



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**VILLA ALTAGRACIA
(6172-II)**

Santo Domingo, R.D. Enero 2000

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada en el periodo 1997-1999 por Informes y Proyectos S:A. (INYPISA), formando parte del Consorcio ITGE-PROINTEC-INYPISA, dentro del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPISA)
- Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPISA)

PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS

- M^a José Huertas (Universidad Complutense de Madrid, España)
- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

PETROGRAFÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS Y REDACCIÓN DE LOS APARTADOS CORRESPONDIENTES

- Javier Escuder (Universidad Complutense de Madrid, España)

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

DATAIONES ABSOLUTAS Y REDACCIÓN DE LOS APARTADOS CORRESPONDIENTES

- U/Pb: Jim Mortensen (Universidad de la Columbia Británica, Canadá)

- Ar/Ar: William Hayes (Universidad McMaster da Hamilton, Ontario, Canadá)

ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPISA)
- Gabriel Gutierrez (Universidad de Salamanca, España)

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Alfredo G^a de Domingo (INYPISA)
- Javier Solé (INYPISA)

ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Alfredo Martinez (INYPISA)

ESTUDIO DE MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Eusebio Lopera (ITGE)

TELEDETECCIÓN

- Carmen Antón Pacheco (ITGE)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

- Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)
- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Eusebio Lopera (ITGE)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Unidad Técnica de Gestión SYSMIN

EXPERTO A CORTO PLAZO PARA LA ASESORÍA EN LA SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Dr. Andrés Pérez Estaún (Instituto Jaume Almera del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona, España)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Iván Tavares

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

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

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

RESUMEN

La Hoja de Villa Altagracia 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. 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. Al NE del *ridge* y en prolongación del mismo afloran, respectivamente, los esquistos de Maimón y el complejo Río Verde. Estas unidades, y más específicamente la primera, se atribuyen al Cretácico inferior por correlación con la bien datada Fm. Los Ranchos que caracteriza la región del Seibo en sectores situados inmediatamente al NE de la Hoja.

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. La primera está bien datada como Cretácico Superior y la segunda se asigna a esta misma edad por correlación con la anterior. Otras dos unidades aflorantes en la Hoja son las formaciones paleógenas de Don Juan y Los Bañitos correspondientes a la parte final del desarrollo del mencionado arco insular, probablemente en un contexto de cuenca delantera de arco.

Aparte de los depósitos cuaternarios la Hoja se completa con 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.

ABSTRACT

The Villa Altagracia Sheet is located on the Metamorphic Median Belt, geologic domain defined by Bowin to denominate a group of metamorphic units that define the northern flank of the Cordillera Central. The outcrop of this group of metamorphic units in the centre of the island has been related to the primitive times (pre-Upper Cretaceous) of its evolution. Among them, the peridotitic ridge is an outstanding feature aligned along the central axis of the belt that traditionally has been interpreted as a paleo-suture. To the SW of this ridge, the Duarte Complex, of Upper Jurassic age, is the oldest unit of the island. To the NE of the ridge and in continuity to it, two units outcrop, the Maimón schists and Rio Verde Complex, respectively. These units, and more specifically the first one, have been assigned to the Lower Cretaceous by correlation to the well dated Los Ranchos Fm. that characterizes the Seibo region in northern areas.

In the central part of the belt, with not a well defined contact with the underlying metamorphic units that probably corresponds to an unconformity, two quite similar volcanic formations, lacking internal deformation and metamorphism, outcrop, the Peralvillo and Siete Cabezas Fms. These units are related to the development of an island arc during the Upper Cretaceous- Eocene period which forms the main body of the Hispaniola. The first one has been well dated as Upper Cretaceous and the second one is given the same age by correlation with the former one. Two more units to be considered are the Paleogene Don Juan and Los Bañitos Fms., deposited during the final period of the evolution of the aforementioned island arc, probably in a forearc context.

Apart from the Quaternary deposits, the Sheet is completed with two types of granitoid intrusions, the foliated tonalites and the granodiorites. The first ones intrude only in the Duarte Complex; according to their internal deformation and to their relationships with the surrounding units, it is considered that their setting could have happened, with many doubts, in Lower Cretaceous. The granodiorites intrude very different formations and their setting has been well dated as Eocene. These intrusions belong to the group of granitoids that are more or less regularly distributed along the axial zone of the Cordillera Central, being all of them related to the same magmatism that produced the general volcanism of the island

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Metodología	1
1.2. Situación geográfica	2
1.3. Marco Geológico	4
1.4. Antecedentes	6
2. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA	8
2.1. Descripción estratigráfica y petrológica de las unidades	10
2.1.1. Jurásico	10
2.1.1.1. <u>Peridotitas de Loma Caribe</u>	10
2.1.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe (1). Peridotitas y peridotitas serpentinizadas. Jurásico superior.....	13
2.1.1.2. <u>Complejo Duarte</u>	14
2.1.1.2.1. Complejo Duarte (2). Esquistos máficos (facies de los esquistos verdes) y, localmente, metadiabasas. Jurásico superior.....	18
2.1.1.2.2. Complejo Duarte (3). Anfibolitas hornbléndicas (y esquistos anfibólicos) asociadas al contacto con las intrusiones de tonalitas foliadas. Jurásico superior.....	21
2.1.2. Cretácico inferior	24
2.1.2.1. <u>Complejo Río Verde</u>	24
2.1.2.1.1. Complejo Río Verde (4). Basaltos masivos, localmente esquistosos. Cretácico inferior.....	27
2.1.2.1.2. Complejo Río Verde (5). Gabros y diabasas, localmente esquistosos. Cretácico inferior.....	28
2.1.2.1.3. Complejo Río Verde (6) Serie volcanoclástica. Cretácico inferior.....	30
2.1.2.1.4. Complejo Río Verde (7). Esquistos máficos con intercalaciones de esquistos pelíticos, cuarzoesquistos y metacherts. Cretácico inferior.....	31

2.1.2.1.5 Complejo Río Verde (8). Esquistos máficos de Hato Viejo. Cretácico inferior.....	33
2.1.2.1.6. Complejo Río Verde (9). Anfibolitas y esquistos anfibólicos, generalmente miloníticos. Cretácico inferior	34
2.1.2.1.7 Complejo Río Verde(10). Metagabros, metabasaltos y metadiabasas, generalmente miloníticos. Cretácico inferior	35
2.1.2.1.8. Complejo Río Verde (11). Esquistos máficos de La Ozama Arriba. Cretácico inferior.	37
2.1.2.2. <u>Esquistos de Maimón</u>	38
2.1.2.2.1. Esquistos de Maimón (12). Esquistos máficos y félsicos: metavulcanitas con intercalaciones de metasedimentos y mármoles (con milonitización, 12a). Cretácico inferior	42
2.1.2.3. <u>Formación Peralvillo Norte</u>	44
2.1.2.3.1. Formación Peralvillo Norte (13) Basaltos, basaltos andesíticos y andesitas en la base con niveles de ignimbritas. Hacia techo niveles volcanoclásticos de grano fino laminados, grauvacas, limolitas negras, cineritas violáceas y microconglomerados. Cretácico inferior.....	45
2.1.3. Cretácico superior	47
2.1.3.1. <u>Formación Siete Cabezas</u>	47
2.1.3.1.1. Formación Siete Cabezas (14). Basaltos afaníticos masivos y diabasas con esporádicos niveles volcanoclásticos y cherts. Cretácico superior...	50
2.1.3.1.2 Formación Siete Cabezas (15). Tobas cineríticas bien estratificadas y basaltos. Cretácico superior.....	52
2.1.3.2 <u>Formación Peralvillo Sur</u>.....	53
2.1.3.2.1. Formación Peralvillo Sur (16). Basaltos masivos, diabasas y frecuentes niveles volcanoclásticos. Cretácico superior.....	57
2.1.4 Paleógeno.....	61
2.1.4.1 <u>Formación Don Juan</u>	61
2.1.4.1.1 Formación Don Juan (17). Alternancia de limolitas oscuras laminadas y niveles volcanoclásticos. Maastrichtiano- Paleoceno medio.....	62
2.1.4.2 <u>Formación Los Bañitos</u>.....	63
2.1.4.2.1 Formación los Bañitos (18). Calizas claras y microconglomerados. Eoceno inferior.....	63

2.1.5 Cretácico (inferior)-Paleógeno.....	64
2.1.5.1 <u>Granitoides</u>	64
2.1.5.1.1. Tonalitas foliadas (19). Cretácico Inferior	65
2.1.5.1.2. Dioritas, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas (20). Post-Eoceno medio ..	68
2.1.6. Cuaternario.....	69
2.1.6.1. <u>Pleistoceno-Holoceno</u>	70
2.1.6.1.1. Glacis (21). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno-Holoceno	70
2.1.6.1.2. Terrazas medias-altas (22) y bajas (23). Cantos, gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno	70
2.1.6.2. <u>Holoceno</u>	71
2.1.6.2.1. Deslizamientos de ladera (24). Bloques, cantos y arenas. Holoceno	71
2.1.6.2.2. Conos de deyección (25). Gravas arcillas y arenas. Holoceno.....	71
2.1.6.2.3. Coluviones (26). Arenas limosas con cantos y bloques. Holoceno.....	72
2.1.6.2.4. Llanura de inundación (27). Limos con niveles de cantos y arenas. Holoceno.....	72
2.1.6.2.5 Fondos de valle con funcionamiento estacional (28) y fondos de valle (depósitos localmente discontinuos) (29). Cantos, arenas y gravas. Holoceno.....	72
2.2. <u>Geoquímica</u>.....	73
2.2.1. La peridotita de Loma Caribe.....	80
2.2.2. El Complejo Duarte.....	80
2.2.3. El Complejo Río Verde.....	81
2.2.4 Los Esquistos de Maimón.....	87
2.2.5. La formación Siete Cabezas.....	93
2.2.6. La formación Peralvillo Sur.....	97
2.2.7. Tonalitas y tonalitas foliadas	98
2.2.8. Dioritas, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas (de edad Eoceno).....	104
2.3. <u>Características del metamorfismo</u>	106
2.3.1 Zonas Metamórficas e Isogradas.....	106

2.3.2. Evolución metamórfica: trayectorias P-T.....	108
2.4. <u>Dataciones absolutas</u>	111
2.4.1 Dataciones por el método U/Pb	113
2.4.2 Dataciones por el método Ar/Ar	116
2.4.3. Discusión.....	121
3. TECTONICA.....	122
3.1. <u>Contexto geodinámico de la isla La Española</u>	122
3.2. <u>Marco geológico-estructural de la zona de estudio</u>	129
3.3. <u>Estructura de la zona de estudio</u>	134
3.3.1. La estructura relacionada con la tectónica pre-Albiana.	137
3.3.1.1. <u>La peridotita de Loma Caribe</u>	138
3.3.1.2. <u>El Complejo Duarte y las tonalitas foliadas</u>	139
3.3.1.3. <u>Complejo Río Verde</u>	144
3.3.1.4. <u>Esquistos de Maimón y formaciones equivalentes menos deformadas</u>	149
3.3.2. La estructura relacionada con la tectónica del Cretácico superior--Eoceno (o post-Albiano)	158
3.3.3. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad.	161
4.GEOMORFOLOGÍA	167
4.1. <u>Descripción fisiográfica</u>	167
4.2. <u>Análisis morfológico</u>	168
4.2.1. Estudio morfoestructural	168
4.2.1.1. <u>Formas estructurales</u>	170
4.2.2. Estudio del modelado.....	170
4.2.2.1. <u>Formas de ladera y remoción en masa</u>	171
4.2.2.2. <u>Formas fluviales</u>	171

4.2.2.3. <u>Formas poligénicas</u>	174
4.3. <u>Evolución dinámica</u>	175
4.4. <u>Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos</u>	176
5.HISTORIA GEOLÓGICA	178
5.1. <u>El arco de isla primitivo del Cretácico inferior</u>	178
5.2. <u>El arco de islas del Cretácico superior-Eoceno</u>	181
5.3. <u>La evolución desde el Eoceno superior hasta la actualidad</u>	184
6.GEOLOGÍA ECONÓMICA	186
6.1. <u>Hidrogeología</u>	186
6.1.1. Hidrología y climatología.	186
6.1.2. Hidrogeología.....	187
6.1.2.1. <u>Introducción</u>	187
6.1.2.2. <u>Características hidrogeológicas</u>	188
6.2. <u>Recursos minerales</u>	197
6.2.1. <u>Minerales metálicos y no metálicos</u>	197
6.2.1.1. <u>Yacimiento de Sabana Potrero</u>	197
6.2.1.2. <u>Otros indicios metálicos</u>	198
6.2.2. <u>Rocas industriales y ornamentales</u>	200
6.2.2.1. <u>Aspectos generales históricos</u>	200
6.2.2.2. <u>Descripción de las sustancias</u>	201
6.2.2.3. <u>Potencial minero</u>	202
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	203
7.1. <u>Relación de los L.I.G.</u>	203

7.2. <u>Descripción de los Lugares</u>	204
8.BIBLIOGRAFÍA	208

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto del mapeo sistemático de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, 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 Tecnológico Geominero de España (ITGE), Informes y Proyectos S.A. (INYPSA) y PROINTEC S.A. ha realizado, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana incluido en el Programa SYSMIN, financiado por la Unión Europea.

Dicho Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen los cuadrantes a escala 1:100.000 de Constanza (Constanza, 6072-I; Sabana Quéliz, 6072-II; Padre Las Casas, 6072-III; Gajo del Monte, 6072-IV), Bonao (Hatillo, 6172-I; Villa Altagracia, 6172-II; Arroyo Caña, 6172-III; Bonao, 6172-IV) y Azua (San José de Ocoa, 6071-I; Azua, 6071-II; Pueblo Viejo, 6071-III; Yayas de Viajama, 6071- IV). 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; por ello, a lo largo de la presente Memoria son numerosas las alusiones a otras Hojas, en especial a las que integran las Hojas a escala 1:100.000 de Azua y Constanza.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Villa Altagracia se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:20.000 del año 1966, únicas disponibles en la zona, y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Riesgos, así como la Geotécnica, ambas a escala 1:100.000.

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Tecnológico y Geominero 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).

1.2. Situación geográfica

La Hoja a escala 1:50.000 de Villa Altagracia (6172-II) se encuentra situada en el sector centro-meridional de la República Dominicana, a unos 30km en línea recta al NO de la capital Santo Domingo (Fig. 1.2.1). Prácticamente la totalidad de su territorio pertenece a la provincia de San Cristóbal salvo un pequeño ángulo de su mitad meridional que pertenece al Distrito Nacional.

Desde el punto de vista fisiográfico, la Hoja está dominada por los fuertes relieves de la Loma Los Siete Picos o Siete Cabezas que, con cotas cercanas a los 1.000 m, la atraviesan diagonalmente con una dirección NO-SE, formando las estribaciones surorientales de la Cordillera Central Dominicana. A uno y otro lado de esta sierra, los relieves son menos acusados y consisten en alineaciones de lomas de cotas moderadas con direcciones subparalelas a la anterior. En los márgenes E y SE de la hoja se adivinan los comienzos de las planicies que se extienden hacia las zonas de Monte Plata y Santo Domingo.

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter muy caudaloso. Entre ellos destacan los ríos Ozama y su afluente el Isabela, que desembocan en la misma capital, o el Haina, que lo hace a pocos kilómetros al Oeste de ésta. También son importantes los ríos Guanuma, Higüero y Verde. Con la excepción del Haina, que tiene una llanura aluvial bien desarrollada, casi todos ellos presentan cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera. Estos se canalizan a favor de valles intramontañosos que, por tanto, tienen la misma dirección NO-SE que las lomas encajantes, aunque a veces, como ocurre con el tramo de cabecera del río Ozama, su trazado puede ser más anárquico, sin duda condicionado por las características del sustrato litológico que recorren.

Fig. 1.2.1

La población es elevada a lo que contribuye no sólo la gran densidad de bohíos y aldeas diseminados por toda la zona rural sino, sobre todo, la presencia de importantes núcleos urbanos o urbano-rurales como Villa Altagracia, Yamasá y Peralvillo, entre otros. Su principal fuente de ocupación es la agricultura, con extensas fincas localizadas en el ámbito de influencia de las poblaciones citadas; por el contrario, la actividad ganadera es muy inferior y se encuentra más diseminada. Otra fuente de ingresos es la relacionada con el sector servicios diseminado a lo largo de la autopista Duarte y de las principales carreteras y pistas.

1.3. Marco Geológico

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Villa Altagracia 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 (Fig. 1.3.1). 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. Al NE del *ridge* y en prolongación del mismo afloran, respectivamente, los esquistos de Maimón y el complejo Río Verde. Estas unidades, y más específicamente la primera, se atribuyen al Cretácico inferior por correlación con la bien datada Fm. Los Ranchos que caracteriza la región del Seibo en sectores situados inmediatamente al NE de la Hoja.

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.

Fig. 1.3.1

La primera está bien datada como Cretácico Superior y la segunda se asigna a esta misma edad por correlación con la anterior. La Hoja se completa con las formaciones paleógenas de Don Juan y Los Bañitos correspondientes a la parte final del desarrollo del mencionado arco insular, probablemente en un contexto de cuenca delantera de arco.

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.

Después de los primeros reconocimientos de campo de Koschmann y Gordon (1950), la primera referencia de interés en la zona de estudio, sin duda también la más importante por su carácter regional y su actual vigencia, es la tesis doctoral de Bowin (1960,1966). Un trabajo de similares características fue el realizado por Palmer (1963) en regiones más septentrionales sobre las mismas formaciones o equivalentes. En los años siguientes, los trabajos fueron escasos, limitándose a investigaciones mineras promovidas por los departamentos de exploración de las compañías Rosario y Falconbridge Dominicana, y a publicaciones aisladas sobre la petrología y la estructura de algunas de las formaciones representadas en la zona de estudio (Lewis, 1982 a y b; Draper y Lewis, 1982, entre otras). En el año 1987 las tesis de Mercier de Lepinay y, sobre todo, de Boisseau, significan un nuevo avance en el conocimiento geológico de la zona representada en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, proponiéndose un modelo de evolución para la misma.

Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de términos referentes a Formaciones, el Servicio Geológico Nacional realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, con uno de sus dos tomos dedicado a las formaciones del suroeste del país (1984). En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por el Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. (1991 a) para la Sociedad Geológica de América (*Special Paper* 262) y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica al territorio ocupado por el cuadrante 1:100.000 de Bonao y, por tanto, a la Hoja de Villa Altagracia ; de entre ellos cabe destacar los de: Draper y Lewis (1991), Lewis y Jiménez (1991) y Kesler et al. (1991 b), sobre las unidades metamórficas de Duarte y Maimón; el de Lewis et al. (1991) sobre la formación Tireo; el de Kesler et al. (1991 c) sobre la edad y las características de las intrusiones granitoides; y los de Russell y Kesler (1991) y Kesler et al (1991 a) sobre la formación Los Ranchos.

Más recientemente hay que destacar los trabajos de Draper et al (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) que, con criterios estructurales modernos, definen la estructura de los Esquistos de Maimón como una zona de cizalla y proponen un nuevo modelo evolutivo para la región; o los de Lapierre et al (1997 y 1999) y Sinton et al. (1997) que aportan nuevas conclusiones, con implicaciones geodinámicas, sobre las características geoquímicas y las dataciones de las formaciones Duarte y Siete Cabezas, respectivamente.

2. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

En la Hoja de Villa Altagracia 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 la siguiente:

- La unidad más antigua de la Hoja y posiblemente de toda la isla, corresponde al Complejo Duarte, cuya datación mediante radiolarios (Montgomery et al., 1994) permite atribuirle al Jurásico superior. El protolito de este conjunto metamórfico se asimila a basaltos de fondo oceánico en sentido amplio y más concretamente a un *plateau* cuyo origen estaría relacionado con la protoplaca caribeña. Esta unidad, en asociación con la peridotita de Loma Caribe, que se considera originalmente infrayacente, formaría el sustrato del subsecuente volcanismo de arco isla.
- En el Cretácico inferior tendría lugar el desarrollo, sobre el sustrato anteriormente mencionado, de las primeras formaciones volcánicas de arco isla que están representadas por los Esquistos de Maimón y sus formaciones equivalentes menos deformadas, esto es, la formación Los Ranchos, no aflorante en la presente Hoja y bien datada como Cretácico Inferior (Kesler et al., 1991 a), y la formación Peralvillo

Norte, redefinida en esta memoria a partir de la Fm Peralvillo de Bowin (1960 y 1966). 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 de Villa Altagracia estas formaciones están representadas por las Fms. Siete Cabezas y Peralvillo Sur, ambas de litología predominantemente basáltica. Con un quimismo no del todo bien definido, algunos autores consideran a estas formaciones correlacionables (Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987), mientras que otros proponen procedencias distintas (ver apartado 2.2 de geoquímica). 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 las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur es por el momento desconocida.

- El Paleógeno está representado por aquellas litologías esencialmente volcanosedimentarias situadas al Norte del cabalgamiento de Hatillo cuyo desarrollo se da principalmente en la Hoja con este mismo nombre. Estas litologías coinciden a *grosso modo* con la formación Don Juan de Bowin (1960,1966) y Boisseau (1987)

cuyos términos basales de hecho pertenecen al Cretácico terminal. Con una edad Eoceno inferior, la Fm. Los Bañitos, de naturaleza esencialmente calcárea, 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 de Villa Altagracia 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, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas que intruyen a casi todas las unidades del sector NE de la Hoja.

El presente capítulo se ha organizado de la siguiente forma. En el apartado 2.1 se realizan las descripciones estratigráficas y petrológicas, estas últimas tanto de visu como microscópicas, de cada una de las formaciones o unidades cartográficas; en el apartado 2.2 se hace una síntesis de los estudios geoquímicos existentes; en el 2.3 se describen las características del metamorfismo y la evolución metamórfica de la zona de estudio; y, por último, en el 2.4, se presentan las nuevas dataciones absolutas realizadas en el transcurso del presente trabajo.

2.1. Descripción estratigráfica y petrológica de las unidades

2.1.1. Jurásico

2.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe.

Esta unidad es, junto con las peridotitas serpentinizadas de la costa septentrional, uno de los principales conjuntos de rocas ultrabásicas representadas en La Española. Su afloramiento se produce según una alineación de dirección NO-SE que, con una longitud de unos 95 km y anchura variable entre unas decenas de metros y varios kilómetros, discurre entre las proximidades de La Vega y Santo Domingo capital. No obstante, diversas líneas sísmicas realizadas en la cuenca de San Pedro y el reciente mapa de anomalías aeromagnéticas de la República Dominicana (CGG, 1997), constatan la prolongación *offshore* de esta alineación. Las peridotitas de Loma Caribe tienen una especial importancia en la geología de La Española no solamente por las implicaciones geodinámicas y estructurales que conllevan sus interpretaciones sino, principalmente, por las explotaciones

de ferroníquel que en las alteraciones lateríticas de esta unidad desarrolla la Falconbridge Dominicana, las cuales representan una de las principales fuentes de ingresos del país.

Son relativamente numerosas las citas bibliográficas de esta unidad aunque la mayoría de ellas se centran en la discusión sobre su origen y modos de emplazamiento más que en descripciones petrográficas y geoquímicas. Bowin (1960,1966) fue el primero en cartografiar este *ridge* peridotítico al que consideró, dentro de su Cinturón Metamórfico Central o *Median Belt*, como un eje que separa unidades con características litológicas y estructurales diferentes. Lewis (1982 b) hizo una revisión de los posibles modos de emplazamiento de los cinturones de peridotitas y otras rocas asociadas de la isla; para el caso de la alineación peridotítica de la Cordillera Central discutió sus características “alpinas” y su posible interpretación como una ofiolita desmembrada. Para Theyer (1983), sin embargo, no hay dudas de que la peridotita de los alrededores de Loma Quemada, en la Hoja de Villa Altagracia, forma un manto ofiolítico alóctono cuya obducción se produjo hacia el Sur a finales del Oligoceno o durante el Mioceno. Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) asociaron la peridotita con las series esencialmente basálticas de las formaciones Peralvillo y Siete Cabezas, de edad Cretácico superior, en un conjunto ofiolítico cuyo emplazamiento se produciría hacia el Norte, sobre rocas de un arco isla, durante el Maastrichtiano. Draper y Lewis (1991) sugieren una interpretación similar a la de Boisseau (1987) aunque en este caso el conjunto ofiolítico se habría formado en una cuenca retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas de la Cordillera Central. Por último Draper et al. (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) proponen la asociación ofiolítica peridotita-Complejo Duarte y sugieren el emplazamiento hacia el Norte de la misma durante el Cretácico inferior dando lugar al desarrollo de una importante zona de cillaza en las unidades obducidas (Esquistos de Maimón). La disparidad entre las diferentes interpretaciones descritas da una idea de la complejidad estructural del *ridge* peridotítico y formaciones adyacentes.

Las variaciones de espesor estructural que presenta longitudinalmente el cinturón peridotítico y el conjunto de formaciones asociadas al mismo, son en buena parte debidas a la tectónica transcurrente que afectó a todo el ámbito de Española durante el Terciario Superior y que dio lugar a una fuerte fracturación con direcciones predominantes NO-SE a E-O y movimiento senestro (Mann et al 1991 b). En la hoja de Villa Altagracia esta fracturación ha dado lugar al desmembramiento del cinturón en dos bandas de dirección NO-SE, ambas limitadas por fallas subverticales, en las que la peridotita presenta una

notable reducción mecánica de espesor. De hecho la más meridional de estas bandas, está representada por cuerpos aislados de peridotita, de apenas unos metros de espesor, que afloran esporádicamente y de forma discontinua a lo largo de la falla que forma el límite con la Fm Siete Cabezas. La banda más septentrional consiste en un conjunto arrosariado de cuerpos elongados cartográficamente continuos entre sí y con espesores estructurales que oscilan entre 2km y unos centenares de metros. En este caso la peridotita limita al NE con la Fm Peralvillo Sur. Entre ambas bandas de peridotitas aflora el Complejo Río Verde (Lewis y Draper, 1995). El sistema de fallas que se acaba de describir, asociado a los límites del cinturón peridotítico se ha denominado en la literatura con el nombre de Zona de Falla de La Española (Mann et al., 1991 b).

Pese a su complejidad estructural los afloramientos de peridotita son relativamente fáciles de identificar tanto en foto aérea como en paisaje ya que dan relieves alomados en los que destaca la escasa vegetación respecto a la exuberancia de los parajes circundantes. En la hoja de Villa Altagracia los mejores afloramientos se localizan a lo largo de las carreteras que unen Hato Viejo con Yamasá y esta última localidad con Río Verde y, ya en la Hoja de Bonaó, con Maimón. En todos estos afloramientos la peridotita se encuentra fuertemente cizallada y serpentinizada presentando característicos tonos azulados y blanquecinos. La fábrica es muy compleja y responde a varios episodios superpuestos de cizallamiento, algunos muy recientes relacionados con la tectónica de desgarres fini-terciaria/actual. Esta fuerte tectonización impide la observación de la roca original en la Hoja de Villa Altagracia que, sin embargo, aflora bien en las Hojas contiguas de Hatillo y Bonaó.

Dado su origen mantélico, la edad de la peridotita estaría en función del modelo de emplazamiento que se considere para ella. Sin embargo, en el presente trabajo se ha optado, por conveniencia, situarla en el Jurásico superior como base o sustrato del Complejo Duarte. Como se ha mencionado anteriormente la asociación peridotita/Complejo Duarte ha sido propuesta, entre otros autores, por Draper et al. (1995,1996) y Draper y Gutierrez (1997), para los que el cizallamiento dúctil y la retrogradación sin-tectónica descritos anteriormente en la peridotita se pueden relacionar con la obducción hacia el N, durante el Aptiano-Albiano, de un conjunto ofiolítico constituido por la asociación de las dos unidades mencionadas. Los posibles modelos de emplazamiento de la peridotita se discutirán en el capítulo de Tectónica. No obstante, cualquier modelo que se considere deberá tener en cuenta el más que posible enraizamiento en profundidad del *ridge*

peridotítico que parece sugerir la fuerte anomalía observada en el mapa aeromagnético (CGG,1997)

Existen escasos análisis de esta unidad (cuatro de harzburgitas y uno de dunitas) que, en cualquier caso y de acuerdo con sus características petrográficas, confirman su clasificación como peridotitas de tipo alpino (ver apartado 2.2)

A continuación se describen las características petrológicas de la peridotita de Loma Caribe en la Hoja de Villa Altagracia

2.1.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe (1). Peridotitas y peridotitas serpentinizadas. Jurásico superior

Desde el punto de vista litológico esta unidad consiste en metaharzburgitas, metalherzolitas y metadunitas con variables, aunque generalmente elevados, grados de serpentización, que incluyen pequeños cuerpos gabroides y ocasionales cortejos de diques doleríticos y dioríticos. Aunque intensamente modificada por la deformación y el metamorfismo posterior, la asociación mineral original está compuesta mayoritariamente por olivino, con pequeñas cantidades modales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y cromita, cuyas cantidades relativas dan lugar a la alternancia de capas duniticas y harzburgíticas. Por lo tanto, el protolito mantélico fue probablemente un cumulado de cristales generado en condiciones relativamente superficiales. Los cuerpos gabroides han sido citados por la mayoría de los autores (Lewis, 1982 a; Boisseau, 1987), y de hecho se han reconocido en las Hojas contiguas de Hatillo y Bonaó como pequeños cumulado ígneos relictos. Sin embargo Theyer (1983) cita y cartografía cuerpos gabroides de notables dimensiones adosados al margen interior de la banda peridotítica septentrional de la hoja de Villa Altagracia, que en la presente memoria se han asignado, por afinidad litológica, estructural y metamórfica, a diferentes unidades del Complejo Río Verde. No obstante, no se descarta la posibilidad de que alguno de estos cuerpos o parte de ellos pudiera estar asociado a la peridotita.

Posteriormente al estadio ígneo, las peridotitas experimentan un metamorfismo retrógrado, acompañado con una intensa deformación dúctil e hidratación, a las condiciones de la facies de los esquistos verdes. Como consecuencia, los minerales ígneos son casi completamente reemplazados por un agregado de grano medio-fino de minerales fibrosos del grupo de las serpentinitas, y lepidoblastos de mica blanca y clorita. Los piroxenos ígneos y el olivino

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

2.1.1.2. 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, sobretodo, 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-petroológicos, estructurales y geoquímicos referentes a este complejo son las publicaciones de Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991), en el volumen especial N° 262 de la GSA, así como la de Donnely 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 Gutierrez (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 1999), 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 (1999) 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 aflora en el sector SO de la Hoja de Villa Altagracia, desde donde se prolonga hacia el Oeste para ocupar buena parte de las Hojas contiguas de Arroyo Caña y Bonao. Toda esta área de afloramiento está restringida 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. De estas intrusiones, sólo las tonalitas foliadas tienen representación en la Hoja de Villa Altagracia. 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”. 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, 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 15 km., 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 metamorfizado en condiciones de la facies de los esquistos verdes a la anfibolítica. Una idea alternativa fue la sugerida inicialmente por Lewis (1982 b) y Draper y Lewis (1983) 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. (1991 c) 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 chert. 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 muy posiblemente fosilizados por las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo, las dos atribuidas al Cretácico superior y la primera de ellas con dataciones del Cenomaniano. Asimismo 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. (en prensa). Estos autores, han datado, en las proximidades de la Hoja de Arroyo Caña, 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, sobre impuestos 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 Villa Altagracia 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 en algunos caminos y arroyos próximos a ésta. No obstante, las descripciones litológicas que a continuación se exponen corresponden también a observaciones realizadas en la hoja contigua de Arroyo Caña.

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

Este conjunto litológico es el constituyente mayoritario del Complejo Duarte en la Hoja, siempre y cuando se trate de zonas que estén relativamente alejadas de las intrusiones de tonalitas foliadas. Litológicamente, se trata de un conjunto de esquistos albitico-cloríticos, esquistos albitico-epidótico-actinolíticos y anfibolitas epidóticas con actinolita-hornblenda que, en general, presentan una fuerte deformación dúctil acompañada por un metamorfismo de tipo sincinemático. Todas ellas se caracterizan por presentar macroscópicamente tonos verdes más o menos oscuros, grano fino a medio y una penetrativa fábrica planar (Sp) o, más raramente, plano-linear (Sp-Lp), que generalmente presenta una dirección NNO-SSE a NO-SE y un acusado buzamiento al E o NE. La Sp está definida por la orientación planar de cloritas y el aplastamiento de lentejones milimétricos de tonos claros cuarzo-plagioclásicos.

La Lp, cuando está presente, está definida por la orientación unidimensional preferente de prismas de anfíboles verdes de tamaños milimétricos.

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

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

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.

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

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

A escala de afloramiento, las anfibolitas presentan en general un aspecto más masivo y con tonos más oscuros que el de los esquistos máficos. No obstante, la fábrica planar (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) está bien definida por un bandeo milimétrico de capas verdes oscuras ricas en anfíbol, alternantes con lentejones claros muy aplastados ricos en plagioclasa y cuarzo. Contribuyen a su definición la disposición paralela de las laminas micáceas, las plagioclasas y los prismas de anfíbol. La lineación mineral contenida en el plano de foliación Sp, esta definida por la orientación de los nematoblastos de anfíbol y el alineamiento de las colas de recristalización en torno a porfiroclastos. Aunque difíciles de acceso y con mala calidad de afloramiento, la toma sistemática de datos en las zonas de contacto con las tonalitas foliadas revela el paralelismo entre la fábrica de las anfibolitas y el contorno de estos cuerpos elongados. Esta circunstancia se ha comprobado no sólo en los márgenes alargados de estas intrusiones sino también en alguno de sus cierres, como en el caso de la terminación SE de la intrusión de La Privada, en la vecina Hoja de Arroyo Caña. Como norma, el buzamiento de la fábrica Sp en las anfibolitas suele ser elevado, superior a los 60°, así como el ángulo de inmersión de la lineación que suele estar por encima de los 50°. Conviene precisar que el límite exterior de las anfibolitas no es un límite neto sino que esta litología va desapareciendo progresivamente, aunque en algunos casos con cierta brusquedad, a medida que uno se aleja del contacto con las tonalitas. Por esta razón en el

mapa geológico se ha optado por utilizar para esta unidad una representación de tramas en lugar de un contacto que sería más ficticio que real.

A la microescala se observa una gran variedad de texturas, que reflejan tanto la variable deformación interna de estas rocas, como la intensidad y tipo de blastesis metamórfica. Las rocas de menor grado presentan un grano fino y texturas nematoblasticas y grano-lepidoblásticas microbandeadas, y las de mayor grado texturas granoblásticas, nematoblásticas y granonematoblásticas bandeadas. Las rocas más deformadas se caracterizan por el desarrollo de texturas miloníticas y blastomiloníticas, sobre las que se destacan porfiroclastos rotados. Las anfibolitas próximas a las intrusiones tonalíticas experimentaron una importante recrystalización, 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 recrystalizado extensivamente formando un agregado nematoblástico de grano fino, se preserva aún la elongación paralela a la foliación Sp de buena parte de los minerales. Esta relación de superposición de anfíboles post sobre sincinemáticos, es visible a escala de afloramiento, de tal forma que en algunos puntos parece existir una relativa gradación entre unos y otros lo que sugiere una historia intrusiva continuada en relación con la deformación regional

Desde un punto de vista petrográfico, las rocas de esta unidad pueden ser clasificadas en tres tipos: anfibolitas hornbléndicas, anfibolitas epidóticas y esquistos anfibólicos. Las asociaciones minerales sin-pico térmico observadas en cada tipo son, respectivamente: hornblenda, plagioclasa, cuarzo y esfena; hornblenda, plagioclasa (albita), epidota y esfena; y hornblenda, actinolita, clorita, albita, epidota, esfena y cuarzo. Como minerales accesorios aparecen en todas ellas ilmenita, magnetita, zircón y opacos, y como retrógrados secundarios se observa clorita rica en Fe, mica blanca, sericita, feldespato-K, minerales arcillosos y óxidos Fe-Ti. La aparición de relictos de plagioclasas zonadas en forma de porfiroclastos y de clinopiroxeno en el núcleo de escasos nematoblastos de hornblenda, sugiere que estas rocas se formaron, principalmente, a partir de la hidratación y metamorfismo de rocas básicas.

Las anfibolitas hornbléndicas se caracterizan por una asociación sin-Sp compuesta por hornblenda y plagioclasa, típica de la facies anfibolítica, que a menudo permanece preservada en el interior de lentejones alargados más competentes, rodeados por rocas de menor grado metamórfico muy deformadas. La foliación en estos lentejones es subparalela

a la esquistosidad Sp de las rocas más deformadas que los rodean, en el afloramiento. La composición de la plagioclasa oscila entre labradorita y andesina, y los anfíboles son de composición pargasítica a tschemarquítica.

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

Las anfibolitas epidóticas se caracterizan por una asociación mineral compuesta por hornblenda, plagioclasa (o albita) y epidota, diagnóstica de la parte de menor presión de la facies de las anfibolitas epidóticas. Estas rocas son las predominantes en el sector del Complejo Duarte, situado entre el Alto de los Mogotes y la Loma El Alto De Guazaro en la hoja contigua de Arroyo Caña. La plagioclasa suele estar parcial o totalmente reemplazada a un agregado de epidota, albita y cuarzo, microcristalino, que da lugar a su opacidad óptica.

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

En un estadio avanzado de su evolución, la fábrica Sp aparece modificada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional (ECC, Platt y Vissers, 1980), que pliega a las micas y ondula a los anfíboles. Asociadamente a los planos C se observa la inestabilidad de la hornblenda, la formación de pequeños lepidoblastos paralelos de clorita y

sericita, y la acumulación de óxidos de Fe-Ti, indicando un estadio del cizallamiento en condiciones de estabilidad de la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes.

Las anfibolitas próximas a las intrusiones tonalíticas experimentaron la superposición de una blastesis térmica de contacto, que da lugar a una modificación textural y mineral de las rocas. Las texturas formadas en el agregado mineral son de tipo principalmente granoblásticas y nematoblásticas de grano fino, con una pérdida general en la definición de la esquistosidad, aunque ésta es aún reconocible a partir de la elongación paralela a la Sp de los granos. Durante la recrystalización se forman también poiquiloblastos de anfíbol, ricos en inclusiones de ilmenita y opacos, que engloban a la hornblenda-actinolita de la matriz y, en ocasiones, están acompañados por una pseudocorona de biotita. La exolución de óxidos de Fe-Ti que acompaña a la formación de los nuevos anfíboles, sugiere su estabilidad a condiciones de menor presión. En las zonas más próximas al contacto intrusivo, las asociaciones minerales están constituidas por hornblenda, plagioclasa, esfena e ilmenita, por lo que llegan a alcanzar las condiciones de menor temperatura de la facies de las anfibolitas de baja-P, dada la ausencia de epidota.

2.1.2. Cretácico inferior

2.1.2.1. Complejo Río Verde

El Complejo Río Verde es un conjunto de rocas esencialmente metabásicas de protolito volcánico que, limitado por fallas, con una anchura de unos 4-5km y más de 30km de longitud, cruza en diagonal, según la dirección regional NO-SE, el sector central de la Hoja de Villa Altagracia. Litológicamente consiste en una asociación de metabasaltos, metagabros y términos metavolcanoclásticos relacionados, que se caracteriza por aparecer heterogéneamente deformada en condiciones dúctiles y afectada por un metamorfismo de condiciones variables, desde la facies de la prehnita-pumpellita hasta la anfibolítica superior, resultando en una secuencia tectonometamórfica invertida de esquistos y anfibolitas, con un espesor estructural aflorante del orden de 4-5km y base desconocida. Fueron Lewis y Draper (1995) los que basándose en estas características distintivas definieron por primera vez este complejo, proponiendo su separación del Complejo Duarte al que tradicionalmente se había asignado (Bowin, 1960, 1966; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, entre otros).

El Complejo Río Verde limita a ambos lados con sendas láminas de rocas peridotíticas, ya descritas en párrafos precedentes, con las cuales el contacto se resuelve mediante dos fallas o sistema de fallas principales de dirección NO-SE y un sistema subordinado de dirección ONO-ESE, todas ellas integrantes de la denominada regionalmente “Zona de Falla La Española”. Las mencionadas fallas son las responsables del afloramiento en superficie de las láminas peridotíticas y cortan cartográficamente a las isogradas del metamorfismo desarrollado en el complejo, a su fábrica interna y a los contactos entre sus unidades por lo que no hay duda de su carácter postmetamórfico y su relación con la tectónica de desgarres sinestrales del Mioceno superior-Actualidad. Por otra parte, tanto la distribución cartográfica de las zonas metamórficas como la orientación y sistemático buzamiento de la fábrica principal (Sp) al E/NE, parecen indicar que el Complejo Río Verde aflora en el núcleo de una estructura antiformal tardía cuyo desarrollo se debe atribuir, muy posiblemente, a la misma tectónica de desgarres. Ahora bien, no se descarta que la citada estructura antiformal y la aparente superposición de la lámina peridotítica septentrional sobre el complejo no sea sino un reflejo en superficie de una relación estructural original, a una cierta profundidad, entre estas dos unidades. La inversión metamórfica del complejo, que a continuación se describe, sería sugerente en este sentido.

Internamente, el Complejo Río Verde se ha subdividido en un conjunto de unidades cartográficas, representadas en el Mapa Geológico a escala 1:50.000, las cuales se han definido en función de su contenido litológico, deformación interna y distinto grado metamórfico alcanzado. Desde el punto de vista de la petrofábrica, las rocas que constituyen las distintas unidades del Complejo Río Verde presentan un elevado contraste en la deformación interna, observándose una gradual transición desde los niveles estructuralmente más bajos, situados generalmente al SO, con desarrollo poco importante de fábricas planares deformativas y conservación de las texturas del protolito, (sobre todo en basaltos y gabros) hasta los niveles más altos, al NE, en los que aparecen rocas con fábricas plano-lineares miloníticas, acompañadas de una intensa recristalización metamórfica (blastomilonitas). Este gradiente de la deformación, que está especialmente bien representado en el sector SE de la Hoja, y la formación de fábricas no-coaxiales, con buzamiento generalizado al NE, están relacionados con la formación de una zona de cizalla dúctil de espesor kilométrico, que algunos autores han asociado con el mismo proceso de emplazamiento ofiolítico que produjo la deformación en los Esquistos de Maimón (Draper et al. 1997). En el capítulo de Tectónica se hace una discusión sobre la interpretación de esta zona de cizalla.

Las condiciones metamórficas del pico térmico son igualmente diferentes a lo largo de las diferentes unidades que forman el Complejo Río Verde, variando desde la facies de la prehnita-pumpellita en los niveles estructuralmente más bajos, a la facies de los esquistos verdes de baja-P en los niveles medios, y a la facies de las anfibolitas de baja-P y media-T y las anfibolitas con clinopiroxeno de alta-T en los niveles más altos. La distribución cartográfica de las diferentes asociaciones minerales en rocas metabásicas, permite definir la sucesión de zonas metamórficas de la Fig. 2.3.1. El gradiente metamórfico general está invertido y es de baja-P, sin que se hayan encontrado relictos de un metamorfismo de alta-P anterior. Dicho gradiente metamórfico invertido aumenta hacia el contacto con la lámina peridotítica, sugiriendo una génesis por transferencia de calor conductiva hacia abajo durante el emplazamiento caliente de las rocas ultrabásicas.

Las características geoquímicas de estas rocas se discuten en el apartado 2.2.3. Los elementos HFS de las rocas máficas del complejo tienen pautas de tipo MORB, la mayoría de ellas con escasas desviaciones respecto del tipo N-MORB. Las anfibolitas muestran un estrecho rango composicional en comparación con las rocas máficas aunque las pautas son muy similares sugiriendo un origen común. Llama la atención el hecho de que la traza de los elementos HFS es muy similar a la de las muestras estándar de la Fm Peralvillo Sur, circunstancia que podría implicar una cierta relación genética entre estas dos unidades. Sin embargo, sus relaciones cartográficas y sobre todo el notable contraste de deformación entre ellas aconseja descartar, por el momento, esta hipótesis.

La edad del Complejo Río Verde está sin determinar. Teniendo en cuenta que las formaciones contiguas Siete Cabezas y Peralvillo Sur pertenecen al Cretácico superior y no tienen deformación interna, es decir, son muy probablemente posteriores, y considerando su posible correlación con unidades con un grado de deformación y una posición estructural similares (p.e. Esquistos de Maimón) se le asigna, tentativamente, una edad Cretácico inferior. La interpretación paleogeográfica de este complejo es todavía incierta, aunque atendiendo a sus características litológicas y geoquímicas pudiera ser que estuviéramos ante un complejo oceánico quizá con un desarrollo sobre él de formaciones primarias de tipo arco isla .

Las unidades que constituyen el Complejo Río Verde y que a continuación se describen son, de muro a techo:

- Basaltos masivos, localmente esquistosos (4),
- Gabros y diabasas, localmente esquistosos (5),
- Serie volcanoclástica (6),
- Esquistos máficos con intercalaciones de esquistos pelíticos, cuarzoesquistos y metacherts(7),
- Esquistos máficos de Hato Viejo (8),
- Anfibolitas, generalmente miloníticas (9),
- Metabasaltos, metagabros y metadiabasas, generalmente miloníticos; (10) y
- Esquistos máficos de La Ozama Arriba. (11)

2.1.2.1.1. Complejo Río Verde (4). Basaltos masivos, localmente esquistosos. Cretácico inferior.

Esta unidad aflora como un cuerpo de forma ovalada en el sector central de la hoja y, estructuralmente, se corresponde con los niveles más bajos del Complejo Río Verde. Su base es desconocida puesto que está truncada por la falla de dirección NO-SE que marca el límite meridional del complejo y que la pone en contacto con la formación Siete Cabezas mediante un salto de aparente componente normal. La similitud litológica entre estas dos unidades, ambas de carácter esencialmente basáltico y el elevado grado de alteración de las mismas, dificulta notablemente su separación cartográfica. Los mejores afloramientos se localizan en diferentes arroyos próximos a la localidad de Maimón.

Litológicamente, esta unidad consiste exclusivamente en basaltos (metabasaltos) que han sido variablemente afectados por la deformación dúctil y el metamorfismo regional dinamotérmico. Como consecuencia, se forman fábricas planares deformativas, en general con una baja componente de cizalla simple y poco penetrativas, así como una blastesis metamórfica indicativa de condiciones de la facies de prehnita-pumpellita y de la parte de menor temperatura de la facies de los esquistos verdes. A la mesoescala las fábricas son, en general, poco perceptibles, manteniéndose el carácter masivo de los basaltos con un

tamaño de grano muy fino y característicos tonos verdosos y grisáceos. La fracturación, fundamentalmente asociada a la tectónica de desgarres, es muy intensa y no se observa ningún tipo de estratificación o bandeo magmático. En lamina delgada, sin embargo, las fabricas deformativas y metamórficas son fácilmente reconocibles, observándose texturas nematoblásticas y lepidoblásticas de grano muy fino, en las que se reconocen porfiroclastos de olivino saussuritizado, piroxenos y plagioclasas poligonizadas, relictos de la mineralogía basáltica original.

La asociación mineral principal que presentan está compuesta por clorita, epidota pistachita, mica blanca, albita, actinolita, cuarzo y carbonatos, en los niveles estructurales altos de la unidad, y clorita, epidota pistachita, mica blanca, albita, prehnita, pumpellita, cuarzo y carbonatos, en los bajos. Como minerales accesorios aparecen ilmenita, hematites, magnetita, esfena, zircón y opacos indiferenciados. Como minerales secundarios se observa clorita y minerales arcillosos, principalmente reemplazando a las plagioclasas. Texturalmente, los minerales principales aparecen tanto orientados paralelamente a la foliación principal (Sp) definiéndola, como reemplazando a los minerales relictos a lo largo de fracturas y bordes de grano. Algunos sectores se caracterizan por la presencia de abundantes venas y grietas de extensión, variablemente microplegadas, *boudinadas* y rotadas hasta paralelizarse con la Sp, evidenciando el carácter no-coaxial de la deformación dúctil. El relleno de dichas venas está compuesto por clorita, epidota, prehnita y, en ocasiones, pumpellita.

2.1.2.1.2. Complejo Río Verde (5). Gabros y diabasas, localmente esquistosos. Cretácico inferior

En una posición estructural inferior, equivalente a la de los basaltos anteriormente descritos, los gabros y diabasas ocupan la mayor parte de los sectores central y noroccidental del Complejo Río Verde donde forman un cuerpo alargado que limita al sur con la misma falla de dirección NO-SE que delimitaba la unidad basáltica. En este caso el contraste de litologías con la formación Siete Cabezas y la presencia de la lámina meridional de peridotitas no dan lugar a dudas sobre su extensión cartográfica. Lateralmente los gabros acaban bruscamente contra fallas de dirección ONO-ESE y movimiento sinistral que los separan de la unidad basáltica al SE y del *ridge* peridotítico principal al NO. En las proximidades de El Placer y El Zapote los gabros llegan a ponerse en contacto mecánico con la lámina peridotítica septentrional. En este sector, Theyer (1969) interpretó los cuerpos

gabroides como asociados a las peridotitas. Sin embargo, la similitud litológica con la masa gabroide principal, la continuidad de afloramiento con el mismo, así como su escasa deformación interna más bien sugieren su asignación al Complejo Río Verde. Los mejores afloramientos de esta unidad están en las proximidades de la localidad de Río Verde tanto en arroyos como a lo largo de la carretera que la une con Peralvillo, en la misma Hoja de Villa Altagracia o Maimón, en la Hoja de Bonao.

Litológicamente, la unidad consiste en gabros (metagabros) y diabasas (metadiabasas), con un tamaño de grano muy variable desde fino a muy grueso), que presentan un grado de deformación y asociado metamorfismo bastante heterogéneos. Esta característica se comprueba, a la mesoescala, en el trayecto de carretera que une Río Verde con Peralvillo, donde se observa una alternancia hectométrica y en ocasiones decamétrica de bandas poco o nada deformadas en las que la foliación es poco penetrativa o inexistente y se preservan las texturas doleríticas ígneas del gabro, con bandas en las que es patente una fábrica deformativa que, como en el resto del complejo, tiene un buzamiento generalizado hacia el E/NE. Sin embargo, a la microescala se observa que toda la unidad está afectada por una variable recristalización metamórfica, con blastesis de minerales hidratados estables a las nuevas condiciones. Dicha blastesis consiste, principalmente, en la formación de actinolita, epidota/clinozoisita, clorita y albita, en los bordes de las plagioclasas y a favor de los planos de exfoliación de los piroxenos. No obstante, la textura gabroica intersectal es aún reconocible en muchos sectores por la disposición de las plagioclasas.

La aparición de planos de foliación (Sp) viene a coincidir con la individualización de los fragmentos de los minerales ferromagnesianos del gabro como porfiroclastos con sombras de presión asimétricas y la formación de una matriz orientada de grano fino actinolítico-clorítica. Los porfiroclastos presentan texturas de deformación interna, consistentes en una microfracturación de los piroxenos, con relleno de los pull-aparts de actinolita y clorita, el maclado irregular de la plagioclasa y la recristalización del cuarzo monocristalino en agregados de subgranos elongados oblicuamente a la Sp.

Como ocurre en el tránsito con la unidad suprayacente de los “esquistos máficos de La Ozama Arriba” que se supone derivan del cizallamiento de los propios gabros (ver apartado 2.1.2.1.8), en las rocas más deformadas la reordenación textural y mineralógica llega a ser total, dando lugar a la formación de esquistos máficos actinolítico-cloríticos y actinolítico-epidóticos, con una característica fábrica planar (Sp). La deformación es de carácter no-

coaxial y heterogénea a todas las escalas, dando lugar en algunas bandas a la formación de fábricas Sp filonítico-miloníticas. Dichas bandas pueden individualizar de forma anastomosada *boudines* de tamaño centimétrico, en los que aparece microplegada una fábrica anterior (Sp-1). En estas rocas se observan texturas granoblásticas, nematoblásticas y lepidoblásticas, con frecuencia microbandeadas como consecuencia de una alternancia de capas de diferente composición mineral. La asociación mineral formada durante el pico térmico del metamorfismo en estas rocas, está en general compuesta por actinolita, albita, epidota/clinozoisita, clorita, mica blanca, ocasionalmente hornblenda verde y carbonatos. Dicha asociación es indicativa de unas condiciones metamórficas de la parte de mayor temperatura de la facies de los esquistos verdes. El carácter no-coaxial de la Sp viene definido por la asimetría de sombras de presión en torno a porfiroclastos, la oblicuidad de la fábrica interna en agregados de cuarzo ribbons y la presencia en las rocas miloníticas de fábricas S-C. Como minerales accesorios aparece esfena, zircón, ilmenita, magnetita y opacos. Frecuentemente, la formación de minerales secundarios está texturalmente controlada por el desarrollo de la fábrica milonítica retrógrada, observándose la sericitación de la plagioclasa, la cloritización de anfíboles y la acumulación tardía de óxidos de Fe-Ti en los planos de la Sp.

2.1.2.1.3 Complejo Río Verde (6) Serie volcanoclástica. Cretácico inferior.

Esta unidad aflora estructuralmente por encima de los basaltos, con los que mantiene un contacto mecánico que, cuando se ha podido observar, conlleva una intensa deformación cataclástica. Esta deformación produce la precipitación de óxidos y oxi-hidróxidos de Fe (principalmente hematites y magnetita pelicular) que originan una fuerte coloración rojiza y opaquización general de la roca, y procesos retrógrados metasomáticos. Como consecuencia, aparecen porfiroclastos de epidota y albita poligonizadas, dispersos entre una matriz tectónica foliada de grano muy fino sericítico-clorítica. La deformación cataclástica está acompañada por una gran profusión de grietas y venas rellenas de sericita, que registran una variable reorientación durante la deformación no-coaxial que tiende a paralelizarlas con la foliación principal.

La unidad, con un espesor estructural entre 500 y 1000 m, desarrolla suaves colinas que se cortan en el camino de Maimón a Consuelo. Su litología consiste en términos volcanoclásticos de tamaño lapilli o toba-lapilli formados por fragmentos vítricos verdosos y líticos, feldespatos y cuarzo, todo ello formando, en los niveles inferiores de la serie, un

conjunto masivo en el que no se reconoce a la mesoescala ni estratificación ni fábrica alguna. En estos niveles poco o nada deformados la alteración es muy intensa lo que ha dificultado notablemente el muestreo para su identificación mineralógica. No obstante en una de las muestras se han reconocido asociaciones de máficos (piroxenos) con plagioclasas muy alteradas que pudieran corresponder a composiciones básicas, quizá flujos basálticos, que podrían coexistir como intercalaciones con los términos volcanoclásticos.

Hacia los niveles estructuralmente superiores se observa un paulatino predominio de las litologías mas máficas a la vez que se generalizan las fábricas deformativas, pasándose insensiblemente, en apenas una decena de metros, a la unidad esquistosa suprayacente que a continuación se describe

2.1.2.1.4. Complejo Río Verde (7). Esquistos máficos con intercalaciones de esquistos pelíticos, cuarzoesquistos y metacherts. Cretácico inferior.

Esta unidad aflora en el sector SE de la Hoja con una dirección NNO-SSE ligeramente oblicua a las fallas que forman los límites externos del complejo de tal forma que una parte, de la misma aparece en continuidad estructural con la unidad anteriormente descrita, pero otra parte, la que va desde Hato Viejo al límite meridional de la Hoja, se pone en contacto por falla con los basaltos de la formación Siete Cabezas, omitiendo sus términos basales. Es en esta zona de los alrededores de Hato Viejo donde se pueden realizar las mejores observaciones de la unidad en arroyos y caminos vecinales. Además, en el sector centro-occidental del complejo se ha cartografiado otra banda de esquistos adosada a la lámina septentrional de peridotitas, que también se ha incluido en esta unidad. Esta banda se identifica bien en la carretera de Río Verde a Peralvillo y en las lomas al norte de Camarón.

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

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

A la microescala, los esquistos presentan texturas granoblásticas y nematoblásticas, tendentes a microbandeadas en rocas relativamente poco deformadas, que tienden a ser porfiroclásticas y miloníticas, en las rocas con una alta deformación por cizalla simple. El microbandeado está definido por dominios compuestos por actinolita, clorita, epidota y, menos abundante, esfena, y dominios ovoides formados por albita, cuarzo y calcita. En algunas rocas se conservan minerales ferromagnesianos relictos ígneos, tales como olivino y clinopiroxeno, que texturalmente forman porfiroclastos variablemente pseudomorfizados a epidota, esfena y opacos. En dichos porfiroclastos, las sombras de presión son asimétricas y están rellenas por clorita y actinolita. La asociación mineral sin-Sp es la indicativa de condiciones metamórficas de la facies de esquistos verdes para el pico térmico en estos niveles estructurales y está constituida por los siguientes minerales principales: actinolita, clorita, albita, epidota/clinozoisita, mica blanca, cuarzo y, en ocasiones, hornblenda verde. Como minerales accesorios, aparece zircón, ilmenita, magnetita, esfena, apatito y opacos indiferenciados. Las alteraciones secundarias reconocidas son la epidotización y cloritización de ferromagnesianos relictos, sericitización de plagioclasas y mica blanca y formación de carbonatos, frecuentemente relleno de venas discordantes tardías.

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

mica blanca y marrón de grano muy fino, sombras de presión en torno a porfiroclastos de epidota y albita, e hiladas de opacos.

2.1.2.1.5 Complejo Río Verde (8). Esquistos máficos de Hato Viejo. Cretácico inferior

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

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

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

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

2.1.2.1.6. Complejo Río Verde (9). Anfibolitas y esquistos anfibólicos, generalmente miloníticos. Cretácico inferior

Las anfibolitas del Complejo Río Verde afloran exclusivamente en el sector SE de la Hoja donde forman un cuerpo alargado, de menos de un kilómetro de espesor que se sitúa estructuralmente por encima del conjunto esquistoso descrito en apartados precedentes. En su sector NO este cuerpo llega a estar parcialmente en contacto, mediante fallas subverticales, con la lámina peridotítica septentrional, mientras que hacia el SE sobre ella aflora la unidad de metagabros y metabasaltos que representan los niveles estructuralmente más altos del complejo. Descontando la deformación frágil reciente, se puede decir que el contacto entre las anfibolitas y los esquistos infrayacentes, es gradual aunque rápido y en él intervienen dos factores fundamentales, el incremento de la deformación y el metamorfismo y el control litológico ejercido por las variaciones composicionales del protolito. Así, dentro de la unidad de anfibolitas es frecuente encontrar niveles más félsicos que, como se explicó para el caso de los esquistos, deben corresponder en origen a términos volcanoclásticos más ácidos o a intercalaciones sedimentarias.

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

A la microescala, las anfibolitas presentan texturas nematoblásticas y grano-nematoblásticas bandeadas, de carácter blastomilonítico. El bandeo que define macroscópicamente la Sp está microtexturalmente definido por niveles alternativamente ricos en anfíbol, epidota,

plagioclasa o cuarzo. Frecuentemente, el agregado mineral define una fábrica milonítica S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984), variablemente modificada por recristalización, en la que la estabilidad del anfíbol y la plagioclasa en las superficies S y C indica un cizallamiento dúctil a temperaturas medias. Los nematoblastos que definen la Lp se corresponden con una hornblenda verde-azul, que puede incluir agregados radiales de actinolitas. La asociación mineral indicativa del pico térmico en la unidad está compuesta por hornblenda, actinolita, epidota/clinozoisita, albita, clorita, mica blanca y cuarzo, con ilmenita, magnetita, zircón, esfena, carbonatos, monazita y opacos indiferenciados como accesorios. Las máximas condiciones metamórficas alcanzadas en las rocas de la unidad son las de la parte de mayor temperatura de la facies de los esquistos verdes de baja-P.

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

2.1.2.1.7 Complejo Río Verde(10). Metagabros, metabasaltos y metadiabasas, generalmente miloníticos. Cretácico inferior

Pese a presentar la misma facies anfíbolítica que la unidad infrayacente y en muchos casos un aspecto similar, esta unidad se ha separado de la anterior fundamentalmente por la abundancia de términos (meta)gabroides y (meta) diabásicos que, en contraste con el resto de las unidades, dan un acusado resalte morfológico y permiten individualizar un cuerpo de geometría lentejona adyacente a la lámina peridotítica septentrional. Esta unidad como la anterior, tiene excelentes puntos de observación a lo largo del río Guanuma, concretamente en las proximidades de la localidad de Ledesma así como en la cañada con este mismo nombre. Litológicamente está compuesta por metagabros, metabasaltos y metadiabasas, intensamente deformados por el cizallamiento dúctil y, en general, completamente transformados textural y mineralógicamente como consecuencia del metamorfismo

sincinemático. No obstante, las texturas intersectales del protolito ígneo aparecen localmente preservadas, sobre todo en los metagabros y metadiabasas, y consisten en plagioclasas tabulares entrecruzadas que albergan olivinos y clinopiroxenos. Estos minerales aparecen completamente reemplazados de forma pseudomórfica por minerales metamórficos, tales como saussurita, clorita, actinolita-hornblenda, y epidota, que también pueden rellenar delgadas venas discordantes. Las fábricas plano-lineares se desarrollan preferentemente en los términos metabasálticos que aparecen transformadas a anfibolitas.

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

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

Las asociaciones minerales presentes en estas rocas son indicativas de condiciones para el pico térmico del metamorfismo propias de la facies de las anfibolitas epidóticas en su parte de menor-P (sin granate), estando compuestas por hornblenda, oligoclasa, epidota/clinozoisita, mica blanca, esfena y cuarzo. En los niveles estructuralmente más altos de la unidad, se observan localmente asociaciones con clinopiroxeno, hornblenda y plagioclasa, estables en la parte de mayor temperatura de la facies de las anfibolitas de baja-P. Como minerales accesorios se observa zircón, ilmenita, magnetita, apatito, monacita, calcita y opacos. La retrogradación sin-cinemática a la facies de los esquistos

verdes está registrada con la formación de albita, clorita, actinolita y epidota. Algunas grietas de extensión presentan un relleno de minerales retrógrados compuestos por clorita, albita, moscovita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti. Las alteraciones secundarias producen una sericitación de plagioclasas y micas blancas, cloritización de anfíboles y segregación de óxidos de Fe-Ti.

2.1.2.1.8. Complejo Río Verde (11). Esquistos máficos de La Ozama Arriba. Cretácico inferior.

Los esquistos de La Ozama Arriba afloran en el sector NO de la Hoja estructuralmente a techo de la unidad de gabros y diabasas (5) de la que derivan por el mismo proceso de cizallamiento y metamorfismo asociado que afecta a los niveles medios y altos del complejo. Esta relación se pone de manifiesto en la carretera de Río Verde a Maimón (Hoja de Bonaó) a la altura de La Ozama Arriba, donde se observa el paso más o menos gradual de los gabros, poco o nada deformados, a los esquistos máficos mediante una zona de transición caracterizada por la aparición de bandas de cizalla de orden métrico y decamétrico que van siendo más frecuentes y de mayor espesor estructuralmente hacia techo. Por su posición estructural dentro de el Complejo Río Verde y similar grado metamórfico y deformativo alcanzado, esta unidad debe correlacionarse, a estos efectos, con las unidades 9 y 10, es decir con las anfibolitas y metagabros y metadiabasas, de las que aparece cartográficamente desconectada posiblemente como consecuencia de la tectónica de desgarres sinestrales que afectó a la isla a partir del Mioceno superior y que tiene especial incidencia en estos sectores del cinturón metamórfico de la Cordillera Central.

Litológicamente, la unidad está compuesta por esquistos máficos y anfibolitas, de tonos oscuros, grano fino-medio y penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp). La foliación Sp está definida por bandas alternativamente ricas en plagioclasa y anfíbol, que dotan a la roca de un aspecto bandeado a escala de afloramiento. La lineación Lp contenida en el plano de foliación, queda marcada por la elongación de prismas milimétricos de hornblenda verde oliva. A menudo, la intensa deformación genera fábricas Sp compuestas por planos S y C, de carácter milonítico-blastomilonítico.

A la microescala, los esquistos máficos presentan texturas granolepidoblásticas y nematoblásticas bandeadas. La asociación mineral formada durante el pico térmico del metamorfismo, es sin-cinemática con la Sp y está definida por hornblenda, oligoclasa, esfena y, en ocasiones, epidota. Dicha asociación establece condiciones metamórficas de la

facies de las anfibolitas de baja-P. Como accesorios aparece zircón, ilmenita, magnetita, apatito y opacos. En las fábricas miloníticas, la hornblenda presenta microtexturas *augen* en el seno de un agregado granoblástico elongado cuarzo-plagioclásico, en los que *los pull-aparts* abiertos a alto ángulo con la Lp se presentan rellenos de actinolita, clinozoisita y clorita, proporcionando evidencias de la naturaleza retrógrada de la deformación post-pico.

Como minerales retrógrados se observa actinolita, clorita, albita y moscovita, que forman una asociación indicativa de la facies de los esquistos verdes de baja-P. Estos minerales retrógrados están texturalmente asociados con la deformación superpuesta post-pico térmico, que deforma internamente y fragmenta a la hornblenda, formándose actinolita en los *pull-aparts* abiertos y a lo largo de planos de exfoliación. Otros procesos retrógrados son la sericitización de las plagioclasas, la cloritización de anfíboles y micas, y la acumulación de óxidos de Fe (hematites) en grietas oblicuas, junto a la sericita y la clorita.

2.1.2.2. Esquistos de Maimón

Esta unidad consiste en un conjunto de rocas esquistosas, de protolito esencialmente volcánico aunque con frecuentes intercalaciones sedimentarias, que presentan un variable grado de deformación y metamorfismo, desde rocas relativamente indeformadas con una gran proporción de minerales ígneos relictos, hasta rocas completamente recrystalizadas con una bien definida fábrica planar. Junto con los esquistos de Amina, formación equivalente situada al NO, los Esquistos de Maimón forman el flanco septentrional del Cinturón Metamórfico Intermedio o Median Belt de Bowin (1960,1966) y, por extensión, de la propia Cordillera Central.

Desde las primeras descripciones de Koschmann y Gordon (1950) son numerosos los trabajos que han centrado la atención en estas rocas. Entre estos cabe destacar el de Bowin (1960,1966) a quien se debe su definición y su primera cartografía e interpretación dentro de su contexto regional; o el de Draper y Lewis (1982), que describen aspectos petrológicos y estructurales de los esquistos Amina. En la hoja de Villa Altagracia y su entorno, los Esquistos de Maimón fueron estudiados por Mercier de Lepinay (1987) y sobre todo, por Boisseau (1987), quienes los interpretan, conjuntamente con la formación Duarte, como parte integrante del basamento metamórfico de la isla. El indudable interés minero de esta unidad llevó a la Rosario Dominicana encargar a Kesler y colaboradores (1991 b) una cartografía de detalle de la misma, la cual se enfocó a la identificación de sus protolitos. Esta

cartografía y la discusión de sus aspectos petrológicos, geoquímicos y estructurales más importantes se recoge en el *Special Paper* 262 de la Sociedad Geológica Americana (Mann et al, 1991 a). Este mismo volumen también incluye una nueva revisión de Draper y Lewis (1991) para los que los esquistos de Amina-Maimón representarían los primeros depósitos de arco-isla de la Española, desarrollados sobre un sustrato de corteza oceánica, en sentido amplio, correspondiente al Complejo Duarte. Sin embargo, no es hasta fechas recientes que los Esquistos de Maimón se han identificado con la formación de una zona de cizalla dando así un marco consistente al estudio de la deformación y el metamorfismo que caracterizan esta unidad. En este sentido hay que destacar los trabajos de Draper et al.(1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) cuyas conclusiones fundamentales sobre la estructura interna de los Esquistos de Maimón, interpretaciones geodinámicas aparte, se siguen en la presente memoria.

En el ámbito de la zona de estudio, los Esquistos de Maimón afloran en una banda de dirección NO-SE situada a lo largo del lado septentrional del *ridge* peridotítico del que está separado por la formación Peralvillo Sur, de naturaleza esencialmente basáltica y sin deformación interna. Esta última formación, con un espesor de afloramiento entre 0,5 y 3km en las Hojas de Villa Altagracia y Bonaó, se va acuñando hacia el NO, de tal forma que más al Norte los Esquistos de Maimón entran en contacto directo con la peridotita de Loma Caribe mediante la falla o sistema de fallas de desgarre de La Española. Aunque se la supone inicialmente discordante, este mismo sistema de desgarres es el que marca el contacto actual de la formación Peralvillo Sur con los Esquistos de Maimón y con la propia peridotita. En su margen septentrional, el límite de los Esquistos de Maimón viene determinado por el cabalgamiento de Hatillo, estructura con vergencia NE ya cartografiada por Bowin (1960, 1966) que produce la superposición de los esquistos sobre muy diferentes formaciones del Cretácico y Paleógeno. En el caso de la hoja de Villa Altagracia, las formaciones cobijadas por el cabalgamiento de Hatillo son la formación Peralvillo Norte que, como se verá más adelante, se interpreta como un equivalente menos deformado que los Esquistos de Maimón, y una serie volcanoclástica con niveles de limolitas calcáreas cuya atribución estratigráfica es incierta. Además, en esta Hoja la extensión del afloramiento de los Esquistos de Maimón se ve notablemente reducida por la presencia de varios *stocks* de dioritas que suelen desarrollar un efecto de corneanización entorno a su periferia.

Tanto los reconocimientos de campo de las litologías menos deformadas como los análisis geoquímicos indican que los protolitos de los Esquistos de Maimón y sus equivalentes los

esquistos de Amina son tanto para como ortoderivados (Draper y Lewis, 1991; Kesler et al., 1991b), identificándose flujos volcánicos y tufitas (metavulcanitas), y grauvacas (metagrauvacas) de un arco magmático próximo, mezclados con tramos de pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos (metabrechas y metaconglomerados) y, ocasionalmente, calizas recristalizadas (mármoles). De todos estos términos, los flujos volcánicos parecen dominantes en los Esquistos de Maimón propiamente dichos mientras que las tobas o los sedimentos epiclásticos inmaduros son mas frecuentes en los sectores correspondientes a los esquistos de Amina. El volcanismo es composicionalmente bimodal y muestra un enriquecimiento geoquímico en sodio por interacción con las aguas marinas dando lugar a espilitas y queratófidos (Draper y Lewis, 1991; Kesler et al., 1991b).

Una recopilación de los análisis más significativos de esta rocas y su discusión se puede consultar en el apartado 2.2.4. Los términos máficos (<60% SiO₂) se pueden separar en función de su contenido en TiO₂. Las rocas máficas con bajos contenidos en TiO₂ además suelen tener altos contenidos en MgO y Ni, resultando en una asociación afín a la observada en las primeras rocas de un arco isla primitivo denominadas boninitas. Estas rocas gradan a composiciones con contenidos más altos en TiO₂ asimilables a términos toleíticos más típicos de arcos isla. Las rocas félsicas suelen ser ácidas en composición (>68% SiO₂) con un contenido en Na₂O típicamente superior al 5%. Pese a este carácter ácido la composición de sus elementos traza para muchos de los elementos HFS es muy similar a los tipos N-MORB. Estas características son similares a las observadas en lavas riolíticas de arcos isla del Pacífico occidental.

La edad de los Esquistos de Maimón es desconocida. Los niveles de chert en ellos encontrados han resultado azoicos y el hallazgo de restos de equinodermos, espinas fundamentalmente, al estar muy deformadas sólo permite sugerir una posible edad Cretácico inferior (Donovan, *com. pers* 1995 en Draper y Gutierrez, 1997). Las relaciones cartográficas con las formaciones adyacentes aportan varios datos: a) la asignación más que probable de la formación Peralvillo al Cretácico superior, limita la edad de los Esquistos de Maimón a un intervalo cronoestratigráfico más bajo; b) si se supone que la caliza de Hatillo, bien datada como Albiano, no está afectada y fosiliza la intensa deformación que caracteriza los Esquistos de Maimón, tal y como sugieren Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutierrez (1997), la edad de estos sería necesariamente pre-Albense. Por otra parte, Kesler et al.(1991b), basándose en afinidades geoquímicas, propone la correlación de los Esquistos de Maimón con la Fm. Los Ranchos de edad Cretácico inferior. Considerando

todas estas premisas y teniendo en cuenta su intensa deformación y su posición estructuralmente baja dentro de toda la pila de materiales que conforman el ámbito de la zona de estudio, se sugiere para los Esquistos de Maimón, tentativamente, una edad Cretácico inferior.

A la mesoescala, la característica distintiva de los Esquistos de Maimón es la de presentar una fábrica planar (Sp) o plano-linear (Sp-Lp), con buzamiento general al S/SO, definida por la alternancia de niveles máficos y félsicos, la orientación de la masa de filosilicatos de grano muy fino, el aplastamiento del agregado cuarzo-plagioclásico y la disposición en el plano de los ejes largos de anfíboles, más o menos orientados a lo largo de una lineación de estiramiento mineral. Sin embargo, la geometría de dicha fábrica cambia en función del nivel estructural. En este sentido, Draper et al. (1995,1996) y Draper y Gutierrez (1997) distinguen dentro de la secuencia estructural que forman los Esquistos de Maimón dos conjuntos contiguos, ambos de disposición alargada: a) un conjunto milonítico-filonítico superior, situado al SO, adyacente a la alineación peridotítica, que identifican con una zona de cizalla dúctil de gran escala generada en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes; y b) un conjunto menos deformado inferior, en facies de prehnita-pumpellita, en el que las rocas presentan diversos grados de desarrollo de una esquistosidad por mecanismos tanto de cizalla pura como de cizalla simple. La generación de este gradiente inverso de la deformación ha sido relacionado con el emplazamiento, en el Cretácico Medio, de una lámina ofiolítica constituida por la Peridotita de Loma Caribe y el Complejo Duarte (Draper et al., 1995, 1996; Draper y Gutierrez, 1997).

La definición de los dos niveles estructurales descritos fue realizada, por los autores citados, en los sectores centrales de la Hoja de Bonaó donde el límite entre ambos coincide con un cabalgamiento de características esencialmente frágiles que denominaron cabalgamiento de Fátima. Sin embargo, en la Hoja de Villa Altagracia el límite entre la zona de cizalla en sentido estricto y la zona con menor deformación no es tan neto, existiendo un tránsito gradual entre ambas e incluso produciéndose la desaparición lateral de la primera de ellas hacia el SE. Por esta razón, en el Mapa Geológico, se ha optado por representar la zona de cizalla s.s. con una sobrecarga de trama que permite distinguirla, de forma aproximada, de los términos menos o nada miloníticos.

En la Hoja de Villa Altagracia, los mejores afloramientos de los Esquistos de Maimón se dan en los alrededores de Yamasá, tanto en la carretera de acceso a esta localidad como en los

caminos a la Jagua Abajo, La Parcela y los Mosquitos, Pantoja y Marcelo. En el extremo NO de la Hoja hay buenos afloramientos en diversos caminos que parten de La Jina. A continuación se hace una descripción de las características específicas de los Esquistos de Maimón en esta Hoja. Esta descripción se complementa, en lo que se refiere a aspectos estructurales de detalle y discusión geodinámica, en el capítulo de Tectónica

2.1.2.2.1. Esquistos de Maimón (12). Esquistos máficos y félsicos: metavulcanitas con intercalaciones de metasedimentos y mármoles (con milonitización, 12a). Cretácico inferior

En la Hoja de Villa Altagracia, el conjunto milonítico superior tiene un espesor estructural máximo de unos 4km y consiste en una alternancia decimétrica y centimétrica de esquistos de grano fino a medio que presentan una fábrica plano-linear Sp-Lp de características filonítico-miloníticas. La Sp, con un buzamiento al SO generalmente superior a los 40°, está definida en estas rocas por delgados niveles lentejonares de cuarzo policristalino (ribbons), que muestran una extensiva recristalización dinámica, y por una microalternancia de capas ricas en plagioclasa y capas ricas en epidota-clorita-actinolita. La Lp, definida por la alineación de anfíboles y ribbons de cuarzo sobre la Sp presenta ángulos de inmersión de medios a moderados generalmente hacia el SSE. En conjunto, definen fábricas protomiloníticas y miloníticas S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984), en las que la estabilidad de actinolita, albita y micas, en ambas familias de planos, indica que fueron generadas por un cizallamiento en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. El carácter no-coaxial de la Sp está indicado por la fábrica interna oblicua respecto a la Sp presente en los ribbons policristalinos de cuarzo y la asimetría de las colas y sombras de presión en torno a porfiroclastos de epidota de tipo δ y σ (Passchier y Trouw, 1996). Asimismo este carácter no coaxial se pone de manifiesto, a la mesoescala, por la presencia de numerosos pliegues en vaina. En niveles equivalentes de la hoja de Bonao, el análisis de la petrofábrica de ejes $\langle c \rangle$ de cuarzo en ribbons policristalinos efectuado por Draper et al. (1995,1996) y Draper y Gutierrez (1997), establecen un contexto deformativo de cizalla simple para la formación de la fábrica principal. Todos los indicadores cinemáticos (ver capítulo de Tectónica) parecen indicar un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N/NNE coincidente con el observado por Draper et al. (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) en sectores más septentrionales.

En las rocas más intensamente deformadas se superpone una esquistosidad de crenulación extensional (ECC, Platt y Visers, 1980), generada en un momento más avanzado del

cizallamiento dúctil. La fábrica en los planos de dicha esquistosidad está normalmente definida por clorita, epidota, albita y mica blanca. En estas rocas, aparecen abundantes venas y grietas de extensión rellenas de cuarzo, epidota, calcita, clorita, mica blanca, mica marrón y, en ocasiones, prehnita, que registran diversos grados de rotación hacia la dirección de transporte tectónico y boudinage. En todo este conjunto estructural superior, la alteración secundaria más tardía produce una sericitización de plagioclasas, la cloritización del anfíbol y micas, y acumulación de hematites tapizando microfracturas e impregnando las plagioclasas. Como minerales accesorios se observa zircón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos indiferenciados.

En el conjunto de filitas y esquistos estructuralmente inferior, las rocas metavolcánicas y metasedimentarias presentan un menor y más variable grado de deformación interna penetrativa. En estos niveles, las rocas son de grano fino a muy fino, y en ellas se preserva frecuentemente un bandeo composicional heredado del protolito. En las rocas menos deformadas que, por ejemplo, caracterizan el sector al SE de Yamasá, se observan texturas volcánicas y volcanosedimentarias originales como fenocristales, vesículas rellenas de clorita y zeolitas, gradación de clastos en brechas volcánicas y granoselección en tobas cineríticas. En las rocas más deformadas, el bandeo heredado aparece plegado, con formación de una S_1 (S1) de plano axial, en la que es estable la asociación mineral compuesta por clorita, cuarzo, albita y moscovita, de la que puede formar parte también la prehnita, pumpellita y actinolita, indicativa de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes (asociación con actinolita), o de la facies de prehnita-pumpellita (asociación con prehnita y pumpellita).

Contribuyen en la definición de la S_1 el aplastamiento de los granos de cuarzo o albita, las sombras de presión en torno a porfiroclastos de pirita y la disposición de las superficies de acumulación de material insoluble, generalmente en forma de minerales opacos. Estos planos indican mecanismos coaxiales de disolución por presión para la formación de la esquistosidad principal en estas rocas. Draper et al. (1995,1996) y Draper y Gutierrez (1997), estudian la petrofábrica del cuarzo en rocas equivalentes de la Hoja de Bonao y asignan a un mecanismo de cizalla pura el tipo de deformación dominante.

En las proximidades de las intrusiones tonalíticas, a lo largo de una banda de anchura decamétrica, se superpone una intensa recristalización estática de carácter corneánico, con formación de texturas granoblásticas poligonales de grano muy fino en el cuarzo y la

plagioclasa. La recristalización está marcada por la neoblastesis de agregados sin orientación de clorita y mica blanca, junto con la formación de agregados fibroso-radiales de actinolita y, probablemente, epidota, en conjunto indicativa de condiciones metamórficas de la facies de las corneanas albítico-epidóticas.

Desde un punto de vista metamórfico regional, la distribución de asociaciones minerales en las litologías metabásicas permite definir el esquema de sucesión zonal para la formación Esquistos de Maimón recogida en la Fig. 2.3.1. El gradiente metamórfico de campo resultante es de baja-P y está invertido, con un aumento desde el NE hacia el SW, aproximadamente perpendicular a la dirección general de la foliación principal. Aunque el contacto entre los Esquistos de Maimón y la Peridotita de Loma Caribe se encuentra bajo la Formación Peralvillo Sur, este gradiente metamórfico invertido aumenta hacia el contacto con la lámina peridotítica como sucede en el Complejo Río Verde, lo que podría sugerir una génesis por transferencia de calor conductiva hacia abajo durante el emplazamiento caliente de las rocas ultrabásicas.

2.1.2.3. Formación Peralvillo Norte

En primer lugar conviene aclarar que bajo este epígrafe se describen una serie de litologías que la mayoría de trabajos precedentes (p.e. Dominguez 1982, Boisseau 1987) habían incluido en la formación Peralvillo de Bowin (1960,1966). Sin embargo, los reconocimientos de campo realizados en el presente proyecto han permitido comprobar que las litologías de estos sectores septentrionales de la formación Peralvillo de Bowin (1960,1966) están desconectadas cartográficamente y nada tienen que ver, ni por su variedad litológica ni por su mayor grado de deformación interna, con la franja de materiales basálticos y volcanoclásticos que, también atribuidos a esta formación, discurre adosada al flanco norte de la lámina peridotítica. Por lo tanto, en el presente trabajo se ha considerado a ambos grupos litológicos como unidades diferentes. Para evitar confusiones con nuevas denominaciones, se ha optado por mantener para las dos el término "Peralvillo" inicial añadiendo Norte o Sur dependiendo de su posición geográfica relativa.

La formación Peralvillo Norte aflora en el cuadrante NE de la Hoja de Villa Altagracia limitada por las trazas de dos cabalgamiento que son la prolongación hacia el SE del cabalgamiento de Hatillo. Ninguno de estos dos cabalgamientos tiene una buena representación en superficie y sus trazas se han deducido a partir del contraste litológico y

grado deformativo de las formaciones que separan. Así, el más meridional superpone los Esquistos de Maimón, con una fábrica deformativa generalizada, sobre la formación Peralvillo Norte en la que las rocas que la integran sólo localmente, a la mesoescala, presentan indicios de una fábrica deformativa. El cabalgamiento más septentrional superpone la formación Peralvillo Norte sobre una serie volcanoclástica con intercalaciones de limolitas calcáreas que se caracteriza respecto a las anteriores por no presentar fábrica interna alguna.

La variedad de las litologías que conforman esta unidad, con términos volcánicos y volcanoclásticos tanto ácidos como básicos y frecuentes niveles sedimentarios, es muy similar a la de los protolitos de los Esquistos de Maimón. Además, como se ha mencionado anteriormente, su grado de deformación es menor, en parte equivalente a la de los términos menos deformados de estos esquistos y acorde con su posición infrayacente y más externa respecto a éstos. Estas características han determinado que en el presente trabajo la unidad Peralvillo Norte se considere a modo de hipótesis como un equivalente “externo” de los Esquistos de Maimón, asignándole por tanto su misma edad Cretácico inferior.

Los mejores afloramientos de la unidad se dan en las proximidades de la localidad de Peralvillo, de la que Bowin (1960, 1966) tomó el nombre para su formación original, tanto a lo largo de la carretera que la une con La Jina como en diversos arroyos situados al Sur de la misma. También hay un buen afloramiento de esta unidad en diversos trayectos del río Ozama. A continuación se pasa a describir las características litológicas y petrográficas de la unidad.

2.1.2.3.1. Formación Peralvillo Norte (13) Basaltos, basaltos andesíticos y andesitas en la base con niveles de ignimbritas. Hacia techo niveles volcanoclásticos de grano fino laminados, grauvacas, limolitas negras, cineritas violáceas y microconglomerados. Cretácico inferior

Constituyen la formación Peralvillo Norte una gran variedad de litologías. 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. Estos últimos parecen ser dominantes a techo (estructuralmente a base) de la serie y entre ellos se observan intercalaciones de rocas sedimentarias bien estratificadas como

grauvacas, microconglomerados y limolitas oscuras. Los basaltos y andesitas, generalmente espilitizados, forman el cuerpo fundamental de la parte media y baja (estructuralmente alta) de la serie. Presentan característicos tonos verdosos y grises, aspecto masivo y grano fino a muy fino. Las ignimbritas coexisten con estas últimas litologías y presentan texturas vesiculares alargadas debidas al flujo y al aplastamiento sindeposicional.

Como se ha mencionado anteriormente, la presencia de fábricas deformativas a la mesoescala es escasa y de desarrollo local. Allí donde se han podido medir, suelen buzarse, como en los Esquistos de Maimón, hacia el SO, con valores superiores a los 50°. La So, subparalela, suele buzarse en sentido contrario con valores entre 40° y 60°. Sin embargo, a la microescala, el estudio petrográfico revela que en la mayor parte de la unidad la mineralogía del protolito ha sido parcialmente reemplazada pseudomórficamente por blastesis metamórfica.

En estos casos, la foliación principal está definida por láminas de esquistosidad, ricas en óxidos Fe-Ti y opacos, que separan microdominios más claros ricos en albita y cuarzo, en ocasiones con clorita, actinolita y zeolitas. Las asociaciones minerales observadas son indicativas de la parte de menor-T de la facies de los esquistos verdes, con mica blanca, actinolita, albita, cuarzo, epidota, clorita, mica marrón y carbonatos; y de la facies de prehnita-pumpellita, con clorita, epidota, cuarzo, albita, sericita, prehnita y pumpellita. Como accesorios aparece zircón, apatito, esfena, ilmenita, magnetita y opacos. En algunas rocas se observa una polifábrica de superposición de dos esquistosidades, Sp y Sp+1, siendo la Sp+1 de crenulación. Los planos de la Sp+1 están definidos por lepidoblastos micáceos y nematoblastos de actinolita, en ocasiones. Algunos porfiroblastos de albita pre-Sp desarrollan sombras asimétricas de presión, rellenas de cuarzo, albita y mica blanca-sericita.

En las rocas poco o nada deformadas, se observan tanto las texturas porfídicas o glomeroporfídicas del protolito, como en mayor o menor grado su mineralogía, compuesta en el caso de los basaltos y andesitas por plagioclasa, clinopiroxeno \pm Qtz y fragmentos líticos. El reemplazamiento metamórfico es variable, aunque más importante hacia el sector de afloramiento SE de la unidad. Consisten en la formación de un agregado sericítico-clorítico a expensas de minerales ferromagnesianos y de clorita, epidota (pistachita), prehnita, calcita y, en ocasiones, pumpellita, a partir de las plagioclasas. Algunas vesículas aparecen rellenas de clorita, zeolitas y epidota. La matriz de estas rocas está recristalizada a un agregado de grano muy fino, submicroscópico, de clorita, mica blanca y zeolitas, en el

que se destacan granos volcánicos de cuarzo y plagioclasas sericitizadas. El metamorfismo también produce una albitización de la plagioclasa y, en general, una fuerte rehidratación de la roca a condiciones metamórficas de estabilidad de la facies de prehnita-pumpellita.

Como ocurría en los Esquistos de Maimón, en las rocas próximas a las intrusiones dioríticas, se observa la superposición de un metamorfismo de contacto que produce la recristalización corneánica de la roca a un agregado de grano muy fino, más o menos granoblástico, la formación de agregados fibroso-radiales de actinolita y la recristalización de albitas poiquilíticas y óxidos de Fe.

2.1.3. Cretácico superior

2.1.3.1. Formación Siete Cabezas

La formación Siete Cabezas es un conjunto eminentemente basáltico, con intercalaciones esporádicas de niveles volcanoclásticos y cherts, que con una dirección NO-SE subparalela a la de la cadena y una anchura de afloramiento entre 1 y 10km discurre desde las inmediaciones de Piedras Blancas hasta las cercanías de la capital. Pese a ser una formación con una extensión considerable dentro de la cadena, son escasas las referencias publicadas sobre ella, a lo que sin duda contribuye su notable monotonía litológica, su elevado grado de alteración y los fuertes relieves que genera, normalmente cubiertos de una vegetación frondosa, que la hacen de difícil acceso. Después de las referencias iniciales de Koschmann y Gordon (1950), que la definieron como “*upper sedimentary tuff*”, Bowin (1960 y 1966) fue el primero en realizar una cartografía de la misma en su contexto regional y en caracterizar sus principales litologías. Posteriormente y salvo citas aisladas o trabajos inéditos de investigación minera (Falconbridge Dominicana com. pers.), sólo Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) se han ocupado, en sus respectivas tesis doctorales, de la formación Siete Cabezas, a la que coinciden en interpretar como integrante de su “conjunto ofiolítico”, constituido por esta formación, la formación Peralvillo original de Bowin(1960,1966) y la Peridotita de Loma Caribe.

La formación Siete Cabezas limita al Oeste con el Complejo Duarte y al Este con la peridotita y el Complejo Río Verde. En ambos casos los límites coinciden con fallas o sistemas de fallas de tipo frágil, de dirección NO-SE a ONO-ESE y aparente movimiento sinistral, relacionadas con la tectónica transcurrente que afectó a la isla desde el Mioceno

superior hasta la actualidad. La mecanización de los contactos con las formaciones adyacentes impide reconocer el carácter original de los mismos. No obstante, Bowin (1966) se basó en la presencia de unos *sills* en el Complejo Duarte al Este de Madrigal, que él interpretó de la Fm. Siete Cabezas, para sugerir una relación discordante entre estas dos formaciones. En este sentido, un afloramiento recientemente abierto en la autopista Duarte, próximo al primer desvío a la localidad de Villa Altagracia, muestra similares relaciones de corte entre estas dos formaciones. En este caso varios diques subverticales de material basáltico indeformado, del orden de un metro de espesor, atraviesan los esquistos máficos de la Fm. Duarte. Los diques están al lado y en continuidad con el cuerpo principal de basaltos y tobas cineríticas que en este punto caracteriza la Fm. Siete Cabezas y al que parecen alimentar, por lo que su asignación a esta unidad parece indudable. Estas observaciones y el hecho de que sus litologías no presenten ninguna deformación interna en claro contraste con las unidades adyacentes, contribuyen a que la Fm. Siete Cabezas se considere como originalmente discordante sobre, al menos, el Complejo Duarte y posiblemente también sobre el Complejo Río Verde.

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

Es preciso indicar que en la cartografía de la Hoja 1:100.000 de San Cristóbal (SGN inédito), los términos volcanoclásticos de la Fm Siete Cabezas original de Bowin (1966) han sido separados de ésta y asignados a la Fm Tireo, lo cual se basa en las similitudes de ciertas litologías y en la equivalencia de las edades de ambas formaciones. Sin embargo, las formaciones, Siete Cabezas y Tireo, tal y como fueron inicialmente cartografiadas por Bowin (1966) están separadas por el Complejo Duarte, ya descrito en párrafos precedentes, con el que mantienen claros contactos por falla o sistemas de fallas. Además, en opinión de los

autores del presente trabajo, las litofacies de los términos volcanoclásticos de las dos formaciones mencionadas son, en detalle, completamente diferentes, indicando procedencias distintas.

Los análisis geoquímicos en el ámbito de las hojas de Villa Altagracia y Bonao son escasos debido a los anteriormente mencionados problemas de accesos y alteraciones por meteorización o silicificación. La práctica totalidad de los análisis existentes proceden de sectores más al sur correspondientes a la Hoja contigua de los Alcarrizos los cuales se han recopilado y discutido en el apartado 2.2.5. Según estos análisis, los basaltos de Siete Cabezas no son basaltos de arco volcánico ni basaltos de arco isla enriquecidos, ni tampoco tienen las características típicas de los basaltos de tipo MORB. Las composiciones de los elementos HFS son más bajas que las que caracterizan los tipos N-MORB, mientras que las tierras raras muestran una pauta plana y no con una ligera deflacción como la de estos últimos. Por otra parte, las relaciones Nb/Y, La/Y, Zr/Y, Zr/Nb Y Ti/Y son muy similares a las de los basaltos de Colombia, circunstancia que sugiere su posible relación con los procesos de creación de corteza oceánica en el Caribe a partir del ascenso de plumas astenosféricas (Kerr et al, 1996 y 1997). Estos procesos tienen una edad en torno a los 89 Ma, compatible con la de la Fm Siete Cabezas.

Desde el punto de vista litológico, el tipo dominante de la Fm. Siete Cabezas consiste en lavas basálticas afaníticas de tonos verde a gris oscuro que, junto con proporciones variables de intrusiones diabásicas, forman el cuerpo fundamental de la formación en toda su extensión. No obstante en los sectores más meridionales, apenas representados en la Hoja de Villa Altagracia, se da una mezcla litológica más compleja de lavas afaníticas, *pillow* lavas, tobas vítricas y brechas de origen primario (hialoclastitas). 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. Dada su importancia, esta banda con predominio de rocas volcanoclásticas se ha incluido, no sin cierta exageración, como un tramo cartográfico independiente en el sector meridional de la Hoja 1:50.000 de Villa Altagracia.

Aunque las rocas volcánicas afaníticas son el tipo dominante, el conjunto de rocas volcánicas de la Fm. Siete Cabezas exhibe una amplia variedad de tipos texturales, con cambios laterales entre unos y otros, que generalmente sólo se pueden reconocer en lámina

delgada. En muestras de mano la mayoría de las variedades litológicas de la Fm Siete Cabezas tienen el mismo aspecto. Sin embargo, al microscopio se puede ver que las texturas vítreas a holocristalinas pueden ser tanto lavas en sentido estricto como diversos tipos de rocas epiclásticas y hialoclastitas. A continuación se describen los principales tipos litológicos que caracterizan la formación en la Hoja de Villa Altagracia, agrupados según las dos unidades cartográficas consideradas dentro de ella.

2.1.3.1.1. Formación Siete Cabezas (14). Basaltos afaníticos masivos y diabasas con esporádicos niveles volcanoclásticos y cherts. Cretácico superior

En la Hoja de Villa Altagracia esta unidad cartográfica conforma la práctica totalidad de la superficie aflorante de la formación Siete Cabezas. Pese a su gran extensión no hay demasiados puntos de observación de la misma con un grado aceptable de calidad. Algunos de éstos son la carretera de acceso a Hato Viejo, el camino que une esta última localidad con Río Verde, los cauces de los ríos Higüero e Isabela así como algunos arroyos que surcan tanto la vertiente septentrional como meridional de la Loma Siete Picos o Siete Cabezas de la que toma su nombre. Diversos intentos de realizar secciones de esta formación a través de los mencionados relieves, han resultado infructuosos debido al elevado grado de alteración de las rocas.

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

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

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

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

Los términos volcanoclásticos correspondientes a tobas cineríticas bien estratificadas sólo se han reconocido, con cierta extensión de afloramiento, en los sectores próximos a la localidad de Villa Altagracia aunque puntualmente también se han observado en un antiguo camino que sube a Cañada Honda desde Los Arroyones. Las características de estas rocas se describirán en el apartado siguiente. Además, en el margen septentrional de la unidad, a lo largo del camino que va a la localidad de Río Verde, se han observado varios afloramientos, sin entidad cartográfica, de rocas volcanoclásticas de tamaño lapilli muy alteradas, cuya continuidad lateral no se ha podido determinar. Afloramientos similares se han observado al norte de Santo Domingo donde términos masivos de brechas y lapillis constituyen una de las principales litologías de la formación. Estas parecen ser predominantemente multilíticas con un tamaño de grano entre 2/3cm a 1/2mm. En estos sectores también se han reconocido brechas vítreas monolíticas que se interpretan como hialoclastitas formadas en un proceso de fragmentación por enfriamiento conforme el magma entraba en contacto con el agua o bien como un producto de erupciones freatomagmáticas. Estas brechas y las lavas asociadas son facies proximales relacionadas con centros de emisión cercanos. Contrariamente, las brechas multilíticas de grano fino, las tobas-lapilli, tobas cineríticas y cherts deben corresponder a las facies más distales.

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

2.1.3.1.2 Formación Siete Cabezas (15). Tobas cineríticas bien estratificadas y basaltos. Cretácico superior.

Este tramo cartográfico está en continuidad con la banda de rocas epiclásticas que desde unos 5km al norte de Santo Domingo discurre, subparalela al margen SO de la formación, hasta las proximidades de la localidad de Villa Altagracia. Estas rocas epiclásticas tienen una buena exposición en el Arroyo Bermejo, Hoja 1:50.000 contigua de Los Alcarrizos, donde consisten en una alternancia de brechas, tobas-lapilli y tobas cineríticas entre las que se intercalan niveles masivos de chert. Las tobas cineríticas son de tonos oscuros y forman tramos métricos y decimétricos tanto masivos como finamente laminados. En estos términos son comunes las estructuras sedimentarias como la estratificación planar o la lenticular a pequeña escala. Los componentes clásticos son angulares e incluyen fragmentos de vidrio volcánico, piroxenos, feldspatos y clorita. Los cherts contienen fauna de radiolarios a partir de la cual Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) realizaron una de las dataciones diagnósticas mencionadas en párrafos precedentes.

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

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

2.1.3.2 Formación Peralvillo Sur

La formación Peralvillo Sur consiste en un cinturón de rocas volcánicas, esencialmente basaltos y términos volcanoclásticos asociados, indeformadas y no metamórficas, que por más de 60Km se prolonga en dirección NO-SE desde cerca de la localidad de La Bomba, al norte de Santo Domingo, hasta El Llano, al norte de Bonaó, ya en la Hoja 1:50.000 de Fantino. En los sectores más septentrionales, la anchura del cinturón es menor, entre 200 y 1000 m, mientras que hacia el sur se ensancha hasta alcanzar un máximo de 3200 m en la transversal de Los Guineos, ya en la Hoja de Villa Altagracia.

Como se explicó en el apartado 2.1.2.3, esta unidad se ha redefinido a partir de la formación Peralvillo de Bowin (1960,1966) con la que coincide en su parte más meridional. Aparte de este autor, a quien se debe su descripción original, otras referencias publicadas, siempre en el citado sentido de Bowin (1960,1966), son las de Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987), quienes la incluyeron dentro de su “conjunto ofiolítico”, en asociación con la Fm. Siete Cabezas y la peridotita de Loma Caribe. Para estos autores, la Fm. Peralvillo sería correlacionable con la parte superior de la formación Siete Cabezas. Posteriormente, Espaillat et al (1989) estudian la petrografía y geoquímica de la parte basal de esta formación en Sabana Potrero, zona de interés minero situada en el sector central de la Hoja de Villa Altagracia. Según estos autores, los basaltos masivos y *pillow-lavas* de la formación Peralvillo tienen características geoquímicas afines a la de los basaltos de tipo MORB y su asociación en campo con depósitos masivos de sulfuros metálicos aparentemente yuxtapuestos a la peridotita serpentizada, apunta hacia una asociación ofiolítica “de tipo Chipre”.

El cinturón de rocas volcánicas de la Fm. Peralvillo Sur discurre adosado al flanco septentrional del ridge peridotítico y, por tanto, en una posición meridional respecto a los

Esquistos de Maimón. El contacto con estas formaciones se realiza mediante el mismo sistema de fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE descrito en párrafos precedentes, relacionado con la tectónica transcurrente que afectó a la isla a partir del Mioceno superior. El contacto con los Esquistos de Maimón es especialmente rectilíneo. En las dos localidades donde se ha podido observar (camino de Los Mosquitos y cauce del Río Verde al Oeste de La Jina), consiste en un plano de falla con un buzamiento entre 50° y 60° al SO que desarrolla una zona cataclástica de espesor métrico. En ésta, la trituración afecta tanto a los términos volcánicos de la Fm. Peralvillo como a los Esquistos de Maimón dando lugar una cataclasita foliada o a una harina de falla en la que tanto la fábrica cataclástica como las estrías sobre planos de falla muestran sentidos de movimiento compuestos, con predominio de la componente inversa. Pese a la mecanización de los contactos actuales, el carácter indeformado y no metamórfico de esta formación permite suponer, como ya apuntara Bowin (1966), un depósito original discordante sobre los Esquistos de Maimón. Esta opinión es diametralmente opuesta a la que considera a la Fm. Peralvillo asociada genéticamente a la peridotita (Espaillat et al 1989) y por tanto integrante de un conjunto ofiolítico que se habría emplazado hacia el Norte sobre los Esquistos de Maimón (Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay 1987).

La edad de la Fm. Peralvillo Sur está sin determinar. La única datación paleontológica existente, realizada a partir de fauna de radiolarios encontrada en un nivel de chert (Boisseau, 1987 y Mercier de Lepinay, 1987), arroja una edad cretácica sin más precisiones. No existen dataciones radiométricas. No obstante, los argumentos arriba expuestos de ausencia de deformación interna y metamorfismo, así como su posible correlación con la parte alta de la Fm. Siete Cabezas, permite estimar como edad más probable la de esta última formación, es decir, Cretácico superior.

Como parte del presente trabajo, se ha realizado una revisión de los análisis existentes de esta formación cuya discusión se presenta en el apartado 2.2.6. Según estos análisis, los basaltos de la Fm Peralvillo Sur corresponden a una *suite* de toleitas con cuarzo e hiperstena normativos. Las pautas de multielementos normalizada al tipo N-MORB y de elementos de tierras raras normalizada al condrito es similar a la de los basaltos de dorsales oceánicas. Sin embargo hay pautas de determinados elementos que les asemeja más a basaltos de arco isla.

La Fig. 2.1.1 muestra una sección litoestratigráfica de la Fm. Peralvillo Sur idealizada a partir de las observaciones realizadas en varios arroyos, sobre todo el arroyo Toro y el arroyo Los Martínez, en la Hoja de Hatillo, por lo que es una sección representativa sobre todo de los sectores septentrionales de la formación aunque, en términos generales también es válida para la Hoja de Villa Altagracia. La sección muestra, en la base, lavas basálticas masivas y *pillow* lavas, intruídas por diabasas. En el contacto (fallado) con las peridotitas, Boisseau (1987) citó la presencia de gabros, circunstancia que no se ha podido comprobar en el presente trabajo, aunque sí se han reconocido piroxenitas. Sobre las rocas basálticas mencionadas descansa una serie volcanoclástica, muy posiblemente de características

Fig. 2.1.1

esencialmente epiclásticas, que consiste en tobas y brechas volcánicas tanto masivas como estratificadas entre las que se intercalan niveles de cherts versicolores, limolitas y, esporádicamente, niveles calcáreos. A continuación se describen en detalle estas litologías.

2.1.3.2.1. Formación Peralvillo Sur (16). Basaltos masivos, diabasas y frecuentes niveles volcanoclásticos. Cretácico superior.

Los basaltos y diabasas de la base de la Fm. Peralvillo Sur afloran bien en la zona de Sabana Potrero próximos al contacto con las peridotitas donde además se han podido estudiar con el apoyo de sondeos de investigación minera cedidos cortésmente por la Falconbridge Dominicana (Espaillat et al., 1989.). La Fig. 2.1.2 es un mapa geológico de detalle de esta zona y la figura 2.1.3 un corte interpretado a partir de los sondeos. Estas litologías también afloran con relativa calidad en los alrededores de Camarón

Los basaltos son tanto masivos como *pillow* lavas. Estas últimas se pueden subdividir en función de las propiedades de sus bordes, en aquellas que consisten en bordes gruesos y bien desarrollados con epidota, jaspe y chert masivos, y aquellas que contienen cavidades irregulares rellenas de epidota, cuarzo y clorita. La laminación de algunos cherts intercalados en las lavas indica su procedencia sedimentaria. En algunos puntos las *pillows* están brechificadas y en lámina delgada aparecen granuladas y cizalladas. Los rellenos de las fracturas consisten en cuarzo, epidota y carbonatos. El tamaño de grano de las lavas basálticas es de fino a medio. Es frecuente observar contactos por enfriamiento que dan una alteración característica a agregados de epidota. Las texturas de flujo son más frecuentes en las rocas de grano fino que hay por debajo de los sulfuros masivos, puesto que las que hay por encima de éstos han sido borradas por los efectos de la alteración asociada a los mismos.

Por debajo de los sulfuros masivos, los basaltos presentan frecuentes intrusiones de diabasas. Estas rocas se reconocen por su tamaño de grano grueso, su escasa alteración y por sus relaciones de corte con los basaltos respecto a los cuales tienen su misma mineralogía. Esta consiste en un entramado de plagioclasa y clinopiroxenos con texturas ofíticas o subofíticas. Son frecuentes las texturas esqueletales de ilmenita y titanomagnetita prácticamente alteradas a leucoxeno.. En las lavas, de grano fino-muy fino a medio, la textura es microporfídica con fenocristales de Plag+Clinpx envueltos en una matriz de grano

Fig. 2.1.2

Fig. 2.1.3

fino. La alteración a clorita es sistemática con porcentajes de este mineral superiores al 25% y la plagioclasa está generalmente albitizada por lo que se puede hablar de espilitas. Además de la zona de Sabana Potrero, las diabasas afloran bien en la loma de la Gran Fuña, donde dan lugar a una notable extensión de afloramiento, y en el trayecto de La Jina a Río Verde.

En Sabana Potrero los depósitos de sulfuros masivos se distribuyen en profundidad con una dirección NO-SE, subparalela a las directrices regionales, y un buzamiento al Sur. Esta geometría está aparentemente interrumpida y restringida por las intrusiones de diabasas. El buzamiento hacia el sur y la posición del *stockwork* por encima del tramo de sulfuros masivos sugieren que la secuencia está invertida. Más detalles de este yacimiento, no explotado se encuentran en Espaillat et al., (1989) y en informes internos de la Falconbridge Dominicana.

Como se ha mencionado anteriormente, los basaltos están recubiertos, al menos en apariencia, por una serie volcanoclástica con un espesor estimado de 1000-2000 m. El tipo litológico dominante de estas rocas son las tobas y tobas-lapilli masivas de tonos gris a verde oscuro. En determinadas secciones al Norte de la Hoja de Villa Altagracia, se ha descrito, en la parte baja de la serie, una alternancia decimétrica de tobas cineríticas de tonos oscuros y limolitas y cherts finamente laminados. Las limolitas son de tonos rojizos y los cherts rojo violáceos a verde pálido. En estos últimos se ha encontrado alguna fauna de radiolarios aunque no ha sido diagnóstica. Otras litologías comunes en estos términos basales son las brechas volcánicas y las tobas-lapilli. En el arroyo Toro, se han observado también conglomerados. Los clastos de las brechas son de basaltos y de diabasas. También hay brechas de fragmentos vítreos en las que éstos consisten en un vidrio (sideromelana) devitrificado de color marrón grisáceo que se altera a palagonita o arcillas. Los fragmentos de vidrio más pequeños tienen la forma típica de los *shards* mientras que los fragmentos vítreos mayores son no vesiculares como cabe esperar en erupciones submarinas. En las brechas volcánicas multilíticas los fragmentos son generalmente holocristalinos. Las texturas porfídicas y equigranulares de grano fino a medio también son frecuentes. Algunos fragmentos tiene forma amigdalal y las “vesículas” están rellenas de cuarzo, carbonatos, clorita y epidota como productos secundarios. La plagioclasa es un mineral más frecuente en los fragmentos de estas brechas que en los basaltos y diabasas de la parte inferior de la serie.

En el cerro Maimón (Hoja de Hatillo) la parte alta de la secuencia, tanto en afloramientos como en sondeos, consiste en brechas volcánicas de grano fino a grueso, tobas piroclásticas con cristales y tobas cineríticas. En este caso las brechas se caracterizan por tener clastos de carbonatos en algunos horizontes. En esta localidad coexisten flujos máficos con tipos félsicos de composición dacítica. Estos últimos son rocas holocristalinas de grano fino con microfenocristales de cuarzo y plagioclasa que con frecuencia muestran las mismas texturas de autobrechificación observadas en los basaltos y que como éstas indican erupciones bajo lámina de agua.

En la Hoja de Villa Altagracia, la práctica totalidad de la secuencia volcanoclástica que hay por encima de los términos basálticos consiste en tobas de característico aspecto masivo. Estas pueden estar formadas tanto por fragmentos de vidrio volcánico como por cristales los cuales pueden tener tamaños superiores a los 2mm aunque el tipo dominante es el tamaño lapilli. Los cristales son de plagioclasa, clinopiroxeno y, en menor medida, cuarzo.

Mención aparte merecen algunos xenolitos y bloques tectonizados de mayores dimensiones incluidos en la peridotita que por su litología diabásica o gabroibe algunos autores (Espaillat et al. 1989) asimilan a la formación Peralvillo Sur. La mayoría de estos cuerpos presentan cambios generalizados en sus litologías que consisten en la transformación de los clinopiroxenos a anfíboles de tonalidades verde claro (uralitas) y la alteración de la plagioclasa a un agregado de grano fino de baja birrefringencia (saussurita). Estos cambios mineralógicos se asocian a un metamorfismo térmico de bajo grado, con ausencia de agua. En algunos puntos a lo largo del margen sur de la lámina peridotítica septentrional se describen incluso bloques de este tipo en facies anfibolítica. En este caso, sin embargo, estos bloques bien pudieran pertenecer a los términos gabroides del Complejo Río Verde. Los autores partidarios de una asociación ofiolítica entre la peridotita y la formación Peralvillo interpretan los citados los bloques y xenolitos como fragmentos de esta última formación que habrían sido incorporados a la peridotita durante el emplazamiento de ésta.

2.1.4 Paleógeno

2.1.4.1 Formación Don Juan

La formación Don Juan fue propuesta por primera vez por Bowin (1966) para agrupar un conjunto de rocas sedimentarias, conglomerados, areniscas limolitas y calizas, con niveles

de tobas, que afloraban en la parte más oriental por él cartografiada, entre la traza del cabalgamiento de Hatillo y la localidad de Don Juan. Varias dataciones paleontológicas le permitieron asignar a esta formación una edad Cretácico superior. Posteriormente Boisseau (1987) identificó un conglomerado basal, derivado de la denudación de rocas volcánicas, cuyo depósito relacionó con su fase de deformación finicretácica. Encima de este conglomerado, este autor describe una serie formada por grauvacas, areniscas y lutitas que hacia la parte alta presenta un cierto predominio de calizas con intercalaciones de niveles detríticos. En estas calizas Boisseau encontró microfauna de Globigerínidos y Radiolarios del Paleoceno inferior y medio. Dado que el conglomerado basal contiene cantos con fauna del Maastrichtiano superior, Boisseau concluye que la edad más probable de la Fm Don Juan, es Maastrichtiano terminal-Paleoceno medio aunque no se descarta que pueda llegar al Eoceno Inferior

Basándose en parte en una cartografía previa de Dominguez (1982), en la zona de estudio la Fm. Don Juan se ha dividido en tres tramos cartográficos: un tramo basal formado por conglomerados, limos y areniscas, un tramo intermedio, formado por calizas, limos y areniscas y un tramo superior formado por areniscas de origen volcanoclástico y limolitas oscuras. En la hoja de Villa Altagracia sólo esta representado este tramo superior mientras que los dos inferiores afloran bien en la Hoja contigua de Hatillo.

2.1.4.1.1 Formación Don Juan (17). Alternancia de limolitas oscuras laminadas y niveles volcanoclásticos. Maastrichtiano- Paleoceno medio

Esta unidad cartográfica queda circunscrita a la esquina NE de la Hoja desde donde presenta aparente continuidad con los afloramientos de la Fm Don Juan de Bowin (1987) y de Boisseau (1987) de la que formaría su parte alta. No obstante, la mala calidad de los afloramientos impide hacer una correlación directa con esta formación por lo que su atribución a la misma debe ser tomada con precaución. El límite SO de la unidad corresponde al ramal más septentrional del cabalgamiento de Hatillo el cual superpone sobre ella las litologías de la Fm. Peralvillo Norte. Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo de una nueva carretera que une Peralvillo con la Guázuma.

La unidad consiste en una serie volcanoclástica, generalmente bien estratificada en niveles decimétricos, aunque también existen términos masivos, en la que se intercalan frecuentes tramos de limolitas oscuras de espesores métricos. Internamente las limolitas se presentan

finamente laminadas y alternan con niveles centimétricos y milimétricos de areniscas de grano fino. En conjunto, estas litología de grano más fino corresponden a cineritas y tobas cineríticas en las que los componentes esenciales son feldespatos, cuarzo y, en menor proporción, fragmentos líticos que están incluidos en una matriz vítrea. Los términos más gruesos son de tamaño lapilli y muestran una composición similar a la anterior con predominio de fragmentos líticos en los términos más masivos. En los términos mejor estratificados la frecuente presencia de estructuras sedimentarias pone de manifiesto un origen esencialmente epiclástico de la serie.

La mala calidad de los afloramientos impide hacer más precisiones sobre la paleografía de esta unidad y de la Fm Don Juan en su conjunto. El predominio de conglomerados en su parte basal y la presencia de *slumps* en los términos superiores (Boisseau, 1987), unido a la posición periférica, hacia el NE, de la formación respecto al conjunto del arco insular del Cretácico superior, permite situarla, de forma tentativa, en un contexto de cuenca delantera de arco.

2.1.4.2 Formación Los Baños

La Fm. Los Baños fue definida por Bowin (1966) para describir un conjunto calcáreo y sus términos detríticos basales que, con reducidas dimensiones, se localiza en la carretera de Yamasá a Maimón. Esta formación es discordante sobre los Esquistos de Maimón y la Fm. Peralvillo Sur y sus mejores afloramientos pertenecen a la Hoja de Hatillo de los que está tomada su descripción. Tanto Bowin (1966), primero, como Boisseau (1987), después, han datado bien la formación como Eoceno inferior.

2.1.4.2.1 Formación los Baños (18). Calizas claras y microconglomerados. Eoceno inferior

La litología característica de esta formación son unas calizas de color gris claro que generalmente aparecen fuertemente replegadas o fracturadas como consecuencia de los esfuerzos compresivos o transpresivos relacionados con el funcionamiento del cabalgamiento de Hatillo o con la tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad. Por debajo de las calizas y, a veces intercaladas con ellas, aparecen otras litologías como limolitas, tobas, conglomerados de cantos calcáreos y microconglomerados de las cuales sólo la última se ha identificado en la Hoja de Villa Altagracia. Los microconglomerados o también brechas tienen aspecto masivo y están formados por clastos y fragmentos de rocas

volcánicas (basaltos y tobas básicas de la Fm Peralvillo) y metamórficas (Esquistos de Maimón) cuyo alto grado de alteración impide hacer más precisiones sobre su ambiente de depósito. En las tobas, Bowin (1966) cita una composición mineral de plagioclasa, clorita, clinopiroxeno, cuarzo, epidota,, calcita y hornblenda.

La interpretación paleogeográfica de la Fm Los Bañitos está sin determinar. Como en el caso de la Fm Don Juan, su posición relativamente marginal respecto del conjunto del arco insular del Cretácico superior podría sugerir una afinidad con una cuenca delantera de arco de tal forma que este sector, durante el Paleógeno inferior, tendría una sedimentación asociada a los procesos de avance y retroceso de ésta.

2.1.5 Cretácico (inferior)-Paleógeno.

2.1.5.1 Granitoides

Pese a su diferente edad de emplazamiento, se describen en este mismo apartado, por afinidad litológica y posiblemente también genética, todas las rocas plutónicas granitoides aflorantes en la Hoja de Villa Altagracia

Las intrusiones granitoides forman un conjunto volumétricamente importante dentro de la Cordillera Central. A pesar de esta circunstancia y del interés de su significado en el contexto evolutivo de la isla, son relativamente escasos los trabajos que han prestado su atención a estas rocas. Aparte de las primeras citas, en sus respectivas áreas de trabajo, de Bowin (1960 y 1966) y Palmer (1963), y de algunos estudios puntuales centrados bien en aspectos individuales de algunas de las intrusiones (Kesler et al., 1977 a), (Feigenson, 1978) o en dataciones aisladas de las mismas (Kesler et al., 1977 b), fue Lewis (1982 a) el primero en hacer un resumen de las características petrológicas y geoquímicas de estas rocas y en discutir sus posibles mecanismos de emplazamiento. Los nuevos datos producidos a partir de esa fecha, la mayoría de ellos de índole geocronológico, han sido puestos al día por Kesler et al. (1991c).

Las rocas ígneas granitoides aparecen distribuidas de forma más o menos continua en la isla La Española a lo largo de un cinturón central de orientación NO-SE (Lewis, 1982 a), atravesando linealmente la isla en toda su longitud. Se trata de un conjunto de intrusiones individuales y de complejos de diques, asociados en varios conjuntos o complejos plutónicos. Aunque cada plutón presenta distintas características petrológicas y geoquímicas

individuales, así como edades de intrusión a lo largo de, al menos, 40-50 Ma, el carácter petrológico general de todos ellos es similar a lo largo de todo el Cinturón Central de La Española. Por esta razón, Lewis (1982 a) sugiere que el conjunto de las intrusiones actualmente aflorantes, podría representar la superficie de erosión de un gran batolito continuo bajo la Cordillera Central y, tal vez, bajo el conjunto de La Española.

Los cuerpos granitoides existentes en las Antillas Mayores pueden ser clasificados en un diagrama TAS en dos tipos principales (Lewis, 1982 a): *stocks* de cuarzo-monzonitas y granodioritas ricas en potasio, y batolitos y *stocks* de tonalitas pobres en potasio. Estos últimos son los dominantes en la isla La Española, y en ellos aparecen intrusiones de rocas máficas y ultramáficas, con estructuras bandeadas y texturas cumulado ígneas. 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 trondjhemitas con una interna fábrica magmática planar y una aureola térmica de contacto bien desarrollada.

De todos estos tipos litológicos, en la Hoja de Villa Altagracia sólo están representadas las tonalitas foliadas, aunque en la Hoja contigua de Arroyo Caña también afloran unas tonalitas no foliadas y unos gabros y gabro-noritas, denominados de La Yautía. La descripción de estas dos últimas litologías se puede consultar en la memoria de la citada Hoja. Además de las tonalitas foliadas, en el sector NE de la Hoja de Villa Altagracia también afloras varios cuerpos de dioritas, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas.

2.1.5.1.1. Tonalitas foliadas (19). 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 de Villa Altagracia, Arroyo Caña y Bonaio 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 (ver apartado 2.1.1.2), se

produce en las rocas encajantes del Complejo Duarte una recristalización de tipo corneánico, que da lugar a cambios texturales y mineralógicos a lo largo de una aureola de metamorfismo de contacto cuyo espesor es del orden de 1-2 km.

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

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

Las tonalitas con hornblenda son mayoritariamente de grano medio a medio-grueso y textura granuda de equigranular a ligeramente porfídica. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa y, en algunas facies, flogopita, con esfena, zircón, ilmenita, magnetita y opacos, como accesorios. Las facies porfídicas están definidas por fenocristales de hornblenda y/o plagioclasa idiomorfas, que se destacan de una mesostasia constituida por un agregado granular cuarzo-feldespático. El feldespato potásico es perfitico y más alotriomorfo, con disposición frecuentemente intersticial. En algunas rocas se trata de un mineral accesorio. La secuencia de cristalización probablemente se inicio con la formación de la plagioclasa y la hornblenda, que en algunas rocas su contenido modal supera el 60 %, continuando con la biotita, cuando aparece, el cuarzo y el 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 el apartado 2.2.7. En relación con la macroestructura, conviene resaltar que las formas elongadas y cerradas de los cuerpos de tonalitas foliadas y su asociación en la periferia con facies 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 Bellon et al. (1985) de 92Ma (K/Ar sobre roca total). Todas estas dataciones se han realizado sobre muestras recogidas dentro o en las proximidades de la Hoja de Arroyo Caña. Sin embargo también hay otras dataciones de las tonalitas foliadas que han arrojado edades más modernas, alrededor de los 50/60 Ma p.e. Bowin, 1966; Kesler et al., 1977; Agencia de Cooperación Japonesa, 1985; Kesler et al., 1991), circunstancia que da lugar a confusión. Kesler et al., (1991 c) discuten la ambigüedad de estas dataciones y apuntan la posibilidad más simple de que las más modernas sean producto de un reequilibrio inducido por intrusiones posteriores, inclinándose por una edad de emplazamiento de las tonalitas foliadas ligeramente anterior a de las primeras tonalitas no foliadas, que estos autores cifran en torno a los 80-87 Ma. Las dataciones radiométricas de tonalitas foliadas obtenidas en el contexto de este proyecto han arrojado edades de $89,8 \pm 0,4$ Ma por el método U/Pb y de $84,6 \pm 1,5$ Ma por el método Ar/Ar, es decir, Cretácico superior. Estas dataciones son a su vez muy similares a las obtenidas en las tonalitas no foliadas y en conjunto están en desacuerdo con las evidencias cartográficas

Efectivamente, las relaciones de corte de las tonalitas foliadas con el resto de cuerpos intrusivos, parecen bastante claras en la cartografía de la vecina Hoja de Arroyo Caña. Como se ha mencionado anteriormente, las tonalitas foliadas sólo intruyen al Complejo Duarte y nunca afectan a la Fm Tireo, muy próxima al Oeste. Los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, regionalmente indeformadas, intruyen tanto a las tonalitas foliadas como al Complejo Duarte; siendo muy dudoso, o al menos no se observa, que también lo haga en la Fm. Tireo. Por último, las tonalitas no foliadas, intruyen a todas estas unidades quedando datadas, a tenor de la edad Cretácico superior de la Fm. Tireo, como intrusiones postcretácicas. Concluyendo, el compendio de todos los datos arriba expuestos, tanto los referentes a las dataciones radiométricas, como los cartográficos y también los microestructurales y metamórficos parecen indicar el Cretácico inferior como el intervalo más probable para el emplazamiento de las tonalitas foliadas. Estos aspectos se discuten con mas detalle en el apartado de Dataciones Absolutas (2.4) de esta capítulo y en el capítulo de Tectónica (3)

2.1.5.1.2. Dioritas, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas (20). Post-Eoceno medio

Estas intrusiones afloran en el sector NE de la Hoja de Villa Altagracia como cuerpos aislados de dimensiones muy variables, entre 0,1 y más de 25km², que se prolongan por las Hojas limítrofes de Hatillo y Bonaó formando una alineación menor de *stocks* de granitoides

con dirección NO-SE. Esta alineación es subparalela y está desplazada unos 20km al NE de la alineación principal que ocupa los sectores más occidentales correspondientes a las Hojas de Arroyo Caña y, en menor medida, Bonaó y la misma Villa Altagracia. El encajante es muy diverso y consiste tanto en las formaciones metamórficas de los Esquistos de Maimón y Peralvillo Norte como en las indeformadas del Cretácico superior y Paleógeno, poniendo de manifiesto su carácter tardío. De hecho la edad de estas intrusiones está bien determinada como Eoceno superior o más tardía como se deduce de sus relaciones de corte con el cabalgamiento de Hatillo, al que interrumpe en su trazado. En la Hoja de Villa Altagracia se pueden hacer buenas observaciones de estas intrusiones en diversos puntos del tramo de carretera entre La Jina y Peralvillo y, principalmente, a lo largo del cauce del río Ozama.

El tipo petrológico dominante en estas intrusiones es el de las dioritas en las que la presencia en proporciones variables de cristales de cuarzo y feldespato potásico las convierten en cuarzodioritas o cuarzomonzonitas. Al microscopio la textura es holocristalina, inequigranular y subidiomorfa, a veces intergranular, con un tamaño de grano medio en el que destacan cristales dispersos de mayor tamaño. Los componentes principales son la plagioclasa y los anfíboles y en menor proporción cuarzo y feldespato potásico. Como componentes accesorios se encuentran apatito, circón y esfena. La alteración suele ser elevada afectando a buena parte de la mineralogía ígnea primaria sobre todo a los máficos que se transforman aun agregado de clorita+esfena +prenhita.

2.1.6. Cuaternario

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

2.1.6.1. Pleistoceno-Holoceno

2.1.6.1.1. Glacis (21). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno-Holoceno

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

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

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

2.1.6.1.2. Terrazas medias-altas (22) y bajas (23). Cantos, gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno

Tienen representación, aunque escasa, en los principales cursos fluviales de la Hoja con la excepción del río Haina y sus afluentes el Guanano y el Básima donde se produce un sistema de aterrazamientos relativamente bien desarrollado. Ante la variedad altimétrica de los niveles de terrazas y su pertenencia a diversos sistemas fluviales, se han establecido dos grupos: terrazas bajas, en las que se incluyen los niveles inferiores, localizados en la llanura aluvial actual con cotas de +1-3m con respecto al cauce; y terrazas medias-altas, para todas aquéllas claramente descolgadas de la red fluvial actual, con cotas que llegan a alcanzar +40m.

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

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

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

2.1.6.2. Holoceno

2.1.6.2.1. Deslizamientos de ladera (24). Bloques, cantos y arenas. Holoceno

Aunque a escala de afloramiento son frecuentes, a escala cartográfica sólo se ha diferenciado un deslizamiento al SE de La Cuaba. Su génesis está relacionada con la existencia de litologías arcillosas derivadas de la alteración del sustrato y de elevadas pendientes y está favorecida por la presencia de agua en el subsuelo.

La litología es arenoso-limosa y engloba cantos y bloques procedentes del sustrato. Su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico. Por su relación con el relieve actual se han incluido en el Holoceno.

2.1.6.2.2. Conos de deyección (25). Gravas arcillas y arenas. Holoceno

Son depósitos frecuentes en el ámbito de los principales valles, aunque con una entidad cartográfica sólo se han diferenciado en el valle del río Básima afluente del Haina. Su depósito se produce por la llegada de aportes procedentes de valles estrechos a valles más amplios; en ocasiones, la proximidad entre fuentes de aporte da lugar a coalescencia de varios conos. A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas, de

composición condicionada por el área madre en este caso metamórfica y volcánica, 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

2.1.6.2.3. Coluviones (26). Arenas limosas con cantos y bloques. Holoceno

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

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

2.1.6.2.4. Llanura de inundación (27). Limos con niveles de cantos y arenas. Holoceno

En relación con los amplios cauces del río Haina y su principal afluente, el Guanano, se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río. En ellas, los depósitos son similares a los de fondo de valle que a continuación se describen, aunque con un cierto predominio de los limos sobre las arenas y las gravas.

2.1.6.2.5 Fondos de valle con funcionamiento estacional (28) y fondos de valle (depósitos localmente discontinuos) (29). Cantos, arenas y gravas. Holoceno

Se encuentran ampliamente representados en los numerosos ríos, arroyos y cañadas de la Hoja, destacándose por su envergadura los correspondientes al río Haina y a su principal afluente, el Guanano. En estos últimos se han separado cartográficamente tramos con funcionamiento estacional la mayoría de los cuales fueron invadidos como consecuencia de las lluvias torrenciales asociadas al paso del huracán George. Los procesos erosivos y sedimentarios relacionados con este fenómeno han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía.

Las gravas son su constituyente principal; son gravas redondeadas heterométricas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 1m, ni tampoco las arenas. Su composición varía entre volcánica, metamórfica y plutónica, en función del área fuente. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5m.

2.2. Geoquímica

Este apartado se ha elaborado a partir de la recopilación de todos los análisis geoquímicos existentes en las cuatro hojas del cuadrante 1:100.000 de Bonaó, algunos realizados en el transcurso del presente trabajo, los cuales se presentan en una base de datos (Tabla 2.2.1). La mayoría de los datos no están publicados. Puesto que estos análisis han sido realizados por una amplia variedad de autores y con diferentes métodos a lo largo de un intervalo considerable de tiempo, la base de datos se han de utilizar con prudencia. Además, el hecho de que la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas representadas en el cuadrante de Bonaó hayan sufrido un cierto grado de metamorfismo o alteración, condiciona que sólo los elementos con menor movilidad como Th, Nb, Hf, Ti, Zr, Y y otros, como los de Alto Potencial (HFS) o Tierras Raras (REE), puedan ser utilizados para discriminar las afinidades magmáticas de las distintas suites de rocas.

Los datos se presentan en diagramas multielementales en los que los análisis se han normalizado al tipo N-MORB (Pearce, 1983) y en diagramas de elementos de Tierras Raras normalizados al condrito. Esto permite la comparación directa entre las diferentes unidades comprendidas en la zona de estudio y, a su vez, de éstas con las de otras provincias tectónicas. Este estudio ha permitido llegar a importantes conclusiones, algunas en el campo de la especulación, respecto de las relaciones genéticas entre las diferentes unidades así como de las afinidades magmáticas de las mismas.

Tabla 2.2.1

2.2.1. La peridotita de Loma Caribe

Hay sólo cinco análisis de roca total disponibles de la peridotita de Loma Caribe. Cuatro de ellos corresponden a harzburgitas serpentinizadas y uno a una dunita. Las piroxenitas se han muestreado a lo largo del margen NE en las proximidades de la Loma Las Cabirmas, pero no hay análisis de ellas. En términos de elementos mayores, estos análisis son típicos de peridotitas de tipo Alpino y son consecuentes con las descripciones petrográficas. La muestra SP-53/91 que presenta un mayor grado de serpentinización que el resto, tiene un 1,79% de Al₂O₃ y un 2,5% de CaO de tal forma que se aproxima a la composición de las lherzolitas.

También se dispone de análisis de la cromita en dos pequeños cuerpos de cromitas masivas incluidos en la peridotita. Los que se incluyen en la base de datos corresponden a granos individuales analizados con microprobetas. El alto contenido del 1,1 % en TiO₂ es considerablemente mayor que el que se encuentra en las cromitas masivas de las peridotitas de tipo Alpino (<<0,5%).

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

2.2.2. El Complejo Duarte

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

De las dos rocas mencionadas con composiciones diferentes, la muestra 80-52, una anfibolita cogida de la carretera de Piedras Blancas a Rancho Arriba, muestra el alto contenido en REE y HFS que caracteriza las rocas del Miembro Superior, aunque con contenidos bajos en TiO₂. La muestra 97-13 de Guanamito (Loma Sierrecita) tiene una

mineralogía inusual consistente en biotita y clorita. No hay análisis de elementos traza de esta muestra de la que se supone que podría representar un metagabro. Los análisis de elementos traza disponibles del Complejo Duarte se representan en los diagramas de la Fig. 2.2.1. Estos son similares a los realizados en otras áreas (p.e. Lewis y Jiménez, 1991 y Draper y Lewis, 1991). Sin embargo se debe destacar que los valores de Hf de las muestras 88BL15, 88BL16 y 88 BL24, son muy bajos. Estos valores bajos de Hf y otras pequeñas discrepancias se deben probablemente a los distintos métodos utilizados por los diferentes laboratorios que han intervenido en los análisis. Los análisis más recientes, conjuntamente con los datos isotópicos (Lapierre et al., 1997) son consistentes con la correlación del Complejo Duarte con un *plateau* oceánico como originalmente propusieron Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991)

Basándose en dos nuevas dataciones por el método Ar/Ar que arrojan edades de 86/87 Ma, Lapierre et al. (1999) concluyen que el Complejo Duarte es de edad Cretácico superior y forma parte de la denominada Provincia Ignea Cretácica del Caribe-Colombia (Kerr et al. 1996). Lewis et al. (1999) discrepan de esta interpretación al considerar que el complejo es de edad Jurásica o, como mucho, Cretácico inferior y que por tanto se habría formado en los estadios iniciales del desarrollo de la corteza oceánica caribeña.

2.2.3. El Complejo Río Verde

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

Todas las muestras, tanto las correspondientes a los esquistos máficos como a las anfibolitas muestran una pauta de tipo MORB para los elementos HFS, con apenas una ligera disminución respecto del tipo N-MORB (Figs. 2.2.2 y 2.2.3). Por otra parte, todas ellas presentan la anomalía negativa de Nb y están enriquecidas en elementos de grandes cationes iónicos como K, Rb, y Ba. La muestra 97-19c es una segregación de grano grueso

Fig. 2.2.1

Fig. 2.2.2

Fig. 2.2.3

en los (meta)basaltos de Los Angelitos. Los altos valores de TiO_2 , de la relación FeO/MgO y de la concentración de elementos HFS estarían a favor de esta interpretación. Dentro de la misma pauta que sugiere un origen común, las anfibolitas muestran un rango composicional (Fig. 2.2.3) todavía más estrecho comparadas con los esquistos máficos.

Se da la circunstancia de que las composiciones químicas de los esquistos máficos y las anfibolitas del Complejo Río Verde son muy similares a las composiciones medias de los basaltos de la Fm Peralvillo Sur en Sabana Potrero. Ambas muestran las mismas pautas de tipo MORB para los elementos HFS y las mismas anomalías negativas de Nb que éstos (Figura 2.2.10). Sin embargo también hay diferencias composicionales. Así, en el Complejo Río Verde las concentraciones de elementos de grandes cationes como Sr, K, Rb, Ba; y Th exceden a las de los basaltos de Sabana Potrero, salvo en el caso del Ba. Dado que estos elementos son extraordinariamente móviles, la diferencia de concentración se podría explicar como una alteración producida por la presencia de agua de mar en el momento de la cristalización y el enfriamiento del suelo oceánico. El Th es la excepción y debió permanecer relativamente inmóvil durante los procesos de alteración hidrotermal a niveles someros. Los ratios Th/Nb de los esquistos máficos y las anfibolitas del Complejo Río Verde son diferentes comparadas con las de los basaltos de Sabana Potrero, sugiriendo una fuente independiente para las dos unidades. Así, aunque las rocas del Complejo Río Verde y de la Fm Peralvillo Sur muestran notables similitudes petrográficas y geoquímicas que podrían sugerir una cierta afinidad genética existen suficientes diferencias para suponer que derivarían de magmas separados. Por otra parte, estas conclusiones de índole estrictamente geoquímico se deben contrastar con las establecidas a partir de los datos cartográficos y estructurales, según los cuales estas dos unidades serían de edades diferentes y no tendrían ninguna relación genética.

Con el objeto de examinar las afinidades magmáticas de las rocas máficas asociadas cartográficamente a la peridotita de Loma Caribe, se han proyectado varias muestras del Complejo Río Verde y de las formaciones Peralvillo Sur y Siete Cabezas en diagramas Nb/Zr versus Th/Zr y Ti/Zr versus Th/Zr (Fig. 2.2.3 b), adaptados de Pearce (1992). En el diagrama Nb/Zr versus Th/Zr, con la excepción de los basaltos de Siete Cabezas, ninguna de las muestras cae en el campo de las composiciones de tipo MORB o Hawuaiana. Las rocas del Complejo Río Verde y de la Fm. Peralvillo Sur tienen relaciones de Nb/Zr bajas,

Fig. 2.2.3 b

típicas de ambientes de arcos insulares, pero al mismo tiempo también presentan relaciones relativamente bajas de Th/Zr, más características de contextos de tipo MORB.

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

2.2.4 Los Esquistos de Maimón

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

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

Los términos máficos de esta unidad son esquistos verdes clorítico-epidóticos. Estos muestran un considerable rango composicional pudiéndose diferenciar varios grupos, fundamentalmente en función del contenido en TiO₂. Los diagramas TiO₂/SiO₂ (Fig. 2.2.4) revelan que el contenido en TiO₂ en rocas máficas (<60% SiO₂) oscila entre los valores del

Fig 2.2.4

0,3% y del 0,9% para la mayoría del área. En un tramo de los sondeos de Loma Pesada se encontró un contenido de TiO₂ de hasta el 1,56% en metabasaltos. Las rocas con los contenidos más bajos en TiO₂ suelen tener los contenidos más altos en MgO y Ni. Estas rocas con TiO₂ bajos/MgO-Ni altos se pueden correlacionar con las primeras rocas formadas en arcos insulares primitivos, denominadas *boninitas*, que han sido descritas en la zona de Izu-Bonin del Pacífico (Pearce et al 1992). Las características geoquímicas de los términos máficos de los Esquistos de Maimón quedan recogidas en la Fig. 2.2.5. Notar la disminución del contenido de estas rocas en elementos HFS y Tierras Raras. Las rocas de los Esquistos de Maimón con afinidades de *boninitas* gradan, con el incremento en el contenido en TiO, a las rocas toleíticas más comunes de arcos oceánicos. Las lavas máficas de la Fm. los Ranchos tienen composiciones similares a las de las rocas máficas más evolucionadas (TiO₂=0.7%) de los Esquistos de Maimón (Figs.2.2.5 y 2.2.6)

Los términos félsicos son de tonos claros y consisten en un agregado de cuarzo, feldespatos y sericita. Su composición es ácida con más del 68% de SiO₂, Na₂O típicamente inferior al 5% , K₂O<1% y MgO y CaO<2%. Pese a su composición ácida, muchos de los elementos HFS de estas rocas muestran pautas similares a las de las rocas de tipo N-MORB (Fig. 2.2.7).El diagrama multielemental de estas rocas revela un considerable rango en las composiciones de los elementos traza, particularmente del Y y Yb. Estas características son similares a las observadas en las lavas riolíticas de los arcos insulares oceánicos del Pacífico occidental (Pearce et al. 1992)

Fig. 2.2.5

Fig. 2.2.6

Fig. 2.2.7

2.2.5. La formación Siete Cabezas

Aunque esta formación ocupa amplios sectores del cuadrante 1:100.000 de Bonao, existen pocos análisis correspondientes al mismo como consecuencia de las dificultades de acceso y del fuerte grado de alteración o silicificación que en él presentan las rocas. Por esta razón la mayoría de los análisis registrados en la base de datos pertenecen a la Hoja 1:50.000 contigua de Los Alcarrizos donde hay buenos afloramientos de roca fresca. Son 50 los análisis que se disponen de esta Hoja, 18 de los cuales proceden de los sondeos realizados en Loma Nandita en los años 80. Tanto éstos como los correspondientes a afloramientos son rocas de excelente calidad idóneas para análisis petrográficos y geoquímicos.

Las rocas de la Fm Siete Cabezas tienen un pequeño rango composicional. El TiO_2 oscila entre el 0,69 y el 1,37% y el MgO entre el 5,7 y el 14,55% (excluyendo las brechas) excepto para la muestra 90-8 en la que el TiO_2 representa el 2,11% y el Fe_2O_3 , el 16,5% del total. Esta roca anómala, se interpreta como una intrusión tardía, posiblemente un dique. El K_2O en la mayoría de los análisis es menor del 0,2% y, en muchos, está incluso por debajo del 0,1% reflejando que son muestras frescas. Los valores más altos de estos elementos probablemente se deben a una ligera alteración.

Basándose en un diagrama Cr- TiO_2 (Fig. 2.2.8), los basaltos de Siete Cabezas se pueden dividir en dos grupos, uno, con $TiO_2 < 1,0\%$ y $Cr > 300ppm$ y otro, con $TiO_2 > 1,0\%$ y $Cr < 200ppm$. Todas las muestras analizadas de Loma Nandita, pertenecientes al sector SE, donde los basaltos están intercalados con términos sedimentarios y cherts, pertenecen al primer grupo ($TiO_2 < 1\%$). En el sector septentrional, donde los flujos basálticos son dominantes, los análisis muestran composiciones más afines al segundo grupo, aunque también el primero está presente.

En la fig. 2.2.9. se muestran las determinaciones de multielementos y Tierras Raras realizadas para un grupo de muestras de la Fm. Siete Cabezas

Es preciso notar que hay una notable coincidencia de elementos mayores y HFS entre los basaltos con $TiO_2 > 1,0\%$ de la Fm Siete Cabezas y los de la Fm. Peralvillo Sur. Sin embargo, los primeros no muestran los valores anómalamente negativos de Nb, Ta o Th que caracterizan a los segundos. Además, en los diagramas de Tierras Raras normalizadas al condrito, los basaltos de Siete Cabezas dan curvas planas mientras que los de La Fm.

Peralvillo Sur muestran una disminución en los elementos ligeros. Por otra parte ningún basalto de Siete Cabezas da las anomalías negativas de Eu observadas en algunas rocas de la Fm. Peralvillo Sur. Excepto en el caso del mencionado dique, ninguna muestra de la Fm. Siete Cabezas da valores de TiO₂ superiores al 1,3%. Estos factores demuestran que los flujos basálticos de la Fm Siete Cabezas no llegan al mismo grado de fraccionamiento que los de la Fm Peralvillo.

La petrogénesis de la Fm Siete Cabezas y sus relaciones con el resto de las unidades del Cinturón Intermedio o *Median Belt* de Bowin (1966), es problemática. Su litología y composición basáltica sugieren su pertenencia al mismo tipo de asociación oceánica que, por ejemplo, la Fm Peralvillo Sur. Sin embargo, los basaltos de Siete Cabezas no tienen ningún parecido con los basaltos oceánicos o de arcos insulares, sino que, todo lo contrario, su geoquímica muestra afinidades con las de ciertos basaltos asociados al desarrollo de grandes *plateaux* oceánicos como los de Ontong Java, en el océano Pacífico, o el mismo *plateau* oceánico del Caribe. Más particularmente, los basaltos de Siete Cabezas se asemejan bastante a los basaltos del Cretácico superior del Oeste de Colombia (Kerr et al 1997). Las curvas planas de los diagramas de Tierras Raras son las mismas que las de los basaltos de Ontong Java y Colombia. Las relaciones Ti/Y y Nb/Zr son iguales que las de los basaltos colombianos.

Los basaltos colombianos del Cretácico superior se consideran parte de la Provincia Ignea Cretácica del Caribe-Colombia (Kerr et al 1996). Para Kerr et al. (1997, 1998), la geoquímica de estas rocas indica su relación con un *plateau* oceánico derivado de una pluma mantélica. El volcanismo asociado a esta pluma tuvo su desarrollo principal alrededor de los 89Ma (Sinton et al. 1998), aunque también se conocen emisiones posteriores. Los basaltos de Siete Cabezas han dado una edad de 67Ma por el método Ar/Ar (Sinton et al. 1998), edad que los sitúa en las fases postreras del desarrollo del *plateau* caribeño-colombiano. Esta interpretación plantea importantes problemas paleogeográficos y estructurales a la hora de explicar la posición de la Fm Siete Cabezas contigua a formaciones volcánicas coetáneas (p.e. Peralvillo Sur y Tireo) con afinidades geoquímicas absolutamente contrapuestas.

Fig.2.2.8

Fig. 2.2.9

2.2.6. La formación Peralvillo Sur

Las rocas basálticas de la Fm. Peralvillo Sur han sido relativamente bien muestreadas en el ámbito de la zona de estudio. La variación de la geoquímica de las lavas e intrusiones someras se ha examinado con detalle en los sondeos de Sabana Potrero (Hoja 1:50.000 de Villa Altagracia). La publicación de Espaillat et al. (1989) presenta un resumen de la geoquímica de estas rocas. El presente informe supone una revisión detallada de estos análisis los cuales se incluyen en la base de datos. En la revisión se han puesto de manifiesto algunos errores en la analítica presentada por Espaillat et al. (1989), sobre todo en lo referente al Nb, que ahora han sido subsanados. El hecho de que estos análisis hayan sido realizados por diferentes autores a lo largo de un periodo dilatado de tiempo, aconseja que su utilización sea realizada con prudencia. La base de datos también incluye análisis procedentes de sondeos realizados en el contacto con los Esquistos de Maimón en Cerro Maimón. En esta zona las rocas están cizalladas y cloritizadas y la peridotita de Loma Caribe parece incluir algunos ¿xenolitos? cuya composición recuerda a las de las diabasas de la Fm. Peralvillo Sur. Los análisis correspondientes a estos xenolitos se identifican separadamente.

Como en casos precedentes, el hecho de que las rocas de esta formación estén con frecuencia hidratadas y cloritizadas y, en algunos casos, notablemente alteradas, aconseja establecer las afinidades magmáticas mediante el estudio de los elementos menos móviles tales como Ti, Hf, Th, Nb y Tierras Raras (REE). Sin embargo determinadas muestras de los sondeos de Sabana Potrero son de excelente calidad y los análisis en ellas realizados se pueden utilizar como referencia para comparar el del resto de las rocas.

Los basaltos de Sabana Potrero forman una suite de toleitas fraccionadas con cuarzo e hiperstena normativos en la que los valores de TiO₂ oscilan entre 0,43 y 2,33% y los correspondientes de Mg, entre el 9,31 y el 4,27%, en las rocas más frescas, esto es, aquellas que no presentan disminución de calcio o sodio. Las rocas basálticas de Sabana Potrero presentan pautas de los multielementos, normalizada al tipo N-MORB y de las Tierras Raras, normalizadas al condrito, similares a las de los basaltos procedentes de los *ridges* oceánicos (Fig. 2.2.10). Difieren de estos, sin embargo, en los bajos contenidos de Nb, Ta y Th. Por esta última razón y también atendiendo a las bajas proporciones de Cr y Ni, particularmente en las composiciones menos fraccionadas, su afinidad atiende a la de los

basaltos de arcos insulares oceánicos. Sin embargo no es común que estos últimos presenten disminuciones en los contenidos de cationes grandes como Sr, K y Rb.

Las afinidades de tipo MORB y la anomalía que significa el bajo contenido en Nb-Ta, son características de los basaltos de Sabana Potrero que se pueden correlacionar con las de los basaltos de la cuenca de Lau en el océano Pacífico. Esta circunstancia y la presencia de depósitos de sulfuros masivos asociados, son sugerentes de una cuenca tras-arco como uno de los contextos posibles para la emisión de estos basaltos.

La geoquímica de los elementos mayores y la mineralogía de los bloques gabroides y diabásicos incluidos en las peridotitas serpentinizadas han sido claramente afectados por los procesos hidrotermales asociados con la serpentización. La geoquímica de estos posibles xenolitos se ha comparado con dos muestras de campo de los basaltos de la Fm. Peralvillo (Fig. 2.2.11). En relación con el conjunto de análisis estándar de esta formación, estas rocas muestran un enriquecimiento en elementos móviles como el K, Rb, Ba y Ca. Los elementos HFS muestran las mismas pautas pero los contenidos de Sm, Hf y el Yb son bajos comparados con los de Zr Y Ti. En el diagrama REE (Fig. 2.2.11), la concentración de Tierras Raras es distintivamente más baja que en los basaltos. Se desconoce si este hecho se debe a procesos hidrotermales o manifiesta errores analíticos

2.2.7. 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, trondjemitas (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 a) han demostrado que los granitoides de la Cordillera

Fig. 2.2.10

2.2.11

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 los granitoides de la Cordillera Central.

Las características geoquímicas de los granitoides de la Cordillera Central incluyen las siguientes: bajo contenido en K_2O (<1%) en rocas con menos del 69% de SiO_2 ; $Al/(Na+K+Ca_2)<1$; $^{87}Sr/^{86}Sr<0.704$ (con tres excepciones); $Nb<2ppm$ y $Th<5ppm$. De los nuevos análisis realizados en el cuadrante 1:100.000 de Bonaó, 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_2) 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 figuras 2.2.12. 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 trondjhemitas pueden ser más abundantes de lo que en un principio se suponía, es improbable que constituyan el tipo dominante de la Cordillera Central.

El cuerpo de tonalitas no foliadas (muestra AC 8001) que intruyen a las gabro-noritas de La Yautía es de composición intermedia y la pauta de sus elementos traza difiere apreciablemente de la de las tonalitas foliadas. En la Fig. 2.2.13 se compara la composición

Fig. 2.2.12

Fig. 2.2.13

del citado cuerpo de tonalitas no foliadas con las de su encajante, las gabro-noritas de La Yautía.

En la Fig. 2.2.12 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 (Fig. 2.2.7) sugiriendo una posible relación genética.

2.2.8. Dioritas, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas (de edad Eoceno)

Existen tres análisis de los pequeños cuerpos de diorita que intruyen a los esquistos de Maimón. En este grupo también se incluyen pequeños cuerpos indeformados de rocas porfídicas félsicas que se encontraron tanto en sondeos como en el campo, en el área de Loma Pesada (Hoja 1:50.000 de Bonaó). También hay análisis químicos de pequeños cuerpos intrusivos en el sector NE de los esquistos de Maimón, en el área de Cuance (Hoja 1:50.000 de Hatillo) Los diagramas de multielementos y Tierras Raras de las dioritas y de los intrusivos félsicos de Loma Pesada, se representan en la Fig. 2.2.14 Sus composiciones difieren completamente de las otras intrusiones existentes en la región. Estos diagramas se caracterizan por tener valores relativamente altos de Th, Ba y Tierras Raras para composiciones de carácter máfico e intermedio. Estas rocas muestran una fuerte anomalía de Nb indicando que están relacionadas con un proceso de subducción. Esta geoquímica indica que son rocas derivadas de una zona de subducción relativamente madura y evolucionada en comparación con la composición más primitiva de su encajante, los esquistos de Maimón.

Fig. 2.2.14

2.3. Características del metamorfismo

Las descripciones petrográficas y microestructurales de cada unidad metamórfica, detalladas en el capítulo 2.1, han permitido establecer una zonación metamórfica para el conjunto de la Hoja y su entorno, a partir del reconocimiento de isogradas. Esta zonación se ha de considerar aproximada por cuanto está muy condicionada por la densidad del muestreo realizado. Asimismo se hace una propuesta de la evolución metamórfica de la zona de estudio mediante la determinación de las trayectorias semicuantitativas de P-T de (algunas) unidades y zonas metamórficas.

2.3.1 Zonas Metamórficas e Isogradas.

Desde un punto de vista metamórfico regional, la distribución de asociaciones minerales en litologías metabásicas permite definir el esquema de sucesión zonal para las rocas metamórficas de la Hoja de Villa Altagracia recogido en la Fig. 2.3.1. El Complejo Duarte (posiblemente parte de una ofiolita metamorfizada) está dividido en dos zonas metamórficas. Las asociaciones minerales características en cada una de ellas son:

- Zona A: clorita+actinolita/hornblenda+plagioclasa (albita/oligoclasa)+epidota+ cuarzo; y

- Zona B: hornblenda, cummingtonita, plagioclasa (oligoclasa básica/andesina)+epidota+cuarzo

La distribución cartográfica de zonas indica que existe un incremento de la temperatura hacia el SO y hacia los niveles estructuralmente más bajos de la secuencia tectonometamórfica, desde condiciones metamórficas de la parte superior de la facies de los esquistos verdes (zona A), hasta la facies de las anfibolitas epidóticas (zona B). El gradiente metamórfico es normal y de presiones intermedias a bajas, dada la ausencia generalizada de granate.

Fig. 2.3.1

En el conjunto formado por el Complejo Río Verde y los Esquistos de Maimón (sección cortical parcial de un arco-isla), es posible definir cuatro zonas y en la zona IV dos subzonas:

- Zona I: clorita, plagioclasa, epidota, mica blanca, prehnita, pumpellita y cuarzo;
- Zona II: clorita, actinolita, epidota, albita, mica blanca, cuarzo;
- Zona III: clorita, actinolita/hornblenda, epidota, plagioclasa (albita/oligoclasa) y cuarzo
- Zona IVa: hornblenda, cummingtonita, plagioclasa (oligoclasa básica/andesina) y cuarzo; y
- Zona IVb: hornblenda, clinopiroxeno, plagioclasa (andesina/labradorita) y cuarzo.

El grado metamórfico se incrementa hacia los niveles estructuralmente más altos, desde condiciones metamórficas de la facies de la prehnita-pumpellita (zona I), a través de la de los esquistos verdes (zonas II y III) y anfibolítica (zona IVa), a la anfibolítica superior (zona IVb), espacialmente restringida a las metabasitas justo por debajo del contacto con al peridotita de Loma Caribe. El gradiente metamórfico es inverso y de bajas presiones, algo inferiores a las deducidas para el Complejo Duarte.

2.3.2. Evolución metamórfica: trayectorias P-T

Las implicaciones de las asociaciones minerales metamórficas presentes en las fábricas Sp deformativas y microestructuras, pueden ser visualizadas en términos de trayectorias P-T en el sistema metabásico modelo $\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$ (NCFMASH, Frey et al. 1991; Spear 1993). Asumiendo saturación de H_2O , para las asociaciones con hornblenda+clinopiroxeno+plagioclasa+cuarzo de la zona IVb del Complejo Río Verde, la secuencia textural observada restringe la trayectoria P-T progradada a un calentamiento con suave compresión en condiciones de baja-P, dada la ausencia general de granate (Fig. 2.3.2). Esta trayectoria de calentamiento progradado es también deducible en las zonas III y IVa, donde la presencia de epidota establece para la primera presiones entre 4 y 5 kbar, aproximadamente. La evolución post-pico térmico, está registrada en la porción en facies anfibolítica del Complejo Río Verde por la superposición sub-paralela de fábricas miloníticas

Fig 2.3.2

de bajo grado sobre las previas de mayor grado. La asociación mineral retrógrada es consistente con deformación bajo condiciones de la facies anfibolítica de baja-P y de la facies de esquistos verdes de media y baja-T, indicando una trayectoria P-T de enfriamiento acompañado por descompresión.

En la parte del Complejo Río Verde y de los Esquistos de Maimón en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes (zona II), el reemplazamiento de la asociación pico clorita+actinolita/hornblenda+epidota+ oligoclasa por agregados de clorita+actinolita+albita texturalmente asociados con el desarrollo de fábricas miloníticas, evidencia una retrogradación desde la parte de alta-T a la parte de baja-T de la facies de los esquistos verdes durante el cizallamiento dúctil.

En síntesis, las trayectorias P-T descritas para el Complejo Río Verde y los Esquistos de Maimón, conllevan una evolución progradada que podría estar asociada con la obducción de la ofiolita (Complejo Duarte y peridotita de Loma Caribe) y una evolución retrógrada relacionada con su incorporación a la cuña orogénica, durante la formación continua de fábricas no-coaxiales. El calentamiento y la estructuración de un gradiente metamórfico invertido en la parte alta del Complejo Río Verde, pudiera estar genéticamente relacionada con el emplazamiento suprayacente de una delgada lámina peridotítica caliente y la transferencia de calor conductiva hacia abajo.

En la Fig. 2.3.2, se recogen también las trayectorias metamórficas P-T de tres zonas metamórficas definidas en el Complejo Duarte (la de mayor grado pertenece a la vecina Hoja de Arroyo-Caña). Las condiciones P-T tienen un carácter semicuantitativo. La trayectoria general comprende una evolución progradada hasta el pico metamórfico, relacionada con un proceso de engrosamiento de la corteza oceánica, seguida por un estadio retrógrado principalmente registrado en las rocas próximas a las superficies de cabalgamiento. Durante el calentamiento progradado, las intrusiones sincinemáticas de tonalitas pueden haber sido la causa de una entrada adicional de calor, como sugiere la distribución cartográfica de la zona B a modo de aureola térmica. La ausencia de granate y la presencia de epidota restringe la trayectoria progradada P-T a un calentamiento en condiciones de baja-P (Fig. 2.3.2). En las fábricas miloníticas relacionadas con cabalgamientos de la zona C (aflorantes en la vecina Hoja de Arroyo Caña), la asociación sin-pico térmico compuesta por hornblenda+clinopiroxeno+granate+plagioclasa+cuarzo fue

reemplazada por asociaciones retrogradadas de la facies anfibolítica de baja-T y la facies de los esquistos verdes. La retrogradación en la zona A está indicada por la formación en las superficies de cabalgamiento de asociaciones minerales estables en la facies de los esquistos verdes de baja-T.

2.4. Dataciones absolutas

En el transcurso del presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana se han realizado siete dataciones absolutas (tabla 2.4.1), tres por el método U/Pb (J.K. Mortensen, Universidad de la Columbia Británica, Canadá) y cuatro por el método Ar/Ar (W. Hames, Instituto Tecnológico de Massachussets, USA). En ambos casos se recibieron informes de los autores, en los que se comentan las técnicas analíticas y los resultados. Una traducción de estos breves informes se presenta a continuación.

MUESTRA	COORDENADAS	HOJA 1:50.000	LITOLOGÍA	MÉTODO	AUTOR/LABORATORIO	DATACIÓN
91-308	2074750-0366750	Arroyo Caña	Tonalita foliada	U/Pb en roca total	J. Mortensen, BCU	89,8±0,4Ma
95-101	2101551-0379935	Hatillo	Tonalita (no foliada) de Zambrana	U/Pb en roca total	J. Mortensen, BCU	115±0,3Ma
AC-8001	2072200-0355400	Arroyo Caña	Tonalita (no foliada) de La Yautía	U/Pb en roca total	J. Mortensen, BCU	87,6±0,3Ma
AC-8001	2072200-0355400	Arroyo Caña	Tonalita (no foliada) de La Yautía	Ar/Ar en hornblenda	W. Hames, MIT	88.3+6.3Ma
AC-8003	2069750-0367000	Arroyo Caña	Tonalita foliada	Ar/Ar en moscovita	W. Hames, MIT	84.6±0.5Ma
AC-8005	2071400-0353600	Arroyo Caña	Gabro-noritas de La Yautía	Ar/Ar en hornblenda	W. Hames, MIT	121.4±4.6Ma
91-309	2084100-0359150	Bonao	Hornblendita indeformada	Ar/Ar en hornblenda	W. Hames, MIT	87.0+9.5Ma

Tabla 2.4.1. Dataciones absolutas realizadas en el proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana

2.4.1 Dataciones por el método U/Pb

Respecto a las técnicas analíticas empleadas, los concentrados de circones se prepararon a partir de muestras de 0,5 a 2kg de tamaño utilizando los métodos convencionales de machaqueo y trituración, una mesa Wilfley, líquidos pesados y las técnicas de separación magnética de Frantz. Los análisis U/Pb se realizaron en la Universidad de la Columbia Británica, Canadá. La metodología para la separación de circones, su abrasión, disolución, preparación geoquímica y espectrometría de masas ha sido descrita por Mortensen et al (1995). La abrasión de la mayoría de las muestras se realizó con aire, previamente a la disolución, para minimizar los efectos post-cristalización de pérdida de Pb. Los datos analíticos se presentan en la tabla 2.4.2

Los datos se presentan en diagramas de concordia convencionales (Fig. 2.4.1). Los errores imputables a análisis individuales se calcularon utilizando el método de propagación de error numérico de Roddick (1987). Las constantes son las recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Las composiciones del Pb inicial se han sacado del modelo de Stacey y Krammer (1975). Los errores se dan al nivel 2. Los resultados analíticos son los siguientes:

- Muestra 91-308 (tonalita foliada). Sólo se recuperó una pequeña cantidad de circones. Se analizaron cuatro fracciones; se hizo abrasión de las dos más gruesas pero no de las dos más finas. Las tres fracciones son concordantes (Fig. 2.4.1). Las dos en las que se realizó la abrasión dan solapamientos de elipses con un rango total de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $89,8 \pm 0,4$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de la roca. Las dos muestras en las que no se realizó abrasión dan edades U/Pb ligeramente más modernas, reflejando una menor pérdida post-cristalización de Pb.
- Muestra 95-101 (tonalita no foliada). Se analizaron tres fracciones con una fuerte abrasión. Todas dieron concordancia (Fig. 2.4.1). La fracción B dio la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ más antigua a los $115 \pm 0,3$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de la roca.
- Muestra AC-8001 (tonalita no foliada). La muestra suministró abundante circones de buena calidad. Se analizaron cuatro fracciones con una fuerte abrasión. Las A-C son concordantes (Fig. 2.4.1) con un rango total de edades de $87,6 \pm 0,3$ Ma, que da la edad de cristalización de la roca. La fracción D da una edad ligeramente más antigua de

Tabla 2.4.2

Fig 2.4.1

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$, sugiriendo la presencia menor de un componente más viejo, heredado en esta fracción

2.4.2 Dataciones por el método Ar/Ar

Las técnicas analíticas utilizadas comprenden la separación de minerales con contenido en potasio, hornblenda y moscovita, y su preparación para el análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mediante fusión de rayos laser (Tabla 2.4.3.). Las muestras fueron machacadas y tamizadas y los minerales seleccionados a mano a partir de fracciones más gruesas (normalmente de 50-80). Cada mineral fue estudiado bajo el microscopio binocular y seleccionado en función de su tamaño, forma, uniformidad en el color y ausencia de inclusiones. Los separados minerales se irradiaron para la producción de ^{39}ArK en el reactor de la universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, que es usado habitualmente por muchos laboratorios que trabajan con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Todas las muestras ocuparon una celda con el mismo nivel de irradiación, asegurándose una dosis uniforme de neutrones y del resultante factor-J. La dosis de neutrones fue monitorizada de acuerdo con el estándar internacional MMHB-1, con una edad asignada de 520.4Ma. El factor-J para todas las muestras de este estudio es de 0.0031834 ± 0.00002 (al 2º nivel de error).

Las edades para cada muestra se determinaron fundiendo cristales individuales y midiendo posteriormente la composición isotópica del argón en un espectrómetro de masas de tipo MAP-215-50, en el Instituto Tecnológico de Massachussets. Los isótopos de argón de fondo fueron monitorizados y medidos previamente y después de cada diez análisis. Los datos se evaluaron mediante relaciones isotópicas estándar de mínimos cuadrados y con representaciones gráficas en diagramas inversos de relaciones isotópicas.

En este estudio se han utilizado cuatro muestras del cuadrante 1:100.000 de Bonao de las que se ha realizado la separación de minerales con contenido en K y su análisis por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Tres de ellas (91-309, AC-8001 y AC 8005) son rocas ígneas máficas e intermedias con fenocristales de hornblenda; la muestra AC 8001 también contiene biotita. La moscovita está presente en la muestra de tonalita foliada (AC 8003).

Tabla 2.4.3

- Muestra 91-309 (hornblenda en hornblendita). De esta muestra existían tres trozos, todos ellos con la misma litología: grandes fenocristales de color verde de hornblenda dentro de una roca de composición gabraide intruida por venas ricas en plagioclasa. En lámina delgada la plagioclasa está de moderada a extensamente saururizada, el pleocroismo y la birrefringencia de muchos de los anfíboles es irregular, sugiriendo que la hornblenda también ha sido alterada o que ha tenido una prolongada historia de crecimiento sufriendo interacciones con fluidos cargados en agua.

Se escogieron los diez cristales de hornblenda más frescos y uniformes. Los datos resultantes son colineales en un diagrama inverso de correlación isotópica (Fig. 2.4.2), existiendo dos puntos que difieren significativamente de la pauta general. La regresión de ocho análisis da una edad de 87.0 ± 9.5 Ma, con una relación isotópica inicial de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ similar a la de atmósfera actual. Este resultado ha de ser tomado con prudencia debido a la desviación de los dos puntos citados y a la relativamente alta proporción de argón exterior, atmosférico (notar en la Fig. 2.4.2 que los puntos están significativamente por encima del eje $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, donde la edad está graficamente definida). Estos dos factores son consistentes y pueden derivar de larga historia de alteración observada en lámina delgada.

- Muestra AC 8001 (hornblenda de una tonalita-hornbléndica-no foliada). Esta muestra corresponde a una tonalita no foliada rica en biotita y hornblenda que, de visu, contiene grandes y bien definidos cristales de biotita y hornblenda que aparecen agrupados entre sí y rodeados por cristales de menor tamaño de plagioclasa y cuarzo.. En lámina delgada la hornblenda es poiquilítica y rodea a fenocristales de plagioclasa previamente formados. La hornblenda es generalmente muy fresca y de color uniforme, igual que la plagioclasa lo que sugiere un bajo grado de alteración.

Ocho de los análisis realizados en esta muestra son colineales y definen una edad de 88.3 ± 6.3 Ma y una composición de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ que es consistente con la de la atmósfera actual. Esta edad se interpreta como el momento en que se produjo la retención de ^{40}Ar en el anfíbol y que cualquier otro argón contaminante en la muestra, es de composición atmosférica.

- Muestra AC 8003 (moscovita de una tonalita foliada). Esta muestra es una tonalita gneísica con una foliación interna definida por la orientación de los cristales de moscovita y clorita. La muestra está moderada a fuertemente meteorizada, con grietas y superficies cubiertas de hematites y una cierta desintegración de los feldespatos. En lámina delgada la clorita parece derivar de la transformación a baja temperatura de la biotita preexistente. La mayoría de la moscovita y en especial la seleccionada para para los análisis ocurre en forma de porfiroclastos integrantes de la foliación. Los minerales félsicos de esta tonalita foliada son, en proporción decreciente, cuarzo, plagioclasa y microclina.

Los cristales de moscovita de esta muestra son altamente radiogénicos (con poca contaminación atmosférica de ^{36}Ar) y dan relaciones isotópicas muy similares. La regresión de todos los datos da una edad de 84.6 ± 1.5 Ma y una relación inicial de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ pobremente definida de aproximadamente 0.0026. La edad de esta muestra se interpreta que corresponde al momento de retención del ^{40}Ar durante el enfriamiento del gneis, probablemente a una temperatura de 400°C . Los efectos de alteración a bajas temperaturas y de meteorización de la roca no parece que hayan afectado la determinación de esta datación.

- Muestra AC 8005 (hornblenda de los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía). Esta muestra es un gabro de tamaño de grano medio y tonos oscuros que contiene fenocristales de anfíbol y plagioclasa distribuidos de forma aleatoria. En lámina delgada, tanto las plagioclasas como los anfíboles son muy frescos.

Diez anfíboles de esta muestra definen una edad de 121.4 ± 4.6 Ma, con un punto de intercepción inicial que es notablemente más grande que la relación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ del argon atmosférico (0.0034). Este punto de intercepción inicial y la aparentemente alta proporción de ^{36}Ar en cada análisis puede ser un efecto del contenido de fondo de isótopos de argon existente durante la realización de los análisis, particularmente de ^{36}Ar . Las correcciones realizadas para paliar este efecto usando valores medidos en el transcurso del día, no alteraron la edad obtenida. Por lo tanto la edad de 121 Ma se considera estadística y analíticamente consistente y se interpreta como la edad de la retención del ^{40}Ar por el anfíbol

Fig. 2.4.2

2.4.3. Discusión

La discusión sobre el significado de estas dataciones se realiza en diferentes apartados a lo largo de la memoria. En éste, baste llamar la atención sobre un hecho principal, la disconformidad de estas dataciones con las evidencias cartográficas. Las relaciones de corte entre las tonalitas foliadas, los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y las tonalitas no foliadas indican una temporalidad en sus emplazamientos, ya explicada en apartados precedentes que, sin embargo, no se refleja en las dataciones. Otra circunstancia a considerar, que compete no sólo a las dataciones realizadas en el presente trabajo, sino, en general al conjunto de dataciones realizadas en la isla (Kesler et al., 1991b), es la de la convergencia de la mayoría de ellas hacia el intervalo del Cretácico superior. El hecho de que esta convergencia se dé también en el caso de las tonalitas no foliadas, cuyas relaciones de corte con la Fm. Tireo indican una edad de emplazamiento claramente postcretácica, es sintomático y debe prevenir sobre la aplicación de las dataciones independientemente del contexto geológico. Por último, queda llamar la atención sobre la incongruencia de las dos dataciones, U/Pb en Roca Total ($87,6 \pm 0,3\text{Ma}$) y Ar/Ar en hornblenda ($88,3 \pm 6,3\text{Ma}$), realizadas en una misma muestra de tonalitas no foliadas, la segunda de las cuales da una edad ligeramente más antigua que la de cristalización de la roca

3. TECTONICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la Hoja de Villa Altagracia y su evolución tectónica. Como preámbulo, se hace una exposición del complejo contexto geodinámico de la isla de La Española y de las más aceptadas hipótesis evolutivas de la placa del Caribe, en cuyo margen septentrional se encuentra ubicada esta isla. Posteriormente se contempla el marco geológico-estructural de la zona de estudio, agrupándose las unidades cartográficas en diferentes niveles o bloques estructurales en función de su estilo deformativo. A continuación se describe en detalle la estructura interna de cada uno de estas unidades referida principalmente al ámbito de la hoja y su entorno más inmediato. El resultado es una propuesta de evolución tectónica para el conjunto de la región.

3.1. Contexto geodinámico de la isla La Española

La isla de La Española forma parte del denominado Gran Arco del Caribe, una cadena de arcos de isla que desde Cuba hasta el norte de Colombia y Venezuela, circunda marginalmente la placa del Caribe (Mann et al., 1991 b) (Fig.3.1.1). El sector septentrional de este arco, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de las Bahamas. Esta colisión, muy posiblemente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo et al., 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al., 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla.

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos del Gran Arco de Islas del Caribe son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico superior)-Cretácico inferior (Mann et al. 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret, 1991, Pindel, 1994) (Fig. 3.1.2). 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 1:50.000 de Sabana Quéliz, San José de Ocoa, Azua, Padre Las Casas y Yayas de Viajama) la convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana produjo la deformación del cinturón de Peralta. Esta deformación se contempla en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del *Plateaux* Oceánico del Caribe que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe), bajo el moribundo arco de islas (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al., 1991). En la zona de estudio, son escasas las estructuras asociadas a este proceso aunque es muy posible que el cabalgamiento de Hatillo (Hoja de Villa Altagracia), y los cabalgamientos de La Yautía, del río Yuna y las imbricaciones internas de la formación Tireo (Hoja de Arroyo Caña), estén relacionados con él.

Fig. 3.1.1

Fig. 3.1.2

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 citada 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 transtensivo (Mann et al 1991 b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo 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 sinistral inversa, a las que se superpone otro sistema de fallas de dirección E-O y componente esencialmente sinistral. 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., 1991b) (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. 3.1.3

Fig. 3.1.4

3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

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

Fig. 3.2.1

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 Gutierrez (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 “*resetting*” 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, $89,8 \pm 0,4$ Ma; Ar/Ar en moscovita, $84,6 \pm 1,5$ Ma), no foliadas (U/Pb en circones, $87,6 \pm 0,3$ Ma; Ar/Ar en hornblenda, $88,3 \pm 6,3$ Ma) y para los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía (Ar/Ar en hornblenda, $121,4 \pm 4,6$ Ma) 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 aeromagnética asociada al ridge peridotítico y que sugiere un 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 Gutierrez (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 cillaza en las unidades obducidas (esquistos de Maimón).

3.3. Estructura de la zona de estudio

Bajo este epígrafe se hace la descripción y discusión de la estructura de la zona de estudio. Siguiendo las directrices marcadas anteriormente, ésta se aborda en tres apartados diferentes, la estructura relacionada con la tectónica pre-albiana, la estructura relacionada con la tectónica del Cretácico superior- Eoceno (o tectónica post-albiana) y la estructura relacionada con la tectónica de desgarres del Mioceno (superior)-actualidad. Previamente, se hace una breve descripción de las principales estructuras y del corte geológico, en ambos casos referidos al ámbito del cuadrante 1:100.000 de Bonaó.

Las principales estructuras de la zona de estudio se recogen en el esquema tectónico regional de la Fig.3.2.2. De NE a SO son las siguientes:

- El cabalgamiento de Hatillo (Bowin 1960, 1966), con vergencia NE y edad del Eoceno medio, que pone en contacto los Esquistos de Maimón, del Cretácico inferior en el bloque de techo, con la caliza de Hatillo y la Fm. Las Lagunas, del Cretácico superior, en el bloque de muro. Hacia el SE la continuidad de este cabalgamiento es problemática dividiéndose su traza en dos ramales. El más meridional superpone los Esquistos de Maimon sobre su equivalente menos deformado, la Fm. Peralvillo Norte, mientras que el más septentrional hace cabalgar a esta última formación sobre la Fm Don Juan, del Cretácico superior-Paleógeno.
- El cabalgamiento de Fátima (Draper y Gutierrez 1997) con vergencia NE y edad cretácica inferior. Discurre por el interior de los Esquistos de Maimón y en realidad divide la zona milonítica que caracteriza esta unidad en dos: la zona de Ozama, dominada por una deformación por cizalla simple, al SO y la zona de El Altar, en la que la deformación es de carácter mixto, cizalla simple-cizalla pura.
- La zona de falla de La Española. Se refiere al conjunto de fallas subverticales con movimiento en dirección que delimitan el *ridge* peridotítico. Dentro de esta zona se podrían considerar también las fallas de similares características que delimitan exteriormente las unidades adyacentes al *ridge*, Siete Cabezas y Peralvillo Sur.
- 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.

Fig. 3.2.2

Fig. 3.2.3

- El cabalgamiento del Río Yuna, de similares características al anterior y muy probablemente asociados al mismo proceso deformativo, produce la superposición del Complejo Duarte sobre la Formación Tireo. Hacia el Norte esta estructura parece haber sido reactivada como falla normal dando lugar a la denominada en la literatura falla de Bonaio que forma el límite occidental de la depresión con este mismo nombre. La prolongación septentrional de esta falla, fuera de la zona de estudio, se conoce con el nombre de falla de La Guácara.
- El cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo e imbricaciones internas asociadas. Fuera ya del cuadrante 1:100.000 de Bonaio esta estructura, con vergencia E y SO y edad más probable del Mioceno inferior, produce la superposición de la Fm. Tireo y, por extensión del basamento de formaciones de arco insular, sobre el cinturón de Peralta

El corte geológico regional de la Fig. 3.2.3 muestra las relaciones estructurales que se acaban de describir. En la zona central del corte y con una posición más “interna”, afloran las unidades mas antiguas correspondientes al Cinturón Metamórfico o *Median Belt* de Bowin. Estas unidades forman el núcleo de un “levantamiento” o “*uplift*” de basamento delimitado por cabalgamientos terciarios con vergencias opuestas (cabalgamientos de Hatillo y cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo). Dentro de este núcleo, los contactos entre las unidades metamórficas corresponden, en su mayoría, a fallas subverticales con movimiento en dirección, que también forman los límites externos de las formaciones no metamórficas del Cretácico superior, Siete Cabezas y Peralvillo Sur, originalmente discordantes, sobre el sustrato metamórfico. Dentro del Complejo Duarte, las intrusiones de tonalitas foliadas se insinúan como posibles pliegues de plano axial subvertical. El sector SO del corte está dominado por los cabalgamientos con vergencia SO de la Yautía y del Río Yuna y por las imbricaciones internas, con igual vergencia, de la Fm Tireo. En este sector las relaciones de corte de las tonalitas no foliadas con los cabalgamientos es dudosa. El cabalgamiento de La Yautía involucra a uno de estos cuerpos pero no hay certeza de que las imbricaciones internas de la Fm. Tireo hagan lo mismo.

3.3.1. La estructura relacionada con la tectónica pre-Albiana.

En este apartado se hace una descripción de la estructura general y deformación interna de cada una de las unidades metamórficas que constituyen el aquí denominado nivel o bloque

estructural inferior. Las descripciones se centran, sobre todo, en los aspectos geométricos de las fábricas, su distribución espacial y en sus implicaciones genéticas. Las descripciones sistemáticas de las microfábricas y sus asociaciones minerales se pueden consultar con más detalle en los apartados correspondientes del capítulo de Estratigrafía y Petrología

3.3.1.1. La peridotita de Loma Caribe

En la Hoja de Villa Altagracia, la peridotita de Loma Caribe aflora en dos estrechas bandas de dirección NO-SE que, a modo de ramificaciones, forman la prolongación hacia el SE del *ridge* peridotítico principal. Independientemente de que la presencia de la peridotita implique un contacto estructural de mayor rango, posiblemente una sutura, el hecho es que sus contactos actuales consisten en fallas subverticales con movimiento en dirección, derivadas de la tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad. Estas fallas corresponden a dos sistemas, uno principal de dirección NO-SE, y otro secundario, aparentemente sobre impuesto al anterior, de dirección aproximada E-O que, con una componente de movimiento sinistral, configuran el aspecto “arrosariado” o “*aboudinado*” de los afloramientos del *ridge* peridotítico y, especialmente, de las dos bandas que atraviesan la Hoja de Villa Altagracia. El significado de estas fallas en su contexto regional se explica en el apartado 3.3.3

Dentro de las dos bandas mencionadas, los afloramientos de la peridotita presentan una fuerte tectonización. Esta se ha visto favorecida por la transformación de la roca original a los agregados de grano fino-medio de las serpentinitas, lo que facilita su comportamiento como “lubricante” ante cualquier esfuerzo tectónico. Por esta razón, a escala de afloramiento la peridotita presenta una acusada superposición de fábricas, entre las cuales es muy difícil discernir las que pertenecen a la tectónica más reciente de desgarres, de las que pertenecen a tectónicas previas. En la mayoría de los afloramientos, lo normal es ver varias fábricas consistentes en harinas de falla fuertemente foliadas, desarrolladas a partir de la serpentinita, a las que se asocian elementos típicos de una zona de cizalla de tipo frágil como *riedels* R1, R2 y cizallas P (Tchalenco, 1968), grietas de tensión, estrías sobre los planos de cizallamiento, microplegamiento, almendras o fragmentos *aboudinados* de roca intacta etc, todo ello indicando sentidos de movimiento dispares y, en muchos casos, contrapuestos. Así, en la carretera de Río Verde a Yamasá los criterios cinemáticos indican movimientos dextrales, dextrales-normales y normales. En Los Ranchitos, se han observado tanto movimientos dextrales como sinestrales. En El Placer y en La Jagua Mocha hay una cierta consistencia de movimientos sinestrales. En las proximidades de Camarón (carretera

de Hato Viejo a Yamasá), la fábrica principal, relativamente tendida y con sentidos de movimiento “techo hacia en N/NE”, coexiste con otra fábrica subvertical, sobreimpuesta al anterior, que indica movimientos normales. Esta última fábrica se asocia al contacto actual entre la Peridotita y la Fm Peralvillo Sur. En las proximidades de Los Guineos (carretera de Río Verde a Los Martínez), la fábrica predominante indica movimientos esencialmente normales, que posiblemente también están relacionados con el citado contacto con la formación Peralvillo Sur.

A tenor del carácter frágil de estas fábricas, de su asociación con los contactos por falla de la peridotita y de los sentidos de movimiento deducidos a partir de ellas, la mayoría de ellas se correlacionan bien con la tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad. No obstante, tanto a escala de afloramiento como, sobre todo, al microscopio es posible identificar una fábrica previa que está definida por la orientación plano-paralela de minerales serpentínicos, micas blancas y clorita, y por la elongación de venas concordantes rellenas de fibras de serpentina de grano fino y micas. Esta fábrica presenta un carácter no coaxial determinado por la orientación de los minerales retrógrados según dos familias de planos oblicuos que definen una fábrica compuesta de tipo SC y, normalmente, contiene una lineación de estiramiento (Lp) definida por la orientación de las fibras de serpentina. El aspecto más destacado de esta fábrica es su relación singenética con un metamorfismo retrógrado, el cual, muy probablemente, se produjo como consecuencia del emplazamiento de la peridotita a niveles corticales más someros durante la tectónica pre-Albiano. La actitud aproximadamente sinforme de esta fábrica en las transversales de las carreteras de Hato Viejo y Río Verde a Yamasá hizo contemplar, en un principio, la posibilidad de que ésta respondiera a una aloctonía de la lámina peridotítica sobre las unidades adyacentes. Sin embargo, como se ha señalado en repetidas ocasiones, la fuerte anomalía aeromagnética asociada a la peridotita y su simetría a ambos lados, consecuente con su gran continuidad lateral, indica un fuerte enraizamiento de la misma.

3.3.1.2. El Complejo Duarte y las tonalitas foliadas

En la zona de estudio, el Complejo Duarte se caracteriza por presentar una fábrica deformativa muy penetrativa (Sp o Sp-Lp) que está definida, en los esquistos máficos, por la orientación planar de cloritas y el aplastamiento de lentejones milimétricos cuarzo-plagioclásicos de tonos claros (Fig.3.3.1 a), y en los esquistos anfibólicos y anfibolitas, por la orientación planar o plano-linear de anfíboles y un mayor aplastamiento de los mismos

lentejones cuarzo-plagioclásicos (Fig. 3.3.1 b). La lineación (Lp) sólo tiene un desarrollo de carácter general en éstas últimas litologías, en las que está definida por la orientación unidireccional de prismas de anfíbol y el alineamiento de colas de recristalización en torno a porfiroclastos. Como se expresó en apartados precedentes, esta fábrica es milonítica y se relaciona con una deformación dúctil de carácter no coaxial como se deduce de la presencia de planos SC (Passchier y Trouw, 1996), venas de extensión aboudinadas de forma asimétrica, ribbons asimétricos de cuarzo, pull-aparts y localmente, en estadios avanzados de su evolución, la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional (EEC de Vissers, 1980). La fábrica es sinmetamórfica y las transformaciones minerales asociadas a su desarrollo muestran, una evolución prograda-retrógrada que se pone de manifiesto por la superposición de fábricas de menor grado (esquistos verdes) sobre otras de mayor grado (anfíbolitas).

La distribución cartográfica de las anfíbolitas a modo de aureola térmica en torno a las intrusiones de tonalitas foliadas podría sugerir que el mayor grado metamórfico de estas rocas es consecuencia de un metamorfismo de contacto, el cual sería el responsable de la formación de las texturas corneánicas observadas a la meso y microescala. Sin embargo, la presencia en estas rocas de mayor grado, de una penetrativa fábrica plano-linear singenética previa, como la arriba descrita, indica la existencia en el Complejo Duarte de un gradiente metamórfico simultáneo, y posiblemente anterior, esto es, de carácter regional, a las intrusiones. La zonación metamórfica derivada de este gradiente y su evolución en términos de trayectorias P-T se describe con detalle en el apartado 2.3. Por otra parte, la presencia en las tonalitas foliadas de una fábrica deformativa planar subvertical paralela al contacto y el aplastamiento de xenolitos sugiere que la intrusión estuvo condicionada por el campo de esfuerzos imperante en esos momentos. Esta fábrica es protomilonítica y milonítica de tipo SC y está definida por la orientación planar de porfiroclastos de plagioclasa y hornblenda dentro de una matriz minoritaria constituida por un agregado granular cuarzo-feldespático. Como en el caso del encajante, la fábrica tiene carácter retrógrado, evolucionando desde las facies de las anfíbolitas a las de los esquistos verdes. La presencia en la aureola de contacto de las tonalitas foliadas, de anfíboles crecidos en condiciones estáticas, sobre impuestos a la fábrica deformativa, permite considerar que el emplazamiento de estas intrusiones se produjo en condiciones sin a tardicinemáticas o bien que produjo un recalentamiento cortical y un reaplastamiento de las fábricas previas

Fig. 3.3.1

La actitud de la fábrica en el conjunto del Complejo Duarte se representa en la proyección estereográfica de la Fig. 3.3.2. En los esquistos máficos, ésta suele tener una dirección NE-SO y un buzamiento al E, generalmente superior a los 50°. Sin embargo, en el entorno más inmediato de los *stocks* de tonalitas foliadas y dentro de ellas, la fábrica deformativa parece mimetizar el contorno perimetral de estos cuerpos, a la vez que las lineaciones minerales adquieren inmersiones subverticales. Esta circunstancia, que se ha podido comprobar en la terminación SO del *stock* de tonalitas de La Privada mediante un recorrido de campo, se puede explicar por los siguientes procesos:

a) La intrusión de las tonalitas causaría la deformación dúctil del encajante debido a que éstos han intruido de manera forzada o mediante mecanismos de *ballooning*. El calor suministrado por las tonalitas sería el responsable del gradiente metamórfico que se observa en la actualidad. Asimismo, la foliación existente en las tonalitas sería causada por este mismo mecanismo de emplazamiento.

b) Se trataría de intrusiones sincinemáticas localizadas en una zona más deformada, de carácter tabular (por ejemplo una zona de cizalla) que ha sido plegada con posterioridad, dando lugar a la existencia del patrón cartográfico existente en la actualidad. Esta idea también estaría de acuerdo con la naturaleza foliada de las rocas intrusivas.

Las dos hipótesis planteadas son difíciles de contrastar debido a la escasez y limitada calidad de los afloramientos y, sobre todo, a la ausencia de niveles cartográficos de referencia que permitan deducir la estructura regional del Complejo Duarte. No se han encontrado afloramientos en los que pueda demostrarse, de manera inequívoca, las relaciones estructurales existentes entre las rocas del Complejo Duarte y las tonalitas foliadas. El sistemático sentido de movimiento hacia el NE que parecen indicar las fábricas en la mayoría de los afloramientos, apunta hacia la segunda hipótesis. Sin embargo, lo más probable es que hayan participado los dos procesos descritos. Las trayectorias P-T descritas para el Complejo Duarte deducen una evolución prograda, que quizá se pueda relacionar con la colisión de un *plateau* oceánico con el primitivo arco de isla de La Española, y una evolución retrógrada, a la que se asocia la formación continua de fábricas no-coaxiales, que quizá se inicie con la obducción de una ofiolita (Complejo Duarte-peridotita de Loma Caribe) y su incorporación a la cuña orogénica en el Aptense-Albense. En este contexto, las tonalitas foliadas derivarían de los procesos de fusión parcial relacionados con el

Fig 3.3.2

engrosamiento cortical y serían incorporadas como intrusiones sin-tardicinemáticas a los procesos deformativos relacionados con la obducción.

Por último, conviene hacer mención al reciente trabajo de Lapierre et al (1999). Para estos autores, la datación de una picrita y una anfibolita, en las proximidades de la localidad de Villa Altagracia, como Cretácico superior 86.1 y 86.7 Ma, método Ar/Ar), implica la existencia, dentro de este mismo complejo, de un magmatismo tardío, afín al que constituye el *plateau* oceánico del Caribe. Según estos autores, la intrusión de este magmatismo y su implantación sobre la una corteza oceánica “normal” de edad Jurásico superior, que representaría fragmentos de la primitiva “proto”-placa caribeña, sería la causa del metamorfismo en facies anfibolítica del Complejo Duarte. A este respecto conviene señalar que la existencia de una fábrica sinmetamórfica en las anfibolitas invalida completamente este modelo. Por otra parte, la visita al afloramiento donde supuestamente se tomaron las muestras, si bien pone de manifiesto el carácter aparentemente indeformado de las picritas, sin embargo no evidencia la supuesta geometría discordante de este volcanismo tardío. Más bien al contrario, igual que ocurre con las intrusiones de diabasas (ver apartado 2.1.1.2.1), estas picritas parecen estar englobadas por la fábrica regional del complejo y podría tratarse por lo tanto de una distribución heterogénea de la deformación. De hecho éste es un sector en el que el Complejo Duarte tiene un grado metamórfico bajo, llagándose a reconocer en algunos afloramientos estructuras ígneas originales, como puede ser este caso. Por otra parte, un volcanismo extensivo y a gran escala como el que proponen estos autores, debería ser ampliamente reconocible en la región como es, por ejemplo el volcanismo de Siete Cabezas y, sin embargo, estas picritas forman afloramientos escasos y aislados. Por último, sin cuestionar la validez de las dataciones citadas, hay que llamar la atención una vez más sobre la repetitiva convergencia de todas las dataciones absolutas al Cretácico superior.

3.3.1.3. Complejo Río Verde

La característica distintiva del Complejo Río Verde es la presencia de una fábrica deformativa de tipo dúctil y de un metamorfismo asociado, este último variable desde la facies de la prehnita-pumpellita a la anfibolítica, los cuales son progresivamente más intensos hacia los niveles estructuralmente más altos, situados al NE. La fábrica, de tipo milonítico-filonítico, es heterogénea, y a escala de afloramiento es poco perceptible en los

niveles estructurales más bajos correspondientes a la parte inferior de las unidades de los basaltos masivos(4) y gabros y diabasas(5). Inmediatamente hacia techo, la fábrica comienza siendo planar (S) en los términos esquistosos (unidades 7 y 8) y, parcialmente también, el parte media y alta (unidad 11) de los gabros y diabasas, pasando a una tectonita de tipo LS cerca del contacto con las anfibolitas (unidades 9 y 10). En esta fábrica se pueden observar, a simple vista, geometrías compuestas de tipo SC, crenulaciones extensionales de tipo EEC (Platt y Vissers, 1980), porfiroclastos y venas de cuarzo rotadas de forma sigmoidal, *boudins* asimétricos y pliegues intrafoliares, todas ellas estructuras indicativas de un intenso cizallamiento. A la mesoescala, la lineación sólo se reconoce, en los términos más deformados, en forma de anfíboles elongados y *ribbons* de cuarzo,. Los criterios cinemáticos suelen indicar un sentido de movimiento predominante de bloque de techo hacia el NE.

El estudio de las láminas delgadas pone de manifiesto el desarrollo de dos tipos de microestructuras en relación al metamorfismo: microestructuras sin-pico metamórfico o progradadas y microestructuras post-pico metamórfico o retrógradadas. Las primeras se reconocen mejor en las rocas menos retrogradadas de los niveles estructuralmente más altos donde consisten en la orientación asimétrica de porfiroclastos de epidota, hornblenda y clinopiroxeno, y en la elongación de *ribbons* de cuarzo (Fig.3.3.3. c). En las metabasitas, la fábrica SL granoblástica se caracteriza por la alternancia de microdominios ricos en anfíbol y plagioclasa entre los que destacan porfiroclastos asimétricos de clinopiroxeno y anfíbol cuya morfología ha sido ampliamente modificada por la recristalización. La plagioclasa ha sido completamente recristalizada a un mosaico fino y elongado en el que los bordes de los granos se disponen a 120°, indicando que la deformación ha ocurrido inmediatamente antes o durante el pico metamórfico. En las intercalaciones más félsicas, los *ribbons* de cuarzo muestran una intensa recristalización dinámica en la que los mosaicos muestran procesos de migración de borde de granos propios de altas temperaturas. Después del pico metamórfico, en los niveles anfibólicos se observa la superposición de una fábrica retrógrada subparalela a la anterior que, por ejemplo, se pone de manifiesto por el desarrollo de *pull aparts* en los que se produce un reemplazamiento de la hornblenda por actinolita o clorita; o también por la sobre impresión de fabricas extensionales de tipo EEC de Platt y Vissers (1980) en las que la sustitución del clinopiroxeno y la hornblenda por agregados actinolita, calcita, epidota y clorita, son indicativas de una retrogradación a las facies de los esquistos y subesquistos verdes (Fig. 3.3.3 d)

Fig. 3.3.3

La Fig. 3.3.4 muestra la representación estereográfica de la fábrica principal del Complejo Río Verde en la Hoja de Villa Altagracia. Esta tiene una dirección de ONO-ESE a NNO-SSE y un sistemático buzamiento al E, generalmente superior a los 50°. La lineación suele presentar inmersiones moderadas o medias (20-40°) hacia el ESE, SE o SSE. Tanto la fábrica principal como las isogradas metamórficas, son oblicuas y de hecho están cortadas por las fallas que forman los límites externos del complejo, integrantes de la denominada zona de falla de La Española. Esta circunstancia pone de manifiesto el ya mencionado carácter tardío de estas fallas y su asignación a la tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad.

El metamorfismo del Complejo Río Verde y el desarrollo simultáneo de fábricas no coaxiales se pueden explicar en el contexto de la obducción de la ofiolita formada por la peridotita y el Complejo Duarte (evolución prograda) y su incorporación a la cuña orogénica (evolución retrógrada) constituida por las formaciones primitivas del arco de isla de La Española, entre las que se encontraría este complejo. Algunos autores (Lewis y Draper, 1995) han sugerido que la disposición cartográfica de los distintos niveles que integran este complejo es indicativa de un metamorfismo invertido que habría sido inducido por el emplazamiento de una lámina peridotítica caliente y la transferencia de calor conductiva hacia abajo.

Por otra parte, en las proximidades de la localidad de Hato Viejo, se ha cartografiado una esquistosidad de crenulación con dirección subparalela a la fábrica principal y un buzamiento superior a los 70° hacia el SO. Esta esquistosidad, que da lineaciones de intersección y ejes de micropliegues subhorizontales, parece estar relacionada con el plano axial de suaves pliegues de escala cartográfica que, localmente, modifican la actitud monoclinial hacia el NE de la fábrica principal. De hecho, ésta última, en todo el ámbito del complejo, parece describir parte de una amplia estructura antiformal ligeramente vergente hacia el NE, que estaría cortada en su núcleo por la falla que forma el límite meridional del complejo con la Fm Siete Cabezas (ver cortes adjuntos a la Hoja). La interpretación de esta estructura antiformal truncada, que conlleva el desarrollo simultáneo, aunque local, de una esquistosidad de plano axial, es incierta. Su carácter tardío sugiere su atribución, de forma tentativa, a la misma tectónica compresiva o transpresiva que durante el Eoceno produjo el cabalgamiento de Hatillo (ver apartado 3.3.2). Alternativamente también se podría interpretar como una estructura derivada de la exhumación del Cinturón Metamórfico en los estadios iniciales de la tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad

Fig. 3.3.4

3.3.1.4. Esquistos de Maimón y formaciones equivalentes menos deformadas

La estructura de los Esquistos de Maimón es, probablemente, la mejor conocida del conjunto de unidades de la zona y ello se debe, fundamentalmente, a los últimos trabajos de Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutierrez (1997). Como ya se ha descrito en el apartado correspondiente del capítulo de Estratigrafía y Petrología, estos autores relacionan la fábrica planar (S) o plano linear (SL) con buzamiento al SO distintiva de esta unidad, con el desarrollo de una cizalla dúctil de espesor kilométrico asociada al emplazamiento hacia el N/NE de la peridotita de Loma Caribe. Dentro de esta zona de cizalla, los citados autores separan, en el sector correspondiente a las Hojas 1:50.000 de Hatillo y Bonaó, dos conjuntos estructuralmente superpuestos, ambos con la disposición alargada según las directrices NO-SE de la unidad, cuyo límite coincide con un cabalgamiento de características esencialmente frágiles (Fig. 3.3.5 g), que denominaron cabalgamiento de Fátima: a) un conjunto milonítico-filonítico superior, situado al SO, adyacente a la alineación peridotítica, que identifican con una zona de cizalla dúctil de gran escala generada en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes; y b) un conjunto menos deformado inferior, en facies de prehnita-pumpellita, en el que las rocas presentan diversos grados de desarrollo de una esquistosidad por mecanismos tanto de cizalla pura como de cizalla simple.

El conjunto estructuralmente superior, denominado por Draper et al. (1995,1996) “zona de cizalla de Ozama”, tiene un espesor estructural superior a los 3.000 m y en él la fábrica milonítica-filonítica está definida por la alternancia de niveles máficos y félsicos, la orientación de la masa de filosilicatos y el aplastamiento del agregado cuarzofeldespático. Sobre el plano de esta fábrica, la lineación de estiramiento mineral está marcada por la orientación alargada de los anfíboles y ribbons de cuarzo. A escala de afloramiento, en este conjunto superior es habitual la presencia de un intenso replegamiento isoclinal, en el que suelen ser frecuentes las charnelas curvas, rotadas y transpuestas según la dirección de transporte tectónico. En lámina delgada, el carácter no coaxial de la fábrica se pone de manifiesto por la asimetría de las colas y las sombras de presión en porfiroclastos y por el desarrollo de fábricas compuestas SC de tipo II (Lister y Snoke 1984) (Fig. 3.3. 5 e) en las que la estabilidad de actinolita, albita y micas en sus planos indica que fueron generadas por

un cizallamiento en condiciones metamórficas de las facies de los esquistos verdes. También es común una esquistosidad de crenulación extensional (EEC, Platt y Visers, 1980), generada en los estadios más avanzados del cizallamiento (Fig. 3.3. 5 f), en cuyos planos crece la asociación mineral de clorita, epidota, albita y mica blanca. Las transformaciones tardías de carácter retrógrado producen la sericitización de plagioclasa y la cloritización del anfíbol y las micas. Todos los indicadores cinemáticos del movimiento, incluido el análisis de las petrofábricas de los ejes de cuarzo en ribbons policristalinos (Draper et al. 1995 y 1996), indican un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N/NE

El conjunto estructuralmente inferior, denominado por Draper et al. (1995,1996) “zona del Altar”, tiene aproximadamente 5.000 m de espesor y en él sus términos más altos, inmediatamente infrayacentes al cabalgamiento de Fátima, todavía presentan fábricas no coaxiales similares a las descritas. Sin embargo, en general, la fábrica de este conjunto es menos penetrativa y especialmente hacia muro es posible apreciar las características originales de las rocas y la estratificación. En estos casos, la fábrica, con el mismo buzamiento hacia el SO que en términos suprayacentes, suele presentar mayor inclinación que la estratificación, indicando una vergencia general hacia el NE. La distinta naturaleza de esta fábrica con respecto a la de la “zona de cizalla de Ozama” ha sido puesta de manifiesto por Draper et al. (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) mediante la comparación de las petrofábricas de cuarzo de ambas zonas (Figs. 3.3.6). Mientras que los diagramas de orientación preferente del cuarzo de la “zona de cizalla de Ozama” muestran un origen relacionado con el funcionamiento de una cizalla simple, los de la “zona del Altar” son típicos de cizalla pura ya que muestran guirnalda simétrica poco definidas o no muestran la existencia de deformación plástica intracristalina en el cuarzo al encontrarse los ejes <c> dispuestos al azar.

La disposición de los dos conjuntos descritos como zonas subtabulares estructuralmente superpuestas y adyacentes, la de Ozama en una posición más interna y la del Altar en una posición más externa, tiene buena continuidad lateral en las Hojas de Bonaio y Hatillo y sector NO de la de Villa Altagracia. Sin embargo, en el sector central y, sobre todo, SE de esta última Hoja esta disposición se rompe, encontrándose términos menos deformados equivalentes a los descritos en la zona del Altar, tanto en posiciones más internas como más externas respecto a los términos más deformados equivalentes a los de la zona de cizalla de Ozama. De hecho en la Hoja de Villa Altagracia la traza del cabalgamiento de Fátima se

Fig. 3.3.5

Fig. 3.3.6

pierde, y en su lugar se ha cartografiado un límite “orientativo” entre estas dos zonas. La ausencia de cartografía en la hoja contigua impide conocer la evolución lateral de la deformación por cizalla pero todo parece indicar que en estos sectores ésta se atenúa no sólo hacia el NE sino también hacia el SE. Esta circunstancia podría sugerir una cierta oblicuidad de convergencia entre los elementos que dieron lugar a la zona de cizalla de tal forma que ésta tendría un desarrollo más amplio hacia el NO, acunándose, como así parece ocurrir, hacia el SE.

La Figs. 3.3.7 y 3.3.8 muestran la proyección estereográfica de los principales elementos estructurales de la zona de cizalla. La dirección de la fábrica varía de ONO-ESE a NO-SE y su buzamiento suele oscilar entre los 30° y 60° hacia el SSO o SO. La lineación presenta inmersiones medias de 20°-30°, principalmente hacia el SSE. Igual que ocurre en el Complejo Río Verde, esta fábrica puede estar localmente plegada por pliegues laxos de entidad meso y macroscópica los cuales tienen planos axiales subverticales o con un fuerte buzamiento hacia el SO y ejes subhorizontales. A estos pliegues se asocia el desarrollo de una esquistosidad de plano axial poco penetrativa que crenula la fábrica principal. Como en caso del Complejo Río Verde, y más aún teniendo en cuenta sus similares características, esta deformación se asocia con compresiones tardías, muy posiblemente relacionadas con el funcionamiento del cabalgamiento de Hatillo.

Las formaciones Los Ranchos y Peralvillo Norte se sitúan al NE de los Esquistos de Maimón y están separadas de éstos por los afloramientos de diversas formaciones del Cretácico superior o por la traza del cabalgamiento eoceno de Hatillo, de tal forma que en ninguno de los dos casos es posible observar un tránsito hacia los esquistos. A pesar de ello, las observaciones de campo llevadas a cabo en el transcurso del presente trabajo han puesto de manifiesto la similitud litológica entre la mayoría de las rocas integrantes de estas dos formaciones y los términos menos deformados de los Esquistos de Maimón. Esta similitud se refuerza por la presencia de una deformación penetrativa en el miembro Pueblo Viejo de la Fm Los Ranchos (fig. 3.3.9) y en todo el conjunto de la Fm Peralvillo Norte (3.3.10), y de un metamorfismo asociado, al menos en ésta última formación, en facies de la prehnita-pumpellita a los esquistos verdes. En el miembro Pueblo Viejo la deformación consiste en pliegues de escala mesoscópica con dirección NO-SE y una esquistosidad de plano axial asociada cuya vergencia NE es consistente con la observada en los términos inferiores de la zona del Altar. En la Fm Peralvillo Norte las relaciones de la estratificación y la esquistosidad

Fig. 3.3.7

Fig. 3.3.8

Fig. 3.3.9

Fig. 3.3.10

son bastante complejas, posiblemente debido al mayor grado de deformación, y es difícil determinar la vergencia. Tal y como señalaron Draper et al (1995, 1996) y Draper y Gutierrez (1997), la similitud en la orientación de estas fábricas con las observadas de los Esquistos de Maimón y el hecho de que todas ellas en conjunto representen una disminución continua en el gradiente de la deformación hacia el NO sugieren su correlación dentro de un mismo evento deformativo, la mencionada obducción de la peridotita de Loma Caribe.

3.3.2. La estructura relacionada con la tectónica del Cretácico superior--Eoceno (o post-Albiano)

Como se ha descrito en varias ocasiones, las formaciones post-Aptiano se distinguen por su carácter no metamórfico y por la ausencia de una fábrica deformativa generalizada. Pese a que los contactos actuales de la mayoría de estas formaciones están constituidos por fallas, se considera que todas ellas eran originalmente discordantes sobre el bloque infrayacente de unidades metamórficas, conformando lo que en este trabajo se ha denominado bloque o nivel estructural superior. El único caso en el que se ha podido constatar el carácter discordante de estas formaciones es el ya citado de las calizas de Hatillo, que en la mina de Pueblo Viejo (Hoja de Hatillo) se apoyan mediante un conglomerado basal sobre la formación plegada y ligeramente metamorfizada de Los Ranchos. Esta circunstancia es especialmente importante por cuanto se trata de dos formaciones bien datadas como Cretácico inferior, la Fm Los Ranchos (Kesler et al., 1991a) y como Albiano- Cenomaniano, las calizas de Hatillo (Bowin, 1966; Russel y Kesler, 1991) lo que ha permitido asignar la discordancia al tránsito Aptiano-Albiano. Esta discordancia se ha reconocido también en determinados puntos de la Cordillera Oriental (Bourdon, 1985) así como en Puerto Rico y posiblemente Cuba y a ella se ha asociado un cambio de quimismo en el volcanismo (Lebron y Perfit, 1993,1994) cuyas implicaciones se han explicado en el apartado anterior.

En la zona de estudio, el periodo comprendido por el Cretácico superior hasta la parte inferior del Eoceno está dominado por el desarrollo de los procesos magmáticos que dieron lugar a la evolución del arco de islas como consecuencia de una subducción con polaridad SO. De estos procesos magmáticos forma parte el volcanismo de la formación Tireo que se concentra a lo largo del eje del arco; o el de las formaciones Las Lagunas y, posteriormente, San Juan y, Los Bañitos , que ocupan posiciones más frontales del mismo, posiblemente

alguna de ellas correlacionables con una cuenca delantera de arco; así como también el de las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur, cuya posición intermedia en el arco, y su particular quimismo, plantea serios problemas paleogeográficos (ver capítulo de Historia Geológica). 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.

En el periodo Cretácico superior-Eoceno, los principales procesos deformativos se concentran al final del mismo en forma de cabalgamientos frágiles con vergencias al NE (cabalgamiento de Hatillo), o dúctil/dúctil-frágiles (cabalgamientos del Río Yuna o La Yautía) con vergencias al E o SO. Previamente, las deformaciones son escasas y parecen reducirse a determinados movimientos en la vertical que se ponen de manifiesto por la presencia de algunas discordancias. Entre éstas destacan las que aparecen a la bases de las formaciones Don Juan y Los Bañitos. La primera es una discordancia Maastrichtiano y por encima de ella se desarrollan los conglomerados de base de la Fm. Don Juan. Boisseau (1987) identifica esta discordancia con una importante fase tectónica producida por el emplazamiento hacia el Norte de un conjunto ofiolítico formado por la peridotita y las formaciones Peralvillo Sur y Siete Cabezas. En el presente trabajo no se ha encontrado ninguna evidencia de esta fase tectónica, al menos en el sentido descrito por Boisseau (1987) y en su lugar, la citada discordancia se supone relacionada con levantamientos locales del frente del arco y, quizá simultáneamente, con el avance y retroceso de la cuenca delantera de arco. Idéntica interpretación, aunque para al tránsito Paleoceno–Eoceno, se puede aplicar a la discordancia de base de la Fm. Los Bañitos.

El cabalgamiento de Hatillo y estructuras relacionadas

El cabalgamiento de Hatillo aflora bien en las Hojas de Bonaó y Hatillo donde superpone los Esquistos de Maimón sobre la formación Las Lagunas mediante un plano con buzamiento entre 30° y 40° hacia el SO. Basándose en la edad de los materiales más modernos (Eoceno medio, Fm. Las Lagunas) por él afectados, su funcionamiento ha sido bien datado como Eoceno superior. Hacia el SO, la continuidad de la traza de este cabalgamiento es problemática al verse afectada por fallas transversales de dirección NE-SO asociadas al propio avance del cabalgamiento y, sobre todo, porque dicha traza está interrumpida por *stocks* de dioritas y granodioritas que, consecuentemente, quedan datados como post-cabalgamiento de Hatillo, es decir, Eoceno superior o más tardías (Fig. 3.2.2). En la Hoja de

Villa Altagracia el plano de este cabalgamiento no llega a aflorar en ningún punto y, a partir del contraste deformativo de las unidades que pone en contacto, su traza se ha cartografiado dividida en dos ramales, los cuales confluyen al Norte de Yamasá (Fig. 3.2.2). El ramal más meridional, es relativamente evidente y pone en contacto los Esquistos de Maimón sobre la Fm. Peralvillo Norte (Fig. 3.2.3). El más septentrional, tiene un trazado más dudoso, y superpone esta última formación sobre los términos volcanoclásticos y limolíticos indeformados de la Fm Don Juan. La traza de este último cabalgamiento se ha deducido, en parte, por la presencia de una esquistosidad de fractura relativamente constante afectando a las litologías del bloque de techo.

Otras estructuras relacionadas con la misma tectónica compresiva (o transpresiva) que produjo el cabalgamiento de Hatillo, son los cabalgamientos internos la Fm las Lagunas, con su misma vergencia NE, así como los pliegues meso y macroscópicos observados en esta última unidad y en las infrayacentes calizas de Hatillo, algunos de los cuales conllevan un desarrollo de esquistosidad de plano axial. Una deformación similar caracteriza las calizas de la Fm Los Bañitos, en las que se han medido ejes de pliegues con inmersiones entre 10° y 30° hacia los 310° y una esquistosidad de plano axial asociada N116/66S. En la Hoja de Villa Altagracia se atribuyen a esta deformación los pliegues de escala cartográfica que se deducen de los cambios de buzamiento observados en la Fm Don Juan, así como los ya mencionados pliegues y la esquistosidad de crenulación que, con una dirección NO-SE, afectan localmente a la fábrica principal de los Esquistos de Maimón y del Complejo Río Verde.

El cabalgamiento de Hatillo y el resto de estructuras compresivas (o transpresivas) arriba descritas se supone que derivan de los procesos de convergencia, posiblemente oblicua, entre el arco de islas de La Española, y el borde meridional (plataforma de Las Bahamas) de la placa Norteamericana. En sectores más occidentales y meridionales de la isla, esta misma convergencia y la aproximación hacia el NE de otro elemento, el *plateau* oceánico del Caribe, produjo, posiblemente a partir del Eoceno, el desarrollo de pliegues y cabalgamientos con vergencia SO en el conjunto de formaciones de arcos de isla, en ese momento ya constituidas como basamento, y su propagación hacia el cinturón de Peralta. Los cabalgamientos de La Yautía y del Río Yuna se relacionan con los estadios iniciales de este proceso. La descripción detallada de estas estructuras se realiza en la memoria de la Hoja 1:50.000 contigua de Arroyo Caña

3.3.3. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad.

La tectónica de desgarres de la isla de La Española tiene como principales elementos las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden que en sectores regionalmente orientales forman los límites de la fosa del Caimán desde donde penetran en la isla e individualizan la microplaca de Gonave (Fig. 3.3.11). Según Mann et al. (1995) y Dolan y Mann (1998), esta microplaca está, desde el Mioceno medio, en un proceso de escisión de la placa caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de ellas. La apertura del surco de Caymán se inició a partir del Eoceno medio, en un contexto trantensivo, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre la Plataforma de Las Bahamas y el Gran Arco de Islas del Caribe. Este proceso culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla, generalizándose dentro de ella la tectónica de desgarres, una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieran soldados.

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). 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) (Fig. 3.3.12). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la falla de Enriquillo-Plantain Garden, también con movimiento sinestral, que tiene su terminación oriental en la zona situada al norte de la bahía de Ocoa (Hojas de Pueblo Viejo y Azua) (Fig. 3.3.13). En el presente trabajo se especula con la posibilidad de que esta terminación produzca una tectónica localizada, aparentemente sobreimpuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes.

En el interior de la isla, es decir, en el sector comprendido entre las dos fallas mencionadas y, más concretamente, las estructuras relacionadas con la tectónica de desgarre corresponden principalmente a dos tipos: a) fallas de dirección ONO-ESE a OSO-ENE, entre las que la dirección media E-O es predominante; y b) fallas de dirección NO-SE. Las primeras se han cartografiado por toda la zona de estudio y afectan a la práctica totalidad de los contactos y estructuras, generalmente con desplazamientos pequeños. A *grosso modo*,

Fig. 3.3.11

Fig. 3.3.12

Fig. 3.3.13

estas fallas siguen las mismas pautas que las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden y en términos generales se pueden definir como desgarres sinestrales. Más en detalle, y siguiendo la interpretación de Mann et al., (1985), las de dirección E-O corresponden a fallas sinestrales en sentido estricto mientras que las ONO-ESE, subparalelas a la falla Septentrional, pueden tener cierta componente inversa, y las OSO-ENE, subparalelas a la falla de Enriquillo-Plantain Garden, cierta componente normal. Por otro lado, en términos del modelo *Riedel* de fracturación (Tchalenko, 1968), las primeras se podrían asimilar a fallas de tipo "D", las segundas a fallas de tipo "P", y las terceras a fallas de tipo R (Fig. 3.3.13). Pese a que estas fallas se han observado en todo el ámbito de la zona de estudio su distribución a escala regional parece adecuarse a bandas o corredores (Mapa de lineamientos, Proyecto SYSMIN de Riesgos Geológicos, SGN, inédito, 1999), indicando una localización o partición de la deformación por cizalla. En este sentido, la parte del cinturón de Peralta comprendida en las Hojas de San José de Ocoa, Yayas de Viajama y Padre las Casas, con una alta densidad de estas fallas, podría corresponder a uno de estos corredores.

Las fallas de dirección NO-SE son más abundantes en el sector NO de la zona de estudio, concretamente en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, donde coexisten y son desplazadas por las de dirección E-O, en este caso minoritarias. En esta zona, las fallas de dirección NO-SE forman la mayoría de los límites entre los principales terrenos o unidades cartográficas y de hecho se interpretan como contactos previos, estratigráficos, intrusivos o tectónicos, que por su orientación favorable han sido reactivados como fallas de componente sinistral inversa o inversa durante la transpresión de finales del Neógeno (Mann et al., 1984) (Fig.3.3.13). Siguiendo esta interpretación, Mann et al. (1991 b) sugieren que las principales provincias morfoestructurales del interior de la isla consisten en elevaciones estructurales y valles intermedios cuyos límites más recientes están formados o reactivados por fallas de dirección NO-SE. Entre las fallas de dirección NO-SE más importantes del cuadrante 1:100.000 de Bonao, hay que destacar la zona de falla de La Española (*La Hispaniola Fault Zone*, Mann et al 1991 b), a la que se asocia el afloramiento del importante ridge de peridotitas que con dirección NO-SE atraviesa diagonalmente la zona (Fig. 3.2.2). Este ridge, que con una longitud superior a los 100km se ha reconocido en zonas de *offshore* al SE de Santo Domingo, tiene un importante registro en el mapa de anomalías aeromagnéticas de la isla (CGG, 1998) y constituye un buen ejemplo de una estructura heredada, posiblemente una sutura, reactivada como falla esencialmente sinistral durante la transpresión neógena. Un

poco más al NE, el cabalgamiento de Hatillo está bien datado como una estructura del Eoceno medio, aunque no se descarta que también tenga una cierta reactivación como falla sinistral durante la misma fase transpresiva.

Dentro de este contexto de zona transpresiva o *restaining bend*, Mann et al. (1991 b) citan la presencia de *grabens* y pequeñas cuencas alineadas según la dirección regional de máximo esfuerzo NE-SO a ENE-OSO (Dolan y Mann, 1998). En el ámbito del cuadrante de 1:100.000 de Bonaó se observan numerosas fallas con esta dirección que, sin llegar a la categoría mencionada, al menos muchas de ellas canalizan potentes depósitos aluviales que están alineados a favor de cauces de ríos actuales. Aunque alguna de estas fallas pudiera tener su origen en tectónicas previas, por ejemplo como fallas de transferencia del movimiento asociadas a cinturones de pliegues y cabalgamientos, es posible que muchas de ellas hayan sido reactivadas como fallas normales durante la tectónica transpresiva. Un caso particular es el de la cuenca de Bonaó que, con una forma triangular, ocupa el sector central de la Hoja con este mismo nombre (Fig. 3.2.2). Los límites occidental y oriental de esta cuenca son activos, correspondiendo, respectivamente, a la fallas de Bonaó y de la Española; el límite meridional es pasivo y está formado por los relieves de los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía y del Complejo Duarte. De los dos límites activos el más importante es, sin duda, la falla de Bonaó a lo largo de la cual se concentran los ápices de potentes abanicos aluviales actuales y subactuales. Esta falla tiene una importante componente normal o normal-dextral y sus efectos más significativos son, aparte del desarrollo de la propia cuenca, la omisión del Complejo Duarte y del cabalgamiento del Río Yuna, que probablemente queden ocultos bajo los depósitos cuaternarios.

4.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 Bonao), 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.

4.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Villa Altagracia (6172-II) se sitúa en la parte sureste de la Cordillera Central Dominicana. Los relieves más acusados corresponden a la denominada Loma de los Siete Picos o Siete Cabezas configurando una sierra que con cotas de 600 a 900 m cruza la Hoja con una dirección NO-SE, formando las estribaciones surorientales de la cadena. A uno y otro lado de esta sierra, los relieves son menos acusados y consisten en alineaciones de lomas más bajas, (250 a 400 m) con direcciones subparalelas a la anterior entre las que destaca por su extensión la Sierra de Yamasa que se desarrolla en la parte septentrional de la Hoja y se prolonga hacia el Norte.

En consecuencia las cotas más altas se encuentran en la sierra de la Loma de los Siete Picos, donde la línea principal de cumbres supera los 600 m, alcanzándose una cota máxima de 934 m. Más al NE localmente se alcanzan los 500 m de altitud si bien la mayoría de elevaciones se encuentran entre los 300 y 450 m. En la vertiente derecha del río Haina, al extremo SO de la Hoja, se superan los 750 m (Loma de los Aguacates). La altitud media en la Hoja es de unos 300 m y las cotas más bajas se encuentran en el fondo de los valles de los ríos Guanuma y Yamasa donde se desciende hasta los 50 m.

El clima imperante es tropical húmedo con temperaturas medias en verano en torno a los 26° y de 22° en invierno. La media de temperaturas máximas anuales supera los 30° y la de las mínimas es de unos 20°. Los máximos pluviométricos se concentran en la cuenca del río Haina, al Oeste de la Hoja, donde se superan los 2250 mm anuales. En la parte oriental de

la Hoja se registran los valores más bajos reduciéndose a menos de 2000 mm. El promedio de días de lluvia anuales es de 125 a 150 días.

La red hidrográfica se articula a partir de las cuencas de los ríos Ozama y Haina, que desaguan en el mar Caribe. La mayor parte de los cursos secundarios pertenecen a la red del Ozama destacando los ríos Isabela, Higüero, Guanuma, Leonora, Yamasa y Verde, mientras que los ríos Guanamito y Básima constituyen los principales tributarios del Haina en la Hoja. En su mayor parte presentan cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera, si bien el Guanuma, Yamasa, algunos tramos del Ozama y sobretodo el Haina, discurren por valles más ensanchados y poseen llanuras aluviales extensas. Los cursos se canalizan a favor de valles intramontañosos que consecuentemente tienen la misma dirección NO-SE que las alineaciones montañosas principales, aunque a veces su trazado puede ser más anárquico dependiendo de la litología del sustrato.

4.2. Análisis morfológico

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

4.2.1. Estudio morfoestructural

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

La unidad fisiográfica más destacada en la Hoja corresponde a la Sierra de la Loma de los Siete Picos que se desarrolla sobre un sustrato constituido por rocas basálticas con eventuales niveles vulcanosedimentarios interestratificados de la Fm. Siete Cabezas (Cretácico superior). Sigue claramente la estructuración general de la Cordillera Central

(NO-SE), se encuentra limitada a ambos lados por fallas con expresión morfológica de gran continuidad y comprende las máximas elevaciones de la Hoja.

Al NE de esta sierra se establecen una serie de franjas subparalelas definidas por la sucesión de diversas unidades geológicas. De este modo y en sentido SO a NE se disponen el Complejo Río Verde (esquistos, basaltos, rocas vulcanoclásticas y gabros del Cretácico inferior), las peridotitas de la Fm. Loma Caribe (Jurásico superior), la Fm. Peralvillo Sur (basaltos, diabasas y rocas vulcanoclásticas del Cretácico superior), los Esquistos de Maimón, la Fm. Peralvillo Norte (del Cretácico inferior, con basaltos y andesitas a muro y materiales vulcanosedimentarios a techo) y finalmente la Fm. Don Juan (serie vulcanosedimentaria pelítica del Cretácico terminal-Paleógeno).

Las primera franja, con sustrato representado por el Complejo Río Verde, mantiene a grandes rasgos la estructuración general NO-SE aunque exhibe una distribución de los elementos fisiográficos más anárquica que las bandas adyacentes. Este fenómeno se acentúa en las áreas ocupadas por cuerpos ígneos relativamente masivos, donde la red de drenaje tiende a establecerse de forma más radial.

Las dos siguientes bandas (correspondientes a afloramientos de las Fms. Loma Caribe y Peralvillo Sur) destacan por las altas pendientes y por el desarrollo de aristas muy continuas que se extienden claramente según la dirección general NO-SE.

En las tres franjas restantes (con sustratos pertenecientes, de SO a NE, a los Esquistos de Maimón, Fm. Peralvillo Norte y Fm. Don Juan) se mantiene la estructuración fisiográfica conforme a la directriz NO-SE si bien resulta menos evidente a causa de la suavización general del relieve. Intruidos en estos materiales se reconocen varios stocks de granitoides que destacan como elevaciones en las rocas encajantes y por la disposición algo más anárquica de la red hidrográfica.

En el extremo suroccidental de la Hoja se distinguen los esquistos, y localmente rocas subvolcánicas del Complejo Duarte, constituyendo un área estructurada de acuerdo con la dirección NO-SE general de la cadena. El Complejo Duarte incluye en esta zona dos stocks de tonalitas foliadas cuya presencia se manifiesta en el relieve por la disposición radial de la red de drenaje a partir del centro de los cuerpos intrusivos.

Las zonas deprimidas corresponden a los valles de los principales cursos de la red hidrográfica.

En la esquina SO de la Hoja destacan los valles de los ríos Guanamito, Básima y Haina correspondientes a la cuenca de este último. En conjunto constituyen una extensa depresión alargada en dirección NNO-SSE, con una importante concentración de materiales cuaternarios, que se conoce bajo el término de Cuenca de Villa Altagracia.

En la cuenca del Guanuma, al SE de la Hoja, se registra también un desarrollo destacable de depósitos cuaternarios, en su mayor parte pertenecientes a glaciais.

Al NE, en la cuenca del Yamasa, se ensanchan considerablemente los valles dando lugar a un considerable acúmulo de formaciones superficiales.

Finalmente cabe indicar que el río Ozama se encuentra bastante encajado en la Hoja, de modo que únicamente en algunos tramos localizados origina depresiones de cierta consideración con desarrollo notable de materiales cuaternarios.

En la Hoja las únicas formas conservadas que se encuentran directamente relacionadas con procesos endógenos son de origen estructural y se describen a continuación.

4.2.1.1. Formas estructurales

En la Hoja se han distinguido únicamente como formas estructurales las fallas con expresión morfológica. Destacan las fallas que limitan a ambos lados la sierra de la Loma de los Siete Picos. Ponen en contacto la Fm. Siete Cabezas con el Complejo Duarte al SO y con el Complejo Río Verde al NO. Se manifiestan como un cambio de pendiente delimitado por las pronunciadas laderas de la sierra y se conservan localmente facetas triangulares.

4.2.2. **Estudio del modelado**

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

4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Los depósitos desarrollados en laderas corresponden a deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos se distribuyen de forma dispersa en la mitad nororiental de la Hoja. Constituyen formas de dimensiones moderadas con extensión deca a hectométrica y potencias de varios metros. Se desarrollan en pendientes pronunciadas a medias sobre todo tipo de litologías, si bien tienden a concentrarse en las formaciones esquistosas y en rocas ígneas muy meteorizadas. La litología depende directamente de la naturaleza del sustrato y corresponde en su mayor parte a arenas y lutitas con gravas y bloques.

Los coluviones se encuentran de forma dispersa en la cabecera del Guanuma y Máyiga. Poseen una extensión hectométrica y su potencia es del orden de varios m desarrollándose en pendientes medias a pronunciadas. La litología depende de los relieves circundantes consistiendo generalmente en lutitas y arenas con bloques y cantos. Los depósitos coluviales poseen una nula a muy baja organización como consecuencia de su reducido transporte.

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

Las facetas triangulares son poco frecuentes en la Hoja y se reconocen exclusivamente en la parte suroccidental de la misma en relación con las fallas que limitan la sierra de la Loma de los Siete Picos.

4.2.2.2. Formas fluviales

En la Hoja de Villa Altagracia se han distinguido los siguientes depósitos de origen fluvial: 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 la cuenca del Haina predominan los cantos de esquistos y

rocas volcánicas del Complejo Duarte y Fm. Siete Cabezas a lo que hay que añadir una proporción destacada en clastos de tonalitas foliadas, en la cuenca del Yamasa corresponden a esquistos y rocas ígneas del complejo Río Verde y en menor medida a materiales basálticos de la Fm. Siete Cabezas, en la cuenca del Yamasa, son principalmente de esquistos y rocas volcánicas de las Fms. Maimón y Peralvillo Sur respectivamente y finalmente en el Ozama se registra una gran variedad de litologías de los cantos como consecuencia del prolongado recorrido que presenta este curso en la Hoja.

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 20 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 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 se generan en las áreas anegables durante las avenidas estacionales y en cierto modo constituirían la terraza más baja. En la Hoja presentan un desarrollo destacable en el río Haina donde caracterizan una red trenzada con multitud de brazos inactivos en aguas bajas. Se distinguen también en los ríos Guanamito y Básima donde poseen una menor representación. Su espesor es moderado, con registros máximos próximos a los 10 m.

Las terrazas se reconocen en gran parte de los cauces de la red principal. Alcanzan una extensión considerable en la cuenca del Haina o Depresión de Villa Altagracia, y poseen también un desarrollo longitudinal destacable en el Guanuma y Pantoa, apareciendo de forma más aislada en los valles de los ríos Máyiga, Yamasa, Ozama y Verde. Se han agrupado en dos conjuntos de acuerdo con su posición respecto al cauce: Terrazas bajas que comprenden los niveles inferiores, con cotas de +1-5 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 registran una representación muy local y una escasa extensión. Su potencia se cifra en unos 10 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 acusada y motiva la generación de laderas bastante pronunciadas (con predominio de pendientes del 10-30% o superiores al 30% según zonas) y encajamientos que en muchos casos son del orden de varios cientos de metros. Muestra un evidente patrón dendrítico y presenta una mayor incisión y estructuración sobre materiales de origen sedimentario, volcánico y vulcanosedimentario, (Fms. Siete Cabezas, Peralvillo Sur y Norte, Don Juan, Esquistos de Maimón y Complejos Duarte y Río Verde), que sobre substratos constituidos por rocas plutónicas (dioritas, gabros y tonalitas 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 presentando una distribución radial o anárquica. La mayoría de cauces muestran escarpes importantes en sus márgenes denotando la celeridad de los procesos de encajamiento.

Los procesos de erosión lateral del cauce se concentran en los tramos donde los cursos presentan un trazado meandriforme coincidiendo con zonas donde el sustrato está muy alterado y muestra una escasa resistencia a la erosión. Constituyen un fenómeno muy frecuente en la cabecera del río Verde.

La generación de cabecera de cárcavas se produce mayoritariamente las en partes altas de las laderas de pendientes elevadas y sobre sustratos muy meteorizados de distintas formaciones.

Finalmente los saltos de agua se desarrollan principalmente en los sectores de la Hoja donde se encuentran los principales relieves y los mayores desniveles, desarrollándose principalmente al SE la Loma de los Siete Picos.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representados en la Hoja de Villa Atagracia por glacis.

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

Los glacis de ladera son bastante comunes reconociéndose en las cabeceras y valles de los ríos Guanamito, Básima, Haina, Isabela, Guanuma, Máyiga, Leonora, Yamasa, Pantoa y Ozama. Se concentran en las parte bajas de la laderas y constituyen formas acumulativas de moderada extensión que tienden a adoptar una disposición longitudinal subparalela al cauce. Su potencia raramente sobrepasa los 15 m.

Los glacis de acumulación aparecen exclusivamente entre los río Yamasa y Pantoa en el extremo nororiental de la Hoja. Registran una extensión considerable, próxima a los 2 km² y alcanzan potencias superiores locamente a los 20 m. Se desarrollan a cotas comprendidas entre 10 y 40 m sobre los cauces actuales y presentan una cierta correlación con las terrazas altas. Los depósitos muestran una mayor organización que los glacis de ladera observándose localmente estratificación cruzada e imbricación de cantos.

La formas no deposicionales más comunes y extensas corresponden a las superficies de erosión. La superficie más antigua está muy desmantelada y se preserva localmente en la línea de cumbres de la Loma de los Siete Picos manifestándose como un rellano desarrollado entre los 700 y 800 m de altitud. Otras superficies más bajas se distribuyen de forma inconexa por toda la Hoja y pueden agruparse en los siguientes intervalos de cotas: 300-400 m, correspondiendo a superficies relictas en aristas de elevaciones intermedias, 200-300 m definiendo superficies muy disectadas desarrolladas en posiciones medias y bajas de las laderas y 100-150 apareciendo de forma aislada en la parte oriental de la Hoja y presentando una posible correlación con los depósitos de glacis de acumulación existentes en la cabecera del Yamasa.

Los inselbergs constituyen una de las formas de erosión poligénicas más frecuentes y características de la región. Son muy abundantes en la Hoja y corresponden a relieves

relictos que destacan en las principales aristas de los interfluvios. Presentan generalmente morfologías cónicas o subpiramidales bastante acusadas.

4.3. Evolución dinámica

La estructuración del relieve actual comienza a finales del Neógeno, momento en el que se establece una configuración paleogeográfica en la región similar, a grandes rasgos, a la existente en la actualidad.

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

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

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado derivan directamente del establecimiento de la red de drenaje. El levantamiento mantenido de la isla, unido al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, propicia el espectacular encajamiento de los cursos hidrográficos y el rápido desmantelamiento de las formas más antiguas. La intensa actividad erosiva originada a partir de la instalación de la red se manifiesta por el predominio de formas 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 evidencian los sucesivos episodios de encajamiento. Las terrazas altas y medias se encuentran muy desmanteladas y se disponen 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 conos aluviales constituyen formas poco frecuentes y se desarrollan de forma localizada a la salida de algunos arroyos.

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados consisten en coluviones y deslizamientos y constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos. Otras formas

de ladera (cambios bruscos de pendiente y facetas triangulares) aparecen de forma puntual en la Hoja. Las primeras se relacionan con superficies antiguas relictas muy desmanteladas mientras que las segundas se reconocen localmente en las fallas que limitan la sierra de la Loma de los Siete Picos.

Las formas poligénicas se encuentran en relación con procesos que registran una actividad cronológicamente muy prolongada así que las más antiguas raramente se preservan. Únicamente en las cumbres de la Loma de los Siete Picos se ha conservado restos de la superficie de erosión más alta, a cotas comprendidas entre los 700 y 800 m. Otras superficies de erosión más bajas se desarrollan de forma dispersa en distintos sectores de la Hoja. Generalmente están bastante disectadas y se encuentran a los siguientes intervalos de cotas: 300-400, 200-300 y 100-150 m. Las dos primeras no conservan depósitos relacionados en la Hoja, a diferencia de la superficie más baja que parece estar en posible relación genética con el sistema de glaciares existente en la cabecera de la cuenca del Yamasa que a su vez es en parte correlativo con las terrazas altas-medias. En las aristas principales son muy frecuentes los inselbergs, destacando como elevaciones aisladas que representan relieves relictos preservados de distintas fases erosivas.

4.4. 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 que denotan un gran potencial de erosión y transporte de sedimentos.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red, desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de erosión y desmantelamiento de los depósitos cuaternarios antiguos existentes en los valles principales.

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

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

Las terrazas bajas registran un riesgo algo más bajo de inundación si bien este fenómeno es frecuente en avenidas estacionales. Las terrazas medias e incluso altas presentan también inundaciones eventuales limitándose a grandes riadas normalmente relacionadas con el paso de huracanes.

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, muy activos en la Hoja, de erosión lateral del cauce.

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 a partir de materiales más o menos sueltos sobre substratos muy alterados. Un riesgo geológico menor es el representado por los coluviones que constituyen formas activas de acúmulo 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.

5.HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

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

5.1. El arco de isla primitivo del Cretácico inferior

La presencia de una fábrica sinmetamórfica de similares características miloníticas-filoníticas a ambos lados del ridge peridotítico, las dos con un gradiente parecido hacia esta estructura, y la similitud litológica de los Esquistos de Maimón con la mayoría de los términos esquistosos del Complejo Río Verde, invitan a la correlación, al menos parcial, de estos dos conjuntos y, sobre todo a la correlación de su deformación dentro del mismo proceso obductivo de la peridotita. No obstante hay factores que aconsejan tomar esta correlación con precaución. Entre éstos hay que considerar la divergencia en la orientación

de las lineaciones, que en el Complejo Río Verde presentan sistemáticas inmersiones hacia el SE o ESE mientras que en los Esquistos de Maimón éstas son hacia el S, SSE o SO. También llama la atención la disimetría en la evolución lateral del gradiente metamórfico y deformativo de estos dos conjuntos: mientras que en los Esquistos de Maimón la intensidad de la deformación milonítica y del metamorfismo disminuyen lateralmente hacia el SE, en el Complejo Río Verde es en esta dirección donde se concentran los gradientes metamórficos más elevados y las deformaciones por cizalla más intensas. Estos dos factores, que probablemente sean producto de las tectónicas más tardías, especialmente de la tectónica de desgarres, indican que la correlación de la deformación en los Esquistos de Maimón y en el Complejo Río Verde, no es del todo directa y que, probablemente, los fragmentos de estos dos conjuntos, ahora enfrentados, estuvieran originalmente distantes.

En cualquier caso, 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, éstas 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 m de espesor, esencialmente constituida por espilitas y keratófidos, 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., 1991b; 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 Ranchos, 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.

5.2. 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), sin representación en la Hoja de Villa Altagracia pero sí en sectores próximos al Oeste. 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 esta 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 2.2.5). 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 los 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 2.2.6) 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, cuarzodioritas 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).

5.3. 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.

6.GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología.

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

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

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

La temperatura media anual es del orden de 22-26° C, dándose los mínimos en las zonas de mayor altitud, más concretamente en la Loma Los Siete Picos o Siete Cabezas,

alineación que atraviesa la Hoja diagonalmente con una dirección NO-SE, se alcanzan temperaturas medias mensuales en torno a 20° C o menores, en los meses menos calurosos (diciembre, enero y febrero).

6.1.2. Hidrogeología

6.1.2.1. Introducción

Como se puede ver en el esquema que acompaña el Mapa Geológico, hidrogeológicamente, en la Hoja de Villa Altagracia aflora un conjunto de materiales ígneos, (tanto volcánicos como plutónicos) y metamórficos, con permeabilidades bajas o muy bajas (prácticamente impermeables) debidas, fundamentalmente, a la fracturación y/o fisuración de los materiales. Estas rocas se disponen en cinturones o bandas de dirección NO-SE, que generalmente están limitadas por fallas subverticales. En la Fig. 6.1.1 se presenta un esquema hidrogeológico regional de toda el área comprendida en el proyecto.

Se debe tener en cuenta que en estos materiales la existencia de franjas superficiales de alteración, por procesos de meteorización, la fisuración y fracturación, por esfuerzos tectónicos (ligados a ciertos condicionamientos litológicos), o el relleno por intrusiones o segregaciones filonianas, proporcionan una permeabilidad secundaria no despreciable.

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

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

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

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

6.1.2.2. 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.

Fig. 6.1.1

Jurásico superior - Cretácico

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

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

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

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

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

También se incluyen en este grupo una serie de intrusiones plutónicas constituidas por dioritas, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas que afloran en el sector NE de la Hoja de Villa Altagracia como cuerpos aislados de dimensiones muy variables (entre 0,1 y más de 25km²). La edad de estas intrusiones se atribuye al Eoceno superior.

Estas rocas en estado sano, compacto y no alterado, presentan una porosidad intersticial casi despreciable (en general muy inferior al 1 – 3 %), además estos poros son muy pequeños, y no

suelen tener conexión entre sí, por lo que de no mediar otras circunstancias, se engloban en la categoría de rocas “prácticamente impermeables”.

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

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

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

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

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

El paso de un horizonte al siguiente es, en general, gradual, no hay límites netos. Excepto la última franja, netamente arcillosa (impermeable), el resto puede considerarse de cierta permeabilidad, baja-muy baja, (en torno a 10^{-6} m/s). Unos pocos metros por encima de la roca inalterada los minerales suelen estar hidratados y, por su diferente índice de expansión suele producir un aumento de la permeabilidad (porosidad total entre el 2 y el 10 %).

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

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

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

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

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

Cretácico superior

Bajo este epígrafe se agrupan los materiales de origen volcánico atribuidos al Cretácico superior, correspondientes a la formación Siete Cabezas. Se trata de un conjunto eminentemente basáltico, con intercalaciones esporádicas de niveles volcanoclásticos (fundamentalmente tobas cineríticas bien estratificadas) y cherts, que con una dirección NO-SE y una anchura de afloramiento entre 1 y 10 km discurre desde las inmediaciones de Piedras Blancas hasta las cercanías de la capital.

En general, en coladas sucesivas de basaltos se puede diferenciar una franja brechoide de base, grosera y escoriácea, que pasa a techo a un material compacto de porosidad reducida aunque con mayor desarrollo de grietas verticales de retracción. No obstante en la Hoja, debido al acúmulo de material, el aumento de la carga litostática hace que se colapsen o

compacten las fisuras y cavidades, especialmente las horizontales, rellenándose total o parcialmente. En todo caso, la circulación vertical es pequeña con respecto a la horizontal.

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

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

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

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

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

Cretácico superior - Paleógeno

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

de tamaño lapilli y muestran una composición similar a la anterior con predominio de fragmentos líticos en los términos más masivos.

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

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

Eoceno inferior

Dentro de este apartado se diferencia un conjunto sedimentario calcáreo y sus términos detríticos basales (Fm. Los Bañitos) que, con reducidas dimensiones, se localiza en el límite septentrional de la Hoja. La litología característica de esta formación son unas calizas de color gris claro que generalmente aparecen fuertemente replegadas o fracturadas como consecuencia de procesos tectónicos. Por debajo de las calizas y, a veces intercaladas con ellas, aparecen otras litologías como limolitas, tobas, conglomerados de cantos calcáreos y microconglomerados de las cuales sólo la última se ha identificado en la Hoja de Villa Altagracia. Los microconglomerados o también brechas tienen aspecto masivo y están formados por clastos y fragmentos de rocas volcánicas.

Se estima una permeabilidad alta para el conjunto de la unidad debida a la fracturación fisuración y/o karstificación de los materiales calcáreos. No obstante dada la escasa extensión de afloramiento, la potencialidad desde el punto de vista de explotación del recurso queda limitada

Cuaternario

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

6.2. Recursos minerales

El principal interés económico en la Hoja de Villa Altagracia está relacionado con la exploración de sulfuros masivos en su zona central, más concretamente en una banda a lo largo del margen meridional de los Esquistos de Maimón y en el contacto entre la Fm. Peralvillo Sur y la peridotita de Loma Caribe a la altura de Sabana Potrero. La peridotita, que unos kilómetros más al norte da lugar al importante yacimiento de ferroníquel de la mina de la Falconbridge Dominicana, no se explota para tales fines en esta Hoja. Aparte, la única evidencia de actividad minera se reduce a la explotación de una serie de canteras, en general de pequeña envergadura y en su mayor parte abandonadas en la actualidad.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

Como se menciona anteriormente el principal interés desde el punto de vista de minería metálica, se centra en el área de Sabana Potrero, no obstante y como lo demuestran las labores de investigación realizadas sobre otras formaciones geológicas, el potencial de encontrar mineralizaciones genéticamente ligadas a las mismas, se mantiene. Bien cierto es que los resultados no han dado el fruto final de la puesta en producción de un yacimiento, pero sí que han permitido constatar, a través de varias intersecciones, la existencia de mineralizaciones subeconómicas.

6.2.1.1. Yacimiento de Sabana Potrero

El yacimiento de Sabana Potrero se localiza en la Formación Peralvillo Sur, próximo al contacto con la Peridotita de Loma Caribe, en una lineación de coordenadas aproximadas X:388037, Y:2072.395. En el mapa geológico este yacimiento se ha etiquetado como indicio N° 18.

La compañía Falconbridge Dominicana realizó una campaña de investigación, completa, sobre el llamativo *gossan* que con dirección subparalela a las formaciones geológicas regionales, destacaba en la formación Peralvillo Sur.

La investigación llevada a cabo, consistió en geoquímica de suelos y rocas, trincheras, geofísica (I,P), y sondeos mecánicos con recuperación de testigo continuo. De estos últimos se realizaron 50

Como resultado de la investigación realizada, se llegó al descubrimiento de una mineralización de sulfuros masivos, lentejona estratiforme, interestratificada con las rocas de composición basáltica típicas de la formación Peralvillo.

La geometría lentejona del yacimiento se ve alterada, y trastocada por la frecuente presencia de diques y cuerpos intrusivos de composición dolerítica y graboidea, que rompen la continuidad de los lentes de sulfuros masivos.

En cuanto a la tipología del yacimiento, en función de su cercanía al foco emisor, la presencia de mineralización tipo *stockwork* en la base de los sulfuros masivos nos llevan a clasificarla como próximal, aún cuando los acontecimientos tectónicos posteriores nos presentan hoy día la secuencia normal invertida, con el *stockwork* por “encima” geométricamente de los sulfuros masivos.

Por su relación con las rocas encajantes, su quimismo, la mineralización se asemeja a yacimiento de tipo “Chipre”.

Leyes de la mineralización intersectada han dado valores puntuales de hasta el 3% de Cu, máximo, y valores medios mucho más bajo para este, como para los otros metales base, Pb, Zn y metales preciosos.

Este contenido metálico, unido a la dislocación que presentan los lentejones de sulfuros masivos, hacen que el yacimiento no sea explotable en las condiciones actuales del mercado de metales.

6.2.1.2. Otros indicios metalicos

Como se ha mencionado anteriormente, la labor investigadora en la Hoja, ha puesto de manifiesto otros indicios metálicos, en varias Formaciones geológicas, que de momento, son solo eso, indicios, pero que abren en el abanico de posibilidades para poder encontrar algún yacimiento futuro. Estos se recogen en la siguiente tabla, se recogen en la tabla 6.2.1

Tabla 6.2.1.

6.2.2. Rocas industriales y ornamentales

La actividad minera relacionada con este grupo se limita a la explotación de pequeñas canteras todas ellas para aprovechamiento como rocas industriales.

6.2.2.1. Aspectos generales históricos

Se constata un gran desinterés histórico por este tipo de sustancias en la zona, como se desprende de los inventarios realizados. El más reciente, elaborado por INYPSA (1985), señala la existencia de únicamente cuatro canteras, abandonadas o de funcionamiento intermitente; su práctico abandono en la actualidad confirma la escasa importancia de este sector, dentro del cual no hay ninguna explotación en activo. La tabla 6.2.2 resume las principales características de las canteras de la Hoja.

NUMERO	COORDENADA	SUSTANCIA	PROVINCIA	ACTIVIDAD	RESERVAS
1	0373500- 2081200	Peridotita	San Cristóbal	Intermitente	Grandes
2*	0371200- 2069400	Esquistos	San Cristóbal	Abandonada	Grandes
3*	0386300- 2080300	Mármoles	San Cristóbal	Abandonada	Medias
4	0391100- 2079800	Rocas volcánicas	San Cristóbal	Intermitente	Medias
5*	0392000- 2079100	Rocas volcánicas	San Cristóbal	Abandonada	Medias
6	0391800- 2076100	Esquistos	San Cristóbal	Intermitente	Grandes
7	0393700- 2072300	Rocas volcánicas	San Cristóbal	Intermitente	Pequeñas
8	0388800 2066700	Peridotita	San Cristóbal	Intermitente	Medias
9*	0387000- 2065700	Rocas volcánicas	Distrito Nacional	Abandonada	Grandes

Tabla 6.2.2. Canteras de la Hoja de Villa Altagracia. Con un asterisco figuran las canteras incluidas en el “Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción” (INYPSA 1985).

Como puede apreciarse, las sustancias son muy variadas. Todas las canteras responden a un ámbito local y en su mayor parte, a pequeñas demandas circunstanciales, generalmente dentro del campo de los áridos naturales.

6.2.2.2. Descripción de las sustancias

- Peridotita.

Se trata de dos pequeñas explotaciones (1 y 8) de peridotita serpentizada fuertemente esquistosa que por su fácil disgregación se utiliza con frecuencia como pavimento de los caminos próximos. Las dos explotaciones son relativamente recientes y sus reservas, cuantiosas, aunque su funcionamiento intermitente deriva de necesidades estrictamente puntuales.

- Esquistos

Como en el caso de la peridotita serpentizada, la fácil disgregación de los esquistos, especialmente cuando están alterados, facilita su explotación al lado de determinados caminos para utilizarlos como pavimento de los mismos. Una de las canteras, la correspondiente al Complejo Duarte (2) está abandonada, y la otra, a la salida de la localidad de Yamasá, abierta en los Esquistos de Maimón (6) se utiliza puntualmente para abastecer necesidades de esta localidad. En ambos casos las reservas son ilimitadas.

- Mármoles

Esta es una cantera inactiva (3) con unas reservas medias a pequeñas, de la que la información disponible le atribuye una utilización como rocas ornamentales. En efecto, se trata de unos mármoles con abundantes venas de cuarzo y un intenso microplegamiento, que los pudieran hacer atractivos para una explotación del tipo mencionado. Sin embargo su intensa facturación, su posible acuñaamiento lateral y, quizá, razones de mercado sean la causa de su actual abandono.

- Rocas volcánicas

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 (4) y en términos volcanoclásticos de la Fm Don Juan (5), fácilmente disgregables por su alto grado de alteración. En el caso de las tobas fuertemente consolidadas (7) 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. Las reservas son abundantes

6.2.2.3. Potencial minero

Son poco esperanzadoras las expectativas relativas a este tipo de sustancias, cuyo potencial parece prácticamente restringido al campo de las rocas industriales. En efecto, la existencia de una sola cantera con fines ornamentales no responde a una coyuntura temporal sino que obedece a una carencia prácticamente total de recursos. Tan sólo los niveles de calizas marmóreas intercaladas en los Esquistos de Maimón y algunos de los tramos más miloníticos de este conjunto, poseen un aspecto que haga pensar en su aprovechamiento con tales fines. Sin embargo, en términos generales, su intensa fracturación lo desaconseja, aunque, puntualmente, estudios específicos pudieran determinar zonas favorables

Justamente lo contrario puede decirse de la potencial extracción de áridos, cuyas reservas podrían considerarse prácticamente inagotables, pero que en realidad tan sólo responden a demandas coyunturales de pequeña envergadura y uso local. En el caso de los naturales, los esquistos alterados de las formaciones metamórficas tienen en uso restringido mencionado anteriormente. Otra cosa son las gravas y arenas cuaternarias del cauce del río Haina y afluentes cuya extensión y facilidad extractiva las hace susceptibles de ser explotadas. En cuanto a los áridos de trituración, su potencialidad es grande, pero su localización en áreas montañosas, generalmente alejadas de núcleos de población, junto con unos procesos de transformación más complejos que en el caso de los naturales los hace menos atractivos que éstos; en respuesta a posibles demandas podrían incluirse en este grupo sobre todo los basaltos de la Fm Siete Cabezas y del Complejo Río Verde

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades antrópicas destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio ocupa un lugar relevante, pues proporciona un conocimiento fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación ponen de manifiesto otros recursos potencialmente utilizables que, empleados de forma racional y ordenada, pueden resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, el patrimonio geológico, sino también estudiarlo en detalle, para así difundir el conocimiento que encierra y crear conciencia de su conservación.

Atendiendo a estas consideraciones, se puede definir un Lugar de Interés Geológico (L.I.G.), como un recurso natural no renovable, donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en un área.

En este sentido, es conveniente la realización de un inventario de lugares de interés geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos o turísticos. Por tanto, contenido, posible utilización y nivel de significado definen un L.I.G., que puede corresponder a un punto, un itinerario o un área.

7.1. Relación de los L.I.G.

En la Hoja de Villa Altagracia se han inventariado cuatro Lugares de Interés Geológico: la sección del Complejo Río Verde al Norte de Hato Viejo, la sección de metabasaltos, metadiabasas y metagabros del Complejo Río Verde en Ledesma, el corte de los Esquistos de Maimón en La Parcela, el corte de las tobas cineríticas bien estratificadas y basaltos de la Fm. Siete Cabezas en Villa Altagracia.

7.2. Descripción de los Lugares

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

- Sección del Complejo Río Verde al Norte de Hato Viejo

Este es un corte sintético representativo de parte de la secuencia tectonometamórfica del Complejo Río Verde al Norte de la localidad de Hato Viejo. Su interés es de tipo estratigráfico, petrológico y estructural, y de forma subordinada geomorfológico. Por su utilización se puede catalogar como científico y por su influencia, regional. A este punto se accede por el Km 22 de la autopista Duarte, desde donde sale la pista que conduce hacia La Cuaba y, posteriormente a Hato Viejo, popularmente más conocido como Gualey. Desde esta última localidad se tendrán que tomar diversos caminos para completar secciones parciales del corte.

El corte se puede empezar tomando el camino que desde las inmediaciones de Maimón conduce a Consuelo. En el primer cruce del río Guanuma hay un buen afloramiento de los términos basálticos basales (unidad cartográfica N° 4) del complejo que se caracterizan por sus tonos verdes y grises, su aspecto masivo y una fracturación intensa. Hay que destacar que, aunque a simple vista en estos basaltos no se observa una fábrica deformativa, en lámina delgada presentan una esquistosidad de cizalla bien desarrollada. Más adelante se llega a un collado en el que se ve uno de los escasos afloramientos de la denominada serie volcanoclástica (6) en la que llama la atención la ausencia de deformación. Bajando el collado se observa la aparición brusca pero transicional de la fábrica de cizalla con buzamiento al NE que caracteriza la unidad de esquistos máficos con intercalaciones de esquistos pelíticos y metacherts (7). Esta unidad, precisamente con intercalaciones de cherts, se puede ver en un pequeño afloramiento al cruzar un arroyo a la entrada de Consuelo. En este afloramiento se reconoce a simple vista la geometría compuesta de tipo SC de la fábrica de cizalla, planos de tipo EEC y, con la lupa, porfiroclastos rotados.

El corte se completa hacia techo en el camino a Ranchito. En la Loma de Regina afloran los mismos esquistos vistos a la estrada de Consuelo, en este caso con una litología más pelítica. En determinados puntos de esta loma se puede ver la esquistosidad de crenulación (Scr) subvertical con buzamiento al SO y pliegues asociados afectando a la fábrica principal (Sp), con buzamiento generalizado al NE. Bajando hacia el río Guanuma se observa el paso gradual, aunque relativamente brusco, a las anfibolitas, que afloran bien en el cauce. Estas se caracterizan por los tonos oscuros y su apariencia masiva aunque en detalle se aprecia bien la fábrica deformativa principal (Sp), localmente plegada y crenulada por la Scr. Sobre los planos de la fábrica principal, se distingue una lineación de estiramiento mineral marcada por la alineación de anfíboles.

Adicionalmente, en el recorrido por esta zona se puede ver en el paisaje la alineación de los ápices de los glacis que tapizan la vertiente norte del río Guanuma, a favor de fallas de dirección NO-SE con movimiento reciente.

- Sección de los metabasaltos, metagabros y metadiabasas del Complejo Río Verde en Ledesma

Este lugar completa hacia techo la serie tectonometamórfica del Complejo Río Verde aunque por la calidad del afloramiento merece la pena inventariarlo como un L.I.G. independiente. Se accede a él en vehículo por la carretera que discurre paralela al río Guanuma en dirección a La Estancia. A escaso 1km pasada esta localidad sale un camino a pie hacia un recodo del río próximo a la localidad de Ledesma, donde se encuentra el afloramiento. Su interés es de tipo estratigráfico, petrológico y estructural, su utilización, de tipo científico y su ámbito de influencia, regional

En el afloramiento está representada la unidad de metabasaltos, metagabros y metadiabasas (10) del Complejo Río Verde. Estas litologías se presentan cizalladas en la facies metamórfica de las anfibolitas. La fábrica Sp es heterogénea e incide principalmente en los metabasaltos donde llega a ser fuertemente penetrativa, manteniendo su buzamiento regional al NE. La lineación mineral se manifiesta, sobre el plano de la fábrica principal, por la alineación de cristales de anfíbol aunque debido al tamaño de grano fino de esta litología, no es fácilmente reconocible. Su inmersión es hacia el SE. En los metabasaltos y metadiabasas la incidencia de la fábrica deformativa

es variable, reconociéndose niveles fuertemente cizallados, de carácter milonítico, coexistiendo con niveles en los que se identifica con facilidad el protolito. En los términos gabroides de grano más grueso se ven bien los planos SC que componen la fábrica no coaxial, los planos EEC, boudinage asimétrico y porfiroclastos rotados. En general, es posible deducir un sentido de cizallamiento hacia el E.

- Corte de los Esquistos de Maimón en La Parcela.

Este L.I.G. es posiblemente el afloramiento más representativo de los Esquistos de Maimón en la Hoja de Villa Altagracia. Se accede a él por la carretera que desde Yamasá sale hacia La Parcela. El afloramiento se encuentra en el tramo del cauce del río Yamasá situado junto a esta población. El interés del punto es petrológico y estructural; su utilización, científica y su ámbito de influencia, regional.

El afloramiento muestra los niveles estructuralmente más altos de los Esquistos de Maimón (12 a) en los que se desarrolla la denominada zona de cizalla de Ozama. Esta se caracteriza por una alternancia de niveles máficos y félsicos dispuestos de forma planar constituyendo una fábrica Sp de carácter milonítico con buzamiento sistemático al SO. La fábrica engloba niveles con un intenso microplegamiento en los que la presencia de venas de cuarzo como marcadores, ponen de manifiesto la rotación de las charnelas. En detalle, algunos niveles permiten determinar el carácter no coaxial de la deformación mediante la observación de las fábricas de tipo SC, planos EEC, *boudins* asimétricos y rotación de porfiroclastos. La lineación, con inmersión hacia el SO está determinada por la alineación de anfíboles y *rods* de cuarzo.

- Corte de las tobas cineríticas bien estratificadas y basaltos de la Fm. Siete Cabezas en Villa Altagracia.

Este punto tiene su interés por ser el único en toda la Hoja en el que afloran los términos volcanoclásticos bien estratificados de la Fm Siete Cabezas, que sin embargo tienen buena representación en la Hoja contigua al Sur de Los Alcarrizos. De hecho, el itinerario puede comenzar en la parte más septentrional de esta última Hoja, en la cuneta de la autopista Duarte junto al puente que pasa por encima de la entrada sur a la localidad de Villa Altagracia. En este punto se produce el contacto, aparentemente por falla, entre el Complejo Duarte y la Fm. Siete Cabezas. Sin embargo, en él también son

evidentes dos diques de diabasas atravesando a los esquistos del Complejo Duarte y, aparentemente alimentando o al menos en contacto con la serie volcanoclástica suprayacente de la Fm. Siete Cabezas. Esta última está bien expuesta a lo largo de la cuneta oriental y consiste en una alternancia de tobas cineríticas y tobas-lapilli tanto masivas como ligeramente estratificadas o laminadas.

Más adelante, ya en la hoja de Villa Altagracia se toma el desvío hacia La Isabela e Higuamo y, a menos de 1km, se coge el camino que sube al depósito de agua. En este último trayecto se observa, en aparente continuidad con la anteriormente descrita, una serie bien estratificada con buzamiento al SO que consiste en una sucesión de capas decimétricas de tobas cineríticas. En la parte inferior de la serie, al comienzo de la subida, las tobas son más masivas y entre ellas se observa un nivel claro de *pillow-lavas*

El interés de este L.I.G. es esencialmente estratigráfico, su utilización, científica y su ámbito de influencia, regional.

8.BIBLIOGRAFÍA

- **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.Tesis Doctoral, Universidad Marie y Pierre Curie
- **BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. *Ph. D. Thesis*, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.
- **BOWIN, C. (1966):** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In: *Caribbean geological investigations* (HESS, H., Ed.), *Geological Society of America*, 98:11-84.
- **BOWIN, C. (1975):** The geology of Hispaniola, En: *The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, (NAIM, A. y STEHLI, F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.
- **BROWN, G.C., THORPE, R.S., and WEBB, P.C. (1984):** The Geochemical characteristics of granitoids in contrasting areas and comments on magma sources,. *Journal of the Geological Society of London*, 141, p 413-426.

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

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

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

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

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

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

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

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

- **DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. y DAVID, J. W.(1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En: *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, (DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds) Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana, p174

- **DOMINGUEZ H. (1982):** Mapa Geologico del area de la Cuaba 1:20.000. Proyecto Los Hojanchos. Direccion General de Minería y Hidrocarburos. Inédito

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

- **KERR A. C., ANDREW C.y TARNEY, J. (1996):**The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau.En : *AUG Monography on Large Igneus Provinces*, (MAHONY, J.J. y COFIN, M. Eds.)

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

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

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

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

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

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

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

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

- **KRETZ, R., (1983):** Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.

- **KROGH, T.E., (1982):**, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649.

- **LAPIERRE, H., DUPUIS V- LEPINAY, B.M., TARDY, M. RUIZ J; MAURY, R.C. HERNANDEZ y J. LOUBET M. (1997):** Is the Lower Duarte Complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *The Journal of Geology*, 1997, Vol. 105. Pag. 111-120.

- **LAPIERRE, H., DUPUIS, V., MERCIER DE LÉPINAY, B., BOSCH, D., MONIÉ, P., TARDY, M., MAURY, R.C., (1999):**. Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola: *J. Geology* 107, p.193-207.

- **LEBRON, M. C. y PERFIT, M.R. (1993):** Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc.: *Journal of Geology*. V. 101. P. 389-396.

- **LEBRON, M.C. y PERFIT, M. R. (1994):** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, D.R.: *Tectonophysics*, V. 229. P. 69-100.

- **LEWIS, J. F. (1982 a):** Granitoid Rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980:* Amigo del Hogar Publishers 403-408.

- **LEWIS, J. F. (1982 b):** Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980:* Amigo del Hogar Publishers, p 403-408.

- **LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMENEZ G., J.G. y DOMINGUEZ, H.D. (1991):** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **LEWIS, J.F. y DRAPER, G. (1990):** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En : *The Geology of North America, Volume H, The Caribbean region:* (Dengo, G. y Case, J.E. Eds). *Geological Society of America*, , Colorado: 77-140

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

- **PALMER, H.C. (1963):** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton

- **PALMER, H.C. (1979):** Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: *Tectonic focal point of the north Caribbean; Hispaniola* (B. LIDZ y F. NAGLE Eds). Miami Geol. Soc., 29-68 pp.

- **PARDO, G. (1975):** Geology of Cuba. En: *The Ocean Basins and Margins*, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.

- **PARRISH, R., RODDICK, J.C., LOVERIDGE, W.D. y SULLIVAN, R.W. (1987):** Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada, En: *Radiogenic age and isotopic studies, Report 1: Geological Survey of Canada*. Paper 87-2, p. 3-7.

- **PASSCHIER, C.J. y TROUW, H. (1996):** *Microtectonics*. Springer Verlag. Heidelberg, 235 pp.

- **PEARCE J.A. (1983):** Trace element characteristics of lavas from constructive plate boundaries. En: *Andesites*, (THORPE R.S. Ed.) John Wiley and Sons, p 525-548.

- **PEARCE, J.A. y 7 OTROS (1992):** Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of

- subduction. En: *Proc. ODP, Sci Results, 125 College Station, TX* (FRYER, PIERCE, J.A., STOCKING, L.B. et al. Eds). Ocean Drilling Program, p.623-659.
- **PINDELL, J.L. (1994):** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology: An introduction*, (DONOVAN, S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies ,Publishers Association, p. 13-39.
 - **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1991):** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In: *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region* (DENGO, G. y CASE, J.E, Eds.), *Geological Society of America*. Boulder, Colorado. 404-432.
 - **PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M (1980):** Extensional structures in anisotropic rocks. *J Struct Geol* 2:397-410
 - **RODDICK, J.C. (1987):** Generalized numerical error analysis with application to geochronology and thermodynamics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2129-2135.
 - **ROSENCRANTZ, E., ROSS, M. I., y SCLATER, J.G., (1988):** Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2141-2157.
 - **RUSSELL, N. y KESLER, S.E. (1991):** Geology of the Maar-Diatreme Complex Hosting Precious Metal Mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
 - **SINTON, C.W., DUNCAN, R. A., STOREY, M. LEWIS, J. y ESTRADA, J.J.(1998):** An oceanic flood basalt province within the Caribbeanplate. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 155, p221-235
 - **SPEAR, F.S. (1993):** Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Min. Soc. of America. Monograph*. Washington, D.C., 799 pp.

- **STACEY, J.S. Y KRAMER, J.D.(1975):** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- **STEIGER, R.H. Y JÄGER, E. (1977):** Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- **TCHALENCO, J. S. (1968):** The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics* 6, 159-74
- **THEYER, P., (1983):** An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94:1438-1441.
- **WEYL, R. (1966):** Geologie der Antillen, Band 4, Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, (H. J. MARTINI, Ed.) Berlin, Gebrüder Bornträger, 410 p
- **WHITE, A. J. R., (1979):** Sources of granite magmas, Abstr. with programs, *Geol. Soc. Amer. Ann. Gen. meeting*, p. 539.