



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

**SABANA LARGA / LA CIÉNEGA**  
**(6171-IV)**

**Santo Domingo, R.D. Octubre 2020**

La presente Hoja y Memoria Geológica forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto Elaboración de Cartografía Geológica y Temática del Cuadrante San Cristóbal (6171), en la cual se incluyen las hojas geológicas de Los Alcarrizos (6171-I), San Cristóbal (6171-II), La Montería (6171-III) y Sabana Larga/La Ciénaga (6171-IV)), a escala 1:50,000.00 y 1:100,000), mediante la utilización del Programa ArcGis, 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.

-ings.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: SAN JOSE DE OCOA (6071-I) Y ARROYO CAÑA (6172-III)**

- 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. Edwin García Cocco

- Ing. Vera Cedeño Pérez

- Ing. Jesús Rodríguez

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

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

### **Álbum de fotos**

Para la elaboración de esta memoria se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja geológica 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 de Sabana Larga (la Ciénaga) se encuentra situada en la vertiente meridional de la Cordillera Central y en ella están representados dos de los principales dominios que forman esta cadena.

En el sector NE aflora la Fm. Tireo, dominio geológico que está relacionado con la actividad de un arco insular durante el Cretácico superior. Constituye el basamento de la zona, encontrándose deformado mediante imbricaciones internas y afectado por intrusiones de carácter tonalítico.

La presencia de este conjunto de unidades metamórficas en el centro de la isla se ha relacionado con los estadios primitivos (pre-Cretácico superior) de su evolución. Dentro de ellas destaca, a modo de eje central, el *ridge* peridotítico, que tradicionalmente se ha identificado con una paleosutura. Al SO del *ridge*, el Complejo Duarte, del Jurásico superior, representa el conjunto litológico más antiguo de la isla.

El Complejo Duarte es la unidad dominante en extensión en la Hoja de Sabana Larga (la Ciénaga), y en ella intruyen, de forma exclusiva, varios *stocks* de tonalitas foliadas y un cuerpo de dimensiones batolíticas de gabros y gabro-noritas denominados de La Yautía. Por su deformación interna y sus relaciones con el encajante, se considera que las primeras se debieron emplazar, aunque con dudas, en el Cretácico inferior. Los gabros y gabro-noritas no sólo intruyen al Complejo Duarte sino también a las propias tonalitas foliadas y por tanto son posteriores a éstas, aunque su edad emplazamiento es incierta, probablemente Cretácico superior. El conjunto de granitoides de la Hoja se completa con las tonalitas no foliadas que intruyen sobre cualquiera de las unidades representadas en la Hoja, asignándose su emplazamiento al Paleógeno. Estas intrusiones forman parte del conjunto de granitoides que se distribuyen de una forma más o menos uniforme a lo largo de la zona axial de la Cordillera Central, teniendo su origen en el mismo magmatismo que produjo el volcanismo de arco-isla.

## ABSTRACT

The Long Savanna Leaf (la Ciénaga) is located on the southern slope of the Central Mountain Range and two of the main domains that make up this chain are represented in it.

In the NE sector, the Fm. Tireo, a geological domain that is related to the activity of an insular arch during the Upper Cretaceous. It constitutes the basement of the area, being deformed by internal imbrications and affected by tonalitic intrusions.

The presence of this set of metamorphic units in the center of the island has been related to the primitive stages (pre-Upper Cretaceous) of its evolution. Among them stands out, as a central axis, the peridotitic ridge, which has traditionally been identified with a paleosuture. To the SW of the ridge, the Duarte Complex, from the upper Jurassic, represents the oldest lithological complex on the island.

The Duarte Complex is the dominant unit in extension in the Long Sabana Leaf (la Ciénaga), and in it they exclusively intrude several stocks of foliated tonalites and a body of batholithic dimensions of gabros and gabbro-norites called La Yautía . Due to its internal deformation and its relationships with the encasing, it is considered that the former must have been located, albeit with doubts, in the Lower Cretaceous. The gabros and gabbro-norites not only intrude the Duarte Complex but also the foliated tonalites themselves and therefore are later than these, although their age location is uncertain, probably Late Cretaceous. The set of granites of the Leaf is completed with the non-foliated tonalites that intrude on any of the units represented on the Leaf, assigning its location to the Paleogene. These intrusions are part of the set of granitoids that are distributed in a more or less uniform way along the axial zone of the Central Mountain Range, having their origin in the same magmatism that produced the arc-island volcanism.

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>14</b>
<b>1.1 METODOLOGÍA</b> .....	<b>14</b>
<b>1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA HOJA GEOGRÁFICA</b> .....	<b>15</b>
<b>1.3. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	<b>16</b>
<b>1.4. ANTECEDENTES</b> .....	<b>17</b>
<b>2. ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGIA</b> .....	<b>19</b>
<b>2.1. DESCRIPCIÓN ESTRATIGRÁFICA Y PETROLÓGICA DE LAS UNIDADES</b> .....	<b>21</b>
<b>2.1.1. <i>Jurásico</i></b> .....	<b>21</b>
2.1.1.1. Complejo Duarte .....	22
2.1.1.1.1. Complejo Duarte (1). Esquistos máficos (facies de los esquistos verdes) y, localmente, metadiabasas. Jurásico superior.....	27
2.1.1.1.2. Formación Duarte (2). Rocas volcánicas ultramáficas-máficas, predominancia de basaltos. Jurásico superior. ....	30
<b>2.1.2. <i>Cretácico Inferior</i></b> .....	<b>32</b>
2.1.2.1.1. Formación Arroyo Jigüey (3). Rocas volcánicas masivas de carácter intermedia - ácido, localmente capas de tobas ácidas, cherts y calizas. Cretácico Inferior... ..	32
2.1.2.1.2. Formación Arroyo Jigüey (4). Rocas volcánicas masivas de carácter intermedio-ácida, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.....	35
2.1.2.1.3. Formación Arroyo Jigüey (5). Lavas basálticas. Cretácico Inferior..	35
2.1.2.1.4. Formación Arroyo Jigüey (6). Basalto con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.....	37
2.1.2.1.5. Formación Arroyo Jigüey (7) Rocas volcánicas migmatitizadas. Cretácico Inferior.....	38
2.1.2.1.6. Formación Arroyo Jigüey (8). Basalto xenolítico, con inclusiones de basaltos, riolitas, calizas y cherts. Cretácico Inferior.....	39
2.1.2.1.7. Formación Arroyo Jigüey (9). Lavas ultramáficas. Cretácico Inferior..	39



2.1.2.1.8. Formación Arroyo Jigüey (10). Rocas volcánicas masivas, de carácter básico-intermedio-acido, indiferenciadas, con capas de cherts y calizas. Cretácico Inferior.....	40
2.1.2.1.9. Formación Arroyo Jigüey (11). Rocas volcánicas, indiferenciadas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.....	41
2.1.2.1.10. Formación Arroyo Jigüey (12). Lavas ultramáficas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.....	42
2.1.2.1.11. Formación Rio Duey (13). Rocas piroclásticas y tufitas de carácter intermedioacido. Cretácico Inferior.....	44
2.1.2.1.12. Tonalitas foliadas (14). Cretácico Inferior.....	45
<b>2.1.3. Cretácico superior.....</b>	<b>49</b>
2.1.3.1. Formación Tireo .....	49
2.1.3.1.1. Formación Tireo (15). Rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas. Cretácico Superior. ..	54
2.1.3.1.2. Formación Tireo (16) Rocas piroclástica de carácter básico - intermedio con lavas básicas en menor proporción. Cretácico Superior.....	58
2.1.3.1.3. Formación Tireo (17). Rocas piroclásticas básicas: Estratos de bombas volcánicas. Cretácico Superior. ....	60
2.1.3.1.4. Formación Tireo (18). Alternancias decimétrica de tobas cineríticas (con niveles de chert), margas, calizas margosas y areniscas. Cretácico Superior. ....	61
2.1.3.1.5. Piroxenita feldespática, con metamorfismo de contacto (19). Cretácico Superior. ....	62
2.1.3.1.6. Piroxenita feldespática, migmatizada (20). Cretácico Superior.....	64
2.1.3.1.7. Rocas ultrabásicas, migmatizadas (21). Cretácico Superior.....	64
2.1.3.1.8. Gabro (22). Cretácico Superior.....	65
2.1.3.1.9. Gabro, con metamorfismo de contacto (23). Cretácico Superior.....	66
2.1.3.1.10. Gabro migmatizada (24) Cretácico Superior.....	66
2.1.3.1.11. Norita cuarcífera (25). Cuerpo intrusivo de la Yautía. Cretácico Superior.....	67

2.1.3.1.12. Norita cuarcífera, con metamorfismo de contacto (26). Cretácico Superior.....	68
2.1.3.1.13. Norita cuarcífera, migmatitizada (27). Cretácico Superior.....	68
2.1.3.1.14. Granito, Granodiorita (28). Cretácico Superior.....	69
2.1.3.1.15. Formación El Manaclar (29) Caliza pelágica de color blanco, rojizo y gris oscuro, con capas de margas calcáreas, presencia local de pedernal. Cretácico Superior. ....	70
2.1.3.1.16. Formación Los Martínez (30). Conglomerados poligénicos con intercalaciones de arenisca gravosa y arenisca Cretácico Superior. ....	71
2.1.3.1.17. Formación Los Martínez (31) Margas y limos con estratos esporádicos de calizas oscura. Cretácico superior .....	71
2.1.3.1.18. Formación Los Martínez (32) Alternancia de areniscas gravosas, areniscas y margas. Cretácico superior .....	72
2.1.3.1.19. Formación Los Martínez (33). Conglomerados poligénicos con predominancias de clastos de calizas, en alternancia con areniscas. Cretácico superior.....	72
2.1.3.1.20. Formación Los Martínez (34) Margas con intercalaciones de calcarenitas. Cretácico Superior. ....	73
2.1.3.1.21. Formación Los Martínez (35). Alternancia de areniscas Limos y margas; presencia local de olistolitos. Cretácico Superior. ....	73
2.1.3.1.22. Gabros y Gabro-noritas de La Yautía (36) Cretácico superior.....	76
2.1.3.1.23. Ocurrencia frecuente de diques básicos (37). Cretácico Superior...80	
2.1.3.1.24. Ocurrencia frecuente de diques graníticos (38). Cretácico Superior.....	80
2.1.3.1.25. Ocurrencia frecuente de diques tonalíticos (39). Cretácico Superior.....	80
<b>2.1.4. Paleógeno .....</b>	<b>81</b>
2.1.4.1.1. Tonalitas no foliadas (40) Paleógeno.....	81

2.1.4.1.2. Formación El Número (41). Calizas masivas o estratificadas, frecuentemente fosilíferas, con intercalaciones de conglomerados y brechas. Paleógeno.....	83
2.1.4.1.3. Formación Loma Rodríguez (42). Calizas estratificadas en parte margosas, colores crema y rosada, facies de plataforma. Paleógeno .....	85
2.1.4.1.4. Formación Ocoa (43). Margas y fangos, generalmente arenosos, con intercalaciones de areniscas turbidíticas, cantos polimícticos dispersos, bloques y olistolitos de origen diverso; frecuente aspecto caótico. Paleógeno.....	86
<b>2.1.5. Cuaternario .....</b>	<b>87</b>
2.1.5.1.1. Glacis (44). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno-Holoceno .....	87
2.1.5.1.2. Terrazas altas (45). Cantos, gravas, arenas y limos. Holoceno.....	88
2.1.5.1.3. Terrazas medias- altas (46). Cantos, gravas y arenas. Holoceno.....	89
2.1.5.1.4. Terrazas bajas (47). Cantos, gravas, arenas, limos. Holoceno.....	90
2.1.5.1.5. Llanura de inundación (48). Limos con niveles cantos, arenas y gravas. Holoceno.....	91
2.1.5.1.6. Pantanos, formaciones humosas (49). Holoceno.....	91
2.1.5.1.7. Cono aluvial, deslizamiento (50). Holoceno.....	91
2.1.5.1.8. Coluviones (51) Holoceno.....	93
2.1.5.1.9. Aluviones, depósitos de río (52). Arenas, gravas, cantos y limos. Holoceno.....	94
2.1.5.1.10. Fondos de valle (depósitos localmente discontinuos) (53). Bloques, cantos, arenas y gravas. Holoceno .....	94
<b>3. GEOQUÍMICA .....</b>	<b>95</b>
<b>3.1. COMPLEJO DUARTE .....</b>	<b>95</b>
<b>3.2. FORMACIÓN TIREO.....</b>	<b>95</b>
<b>3.3. TONALITAS Y TONALITAS FOLIADAS .....</b>	<b>96</b>
<b>3.4. GABROS Y GABRO-NORITAS DE LA YAUTÍA .....</b>	<b>98</b>

<b>4. TECTÓNICA.....</b>	<b>99</b>
<b>4.1. CONTEXTO GEODINÁMICO DE LA ISLA LA ESPAÑOLA. ....</b>	<b>99</b>
<b>4.2. MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO .....</b>	<b>104</b>
<b>4.3. ESTRUCTURAS DE LOS MACRODOMINIOS Y DE LAS TECTÓNICAS MÁS RECIENTES.....</b>	<b>108</b>
<b>4.3.1. Estructura del basamento.....</b>	<b>108</b>
<b>4.3.2. Estructura del Cinturón de Peralta .....</b>	<b>115</b>
<b>4.3.3. La estructura del Grupo Peralta .....</b>	<b>117</b>
<b>4.3.4. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el             Cinturón de Peralta.....</b>	<b>117</b>
<b>4.3.5. Estructura relacionada con la indentación de la cresta de la Beata.</b>	<b>119</b>
<b>5. GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>121</b>
<b>5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA .....</b>	<b>122</b>
<b>5.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO .....</b>	<b>123</b>
<b>5.2.1. Estudio morfoestructural.....</b>	<b>123</b>
5.2.1.1. Formas estructurales.....	125
<b>5.2.2. Estudio del modelado .....</b>	<b>125</b>
5.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa .....	125
5.2.2.2. Formas fluviales .....	126
5.2.2.3. Formas poligénicas .....	129
<b>5.2.3. Evolución dinámica.....</b>	<b>130</b>
<b>5.2.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos             geológicos.....</b>	<b>131</b>
<b>6. HISTORIA GEOLOGICA.....</b>	<b>133</b>
<b>6.1. EL ARCO DE ISLA PRIMITIVO DEL CRETÁCICO INFERIOR .....</b>	<b>134</b>
<b>6.2. EL ARCO DE ISLAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR-EOCENO .....</b>	<b>137</b>
<b>6.3. LA EVOLUCIÓN DESDE EL EOCENO SUPERIOR HASTA LA ACTUALIDAD.....</b>	<b>141</b>

<b>7. GEOLOGIA ECONOMICA .....</b>	<b>141</b>
<b>7.1. HIDROGEOLOGÍA.....</b>	<b>141</b>
<b>7.1.1. Hidrología y climatología .....</b>	<b>142</b>
<b>7.1.2. Hidrogeología .....</b>	<b>143</b>
7.1.2.1. Introducción.....	143
7.1.2.2. Características hidrogeológicas. ....	144
<b>7.2. RECURSOS MINERALES.....</b>	<b>153</b>
<b>8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....</b>	<b>153</b>
<b>9. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>153</b>

## 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.

### 1.1. Metodología

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

Como apoyo a los trabajos de campo, se interpretaron las imágenes disponibles de satélite (Landsat TM y radar SAR), los datos de la geofísica aerotransportada (magnetismo y radiometría) del Proyecto SYSMIN (1996), y las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-1984) 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.

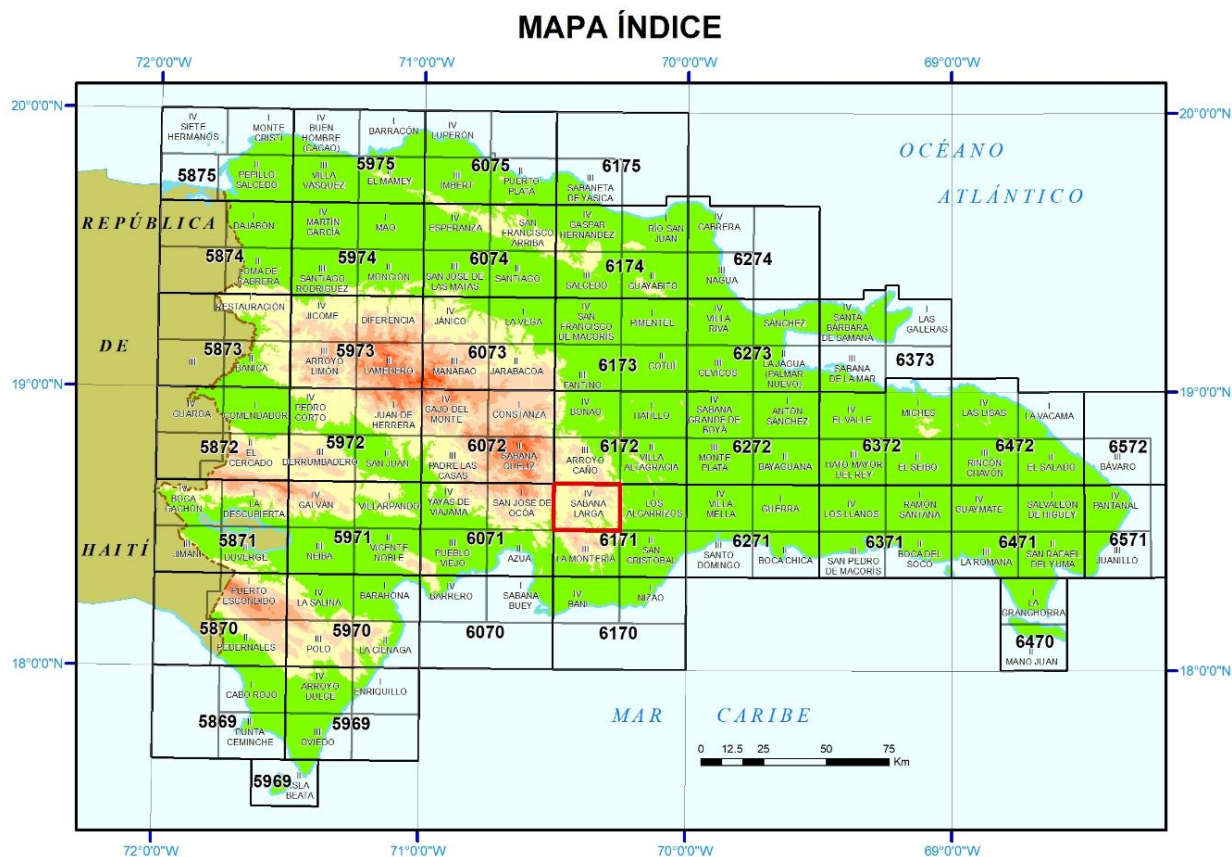
## 1.2. Situación Geográfica Hoja Geográfica

**Coordenadas:** 18°29' 59.76" N 70°29' 59.94" O

**Coordenadas:** 18°39' 59.81" N 70°14' 59.91" O (mapa)

Superficie: 486.693 kilómetros cuadrados.

**Límites:** La Hoja Geológica de Sabana Larga/La Ciénega (6171-IV), está enmarcada con las siguientes Hojas Geológicas: al Norte Arroyo Caña (6172-III), al Este con Los Alcarrizos (6171-I), al Sur Montería (6171-III) y al Oeste San José de Ocoa (6071-I).



### 1.3. Marco Geológico

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Sabana Larga/La Ciénega se sitúa sobre el “Cinturón Metamórfico Intermedio”, dominio definido por Bowin para denominar un conjunto de unidades metamórficas que configuran el flanco septentrional de la Cordillera Central. El desconocimiento de la geometría interna de cada una de estas unidades y de las relaciones estructurales entre ellas ha llevado a la utilización de las más diversas acepciones para su denominación (grupo, formación, complejo) y justifica su calificación como “terrenos” (Mann et al. 1991 b).

La presencia de este conjunto de unidades metamórficas en el centro de la isla se ha relacionado con los estadios primitivos (pre-Cretácico superior) de su evolución. Dentro de ellas destaca, a modo de eje central, el ridge peridotítico, que tradicionalmente se ha



identificado con una paleosutura. Al SO del ridge, el Complejo Duarte, del Jurásico superior, representa el conjunto litológico más antiguo de la isla.

En la zona central del cinturón y con una relación original poco clara con las unidades metamórficas, pero que bien pudiera corresponder a una discordancia, se disponen dos formaciones volcánicas muy similares, sin deformación interna ni metamorfismo, la Fm Siete Cabezas y la Fm. Peralvillo. Estas unidades están relacionadas con el desarrollo del arco insular del Cretácico sup-Eoceno que forma el cuerpo fundamental de la isla La Española.

Por último, queda citar la presencia en la Hoja de dos tipos de intrusiones de granitoides, las tonalitas foliadas y las granodioritas. Las primeras intruyen exclusivamente al Complejo Duarte; por su deformación interna y sus relaciones con el encajante, se considera que su emplazamiento se debió producir, aunque con dudas, en el Cretácico inferior. Las granodioritas encajan en formaciones muy diversas y su emplazamiento está bien datado como Eoceno. Estas intrusiones forman parte del conjunto de granitoides que se distribuyen de una forma más o menos uniforme a lo largo de la zona axial de la Cordillera Central teniendo su origen en el mismo magmatismo que produjo el volcanismo de la isla.

#### **1.4. Antecedentes**

El sector de la Cordillera Central correspondiente a la Hoja de Villa Altagracia y su entorno ha sido objeto de trabajos de diversa índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación, se señalan todos aquéllos 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 La Española que supuso la interesante monografía de Mann et al. (1991), para la Sociedad Geológica de América, documento básico para trabajos posteriores. No obstante, en ella se echa de menos algún trabajo relativo a un dominio de la extensión de la Llanura Costera de Caribe. Igualmente, la Cordillera Central si es objeto de varios estudios, ninguno de ellos afecta específicamente al territorio de la Hoja.

El volumen anterior va acompañado de cartografías de síntesis a escala 1:150:000 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 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, los proyectos C (IGME-INYSPSA-Prointec, 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 abundante de datos geográficos e ilustraciones, apunta numerosas consideraciones de orden geomorfológico; sus denominaciones geográficas han servido de referencia durante la realización del presente trabajo.

Por último, dentro el Programa 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 a escala 1:100000 de San Cristóbal, se produjeron a finales de 1980 y principios- mediados de 1990, en el SGN en colaboración con los Servicios Geológicos de Alemania (BGR). Estos mapas no han sido publicados ni tienen memorias explicativas, al momento de la elaboración de la Memoria 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. ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGIA**

En la Hoja de Sabana Larga (la Ciénaga) 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 atribuirlo 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 Sabana Larga (la Ciénaga), 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 Sabana Larga (la Ciénaga) 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

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

### **2.1.1. Jurásico**

#### 2.1.1.1. Complejo Duarte

Las primeras referencias del Complejo Duarte corresponden a Bowin (1960, 1966 y posterior revisión en 1975) quien, dentro de su Cinturón (Metamórfico) Intermedio o *Median Belt*, lo describió como un conjunto de rocas máficas metamórficas de protolito volcánico que con dirección NO-SE se extiende desde la zona de Jarabacoa hasta las inmediaciones de Santo Domingo. Los mejores afloramientos los sitúa a lo largo de la autopista Duarte, de la que toma el nombre. Prácticamente al mismo tiempo, en el área de Jarabacoa-Monción, Palmer (1963 y posterior revisión en 1979) realizó una división del complejo con criterios metamórficos. Ambos autores emplearon el término “Formación Duarte”, sin embargo, posteriormente Draper y Lewis (1989) propusieron cambiar el citado término por el de “Complejo Duarte”, que se sigue en la presente memoria, atendiendo a la gran variedad de litologías metamórficas que lo constituyen y a las confusas relaciones estratigráfico-estructurales de las mismas.

Las tesis doctorales de Mercier de Lepinay (1987) y, sobre todo, de Boisseau (1987), presentan una revisión del estado de conocimientos de esta unidad y sendas reinterpretaciones geodinámicas de la misma a partir de observaciones de campo en el ámbito de las Hojas de Villa Altagracia y Arroyo Caña. Sin embargo, la mejor puesta al día de todos los datos estratigráfico-petrográficos, estructurales y geoquímicos referentes a este complejo son las publicaciones de Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991), en el volumen especial nº 262 de la GSA, así como la de Donnelly et al (1990) que interpreta las características geoquímicas del mismo dentro del contexto geodinámico del magmatismo caribeño.

Entre las publicaciones más recientes que conciernen a esta unidad destacan especialmente las de Montgomery et al. (1994), de gran importancia puesto que supone la única datación (micro)paleontológica realizada en este complejo, al que asigna mediante radiolarios al Jurásico superior; y las de Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutiérrez (1997), que proponen una nueva evolución geodinámica de la isla para el

periodo pre-Cretácico superior, aunque a partir de datos estructurales obtenidos principalmente en los Esquistos de Maimón. Por último, hay que destacar los trabajos de Lapierre et al. (1997) y en prensa), basados en nuevos análisis geoquímicos y dataciones. Estos autores discuten primero (1997), la supuesta correlación del Complejo Duarte con un *plateau* oceánico derivado de la placa pacífica, para posteriormente (en prensa) proponer que el complejo en realidad consta de un sustrato con afinidad de corteza oceánica “normal” y edad Jurásico superior, sobre el que se implanta un magmatismo, de edad Cretácico Superior afín al observado en *plateaux* oceánicos.

El Complejo Duarte ocupa buena parte de la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga, aunque su afloramiento está restringido por la presencia de frecuentes intrusiones, que en el sector oriental consisten en cuerpos elongados de tonalitas foliadas, y en el central y occidental, en un conjunto plutónico constituido por tonalitas masivas no foliadas y por una unidad gabro-norítica denominada gabros y gabro–noritas de La Yautía. Hacia el oeste, la extensión del complejo queda delimitada, en las inmediaciones de Rancho Arriba, por el contacto con la Fm. Tireo que en esta zona se resuelve mediante un cabalgamiento dúctil relativamente tumbado y con vergencia al oeste, denominado en la presente memoria “cabalgamiento del Río Yuna”. Más al Norte, ya en la hoja de Bonao, este cabalgamiento está reactivado o se le superpone una falla de salto aparentemente normal, la “falla de Bonao” que sirve de límite occidental de la depresión cuaternaria del mismo nombre, a la vez que omite el afloramiento del Complejo Duarte. Hacia el Este, el complejo se extiende, ya en la Hoja de Villa Altagracia, hasta el contacto con la Fm. Siete Cabezas que sistemáticamente coincide con una falla o sistema de fallas subverticales de dirección aproximada NNO-SSE a NO-SE y movimiento sinistral.

Considerando todo el ámbito de la isla La Española, pero atendiendo especialmente diversos estudios de campo realizados en las zonas de Janico-Jarabacoa y Dajabón, Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991) sugieren la división del Complejo Duarte en dos unidades principales: el “Complejo Duarte Inferior”, generalmente en facies de los esquistos verdes, que consiste en picritas (metapicritas), ankaramitas

(metaankaramitas), basaltos (metabasaltos), metacherts, metatuffs y micaesquistos cuarcíticos; y el “Complejo Duarte Superior”, en facies de los subesquistos verdes, formado en la base por un conjunto de metagabros y un enjambre de diques metadiabásicos, que gradúa hacia los niveles altos a una potente secuencia de pizarras y cherts, con intercalaciones metabasálticas, seguido a techo por rocas cuarzo-feldespáticas (metavulcanitas) y esquistos cuarzo-sericíticos. Esta es una división que sigue esencialmente los mismos criterios metamórficos de Palmer (1963), y es más deducida que real puesto que los contactos entre las dos unidades principales o entre los conjuntos litológicos definidos dentro de ellas o no son visibles o están fallados. Además de estas dos unidades, los mismos autores constatan la presencia de facies anfibolíticas en las proximidades de algunas intrusiones de granitoides (tonalitas foliadas) con las que desarrollan complejas zonas de contacto.

La mayoría de las rocas del Complejo Duarte y, sobre todo, aquellas que pertenecen al Complejo Inferior, presentan una fábrica interna bien desarrollada que, como se verá en el capítulo de tectónica, suele corresponder a una esquistosidad de cizalla. Esta circunstancia y la propia transformación de las rocas derivada del metamorfismo, además de otros factores como la ausencia de niveles de referencia y el sistemático carácter mecanizado de la mayoría de los contactos impide hacer estimaciones fiables de los espesores de este complejo. No obstante, los autores anteriormente citados sugieren valores aproximados de 3-4 km para el espesor (estructural) del complejo superior y por encima de los 10 km para el inferior. Los cortes geológicos realizados en las Hojas de Arroyo Caña y Villa Altagracia dan un valor de espesor estructural de 10 a 15km., tan sólo para el Complejo Inferior.

Bowin (1975) y Palmer (1979), a partir de sus observaciones petrológicas y estructurales y con escasos datos geoquímicos, fueron los primeros en hacer una interpretación paleogeográfica del Complejo Duarte al que identificaron como un fragmento de corteza, posteriormente metamorfozado en condiciones de la facies de los esquistos verdes a la anfibolítica. Una idea alternativa fue la sugerida inicialmente por Lewis (1982b) y Draper



y Lewis (1982) para los que la presencia de intrusiones tonalíticas dentro del Complejo Duarte, y la posible asociación de éste con las andesitas de la Fm. Tireo se podría asimilar a un contexto de arco isla en estado primario. Para discernir entre estas alternativas, los propios Draper y Lewis (1982 y 1989) y más tarde Donnelly et al. (1990), Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991) llevaron a cabo diversos estudios geoquímicos de roca total y de elementos traza según los cuales el Complejo Duarte muestra un quimismo enriquecido respecto a los basaltos de fondo oceánico (E-MORB), comparable al que muestran las mesetas oceánicas (*plateaux*) o las montañas submarinas (*seamounts*).

Esta interpretación, también asumida por Lapierre et al. (1997), es consistente con el gran espesor regional que presenta este complejo y asocia el origen de las metabasitas con procesos magmáticos desarrollados en el seno de la litosfera oceánica a partir una pluma mantélica localizada sobre un punto caliente. Por correlación con otros elementos similares de la región caribeña y, atendiendo a la evolución geodinámica de ésta, Lapierre et al. (1997) y Kerr et al. (1997) sitúan el mencionado punto caliente en algún lugar del sector más oriental de la placa del Pacífico, sugiriendo su posible identificación con el de Las Galápagos. Es decir, según esta idea, las rocas del Complejo Duarte serían restos de la placa "proto-caribeña" generada, posiblemente en el intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior, sobre un punto caliente de "tipo Galápagos".

La edad del Complejo Duarte está definida con no demasiada fiabilidad. Por una parte, Bowin (1966) realiza una datación de 127 Ma, por el método K/Ar, en un stock de hornblendita indeformada que intruye o está incluido en un cuerpo mayor de tonalitas foliadas. Kesler et al. (1977 b, en Draper y Lewis, 1991) citan una edad de 123 Ma para una muestra de anfibolita del Complejo Duarte localizada al Oeste de Santiago Rodríguez, al norte del país. Asimismo, las dataciones absolutas realizadas por Kesler et al. (1991c) para el conjunto de las intrusiones tonalíticas no discrepan del todo con una edad Cretácico inferior o más antigua del complejo ya que la edad sugerida por estos autores para las tonalitas foliadas (se supone que las intrusiones tonalíticas más

antiguas) es pre-87 Ma. Quizá más fiable que las anteriores, sea la ya mencionada datación de Montgomery et al. (1994) que asigna al Jurásico superior, mediante fauna de radiolarios, una serie atribuida a este complejo, próxima a la localidad de Janico, constituida por términos volcánicos, calizas y niveles de cherts. Todas estas dataciones indican que el Complejo Duarte es, posiblemente, el conjunto litológico de edad más antigua aflorante no sólo en el ámbito geográfico del presente trabajo, sino en todo el conjunto de Isla La Española.

Las relaciones estratigráficas con unidades o formaciones adyacentes apuntan en la misma dirección. Entre éstas hay que destacar, por ejemplo, su sistemática asociación con la peridotita de Loma Caribe; o también el hecho de que la deformación y el metamorfismo del Complejo Duarte estén inequívocamente fosilizados por las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo, las dos atribuidas al Cretácico superior y la primera de ellas con dataciones del Cenomaniano; así mismo y pese a que su relación estratigráfica es desconocida, la edad Cretácico inferior de la Fm Los Ranchos, una de las primeras formaciones volcánicas de tipo arco isla que aparecen en La Española, con escasa deformación y sin apenas metamorfismo, sugiere que el Complejo Duarte es de esta misma edad o más antiguo. Por último, en lo relativo a edades, queda hacer mención al reciente trabajo de Lapierre et al. (1999). Estos autores, han datado, en las proximidades de la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga, una picrita y una anfibolita como Cretácico superior (86.1 y 86.7 Ma, respectivamente, método Ar/Ar), circunstancia que les lleva a considerar, dentro del mismo Complejo Duarte, la existencia de un magmatismo tardío, afín al que constituye el plateau oceánico del Caribe, y un metamorfismo asociado, en facies anfibolítica, sobreimpuestos a una corteza oceánica “normal” de edad Jurásico superior que representaría fragmentos de la primitiva “proto”-placa caribeña.

En el ámbito de la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga sólo se han diferenciado dos unidades con rango cartográfico dentro del Complejo Duarte, ambas asimilables al Complejo Duarte Inferior descrito anteriormente. La primera de ellas, forma el cuerpo

fundamental del complejo a escala regional y consiste en un conjunto de esquistos máficos en facies de los esquistos verdes, con locales intercalaciones de metadiabasas; la segunda, consiste en bandas de esquistos anfibólicos y anfibolitas con hornblenda asociados al contacto intrusivo de las tonalitas foliadas. En ambos casos, los mejores afloramientos, aunque siempre con un alto grado de alteración, se localizan a lo largo de la autopista Duarte y de la carretera a Rancho Arriba y caminos adyacentes. También hay buenos afloramientos del Complejo Duarte en el cauce del río Nizao cerca de Los Quemados, y en alrededores de La Placeta del Yuna. Las transformaciones del Complejo Duarte asociadas al cabalgamiento del río Yuna se ven bien a lo largo del cauce de este río, aguas abajo del El Torito y serán tratadas aparte en el capítulo dedicado a la Tectónica. A continuación, se describen, por separado, los dos conjuntos litológicos mencionados.

#### 2.1.1.1.1. Complejo Duarte (1). 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 metamorizadas, en las que se observan metapicritas y metaankaramitas con vesículas aplastadas, texturas porfídicas y cumulos. Las picritas presentan microfenocristales de olivino y clinopiroxeno, frecuentemente como pseudomorfos, inmersos en una matriz recristalizada de principalmente clorita de grano muy fino. El clinopiroxeno está frecuentemente reemplazado por actinolita incolora u hornblenda verde pálida. Las ankaramitas presentan texturas porfídicas definidas por fenocristales milimétricos de clinopiroxeno, en buena parte reemplazados pseudomórficamente por actinolita.

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

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 magnesiana 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.

2.1.1.1.2. Formación Duarte (2). Rocas volcánicas ultramáficas-máficas, predominancia de basaltos. Jurásico superior.

Las rocas ultramáficas y máficas de características cumulado estudiadas en este trabajo pertenecen a los Batolitos de Loma de Cabrera, Arroyo Caña y Sabana Larga/La Ciénaga. Se trata de rocas websteríticas, clinopiroxeníticas, noríticas y gabronoríticas, sin granate, que en relación a los elementos mayores muestran altos valores de Mg# (85-78), junto con contenidos altos en MgO (36,3-10,5 wt.%), Ni (1266-139 ppm) y Cr (4235-294 ppm), y bajos en TiO<sub>2</sub> (0,3-0,07), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16,6-1,0), CaO (15,5-2,2) y álcalis. Estas rocas definen un amplio rango de variación para el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO, que aumentan con el descenso en el Mg# y dan cuenta de la cristalización por la acumulación de olivino, piroxeno y plagioclasa tardía en condiciones de relativa alta P. Sin embargo, en estos diagramas se observa como las rocas gabróicas y dioríticas del resto de los batolitos, como Buena Vista y Jumunucu (y El Río), presentan una diferente concentración de elementos mayores y definen un dominio de variación más limitado, caracterizado por Mg#<60, observándose un cierto gap composicional, y mayores contenidos en TiO<sub>2</sub>,

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO. Además, los cumulosos ricos en hornblenda u hornblenditas típicas de estas unidades, no siguen la tendencia de los cumulosos y poseen un mayor contenido en TiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T, y menor en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO. Por lo tanto, las rocas cumulo ultramáficas y máficas estudiadas no forman una tendencia de diferenciación continua con los gabros y dioritas (magmática o acumulativa), por lo que no están petrogenéticamente relacionadas.

El patrón de elementos traza de las muestras de los complejos de cumulosos ultramáficos está recogido en la de forma general, el contenido en REE aumenta gradualmente desde las websteritas con olivino y clinopiroxenitas a las noritas y gabronoritas con orto y clinopiroxeno. En diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial, las websteritas están ligeramente empobrecidas o enriquecidas en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=0,6-1,6) y empobrecidas en HREE ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=0,4-0,7; un valor de 1,94), aunque la tendencia general es más bien plana ([La/Yb]<sub>N</sub>=0,3-2,2). Las gabronoritas están ligeramente empobrecidas en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=0,5-0,8; un valor de 1,6) y en HREE ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=0,6-0,9), definiendo una tendencia general plana o ligeramente empobrecida ([La/Yb]<sub>N</sub>=0,3-0,4).

Las hornblenditas presentan un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=1,4-1,6) y fuerte empobrecimiento en HREE ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=2,5-4,9), que da lugar a una tendencia fuertemente empobrecida ([La/Yb]<sub>N</sub>=4,5-12,6), que corrobora su pertenencia a otra serie ígnea de distinto origen. Sin embargo, todas las muestras muestran un marcado enriquecimiento en los elementos LILE más móviles con los procesos de subducción (Rb, Ba, U, Pb y Sr), altas relaciones LILE/HFSE (>>1) y anomalías negativas en Nb y Zr-Hf ([Zr/Sm]<sub>N</sub>=0,2-0,5). Estas características están comunmente atribuidas a un componente de fluido acuoso en la fuente (Brenan et al., 1995), y las anomalías negativas en HFSE (i.e., Nb, Ta, Zr y Hf) son típicas de magmas de arco (Pearce y Peate, 1995). Los contenidos en Th son sin embargo más bajos en las websteritas y gabronoritas (<<0,1 ppm) que, en las hornblenditas, sugiriendo un componente fundido adicional en la petrogénesis de las segundas.

## **2.1.2. Cretácico Inferior**

2.1.2.1.1. Formación Arroyo Jigüey (3). 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. 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. Arroyo Jigüey.

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-verdes. 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. Tireo.

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

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

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

Esta unidad ha sido asignada genéricamente al Cretácico superior ya que existe una gran dificultad para la datación de estas tobas, pero según los datos de fauna encontrados en los niveles de Calizas de Constanza y en los de la subida a Valle Nuevo, se puede estimar que el periodo de emisión de la Formación Tireo se extendió desde el Cenomaniano hasta el Maastrichtiano, si bien, la mayoría de estas emisiones se debieron producir con anterioridad al Senoniano, hecho ya apuntado por Lewis et al. (1991).

#### 2.1.2.1.2. Formación Arroyo Jigüey (4). Rocas volcánicas masivas de carácter intermedio-ácida, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.

Las rocas volcánicas son muy abundantes en la Hoja y por tanto no es de extrañar su utilización como áridos naturales o de machaqueo para satisfacer necesidades puntuales, sobre todo en la construcción de caminos y carreteras. Esta ha sido la utilización de las canteras abiertas a lo largo de la carretera de Yamasá en determinados niveles de ignimbritas de la Fm Peralvillo Norte y en términos volcanoclásticos de la Fm Don Juan, fácilmente disgregables por su alto grado de alteración. En el caso de las tobas fuertemente consolidadas y de los basaltos de la Fm Siete Cabezas del camino a Hato Viejo su uso ha sido como áridos de machaqueo. Todas estas canteras están abandonadas o tienen un uso intermitente.

Intercalado en este último conjunto se ha reconocido una banda de unos 0.6km de anchura caracterizada por rocas volcanoclásticas de origen posiblemente epiclástico y cherts que aflora desde las inmediaciones de Villa Altagracia hasta unos 5km al norte de Santo Domingo.

#### 2.1.2.1.3. Formación Arroyo Jigüey (5). Lavas basálticas. Cretácico Inferior.

Los afloramientos de esta unidad que ocupaban extensas áreas en la vecina Hoja de 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.

#### 2.1.2.1.4. Formación Arroyo Jigüey (6). 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).

Así pues, en la cartografía de esta Formación, se ha diferenciado un conjunto litológico miloníticas 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 sobreimpuesta 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.

#### 2.1.2.1.5. Formación Arroyo Jigüey (7) Rocas volcánicas migmatitizadas. Cretácico Inferior.

La evolución volcánica arcoinsular empezó en la Cordillera Central con la extrusión de lavas ultramáficas, de tal manera que se distinguen a menudo por altos contenidos en Magnesio, respectivamente Titanio, siendo así geoquímicamente parecidas tanto a basaltos oceánicos insulares, como a basaltos arcoinsulares. Esta serie de rocas afloran en las Hojas Geológicas de: La Montería (6171-III) y La Ciénaga/ Sabana Larga (6171-IV), se denominan como Formación Arroyo Jigüey.

Tanto la alta cantidad en lavas picríticas (cerca de 60 a 70 %), como el carácter subalcalino y el orden de cristalización  $Ol > Cpx > Plag$ , indican la fusión y diferenciación del material original bajo presiones  $H_2O$  que corresponden a profundidades no tan grandes. Esto indica distintamente que, petrológicamente, las vulcanitas de la Formación Duarte deben asignarse al ambiente arcoinsular. Por lo tanto, esta formación no representa una plataforma oceánica, en la que se había desarrollado más tarde un arco insular. Las vulcanitas de la Formación Arroyo Jigüey, forman indudablemente la base de la Formación Tireo. Amplias partes de estas dos unidades de rocas han sido metamorfizadas juntas, y en parte asimiladas, durante la intrusión tonalítica posterior. El grado del metamorfismo térmico varía entre facies corneana con hornblenda en el contacto de la tonalita, y rocas ligeramente o no metamorfizadas, con altos contenidos en gas, a distancias más grandes del contacto. Un metamorfismo relicto, anterior a la intrusión tonalítica, no es reconocible.

2.1.2.1.6. Formación Arroyo Jigüey (8). Basalto xenolítico, con inclusiones de basaltos, riolitas, calizas y cherts. Cretácico Inferior.

En contacto, no visible, unas veces con el conjunto de brechas y otras, con los términos ácidos descritos anteriormente y, aparentemente, con su mismo buzamiento al SO, se dispone un conjunto de unos 800-1.200m de espesor, de basaltos masivos de tonos muy oscuros, con ocasionales niveles brechoides de la misma composición. Pese a su elevado grado de alteración, que dificulta notablemente su identificación tanto en el campo como en lámina delgada, se han reconocido basaltos, basaltos andesíticos y andesitas, a las que se asocian ignimbritas y toda una gama de términos volcanoclásticos desde lapillis a cineritas. Es necesario decir que, con excepción de los niveles epiclásticos, es muy difícil identificar el buzamiento de las unidades de basaltos y riolitas.

2.1.2.1.7. Formación Arroyo Jigüey (9). Lavas ultramáficas. Cretácico Inferior.

Las lavas son de grano muy fino, con una posible esquistosidad poco penetrativa, hidrotermalizada a través de un sistema de venas rellenas de epidota, clorita, cuarzo y calcita. La textura es porfídica de matriz afanítica micro y criptocristalina. Se distinguen cristales milimétricos de plagioclasa variablemente alteradas, que forman agregados en sineusis. También se observan posibles vacuolas rellenas de micas blancas drúsicas. Posiblemente la roca debió tener algún pequeño prisma de piroxeno, pero es inidentificable por la alteración y reemplazamientos de clorita+epidota+mica blanca.

Sobre las lavas basálticas antes mencionadas, descansa una serie volcanoclástica que consiste en tobas, tanto masivas como estratificadas, con niveles de “cherts” verdes y rojos, y limolitas, con un espesor estimado de 1.000 a 2.000 m.

Las rocas ultramáficas muestran una relativa gran variedad composicional en función de la abundancia relativa de olivino, orto y clinopiroxeno, incluyendo tipos predominantes de wehrlitas y clinopiroxenitas con olivino, websteritas con olivino y hornblenda,

clinopiroxenitas con olivino, hornblenda y plagioclasa, hornblenditas y escasas dunitas. En general, estas rocas ultrabásicas son masivas y carentes de foliación deformativa. Localmente, las variaciones modales de olivino y piroxenos, o en el tamaño de grano, definen un bandeo composicional de espesor milimétrico y decimétrico (no visible en este LIG).

2.1.2.1.8. Formación Arroyo Jigüey (10). Rocas volcánicas masivas, de carácter básico-intermedio-acido, indiferenciadas, con capas de cherts y calizas. Cretácico Inferior.

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

Los términos bien estratificados, casi siempre correspondientes a tobas de lapilli y tobas cineríticas, sólo tienen un desarrollo local. Estos suelen ser frecuentes en el tránsito hacia los tramos de calizas tableadas y otros niveles sedimentarios y, sin embargo, son extraños de observar cómo tramos aislados, desconectados de términos sedimentarios,



dentro del conjunto volcanoclástico. Un buen ejemplo de este último caso es la serie del río Nizao a la altura de La Estrechura, en el límite de las Hojas de Arroyo Caña y Sabana Quéliz. En esta serie, que supera los 1000m de espesor, los términos masivos de tobas vítricas y líticas anteriormente descritos forman tramos de 50 a 200m de espesor que coexisten y alternan con tramos de igual espesor formados por términos bien estratificados en los que es patente la intervención de procesos sedimentarios.

#### 2.1.2.1.9. Formación Arroyo Jigüey (11). Rocas volcánicas, 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.

#### 2.1.2.1.10. Formación Arroyo Jigüey (12). Lavas ultramáficas, con metamorfismo de contacto. Cretácico Inferior.

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 Gutiérrez (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 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 2 km 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 finiterciaria/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.

#### 2.1.2.1.11. Formación Rio Duey (13). Rocas piroclásticas y tufitas de carácter intermedioácido. Cretácico Inferior.

Como se ha señalado, la Fm. Rio 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.

#### 2.1.2.1.12. Tonalitas foliadas (14). 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, Sabana Larga/La Ciénaga, 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, trondemitas y una amplia variedad de tipos texturales aplíticos y pegmatíticos.

Las tonalitas con hornblenda son mayoritariamente de grano medio a medio-grueso y textura granuda de equigranular a ligeramente porfídica. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa y, en algunas facies, flogopita, con esfena, zircón, ilmenita, magnetita y opacos, como accesorios. Las facies porfídicas

están definidas por fenocristales de hornblenda y/o plagioclasas idiomorfas, que se destacan de una mesostasia constituida por un agregado granular cuarzo-feldespático. El feldespato potásico es perítico y más alotriomorfo, con disposición frecuentemente intersticial. En algunas rocas se trata de un mineral accesorio. La secuencia de cristalización probablemente se inició con la formación de la plagioclasa y la hornblenda, que en algunas rocas su contenido modal supera el 60 %, continuando con la biotita, cuando aparece, el cuarzo y el feldespato-K. 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 recrystalización dinámica de los nematoblastos de hornblenda, orientados paralelamente a la lineación de estiramiento. Esta microtextura junto con la recrystalización extensiva de la plagioclasa indica que la deformación tuvo lugar, al menos localmente, bajo condiciones de la facies anfíbolítica.

La deformación y recrystalización subsólidos continúa posteriormente, con generación de minerales propios de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. La recrystalización 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 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 anfíbolíticas 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 Bollón 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 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, Arroyo Caña, Bonao y San José de Ocoa. 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 Guaraca 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 sí solos podrían corresponder a formaciones.

La división realizada por Lewis et al (1991) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas ácidas o básicas, respectivamente), mientras que la división de JICA/MMAJ (1986) conjuga otros criterios. Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunos problemas a la hora de aplicarlas en una cartografía geológica. Estas dificultades cartográficas se deben por una parte al carácter extremadamente monótono que presentan estos materiales volcanoclásticos, carentes de niveles cartográficos de referencia, y por otra, a la dificultad de accesos que existe en una gran parte de la Cordillera Central. Además, hay que considerar que los dos grupos de investigadores citados, persiguen fines distintos y han centrado sus investigaciones en áreas diferentes, dentro de la gran extensión que ocupa la Fm. Tireo. Así, el trabajo de JICA /MMJA (1986) se centra en la exploración minera en áreas próximas al Pico Duarte y Las Cañitas (sector centro-occidental, de la Hoja de Gajo de Monte). Sin embargo, la mayoría de las observaciones de Lewis et al (1991) se centran en Restauración, y en los sectores más orientales (Constanza, Valle Nuevo, Río Blanco).

La cartografía sistemática de la formación realizada en el conjunto del presente proyecto ha permitido comprobar que dentro de la monotonía generalizada de los materiales volcanoclásticos, existen ciertas tendencias o cambios de facies en sentido NO-SE. Así, los sectores del NO (Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas) se caracterizan por una presencia casi exclusiva de los citados términos volcanoclásticos, mientras que hacia los sectores centrales (Hoja de Constanza) y, sobre todo, orientales (Hojas de Bonao, San José de Ocoa y Arroyo Caña), son frecuentes las intercalaciones de litologías volcanosedimentarias o estrictamente sedimentarias. Esta circunstancia es sugerente de una cierta polaridad de proximalidad/distalidad de las emisiones volcánicas en el sentido descrito, así como de la posible implantación de una o varias cuencas sedimentarias en los citados sectores centro-orientales. No obstante, no hay que olvidar que dentro de un ambiente de arco de isla como es el que corresponde a la Fm. Tireo, las manifestaciones volcánicas pueden ir migrando con el tiempo y ocasionar el desarrollo de una o más cuencas aisladas.

Por su posición central en la zona de estudio y por ser la que posee un registro litológico más amplio, la cartografía de la Hoja de Constanza ha resultado fundamental para el control estratigráfico de la formación Tireo. En esta Hoja, cuya consulta se sugiere en caso de interés, se ha establecido una estratigrafía preliminar de la formación que a su vez se ha intentado encajar en la división fundamental de “Tireo inferior y Tireo superior” propuesta por Lewis et al (1991). Esta estratigrafía se basa, esencialmente, en la identificación dentro del conjunto volcanoclástico de las denominadas “calizas de Constanza” y “serie de Río Blanco”, del Cenomaniano-Turoniano, así como de la cartografía, estratigráficamente por encima de los términos anteriores, de unos niveles de lutitas, cherts y calizas, denominados de “El Convento”, asignado al Coniaciano-Santoniano. Aunque la falta de continuidad de afloramiento de los niveles citados impide separar como unidades cartográficas diferentes los tramos de términos volcanoclásticos comprendidos entre ellos, su identificación al menos permite situarse estratigráficamente en la serie. Por otra parte, parece un hecho recurrente el que las rocas ácidas de esta formación (coladas, domos y brechas riolítico-dacíticas) se den estratigráficamente por

encima o atraviesen los niveles de chert de El Convento, circunstancia que se ha aprovechado para situar, de forma orientativa, en estos niveles el límite Tireo inferior-Tireo superior.

Ninguno de los niveles de referencia mencionados tiene continuidad hacia el Este y por tanto la estratigrafía descrita no es extrapolable a los sectores orientales de la zona de estudio. Este hecho está agravado por la presencia de numerosas imbricaciones en el seno de la formación que complican la resolución de la estratigrafía. Tradicionalmente (Lewis et al 1991, JICA/MMAJ 1986) se ha asimilado la presencia de coladas andesíticas y basaltoandesíticas con el Tiro superior. Sin embargo, en las Hojas de Sabana Quéliz, Sabana Larga/La Ciénaga y Arroyo Caña estas coladas coexisten o están estratigráficamente muy próximas a niveles de calizas bien datados como Campaniano-Maastrichtiano, así que no parece muy adecuado aplicar este argumento en esta zona.

Por todas estas razones, en las Hojas de los sectores orientales (Sabana Quéliz, San José de Ocoa y Arroyo Caña) se ha estimado aconsejable prescindir de la mencionada división en Tiro inferior y superior, considerando en su lugar un conjunto volcanoclástico indiferenciado dentro del cual se intercalan una serie de unidades con entidad cartográfica.

Otras unidades cartográficas reconocidas en áreas próximas, aunque no en la hoja de San José de Ocoa son coladas andesíticas, gabros y riolitas (Cuarzoqueratófidos). De todas estas unidades cartográficas las únicas que permiten precisiones estratigráficas son algunos niveles de calizas, e indirectamente, la alternancia de tobas cineríticas infrayacente a uno de ellos, los cuales han sido datados como Campaniano-Maastrichtiano. Del resto, pocas precisiones estratigráficas se pueden hacer salvo su posición relativa en la serie y de ahí la imposibilidad de aplicar la división mencionada. No obstante, de forma tentativa se puede considerar que las escamas que caracterizan la parte frontal de la formación en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa están constituidas, prácticamente en su integridad, por la parte alta de la formación (o Tiro

superior en sentido amplio). Sin embargo la escama más oriental, la que forma la totalidad del afloramiento de esta formación en la Hoja de Arroyo Caña, sector NE de Sabana Quéliz y se prolonga hacia el Norte en las de Bonao y Constanza, debe estar constituida en su parte inferior por niveles estratigráficos correlacionables con el Tireo Inferior, mientras que en la parte superior la presencia de varias barras de calizas ya datadas por Bowin (1960, 1966) y Boisseau (1987) como Campaniano-Maastrichtiano permitiría su correlación con el Tireo superior.

Se desconoce cuál es el muro de la formación Tireo. Su distribución cartográfica regional permite estimar que, al menos en parte, la formación se depositó sobre el Complejo Duarte. De hecho, hay trabajos, como el mapa geológico de la isla a escala 1:250.000 realizado por El Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Alemania) que consideran al Complejo Duarte como un miembro inferior metamorizado de la formación Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo. La supuesta posición discordante de la formación Tireo sobre el Complejo Duarte sería equivalente a la observada en la formación Siete Cabezas en sectores más orientales (Hoja 1:50.000 de Villa Altagracia). La correlación de estas dos formaciones de edades similares es objeto de controversia: si bien por un lado las afinidades geoquímicas de ambas formaciones parecen contrapuestas por cuanto la Fm. Tireo representa un vulcanismo calcoalcalino de arco de islas y la Fm. Siete Cabezas tiene afinidades con los basaltos generados en plateaux oceánicos, por otro los análisis geoquímicos (ver más adelante) muestran determinadas pautas que permiten la correlación lateral de ambas formaciones. En este sentido parece que los términos volcanoclásticos reconocidos en la Fm. Siete Cabezas pueden ser facies proximales de los mismos términos de la Fm. Tireo y que, en conjunto, el vulcanismo de Siete Cabezas podría representar la fuente del vulcanismo de la Fm Tireo.

En cuanto al techo, aunque casi siempre es de naturaleza tectónica, hay un sector de las Hojas de Gajo del Monte y Padre Las Casas en el que es posible observar la disposición discordante original de las formaciones Ventura y Jura sobre la formación Tireo. Hacia el

Este, en las Hojas de Constanza y Sabana Quéliz, son los conglomerados de la Fm Ocoa los que se sitúan a techo, indicando por tanto un dispositivo en "onlap" de la serie paleógena sobre el basamento de arcos de isla.

Los espesores estimados para la Fm. Tireo son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía. JICA/MMAJ 1986) han señalado espesores de más de 3500m, mientras que Lewis et al (1991) lo elevan a unos 4000 m. En este trabajo se han observado espesores similares a los citados, aunque hay que tener en cuenta que la posible presencia de más imbricaciones en el seno de la formación, podría rebajar sustancialmente esta cifra.

A continuación, se pasa a la descripción de cada una de las unidades cartográficas consideradas dentro de la formación Tireo. Posteriormente se hace un resumen de las características geoquímicas de esta formación a partir de los resultados de análisis existentes y de nuevos análisis realizados en el transcurso del presente trabajo.

#### 2.1.3.1.1. Formación Tireo (15). Rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas. Cretácico Superior.

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 feldspatos y piroxenos y su presencia no llega al 1% del total de estas tobas. Entre los fragmentos líticos, son dominantes los procedentes de basaltos y andesitas, aunque también se reconocen fragmentos de doleritas y gabros.

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

1) Niveles masivos de potencia métrica que presentan contactos irregulares. Constituyen depósitos más o menos brechoides, con matriz verdosa de apariencia microgranular a vítrea, y los clastos (o blastos) destacan por su tono más claro correspondiendo a fragmentos de rocas volcánicas de mayor tamaño de grano o de rocas posiblemente carbonatadas con apariencia de margas calcáreas. Se interpretan como tobas y brechas volcánicas con escaso retrabajamiento sedimentario. No se descarta que algunos de estos tramos representen intercalaciones de flujos basalto-andesíticos autobrechificados.

2) Intervalos bastante homogéneos de aspecto tableado o masivo. Los niveles, aparentemente estratificados, poseen potencias de orden decimétrico y métrico y presentan bases netas y planas, tendiendo a organizarse en secuencias de aspecto estratocreciente. Son rocas de carácter mesogranular de color verde oscuro que deben

corresponder a tobas de lapilli y tobas cineríticas con un cierto retrabajamiento bajo lámina de agua.

3) Alternancias de niveles microgranulares, de color verde oscuro, muy posiblemente correspondientes a tobas cineríticas y capas más claras de aspecto mesogranular, a veces brechoides. En algunos puntos de excepcional calidad de exposición es posible efectuar, en este tipo litológico, observaciones de gran detalle que ponen de manifiesto la existencia de facies laminadas indicando un depósito o en ambientes subacuáticos relativamente tranquilos. Dentro de éstas se han distinguido los siguientes términos:

a) Niveles de tono verde oscuro con laminación de frecuencia milimétrica.

b) Alternancia centimétrica y milimétrica formada por términos de aspecto microgranular, a veces esquistosos, y capas más claras, de grano grueso a medio fino, que eventualmente muestran formas lenticulares, con estructuras sedimentarias (laminación paralela, estratificación cruzada de pequeña escala y ripples).

c) Bandeado milimétrico, a veces densimétricos, definido por horizontes de color verde claro a beige, de carácter posiblemente carbonatado (margas calcáreas) y niveles de aspecto arenoso, de grano medio a fino, con eventuales ripples de oleaje.

En el mismo río Nizao, aguas arriba de la localidad de Quita Sueño, se vuelven a reconocer términos bien estratificados en el núcleo de una estructura anticlinal. En este caso se trata de una alternancia de conglomerados, brechas, tobas de tamaño lapilli y tobas cineríticas. Los conglomerados afloran sobre todo en el flanco oriental y en el núcleo de la estructura formando tramos de hasta 5m de espesor. Los cantos son de redondeados a subangulosos y tienen un tamaño medio entre 5 y 10cm, aunque pueden llegar a los 20 y 30cm. Su composición y la de la matriz que los engloba, es la misma que la de la unidad volcanoclástica principal de la formación, por lo que proceden del retrabajamiento de ésta. Ocasionalmente se ven cantos derivados de rocas ácidas,



posiblemente Cuarzoqueratófidos. Estos conglomerados alternan con niveles de orden métrico y decimétrico de brechas de la misma composición en las que los fragmentos tienen un tamaño de 0.5 a 1 cm. A techo de la serie y en tránsito gradual con las litologías anteriores, aflora un tramo de tobas de lapilli y tobas cineríticas bien estratificadas en capas de orden decimétrico en las que una buena granoclasificación y la presencia de ciertas estructuras tractivas (p.e. ripples) ponen de manifiesto un alto grado de retrabajamiento sedimentario.

Es frecuente que el conjunto volcanoclástico incluya niveles de coladas basálticas y andesíticas y así se han reconocido en la Hoja, aunque ninguna con entidad suficiente para ser incluidas en la cartografía. Las coladas andesíticas sin embargo tienen una buena representación en las Hojas contiguas de Sabana Quéliz y Arroyo Caña, cuya consulta se sugiere en caso de interés.

Llama la atención la homogeneidad de la facies de tobas y brechas masivas a lo largo de prácticamente toda la extensión de afloramiento de la Fm. Tireo lo que implica el funcionamiento de un proceso eruptivo muy continuado en el tiempo y en el espacio. La presencia de numerosos cristales de vidrio de tipo “glass shards” sugieren mecanismos explosivos de tipo hidromagmático. A esta hipótesis contribuye la identificación de texturas hialoclásticas, propias también de este tipo de erupciones en presencia de agua, bien sea freática o marina, así como el reconocimiento de niveles de lapilli acrecionario en algunos puntos de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte.

Una de las características más típicas de las tobas masivas de la Fm. Tireo es la intensa alteración que han sufrido, dificultando en muchos casos el reconocimiento de la roca original. Se trata de procesos de alteración hidrotermal que son de gran interés puesto que conllevan el desarrollo de mineralizaciones tales como sulfuros, metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales. Estos procesos se manifiestan por la aparición de diferentes fases minerales: sílice amorfa, cuarzo, feldespatos potásico, albita, calcita, montmorillonita, illita, caolinita, clorita, epidota, ceolitas, etc.... Debido a su interés

económico estos procesos han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1.980) y JICA/MMAJ (1.986).

#### 2.1.3.1.2. Formación Tireo (16) Rocas piroclástica 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 microfenocristales 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 instruyendo 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.

#### 2.1.3.1.3. Formación Tireo (17). Rocas piroclásticas básicas: Estratos de bombas volcánicas. 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 m de tobas verdes y rojas-moradas alternantes, con capas decimétricas intercaladas de lapilli acrecionario (Lewis *et al.*, 1991b; Stein *et al.*, 2004). Estas facies piroclásticas evidencian procesos de la fragmentación explosiva por expansión de los volátiles magmáticos. Los depósitos de caída resultantes, depositados en un medio de aguas someras transicional a subaéreo, forma capas relativamente bien seleccionadas y estratificadas de tobas y tobas de lapilli.

2.1.3.1.4. Formación Tireo (18). Alternancias decimétrica de tobas cineríticas (con niveles de chert), margas, calizas margosas y areniscas. Cretácico Superior.

Esta unidad aparece estratigráficamente por debajo de los dos tramos de calizas más próximos al cabalgamiento frontal de la formación Tireo, en el sector oriental de las Hojas de 19 San José de Ocoa y Sabana Quéliz. Se trata de un conjunto de naturaleza mixta, sedimentaria y volcánica, puesto que en él coexisten litologías eminentemente sedimentarias como calizas, calizas margosas y areniscas, con términos volcanoclásticos muy retrabajados por procesos sedimentarios como las tobas cineríticas, e incluso con términos exclusivamente volcánicos como las intercalaciones de andesitas anfibólicas descritas en apartados precedentes. La unidad sirve de tránsito, en los puntos mencionados, entre la serie volcanoclástica de tobas y brechas masivas y las calizas de techo de la Fm. Tireo.

Los mejores puntos de observación de esta unidad se encuentran en la carretera a Las Nueces y Carmona desde San José de Ocoa. En esta zona la serie se dispone concordantemente y en aparente tránsito gradual con los términos volcanoclásticos infrayacentes, comenzando con una alternancia de margas, predominantes, y niveles decimétricos de areniscas, que hacia techo pasan a una sucesión monótona de tobas cineríticas que tienen una característica coloración rojiza por alteración. Estas tobas se disponen en capas de no más de 10-15cm de espesor y suelen contener con frecuencia niveles de chert. En algunos puntos como en el firme de Los Almendros las tobas cineríticas pasan insensiblemente a margas y calizas margosas como las descritas en el apartado anterior. En este mismo punto las litologías mencionadas coexisten con intercalaciones de coladas de andesitas anfibólicas. Estas coladas, que no tienen representación cartográfica debido a su escaso desarrollo lateral, son rocas porfídicas con fenocristales seriados de plagioclasa y anfíbol incluidos en una matriz de grano fino y aspecto sacaroideo en la que además de estos minerales hay prismas de color verde pálido de clinopiroxeno. Las asociaciones de fauna encontradas en esta unidad la atribuyen al Senoniano con reservas: *Globotruncana* sp., *Globotruncanita*

(Globotruncana), Hetero hélix sp., ¿Glomospira? sp., Radiolarios y Espículas. Sin embargo, su relación de cambio de facies hacia las calizas suprayacentes que a continuación se describen, permite precisar más su edad en Campaniano-Maastrichtiano.

#### 2.1.3.1.5. Piroxenita feldespática, con metamorfismo de contacto (19). 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 láminas 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 nematoblásticas 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 sin cinemáticos, 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.

#### 2.1.3.1.6. Piroxenita feldespática, migmitizada (20). 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.

#### 2.1.3.1.7. Rocas ultrabásicas, migmatizadas (21). Cretácico Superior.

En general, estas rocas ultrabásicas son masivas y carentes de foliación deformativa. Localmente, las variaciones modales de olivino y piroxenos, o en el tamaño de grano, definen un bandeo composicional de espesor milimétrico y decimétrico. Los principales tipos reconocidos son wehrlitas con olivino (6073IIIMJ9071) y hornblenditas (6073IIJE9261B, 6073IIJE9199 y 6073IIJE9116), con subordinadas websteritas con olivino, apareciendo en todos ellos la espinela como accesorio y la plagioclasa siempre como mineral intersticial.

Al microscopio, las wehrlitas con olivino están compuestas por clino y ortopiroxeno (>50-75%), olivino (<40%), espinela (2%), y quizá una mesostasia de plagioclasa? (<1-10%), asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos de olivino. Localmente deben graduar a peridotitas (Ol>40%). Estos minerales definen un agregado de grano grueso (2-3 mm de diámetro), que presenta texturas de cumulado magmático, sobre la que se superponen procesos de alteración/rehidratación relacionados con su exhumación/retrogradación. El piroxeno es poiquilítico del olivino subido a alotriomorfo y la espinela, y ha desarrollado engolfamientos en los bordes y lamelas de exolución de orto y clinopiroxeno. Forma grandes cristales cumulado a mesocumulado, alotriomorfos, ameboides, variablemente transformados a bastita y opacos. La espinela forma granos idiomorfos de hasta 1 mm de diámetro, en el contacto olivino-piroxeno, o aparece como



inclusión. La plagioclasa aparece intercúmulus en la matriz en proporciones a menudo accesorias. En estas rocas, la hornblenda parda-marrón es una fase tardi-magmática que forma coronas de reacción entre piroxenos y plagioclasa, siendo localmente muy abundante.

El reemplazamiento total de piroxeno por hornblenda es bastante común en los bordes de los macizos ultrabásicos, formando hornblenditas. La alteración más tardía produce clorita, actinolita y serpentinitas, que forman agregados pseudomórficos o rellenan microfracturas. Los afloramientos más extensos de rocas ultrabásicas se localizan en el Alto de Don Diego, Loma Angosta y Loma Nariz, entre las Hojas de Manabao y Jarabacoa.

#### 2.1.3.1.8. Gabro (22). Cretácico Superior.

Los Granitos y Granodioritas aflorantes en esta 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 sonados. El cuarzo, abundante, presenta cristales alotriomorfos ocupando posiciones intersticiales, y extinción ondulante. Otro mineral esencial es la hornblenda que se presenta agrupada en glomérulos siendo ésta de color verde y formas prismáticas. El apatito presenta secciones idiomórficas prismáticas. Son frecuentes también las leucotonalitas (Trondhjemita).

#### 2.1.3.1.9. Gabro, con metamorfismo de contacto (23). 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.

#### 2.1.3.1.10. Gabro migmatitizada (24) Cretácico Superior.

Los gabros migmatitizados son unas de las rocas más antiguas de este grupo (Cretácico Inferior – Campaniano Inferior). En el talud del Rio Isa, se observan pequeños afloramientos de Gabros migmatitizados, posiblemente en profundidad pertenecen al complejo intrusivo tonalíticos 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).

#### 2.1.3.1.11. Norita cuarcífera (25). Cuerpo intrusivo de la Yautía. Cretácico Superior.

Rocas plutónicas máficas, forman el cuerpo de la norita augítica del Batolito de la Yautía. El Batolito de La Yautía recibe el nombre de un pequeño pueblo, localizado en la Hoja de Arroyo Caña. En la Hoja de Bonao se localiza la parte septentrional de dicho batolito. La composición de las rocas que lo integran es de: norita augítica, norita cuarzo-augítica, y norita augita-uralita. En muchos lugares la hornblenda ha reemplazado completamente a los piroxenos. La plagioclasa es de composición de labradorita. Texturas cataclásticas se presentan predominantemente en los bordes del batolito. En las noritas cuarzo-augíticas, el cuarzo representa entre el 3 y el 5% de la roca. Este batolito puede ser una intrusión de un diferenciado y estratificado magmático, Bowin (1966). En la Hoja de Arroyo Caña, en la pista de Piedra Blanca a la Yautía, se observan milonitas de falla, cuyo plano buza hacia el Este, indicándonos una vergencia del cabalgamiento hacia el Oeste.

En la mayoría de los casos el posible bandeo original se acentúa con una fuerte deformación y foliación marcada por el alargamiento de las plagioclasas, piroxenos y cuarzos y por la neoformación de cristales tabulares alargados de hornblenda verde; antiguos cristales más desarrollados o fenocristales de plagioclasa o de piroxeno quedan como relictos a modo de porfiroclastos en una matriz muy recristalizada, dando a menudo texturas blastomilomíticas. La hornblenda llega a menudo a sustituir en su totalidad al piroxeno, comenzando a modo de coronas por el borde de sus cristales, correspondiendo posiblemente a fenómenos de magmatismo póstumo. Pero en otros casos cuando son cristales de nueva formación y marcando una foliación, parecen directamente relacionados con la deformación dúctil que se realizaría en unas condiciones de metamorfismo en el límite entre el grado bajo y el medio (Winkler, 1974) o de la facies

de las anfibolitas. Únicamente en alguna muestra aislada se ha podido observar la presencia de epidota que podría indicar una retrogradación metamórfica a la facies de los esquistos verdes.

En relación con la edad, esta roca intruye en el Complejo Duarte, y únicamente en esta unidad, por lo que Bowin le atribuye una edad, post- Duarte y anterior al Albiano medio. Una muestra datada en el curso de este trabajo, en la Hoja de Arroyo Caña, por el método de Ar/Ar ha dado una edad de 120+/-5 Ma. (Valanginiano-Hauteriviano), del Cretácico inferior.

#### 2.1.3.1.12. Norita cuarcífera, con metamorfismo de contacto (26). Cretácico Superior.

Los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía no presentan deformación interna, salvo localmente, la relacionada con el cabalgamiento con este mismo nombre, e instruyen tanto al Complejo Duarte como a las tonalitas foliadas. La más importante por sus dimensiones, es el batolito de gabros y gabro-noritas de La Yautía cuyo encajante se restringe a la Fm Duarte y las tonalitas foliadas, razón por la cual la edad de su emplazamiento no está bien definida y, en sentido amplio, se atribuye al Cretácico superior.

El cabalgamiento de la Yautía con vergencia SO y presumible edad eocena. Ocurre en el interior de la unidad de Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y da lugar al desarrollo, en su bloque de techo, una zona de cizalla dúctil de más de 200m de espesor. Dentro de los mismos procesos magmáticos ocurridos en este periodo, se encuadran las intrusiones del batolito de Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y, posteriormente, de los *stocks* de tonalitas no foliadas, ambos sin deformación interna.

#### 2.1.3.1.13. Norita cuarcífera, migmatitizada (27). Cretácico Superior.

En la parte Norte de la Hoja, se localiza un gran cuerpo intrusivo del gabros y noritas, que se conoce con el nombre de Gabros de la Yautía. Una muestra estudiada durante

este trabajo por el método Ar/Ar, ha dado una edad de 120 +/- 5 Ma (Valanginiano-Hauteriviano).

También al norte de la Hoja afloran las noritas y los gabros del Batolito de la Yautía (Bowin, 1966 y 1975). Son rocas muy masivas, resistentes, compactas y homogéneas; eso hace que la red tome un aspecto radial partiendo de las mayores altitudes, alrededor de los 500 m., para descender hacia la cuenca del Yuna o del Yuboa.

Los tipos máficos incluyen noritas, gabro-noritas con dos piroxenos, gabros y gabros hornbléndicos; los ultramáficos son piroxenitas con olivino y piroxenos. Asimismo, como señalaron Bowin (1966) y Palmer (1979), se distingue también un grupo de tonalitas foliadas, esencialmente consistentes en leucotonalitas o trondemitas con una interna fábrica magmática planar y una aureola térmica de contacto bien desarrollada.

#### 2.1.3.1.14. Granito, Granodiorita (28). Cretácico Superior.

Los Granitos y Granodioritas aflorantes en estas Hoja están en contacto litológico con: las Tonalitas, Metagabro (metamorfismo de contacto) y Gabros migmatizados. 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 Bonaó 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 glomérulos siendo ésta de color verde y formas prismáticas. El apatito presenta secciones idiomórficas prismáticas. Son frecuentes también las leucotonalitas (Trondhjemita).

2.1.3.1.15. Formación El Manaclar (29) Caliza pelágica de color blanco, rojizo y gris oscuro, con capas de margas calcáreas, presencia local de pedernal. Cretácico Superior.

Esta caliza pelágica formada por abundante matriz plagada de filamentos y grandes cantos que son fragmentos de Ammonites. Dadas las condiciones de sedimentación de estos ambientes pelágicos o altos fondos (poca profundidad, remoción de material y sobresaturación de carbonato), la concha de los Cefalópodos, se transforma en calcita conservando la textura aragonítica primaria (neomorfismo) (dentro de la hoja con orientaciones SE, SW y NW). Muchas de las superficies endurecidas o bien las conchas de organismos son colonizadas por estructuras estromatolíticas (estromatolitos pelágicos), presentes en estos afloramientos, que fijan minerales de hierro y fosfatos. Ambiente pelágico de alto fondo. Cretácico Superior de dominios de la Cordillera Central. Esta caliza pelágica de color blanco, rojizo y gris oscuro, que contrasta con la estratificación en capas centimétricas de margas calcárea de tonos más claros. Son comunes los nódulos de pedernal, aunque aparentemente no se concentran en niveles de referencia.

2.1.3.1.16. Formación Los Martínez (30). Conglomerados poligénicos con intercalaciones de arenisca gravosa y arenisca Cretácico Superior.

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

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

2.1.3.1.17. Formación Los Martínez (31) Margas y limos con estratos esporádicos de calizas oscura. Cretácico superior

Se pasa desde facies más calcáreas, que ocupan los relieves de la Loma Las Yaguas, a facies de menor contenido en carbonato mediante una disminución de la frecuencia y potencia de los bancos calizos y un aumento de las intercalaciones margosas.

Progresivamente hacia el Este, se observa cómo los tramos con predominio margoso llegan a ser claramente mayoritarios, constituyendo el término Margas. Tramos de margas y limos con estratos de calizas oscuras, alternantes y en parte, como paso lateral, se dispone un conjunto de materiales que presentan unas facies en general más margosas que la serie infrayacente; está constituida fundamentalmente por tramos margosos que incorporan localmente finas intercalaciones de estratos "duros" de caliza. Su edad varía entre el Campaniano inferior a medio. Estas margas son ricas en fósiles, tanto macrofósiles como microfósiles.

2.1.3.1.18. Formación Los Martínez (32) Alternancia de areniscas gravosas, areniscas y margas. Cretácico superior

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

2.1.3.1.19. Formación Los Martínez (33). Conglomerados poligénicos con predominancias de clastos de calizas, en alternancia con areniscas. Cretácico superior

Están formados por conglomerados de cantos subangulosos a subredondeados o en menor medida redondeados, heterogéneos, donde se observan clastos de calizas, areniscas. Presentan tamaños medios de entre 5 a 10 cm, no se observa ningún tipo de estructura con claridad, la matriz es arenosa, de grano medio a grueso, con una textura granosoportada y una fuerte cementación.

Los clastos de los conglomerados se encuentran flotando en una matriz detrítica arenosa, de tamaño de grano medio, relativamente bien seleccionada y de naturaleza principalmente cuarcítica. Presentan granoclasificación inversa y se encuentran mal organizados, aunque en ocasiones se han descrito estratificaciones inclinadas muy difusas. La base de estos paquetes es plana y poco erosiva. Pueden contener restos de moluscos, sobre todo de gasterópodos. Las areniscas se encuentran pobremente cementadas por carbonatos y óxidos de hierro.



#### 2.1.3.1.20. Formación Los Martínez (34) Margas con intercalaciones de calcarenitas. Cretácico Superior.

Se observa un aumento de la frecuencia y potencia de los niveles margosos de calizas nodulosas y una disminución de las intercalaciones de calizas-margosas. De esta forma es posible diferenciar, casi a techo de este término, tramos de unos 15 metros de potencia constituidos por varios bancos de margas nodulosas de potencia hasta decimétrica que intercalan con calcarenitas. Estos tramos cartografiados se han definido como Marga oscura con intercalaciones de calcarenita (Fm. Los Martínez). Son de edad Campaniano Superior.

Por encima de este tramo, se sitúan aún varios metros de serie considerados anteriormente como Alternancias de calizas nodulosas y margas. Sin embargo, se observa una evolución clara de nuevo a facies menos calcáreas con una disminución progresiva de la frecuencia de estratos de calizas nodulosas respecto de las margas, aunque estos últimos tramos pueden presentar localmente algunos niveles de potencia decimétrica de Calcarenitas arenosas, como preludio de una importante contaminación arenosa que se inicia a partir de ese momento. Se trata de niveles discontinuos de calcarenitas bioclásticas con una contaminación terrígena de tamaño microconglomerático.

#### 2.1.3.1.21. Formación Los Martínez (35). Alternancia de areniscas Limos y margas; presencia local de olistolitos. Cretácico Superior.

Esta unidad constituye la parte más típica de la Formación Ocoa, y está formada por una monótona sucesión de margas grises y ocreas, ocasionalmente verdosas, entre las que se intercalan esporádicos niveles tabulares centimétricos a decimétricos de areniscas, que muestran marcas de muro (flute y bounce cast), laminación paralela y cruzada. Este tipo de facies de la Fm Ocoa corresponde a la expresión más característica de la Fm.

Ocoa, y sobre ella es donde se producen las intercalaciones de las diferentes unidades litológicas que se desarrollan intercaladas dentro de esta unidad.

En esta unidad, las alternancias son variables en la proporción de areniscas y margas, aunque en general muestran un aspecto rítmico siempre con mayor proporción de margas frente a las areniscas. La serie se compone mayoritariamente de una alternancia de areniscas (cm a dm) y margas grises-verdosas, bastante arenosas. Las areniscas presentan granoclasificación positiva, laminación paralela y, en ocasiones, laminación cruzada a techo, que constituyen secuencias de Bouma, la mayor parte de ellas incompletas. También se pueden encontrar frecuentes restos de materia orgánica acumulada en el techo de los niveles de areniscas. La organización secuencial de las series rítmicas de areniscas/margas es mayoritariamente thickening upward, observándose varias de estas secuencias apiladas en la vertical.

Aflora en todo el sector central de la Hoja, encontrándose especialmente desarrollada en los valles que se encuentran entre las alineaciones montañosas de la unidad infrayacente, debido a su carácter más blando. Por esta razón, los mejores afloramientos se encuentran en cortes producidos por ríos y arroyos, y en especial son interesantes las observaciones en el sector de Villa Güera, a lo largo del Arroyo Güera, y en las cercanías de Baní, en el Río Baní. También existen varios cortes de calidad a lo largo de la carretera de Baní a Azua, especialmente en las inmediaciones de los Cerros de Guazuma o al norte de los Cerros de Baní.

Es interesante el hecho de observar algunos niveles de composición carbonática dentro de una serie esencialmente siliciclástica. En concreto, se han observado esporádicas intercalaciones de niveles centimétricos carbonatados muy finos (calculutitas), que corresponden a fangos carbonatados producidos por decantación, y que cuando aparecen, dan un fuerte contraste con la serie parduzca. También se han encontrado niveles calcareníticos esporádicos, intercalados en la serie, pero con una muy baja proporción frente a las areniscas más siliciclásticas. Cuando aparecen, muestran fauna

somera retrabajada, que en ocasiones contienen macroforaminíferos con valor bioestratigráfico y que se ha usado como criterio bioestratigráfico adicional cuando se ha encontrado.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas se clasifican texturalmente dentro del campo de las grauvacas, debido a los altos contenidos en matriz (próximos al 50%), y contienen cuarzos monos y policristalinos, fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas y carbonáticas, junto con abundantes minerales opacos.

Las características de los materiales de esta unidad indican ambientes de depósito en una cuenca turbidítica, con diversas facies que corresponden a diferentes ambientes dentro de la cuenca turbidítica. Las facies más finas de alternancia de areniscas cm a dm son facies de abanicos submarinos medios-distales, donde las diferentes secuencias thickening upward nos indican pequeñas progradaciones de los lóbulos del abanico. Las facies de las areniscas, y la presencia de secuencias de Bouma permiten interpretar estos depósitos como producidos por corrientes de turbidez de baja densidad. Los niveles de naturaleza carbonatada corresponden a eventos de mayor productividad carbonática (calcilutitas) o a llegadas de material desde una plataforma carbonatada, en cualquier caso, menos frecuente que el material volcanoclástico.

La edad de esta unidad ha sido difícil de obtener por criterios directos, puesto que la totalidad de las muestras recogidas para la datación por medio de fauna planctónica han resultado prácticamente azoicos, presentando la mayoría de las muestras de margas un residuo formado por fragmentos de marga de aspecto limoso-arenoso, con restos de micas y algún grano de óxidos de hierro, junto a escasísimos restos mal conservados e inclasificables. Sin embargo, se ha encontrado la siguiente fauna en los pocos niveles calcareníticos intercalados en la serie: *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Cushmania* sp., ¿*Fallotella*?, que podrían indicar una edad Eoceno medio-superior. Además, por criterios regionales y por su posición estratigráfica relativa, esta unidad se desarrolla fundamentalmente en el Eoceno superior, aunque no se descarta que las

partes más altas de la serie (p. ej. Loma de Matatongo, sector occidental de la Hoja) pudieran corresponder al Oligoceno.

#### 2.1.3.1.22. Gabros y Gabro-noritas de La Yautía (36) Cretácico superior

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”. Los mejores afloramientos se localizan, a lo largo de la carretera de Piedras Blancas a Rancho Arriba y en los caminos que unen esta última localidad con El Torito y La Placeta del Yuna, o con La Colonia y Mahoma Derrumbado. El camino que conduce a El Rincón del Yuboa también tiene buenos afloramientos del único cuerpo de gabro-noritas, asimismo elongado, que está aislado del principal, el cual

además se caracteriza por instruir tanto en las metabasitas del Complejo Duarte como en las tonalitas foliadas. Los contactos con el encajante suelen ser netos y puesto que éstos casi siempre se producen con facies metamórficas de las anfibolitas, o similares, del Complejo Duarte, el desarrollo de aureolas de contacto es prácticamente inapreciable. Bowin (1966) describe procesos de cataclasis asociados a los contactos de este batolito, que también se han observado en el presente trabajo, por ejemplo, en el mencionado Rincón del Yuboa. Sin embargo, existen muchas dudas de que estas rocas cataclásticas estén asociadas al contacto o, más bien, a las numerosas fallas tardías, generalmente de desgarre que, coincidiendo en parte con contactos, en la actualidad aparecen delimitando los cuerpos intrusivos.

Los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, están compuestas por gabros, gabros hornbléndicos, gabro-noritas augítico-hipersténicas, noritas y hornblenditas, con facies ultramáficas locales de piroxenitas y piroxenitas olivínicas. Bowin (1960, 1966 y 1975) cita la presencia de una estrecha banda de dunitas paralela al límite oriental del batolito, y un predominio de facies de noritas cuarzo-augíticas en la mitad occidental, observaciones que no se han podido constatar en el presente trabajo. Las piroxenitas olivínicas presentan texturas cumulado y, a escala de afloramiento, un bandeo centimétrico-decimétrico, definido por las proporciones relativas de ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino. El tamaño de grano de agregado compuesto por los minerales máficos es medio, aunque existe una gran variación a escala de afloramiento y cartográfica. Estas rocas se caracterizan por una asociación mineral compuesta por ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino, ilmenita y opacos. En otras facies de piroxenitas con plagioclasa, se observa una transición de noritas a gabros, coincidiendo con un aumento del contenido modal de plagioclasa y una paralela disminución de ortopiroxeno. En estas rocas, la plagioclasa forma bandas con una textura interna granoblástica relativamente equidimensional. Los granos de orto y clinopiroxeno, presentan formas moderadamente elongadas que definen una foliación, la cual es paralela al bandeo composicional mesoscópico de origen cumulado. La asociación mineral compuesta por ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, presente en los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, es típica de

condiciones de la facies granulítica de media a baja-P, las cuales se interpreta fueron las de cristalización del magma máfico.

En estas rocas, la hornblenda aparece como una fase que engloba a los cristales anteriormente crecidos, pudiendo llegar a reemplazar completamente el olivino y los piroxenos, originando facies de gabros hornbléndicos. Para Lewis (1982 a), estas relaciones texturales sugieren un proceso de reemplazamiento tardi-magmático, en el que el olivino y los piroxenos cristalizados, reaccionan con un fluido residual rico en vapor de agua, originando rocas ricas en hornblenda y plagioclasa. Alternativamente, estas texturas de reacción dan cuenta de reequilibrios en condiciones metamórficas de la facies anfibolítica de baja-P, controlados por el acceso de H<sub>2</sub>O a la roca, ligados a la evolución subsólida retrógrada.

Las facies máficas son las volumétricamente más importantes en la intrusión de la Yautía y están constituidas por noritas y gabro-noritas. Estas rocas suelen presentar a escala de afloramiento un bandeo composicional definido por una alternancia centimétrica a decimétrica de bandas claras ricas en plagioclasa y bandas más oscuras ricas en piroxeno y anfíbol. Se trata de rocas de grano medio a medio-grueso, texturas granudas más o menos equigranulares, y mineralógicamente formadas por plagioclasa cálcica, ortopiroxeno y, menos abundante, clinopiroxeno. Al microscopio, se observa cómo el ortopiroxeno marrón tiene lamelas intercrecidas de clinopiroxeno, de colores de interferencia más altos, aunque también se encuentra la relación inversa. La foliación magmática en estas rocas está definida por agregados arrosariados elongados, compuestos por varios individuos de orto y clinopiroxeno, y la elongación de los prismas de plagioclasa.

El anfíbol hornblenda aparece en proporciones modales muy variables, generalmente formando grandes cristales idiomorfos que engloban a los dos piroxenos reemplazándolos, aunque también se han observado como agregados de pequeños granos constituyendo coronas y pseudocoronas. La anfibolitización puede llegar a muy

importante, llegando a formar gabros hornbléndicos en los que el piroxeno aparece únicamente como relicto incluido en el anfíbol. Como en el caso de las rocas ultramáficas, estas texturas de reacción parecen dar cuenta de un reequilibrio subsólido, acompañado por una hidratación de las rocas, en condiciones metamórficas de la facies de las anfibolitas.

Consideradas en conjunto, los gabros y gabro-noritas y facies ultramáficas de la Yautía constituyen un gran cuerpo de cumulos estratiforme, cuya extensión lateral supera los 35 km y que se extiende en una dirección NNO-SSE subparalela al límite occidental del Complejo Duarte. Las rocas ígneas que lo constituyen cristalizaron a condiciones metamórficas de la facies granulítica de presión media-baja y experimentaron un reequilibrio durante la retrogradación posterior, bajo condiciones de la facies anfibolítica de baja-P. Estas rocas, que no tienen fábrica deformativa interna a escala regional, fueron posteriormente afectadas, por un cizallamiento local, en condiciones de la facies de los esquistos verdes, relacionado con el cabalgamiento dúctil de la Yautía. La deformación y el metamorfismo asociado al funcionamiento de esta estructura, se describirán en el capítulo de Tectónica.

Las características geoquímicas de estas rocas se resumen en el apartado 2.2.5. En cuanto a dataciones, no hay edades radiométricas previas de los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía. Las realizadas en este proyecto por el método Ar/Ar en hornblendas, han arrojado una edad de  $121.4 \pm 4.6$  Ma. Como se discute en el apartado de Dataciones Absolutas de este capítulo y en el capítulo 3 de Tectónica, esta datación es discrepante con las observaciones de campo. Efectivamente, atendiendo a las relaciones cartográficas con las unidades limítrofes, la edad de esta unidad está acotada, en su límite inferior, por la del Complejo Duarte y, sobre todo, por la de las tonalitas foliadas a las que intruye, que se han atribuido al Cretácico inferior. Su límite superior, está impuesto por la edad de las tonalitas no foliadas que a su vez intruyen en ellas. Estas últimas son claramente postcretácicas puesto que afectan a la Fm. Tiro y se les asigna una edad paleógena en sentido amplio. Esta acotación y el carácter indeformado de la

unidad sugieren, como edad más probable de emplazamiento, todo el intervalo del Cretácico superior y, posiblemente también, parte del Paleógeno. Pese a su proximidad, la ausencia de relaciones de corte entre las gabro-noritas y la Fm. Tireo impide hacer más precisiones en este intervalo, aunque tal circunstancia se podría interpretar como un factor a favor de un emplazamiento de aquéllas previo al depósito de la Fm Tireo. Sin embargo, a este respecto hay que tener en cuenta que el cabalgamiento del río Yuna, de supuesta edad eocena, ha podido producir una notable aproximación entre estas dos

#### 2.1.3.1.23. Ocurrencia frecuente de diques básicos (37). 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.

#### 2.1.3.1.24. Ocurrencia frecuente de diques graníticos (38). 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.

#### 2.1.3.1.25. Ocurrencia frecuente de diques tonalíticos (39). 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.

#### **2.1.4. Paleógeno**

##### **2.1.4.1.1. Tonalitas no foliadas (40) Paleógeno**

Las tonalitas no foliadas forman en la Hoja de Arroyo Caña varios plutones de forma y dimensiones variadas, intrusivos tanto en las metabasitas del Complejo Duarte y tonalitas foliadas como en los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y en la Formación Tireo. Las intrusiones tonalíticas más pequeñas tienen contornos subtriangulares y una superficie de afloramiento menor de 5 km<sup>2</sup>, como es el caso de los plutones de Loma Zumbador, al NO de Duey, y el de Plan Grande, cerca de Sonadorcito, situados respectivamente en los sectores central meridional y septentrional de la Hoja. La intrusión de la Yautía presenta, en cambio, una forma lentejona de dirección N-S y unos 10 km de longitud, en parte debida al cabalgamiento dúctil de la Yautía que lo limita en su margen oriental. El Plutón de mayores dimensiones es el de la Laguna El Ojo de Agua, de unos 50 km<sup>2</sup>, cuya erosión produce el amplio valle de Rancho Arriba. En todos ellos, los afloramientos son escasos debido a alto grado de meteorización que presentan estas litologías. Los mejores puntos de observación se encuentran, como en casos anteriores en la carretera a Rancho Arriba, así como en el camino que une esta población con La Colonia y Mahoma Derrumbado. Estos cuerpos no presentan ninguna fábrica deformativa interna y sólo localmente se llegan a intuir fábricas magmáticas ligadas al emplazamiento, mostrando a escala de afloramiento un aspecto masivo. Los contactos suelen ser netos y, como ocurre con la mayoría de las intrusiones de este tipo en el conjunto de la isla, no suelen desarrollar aureolas de contacto de relevancia ni cuando el encajante tiene un

cierto grado metamórfico ni tampoco cuando se trata de una unidad no metamórfica como es el caso de la Fm. Tireo.

Las tonalitas no foliadas presentan una facies petrográfica muy similar a la de las tonalitas foliadas, aunque, como señala Bowin (1966), estas últimas pueden ser ligeramente más leucocráticas y en ellas son más frecuentes como minerales accesorios las micas (biotita y moscovita). La facies dominante consiste en tonalitas de grano medio, con hornblenda, aunque las unidades plutónicas también presentan localmente facies cuarzo-dioríticas y granodioríticas. Los tipos ácidos más diferenciados, son leucotonalitas y Trondhjemitita, así como diques discordantes aplíticos y pegmatíticos. Las tonalitas no foliadas presentan texturas panidiomorfos, granudas, subequigranulares a inequigranulares porfídicas. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa microclinizada y esfena. Como accesorios aparece zircón, ilmenita, magnetita, óxidos Fe-Ti, sulfuros metálicos y opacos. Como minerales secundarios, actinolita, clorita, mica marrón, mica blanca, sericita, albita, epidota pistachita, prehnita y rutilo sagenítico óxidos de Fe.

La plagioclasa es de composición labradorita-andesina y forma cristales milimétricos con zonado normal u oscilatorio. El anfíbol es de tipo hornblenda parda y se presenta idiomorfo, con raras inclusiones de clinopiroxeno. El fesdaespato-K es una ortosa microclinizada con pertitas en venas y parches, ocupando frecuentemente posiciones intersticiales. En algunas rocas aparece en proporciones accesorias. La secuencia de cristalización probablemente se inició con la formación de hornblenda y plagioclasa, que aparecen en similares proporciones modales constituyendo más del 70% del volumen de la roca, continuando con el cuarzo la esfena y el fesdaespato-K.

En su margen oriental, el stock elongado de la Yautía, está afectado, en una estrecha banda, por la deformación asociada al cabalgamiento dúctil de La Yautía el cual superpone parcialmente las gabro-noritas sobre las tonalitas no foliadas. Las características de la deformación y el significado de esta estructura serán discutidas en

el capítulo de Tectónica. Por otra parte, las características geoquímicas de estas rocas, se resumen en el apartado 2.2.4

Como se ha mencionado en apartados precedentes, las relaciones de corte con la Fm. Tireo, cuyos niveles estratigráficos más altos han sido bien datados como Maastrichtianos, permiten considerar la edad del emplazamiento de las tonalitas no foliadas como claramente postcretácicas. Las dataciones radiométricas realizadas en un buen número de estos cuerpos de tonalitas no foliadas arrojan edades muy variadas (Kesler et al., 1991c). En algunos casos estas dataciones pueden ser incluso contradictorias con las relaciones cartográficas arriba citadas como ocurre con la edad de 81 Ma obtenida por Kesler et al (1991) en el stock de la Yautía. Lo mismo ocurre con las obtenidas en el transcurso del presente proyecto en muestras pertenecientes al mismo stock, 87.6+ 0,3Ma (U/Pb) y 88.3+6.3Ma (Ar/Ar en hornblenda) (ver discusión sobre los datos geocronológicos en el apartado 2.4 de este capítulo y en el capítulo 3 de Tectónica) Sin embargo el hecho de que la mayoría estas dataciones se agrupen en el intervalo 70-40 Ma, resultando además evidente un cese completo de actividad magmática a partir de esta última edad, apunta al Paleógeno inferior (Paleoceno-Eoceno inferior-medio) como el intervalo más probable para el emplazamiento de las tonalitas no foliadas.

2.1.4.1.2. Formación El Número (41). Calizas masivas o estratificadas, frecuentemente fosilíferas, con intercalaciones de conglomerados y brechas.  
Paleógeno

Son el constituyente característico del tramo superior de la Fm. El Número, proporcionando al terreno un claro resalte morfológico con respecto a la sucesión margosa que constituye el término general de la formación. Se han diferenciado tres, de los que los dos superiores desaparecen hacia el Noroeste, sin que pueda afirmarse de forma concluyente si se debe a un cambio lateral de facies o a los efectos erosivos de la Fm. Ocoa suprayacente.

En la Hoja de San José de Ocoa, pese a que estos resaltes se distinguen con facilidad en el paisaje, sus afloramientos son de muy difícil acceso puesto que forman parte de la escarpada ladera occidental del Tetero Mejía. No obstante, una cierta aproximación a los mismos se puede realizar por el camino que desde la Mesa de Domingo conduce al paraje denominado Palo de Sabina. Aun así, su mejor corte se localiza, ya en la Hoja de Sabana Quéliz, en el río de Las Cuevas, concretamente en el paraje del mismo nombre. Allí se presentan como un potente tramo de calizas fosilíferas y calcarenitas tableadas y en bancos, con intercalaciones de conglomerados y brechas, que alcanza 200m de potencia.

En términos generales se puede decir que la parte inferior de la unidad está integrada por calcarenitas y calizas bioclásticas y micríticas, dispuestas en niveles tableados. En la parte superior se desarrollan facies de aspecto masivo correspondientes a calizas bioclásticas, micríticas y oolíticas con estratificación cruzada a gran escala.

Al microscopio se aprecia una cierta variedad en la proporción de los componentes texturales y sus tamaños. El contenido fosilífero es apreciable en todos los casos, llegando a sobrepasar el 60%, con un bajo contenido terrígeno en el que destacan los fragmentos de roca (hasta 4%), con aparición accidental de óxidos de hierro (1%) y sulfuros (hasta 3%). El contenido micrítico suele superar el 70%, si bien se han observado valores inferiores al 25%; ocasionalmente aparece cemento esparítico en proporciones inferiores al 10%. Predominan las biomicritas (*wackestone*), clasificándose como biomicruditas los términos más groseros.

Se observa organización de tipo estratocreciente. Los términos tableados presentan estratificación *hummocky* y *swalley*, laminación paralela y *ripples* de oleaje, señalando su relación genética con procesos de tormentas; las calizas micríticas masivas incluyen Serpúlidos y Corales, interpretándose como facies bioconstruidas; tanto los términos masivos como los bioclásticos pueden presentar estratificación cruzada de gran escala, *wave ripples* y estratificación bimodal y sigmoidal, asimilándose a complejos de barras

submareales. En el mencionado corte del río Las Cuevas se han observado varias intercalaciones de 1 a 10m de espesor de conglomerados y brechas, a las que se asocian niveles tableados decimétricos de *grainstones*. En estos términos, los clastos de procedencia volcánica, concretamente derivados de la formación Tireo, pueden llegar a ser mayoritarios, apareciendo englobados por una matriz calcárea junto con clastos de esta misma naturaleza derivados de la destrucción de las facies anteriormente descritas.

En conjunto todas estas litologías corresponden a un ambiente de plataforma carbonatada, dentro del cual los términos tableados representan facies de margen de la misma, en las que eventualmente irrumpen los términos conglomeráticos y brechoides mediante un transporte en masa. El contexto de plataforma somera se identifica con las facies bioconstruidas y de barras

Entre su abundante contenido fosilífero se encuentran Globigerínidos, Radiolarios, espículas de Esponjas, Foraminíferos bentónicos, Algas rojas, Briozoos, placas de Equínidos y fragmentos de Ostrácodos que no han permitido precisar la edad de la unidad, que ha sido incluida en el Eoceno superior por su pertenencia a la Fm. El Número.

#### 2.1.4.1.3. Formación Loma Rodríguez (42). Calizas estratificadas en parte margosas, colores crema y rosada, facies de plataforma. Paleógeno

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

Los fenómenos físicos geológicos presentes en las áreas donde aflora esta unidad se observan: el de Intemperismo: Se presenta muy extendido, como resultado de la

meteorización, se forman los suelos finos de colores crema y rojizos y el Carso: Su manifestación es extensa tanto superficial como subterránea.

2.1.4.1.4. Formación Ocoa (43). Margas y fangos, generalmente arenosos, con intercalaciones de areniscas turbidíticas, cantos polimícticos dispersos, bloques y olistolitos de origen diverso; frecuente aspecto caótico. Paleógeno

La facies organizada es predominante en el sector septentrional de la Hoja, al igual que en la Hoja de Sabana Quéliz, donde prácticamente las otras dos facies no están representadas. Esta facies es también la dominante en los afloramientos de la carretera de Constanza, así como en los sectores inmediatamente al sur de San José de Ocoa.

Corresponde a alternancias rítmicas de carácter turbidítico. Estratigráficamente, se concentra preferentemente en el “tramo pelítico intermedio con intercalaciones de calizas tableadas”, descrito anteriormente, si bien puede aparecer de forma minoritaria en otros tramos pelíticos más desorganizados. Constituyen depósitos bastante diluidos en los que las capas areniscosas alternan con pelitas en proporciones inferiores a un 15 % por término medio, si bien en algunos tramos se pueden superar valores del 20-25% y alcanzar hasta el 50%. Los niveles de areniscas presentan potencias de orden centimétrico a eventualmente decimétrico y excepcionalmente métrico.

Poseen morfologías generalmente tabulares, en ocasiones con base canalizada muy laxa. Contienen abundantes estructuras sedimentarias propias de depósitos turbidíticos: base neta con frecuentes huellas tractivas y de deformación por carga, laminación paralela eventualmente convolucionada y ripples de corriente a techo, a veces de tipo *climbing*. Ocasionalmente se observan niveles de escasa continuidad lateral correspondientes a capas lenticulares de tipo B2 con laminación cruzada o a formas canalizadas con base erosiva.

Los términos lutíticos corresponden a pelitas y margas ocreas homogéneas; raramente se observan laminados originados por diferencias de alta frecuencia del contenido en materia orgánica. Los fenómenos de desestabilización gravitacional son poco marcados y consisten en procesos de *splumping* y movilizaciones de tipo *mud flow* muy diluido con clastos muy dispersos de diversas litologías. Excepcionalmente se reconocen capas carbonatadas de escaso espesor atribuibles a hemipelagitas que están constituidas por calizas micríticas arcillosas de tono blanquecino. Desde el punto de vista petrográfico las areniscas corresponden a litoarenitas generalmente feldespáticas cuya fracción clástica está representada por fragmentos de rocas volcánicas y granos de feldespato y la cementación es relativamente moderada.

Poseen tamaños de grano medio-fino a fino-muy fino si bien se registran también medidas gruesas a medias en las capas de más potentes, que a su vez muestran un mayor contenido en matriz limosa y un carácter más feldespático y/o ferruginoso. Las paleocorrientes medidas ofrecen valores dirigidos de forma predominante hacia el SSE y SE. Estas facies organizadas se atribuyen a sistemas de abanicos profundos de pie de talud y de relleno de cañones submarinos

### **2.1.5. Cuaternario**

#### **2.1.5.1.1. Glacis (44). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno-Holoceno**

Pleistoceno Poseen en general un escaso desarrollo, disponiéndose a modo de piedemontes y localizándose en las vertientes de los principales valles; configuran pequeñas plataformas elevadas sobre el cauce actual, en algunos casos más de 100m. Con mucho, su mayor desarrollo se localiza en la zona central de la Hoja donde hay buenos ejemplos en EL Pinar, Los Corozos, Los Negros y Sabana Abajo. En esta zona el relieve desciende suavemente de NE a SO constituyendo una superficie erosionada y fragmentada en los afloramientos hoy visibles.

Predominan las arenas y, en menor proporción, gravas cuya composición es variable en función de su área madre, casi siempre sedimentaria. 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 5 y 15m.

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), sugiere que, al menos los niveles más bajos, corresponden al Holoceno.

#### 2.1.5.1.2. Terrazas altas (45). Cantos, gravas, arenas y limos. Holoceno.

Tienen representación, aunque escasa, en los principales cursos fluviales de la Hoja con la excepción del río Haina y sus afluentes el Guanaito 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 Guazuma. 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.

#### 2.1.5.1.3. Terrazas medias- altas (46). Cantos, gravas y arenas. Holoceno

Los principales sistemas de terrazas corresponden a los ríos Banilejo y, sobre todo, Ocoa, este último el único que presenta un cierto desarrollo de sistemas de aterrazamientos. Ante la falta de relación entre los distintos niveles, en buena parte debido a la precariedad de referencias altimétricas, se han establecido dos grupos: terrazas bajas-medias, en las que se incluyen los niveles inferiores, localizados en la llanura aluvial actual con cotas de +1-5m con respecto al cauce; y terrazas medias-altas, para todas aquéllas claramente descolgadas de la red fluvial actual, con cotas que llegan a superar +20m.

Litológicamente están constituidas por cantos y gravas en los que predominan los fragmentos tonalíticos, volcano-sedimentarios de la Fm. Tireo frente a los conglomeráticos eocenos y carbonatados cretácicos y eocenos, aunque también puede observarse cualquier componente paleógeno en función del área fuente. 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 arcósica y litarenítica.<sup>86</sup>

Aunque no existe un corte tipo de estas unidades, son numerosos los puntos que muestran aspectos parciales de las mismas en los valles de los ríos Ocoa y Banilejo, principalmente. Se observan cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e imbricación de cantos. Su espesor, variable, suele oscilar entre 1 y 10m.

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, 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.

#### 2.1.5.1.4. Terrazas bajas (47). Cantos, gravas, arenas, limos. 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.

#### 2.1.5.1.5. Llanura de inundación (48). Limos con niveles cantos, arenas y gravas. Holoceno

En relación con el amplio cauce del río Ocoa, se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río. En ellas, los depósitos son similares a los de fondo de valle que a continuación se describen, aunque con un cierto predominio de los limos sobre las arenas y las gravas. Durante el paso del huracán George, estas zonas fueron completamente inundadas por las aguas crecidas del río Ocoa.

#### 2.1.5.1.6. Pantanos, formaciones humosas (49). 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.

#### 2.1.5.1.7. Cono aluvial, deslizamiento (50). 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 transcurrerte 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+/-4,6 Ma. Más recientemente la determinación de Sinton et al (1998) (método 40Ar/39Ar) ha sido de 67 Ma. Todo este compendio de edades permite atribuir la formación Siete Cabezas al Cretácico superior en sentido amplio.

#### 2.1.5.1.8. Coluviones (51) 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.

2.1.5.1.9. Aluviones, depósitos de río (52). Arenas, gravas, cantos y limos. 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 cm-m 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.

2.1.5.1.10. Fondos de valle (depósitos localmente discontinuos) (53). Bloques, cantos, arenas y gravas. Holoceno

Pese a la profunda disección fluvial del relieve de la región, se trata de depósitos con escasa representación en la Hoja, debido fundamentalmente al carácter angosto de los valles; los más destacados corresponden a los ríos mencionados en los apartados anteriores, es decir, Banilejo, El Canal y Ocoa, que además han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía con el paso del huracán Georges, tanto en cuanto a los procesos de tipo erosivo como sedimentario se refiere. Evidentemente, no cabe duda de su edad holocena.

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 3m, ni tampoco las arenas. Su composición también es muy variable, pero en los grandes ríos y arroyos refleja no sólo las áreas de tránsito sino también en gran medida la constitución de las zonas de cabecera: conglomerados polimícticos eocenos y rocas carbonatadas cretácicas y eocenas, así como rocas volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo. 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.

### **3. Geoquímica**

#### **3.1. 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<sub>2</sub>, y pertenecen al Miembro Inferior del mismo, según la división de Lewis y Jiménez (1991).

De las dos rocas mencionadas con composiciones diferentes, la muestra 80-52, una anfibolita cogida de la carretera de Piedras Blancas a Rancho Arriba, muestra el alto contenido en REE y HFS que caracteriza las rocas del Miembro Superior, aunque con contenidos bajos en TiO<sub>2</sub>.

#### **3.2. Formación Tireo**

La Formación Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en las Hojas que integran el presente Proyecto. Concretamente aflora en siete de ellas, ocupando la práctica totalidad de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, y de modo parcial las de: Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Bonao, San José de Ocoa, 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 Guaraca 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.

### **3.3. Tonalitas y tonalitas foliadas**

Las tonalitas foliadas y no foliadas que afloran principalmente en la Hoja de Arroyo Caña forman parte de un cinturón de rocas granitoides que se extiende a lo largo de toda la Cordillera Central-Massif du Nord de la isla. Un segundo cinturón de intrusiones granitoides, de dirección E-O, se desarrolla desde el sur de Cotuí hasta cerca de Higüey, en la Península del Este. La tonalita de Zambrana, representada en la Hoja de Hatillo, pertenece a este segundo grupo.

Los granitoides de la Cordillera Central afloran en forma de batolitos y stocks. La litología dominante es la de tonalitas hornbléndicas, pero también son comunes las dioritas, las



granodioritas y las cuarzomonzonitas. Los diferenciados con alto contenido en sílice forman pequeños cuerpos de leucogranitos, trondjhemitas (plagiogranitos) y leucogranodioritas. Los estudios realizados por Lewis y sus discípulos (p.e. Feigenson y Lewis, 1977; Feigenson, 1978; Kesler et al 1977; Lewis, 1982) han demostrado que los granitoides de la Cordillera Central tienen características similares a los que se originan en arcos volcánicos intraoceánicos, denominados granitos de tipo-M (White, 1979). Sin embargo, su disposición linear en batolitos y la larga duración de los procesos magmáticos de los que derivan, sugieren un cierto grado de madurez que los aproxima a los granitoides de tipo-I de Chappel y White (1974) que caracterizan el plutonismo desarrollado en las grandes cordilleras continentales. No obstante, en este caso parece no haber duda de la no intervención de corteza oceánica en la génesis y emplazamiento de lo granitoides de la Cordillera Central.

Las características geoquímicas de los granitoides de la Cordillera Central incluyen las siguientes: bajo contenido en K<sub>2</sub>O (<1%) en rocas con menos del 69% de SiO<sub>2</sub>; Al/(Na+K+Ca<sup>2</sup>) <1; <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<0.704 (con tres excepciones); Nb<2ppm y Th<5ppm. De los nuevos análisis realizados en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, uno corresponde a la tonalita de Zambrana de la Hoja de Hatillo y el resto a las tonalitas de la Hoja de Arroyo Caña. También se incluyen en la base de datos otros análisis de elementos mayores inéditos de tonalitas foliadas de la Hoja de Arroyo Caña (Lewis, inédito). Todos los análisis de tonalitas foliadas contienen más del 70% de sílice, excepto la muestra 91-308 que es ligeramente más máfica. La tonalita con hornblenda-biotita no foliada que intruye las gabro-noritas de La Yautía tiene una composición intermedia (58% de SiO<sub>2</sub>) y su composición de elementos traza difiere de la de las rocas más félsicas.

Las muestras representativas de las tonalitas foliadas de la Hoja de Arroyo Caña se presentan en los diagramas multielementales de las Fig. 2.2.4. La geoquímica de las leucotonalitas y trondjhemitas de la Hoja de Arroyo Caña es muy similar a la de las muestras de los batolitos de El Río y Loma Cabrera con parecidas composiciones en elementos mayores. Estos granitoides se caracterizan por tener contenidos

relativamente bajos en Th, Nb, Yb y Y, en comparación con los de los granitoides pertenecientes a otros ambientes tectónicos Brown et al. (1984), aunque esto puede probar que los leucogranitos y las trondjemitas pueden ser más abundantes de lo que en un principio se suponía, es improbable que constituyan el tipo dominante de la Cordillera Central.

Los cuerpos de tonalitas no foliadas (muestra AC 8001) que intruyen a las gabro-noritas de La Yautía son de composición intermedia y la pauta de sus elementos traza difiere apreciablemente de la de las tonalitas foliadas. En la Fig. 2.2.5 se compara la composición del citado cuerpo de tonalitas no foliadas con las de su encajante, las gabro-noritas de La Yautía. Los nuevos análisis realizados durante el transcurso del presente proyecto en el batolito de tonalitas de El Río (ver Hoja de Constanza) ponen de manifiesto su similitud composicional con las tonalitas de La Yautía. En la Fig. 2.2.4 la composición de la intrusión de Zambrana se compara con las de las intrusiones de la Hoja de Arroyo Caña. Aunque la composición de elementos mayores es similar, la de los elementos traza difiere notablemente sugiriendo una procedencia de un sistema magmático diferente. En la tonalita de Zambrana también es preciso resaltar el contenido relativamente bajo de las Tierras Raras Ligeras, así como la pauta plana del conjunto de las Tierras Raras y la anomalía negativa de Eu. La pauta de las Tierras Raras de la tonalita de Zambrana es similar a la que muestran las rocas félsicas de los Esquistos de Maimón (ver Memoria de Villa Altagracia) sugiriendo una posible relación genética.

### **3.4. Gabros y Gabro-noritas de La Yautía**

Esta intrusión, que aflora en la parte central de la Hoja de Arroyo Caña y se extiende hacia el Sur por el cuadrante 1:100.000 de San Cristóbal, se puede correlacionar con las dos intrusiones máficas-ultramáficas de similar composición existentes en sectores más noroccidentales de la Cordillera, la intrusión piroxenítica-norítica de Loma Chaquey, al norte de Loma Cabrera (Feigenson, 1978), y las intrusiones peridotíticas-piroxeníticas-noríticas aflorantes al sur de Monción (Cribb, 1986). Todas estas intrusiones tienen el

Complejo Duarte como encajante y no presentan fábrica interna deformativa de forma generalizada, y todas están a su vez intruídas por cuerpos de tonalitas.

Se dispone de cuatro nuevos análisis de las gabro-noritas de la Yautía. Esta es una intrusión que tiene un marcado bandeo composicional y por tanto las rocas presentan sustanciales variaciones composicionales. Los contenidos en MgO y CaO son más altos que los encontrados en rocas basálticas normales de composición toleítica. Las dos muestras más máficas (AC 8004 y AC 8005), correspondientes a la parte occidental de la intrusión, se pueden clasificar como noritas hornbléndicas.

La figura 2.2.5 muestra los diagramas multielementales y de Tierras Raras de las dos noritas hornbléndicas, de la diorita de la Loma La Cuchilla del Limón (variedad composicional encontrada dentro del cuerpo de tonalitas foliadas aflorante en esta zona) y de la tonalita de La Yautía. Todas muestran unas pautas muy similares sugiriendo que, pese a su diferente edad de emplazamiento, todas pudieran estar genéticamente relacionadas. A modo de hipótesis se puede considerar que las dioritas forman los magmas de origen a partir de los cuales se producirían los cumulos que caracterizan las gabro-noritas de La Yautía; las tonalitas representarían las fracciones líquidas derivadas de la formación de los citados cumulos.

## **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 (Pindell y Barret, 1991, Pindell, 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, Sabana Larga/La Ciénega, 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.

Adicionalmente hay que tener en cuenta la tectónica de desgarres cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir del Mioceno (hasta la actualidad), una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieran soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la citad convergencia (oblicua) entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la Plataforma de Las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y el Plateau Oceánico. Esta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transgresivo (Mann et al., 1991 b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transgresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann, 1998) (Fig. 3.1.3). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, offshore, y por la falla Septentrional, onshore, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan et al., 1998).

La tectónica de desgarres es la responsable de casi todos los contactos entre las unidades y formaciones de la zona de estudio, los cuales se resuelven mediante fallas de dirección NO-SE y componente inversa o sinestral inversa, a las que se superpone otro sistema de fallas de dirección E-O y componente esencialmente sinestral. Esta tectónica introduce en la zona de estudio una complejidad adicional al reactivar, transponer y, por tanto, enmascarar los contactos originales, de tal forma que en muchos casos es difícil saber si estamos ante la presencia de formaciones originalmente contiguas o al menos próximas, o si por el contrario se trata de fragmentos litosféricos desplazados muchos kilómetros unos de otros a favor de las citadas fallas de dirección NO-SE. Esta circunstancia, que de alguna forma justifica el uso del término “terreno” para

designar a algunas unidades de esta región (Mann et al 1991 b) (Fig. 3.1.4), es especialmente acusada en el caso del ridge peridotítico y de sus relaciones de contacto con las formaciones adyacentes mediante lo que se conoce como “zona de falla de La Española” (Mann et al., 1991b).

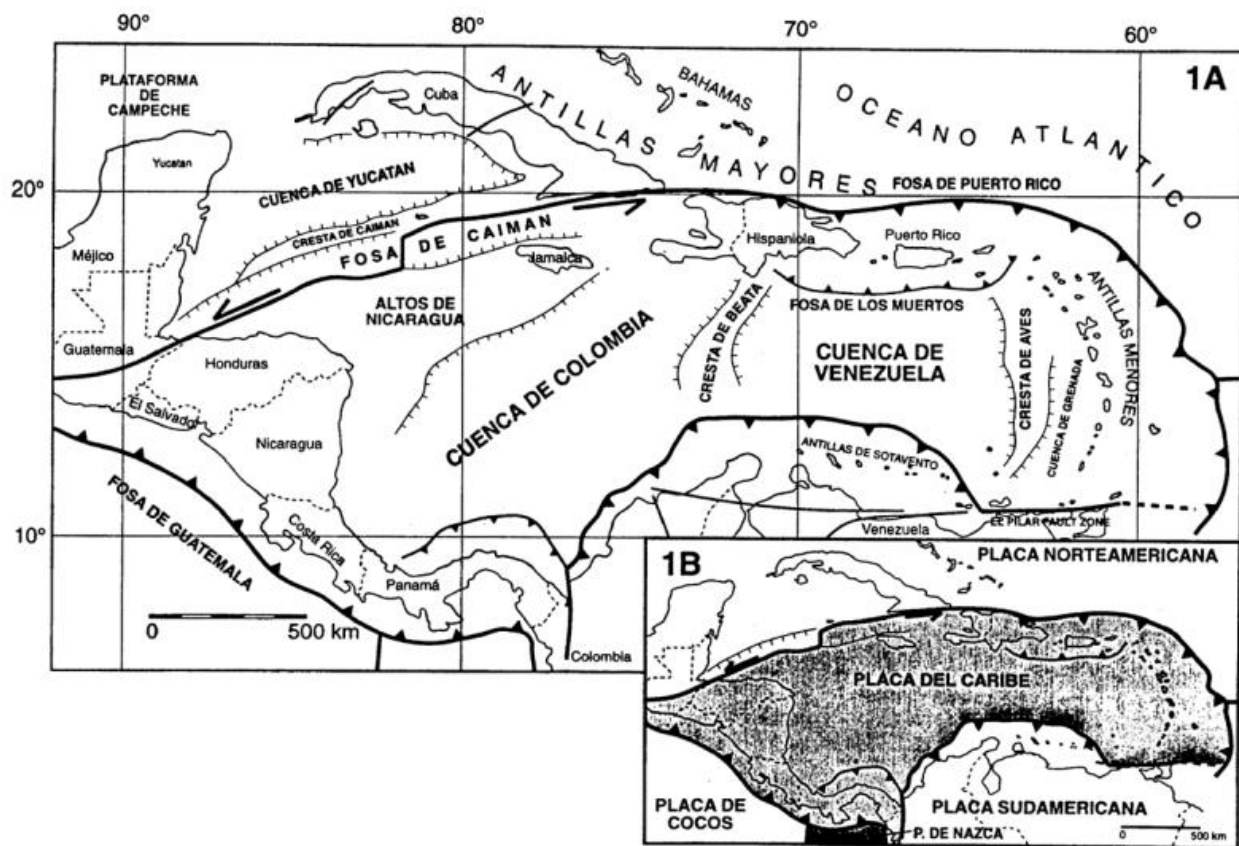


Fig. 3.1.1. Principales elementos estructurales de la placa del Caribe. Figura tomada de Draper y Gutierrez (1997)

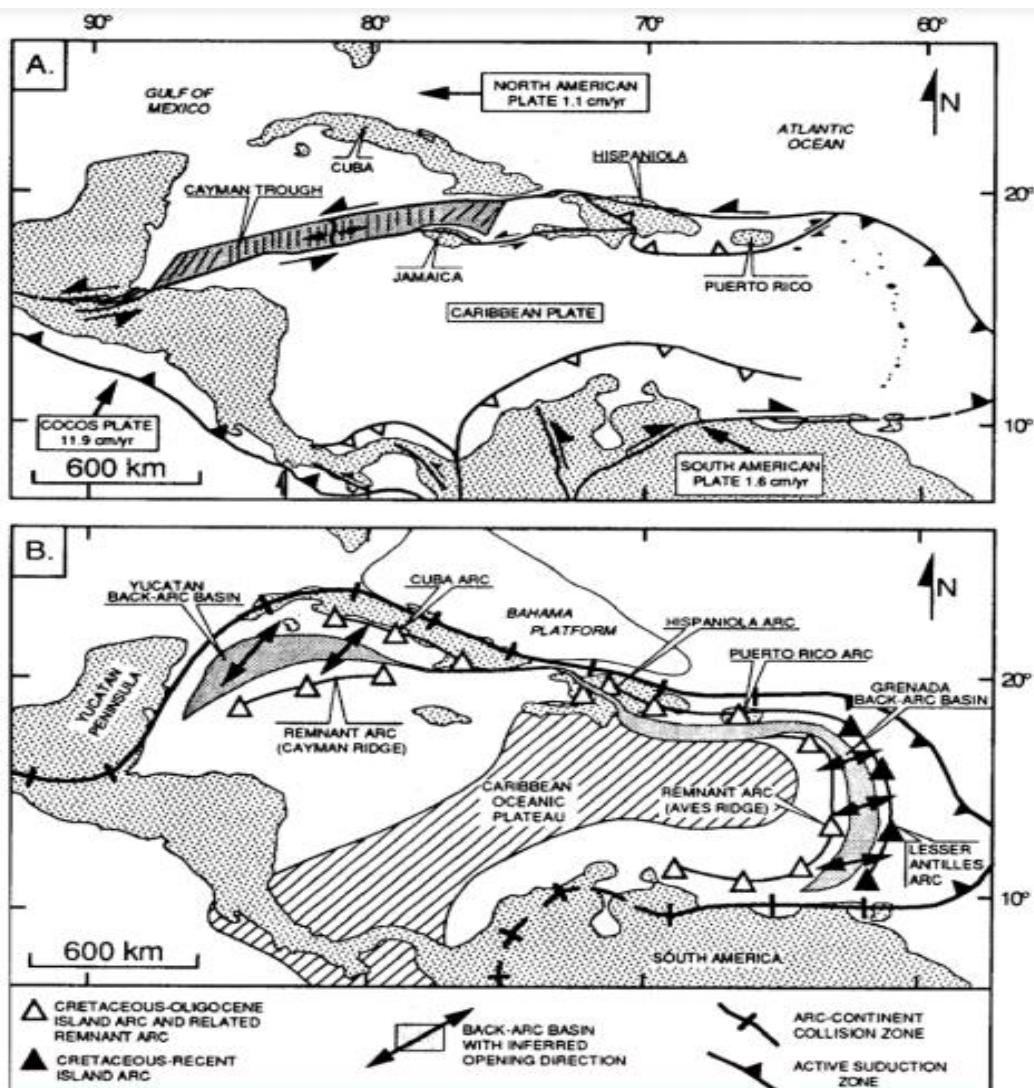


Fig. 3.1.3. A) Estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975); direcciones y velocidades de movimiento de las placas en relación a la del Caribe, según Stein et al (1988). La isla de La Española es el punto de partida de la zona de desgarre sinistral que separa las placas Norteamericana y Caribeña. B) Los cuatro elementos tectónicos principales que intervinieron en el límite colisional del arco de islas del Cretácico superior-Eoceno, separando las placas proto-Caribeñas, Norteamericana y Sudamericana, son: el *plateau* oceánico del Cretácico superior; el arco de isla del Cretácico superior-Eoceno o "Gran Arco del Caribe"; la cuenca trasera de arco (*back arc basin*) del Cretácico superior-Eoceno; y la plataforma carbonatada de las Bahamas, del Jurásico superior a la actualidad. Figura tomada de Mann et al (1991 b)

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

La Hoja de Arroyo Caña 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 (Fig. 3.2.1 y 3.2.2). 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 campo locales o regionales y otros criterios, cuya validez se irá comprobando en el transcurso del propio capítulo. Son los siguientes:

En sectores próximos, al NE de la zona de estudio, Lebron y Perfit (1993 y 1994) han descrito una importante discordancia en la base de unas calizas del Aptiano-Albiano la cual separa series infrayacentes, con un metamorfismo en facies de la prehnita-plumpelita, 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 Gutiérrez (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.



Aunque la discordancia de base de la caliza de Hatillo solamente es observable en la Hoja de Hatillo, su desarrollo regional es correlacionable con el hecho de que en el resto de la zona de estudio se reconozcan dos niveles estructurales en los que el grado metamórfico y el estilo de la deformación son absolutamente distintos. En el nivel estructural inferior las unidades son siempre metamórficas, generalmente con facies de los esquistos y subesquistos verdes, aunque a veces se alcanzan las facies anfibolíticas. La deformación asociada es muy intensa y suele producir una fábrica muy penetrativa, a veces heterogénea, de tipo milonítico-filonítico que se relaciona con el desarrollo de zonas de cizalla. En el nivel estructural superior las unidades no presentan metamorfismo ni tampoco una fábrica interna deformativa que, cuando se produce, es de tipo frágil y tiene un desarrollo local relacionado con el funcionamiento de alguna estructura concreta.

Al nivel estructural inferior pertenecen las siguientes unidades: la peridotita de Loma Caribe, el complejo Duarte, el complejo Río Verde, los esquistos de Maimón, la Fm Los Ranchos y la Fm Peralvillo Norte. Todas ellas se asimilan al intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior, algunas como el complejo Duarte (Jurásico superior) y la Fm Los Ranchos (Cretácico inferior) mediante dataciones paleontológicas relativamente aceptables y el resto, por la correlación de su deformación y metamorfismo con éstas. Al nivel estructural superior pertenecen las calizas de Hatillo y las Fms Las Lagunas, Siete Cabezas, Peralvillo Sur, Tireo, Don Juan y los Bañitos, casi todas ellas bien datadas dentro del intervalo Cretácico superior-Eoceno (Figs. 3.2.2 y 3.2.3)

- Atendiendo exclusivamente a las unidades metamórficas del bloque o nivel estructural inferior, la peridotita de Loma Caribe separa unidades de afinidad oceánica, al Oeste (complejo Duarte, plateau oceánico), de unidades muy probablemente correspondientes a estadios primitivos de arcos de isla, al Este (Río Verde - al menos en parte -, Maimón, Los Ranchos, Peralvillo Norte...). En este sentido, la peridotita puede marcar los restos de una sutura entre dos contextos geodinámicos distintos. En este caso y por las razones expuestas en párrafos precedentes, parece más acertado considerar una asociación

ofiolítica del tipo “peridotita-complejo Duarte”, propuesta por Draper et al (1995 y 1996) y Draper y Gutiérrez (1997), que la de “peridotita-Fms Siete Cabezas y Peralvillo Sur” propuestas por Boisseau (1987), Mercier de Lepinay (1987) y Draper y Lewis (1991). No obstante, es preciso resaltar que no se han encontrado indicadores de un metamorfismo de alta presión relacionados con esta posible sutura.

- Pese a que sus contactos están siempre fallados, la presencia de unos diques a modo de canales de alimentación atravesando el complejo Duarte, permite considerar que el depósito de la Fm. Siete Cabezas ocurrió en sectores muy próximos a los actuales. En este caso, el particular quimismo de esta formación presenta problemas de interpretación (ver apartado correspondiente) y cuestiona la posible correlación, por criterios de campo, con las formaciones Peralvillo Sur y Tireo.

- Otro factor que contribuye negativamente al conocimiento de la zona de estudio es el de la ambigüedad de las dataciones absolutas, especialmente las que conciernen al emplazamiento de las intrusiones de los granitoides. Como se ha explicado en el apartado correspondiente (2.2), la mayoría de las dataciones de granitoides suelen dar, sistemáticamente, edades del Cretácico superior, estando muchas de ellas en franca confrontación con las claras relaciones de corte expresadas en la cartografía. Esta circunstancia aconseja tomar con mucha precaución el significado de estas dataciones, contemplándose la posibilidad de que algunas de ellas hayan sufrido en el Cretácico superior un proceso de “*reseting*” como consecuencia del calentamiento generalizado de la corteza.

Las dataciones absolutas realizadas en el transcurso del presente trabajo para las tonalitas foliadas (U/Pb en circones, 89,8+0,4 Ma; Ar/Ar en moscovita, 84,6+ 1,5Ma), no foliadas (U/Pb en circones, 87,6+0,3 Ma; Ar/Ar en hornblenda, 88,3+6,3Ma) y para los gabros y gabro-noritas de la Yautía (Ar/Ar en hornblenda, 121.4+4.6Ma) y, en general, el compendio de dataciones existentes de estos granitoides, son contradictorias, en apariencia, con las relaciones de corte observadas en la zona de estudio y más

concretamente en la Hoja de Arroyo Caña. La cartografía indica que las tonalitas foliadas intruyen exclusivamente en el complejo Duarte y, como éste, presentan una fuerte fábrica deformativa. Los gabros y gabro-noritas de La Yautía no presentan deformación interna, salvo localmente, la relacionada con el cabalgamiento con este mismo nombre, e intruyen tanto al complejo Duarte como a las tonalitas foliadas. Las tonalitas no foliadas, como indica su nombre, tampoco están deformadas e intruyen al complejo Duarte, a los gabros y gabro-noritas de La Yautía y a la Fm Tireo, esta última bien datada como Cretácico superior. A la vista de estas contradicciones, en el presente trabajo se ha dado prioridad a las evidencias cartográficas, de tal forma que las tonalitas foliadas se consideran relacionadas con las unidades metamórficas del bloque estructural inferior y su deformación, asociada a la tectónica pre-albiana. En los gabros y gabro-noritas y en las tonalitas no foliadas, la ausencia de una fábrica deformativa y las relaciones de corte con el encajante sugieren que su emplazamiento está asociado a los procesos post-albianos. No obstante, no se descarta la posibilidad de que el emplazamiento del conjunto de estos granitoides tenga una cierta continuidad temporal y que, como se ha mencionado anteriormente, el calentamiento producido por las intrusiones más recientes y el alto flujo de calor asociado a los contextos de arcos isla sea el causante de un “reequilibrio” en los sistemas minerales de los más antiguos, explicando así la convergencia de las dataciones hacia el Cretácico superior o más modernas y que las dataciones correspondan a procesos no ligados estrictamente al momento de intrusión de las rocas.

Cualquiera de los modelos estructurales que se consideren en la zona deben tener en cuenta la fuerte anomalía aeromagnéticas asociada al ridge peridotítica y que sugiere enraizamiento en profundidad del mismo (Fig. 3.2.3)

La complejidad estructural arriba mencionada se pone de manifiesto en la disparidad de los modelos estructurales propuestos por autores precedentes para explicar la presencia de este ridge. Entre éstos están los que proponen un emplazamiento de la lámina peridotítica hacia el Sur desde una zona de raíz de tipo alpino situada en la parte norte

de la isla (Theyer, 1983); o los que proponen la asociación de la peridotita con las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur, del Cretácico superior, en un conjunto ofiolítico que se emplazaría hacia el norte, sobre rocas de un arco volcánico durante el Maastrichtiano (Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987; Draper y Lewis 1991) sugirieron un modelo similar a este último con la salvedad de que el conjunto ofiolítico se habría originado en una cuenca retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas del Cinturón Metamórfico Central o Median Belt de Bowin (1960,1966); por último Draper et al. (1995 y 1996) y Draper y Gutiérrez (1997), han propuesto la asociación ofiolítica peridotita-Complejo Duarte y, con criterios microestructurales más modernos, sugieren el emplazamiento hacia el Norte de la misma durante el Cretácico inferior y el desarrollo asociado de una importante zona de cizalla en las unidades obducidas (Esquistos de Maimón).

### **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: Siete Cabezas, Maimon –Amina, Duarte, Arroyo Jigüey, 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, 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, Bonaó, 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 – máficas, 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 Jengibres, 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 Altagracia, 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 cataclasita 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 dinamotérmico incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a facies de los subesquistos verdes (Fm. Maimón -Amina). En esta Hoja no se han observado indicios de este dinamometamorfismo, sin embargo, en las proximidades de Los Quemados (Hoja de Bonaó) relacionado con el cabalgamiento del Complejo Duarte sobre la Fm. Tireo, se ha observado el desarrollo de esquistosidad e incluso granates.

La Fm. Tireo se pone en contacto con el cinturón de Peralta mediante un cabalgamiento frontal cuyo plano es ligeramente más tendido ( $<45^{\circ}$ ) que el de los cabalgamientos suprayacentes. Esta estructura tiene una notable continuidad en toda la zona de estudio, aunque está localmente interrumpida y desplazada por las numerosas fallas de dirección OSO/ENE a ONO/ESE, relacionadas con la posterior tectónica de desgarres del Mioceno Superior-Actualidad. Como ya se ha señalado, una excepción a esta continuidad se da en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte donde la traza del cabalgamiento se pierde en superficie y el contacto entre el basamento y su cobertera se resuelve por medio de una discordancia de las 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 Bonao y Arroyo Caña. Se caracteriza por ser de tipo dúctil, y a él se asocian una hidratación y una intensa deformación retrógrada que da lugar a la génesis de fábricas miloníticas y filoníticas dispuestas en una banda subparalela adyacente al plano de cabalgamiento, de espesor superior a 100 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 Bonao, 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 postcretácicas. Por otra parte, el cabalgamiento frontal, en los sectores más surorientales cobija los materiales de la Fm. Ocoa y por tanto su edad es, como mínimo, Oligoceno basal, aunque esta edad podría ser más moderna si los conglomerados atribuidos a la Fm. Ocoa correspondieran a la Fm. El Limonal de Heubeck (1988), del Oligoceno.

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

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

#### 4.3.2. 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, Bonao 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-destral a destral-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, Zuriel, y La Descubierta.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

Como parte del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, se ha realizado la cartografía geomorfológica y de riesgos de toda la zona de estudio. Pese a

que esta cartografía se presenta a escala 1:100.000 y por cuadrantes (en este caso, cuadrante de San Cristóbal) 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 Geológica de Sabana Larga/La Ciénaga (6171-IV) se sitúa en la parte sureste de la Cordillera Central, constituyendo un área de tránsito entre los relieves acusados que se desarrollan hacia el Oeste, en la zona axial de la cadena, y los relieves intermedios y alomados que caracterizan la vertiente oriental de la misma.

En consecuencia, las cotas más altas se encuentran en el extremo occidental de la Hoja, donde las líneas de cumbres superan los 1300 m, alcanzándose localmente los 1600 m. La altitud media de la Hoja es de unos 600 m y las cotas más bajas se encuentran en el fondo de los valles principales, donde se registran valores inferiores a los 300 m. La cota mínima se localiza en el extremo nororiental de la Hoja, en el valle del río Nizao, donde se descende hasta los 150 m.

El clima imperante es tropical húmedo con temperaturas medias en verano en torno a los 24-26° y de 20-22° en invierno. La media de temperaturas máximas anuales supera los 30° y la de las mínimas oscila entre 13 y 20°. Los máximos pluviométricos se concentran en la cuenca del río Nizao, al Oeste de la Hoja, donde se superan los 2000 mm anuales. En el vértice suroccidental de la Hoja se registran los valores más bajos reduciéndose a menos de 1070 mm. El promedio de días de lluvia anuales está comprendido entre 150 y 175 días.

La orografía de la Hoja se encuentra claramente relacionada con la naturaleza del sustrato. De este modo la zona central de la Hoja, que se encuentra ocupada por rocas plutónicas, se caracteriza por la orientación relativamente anárquica de los relieves, fenómeno que se acentúa por el carácter dendrítico de la red de drenaje. En el tercio nororiental de la Hoja y en el margen occidental el sustrato está representado por formaciones de origen sedimentario y volcánico, (Complejo Duarte y Tireo, respectivamente) y se restablecen las directrices generales, NO-SE a N-S, características de la Cordillera Central.

La red hidrográfica se articula a partir de las tres cuencas principales que se desarrollan en la Hoja. Los cursos del Nizao y Mahomita discurren hacia el Sur, vierten sus aguas al mar Caribe y el río Mahoma, constituyen respectivamente sus tributarios principales.

En términos generales casi todos los cursos hidrográficos presentan cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera. En la confluencia del río Mahoma al Nizao se ensancha el valle, dando lugar a un destacado desarrollo de formaciones superficiales que caracteriza la denominada Cuenca de Sabana Larga/La Ciénaga.

## **5.2. Análisis morfológico**

En este apartado se trata el relieve a partir de dos aspectos fundamentales: uno de carácter estático o morfoestructural y otro dinámico. El primero considera el relieve como una consecuencia del sustrato geológico y la disposición del mismo, y el segundo analiza la importancia de los procesos exógenos sobre dicho sustrato y sus características.

### **5.2.1. Estudio morfoestructural**

Estructuralmente la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga se encuentra en la parte oriental de la Cordillera Central. La parte centro-occidental de la Hoja está ocupada por rocas plutónicas, (tonalitas, gabros y gabro-noritas) que constituyen el denominado Batolito de La Yautía (Bowin, 1960, 1966 y 1975). La distribución de los diversos elementos del

---

relieve es bastante anárquica en este sector destacando varias elevaciones principales más o menos aisladas, (Loma La Grama, Loma del Rancho, Loma del Toro, Loma La Resbatosa, Loma El Mogote, Loma Cazuela, Loma Jina, Loma La Humeadora, que alcanzan cotas comprendidas entre 1000 y 1500 m, a partir de las cuales se desarrolla de forma radial la red de drenaje y consecuentemente los interfluvios. La morfología de la red es de tipo dendrítico con una densidad media general, distribución característica en áreas con litologías muy homogéneas.

El tercio NE de la Hoja muestra un sustrato representado por rocas esquistosas y volcánicas del Complejo Duarte. Encajados en el Complejo Duarte se distinguen cuatro *stocks* de tonalitas foliadas elongados de forma subparalela a la esquistosidad regional (NNO-SSE a NO-SE). Sobre los términos esquistosos del Complejo Duarte. Los cuerpos tonalíticos intercalados registran una escasa resistencia a la erosión de modo que se encuentran en las laderas medias y bajas u ocupando zonas deprimidas.

En el extremo occidental de la Hoja el sustrato está formado por una potente serie vulcanosedimentaria que caracteriza a la Fm. Tireo. En este sector se sitúan las principales elevaciones de la Hoja. Las líneas de cumbres se encuentran por encima de los 1000 m superando localmente los 1500 m de altitud. La red de drenaje presenta un espectacular encajamiento generando incisiones muy pronunciadas de varios cientos de metros. La red y las líneas de crestas tienden a disponerse en dirección N-S, conforme a la estructuración del sustrato.

En la mayor parte de la Hoja, la red hidrográfica presenta cursos encajados y estrechos caracterizando áreas de cabecera. Localmente los ríos Nizao, Mahomita y Mahoma registran ensanchamientos moderados de sus valles originando el depósito de materiales fluviales adosados al cauce (llanura aluvial, fondos de valle y terrazas).

Las formas relacionadas con procesos endógenos son muy escasas en la Hoja distinguiéndose únicamente algunas de origen estructural.

#### 5.2.1.1. Formas estructurales

La única forma estructural reconocida en la Hoja son las fallas con expresión morfológica. Forman un conjunto de accidentes bastante recientes que se encuentra relacionado con la tectónica de desgarres activa en la isla desde el Mioceno superior (Mann et al., 1991). Se distinguen tres familias principales de fracturas de acuerdo con las siguientes direcciones: 1) ONO-ESE a E-O, 2) NO-SE a N-S y 3) NNE-SSO. Morfológicamente se manifiestan por el trazado rectilíneo de algunos cursos de la red, y localmente desarrollan facetas triangulares. En muchas ocasiones no se observa fotogeológicamente el trazado de las fallas debido al recubrimiento por depósitos fluviales, aunque el recorrido rectilíneo del valle evidencia la existencia de un accidente estructural, habiéndose diferenciado como fallas supuestas. Se manifiesta como un cambio de pendiente que da lugar a un relieve más elevado en el bloque oriental en el que se genera un abrupto desnivel de más de 500 m y por el desarrollo local de facetas triangulares.

#### 5.2.2. Estudio del modelado

En este apartado se describen las formas cartografiadas en el mapa geomorfológico, tanto erosivas como de acumulación, que han sido originadas por la acción de los procesos externos. Se desglosan de acuerdo con los fenómenos que las originan y en los depósitos se aportan datos referentes a su extensión, potencia, disposición espacial y relación con otras formas.

##### 5.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Las formas acumulativas en laderas corresponden a deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos se presentan de forma puntual en la parte central de la Hoja. Constituyen formas de dimensiones moderadas con extensión decimétrica a hectométrica y potencias de varios metros. Se desarrollan principalmente sobre tonalitas foliadas muy meteorizadas y en pendientes pronunciadas a medias. La litología viene

derivada de la naturaleza del sustrato y corresponde predominantemente a arenas y lutitas con gravas y bloques.

Los coluviones se reconocen de forma bastante aislada en la Hoja. Aparecen puntualmente en la ladera de los valles del río Nizao, en planta presentan una extensión hectométrica y su potencia es de orden métrico. Se desarrollan en pendientes pronunciadas a medias. La litología depende de los relieves circundantes consistiendo generalmente en lutitas y arenas con bloques y cantos. Constituye un depósito de nula a muy baja organización como consecuencia de su escaso transporte.

Los cambios bruscos de pendiente se relacionan con distintos procesos genéticos. Los casos más frecuentes en la región parecen revelar la presencia de relictos de antiguas superficies de erosión muy desfiguradas y disectadas. En otras ocasiones el cambio de pendiente se localiza a pie de cresta y probablemente define bordes externos de terrazas muy desmanteladas.

Las facetas triangulares son poco frecuentes en la Hoja y se reconocen exclusivamente en la esquina NE de la misma, desarrollándose en el labio oriental de la falla con expresión morfológica que se distinguido en este sector.

#### 5.2.2.2. Formas fluviales

Los depósitos de origen fluvial en la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga corresponden a fondos de valle, llanura de inundación, terrazas y conos de deyección.

Litológicamente son todos muy semejantes correspondiendo a lutitas, arenas y gravas, a veces con bloques. La litología de los clastos está en función del sustrato existente en las cabeceras y relieves circundantes. De esta forma en las cuencas del Mahoma predominan los cantos de tonalitas no foliadas, Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, en el río Nizao hay que añadir una proporción destacada en clastos de rocas procedentes

de la serie vulcanosedimentaria de la Fm. Tireo. A excepción de los conos de deyección, que muestran una organización menor que el resto de materiales fluviales, los depósitos clásticos presentan gradación positiva, estratificación cruzada e imbricación de cantos. Los diámetros de los clastos son bastante variables oscilando generalmente entre 5 y 2<sup>o</sup> cm y el grado de rodamiento es alto-muy alto y medio en los conos aluviales. Los términos lutíticos poseen un carácter más masivo e incluyen cantos dispersos.

Los deslizamientos por gravedad se diferencian de los deslizamientos por reptación debido a la rapidez de desplazamiento y sus límites resultan de más fácil definición puesto que en numerosas ocasiones se reconocen las respectivas cicatrices de deslizamiento. Se encuentran muy dispersos y suelen presentar unas dimensiones algo menores que los originados por reptación, en muchos casos sin posibilidad de expresión cartográfica a la escala de trabajo distinguiéndose como deslizamientos puntuales.

Los fondos de valle representan los depósitos más ligados a los cauces actuales. Se distribuyen por toda la Hoja de acuerdo con la estructuración de la red. Desde el punto de vista cartográfico, su gran desarrollo longitudinal contrasta con la escasa anchura que presentan, (generalmente de orden decamétrico), reflejando el acusado encajamiento de la red fluvial. Su potencia raramente supera los 5 m.

Los depósitos de llanura de inundación corresponden a 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 valle del Nizao. En este caso se caracteriza una red trenzada con multitud de brazos inactivos en aguas bajas. Su espesor es moderado, de orden métrico.

Los depósitos de terrazas se han reconocido en la mayor parte de los cauces de la red principal. Se encuentran ampliamente representados en la Cuenca del Nizao, posee también un desarrollo longitudinal destacable en los ríos, Mahomita y Mahoma. Se han agrupado en dos conjuntos de acuerdo con su posición respecto al cauce: Terrazas bajas

que comprenden los niveles inferiores, con cotas de +1-3 m sobre el curso actual, y terrazas medias-altas que incluyen todas aquellas que se encuentran descolgadas de los cauces alcanzando cotas relativas de hasta +40 m. No se observan buenos cortes, estimándose su potencia en unos 5 a 15 m.

Los conos aluviales se han distinguido en diferentes lugares de la hoja de Sabana Larga/La Ciénaga de los bordes de algunos Ríos y cañadas. Presentan en planta una extensión hectométrica y su potencia se cifra en unos 10-20 m. Los depósitos están representados por niveles clásticos con gradación grosera en alternancia con horizontes lutíticos.

Entre las formas erosivas destacan las relacionadas directamente con el encajamiento de la red. La incisión lineal es muy acusada y motiva la generación de laderas generalmente muy pronunciadas (con predominio de pendientes superiores al 30°) y encajamientos que en muchos casos son del orden de varios cientos de metros. Refleja el patrón dendrítico de la red y presenta una mayor incisión y estructuración sobre materiales de origen sedimentario y vulcano-sedimentario, (Fm. Tireo y Complejo Duarte), que sobre substratos constituidos por rocas plutónicas (Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y tonalitas no foliadas) donde se establece una orografía más suavizada y una disposición del drenaje de tendencia más radial. Los interfluvios presentan formas consecuentes con el comportamiento de la red. Corresponden en su mayor parte a aristas, más pronunciadas y estrechas cuanto mayor es el grado de incisión de la red. De este modo los interfluvios son más alomados y menos definidos cuando se desarrollan sobre rocas plutónicas y presentan una distribución radial o anárquica. La mayoría de cauces muestran escarpes importantes en sus márgenes denotando la celeridad de los procesos de encajamiento.

En algunas áreas de pendientes medias y laderas alomadas que se desarrollan sobre sustrato de rocas plutónicas se observan formas generadas por arroyada en regueros o sin cauce definido que reflejan fases iniciales de incisión de la red.



Los procesos de erosión lateral del cauce y acarcavamiento se producen mayoritariamente en zonas donde el sustrato está muy alterado y muestra una escasa resistencia a la erosión.

Finalmente, los saltos de agua se desarrollan principalmente en la parte más occidental de la Hoja donde se encuentran los principales relieves y los mayores desniveles.

### 5.2.2.3. Formas poligénicas

Los depósitos de origen poligénico corresponden en la Hoja de Arroyo Caña a glaciares. Litológicamente están constituidos por lutitas y arenas con gravas y cantos cuya naturaleza depende de la litología del área fuente. Son materiales similares a los de los conos de deyección de modo que muestran un grado medio de rodamiento en los cantos y una moderada organización en los depósitos.

Los glaciares de ladera se reconocen en las cabeceras de los ríos Mahoma, y Mahomita. Se concentran en la parte bajas de la ladera y constituyen formas acumulativas de moderada extensión que tienden a adoptar una disposición longitudinal subparalela al cauce. Su potencia raramente alcanza los 10 m.

Los glaciares de acumulación aparecen exclusivamente en la margen izquierda del Mahomita donde registran una extensión considerable, de orden hectométrico a kilométrico, y poseen potencias notables, a veces próximas a los 30 m. Se desarrollan a cotas comprendidas entre 10 y 40 m sobre los cauces actuales y presentan una cierta correlación con las terrazas altas. Los depósitos muestran una mayor organización que los glaciares de ladera observándose localmente estratificación cruzada e imbricación de cantos.

Las formas no deposicionales más extensas corresponden a las superficies de erosión. La superficie más antigua se encuentra muy desmantelada y se preserva localmente en

las principales líneas de cumbres apareciendo como ensanchamientos y rellanos en las aristas principales a cotas comprendidas entre 1300 y 1500 m. Otras superficies más bajas se desarrollan en la parte central de la Hoja, a las cotas de 1000-1100 y 800-900 reconociéndose también en posiciones más noroccidentales donde se encuentran muy disectadas. Al NE se preservan algunos vestigios de una superficie más baja, actualmente muy desmantelada entre los 300 y 400 m de altitud.

Una de las formas poligénicas más características en la región son las grandes aristas que sin embargo en la Hoja adquieren un escaso desarrollo circunscribiéndose al extremo NO de la misma.

### **5.2.3. Evolución dinámica**

La estructuración actual del relieve comienza en el Neógeno donde se establece en la región una configuración paleogeográfica semejante en términos generales a la actual.

Muchos de los procesos de incidencia directa sobre el relieve iniciados en el Neógeno se mantienen activos en la actualidad. En este sentido hay que hacer notar la influencia de la naturaleza y estructuración del sustrato sobre el relieve de modo que en los terrenos de la Hoja ocupados por series sedimentarias y volcanosedimentarias los elementos orográficos se disponen de acuerdo con las directrices generales de la cadena (NE-SO a N-S) mientras que en las áreas con exposición de rocas plutónicas presentan una disposición más anárquica.

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado se encuentran en relación directa con la instalación de la red. El levantamiento mantenido de la isla, unido al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, propicia el espectacular encajamiento de la red y el rápido desmantelamiento de las formas más antiguas. La intensa actividad originada a partir de la instalación de la red de drenaje se evidencia por el predominio de formas erosivas de origen fluvial: incisión lineal, interfluvios en aristas, cabeceras de

cárcavas, erosión lateral de los cauces, saltos de agua y escarpes en los márgenes de los cursos. Las formas de acumulación fluviales marcan los distintos episodios de encajamiento. Las terrazas altas y medias se encuentran muy desmanteladas, hasta 40 m por encima del cauce próximo. Las terrazas bajas se disponen longitudinalmente al cauce a cotas relativas de +5-10 m, y las llanuras de inundación y fondos de valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial.

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos y consisten en coluviones y deslizamientos. Otras formas de ladera (cambios bruscos de pendiente y facetas triangulares) aparecen de forma puntual en la Hoja relacionándose con diversos procesos.

Las formas poligénicas se relacionan con procesos de actividad muy dilatada en el tiempo de modo que las más antiguas raramente se han preservado de la erosión. No obstante, es posible observar algunos restos de superficies de erosión altas, a cotas superiores a los 1300 m, cuyos depósitos correlativos no se han conservado, son frecuentes los inselbergs, constituyendo elevaciones aisladas y localmente se reconocen grandes aristas desarrolladas en líneas de cumbres más altas. Otras superficies de erosión más bajas se distribuyen en distintas zonas de la Hoja. Se encuentran en términos generales bastante disectadas y se desarrollan a los siguientes intervalos de cotas: 1100-1000 m, 900-800 m y 300-400 m. Las dos primeras no conservan depósitos correlativos en la Hoja, a diferencia de la superficie más baja que parece estar en relación con el sistema de glaciares existente en la cabecera del Mahomita presentando una cierta correlación con las terrazas altas-medias del río.

#### **5.2.4. 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 morfología actual-subactual está marcada principalmente por la incisión de la red de drenaje, generándose encajamientos muy pronunciados y denotando un gran potencial de erosión y transporte de sedimentos.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red y desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de erosión. El progresivo encajamiento de la red principal facilitara el desmantelamiento de los depósitos cuaternarios en los valles especialmente del sistema de terrazas desarrollado a partir del río Nizao.

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 valle y llanuras de inundación. En estos casos los riesgos se acentúan debido a la espectacular incisión de la red generando fondos de valle muy estrechos y encajados.

Las terrazas bajas y conos aluviales registran un riesgo algo más bajo de inundación si bien este fenómeno sólo se acentúa en avenidas estacionales.

Los conos aluviales muestran una notable actividad en momentos de lluvias torrenciales desaguando a los valles volúmenes considerables de sedimentos.

Los procesos de erosión del suelo son acusados en todas las áreas con pendientes pronunciadas debido a la gran velocidad con que se encaja la red, generándose formas de vaciado importantes en el sustrato, (incisión lineal, regueros, cárcavas etc.), en cortos

periodos de tiempo. En los principales cursos se producen también encajamientos notables que se evidencian como escarpes en sus márgenes o como procesos de erosión lateral de los cauces.

Las principales inestabilidades en laderas están motivadas por las altas pendientes existentes. El proceso más común y consecuentemente el riesgo más elevado, corresponde a la generación de deslizamientos, que se producen en laderas pronunciadas y corte de taludes en la carretera sobre sustratos con litologías de tonalitas foliadas. Entre éstos constituyen un mayor riesgo los gravitacionales que los originados por reptación a causa de su mayor velocidad de desplazamiento.

Un riesgo geológico menor es el representado por los coluviones que constituyen formas activas de acumulación de materiales inestables en laderas.

Finalmente cabe citar que el riesgo de sismicidad es moderado a bajo en la zona aunque localmente se han observado facetas triangulares que demuestran la existencia de fallas con actividad más o menos reciente.

## **6. HISTORIA GEOLOGICA**

La comprensión de la Historia Geológica de la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga no es posible sin su integración en un contexto geológico y temporal más amplio; su situación en el corazón de la Cordillera Central, en el límite entre dos grandes dominios, el cinturón de Peralta y su basamento conocido, la Fm. Tireo, hace obligatorias las referencias a ambos, por lo que en el presente capítulo serán especialmente frecuentes las alusiones al territorio comprendido en el cuadrante a escala 1:100.000 de San Cristóbal, incluidas en la zona de estudio del presente proyecto.

Lo acontecido en la zona tanto en el Jurásico, periodo al que se han asignado los materiales más antiguos de la isla, como en el Cretácico inferior, entra prácticamente de

llo en el ámbito de la especulación, si bien en otros sectores de la Cordillera ha podido establecerse una evolución coherente de este periodo, remitiendo al lector interesado a la consulta de las Hojas incluidas en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, realizadas proyectos pasados.

A grandes rasgos y desde un punto de vista geodinámico, la historia geológica de La Española a partir del Cretácico superior es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña; aunque el límite entre ambas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos, se ha llevado a cabo bajo un contexto general de convergencia. En estas condiciones, la región se caracteriza por una compleja evolución tectónica a lo largo del Cenozoico, durante el cual la deformación ha sido prácticamente continua; aunque en general refleja la típica evolución de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, en sus estadios más tardíos se ha visto afectada por diversos acontecimientos que han trastocado esta evolución general, entre los que cabe destacar por sus efectos en la región la colisión del *ridge* de Beata y la creación de un notable sistema de desgarres.

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.

### **6.1. El arco de isla primitivo del Cretácico inferior**

Con los datos ahora disponibles, el proceso que se contempla para explicar la deformación y el metamorfismo de las unidades pre-Albianos es el propuesto por Draper

et al. (1995,1996) y Draper y Gutierrez (1997), es decir la obducción hacia el N/NE de una corteza oceánica anómalamente engrosada o *plateau* (basaltos y sedimentos asociados del Complejo Duarte) y de su sustrato peridotítico (peridotita de Loma Caribe), sobre las formaciones primitivas de arco isla de la Española, y la incorporación de éstas a una cuña orogénica con la misma vergencia N/NE. La fábrica del Complejo Duarte, de las mismas características y orientación subparalela a las desarrolladas en el bloque de muro, se explicaría dentro de este proceso, así como la presencia, en el seno de este complejo, de las tonalitas foliadas. Estas últimas se interpretan como intrusiones sin a ligeramente postcinemáticas que desarrollarían la misma fábrica que el encajante y, probablemente también, un replegamiento isoclinal de escala cartográfica con vergencia NE. A la vista de los datos expuestos en esta memoria, parece poco adecuada la asociación de la peridotita con las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur en un conjunto ofiolítico supuestamente emplazado hacia el N (Boisseau, 1987, Mercier de Lepinay, 1987, Draper y Lewis, 1991). La ausencia total de metamorfismo y fábricas deformativas generalizadas en estas formaciones, no ofrece duda al respecto.

El contexto geodinámico en el que se contempla este proceso se sitúa, durante el Cretácico inferior, en posiciones sustancialmente más occidentales que las actuales (Pindel y Barret, 1991; Pindel, 1994). Allí, una corteza oceánica de afinidad “pacífica” de edad Jurásico superior, (Complejo Duarte), comenzaría a subducir hacia el ¿NE? produciendo en la placa oriental las primeras formaciones de arco isla de la Española (protolitos de los Esquistos de Maimón y complejo Río Verde, Fms Los Ranchos, Peralvillo Norte..). Tal y como señalan Draper y Gutierrez (1997), esta situación, con ausencia de continentes bien desarrollados que ejercen de “contrafuertes”, no es la más propensa para que tenga lugar una obducción, y por tanto es lógico pensar que ésta se produjo como consecuencia de la flotabilidad del *plateau* y su resistencia a ser subducido. No se descarta que durante los primeros estadios de la subducción se produjeran algunas deformaciones en las unidades implicadas asociadas a procesos de acreción con vergencia O ó SO. En cualquier caso, de haber existido, estas estarían

ocultas o serían muy difíciles de separar de las deformaciones relacionadas con la obducción.

En cuanto a la reconstrucción paleogeográfica de los ambientes de depósito de las formaciones primitivas de arco isla, el hecho de que la mayoría de ellas hayan sufrido mayor o menor grado de deformación y metamorfismo, sólo deja lugar a la especulación. Quizá la mejor conocida de ellas, precisamente por presentar menor grado de deformación y metamorfismo, sea la Fm. Los Ranchos, bien representada en la Hoja 1:50.000 contigua de Hatillo. Esta formación es una acumulación volcánica de composición bimodal de más de 3.000 ms de espesor, esencialmente constituida por espilitas y queratófidos, cuyo depósito muestra un tránsito desde los ambientes submarinos relativamente profundos que caracterizan los términos inferiores, hasta los ambientes subaéreos propios de los términos más altos de la serie (Kesler et al., 1991; Russell y Kesler, 1991). Efectivamente, en los dos miembros inferiores de la formación (Cotuí y Quita Sueño), se han reconocido emisiones de lavas submarinas y productos piroclásticos asociados, así como pequeñas intrusiones subvolcánicas; en los miembros intermedios se pasa de la mezcla de *debris flow* de origen volcánico y rocas sedimentarias del miembro Meladito, quizá correspondientes a medios marinos abiertos o talud, a las emisiones de flujos y aglomerados del miembro Platanal/Naviza producidas en ambientes marinos someros o incluso en ambientes subaéreos; por último los dos miembros superiores corresponden a depósitos de caldera producidos por erupciones freáticas o freatomagmáticas.

Existe la coincidencia en la mayoría de los autores que han trabajado en la región, ya mencionada en capítulos precedentes, de considerar la correlación de los Esquistos de Maimón con la formación Los Ranchos (p.e. Kesler et al., 1991 a y b; Draper et al., 1995, 1996; Draper y Gutierrez, 1997), de tal forma que la primera unidad sería un equivalente variablemente deformado de la segunda. Así lo aconseja la presencia en los términos menos deformados de los Esquistos de Maimón de litologías muy afines a las observadas en la Fm. Los Rancho, tales como lavas y variados productos



volcanoclásticos, además de grauvacas derivadas del arco y carbonatos, en las que el carácter del volcanismo es tanto ácido como básico (bimodal) y son frecuentes los enriquecimientos en Na, dando lugar a espilitas y queratófidos. En el presente trabajo la citada correlación se extiende a la aquí denominada Fm. Peralvillo Norte, cuya variada gama de litologías es muy similar a las descritas. En conjunto se supone que estas tres unidades podrían formar parte del mismo sistema de arcos de isla cuya implantación dio lugar al nacimiento de la Isla La Española. Más problemática es la interpretación del complejo Río Verde, no sólo por su posición al otro lado del *ridge* peridotítico, sino también por la presencia en él de determinadas litologías no reconocidas en las unidades anteriormente mencionadas. En efecto, aunque los términos de esquistos máficos y félsicos con intercalaciones pelíticas y metacherts pueden tener cierta similitud y quizá equivalencia con los Esquistos de Maimón, el hecho de que en la parte baja del complejo haya cuerpos volumétricamente importantes de basaltos y, sobre todo, gabros, invita a su correlación, al menos de esta parte más baja del complejo, con un fondo oceánico en sentido amplio. En este sentido, cabría la posibilidad, siempre en el ámbito de la especulación, de una correlación entre parte baja de este complejo y el Complejo Duarte. En cualquier caso, el conocimiento del origen de la mayoría de las unidades del Cretácico inferior (como de algunas del Cretácico superior) y su paleogeografía está todavía en fases muy incipientes y serán todavía necesarios numerosos estudios de diversa índole para su mejor determinación.

## **6.2. El arco de islas del Cretácico superior-Eoceno**

El cambio de quimismo observado a partir del Aptiano-Albiano en el volcanismo de la Española y, regionalmente, también en Cuba y Puerto Rico, se ha relacionado con una inversión en la polaridad de la subducción, que a partir de ese momento sería hacia el SO (Lebron y Perfit 1993,1994). A la vista de la coincidencia en la edad de las deformaciones arriba descritas con la del cambio de quimismo que sugieren la citada inversión en la polaridad de la subducción, Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutierrez

(1997) proponen una implicación directa de la obducción de la peridotita en este proceso. La inversión de la polaridad de la subducción hacia el SO, es consecuente con el desplazamiento en la misma dirección del eje principal del magmatismo dando lugar, durante todo el Cretácico superior y Paleógeno inferior a un intenso volcanismo y un plutonismo asociado, cuya distribución paleogeográfica no se conoce todavía en detalle.

Quizá la formación más representativa del arco de islas del Cretácico-Eoceno, al menos en lo que a volumen de material se refiere, ya que por sí sola constituye la mayor parte de la zona axial de la Cordillera Central Dominicana, es la Fm. Tireo (Lewis et al., 1991). La paleogeografía de esta formación parece responder a un dispositivo de archipiélago volcánico cuya construcción estaría relacionada con la emisión de magmas calcoalcalinos, siendo las acumulaciones volcanoclásticas sus productos más abundantes y característicos, reconociéndose junto a ellas lavas, domos, masas de naturaleza subvolcánica y productos de origen hidrotermal. La actividad magmática no se produjo simultáneamente en todo el arco, sino que existirían zonas relativamente tranquilas en las que se desarrollaron procesos puramente sedimentarios, el más frecuente de los cuales fue la acumulación de carbonatos en pequeñas cuencas marinas de cierta profundidad, aunque tal vez el más característico serían las acumulaciones de Radiolarios relacionadas con la formación de cherts. Otros procesos sedimentarios, más difíciles de identificar, tendrían que ver con la inestabilidad gravitatoria desencadenada por la creación de los edificios volcánicos.

De la misma manera que los distintos dominios volcánicos y sedimentarios de la Fm. Tireo muestran una notable irregularidad en su distribución espacial, también se constata una falta de uniformidad en cuanto a la evolución temporal de los mismos. Así, durante un primer estadio que abarcaría aproximadamente el Cenomaniano-Turoniano, el magmatismo muestra una tendencia básica reflejada en la abundancia de productos de composición basáltica y andesítica, sustituida en un segundo estadio, coincidente en gran medida con el Senoniano, por emisiones e intrusiones de carácter ácido, con predominio de tipos riolíticos y dacíticos. Los episodios más tardíos de este segundo

estadio muestran una mayor preponderancia de los procesos sedimentarios, reflejando una disminución de la actividad ígnea del arco.

En posiciones más frontales del arco, y durante un periodo aproximadamente equivalente al de la Fm. Tireo, tuvo lugar el depósito de la Fm Las Lagunas en continuidad con la caliza de Hatillo. No hay datos suficientes para asignar una paleogeografía a esta formación, pero a tenor de su carácter eminentemente volcanoclástico y sedimentario, y de su posición marginal en el arco, bien se podría situar en un contexto de cuenca delantera de arco. La formación Don Juan (Cretácico superior-Paleoceno medio) y quizá también La Fm. Los Bañitos (Eoceno inferior), con litologías y posiciones geográficas similares a las de la Fm Las Lagunas, podrían tener su misma interpretación de tal forma que entre las tres marcarían distintas posiciones de la cuenca delantera durante la evolución del arco.

Con una posición intermedia en el arco, la Fm. Siete Cabezas merece una atención especial. A esta formación se ha hecho referencia en algunas ocasiones como la posible fuente del volcanismo de la Fm. Tireo y de hecho hay cartografías que proponen una total correlación entre estas dos unidades, especialmente en lo que a sus términos volcanoclásticos se refiere (mapa 1:100.000 de San Cristóbal, SGN en preparación). Sin embargo, su quimismo muestra pautas muy claras que no concuerdan con las que caracterizan las formaciones de arco de islas sino, muy específicamente, con las que proceden de los *plateaux* oceánicos (ver apartado 2.2.3). Independientemente de que esta formación, y también el resto, necesiten de estudios geoquímicos más detallados, en caso de confirmarse esta afinidad geoquímica, sería necesario contemplar para este sector una extensión intra-Cretácico superior que explicara la presencia de la Fm Siete Cabezas “en medio” de formaciones de arco de isla. Alternativamente, Sinton et al. (1998) sugieren, basándose en su litología, quimismo y en una datación de 67 Ma (Ar/Ar), que la Fm. Siete Cabezas puede tener su origen en emisiones tardías del mismo volcanismo que produjo el desarrollo del *plateau* oceánico del Caribe durante el Cretácico superior a partir de una pluma mantélica o “punto caliente” similar al de las Galápagos. Esta interpretación tiene el problema de explicar la coexistencia de un “punto caliente”

en un contexto subductivo, aunque hay que recordar que también Lapierre et al. (en prensa) sugieren el mismo proceso para explicar la presencia de picritas indeformadas, datadas como Cretácico superior, en el seno del Complejo Duarte.

Otra de las unidades que caracterizan el volcanismo del Cretácico superior, es la Fm. Peralvillo Sur. Esta formación y la anterior comparten una litología muy similar, consistente en basaltos, términos volcanoclásticos con niveles de chert y pequeñas intrusiones de diabasas, y la misma posición geográfica y estructural, argumentos que han sido sugeridos por algunos autores (p.e. Boisseau, 1987) para su inmediata correlación. Consecuentemente, el problema paleogeográfico anteriormente planteado para la Fm. Siete Cabezas, se ampliaría también a la Fm. Peralvillo Sur, aunque en el caso de esta última formación los análisis geoquímicos (ver apartado 2.2.3) parecen indicar una mayor afinidad de su litología a contextos de arcos insulares

Las intrusiones de granitoides indeformados existentes en la zona se encuadran dentro del mismo magmatismo que caracteriza este periodo. Todas ellas muestran características de haber sido generadas y emplazadas sin la intervención de corteza continental. La más importante por sus dimensiones, es el batolito de Gabros y Gabro-noritas de La Yautía cuyo encajante se restringe a la Fm Duarte y las tonalitas foliadas, razón por la cual la edad de su emplazamiento no está bien definida y, en sentido amplio, se atribuye al Cretácico superior. Posteriormente se emplaza toda la cohorte de *stocks* y batolitos de tonalitas no foliadas, alineados según el eje de la Cordillera Central. El hecho de que la mayoría de estos cuerpos intruyan a la Fm. Tireo no ofrece dudas sobre la edad post-Cretácico superior de su emplazamiento, el cual posiblemente se prolongó durante todo el intervalo Paleoceno Eoceno. No se descarta sin embargo que las primeras intrusiones de tonalitas no foliadas se emplazaran a finales del Cretácico, coincidiendo en parte con el volcanismo de la Fm. Tireo. Las últimas intrusiones de granitoides en la región corresponden a la alineación oriental de dioritas, cuarzo dioritas y cuarzomonzonitas cuyo carácter tardío se pone de manifiesto por el hecho de afectar a estructuras bien datadas como Eoceno medio (cabalgamiento de Hatillo, Bowin 1966).

### **6.3. La evolución desde el Eoceno superior hasta la actualidad**

Coincidiendo con la extinción del magmatismo del arco de islas durante el Eoceno, la isla entró en un régimen compresivo (transpresivo) derivado de dos procesos fundamentales: la convergencia (oblicua) con el margen meridional de la placa norteamericana (plataforma de las Bahamas) y la aproximación por el Sur del *plateau* oceánico del Caribe. La acción conjunta de estos dos procesos y más particularmente del último, dio lugar en sectores más occidentales al desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta. En la zona de estudio, la ausencia de registro estratigráfico durante la parte alta del Paleógeno y todo el Neógeno, impide conocer la secuencia de acontecimientos ocurridos en esta época. No obstante, se considera que el desarrollo de los cabalgamientos de Hatillo, con vergencia Este, y del río Yuna y La Yautía con vergencia Oeste, está relacionada con las fases iniciales de la citada compresión (transpresión). En conjunto, estas estructuras, y otras similares desarrolladas en sectores más occidentales (ver hojas 1:50.000 de San José de Ocoa y Sabana Quéliz) configurarían un “mega *pop up*” de basamento que sería el responsable en última instancia del levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central durante toda esta época.

A partir del Mioceno superior, la isla, ya integrada por todos sus elementos, fue afectada por la importante tectónica de desgarres que es la que configura los contactos definitivos entre unidades, entre ellos los correspondientes al *ridge* de peridotitas. La vigencia de esta tectónica hasta la actualidad se pone de manifiesto por la alineación de numerosos glacis a favor de las fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE por ella producidas. Posteriormente, el encajamiento de los ríos sigue estas mismas directrices.

## **7. GEOLOGIA ECONOMICA**

### **7.1. Hidrogeología**

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

Hidrológicamente la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga presenta una red hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), de carácter estacional, que pueden llegar a ser muy caudalosos y con rápidas y violentas crecidas en la época de lluvias. En esta Hoja destaca la profusión de lluvias de carácter tormentoso, siendo los meses de diciembre, enero, febrero y marzo los más secos, y los de mayo, agosto, septiembre y octubre los más lluviosos.

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 1700 mm, variando en dirección NE desde 1400 en el extremo suroccidental a 2200 en el extremo nororiental, los cuales se distribuyen entre los meses menos lluviosos (enero, febrero y marzo) con valores de precipitación media mensual en torno a 50-100 mm, los meses medios (abril, noviembre y diciembre) con una precipitación media mensual entre 75 y 200 mm y los más lluviosos con precipitaciones superiores a 200 mm, destacando agosto que alcanza valores de precipitación media mensual en torno a 250 mm en el sector oriental.

Entre los cursos fluviales principales destaca el río el Nizao cuyas aguas vierten hacia el Sur, otros ríos importantes son el Mahomita cuyo nacimiento se produce en el sector NE de la Hoja, así como el Mahoma. Con la excepción del Nizao, que localmente tiene zonas con una llanura aluvial bien desarrollada, casi todos ellos presentan cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera.

La temperatura media anual es del orden de 20-24° C, dándose los mismos en las zonas de mayor altitud, más concretamente en el extremo occidental de la Hoja, se alcanzan temperaturas medias mensuales en torno a 20° C, 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 al Mapa Geológico, desde el punto de vista hidrogeológico, la Hoja de Sabana Larga/La Ciénega se caracteriza por un predominio 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.

En el extremo nororiental afloran una serie de materiales cretácicos, pertenecientes a la Formación Tireo. Este afloramiento presenta un predominio de depósitos volcanoclásticos, con intercalaciones sedimentarias (calizas fundamentalmente). En conjunto, los materiales volcanoclásticos presentan una permeabilidad baja y las intercalaciones calcáreas permeabilidades medias e incluso elevadas.

Los materiales cuaternarios presentes en la Hoja corresponden a dos tipos netamente diferentes en función de su origen, depósitos sedimentarios de origen variado, pero en todos los casos ligados a un régimen continental.

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.

El cuaternario volcánico aflora en el sector noroccidental, y está constituido fundamentalmente por basaltos. Estos depósitos son, en términos generales de

permeabilidad baja-muy baja ( $<10^{-6}$  m/s), pero localmente pueden presentar zonas de mayor permeabilidad susceptibles de explotación.

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. La permeabilidad disminuye cuando el contenido de finos en la matriz es mayoritario.

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 afloran en la mitad oriental de la Hoja, presentando también en la mitad occidental una banda de afloramiento de dirección N-S. de 1 a 3 km de espesor. Dicho conjunto engloba, cronoestratigráficamente hacia techo, las siguientes formaciones:

En la base la Formación del Complejo Duarte, conformado mayoritariamente por esquistos máficos, atribuidas al Jurásico superior. En la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga. El Complejo Duarte ocupa buena parte de la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga



aunque su afloramiento está restringido por la presencia de frecuentes intrusiones, que en el sector oriental, donde aflora el conjunto descrito, consisten en cuerpos elongados de tonalitas foliadas.

Intercalados como cuerpos en la serie metamórfica del Complejo Duarte aparecen una serie intrusiones mencionadas anteriormente, cartografiándose en la Hoja cuatro *stocks* de tonalitas foliadas, muy próximos entre sí. La litología de las tonalitas foliadas es muy favorable a la meteorización y en las “zonas de mezcla” son comunes los diques aplíticos y pegmatíticos y los enclaves.

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 bitita 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 se 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 de 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.

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. 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 Los Martínez y a la formación Tireo. También se diferencian por su distinto comportamiento hidrogeológico los niveles calcáreos que aparecen intercalados en la formación Tireo.

En general, las sucesivas coladas 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. La fisuración abierta y la porosidad puede alcanzar cierta profundidad. 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 anisotropeo.

Se estima en función de las observaciones de “visu” realizadas que 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).

La formación Tireo está constituida por un conjunto de materiales volcanoclásticos masivos o estratificados con frecuentes intercalaciones de rocas sedimentarias (mayoritariamente calizas) y coladas s que afloran en el borde occidental de la Hoja.

En estos materiales la porosidad suele ser relativamente baja (entre el 0 y el 5 %) debido al alto grado de compactación que presentan y la permeabilidad suele ser muy reducida (baja o muy baja).

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 y la compactación sea menor.

Dentro de este apartado se diferencia un conjunto sedimentario calcáreo intercalado entre los materiales volcanoclásticos de la formación Tireo que aflora en bandas de dirección N-S, de espesor variable (entre 5 y 100 m) localizándose en las inmediaciones del límite noroccidental de la Hoja. La litología característica de esta formación son calizas tableadas en niveles de orden decimétrico, de coloración blanca, grisácea o negruzca que generalmente aparecen fuertemente replegadas o fracturadas como consecuencia de procesos tectónicos. Estas barras calcáreas de amplia extensión horizontal tienen, sin embargo, un escaso desarrollo vertical. Los niveles se encuentran desconectados hidráulicamente entre sí.

Se estima una permeabilidad alta para los niveles de caliza diferenciados debida a la fracturación, fisuración y/o karstificación de los materiales calcáreos. No obstante, debido al escaso desarrollo vertical y a la desconexión entre niveles su potencialidad hidráulica, desde el punto de vista de explotación, queda restringida a acuíferos de escaso volumen de almacenamiento.

### **Cretácico superior - Paleógeno**

Dentro de este epígrafe se agrupan un conjunto de rocas ígneas que afloran en el sector centro-occidental de la Hoja de Sabana Larga/La Ciénaga, conformando 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. 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.

---

En estos materiales se desarrollan franjas superficiales de alteración por procesos de meteorización. También se observan fisuraciones y fracturaciones debidas a esfuerzos tectónicos y la presencia de intrusiones y segregaciones filonianas. Todo ello aporta cierta permeabilidad al conjunto.

De este modo la permeabilidad varía desde valores prácticamente nulos, caso de zonas de roca compacta a varias decenas de metros/día en zonas alteradas y a varios cientos de metros/día en zonas muy fisuradas.

Todo ello debe entenderse bajo un contexto de permeabilidad baja-muy baja (10<sup>-6</sup>-10<sup>-8</sup> m/s), en el que de forma puntual y muy localizada se pueden generar zonas acuíferas susceptibles de explotación con un rendimiento de caudal específico bajo.

## **Cuaternario**

Tal y como se ha indicado en apartados anteriores los depósitos cuaternarios tienen escasa representación en la hoja de Sabana Larga/La Ciénaga. Los de mayor extensión corresponden a los depósitos aluviales y terrazas relacionados con la evolución del río Nizao y a una serie de glacis que adquieren cierto desarrollo en el sector oriental, cerca del borde de Hoja.

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 50 cm.

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 Nizao, en el sector occidental de la Hoja. En el resto de la Hoja la representación es menor, estando los depósitos siempre 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 1 m. Las arenas aparecen como una litología subordinada.

Estos depósitos tienen un grado de permeabilidad medio-alto ( $10^{-3}$ - $10^{-5}$  m/s), debido a la elevada porosidad intergranular que presentan. En general, la permeabilidad decrece con la antigüedad de la terraza siendo las más alta de menor permeabilidad. En el río Nizao y cursos asociados, dado su desarrollo y extensión llegan a constituir acuíferos de cierta importancia. La utilización conjunta asociada a los cursos superficiales resulta altamente interesante.

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 los márgenes de los ríos Nizao. 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.

En relación con el amplio cauce del río Nizao, se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río.

Las llanuras de inundación se asocian, fundamentalmente, con el amplio cauce del río Nizao, 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 ( $10^{-6}$ - $10^{-8}$  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 Nizao y a su principal afluente. 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 la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan.

## 7.2. RECURSOS MINERALES

## 8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

## 9. BIBLIOGRAFÍA

**-ACUATER (2000).** Mapa Hidrogeológico Nacional. Planicie Costera Oriental, mapa n° 9/1/3 Escala 1:50 000. Programa SYSMIN, Proyecto J. Servicio

Geológico Nacional, Santo Domingo.

**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 paléogène dans l'île d'Hispaniola. En, *Geodynamique des Caraïbes*, 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 Cordillère 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 Crétacé 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.

- **VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. y CALKINS, F.C. (1921):** A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. En: *Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos* (Editora de Santo Domingo). Santo Domingo, 18 (1983), 268p.

---

- **VESPUCCI, P. (1982):** Preliminary account of the petrology of the late cenozoic volcanic province of Hispaniola. *9ª Conferencia Geologica del Caribe*. Santo Domingo, 1: 379-389.
  
- **VESPUCCI, P. (1986):** Petrology and geochemistry of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Dominican Republic. *Ph.D. Thesis*, George Washington University, Washington D. C., 223 p.
  
- **WALLACE, M.H. (1945):** Stratigraphy of the pre-Oligocene rocks of the Azua Basin, Dominican Republic. *Private report Dominican Seaboard Company*, New York, 24p.
  
- **WERTZ, W.K. (1985):** The petrochemistry and genesis of the Late Cenozoic shoshonite Basalts, Dominican Republic, and their tectonic implications. *M.S. Thesis*, University of Florida, Gainesville, 196p.
  
- **WILLIS, B. (1928):** Rift valley and ramp valley?: *Geological Society of America Bulletin*, v. 39, p. 490-542
  
- **WITSCHARD, M. y DOLAN, J.F. (1990):** Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; The Peralta accretionary prism, Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 792-806.
  
- **MESNIER, H.P. (1980):** Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 55p. (Inédito).
  
- **NORCONSULT (1983):** Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo. (Inédito).
  
- **ORI, G.G. y FRIEND, P.F. (1984):** Sedimentary Basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12, pp475-478

- **OLADE (1980):** Proyecto de investigación geotérmica de la República Dominicana; estudio de reconocimiento-informe geoquímico. En: BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERS (BRGM) y ORGANIZACIÓN LATINOAMERICANA DE ENERGIA (OLADE). Orleans, Quito, 24p.
  
- **PARDO, G. (1975):** Geology of Cuba. En: *The Ocean Basins and Margins*, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.
  
- **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.
  
- **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. En: *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.
  
- **RAMIREZ, M.I. (1995):** Neotectonic Structures and Paleostress in the Azua region. South-Central Hispaniola. *Thesis, Florida International University*. Miami, Florida, 144 p. (Inédito).
  
- **TCHALENCO, J. S. (1968):** The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics* 6, 159-74

