos de la Hoja, presentando en general unadeficiente calidad de observación debido a la fácil alterabilidad de los materiales margosos y a los escasos encajamientos y desniveles del terreno. Pese a ello, sus características esenciales pueden observarse en sendas urbanizaciones situadas en La Isabela y al noroeste del paraje de Guaricano, donde la Fm Yanigua aparece como una monótona sucesión de margas de tonos marrones (unidad 5), que intercalan niveles de calizas y acumulaciones de moluscos o de corales ramosos, así como de arenas. Por alteración proporciona al terreno típicas coloraciones amarillentas y ocreas.

Los niveles de calizas y acumulaciones fosilíferas son más frecuentes y potentes hacia el sur, alcanzando espesores de orden decamétrico; sus rasgos principales pueden observarse en diversas canteras del ámbito de La Victoria y San Luis. Por el contrario, las intercalaciones de arenas aumentan su frecuencia y granulometría hacia el noreste, donde han sido individualizadas

cartográficamente (unidad 4); presentan pequeños cortes en la autopista del Nordeste, al sur del paraje de Laguna Clara, donde muestra un gran mimetismo con el conjunto margoso.

No aflora su base, de carácter discordante en otros puntos de la región donde se apoya sobre materiales mesozoicos y paleógenos de las cordilleras Central y Oriental, en tanto que su techo ha sido erosionado, aunque es probable que en algunas zonas originalmente se encontrase próximo a las superficies estructurales del sector suroccidental y al contacto con los abanicos aluviales de baja pendiente del sector septentrional suprayacentes. De ello se deduce un espesor mínimo de 40 m.

Su paso hacia el sur 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 biomicritas. Ocasionalmente, se reconocen *boundstones* integrados por corales. En las areniscas se aprecia un contenido

abundante de fragmentos líticos, con una proporción variable de cuarzo, clasificándose como cuarzoarenitas o litarenitas, según los casos.

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., *Cancris* 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 también a la presente unidad. En los niveles calcáreos se han encontrado Corales, Algas rojas, Miliólidos, Nummulítidos, Bivalvos, Gasterópodos, Briozoos, Braquiópodos y placas de Equinodermos, carentes de valor determinativo.

El depósito de la Fm Yanigua se interpreta en un contexto de plataforma interna protegida por la barrera arrecifal constituida por la Fm Los Haitises. La barrera protegía, probablemente, áreas con desarrollo de praderas de corales ramosos que crecían sobre y entre acumulaciones de calcarenitas bioclásticas. Hacia tierra, estos depósitos darían paso a barros calcáreos con proporciones variables de bioclastos y pequeños cuerpos calcareníticos, en los que proliferaron distintos tipos de moluscos y foraminíferos, y crecimientos parcheados de coral. Donde la influencia de sedimento arcilloso en suspensión fue mayor, los barros calcáreos dejaron paso a margas que albergaron comunidades similares de organismos. A los sectores más internos de la plataforma llegarían avalanchas de terrígenos procedentes de los relieves de la Cordillera Oriental, representadas por los niveles arenosos.

### 2.1.6 Cuaternario

#### 2.1.6.1. Piedemonte (42). Gravas, arenas y lutitas de tonos rojizos. Pleistoceno.

Orlan la Cordillera Central partiendo de cotas cercanas a 100 m y descendiendo suavemente hacia el SSE a lo largo de más de 3 km, hasta cotas de 50 m. Su génesis se produce por la acción combinada de procesos gravitacionales y de escorrentía superficial.

Se trata de gravas polimícticas en matriz arenosa con niveles lutíticos, de tonos ocre a rojizos, que pueden confundirse con los depósitos de terraza del río Isabela. Los cantos, de composición ígneo-metamórfica, son redondeados y presentan tamaños mayoritariamente concentrados entre 10-20 cm. Se disponen sobre la Fm Yanigua y su espesor alcanza 50 m. Por el grado de encajamiento de la red fluvial en ellos, se atribuyen al Pleistoceno, correlacionándose con los abanicos aluviales de baja pendiente procedentes de la Cordillera Oriental (unidad 8), asimilándose tentativamente al Pleistoceno Medio-Superior.

#### 2.1.6.2. Glacis (43). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno-Holoceno.

Poseen especial desarrollo en el sector oriental de la Hoja donde, con frecuencia, se encuentran alineados a favor de las fallas de dirección ONO-ESE o NO-SE, relacionadas con la tectónica de desgarres del Mioceno superior- Cuaternario Pleistoceno. Estos depósitos forman pequeñas plataformas elevadas entre 5 y 40m con respecto a los cauces adyacentes. Poseen una buena representación en los alrededores de Hato Viejo y de Yamasá.

Predominan las arenas y, en menor proporción, gravas cuya composición es variable en función de su área madre, volcánica o metamórfica. El tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 50cm. Las arenas muestran una composición

de tipo litarenítico. Las arenas limosas y los limos arcillosos son minoritarios, confiriendo tonalidades rojas al conjunto.

Son escasas las estructuras sedimentarias halladas, destacando las bases erosivas y los cuerpos canalizados. Su espesor, aunque variable, se puede cifrar entre 3 y 10m.

El encajamiento de la red fluvial actual con respecto a estos depósitos ha sugerido su inclusión en el Pleistoceno; no obstante, la tasa erosiva observada en relación con los últimos huracanes en la isla (David, Georges), invita a no descartar que los niveles más bajos puedan corresponder al Holoceno.

#### 2.1.6.3. Terraza (44). Gravas y arenas. Pleistoceno.

Sus manifestaciones están relacionadas con el valle del río Isabela, donde se reconocen dos niveles encajados entre sí y con respecto al sistema de piedemontes que orlan la Cordillera Central. Los niveles más bajos se disponen a cotas inferiores a +10 m sobre el cauce del río, en tanto que los superiores alcanzan cotas cercanas a +20 m.

No existen cortes que permitan una descripción detallada de estos depósitos, pero sí diversos puntos donde observar sus características litológicas esenciales, como al oeste de Duquesa o en Higuero. Ambos niveles poseen una composición similar, estando constituidos por gravas polimícticas, con predominio de cantos de origen ígneo-metamórfico en matriz arenosa, observándose niveles de lutitas y coloraciones rojizas; el tamaño de los cantos varía notablemente, predominando los diámetros de 5 a 15 cm. Su potencia oscila entre 2 y 15 m.

Por lo que respecta a su edad, en función del grado de incisión de la red actual en ellas se atribuyen tentativamente al Pleistoceno, aunque no debe descartarse que el nivel más moderno pertenezca, al menos parcialmente, al Holoceno.

#### 2.1.6.4. Llanura de inundación (45) Gravas, arenas y lutitas. Pleistoceno-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.

#### 2.1.6.5. Terraza alta (46). Canto, grava, arena y limo. Holoceno.

Tienen representación, aunque escasa, en los principales cursos fluviales de la Hoja con la excepción del río Haina y sus afluentes el Guanano y el Básima donde se produce un sistema de aterrazamientos relativamente bien desarrollado. Ante la variedad altimétrica de los niveles de terrazas y su pertenencia a diversos sistemas fluviales, se han establecido dos grupos: terrazas bajas, en las que se incluyen los niveles inferiores, localizados en la llanura aluvial actual con cotas de +1-3m con respecto al cauce; y terrazas

medias-altas, para todas aquéllas claramente descolgadas de la red fluvial actual, con cotas que llegan a alcanzar +40m.

Litológicamente están constituidas por cantos y gravas en las que los componentes derivan de las formaciones volcánicas y metamórficas infrayacentes. La granulometría es muy variable, con mayoría de tamaños de orden decimétrico, pero sin que sean excepcionales los superiores a 1m. Las arenas aparecen como una litología subordinada, con composición esencialmente litarenítica.

Los mejores afloramientos de estas terrazas se localizan en distintos puntos a lo largo del cauce del río Haina y, puntualmente también, del río Guanuma. Se observan cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e imbricación de cantos. Su espesor, variable, suele oscilar entre 1 y 5m.

Pese a que no existen criterios determinantes sobre la edad de cada nivel, no cabe duda de que los inferiores son holocenos y los más altos, al menos en parte, pleistocenos, razón por la que en conjunto se han incluido en el Pleistoceno-Holoceno, si bien existe una gran incertidumbre en cuanto a los niveles intermedios.

#### 2.1.6.6. Terraza baja (47). 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.

#### 2.1.6.7. Capa de espesor grande de suelo laterítico (48). Holoceno.

La capa de espesor grande de suelo laterítico aflora en las proximidades de La Isabela-Rio Isabela, en la parte Noroeste superior de la Hoja. Estos suelos lateríticos se dan en clima cálidos con abundantes precipitaciones (clima ecuatorial, suelos de selvas tropicales). Debido a la alta temperatura y humedad son suelos de gran espesor por la intensa meteorización química.

Sobre estos suelos se desarrolla una abundante vegetación, pero la elevada temperatura (25 °C) y la intensa precipitación favorecen de tal manera la actividad bacteriana que la descomposición de la materia orgánica excede siempre la acumulación de humus; por lo cual, el horizonte A es muy delgado y desprovisto de materia orgánica. La ausencia de humus propicia un pH básico (8), lo cual hace que los óxidos de aluminio y hierro sean prácticamente insolubles, en tanto que la sílice se hace soluble, de forma que las arcillas son destruidas y el hierro y el aluminio se acumulan progresivamente en el horizonte (B) en forma de óxidos e hidróxidos, dando lugar a una costra de gran dureza denominada laterita. Según la roca madre sea rica en hierro, aluminio o níquel, se forman lateritas de estos mismos elementos, pero con una concentración mucho mayor que la que presentaban en la roca original.



#### 2.1.6.8. Cono aluvial, deslizamiento (49). Holoceno.

La Formación Siete Cabezas es un conjunto eminentemente basáltico, con intercalaciones esporádicas de niveles volcanoclásticos y cherts, que con una dirección NO-SE subparalela a la de la cadena y una anchura de afloramiento entre 1 y 10km discurre desde las inmediaciones de Piedras Blancas hasta las cercanías de la capital. Pese a ser una formación con una extensión considerable dentro de la cadena, son escasas las referencias publicadas sobre ella, a lo que sin duda contribuye su notable monotonía litológica, su elevado grado de alteración y los fuertes relieves que genera, normalmente cubiertos de una vegetación frondosa, que la hacen de difícil acceso.

Después de las referencias iniciales de Koschmann y Gordon (1950), que la definieron como “*upper sedimentary tuff*”, Bowin (1960 y 1966,) fue el primero en realizar una cartografía de la misma en su contexto regional y en caracterizar sus principales litologías. Posteriormente y salvo citas aisladas o trabajos inéditos de investigación minera (Falconbridge Dominicana com. pers.), sólo Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) se han ocupado, en sus respectivas tesis doctorales, de la formación Siete Cabezas, a la que coinciden en interpretar como integrante de su “conjunto ofiolítico”, constituido por esta formación, la formación Peralvillo original de Bowin (1960,1966) y la Peridotita de Loma Caribe.

La Formación Siete Cabezas limita al Oeste con el Complejo Duarte y al Este con la peridotita y el Complejo Río Verde. En ambos casos los límites coinciden con fallas o sistemas de fallas de tipo frágil, de dirección NO-SE a ONO-ESE y aparente movimiento sinistral, relacionadas con la tectónica transcurrente que afectó a la isla desde el Mioceno superior hasta la actualidad. La mecanización de los contactos con las formaciones adyacentes impide reconocer el carácter original de los mismos. No obstante, Bowin (1966) se basó en la presencia de unos *sills* en el Complejo Duarte al Este de Madrigal, que él interpretó de la Fm.

Siete Cabezas, para sugerir una relación discordante entre estas dos formaciones.

En este sentido, un afloramiento recientemente abierto en la autopista Duarte, próximo al primer desvío a la localidad de Villa Altagracia, muestra similares relaciones de corte entre estas dos formaciones. En este caso varios diques subverticales de material basáltico indeformado, del orden de un metro de espesor, atraviesan los esquistos máficos de la Fm. Duarte. Los diques están al lado y en continuidad con el cuerpo principal de basaltos y tobas cineríticas que en este punto caracteriza la Fm. Siete Cabezas y al que parecen alimentar, por lo que su asignación a esta unidad parece indudable.

Estas observaciones y el hecho de que sus litologías no presenten ninguna deformación interna en claro contraste con las unidades adyacentes, contribuyen a que la Fm. Siete Cabezas se considere como originalmente discordante sobre, al menos, el Complejo Duarte y posiblemente también sobre el Complejo Río Verde.

Otro argumento a favor de que la Fm. Siete Cabezas se depositó de forma discordante sobre al menos una parte de las unidades metamórficas adyacentes, es su edad, bien determinada como Cretácico superior. En efecto, dos dataciones paleontológicas realizadas conjuntamente en los trabajos de Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987), mediante fauna de radiolarios encontrada en niveles de chert, dan edades del Cenomaniano al Turoniano inferior, una de ellas y del Senoniano inferior, probablemente Coniaciano, la otra. Entre las dataciones radiométricas, la realizada por Bellon et al (1995, método K/Ar en roca total) en un intrusivo asociado a esta unidad (Boisseau 1987) dio una edad de  $92,2 \pm 4,6$  Ma. Más recientemente la determinación de Sinton et al (1998) (método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) ha sido de 67 Ma. Todo este compendio de edades permite atribuir la formación Siete Cabezas al Cretácico superior en sentido amplio.

#### 2.1.6.9. Pantano, formaciones humosas (50). Holoceno.

Aunque sus principales manifestaciones se relacionan con la llanura de inundación del río Ozama y sus afluentes, los Arroyos Dajao y Yuca, son bastante frecuentes 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 Holoceno.

#### 2.1.6.10. Penillanura relicta (51). Holoceno.

Sobre el Macizo tonalítico, y rocas volcánicas ultramáficas-máficas, con predominancia 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 posthercínicos (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 del 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 del Los Montones y Los Montones Arriba, las superficies de erosión originales, quedan interferidas por otros tipos de procesos erosivos.

#### 2.1.6.11. Coluviones (52). Holoceno.

Pese a las considerables elevaciones y desniveles existentes en la Hoja, son, junto con los deslizamientos, uno de los depósitos cuaternarios con menor representación, sin que se haya observado ningún representante digno de mención. Su morfología es variable, así como su lugar de desarrollo dentro de las laderas.

Son depósitos de reducido espesor y de litología muy variable, directamente influida por la composición de su área de origen. En general, predominan los cantos subangulosos heterométricos incluidos en una matriz areno-arcillosa. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

#### 2.1.6.12. Aluviones, depósitos de río (53). Arena, grava, canto y limo. Holoceno.

Los aluviones están presentes en la mayoría de los ríos y arroyos de la Hoja. Presentan un mayor desarrollo en el río Haina donde están constituidos de cantos redondos que van desde centímetro a metro, con clastos soportados, con matriz arenosa y son, a menudo, recubiertas por limos arcillosos o arcillas arenosas sobre las que se desarrolla la agricultura. El espesor de los aluviones varía desde algunos decímetros a varios metros. Por sus composiciones son considerado con una permeabilidad alta por el conjunto de estas formas cuaternarias.

2.1.6.13. Fondos de valle (Depósitos localmente discontinuos) (54). Cantos, arenas y gravas. Holoceno.

Se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje y que constituyen el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual. Los más destacados están constituidos por gravas polimícticas en matriz arenosa, con predominio de cantos de origen ígneo-metamórfico debido a su procedencia de las cordilleras Central y Oriental. En el caso de los menores, aumentan la proporción lutítica y el contenido de cantos calcáreos al nutrirse de materiales pliocenos de la Fm. Yanigua.

Se encuentran ampliamente representados en los numerosos ríos, arroyos y cañadas de la Hoja, destacándose por su envergadura los correspondientes los ríos Isabela y Haina, las gravas son su constituyente principal; son gravas redondeadas heterométricas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 1m, ni tampoco las arenas. Su composición varía entre volcánica, metamórfica y plutónica, en función del área fuente. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5m.

## **Antecedentes**

Los antecedentes de estudios geológicos dentro de la presente hoja son sumamente escasos y están limitados en gran parte a trabajos de carácter general, que abarcan un área extensa y solo incidental o parcialmente se ocupan de aspectos de la geología de la Hoja. Vaughan et al., en 1921 publican el primer mapa geológico de la isla en el que definen la mayoría de las formaciones pre-oligocenas de la hoja. Dohm, en 1943 realiza un mapa geológico a escala 1:100,000, en el que utiliza las unidades de Vaughan et al. (1921), redefiniendo la Formación Trinchera y definiendo las Formaciones Arroyo Blanco y Arroyo Seco, todas ellas pertenecientes al dominio del Valle de San Juan. Bermúdez

(1949) en un estudio bioestratigráfico general de la República Dominicana define formalmente las Formaciones Neiba y Sombrerito. En 1960 Butterlin refina las descripciones estratigráficas de Vaughan et al., aunque trabaja exclusivamente en Haití.

Varias compañías y autores han realizado investigaciones geológicas en la región Sur del país, abarcando la zona de estudio por completo y a veces parcialmente. Los trabajos más recientes han tenido como objetivo la investigación de hidrocarburos.

Los reportes encontrados son los siguientes:

W.M. Gabb de Neiba. (1873): trabajó en la geología de la Sierra.

T.W. Vauqhan (1921): formó parte en el primer reconocimiento geológico y topográfico de la República Dominicana.

Entre las áreas trabajadas se encuentra la del Valle de San Juan. Sus descripciones litológicas y nombramiento de Formaciones sirvieron de base a estudios posteriores.

La Dominican Seaboard Oil Company Inc. (1940): los geólogos participantes pertenecientes a esta compañía son: B. Arick, W.H. Philline, T.B. Barnet, C. P. Dohm y el Paleontólogo Pedro Joaquín Bermúdez (1949), este último hizo investigaciones paleontológicas y preparó una Estratigrafía regional, anotado en los trabajos que había hecho la compañía anteriormente.

### **3. Geoquímica**

#### **3.1. La peridotita de Loma Caribe**

Hay sólo cinco análisis de roca total disponibles de la peridotita de Loma Caribe. Cuatro de ellos corresponden a harzburgitas serpentinizadas y uno a una dunita. Las piroxenitas se han muestreado a lo largo del margen NE en las proximidades de la Loma Las Cabirmas, pero no hay análisis de ellas. En términos de elementos mayores, estos análisis son típicos de peridotitas de tipo Alpino y son consecuentes con las descripciones petrográficas. La muestra SP-53/91 que presenta un mayor grado de serpentinización que el resto, tiene un 1,79% de  $Al_2O_3$  y un 2,5% de CaO de tal forma que se aproxima a la composición de las Iherzolitas.

También se dispone de análisis de la cromita en dos pequeños cuerpos de cromitas masivas incluidos en la peridotita. Los que se incluyen en la base de datos corresponden a granos individuales analizados con microprobetas. El alto contenido del 1,1 % en  $TiO_2$  es considerablemente mayor que el que se encuentra en las cromitas masivas de las peridotitas de tipo Alpino ( $\ll 0,5\%$ ).

Los datos petrográficos y geológicos, en asociación con la ocurrencia de cuerpos masivos de cromitas, sugieren que la peridotita de Loma Caribe representa la parte del manto superior próxima a la discontinuidad de Mohorovicic y que por tanto forma parte de una suite ofiolítica desmembrada.

#### **3.2. Complejo Duarte**

Puesto que las rocas del Complejo Duarte han sido objeto de numerosos análisis en el Cuadrante 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  $TiO_2$ , y

pertencen 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  $TiO_2$ .

### **3.3. El Complejo Río Verde**

Debido a la escasez de datos previos, en el presente trabajo se han realizado análisis nuevos de algunas litologías representativas del Complejo Río Verde. Todas las rocas analizadas son máficas (básicas) y muestran un estrecho rango de composición tanto en elementos mayores como menores. Todas han sufrido un cierto grado de metamorfismo o alteración y por tanto sólo los elementos menos móviles pueden ser utilizados para determinar las afinidades magmáticas de las rocas. Para examinar las características geoquímicas de las rocas de Complejo Río Verde es conveniente separar las anfibolitas del grupo principal de esquistos máficos.

Todas las muestras, tanto las correspondientes a los esquistos máficos como a las anfibolitas muestran una pauta de tipo MORB para los elementos HFS, con apenas una ligera disminución respecto del tipo N-MORB. Por otra parte, todas ellas presentan la anomalía negativa de Nb y están enriquecidas en elementos de grandes cationes iónicos como K, Rb, y Ba. La muestra 97-19c es una segregación de grano grueso en los (meta)basaltos de Los Angelitos. Los altos valores de  $TiO_2$ , de la relación  $FeO/MgO$  y de la concentración de elementos HFS estarían a favor de esta interpretación. Dentro de la misma pauta que sugiere un origen común, las anfibolitas muestran un rango composicional todavía más estrecho comparadas con los esquistos máficos.



Se da la circunstancia de que las composiciones químicas de los esquistos máficos y las anfibolitas del Complejo Río Verde son muy similares a las composiciones medias de los basaltos de la Fm Peralvillo Sur en Sabana Potrero. Ambas muestran las mismas pautas de tipo MORB para los elementos HFS y las mismas anomalías negativas de Nb que éstos (Figura 2.2.10). Sin embargo, también hay diferencias composicionales. Así, en el Complejo Río Verde las concentraciones de elementos de grandes cationes como Sr, K, Rb, Ba; y Th exceden a las de los basaltos de Sabana Potrero, salvo en el caso del Ba. Dado que estos elementos son extraordinariamente móviles, la diferencia de concentración se podría explicar como una alteración producida por la presencia de agua de mar en el momento de la cristalización y el enfriamiento del suelo oceánico. El Th es la excepción y debió permanecer relativamente inmóvil durante los procesos de alteración hidrotermal a niveles someros.

Los ratios Th/Nb de los esquistos máficos y las anfibolitas del Complejo Río Verde son diferentes comparadas con las de los basaltos de Sabana Potrero, sugiriendo una fuente independiente para las dos unidades. Así, aunque las rocas del Complejo Río Verde y de la Fm Peralvillo Sur muestran notables similitudes petrográficas y geoquímicas que podrían sugerir una cierta afinidad genética existen suficientes diferencias para suponer que derivarían de magmas separados. Por otra parte, estas conclusiones de índole estrictamente geoquímico se deben contrastar con las establecidas a partir de los datos cartográficos y estructurales, según los cuales estas dos unidades serían de edades diferentes y no tendrían ninguna relación genética.

Con el objeto de examinar las afinidades magmáticas de las rocas máficas asociadas cartográficamente a la peridotita de Loma Caribe, se han proyectado varias muestras del Complejo Río Verde y de las formaciones Peralvillo Sur y Siete Cabezas en diagramas Nb/Zr versus Th/Zr y Ti/Zr versus Th/Zr adaptados de Pearce (1992). En el diagrama Nb/Zr versus Th/Zr, con la excepción de los basaltos de Siete Cabezas, ninguna de las muestras cae en el campo de las

composiciones de tipo MORB o Hawuiana. Las rocas del Complejo Río Verde y de la Fm. Peralvillo Sur tienen relaciones de Nb/Zr bajas, típicas de ambientes de arcos insulares, pero al mismo tiempo también presentan relaciones relativamente bajas de Th/Zr, más características de contextos de tipo MORB.

En el diagrama Ti/Zr versus Th/Zr las relaciones genéticas son menos claras. Las lavas pertenecientes a contextos de arcos insulares generalmente dan valores de Ti/Zr por debajo de 80, mientras que en todas las muestras correspondientes a la zona de estudio esta relación presenta valores más próximos a los que caracterizan los basaltos oceánicos de tipo MORB o Hawaianos. Es preciso notar que en los basaltos de Sabana Potrero las relaciones Th/Zr son más bajas que las de los basaltos de tipo MORB. Estos valores sugieren una procedencia mantélica diferente de la que alimenta los basaltos de tipo MORB actuales. Evidentemente, la resolución de este problema pasa por la realización de estudios más detallados de elementos traza e isotópicos.

### **3.4. 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, Bonaó, San José de Ocoa, Arroyo Caña y la presente Los Alcarrizos. 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.

### **3.5. La formación Siete Cabezas**

Los basaltos de la Fm Siete Cabezas han sido descritos por Sinton et al. (1998) y Lewis et al. (2002). De acuerdo con sus análisis, presentan un contenido del 48,3- 55,3% de SiO<sub>2</sub> para rangos del 0,9-1,2% de TiO<sub>2</sub>, 10,2-12,8% de CaO y 11,4-14,6% de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Se agrupan en el campo de los basaltos sub-alcalinos, con valores de Mg# (61- 53) que indican que estas lavas han experimentado una pequeña fraccionación. Los basaltos presentan un patrón multielemental con un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=1,2-1,6) y HREE planas ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=0,9-1,5), así como una anomalía positiva en Nb. Este patrón es similar al de diversas rocas del ámbito de La Española, como los basaltos de la

Fm Peña Blanca (Escuder Viruete et al., 2007), los gabros y doleritas dragados en la Cresta de Beata (Révillon et al., 2000) y los basaltos de la Fm Dumisseau (Sen et al., 1988), sugiriendo una fuente similar relacionada con la pluma mantélica del plateau oceánico Caribeño-Colombiano. Para valores de Mg# similares, la Fm Siete Cabezas presenta mayores contenidos en TiO<sub>2</sub>, Nb y Zr, así como mayores abundancias en LREE, que las rocas de arco y las andesitas magnesianas del grupo Tireo. Estos contenidos están asociados con fuentes mantélicas enriquecidas no relacionadas con subducción (Escuder Viruete, 2010).

### **3.6. Los Esquistos de Maimón**

La geoquímica de las rocas metavolcánicas que constituyen los Esquistos de Maimón se ha estudiado principalmente a partir de las muestras de sondeos realizados para cuatro prospecciones mineras denominadas Cerro de Maimón y Loma Barbuito (Hoja de Hatillo), Loma Pesada (Hoja de Bonaó) y El Altar (Hoja de Fantino). De todos los análisis de sondeos que se guardan en los archivos de la Falconbridge dominicana sólo un reducido número de ellos se ha incluido en la base de datos. El resto de análisis correspondientes a esta unidad incluidos en la base de datos, proceden de muestras de campo representativas de las distintas litologías premetamórficas. Sólo se han analizado aquellas rocas que presentan un menor grado de alteración hidrotermal.

Los principales antecedentes de los estudios de geoquímica de los Esquistos de Maimón son los de Kesler et al. (1991 b) y Horan (1995). Los resultados presentados en la base de datos dan una idea del rango composicional. Como en casos anteriores, el metamorfismo y la alteración hidrotermal de estas rocas condicionan el uso de los elementos menos móviles como el único método válido para examinar sus afinidades magmáticas.

Los términos máficos de esta unidad son esquistos verdes clorítico-epidóticos. Estos muestran un considerable rango composicional pudiéndose diferenciar

varios grupos, fundamentalmente en función del contenido en  $TiO_2$ . Los diagramas  $TiO_2/SiO_2$  revelan que el contenido en  $TiO_2$  en rocas máficas (<60%  $SiO_2$ ) oscila entre los valores del 0,3% y del 0,9% para la mayoría del área. En un tramo de los sondeos de Loma Pesada se encontró un contenido de  $TiO_2$  de hasta el 1,56% en metabasaltos. Las rocas con los contenidos más bajos en  $TiO_2$  suelen tener los contenidos más altos en  $MgO$  y  $Ni$ . Estas rocas con  $TiO_2$  bajos/ $MgO$ - $Ni$  altos se pueden correlacionar con las primeras rocas formadas en arcos insulares primitivos, denominadas boninitas, que han sido descritas en la zona de Izu-Bonin del Pacífico (Pearce et al 1992). Las características geoquímicas de los términos máficos de los Esquistos de Maimón quedan recogidas en la. Notar la disminución del contenido de estas rocas en elementos HFS y Tierras Raras. Las rocas de los Esquistos de Maimón con afinidades de boninitas gradan, con el incremento en el contenido en  $TiO$ , a las rocas toleíticas más comunes de arcos oceánicos. Las lavas máficas de la Fm. los Ranchos tienen composiciones similares a las de las rocas máficas más evolucionadas ( $TiO_2=0.7\%$ ) de los Esquistos de Maimón.

Los términos félsicos son de tonos claros y consisten en un agregado de cuarzo, feldespatos y sericita. Su composición es ácida con más del 68% de  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  típicamente inferior al 5%,  $K_2O < 1\%$  y  $MgO$  y  $CaO < 2\%$ . Pese a su composición ácida, muchos de los elementos HFS de estas rocas muestran pautas similares a las de las rocas de tipo N-MORB. El diagrama multielemental de estas rocas revela un considerable rango en las composiciones de los elementos traza, particularmente del Y y Yb. Estas características son similares a las observadas en las lavas riolíticas de los arcos insulares oceánicos del Pacífico occidental (Pearce et al. 1992)

## 4. TECTÓNICA

### 4.1. Contexto geodinámico de la Isla La Española.

La isla 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), 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 Altagracia,

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.

#### **4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio**

La Hoja de Los Alcarrizos (6171-I), 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, Lebrón y Perfit (1993 y 1994), han descrito una importante discordancia en la base de unas calizas del Aptiano-Albiano 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.

### **4.3. 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).

#### **4.3.1. Estructura del basamento**

En la región estudiada, el basamento está constituido por las Formaciones: Sieta Cabezas, Maimon –Amina, Duarte, Arroyo Jigüey y Tireo, Arroyo Bermejo y la 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 (Basalto) y (Rocas piroclásticas de carácter básico – intermedio con lavas básicas en menor proporción), de las Formaciones Siete Cabezas y 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. En esta Hoja se han identificado cinco cabalgamientos que recorren parcialmente la Hoja, con tendencia general aproximada E-O, S-E y vergencia al Sur. La prolongación de estas estructuras dentro de la Hoja de Los Alcarrizos resulta problemática, si bien, se observa un giro generalizado de las mismas hasta tomar direcciones NO-SE, que son las que presenta el cabalgamiento frontal y otros sendos cabalgamientos que afloran en el sector NE en dicha Hoja. En las Hojas de: Villa Altagracia, Sabana Larga/Cienaga, San José de Ocoa y Sabana Quéliz se han identificado, por encima del cabalgamiento frontal (falla de San José-Restauración), hasta cuatro de estos cabalgamientos que individualizan un mínimo de cinco escamas.

Por tanto, se podrían estimar un mínimo de ocho escamas principales, si bien, no se descarta que futuros reconocimientos de campo revelen una estructura aún más compleja.

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 Geológicas: Villa Altagracia, Bonao, Arroyo Caño, Sabana Quéliz y San José de Ocoa).

El cabalgamiento más septentrional sigue el curso de los Ríos: Haina y La Isabela a lo largo de varios kilómetros y penetra dentro de la Hoja de Arroyo Caño, con una orientación ENE-OSO, apenas unos 2 km, ya que sufre un brusco giro al chocar con una fractura N-S de más de 10-12 km. de recorrido. Los materiales que aparecen tanto en el bloque cabalgante como en el cabalgado en esta zona, son términos volcánicos y volcanoclásticos, algunos de ellos bien

estratificados. No llegándose a observar ni las lutitas ni las calizas intercaladas entre la serie de la Fm. Tireo.

Hacia el Oeste de Masipedrito (en la zona de Las Nueces), este cabalgamiento está retocado por una fractura NNE-SSO, que lo desplaza ligeramente hacia el Norte y continua unos 3 km. con orientación E-O, hasta perderse en la zona de contacto del Batolito de El Río, si bien no se descarta, que al menos una parte de este contacto pueda corresponder a este cabalgamiento.

En la zona de confluencia de Río Isa y Río Haina aparece el denominado “anticlinal de Arroyo Seco” con orientación E-O y fallado en su flanco Norte. En esta ladera, al Norte de Arroyo Seco (Mana de Haina- El Cidral), se observa una serie de facetas triangulares que marcan la traza E-O de estas fracturas.

En el sector SO, en la zona de cabecera de Río Isa, se ha cartografiado otro cabalgamiento que muestra una orientación general E-O, con vergencia al sur. En este cabalgamiento se ponen en contacto con Rocas volcánicas ultramáficas – maficas, predominancia de ultramafitas, con metamorfismo de contacto (Fm. Duarte), Rocas ultramáficas con metamorfismo de contacto, Rocas volcánicas masivas, básicas–intermedias–ácidas, indiferenciadas, con metamorfismo de contacto (Fm. Arroyo Jigüey) y tonalitas. Este cabalgamiento se ha observado en diferentes puntos (El Cidral, Los Jenjibres, Caobal, Mosquitos y Los Conucos). En esta zona de la Loma de El Mamey, este cabalgamiento es interrumpido por los depósitos del deslizamiento de Mana De Haina.

Las trazas de estos cabalgamientos y ejes de plegamiento principales muestran un predominio en las orientaciones E-O, coincidente con la red de fracturación de intrusivo de Tonalitas en el Río Isa.

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 Siete 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 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 dinamo-térmico 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°) 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 Formaciones 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 Bonaó 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 metros. 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 Bonaó, Villa Altagracia, Sabana Quéliz, San José de Ocoa y en la de Los Alcarrizos, 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 cubre 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.

#### **4.3.2. 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 metros 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.

#### **4.3.3. 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 monoclinas 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.

#### **4.3.4. 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.

#### **4.3.5. 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, Bonaó y Constanza, la cartografía revela una cierta densidad de fallas de dirección submeridiana 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  $70^{\circ}$  a  $10^{\circ}$  hacia el SSE, sobre planos con direcciones N140-160 y buzamientos  $70^{\circ}$ - $80^{\circ}$ 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  $60^{\circ}$  E y N  $150^{\circ}$  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  $120^{\circ}$  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 I, Ha sido realizada en el periodo Enero/Marzo 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. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Como parte de este, 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 Cristobal 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, 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 de Los Alcarrizos (6171-II), se sitúa en la parte Surestede 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 600 a 900 metros de altura, cruza la Hoja con una dirección NO-SE, formando las estribaciones surorientales de la cadena. A uno y otro lado de esta sierra, los relieves son menos acusados y consisten en alineaciones de lomas más bajas, (200 a 400 m) con direcciones subparalelas a la anterior entre las que destaca

por su extensión La Loma Nandita que se desarrolla en la parte NO de la Hoja y se prolonga hacia el Norte.

En consecuencia, las cotas más altas se encuentran en la sierra Alto del Creston y Alto Tutumal, donde la línea principal de cumbres supera los 700 m, alcanzándose una cota máxima de 779 m. Más al NE localmente se alcanzan los 588 m de altitud si bien la mayoría de elevaciones se encuentran entre los 250 y 350 m. En la vertiente derecha del río Haina, al extremo SO de la Hoja, se superan los 750 m (Loma Los Guimates). La altitud media en la Hoja es de unos 300 m y las cotas más bajas se encuentran en el fondo de los valles del río Haina y donde se desciende hasta los 52 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.

### **5.2.1. Estudio morfoestructural**

El sustrato geológico de la Hoja de Los Alcarrizos 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 Sierra de la Loma de los Siete Picos que se desarrolla sobre un sustrato constituido por rocas basálticas con eventuales niveles vulcanosedimentarios interestratificados de la Fm. Siete Cabezas (Cretácico superior).

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.

### **5.2.2. Formas volcánicas**

Las manifestaciones volcánicas más recientes existentes en la Hoja Los Alcarrizos, 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.

### **5.2.3. 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



sierra de la Loma de los Siete Picos. Ponen en contacto la Fm. Siete Cabezas con el Complejo Duarte al SO y con el Complejo Río Verde al NO. Se manifiestan como un cambio de pendiente delimitado por las pronunciadas laderas de la sierra y se conservan localmente facetas triangulares.

#### **5.2.4. Estudio del modelado**

Se analizan en este apartado las formas distinguidas en la Hoja, tanto erosivas como de acumulación, 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.

##### **5.2.4.1. Formas de ladera y remoción en masa**

Los depósitos desarrollados en laderas corresponden a deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos se distribuyen de forma dispersa en la mitad nororiental de la Hoja. 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.

Los cambios bruscos de pendiente se han reconocido en diversas zonas de la Hoja y definen replanos relativamente elevados que parecen revelar la presencia de relictos de antiguas superficies de erosión muy desfiguradas y disectadas.

#### 5.2.4.2. Formas fluviales

En la Hoja Los Alcarrizos 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. Se distinguen también en los ríos Matua y Matiguelo, donde poseen una menor representación. Su espesor es moderado, con registros máximos próximos a los 10 m.

#### 5.2.4.3. Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas en la Hoja Los Alcarrizos 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 e Higuero en el extremo Nororiental de la Hoja. Registran una extensión considerable, próxima a los 2 km<sup>2</sup> y alcanzan potencias superiores localmente a los 20 m. Se desarrollan a cotas comprendidas

entre 10 y 40 m sobre los cauces actuales y presentan una cierta correlación con las terrazas altas (cantos, gravas, arena y limo).

### **5.3. Evolución dinámica**

La estructuración del relieve actual comienza a finales del Neógeno, 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.

La litología del sustrato constituye un rasgo de consecuencias importantes en la orografía de la región. En los terrenos ocupados por series sedimentarias y vulcanosedimentarias el relieve se estructura claramente conforme a la dirección de la cadena, por el contrario, las áreas con exposición de rocas plutónicas presentan una organización fisiográfica más anárquica.

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 buscos 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 sierra de la Loma Siete Cabezas.

#### **5.4. 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 GEOLOGICA**

#### **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 aun 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 polímicíticos 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 Los Alcarrizos (6171 -I) 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 Cristobal (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. GEOLOGIA ECONOMICA**

### **7.1. Hidrogeología**

#### **7.1.1. Hidrología y climatología.**

Hidrológicamente la Hoja de Los Alcarrizos presenta una red hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), generalmente de carácter caudaloso, durante la mayor parte del año. Ello se debe, fundamentalmente, a la uniforme distribución espacial y temporal de las precipitaciones, a la intensidad de las mismas y al carácter, prácticamente impermeable, de los materiales que conforman la mayor parte de la superficie de la Hoja.

El mayor o menor aporte de los cursos superficiales está íntimamente relacionado con la distribución pluviométrica de la zona. De este modo para un periodo de 30 años (1961-1990), la precipitación media anual es del orden de 2.250 mm, los cuales se distribuyen entre los meses menos lluviosos (enero, febrero y marzo), con valores de precipitación media mensual en torno a 100 mm, los meses medios (abril, noviembre y diciembre), con una precipitación media mensual entre 100 y 200 mm y los más lluviosos con precipitaciones superiores a 200 mm, destacando Agosto que alcanza valores de precipitación media mensual superiores a 300 mm.

Entre los cursos fluviales principales destacan los ríos Ozama y su afluente el Isabela, o el Haina. También son importantes los ríos Guanuma, Higüero y Verde. Con la excepción del Haina, que tiene una llanura aluvial bien desarrollada, casi todos ellos presentan cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera. Estos se canalizan a favor de valles intramontañosos que, por tanto, tienen la misma dirección NO-SE que las lomas encajantes, aunque a veces, como ocurre con el tramo de cabecera del río Ozama, su trazado puede ser más anárquico, sin duda condicionado por las características del sustrato litológico que recorren.

La temperatura media anual es del orden de 22-26° C, dándose los mínimos en las zonas de mayor altitud, más concretamente en la Loma Los Siete Picos o Siete Cabezas, alineación que atraviesa la Hoja diagonalmente con una dirección NO-SE, se alcanzan temperaturas medias mensuales en torno a 20° C o menores, en los meses menos calurosos (diciembre, enero y febrero).

## **7.1.2. Hidrogeología**

### 7.1.2.1. Introducción

Como se puede ver en el esquema que acompaña el Mapa Geológico, hidrogeológicamente, en la Hoja de de Los Alcarrizos aflora un conjunto de materiales ígneos, (tanto volcánicos como plutónicos) y metamórficos, con permeabilidades bajas o muy bajas (prácticamente impermeables) debidas, fundamentalmente, a la fracturación y/o fisuración de los materiales. Estas rocas se disponen en cinturones o bandas de dirección NO-SE, que generalmente están limitadas por fallas subverticales.

Se debe tener en cuenta que en estos materiales la existencia de franjas superficiales de alteración, por procesos de meteorización, la fisuración y fracturación, por esfuerzos tectónicos (ligados a ciertos condicionamientos

litológicos), o el relleno por intrusiones o segregaciones filonianas, proporcionan una permeabilidad secundaria no despreciable.

En menor medida, en el límite Norte de la Hoja, afloran materiales sedimentarios carbonatados (Fm. Los Bañitos) con permeabilidades elevadas producidas por karstificación, fracturación y/o fisuración. No obstante, este afloramiento tiene una extensión reducida. La litología característica son unas calizas de color gris claro que generalmente aparecen fuertemente replegadas o fracturadas.

Los depósitos cuaternarios tienen escasa representación en la hoja de Los Alcarrizos. Todos están relacionados con la dinámica fluvial. Los de mayor extensión corresponden a los depósitos aluviales y terrazas, relacionados con la evolución del río Haina y sus afluentes, y a una serie de glaciares dispersos por toda la Hoja, aunque tienen mayor desarrollo en su mitad oriental.

Se estima una permeabilidad media-alta ( $10^{-3}$ - $10^{-5}$  m/s), por porosidad intergranular, para estos depósitos, debido a la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan. Predomina la permeabilidad media (en torno a  $10^{-5}$  m/s) cuando las lutitas son mayoritarias en la matriz.

A continuación, se realiza para la Hoja una descripción de las características hidrogeológicas de los materiales presentes en la misma ya que, al alcanzarse un mayor grado de detalle cartográfico se puede afinar en la caracterización hidrogeológica de los materiales implicados.

#### **7.1.2.2 Características hidrogeológicas.**

Se han agrupado aquellas unidades geológicas que, siendo estratigráficamente adyacentes, por su similitud en cuanto a sus características hidrogeológicas presentan un mismo comportamiento hidráulico

### **Jurásico superior - Cretácico**

En este epígrafe se engloban un conjunto de materiales ígneos y metamórficos datados desde el Jurásico superior al Cretácico superior que ocupan la mayor parte de la extensión de la Hoja, excepción hecha de un conjunto eminentemente basáltico (Fm. Siete Cabezas) que aflora en una banda de dirección NO-SE, en el sector suroccidental, y un conjunto de materiales volcanoclásticos que afloran en el límite nororiental de la Hoja. Dicho conjunto engloba, cronoestratigráficamente hacia techo, las siguientes formaciones:

En la base la Formación de Peridotitas de Loma Caribe, constituida por peridotitas muy serpentinizadas y el Complejo Duarte, conformado mayoritariamente por esquistos máficos, ambas atribuidas al Jurásico superior.

Los esquistos de Maimón representados por un conjunto de rocas esquistosas, de protolito esencialmente volcánico, y sus formaciones equivalentes menos deformadas, esto es, la formación Peralvillo Norte, constituida por basaltos y andesitas que presentan niveles volcanoclásticos hacia techo. Ambas atribuidas al Cretácico inferior.

El Complejo Río Verde que litológicamente consiste en una asociación de metabasaltos, metagabros y términos metavolcanoclásticos relacionados, que se caracteriza por aparecer heterogéneamente deformada. También atribuido al Cretácico inferior.

Por último, se incluye la Formación Peralvillo Sur que consiste en un cinturón de rocas volcánicas, esencialmente basaltos y términos volcanoclásticos asociados, indeformadas y no metamórficas pertenecientes al Cretácico superior.

Estas rocas en estado sano, compacto y no alterado, presentan una porosidad intersticial casi despreciable (en general muy inferior al 1 – 3 %), además estos poros son muy pequeños, y no suelen tener conexión entre sí, por lo que de no mediar otras circunstancias, se engloban en la categoría de rocas “prácticamente impermeables”.

La alteración es más o menos intensa en función de la composición mineralógica, textura de la roca, presencia o ausencia de fracturas, clima e intensidad de las lluvias, características del agua infiltrada (pH en especial), condiciones de circulación y drenaje, etc.

Esta alteración tiene carácter selectivo en la Hoja objeto de estudio, por ejemplo, las rocas ricas en plagioclasas y biotita son más alterables que las leucocratas (de composición cuarzo-feldespática), ricas en cuarzo, las cuales presentan, en general un estado más sano. En la Hoja la porosidad por esta alteración puede alcanzar un 30%.

Por otra parte, las rocas de protolito básico suelen presentar mayor profundidad de alteración que las ácidas, si bien el contenido de cuarzo de las ácidas favorece la permeabilidad.

En general en el conjunto hidrogeológicamente diferenciado se suele encontrar una franja altamente meteorizada, de espesor variable, hasta profundidades comprendidas entre 1,5 m y 15 m.

En un corte tipo, esta franja de alteración presenta la siguiente sucesión : zona de fisuración, directamente en contacto con la roca sana, según una superficie irregular y en la cual la meteorización es más intensa a lo largo de la red de diaclasas o fracturas; banda formada por arenas arcillosas y limos, donde todos los minerales se alteran y transforman en arcillas, en particular las plagioclasas, y, a techo, franja de arcillas lateríticas, como último estadio de alteración en el que los feldespatos y las micas están completamente alterados.

El paso de un horizonte al siguiente es, en general, gradual, no hay límites netos. Excepto la última franja, netamente arcillosa (impermeable), el resto puede considerarse de cierta permeabilidad, baja-muy baja, (en torno a  $10^{-6}$  m/s). Unos pocos metros por encima de la roca inalterada los minerales suelen estar

hidratados y, por su diferente índice de expansión suele producir un aumento de la permeabilidad (porosidad total entre el 2 y el 10 %).

En general en la Hoja y para este tipo de rocas, la alteración proporciona materiales de granulometría fina (fundamentalmente arcillas), muy poco permeables, solamente en los sectores de intensa fisuración se presentan ciertos caudales susceptibles de explotación.

En cuanto a la fracturación su importancia radica a que suelen ser las únicas vías importantes de circulación del agua subterránea, y a favor de ellas pueden desarrollarse, de forma localizada, zonas acuíferas. Las fracturas son de origen muy diverso y, en general corresponden a más de una etapa tectónica, si bien en el caso de las rocas intrusivas, algunas fracturas se generan ya desde el enfriamiento magmático.

Las fracturas aisladas proporcionan pequeños caudales. Las diaclasas tienen anchura, en general, inferior a 2 mm, y suelen presentar, en muchos casos, rellenos arcillosos que las impermeabilizan, y reducen la circulación hídrica.

Esta permeabilidad es altamente anisotrópica, si bien con frecuencia, las fracturas tienen pautas dominantes. Se puede generalizar que las áreas donde la tectónica es más violenta presentan mejores condiciones desde el punto de vista de explotación, dentro del carácter de muy baja permeabilidad del conjunto.

Por otra parte, los rellenos filonianos y los diques juegan un papel muy importante, a causa de su comportamiento mecánico frente a la roca envolvente, que favorece la fracturación en su entorno. Estas intercalaciones, especialmente cuando se presentan próximas a la vertical, pueden dar cierta circulación acuífera a una profundidad de 100 m. En todo caso se llega a una permeabilidad de matriz prácticamente nula, y a una permeabilidad de fisuras creciente con la malla.



## **Cretácico superior**

Bajo este epígrafe se agrupan los materiales de origen volcánico atribuidos al Cretácico superior, correspondientes a la formación Siete Cabezas. Se trata de un conjunto eminentemente basáltico, con intercalaciones esporádicas de niveles volcanoclásticos (fundamentalmente tobas cineríticas bien estratificadas) y cherts, que con una dirección NO-SE.

En general, en coladas sucesivas de basaltos se puede diferenciar una franja brechoide de base, grosera y escoriácea, que pasa a techo a un material compacto de porosidad reducida, aunque con mayor desarrollo de grietas verticales de retracción. No obstante, en la Hoja, debido al acúmulo de material, el aumento de la carga litostática hace que se colapsen o compacten las fisuras y cavidades, especialmente las horizontales, rellenándose total o parcialmente. En todo caso, la circulación vertical es pequeña con respecto a la horizontal.

También aparecen diques intrusivos que originan a su vez fisuras paralelas a los mismos, en general de difícil predicción; a esta dificultad se suman los procesos de alteración mecánica, física y química. En general el papel hidrogeológico de estos accidentes es casi siempre más de barrera que de dren, aunque ocasionalmente pueden ser conductos de circulación acuífera. Las deformaciones y alteraciones posteriores pueden modificar la permeabilidad, dando lugar a un conjunto muy anisótropo.

Se estima, en función de las observaciones de campo, que en los materiales basálticos presentes en esta formación la porosidad total varía entre el 1 y el 15%. Con respecto a la porosidad eficaz posiblemente no supere el 1 %.

La permeabilidad es debida fundamentalmente a la fracturación y fisuración fruto de la deformación posterior, en mayor medida que la producida por grietas de retracción u otras estructuras de enfriamiento.

Las tobas y cineritas de alta porosidad y reducida permeabilidad, se comportan como niveles impermeables con relación al resto de productos volcánicos.

En cualquier caso, se estima una permeabilidad baja-muy baja ( $10^{-5}$ - $10^{-8}$  m/s) para el conjunto de materiales diferenciados, pudiendo dar lugar a acuíferos de carácter muy localizado y caudal específico muy escaso ( $< 1$  l/s/m).

### **Cretácico superior - Paleógeno**

Se ha establecido este intervalo con objeto de independizar una unidad constituida por materiales volcanoclásticos (Fm Don Juan) que aflora en el extremo NE de la Hoja Se trata de una serie volcanoclástica, generalmente bien estratificada en niveles decimétricos, aunque también existen términos masivos, en la que se intercalan frecuentes tramos de limolitas oscuras de espesores métricos. Internamente las limolitas se presentan finamente laminadas y alternan con niveles centimétricos y milimétricos de areniscas de grano fino. En conjunto, estas litologías de grano más fino corresponden a cineritas y tobas cineríticas en las que los componentes esenciales son feldespatos, cuarzo y, en menor proporción, fragmentos líticos que están incluidos en una matriz vítrea. Los términos más gruesos son de tamaño lapilli y muestran una composición similar a la anterior con predominio de fragmentos líticos en los términos más masivos.

En estos materiales la porosidad suele ser relativamente elevada (entre el 15 y el 30%) aunque la permeabilidad suele ser muy reducida.

Debido al predominio de materiales finos, esta unidad se comporta, en términos generales, como prácticamente impermeable. No obstante, puede aumentar el valor de la permeabilidad, principalmente por porosidad intergranular, en aquellos casos en que aumente la granulometría.

### **Eoceno inferior**

La Fm Yanigua alberga niveles de caliza de envergadura muy variable, pero que pueden constituir excelentes acuíferos, al presentar propiedades hidrogeológicas similares a las de la Fm Los Haitises. Su diferencia principal estriba en el carácter libre y las mayores dimensiones de ésta, frente al carácter confinado, al menos en algunos casos, y la menor extensión de aquélla.

### **Cuaternario**

Los depósitos cuaternarios tienen escasa representación en la hoja de Los Alcarrizos. Los de mayor extensión corresponden a los depósitos aluviales y terrazas relacionados con la evolución del río Haina y sus afluentes. También existe un desarrollo de glacis dispersos por toda la Hoja con mayor frecuencia en su mitad oriental.

Los glacis como se ha indicado poseen especial desarrollo en el sector oriental de la Hoja donde, con frecuencia, se encuentran alineados a favor de las fallas de dirección ONO-ESE o NO-SE. Estos depósitos forman pequeñas plataformas elevadas entre 5 y 40 m con respecto a los cauces adyacentes.

Litológicamente predominan las arenas limosas y, en menor proporción, gravas. El tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 50cm.

Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad media-baja ( $10^{-5}$ - $10^{-6}$  m/s) por porosidad intergranular que se incrementa o decrece en función del tamaño de grano del depósito. De este modo el aumento en proporción de gravas incrementa la permeabilidad.

Los depósitos de terraza adquieren considerable representación asociados al río Haina y sus afluentes el Guanarito y el Básima donde se produce un sistema de aterrazamientos relativamente bien desarrollado. En el resto de la Hoja la representación es menor asociados a los principales cursos fluviales de la Hoja.

Litológicamente están constituidas por cantos y gravas. La granulometría es muy variable, con mayoría de tamaños de orden decimétrico, pero sin que sean excepcionales los superiores a 1m. Las arenas aparecen como una litología subordinada.

Estos depósitos tienen un grado de permeabilidad medio-alto, debido a la elevada porosidad intergranular que presentan. En general, la permeabilidad decrece con la antigüedad de la terraza siendo la más alta de menor permeabilidad. En el río Haina y cursos asociados, dado su desarrollo y extensión llegan a constituir acuíferos de importancia. La utilización conjunta asociada a los cursos superficiales resulta altamente interesante.

Los deslizamientos de ladera, aunque a escala de afloramiento son frecuentes, a escala cartográfica sólo se ha diferenciado un deslizamiento al SE de La Cuaba. La litología es arenoso-limosa y engloba cantos y bloques procedentes del sustrato. Su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico.

Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad media-baja ( $10^{-5}$ - $10^{-6}$  m/s) en función de su litología, la potencia en general es pequeña, con una extensión superficial limitada.

Los conos de deyección son depósitos frecuentes en el ámbito de los principales valles, aunque con una entidad cartográfica sólo se han diferenciado en el valle del río Básima afluente del Haina. A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas, englobadas en una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos conos como, debido a su geometría, dentro del mismo. En cualquier caso, no debe superar los 10-15 m.

Se estima una permeabilidad media-baja ( $10^{-5}$ - $10^{-6}$  m/s) en estos depósitos por porosidad intergranular que decrece con el aumento de finos en la matriz.

Los coluviones son, junto con los deslizamientos, uno de los depósitos cuaternarios con menor representación, sin que se haya observado ningún representante digno de mención. Su morfología es variable, así como su lugar de desarrollo dentro de las laderas. Son depósitos de reducido espesor y de litología muy variable. En general, predominan los cantos subangulosos heterométricos incluidos en una matriz areno-arcillosa.

Se estima una permeabilidad media-baja ( $10^{-5}$ - $10^{-6}$  m/s) por porosidad intergranular, que aumenta debido al bajo grado de consolidación de estos depósitos y disminuye con el incremento de material arcilloso en la matriz.

Las llanuras de inundación están asociadas, fundamentalmente, a los cauces del río Haina y su principal afluente, el Guanano, se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río. En ellas, los depósitos son similares a los del cauce, aunque con un cierto predominio de los limos y arcillas sobre las arenas y las gravas.

Hidrogeológicamente se trata de formaciones de permeabilidad baja-muy baja ( $< 10^{-6}$  m/s), debido al predominio de materiales arcillosos y lutíticos.

Los depósitos de fondo de valle se encuentran ampliamente representados en los numerosos ríos, arroyos y cañadas de la Hoja, destacándose por su envergadura los correspondientes al río Haina y a su principal afluente, el Guanano. Las gravas son su constituyente principal; son gravas redondeadas heterométricas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 1m, ni tampoco las arenas. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5 m.

Hidrogeológicamente, se estima una permeabilidad media-alta ( $10^{-3}$ - $10^{-5}$  m/s), por porosidad intergranular, para estos depósitos, debido a la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan.

## **7.2. RECURSOS MINERALES**

## **9. SITUACIÓN DE INDICIOS**

## **10. BIBLIOGRAFÍA**

-**ACUATER (2000)**. Mapa Hidrogeológico Nacional. Planicie Costera Oriental, mapa nº 9/1/3 Escala 1:50 000. Programa SYSMIN, Proyecto J. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

**AYALA, C., GARCÍA-LOBÓN, J.L., ESCUDER-VIRUETE, J., REY-MORAL, C., PÉREZ-ESTAÚN, A., PADÍN-DEBÉN, A. (in press)**. High resolution magnetic, regional gravity and petrophysical characterization of the Central Cordillera (Dominican Republic). *Geologica Acta* (2010).

**BARRET, W. (1962)**. Emerged and submerged shorelines of the Dominican Republic. *Rev. Geog., Inst. Panam. Geog. e Hist.*, 30, 51-77.

- **BELLON, H., VILLA, J.M. y MERCIER DE LEPINAY, B (1985)**: Chronologie K- Ar et affinités geoquimiques des manifestations magnétiques au crétacé et au paleogène dans L'isle D'Hispaniola. En, *Geodynamique des Caribes*, Editions Technip.

- **BLESCH, R.R. (1966)**: Mapa geológico preliminar. In: *Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana*, escala 1:250.000.

- **BOISSEAU, M. (1987)**: Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles); Un édifice de nappes Crétacé polyphase. Tesis Doctoral inédita. Université Pierre et Curie, Paris, 200 p

- **BOURDON, L(1985)**: La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola,Grandes Antilles); Un arc insulaire Cretacé polystructure. Teasis Doctoral, Universidad Marie y Pierre Curie

- **BOWIN, C. (1960)**: Geology of central Dominican Republic. *Ph. D. Thesis*, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.

- **BOWIN, C. (1966)**: Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In: *Caribbean geological investigations* (HESS, H., Ed.), *Geological Society of America*, 98:11-84.

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

- **BROWN, G.C., THORPE, R.S., and WEBB, P.C. (1984):** The Geochemical characteristics of granitoids in contrasting areas and comments on magma sources,. *Journal of the Geological Society of London*, 141, p 413-426.

**CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974):** Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, p 173-74.

- **COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG). (1997):** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la Rep. Dom. Programa SYSMIN (7 ACP DO 074). Servicio Geológico Nacional.

- **DENGO, G. y CASE, J.E. (Eds.) (1990):** *The Geology of North America, volume H, the Caribbean region*, Geological Society of America, Boulder, Colorado. 528 pp.

- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1984):** Formaciones del Suroeste de la República Dominicana. Santo Domingo, 500p.

- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN)(1999):** Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos geológicos

- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) y BUNDESANSTALT FUR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.

- **DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds (1998):** *Active Strike-Slip and collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica American, p174

- **DOLAN, J.F., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK C., SHIROMA, J. y MONECHI, S. (1991):** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. y DAVID, J. W.(1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collisison, strain partitioning and opposing

subducted slabs, En: *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, (DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds) *Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana*, p174

**DOMINGUEZ H. (1982):** Mapa Geológico del área de la Cuaba 1:20.000. Proyecto Los Hojanchos. Dirección General de Minería y Hidrocarburos. Inédito

- **DONNELLY, T. W., BEETS, D., CARR, M. JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J., MAURY, R., SCHELLEKENS, H., SMITH, A., WADGE, G. y WESTERN CAMP, D. (1990):** History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: *The Caribbean Region, The Geology of North America* (DENG, G. y CASE, J. Eds). *Geol. Soc. America*. Boulder, Colorado, Vol. H, p339-374

- **DONOVAN, S.K. y JACKSON, T.A. (Eds) (1994):** *Caribbean Geology an Introduction*. The University of The West Indies Publishers Associations, Kingston, Jamaica, 289 pp.

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

- **DRAPER, G., GUTIERREZ, G. y LEWIS J. F. (1995):** Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Hispaniola: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. *Transactions, 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, Trinidad Tobago*.

- **DRAPER G; GUTIERREZ, G y LEWIS, J. F. (1996):** Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): 1143-1146.

- **DRAPER G. y LEWIS J. (1982):** Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic, En: *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, República Dominicana, 1980* Amigo del Hogar Publishers, p 53-64

- **DRAPER G. y LEWIS J. (1989):** Petrology and structural development of the Duarte Complex, Central. Dom. Rep.: a preliminary account and some tectonic implications. *Transactions 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia*, 1983: 103-112.

**DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991):** Metamorphic belts in Central Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate*



*boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.),  
*Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **ESPAILLAT, J., BLOISE, G., MACVEIGH, J.G y LEWIS J.F. (1989):**  
Petrography and geochemistry of mafic rocks of Peralvillo Formation in the  
Sabana Potrero area, Central Dominican Republic. En: *Transactions of the 12th  
Caribbean Geological Conference* (LAURE, D.K. y DRAPER, G. Eds.)

- **FEIGENSON, M. (1978):** Petrology and strontium isotope geochemistry of the  
loma Cabrera batholith, Dominican Republic. *MSc Thesis*. George Washington  
University

- **FREY, M., DE CAPITANI, C. y LIU, JG (1991):** A new petrogenetic grid for  
low-grade metabasites. *J. Metamorphic Geol.*, 9: 497-509.

- **HALDEMANN, E.G., BROUWER, S.B., BLOWES, J.H., y SNOW, W.E.  
(1980):** Field Trip C: Lateritic nickel deposits at Bonao Falconbridge  
Dominicana C. En *Field Guide Dominican Republic*. 9th Caribbean Geological  
Conference 1980, 69:80 pp.

- **HEUBECK, C. y MANN, P. (1991):** Structural Geology and Cenozoic Tectonic  
History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican  
Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-  
Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS,  
J.F., Eds.). *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **HORAN, S.L. (1995):** The geochemistry and tectonic significance of the  
Maimon-Amina schists, Cordillera Central, Dominican Republic. Tesis de  
Master, Universidad de Florida, p 172

- **INYPESA (1985):** Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción.  
Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo. (Inédito).

- **JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) y METAL  
MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) (1984):** Report on Geological Survey of  
Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokio, 22p.

**JORDAN, T. H. (1975):** The present-day motions of of the Caribbean plate:  
*Journal of Geophysical Research*, Vol. 80, p. 4433-4439

- **KERR A. C., ANDREW C.y TARNEY, J. (1996):**The Caribbean-Colombian  
Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau.En :

*AUG Monograph on Large Igneous Provinces*, (MAHONY, J.J. y COFIN, M. Eds.)

- **KERR A.C., TARNEY, J., MARRINER, J.G., NIVIA, A. y SAUNDERS, A.D. (1997)**: The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En : *Large Igneous Provinces*, (MAHONY, J.J. y COFIN, M. Eds.) AUG Monographi

- **KERR, A.C., TARNEY, J., NIVIA, A., MARRINER, G.F. y SAUNDERS, A.D. (1998)**: The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Columbia and the Caribbean. *Tectonophysics*, v 292, p.173-188.

- **KESLER, S.E., RUSSELL, N., POLANCO, J., McCURDY, K. y CUMMING, G.L. (1991a)**: Geology and Geochemistry of the Early Cretaceous Los Ranchos Formation, Central Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. y FONDEUR, L. (1991b)**: Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **KESLER, S.E., SUTTER, J.F., (1977b)**: Progres report on radiometric age determinaton in the Caribean region. Abstracts, 8th. Caribbean Geological Conference:85-86.

- **KESLER, S.E., SUTTER, J.F., BARTON, J.M. y SPECK, R.C. (1991c)**: Age of Intrusive Rocks in Northern Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

**KESLER, S.E., SUTTER, J.F., JONES, L.M. y WALKER, R.L. (1977a)**: Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5:245-247.

- **KOSCHMANN, A.H. y GORDON, M. (1950)**: Geology and mineral resources of the Maimon Hatillo District, Dominican Republic. *US Geological Survey Bulletin*, N° 964

- **KRETZ, R., (1983):** Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- **KROGH, T.E., (1982):** Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649.
- **LAPIERRE, H., DUPUIS V- LEPINAY, B.M., TARDY, M. RUIZ J; MAURY, R.C. HERNANDEZ y J. LOUBET M. (1997):** Is the Lower Duarte Complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau? *The Journal of Geology*, 1997, Vol. 105. Pag. 111-120.
- **LAPIERRE, H., DUPUIS, V., MERCIER DE LÉPINAY, B., BOSCH, D., MONIÉ, P., TARDY, M., MAURY, R.C., (1999):** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola: *J. Geology* 107, p.193-207.
- **LEBRON, M. C. y PERFIT, M.R. (1993):** Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc.: *Journal of Geology*. V. 101. P. 389-396.
- **LEBRON, M.C. y PERFIT, M. R. (1994):** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, D.R.: *Tectonophysics*, V. 229. P. 69-100.
- **LEWIS, J. F. (1982 a):** Granitoid Rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980:* Amigo del Hogar Publishers 403-408.
- LEWIS, J. F. (1982 b):** Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980:* Amigo del Hogar Publishers, p 403-408.
- **LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMENEZ G., J.G. y DOMINGUEZ, H.D. (1991):** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tیرهo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **LEWIS, J.F. y DRAPER, G. (1990):** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: *The Geology of North America, Volume H, The*

*Caribbean region:* (Dengo, G. y Case, J.E. Eds). *Geological Society of America*, Colorado: 77-140

- **LEWIS, J.F. y DRAPER, G. (1995):** Amphibolites and associated rocks of the Rio Verde Complex in the Median Belt, central Hispaniola: their petrologic, structural and tectonic significance in the emplacement of the Loma Caribe peridotite. *Programme and Abstracts, 3rd Conference of the Geological Society and Trinidad & Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, 1965: 46*

- **LEWIS, J.F., HAMES, W.E. y DRAPER, G., (1999):** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola: A Discussion. *J. Geology* 107

- **LEWIS, J.F. y JIMENEZ G., J.G. (1991):** Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico Area, Central Hispaniola: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **LLINAS, R.A. y RODRIGUEZ-TORRES, R. (1980):** Sección geológica: Rancho Arriba – Piedra Blanca – Hatillo, Cordillera Central: República Dominicana.

- **LISTER, G.S. y DORNSIEPEN, U.F., (1982):** Fabric transitions in the Saxony Granulite terrain. *J. Struct. Geol.*, 4: 81-92.

**LISTER, GS y SNOKE, A.W. (1984):** S-C Mylonites. *J Struct Geol* 6:617-638

- **LUDWIG, K.R., (1980):** Calculation of uncertainties of U-Pb isotopic data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, p. 212-220.

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

- **MANN, P., BURKE, K. y MATSUMOTO, T. (1984):** Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 311-324.

- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991a):** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **MANN, P., TAYLOR, F.W., EDWARDS, R. L. Y KU, T.L. (1995):** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, V. 246, p1-69

- **MATTHEWS, J.E. y HOLCOMBE, T.L. (1976):** Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. In: *Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974)*. Ministère de l'Industrie et la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, 235-242.

- **MATTSON, P.H. (1979):** Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. *Journal of Geology*. Vol. 87. P. 293-304.

- **MAUFFRET, A. y LEROY, S. (1997):** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, p 61-104

**MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). *These de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, 378 p. (Inédito).

- **MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A. y PINDELL, J.L. (1994):** A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate: *GSA Today*, 1(1): 1-6

- **MORTENSEN, J.K., GHOSH, D., y FERRI, F. (1995):** U-Pb age constraints of intrusive rocks associated with Copper-Gold porphyry deposits in the Canadian Cordillera, En, *Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North America* (SCHROETER, T.G., Ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 46.

- **PALMER, H.C. (1963):** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton
  
- **PALMER, H.C. (1979):** Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: *Tectonic focal point of the north Caribbean; Hispaniola* (B. LIDZ y F. NAGLE Eds). Miami Geol. Soc., 29-68 pp.
  
- **PARDO, G. (1975):** Geology of Cuba. En: *The Ocan Basins and Margins*, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.
  
- **PARRISH, R., RODDICK, J.C., LOVERIDGE, W.D. y SULLIVAN, R.W. (1987):** Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada, En: *Radiogenic age and isotopic studies, Report 1: Geological Survey of Canada*. Paper 87-2, p. 3-7.
  
- **PASSCHIER, C.J. y TROUW, H. (1996):** *Microtectonics*. Springer Verlag. Heidelberg, 235 pp.
  
- **PEARCE J.A. (1983):** Trace element characteristics of lavas from constructive plate boundaries. En: *Andesites*, (THORPE R.S. Ed.) John Wiley and Sons, p 525-548.
  
- **PEARCE, J.A. y 7 OTROS (1992):** Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. En: *Proc. ODP, Sci Results, 125 College Station, TX* (FRYER, PIERCE, J.A., STOCKING, L.B. et al. Eds). Ocean Drilling Program, p.623-659.
  
- **PINDELL, J.L. (1994):** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology: An introduction*, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, p. 13-39.
  
- **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1991):** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In: *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region* (DENGO, G. y CASE, J.E, Eds.), *Geological Society of America*. Boulder, Colorado. 404-432.
  
- **PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M (1980):** Extensional structures in anisotropic rocks. *J Struct Geol* 2:397-410

- **RODDICK, J.C. (1987):** Generalized numerical error analysis with application to geochronology and thermodynamics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2129-2135.
  
- **ROSENCRANTZ, E., ROSS, M. I., y SCLATER, J.G., (1988):** Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2141-2157.
  
- **RUSSELL, N. y KESLER, S.E. (1991):** Geology of the Maar-Diatreme Complex Hosting Precious Metal Mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
  
- **SINTON, C.W., DUNCAN, R. A., STOREY, M. LEWIS, J. y ESTRADA, J.J.(1998):** An oceanic flood basalt province within the Caribbeanplate. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 155, p221-235
  
- **SPEAR, F.S. (1993):** Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Min. Soc. of America. Monograph*. Washington, D.C., 799 pp.
  
- STACEY, J.S. Y KRAMER, J.D. (1975):** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
  
- **STEIGER, R.H. Y JÄGER, E. (1977):** Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
  
- **TCHALENCO, J. S. (1968):** The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophycics* 6, 159-74
  
- **THEYER, P., (1983):** An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94:1438-1441.
  
- **WEYL, R. (1966):** Geologie der Antillen, Band 4, Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde, (H. J. MARTINI, Ed.) Berlin, Gebrüder Bornträger, 410 p
  
- **WHITE, A. J. R., (1979):** Sources of granite magmas, Abstr. with programs, *Geol. Soc. Amer. Ann. Gen. meeting*, p. 539.

