



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**MONTE PLATA
(6272-III)**

Santo Domingo, R.D. Julio 2002/ Octubre 2004

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto L, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024 DO 9999). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Ing. Pedro Pablo Hernaiz Huerta (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Pedro Pablo Hernaiz Huerta (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oró (GEOPREP)

MICROPALAEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

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

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Jesús García Senz
- Ing. Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Alberto Díaz de Neira (INYPSA)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ingra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

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

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Francisco Javier Montes. Director de la Unidad Técnica de Gestión (AURENSA) del Programa SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

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

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

Se pone en conocimiento del lector que en 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
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

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

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

Y los siguientes Informes Complementarios

- Informe Sedimentológico del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste)
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste)
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb (Proyectos K y L)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar (Proyectos K y L)
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados (Proyectos K y L)

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Monte Plata (6272 III) se localiza a unos 20-30 km al NNO de la capital Santo Domingo. En ella están representados tres dominios geológicos: el Cinturón Intermedio, la Cordillera Oriental y la Planicie o Llanura Costera del Caribe

Aparte de la peridotita de Loma Caribe del Cinturón Intermedio, que convencionalmente se atribuye al Jurásico Superior, los materiales datados más antiguos corresponden a la Fm Los Ranchos del Cretácico Inferior, de naturaleza eminentemente volcánica, con episodios volcanosedimentario subordinados. Por correlación con ésta, también se atribuyen al Cretácico Inferior las dos unidades metamórficas pertenecientes al Cinturón Intermedio: los Esquistos de Maimón (esquistos máficos y félsicos) y el Complejo Río Verde (metabasaltos, metagabros y metadiabasas). Estas tres formaciones se suponen relacionadas con el desarrollo de un arco de islas primitivo.

En la Cordillera Oriental, el Cretácico Superior está representado por la Fm Las Guayabas, que consiste en una potente sucesión de areniscas, limolitas y lutitas (con intervalos de tobas y brechas piroclásticas), depositadas en un ambiente turbidítico, probablemente en el contexto de una cuenca delantera de arco. Los basaltos con niveles volcanoclásticos de la Fm Peralvillo Sur del Cinturón Intermedio, sin datación ni correlación fiables, se atribuyen con dudas a este mismo intervalo.

Durante el Paleógeno, el régimen tranpresivo dominante condicionó una sedimentación en cuencas aisladas resultando formaciones de distribución discontinua y facies particulares, entre ellas las dos representadas en esta Hoja: la Fm Don Juan y la Fm La Luisa; la primera está formada por conglomerados típicos en la base y, encima, una sucesión volcanosedimentaria con intervalos piroclásticos; la segunda consiste en una serie de calizas y limolitas con niveles de sílex y, a techo, calizas masivas arrecifales.

En la Hoja se han cartografiado tres stocks de tonalitas y dioritas que intruyen en encajantes muy diversos, entre ellos, la Fm Don Juan, por lo que se atribuyen al Eoceno

El Neógeno se identifica con los escasos afloramientos de margas y calizas arrecifales asociadas al desarrollo de la Llanura Costera del Caribe. Esta llanura está ampliamente recubierta por abanicos aluviales cuaternarios.

En el Cinturón Intermedio, la estructura a escala cartográfica está definida por la disposición de sus unidades en bandas dirección NO-SE limitadas por fallas subverticales con movimiento en dirección; en conjunto, estas fallas se asimilan a la Zona de Falla de La Española y se relacionan con la tectónica de desgarres más reciente. La deformación interna y el metamorfismo que caracteriza a algunas de sus unidades es todavía objeto de discusión. La estructura de la Cordillera Oriental es notoriamente más sencilla; regionalmente consiste en un núcleo antiformal formado por la Fm Los Ranchos y rodeado periféricamente por la Fm Las Guayabas, que en la Hoja presenta una disposición monoclinial (o ligeramente plegada) hacia el sur. Convencionalmente, el límite entre el Cinturón Intermedio y la Cordillera Oriental se establece en el cabalgamiento de Hatillo

ABSTRACT

The 1:50,000 Monte Plata sheet (6272-III) is located 20-30 km NNW of the capital, Santo Domingo. Three geological ranges are represented on this sheet: the Cinturón Intermedio (Median Belt), the Cordillera Oriental and the Llanura Costera del Caribe (Caribbean Coastal Plain).

Apart from the Loma Caribe peridotite of the Median Belt, which is conventionally considered to be of Upper Jurassic age, the oldest dated materials belong to the volcanic (with minor volcanosedimentary intervals) Los Ranchos Fm of Lower Cretaceous age. By correlation to this formation, the two metamorphic units belonging to the Median Belt are also attributed to the Lower Cretaceous: the Maimón (mafic and felsic) schists and the Río Verde complex (metabasalts, metagabbros and metadiabases). These three formations are presumed to be related with the development of a primitive island arc.

In the Cordillera Oriental, the Upper Cretaceous is represented by the Las Guayabas Fm, which consists on a thick succession of sandstones, siltstones and shales (with frequent intervals of tuffs and pyroclastic breccias) deposited in a turbiditic environment, probably in a forearc basin context. The basalts with volcanoclastic levels of the Peralvillo Sur Fm (Median Belt) lack any trustworthy dating or correlation and are tentatively attributed to the same chronostratigraphic interval (Upper Cretaceous).

During the Palaeogene, the dominant transpressive regime controlled the opening of isolated basins where cartographically discontinuous formations (with particular facies) were deposited, among them those represented on this sheet: the Don Juan and La Luisa Fms. The Don Juan Fm is formed by typical conglomerates at the bottom followed by a volcanosedimentary succession with pyroclastic intervals, while the La Luisa Fm consists of a series of limestones and siltstones with interbedded chert and, at the top, massive reefal limestones.

Three stocks of tonalites and diorites have been mapped on this sheet. They intrude in very different rocks, including the Don Juan Fm, and for this reason are attributed an Eocene age.

The Neogene is identified with the occasional outcrops of reefal marls and limestones linked to the development of the Caribbean Coastal Plain. This plain is broadly covered by the Quaternary alluvial fans.

In the Median Belt the structure at the mapping scale is defined by the alignment of its units in NW-SE oriented bands limited by subvertical strike-slip faults; altogether these faults belong to the La Española fault zone and are related to the more recent strike-slip tectonics. The internal deformation and metamorphism that characterises some of the units of this belt is still a matter of discussion. The structure of the Cordillera Oriental is much simpler, with the Los Ranchos Fm regionally outcropping in the core of a large antiform, peripherally surrounded by the Las Guayabas Fm; on the Monte Plata sheet, this formation presents a constant dip (or is slightly folded) to the south. Conventionally, the Hatillo thrust fault is considered to be the limit between the Median Belt and the Cordillera Oriental.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Metodología	1
1.2. Situación geográfica	5
1.3. Marco Geológico	9
1.4. Antecedentes	15
2. ESTRATIGRAFIA	17
2.1 Jurásico	20
<u>2.1.1 Jurásico Superior</u>	<u>20</u>
2.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe (2). Peridotitas y peridotitas serpentizadas. Jurásico Superior. J ₂	20
2.2 Cretácico	22
<u>2.2.1 Cretácico Inferior</u>	<u>22</u>
2.2.1.1 Complejo Río Verde (3). Metagabros, metabasaltos y metadiabasas, generalmente miloníticos. Cretácico Inferior. K ₁	22
2.2.1.2 Esquistos de Maimón (4). Esquistos máficos y félsicos: metavolcanitas con intercalaciones de metasedimentos, localmente miloníticos. Cretácico Inferior. K ₁	25
2.2.1.3 Fm Los Ranchos (5). Andesitas, basaltos andesíticos y basaltos masivos. Cretácico Inferior. K ₁	27
<u>2.2.2 Cretácico Superior</u>	<u>32</u>
2.2.2.1 Fm Peralvillo Sur (6). Basaltos masivos y diabasas con niveles volcanoclásticos. Cretácico Superior. K ₂	32

3.2.2.2 Fm Las Guayabas. Alternancia de areniscas y grauvacas de grano fino/medio, limolitas y lutitas con intercalaciones de brechas volcánicas y tobas piroclásticas (7). Conglomerados de cantos de rocas volcánicas (8). Cretácico Superior. K ₂	34
2.3 Paleógeno	44
<u>2.3.1 Eoceno</u>	<u>44</u>
2.3.1.2 Fm La Luisa (nom. nov). Limolitas y areniscas porosas de grano fino con nódulos de chert (12). Calizas micríticas tableadas de tonos oscuros (13). Calizas masivas fosilíferas de tonos claros (14). Eoceno ¿Medio-Superior?. P ₂	48
<u>2.3.2 Granitoides</u>	<u>50</u>
2.3.2.1 Tonalitas y dioritas (1). ¿Cretácico Superior?-Eoceno	50
2.4 Neógeno.....	51
<u>2.4.1 Plioceno- Pleistoceno</u>	<u>51</u>
2.4.1.1 Margas y calizas arrecifales (15). Plioceno-Pleistoceno Inferior. N ₂ – Q ₁₋₃	51
2.5 Cuaternario	53
<u>2.5.1 Depósitos cuaternarios de origen fluvial.....</u>	<u>53</u>
2.5.1.1 Abanicos aluviales de baja pendiente (16). Lutitas, limos, arenas y gravas. Pleistoceno. Q ₁₋₃	53
2.5.1.2 Abanicos aluviales (17) y conos de deyección (19). Lutitas, limos, arenas y gravas. Pleistoceno-Holoceno y Holoceno. Q ₁₋₄ y Q ₄	53
2.5.1.3 Terrazas (18). Gravas arenas y limos. Pleistoceno-Holoceno. Q ₁₋₄	54
2.5.1.4. Llanuras de inundación (20); limos y arcillas con niveles de cantos y gravas. Fondos de valle y cauces abandonados (23 y 24); cantos, arenas y gravas. Holoceno. Q ₄	54
<u>2.5.2 Depósitos cuaternarios de origen gravitacional</u>	<u>54</u>
2.5.2.1 Coluviones (21). Limos, arenas y cantos. Holoceno. Q ₄	54
2.5.2.2 Deslizamientos (22). Bloques, cantos y arenas. Holoceno. Q ₄	55

2.5.3 Alteraciones cuaternarias por meteorización química (tramas sobreimpuestas)..
Argilizaciones;Terciario-Holoceno. Ferruginizaciones; Pleistoceno-Holoceno..... 55

3. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS DE LAS UNIDADES ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS..... 57

3.1 Petrología..... 57

3.1.1 Petrología de las Peridotitas de Loma Caribe (2)..... 57

3.1.2 Petrología del Complejo Río Verde. Unidad de metagabros, metabasaltos y metadiabasas, generalmente miloníticos (3)..... 58

3.1.3 Petrología de los Esquistos de Maimón. Esquistos máficos y félsicos: metavolcanitas con intercalaciones de metasedimentos, localmente miloníticos (4)..... 59

3.1.4 Petrología de la Fm Los Ranchos. Unidad basalto-andesítica superior. Andesitas, basaltos andesíticos y basaltos masivos (5)..... 61

3.1.5 Petrología de la Fm Peralvillo Sur. Basaltos masivos y diabasas con niveles volcanoclásticos (6)..... 62

3.1.6 Petrología de la Fm Las Guayabas. Alternancia de areniscas y grauvacas de grano fino/medio, limolitas y lutitas con intercalaciones de brechas volcánicas y tobas piroclásticas (7)..... 63

3.1.7 Petrología de la Fm Don Juan. Alternancia de limolitas, areniscas y grauvacas con frecuentes intercalaciones de conglomerados y niveles subordinados de brechas, tobas piroclásticas, cineritas y calizas grises (10)..... 64

3.1.8 Petrología de los Granitoides. Tonalitas y dioritas (1)..... 65

3.2. Geoquímica..... 66

3.2.1. Geoquímica del Complejo Río Verde..... 66

3.2.2. Geoquímica de los Esquistos de Maimón 70

3.2.3. Geoquímica de la Fm Los Ranchos e intrusivos relacionados 79

3.2.4 Geoquímica de la Fm Peralvillo Sur..... 89

3.2.5 Geoquímica de la Fm Las Guayabas e intrusivos relacionados 95

3.3. Dataciones absolutas.....	101
<u>3.3.1. Descripción de las Técnicas Analíticas</u>	<u>101</u>
3.3.1.1. Técnica analítica por el método U/Pb	101
3.3.1.2. Técnica analítica por el método Ar/Ar	103
<u>3.3.2. Resultados y discusión</u>	<u>104</u>
3.3.2.2. Intrusivos tonalíticos de Cevicos, Sabana Grande de Boya y El Valle	104
4.TECTONICA.....	111
4.1 El Cinturón Intermedio	111
4.2 La Cordillera Oriental	115
5. GEOMORFOLOGÍA	127
5.1. Análisis geomorfológico.....	127
<u>5.1.1 Estudio morfoestructural</u>	<u>127</u>
5.1.1.1 Formas estructurales.....	127
<u>5.1.2. Estudio del modelado</u>	<u>128</u>
5.1.2.1. Formas gravitacionales.....	129
5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	129
5.1.2.3. Formas por meteorización química.....	132
5.2. Evolución e historia geomorfológica.....	132
6.HISTORIA GEOLÓGICA	134
7.GEOLOGÍA ECONÓMICA	138
7.1. Hidrogeología	138
<u>7.1.1. Hidrología y climatología.....</u>	<u>138</u>
<u>7.1.2. Hidrogeología</u>	<u>139</u>

7.2. Recursos minerales	144
<u>7.2.1. Descripción de las sustancias.....</u>	<u>145</u>
<u>7.2.2. Potencial Minero</u>	<u>145</u>
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	146
8.1. Relación de los L.I.G.	146
8.2. Descripción de los Lugares.....	147
9. BIBLIOGRAFÍA.....	149

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), se decidió a abordar a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del denominado Proyecto L, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto K, adjudicado al mismo consorcio.

Este Proyecto comprende, a su vez, dos zonas bien diferenciadas, denominadas Zona L-Este y L-Suroeste, que se localizan en prolongación hacia el este y el oeste, respectivamente, del Proyecto C, primer proyecto de estas características que fue ejecutado en el periodo 1997-2000. El Proyecto L incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 21 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1.1.1):

Zona L-Este:

- Monte Plata (Antón Sánchez, 6272-I; Bayaguana, 6272-II; Monte Plata, 6272-III y Sabana Grande de Boyá, 6272-IV)
- El Seibo (Miches, 6372-I; El Seibo, 6372-II, Hato Mayor, 6372-III y El Valle, 6372-IV)
- Las Lisas (Rincón Chavón, 6472-III y Las Lisas, 6472-IV)

Fig. 1.1.1

Mapa indice zona de proyecto con ubicación de la Hoja

Zona L-Suroeste

- Jimaní (La Descubierta, 5871-I; Duvergé, 5871-II; Jimaní, 5871-III y Boca Cachón, 5871-IV)

- Neiba (Villarando, 5971-I; Vicente Noble, 5971-II; Neiba, 5971-III y Galván, 5971-IV)

- Barahona (Barahona, 5970-I y Las Salinas, 5970-IV)

- Azua (Barrero, 6070-IV)

Para la realización de cada Hoja se ha tenido en cuenta la información geológica aportada por las Hojas colindantes, con intercambio de opiniones sobre el terreno de los diferentes especialistas.

En las Hojas de la Zona L-Este, donde se inscribe la Hoja de Monte Plata, se ha utilizado información académica en forma de tesis y publicaciones en revistas especializadas, informes internos de investigación minera y trabajos de hidrogeología aplicada. La cartografía se ha realizado con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1960), cedidas por el SGN. Los puntos de observación y toma de muestras se han referenciado con GPS. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR, especialmente útiles para revelar lineamientos y fallas ocultas por la vegetación. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético de la República Dominicana (CGG 1999) (Fig.1.1.2). El mapa ternario de Uranio-Torio-Potasio ha demostrado ser asimismo muy sensible a la señal en superficie de las rocas volcánicas, calizas y areniscas que componen la mayor parte de las áreas cartografiadas en el Proyecto L-Este.

Fig. 1.1.2

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

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

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

1.2. Situación geográfica

Las cartografías del Proyecto L-este cubren una parte importante del área de la Cordillera Oriental, también denominada Sierra del Seibo en trabajos geológicos previos (Weyl, 1966; Bowin, 1966, 1975), así como la sierra de Yamasá, que constituye las estribaciones más septentrionales de la Cordillera Central. Es un territorio de media montaña con una elevación promedio de 450 m y una altura máxima de 736 m en la cumbre de la Loma Vieja. La vertiente norte de la cordillera termina de forma relativamente abrupta en la costa de la Bahía de Samaná, mientras que la vertiente sur es más larga y enlaza con una extensa llanura la "Llanura Costera del Caribe", que se extiende hasta la Capital Santo Domingo. Los dominios fisiográficos que intervienen en la zona de proyecto se recogen en la Fig. 1.2.1.

Topográficamente, las áreas elevadas forman dos ejes principales (Fig. 1.2.2). El eje occidental es una amplia llanura ONO-ESE poco incidida por la red fluvial que incluye el famoso Parque de Los Haitises. Hacia el este, la llanura se va estrechando y pierde altura y continuidad hasta desaparecer al sur de la depresión fluvial de los ríos Yabón y Sano. Una segunda línea de cumbres toma en este punto el relevo. De orientación inicial NO-SE, dobla hacia el este al sur del pueblo de Miches, donde forma una extensa llanura, y finalmente dobla en ángulo recto hacia el SSO, paralelizando de forma aproximada el perfil de la costa. Si exceptuamos la llanura cercana a Miches, el relieve de la mitad oriental de la cordillera se caracteriza por cadenas de lomas estrechas y muy recortadas por la red fluvial.

Fig 1.2.1

Dominios fisiográficos de la RD

Fig 1.2.2

MOdelo digital

La red hidrográfica principal incide transversalmente de norte a sur los ejes de la cordillera anteriormente descritos, que actúan como divisoria de aguas. Los ríos principales que vierten hacia el Caribe son de oeste a este: Río Cevicos, R. Ozama, R. Yamasa, R. Guanuma, R. Mijo, R. Savita, R. Boya, R. Yavi, R. Sabana, R. Comate, R. Yabacao, R. Casuí, R. Higüamo, R. Maguá, R. Anamá, R. Soco, R. Chavón, R. Sanate, R. Mana y R. Duey. Al Atlántico vierten de oeste a este los ríos Ara, Sano, Yabón, Magua, Yeguada, Jovero, Llano y Maimón.

Los datos climatológicos regionales indican una pluviosidad media de 1370.9 mm. La temperatura media anual oscila entre 24 y 26°.

Desde el punto de vista administrativo, la zona cartografiada en el Proyecto L-este ocupa las provincias de Sánchez Ramírez, San Cristóbal, Monte Plata, Hato Mayor, El Seibo y La Altagracia. Las principales poblaciones son Sabana Grande de Boyá (sin datos de población), Monte Plata (42.316), Bayaguana (35.195), Hato Mayor (11.003), El Seibo (22.351), El Valle y Miches (cifras de Acuater, 2000). Las principales actividades productivas son la agricultura de la caña de azúcar, cítricos y plátano, la ganadería (vacuno), los servicios comunales, industrias manufactureras y el turismo. Este último es muy incipiente y se concentra alrededor del Parque Nacional de Los Haitises.

Pertenece al cuadrante con su mismo nombre, la Hoja a escala 1:50.000 de Monte Plata (6272 III) se localiza a unos 30 km en línea recta de la capital Santo Domingo. Desde ella se accede en vehículo por la carretera de Villa Mella. Desde Monte Plata parte una red densa de pistas forestales y caminos que permiten el acceso a la práctica totalidad del territorio cartografiado. Destacan por su mayor uso las pistas que la unen a Don Juan y desde aquí, a Yamasá, ya fuera de Hoja.

La mayor parte de la Hoja es llana coincidiendo con la amplia extensión de depósitos cuaternarios. Entre estos destacan pequeñas lomas relictas labradas sobre el sustrato del Cretácico Superior. Los principales relieves corresponden a las estribaciones surorientales de la vertiente norte de la Cordillera Central (sierra de Yamasá), dominio que en toda la zona de proyecto está únicamente representado, y de forma marginal, en esta Hoja. Dentro de él se sitúa el pico más alto, la Loma de la Gorreta, con 301 m de altitud. El principal curso fluvial en la Hoja, y también el de mayor envergadura a escala regional, es el río Ozama que

por otra parte sirve de divisoria fisiográfica entre el dominio de la Cordillera Oriental y la vertiente norte de la Cordillera Central. Otros cursos fluviales importantes en la Hoja son el Yamasá que desembocan en el Ozama en esta misma Hoja, el río Boyá y el Savita

1.3. Marco Geológico

En la Hoja de Monte Plata están representados tres dominios geológicos, el Cinturón Intermedio, la Cordillera Oriental y la Planicie o Llanura Costera del Caribe (Figs. 1.3.1 y 1.3.2). Los dos primeros lo hacen de forma muy parcial no sólo porque la Hoja se sitúa sobre sus estribaciones surorientales y occidentales, respectivamente, donde sus formaciones o unidades afloran de forma limitada, sino porque, además, éstas quedan semiocultas por abanicos aluviales cuaternarios de amplia extensión. Lo mismo se puede decir de la Planicie o Llanura Costera del Caribe, cuyos depósitos calcáreos asociados apenas afloran en la Hoja al estar recubiertos por los citados abanicos. Por estas razones, y en lo que concierne especialmente al Cinturón Intermedio y a la Cordillera Oriental, en la presente memoria serán continuas las referencias a las Hojas limítrofes donde estos dominios están mejor expuestos.

- El **Cinturón Intermedio**, en ocasiones también referido como Cinturón Metamórfico Intermedio, fue definido por Bowin (1960, 1966) para denominar un conjunto de unidades mayoritariamente metamórficas que, dispuestas en bandas de dirección NO-SE, configuran el flanco septentrional de la Cordillera Central (Fig. 1.3.2). 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. (Mann *et al.*, 1991 b; Lebrón y Perfit, 1983, 1984; Pindel, 1984); Dentro de ellas destaca, a modo de eje central, la cresta peridotítica, que aflora a favor de la Zona de Falla de La Española y que tradicionalmente se ha identificado con una paleosutura (Theyer, 1983; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay, 1987; Draper *et al.*, 1995 y 1996; Draper y Gutierrez, 1987) Al SO de la cresta, el Complejo Duarte, sin representación en la presente Hoja, se identifica como el conjunto litológico más antiguo de la isla por correlación con afloramientos más septentrionales de la misma cordillera en los que facies similares

menos deformadas se han datado como Jurásico Superior (Montgomery *et al.*, 1994). Al NE de la cresta 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 de la Cordillera Oriental.

En la zona central del cinturón afloran dos formaciones volcánicas de apariencia similar, sin deformación interna ni metamorfismo, cuyo contacto por falla con las unidades metamórficas adyacentes se asocia al desarrollo de la citada Zona de Falla de La Española. Se trata de las Fms. Siete Cabezas y Peralvillo Sur; la primera, sin representación en la Hoja de Monte Plata, está bien datada como Cretácico Superior y la segunda se asigna a esta misma edad por correlación con la anterior. Por su edad y contraste en la deformación interna con las unidades metamórficas, se ha sugerido que el contacto original con, al menos, una parte ellas, puede corresponder a una discordancia; ello a su vez, ha llevado a proponer la subdivisión del cinturón en un basamento del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, metamórfico y deformado, y una cobertera del Cretácico Superior menos deformada (Hernaiz Huerta y Draper, 2000; Lewis *et al.*, 2002; Escuder Viruete 2002) Por otra parte, la signatura geoquímica de la Fm Siete Cabezas es, de forma inequívoca, idéntica a la que se obtiene en las mesetas oceánicas y, a tenor de su edad, permite correlacionarla con la Provincia Ígnea Caribeño-Colombiana (Kerr *et al.*, 1997 a y b), dentro de la cual se incluye el Plateau Oceánico de El Caribe.

Por último, queda citar la presencia en el Cinturón Intermedio de tres tipos de intrusiones, las tonalitas foliadas, las tonalitas no foliadas y las granodioritas y dioritas. Las primeras intruyen exclusivamente al Complejo Duarte; y por tanto no afloran en al Hoja de Monte Plata. Algunas tonalitas no foliadas se asocian espacialmente a las tonalitas foliadas pero intruyen tanto en el Complejo Duarte como en otras formaciones más modernas, principalmente la Fm Tireo; la relación genética entre ambas es todavía objeto de discusión. Otros *stocks* de tonalitas igualmente isótropas a las que se asocian también granodioritas y dioritas, forman un cinturón de rocas intrusivas desplazado al N/NE respecto al anterior unas decenas de kms; es te segundo cinturón encaja en formaciones muy diversas y su emplazamiento está bien datado como Eoceno en la Hoja contigua de Villa Altagracia.

Fig. 1.3.1

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

Fig. 1.3.2

Esquema regional del sector meridional de la RD

- La **Cordillera Oriental** coincide con el dominio fisiográfico del mismo nombre que se extiende en dirección E-O, con una longitud y anchura aproximadas de 135 y 35 km, por el área adyacente a la costa sur de la Bahía de Samaná,. La estructura y estratigrafía de este dominio es notoriamente más simple que la del Cinturón Intermedio. Las rocas más antiguas, correspondientes a la Fm Los Ranchos y a los granitoides genéticamente relacionados con ella, ocupan un núcleo de patrón ovalado que, a modo de domo o culminación estructural, aflora en el sector septentrional, entre las poblaciones de Monte Plata, Bayaguana y Hato Mayor, y en un área más reducida situada al oeste del pueblo de Miches. Rodea periféricamente a este núcleo, con afloramientos discontinuos y de espesor muy variable, la Fm Calizas de Hatillo, de edad Aptiano-Albiano, que no llega a tener representación en la Hoja. Por encima, con un buzamiento generalizado al sur, aunque no exenta de un plegamiento complejo, se dispone una potente serie vulcanosedimentaria del Cretácico Superior (Fm Las Guayabas) formada por materiales esencialmente turbidíticos entre los que se intercalan, especialmente en su parte baja, frecuentes intervalos volcánicos, algunos de espesor y continuidad considerable. En el presente proyecto esta potente serie del Cretácico Superior se ha unificado bajo el nombre de Fm Las Guayabas, originalmente utilizado por Lebrón y Mann (1991) que, siguiendo la tendencia de estos autores, aglutina las unidades del Seibo y del Oro definidas por Bourdon (1985) en su cartografía de la Cordillera Oriental, a las que posteriores autores incluso les confirieron rango de *terrenos* (Mann *et al.*, 1991 b). La estratigrafía de la Cordillera Oriental se completa, ya en el Paleógeno con la Fm Don Juan, que sobre todo en su parte alta evidencia un depósito en cuencas con evolución independiente. Esta tendencia se acentúa aún más en el depósito de las formaciones carbonatadas suprayacentes del Eoceno (-Oligoceno?) que, de forma característica, se disponen a lo largo de la cordillera en afloramientos aislados con facies diferentes entre sí.

Pese a que la estratigrafía de la Cordillera Oriental reproduce de alguna forma la descrita en el Cinturón Intermedio, es decir, un sustrato o basamento de edad Cretácico Inferior y una cobertera del Cretácico Superior, en este caso no existe contraste en el grado de deformación interna de uno y de otro y ambos están

afectados por un metamorfismo de bajo grado en facies de la prehnita-pumpellita e intruidos por granitoides si bien la masa principal de éstos lo hace en la Fm Los Ranchos.

Convencionalmente, el contacto entre el Cinturón Intermedio y la Cordillera Oriental se ha establecido en el cabalgamiento de Hatillo que, en las Hojas limítrofes de Villa Altigracia y Hatillo superpone a los Esquistos de Maimón sobre la Fm Las Lagunas, equivalente lateral de la Fm Las Guayabas (en la Hoja de Monte Plata este cabalgamiento queda oculto bajo los depósitos cuaternarios). Sin embargo tanto autores precedentes (Kesler *et al.*, 1991 a; Draper y Lewis 1991; Draper *et al.*, 1995 y 1996; Draper y Gutierrez 1997) como en las memorias de estas Hojas (Hernaiz Huerta y Draper, 2000; Martín Fernandez y Draper, 2000), ya se menciona la similitud litológica de la Fm Los Ranchos con las Fm Peralvillo Norte y los Esquistos de Maimón y la gradación de deformación que existe entre estas y aquella. Un contacto de mayor rango puede ser el que represente la Zona de Falla de La Española a modo de gran desgarre o transformante que pudiera aproximar dominios absolutamente dispares. En este sentido, se han de tomar con precaución las posibles correlaciones que se hagan a uno y otro lado de esta estructura

- La **Planicie o Llanura Costera de Caribe** consiste en un conjunto monótono de calizas, margocalizas y margas que proceden de la progresiva emersión de los arrecifes costeros y depósitos asociados que desde, al menos, comienzos del Plioceno rodeaban los dominios anteriormente descritos. En la actualidad se conserva como una plataforma que ocupa la parte meridional de La Española, desde Santo Domingo hacia el este, y su descenso hacia el sur, hasta alcanzar el litoral del Caribe, se produce escalonadamente desde cotas cercanas a los 100 m al pie de la Cordillera Oriental. En realidad, este dominio tiene una extensión mayor puesto que no hay duda de su conexión original con la plataforma carbonatada de Los Haitises, que cubre parcialmente la vertiente septentrional de la Cordillera Oriental desde el litoral hasta cotas superiores a los 300 m. En la Hoja de Monte Plata, la Llanura Costera del Caribe conserva su morfología pero está prácticamente cubierta por los amplios sistemas de abanicos aluviales cuaternarios que descienden de los relieves periféricos, de tal forma que apenas hay algunos afloramientos donde se puedan apreciar sus litologías.

1.4. Antecedentes

El sector de la Cordillera Central más cercano a la Hoja de Monte Plata sido objeto de numerosos trabajos de diversa índole. 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). 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.

En lo que concierne 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 (SGN-BGR 1991).

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

La referencia más inmediata corresponde a los trabajos realizados en la zona o próxima a ella, dentro del mismo Programa SYSMÍN en el que se encuadra el presente proyecto: el de mayor importancia, por lo que de continuidad tiene con éste, es el Proyecto C de Cartografía Geotemática, realizado por el consorcio IGME-PROINTEC-INYPSA en el periodo 1997-2000, en el cuadrante contiguo de Bonao, y en los de Constanza y Azua. También de gran interés por su aplicación a los aspectos hidrogeológicos de la región, es el Estudio Hidrogeológico Nacional-Valle de Neiba (Acuater, 2000)

A la finalización del citado Proyecto de C de Cartografía Geotemática, se publicó un Volumen Especial (Pérez-Estaún *et al.*, 2002) que recoge los principales resultados del proyecto y aporta algunos nuevos respecto a la geoquímica y metamorfismo de las unidades del Cinturón Intermedio. Coetáneos con la elaboración de esta publicación son algunos trabajos recientes sobre la tectonoestratigrafía de los Esquistos de Maimón en el distrito minero de San Antonio (Holbek y Daubeny, 2000) y la revisión de Nelson (2000) de la estratigrafía de la Fm Los Ranchos en la zona del yacimiento de Pueblo Viejo.

En la Cordillera Oriental, la relación de trabajos previos es mucho más escasa. Aparte de la mencionada síntesis de Blesch (1966), se puede decir que el primer y prácticamente único trabajo cartográfico relevante en la zona es la tesis de L. Bourdon (1985) que supone un avance considerable en su conocimiento, principalmente en los aspectos estratigráficos, paleontológicos y en la petrología de las rocas ígneas. El mapa geológico 1:100.000 que acompaña la tesis, representa las formaciones más significativas y ha sido reproducido con pocos cambios en las cartografías de síntesis de la Misión Alemana (SGN-BGR 1991 y del Volumen Especial de la Sociedad Geológica de América de Mann *et al.* (1991a). Entre los escasos trabajos relevantes posteriores a éste cabe citar los de Lebron y Perfit 1993 y 1994) sobre aspectos estratigráficos y geoquímicos de diversas formaciones de la cordillera

2. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Monte Plata aflora un conjunto de materiales ígneos, metamórficos, volcánicos, volcanosedimentarios y sedimentarios que comprenden un intervalo estratigráfico no del todo bien establecido que va desde el Jurásico Superior hasta el Cuaternario. En la Cordillera Oriental la sucesión estratigráfica no ofrece dudas, sin embargo en el Cinturón Intermedio, la tectonoestratigrafía está peor definida por la propia naturaleza metamórfica de sus unidades que, en general, carecen de dataciones fiables y además, porque los contactos entre ellas están siempre tectonizados. En cualquier caso, se pueden distinguir los siguientes conjuntos estratigráficos (Fig. 2.1.1):

- Aunque por su origen mantélico no tiene sentido hablar de la edad de la peridotita, en el presente trabajo se ha optado, por conveniencia, situarla en el Jurásico Superior, como base o sustrato del Complejo Duarte que aflora al SO de la cresta peridotítica, fuera del ámbito de la Hoja
- Al Cretácico Inferior corresponde la Fm Los Ranchos de la Cordillera Oriental, bien datada, y por correlación con ésta, aunque con muchas incógnitas sobre su edad, los Esquistos de Maimón y el Complejo Río Verde
- En el Cretácico Superior se incluye la Fm Las Guayabas de la Cordillera Oriental y la Fm Peralvillo Sur del Cinturón Intermedio
- El Paleógeno está representado por la Fm Don Juan y la Fm La Luisa
- Los granitoides están representados por tres stocks de tonalitas y dioritas que intruyen en encajantes muy diversos, entre ellos, la Fm Don Juan, por lo que se atribuyen al Eoceno
- El Neógeno se identifica con los escasos afloramientos de margas y calizas arrecifales asociadas al desarrollo de la Llanura Costera del Caribe

Fig 2.1.1

Esuema Geológico de la Zona L-Este

- El Cuaternario es el intervalo estratigráfico con mayor extensión de depósitos, especialmente en lo que concierne a los abanicos aluviales, que por sí solos ocupan dos tercios de la Hoja

En cuanto a la distribución cartográfica, las unidades del Cinturón Intermedio afloran en el sector SO de la Hoja, dispuestas en bandas de dirección NO-SE que están limitadas por fallas subverticales con movimiento en dirección que, en conjunto, se asocian a la Zona de Falla de La Española. La Cordillera Oriental está representada, principalmente, por afloramientos discontinuos, rodeados de depósitos cuaternarios, de la Fm Las Guayabas, en los que, no obstante, se reconocen las directrices fundamentales E-O y los buzamientos generalizados al sur que caracterizan el dominio en este sector. En un pequeño afloramiento de la esquina NE de la Hoja, se ha cartografiado la Fm Los Ranchos como sustrato de las Fm Las Guayabas y se ha comprobado la ausencia, entre ambas, de la Fm Calizas de Hatillo. La Fm Don Juan se circunscribe al cuadrante NO de la Hoja donde ocupa el núcleo de un amplio sinclinal de dirección NO-SE limitado al norte por la Fm Las Guayabas y al sur por los Esquistos de Maimón. Supuestamente discordante sobre la Fm Don Juan, la Fm La Luisa aflora en el centro de la Hoja restringida a una pequeña alineación montañosa de dirección NO-SE rodeada de materiales cuaternarios que impiden reconocer los contactos con las unidades adyacentes. De acuerdo con lo observado en la Hoja contigua de Villa Altagracia se deduce que los Esquistos de Maimón cabalgan a la Fm Don Juan y quizá también a la Fm La Luisa a favor del cabalgamiento de Hatillo, cuya traza en esta Hoja queda oculta bajo los depósitos cuaternarios. Los granitoides se distribuyen en tres afloramientos separados que intruyen a unidades muy diversas tanto del Cinturón Intermedio como de la Cordillera Oriental; los dos más occidentales son prolongación de *stocks* de mayores dimensiones que afloran en la Hoja de Villa Altagracia y el más oriental forma una intrusión relativamente aislada del resto. Por último, entre los depósitos cuaternarios, destacan sobre todo los abanicos aluviales derivados de la erosión de los relieves circundantes.

Dada la gran variedad de litologías ígneas y metamórficas que afloran en la Hoja de Monte Plata, en el presente capítulo de Estratigrafía se describen exclusivamente las características de campo o a escala de afloramiento de las mismas, mientras que sus

descripciones petrográficas más detalladas, incluidas las microestructurales en unidades metamórficas, se incluyen en el capítulo de Petrología. En este capítulo se resumen las principales conclusiones obtenidas en los estudios geoquímicos realizados en algunas de las unidades ígneas y metamórficas, bien a lo largo de este mismo proyecto o en trabajos anteriores. Por último, en el mismo capítulo de Petrología también se resumen los resultados de las nuevas dataciones absolutas obtenidas durante el transcurso del presente trabajo.

2.1 Jurásico

2.1.1 Jurásico Superior

2.1.1.1. Peridotitas de Loma Caribe (2). Peridotitas y peridotitas serpentinizadas. Jurásico Superior. J₂

Se denomina con este nombre a una alineación de peridotitas y peridotitas serpentinizadas 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 (Fig. 1.3.2). No obstante, diversas líneas sísmicas realizadas en la cuenca de San Pedro y el reciente mapa de anomalías aeromagnéticas de la República Dominicana (CGG, 1999), constatan la prolongación en el mar 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 compañía 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 esta cresta peridotítica a la que consideró, dentro de su Cinturón Intermedio 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 cizalla en las unidades obducidas (Esquistos de Maimón).

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 de desgarre asociada a la falla de La Española (Mann et al 1991 b). En la Hoja contigua 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, que es la que penetra en la Hoja de Monte Plata, consiste en un conjunto arrosariado de cuerpos elongados, cartográficamente continuos entre sí y con espesores estructurales que oscilan entre algo más de 2 km y unos centenares de metros. En este caso la peridotita limita al NE con la Fm Peralvillo Sur. Entre ambas bandas de peridotitas aflora el Complejo Río Verde (Lewis y Draper, 1995).

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. Los mejores afloramientos de la unidad se localizan en canteras y cortes de carreteras de las vecinas Hojas de Villa Altagracia y Villa Mella. En la Hoja de Monte PLata se han podido hacer buenas

observaciones en el cauce del río Guanuma y al sur del río Quita Sueño. En casi todos estos afloramientos la peridotita se encuentra fuertemente cizallada y serpentizada y presenta 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 dificulta la observación de la roca original que, sin embargo, aflora bien en los cortes clásicos de las inmediaciones de la Mina de la Falconbridge en la Hoja Bonaó. En las muestras de mano se presenta como una roca oscura de grano muy fino y clara composición ultrabásica en la que apenas se reconocen algunos porfiroclastos pseudomorfos de olivino completamente reemplazados a un agregado de serpentinitas. Es relativamente habitual encontrar cuerpos gabroides como pequeños cumulos ígneos relictos y ocasionales cortejos de diques doleríticos y dioríticos. Theyer (1983) cita y cartografía cuerpos gabroides de notables dimensiones adosados al margen interior de la banda peridotítica septentrional, que en la Hoja de Villa Altagracia se asignaron, por afinidad litológica, estructural y metamórfica, a diferentes unidades del Complejo Río Verde (Hernaiz (Hernaiz Huerta y Draper 2000).

Aunque por su origen mantélico no tiene sentido hablar de la edad de la peridotita, en el presente trabajo se ha optado, por conveniencia, situarla en el Jurásico Superior como base o sustrato del Complejo Duarte.

2.2 Cretácico

2.2.1 Cretácico Inferior

2.2.1.1 Complejo Río Verde (3). Metagabros, metabasaltos y metadiabasas, generalmente miloníticos. Cretácico Inferior. K_1

El Complejo Río Verde es un conjunto de rocas esencialmente metabásicas de protolito volcánico que, limitado por fallas, con una anchura de unos 4-5 km y más de 30 km de longitud, aflora en prolongación cartográfica con el crestón de peridotitas (Fig. 1.3.2). Litológicamente consiste en una asociación de metabasaltos, metagabros y términos metavolcanoclasticos 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, y propusieron su separación del Complejo Duarte al que tradicionalmente se había asignado (Bowin, 1960, 1966; Boisseau, 1987; Mercier de Lepinay 1987, entre otros). El Complejo Río Verde ha sido cartografiado en detalle y redefinido en la vecina Hoja de Villa Altagracia durante el pasado proyecto C de Cartografía Geotemática (Hernaiz Huerta y Draper, 2000); Dada la escasa representación del complejo en la Hoja de Monte Palta, las descripciones que a continuación se exponen proceden, en su mayor parte, de este trabajo.

Regionalmente, el Complejo Río Verde limita a ambos lados con sendas láminas de rocas peridotíticas, 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 "Zona de Falla La Española". 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, posiblemente tardía.

La edad del Complejo Río Verde está sin determinar. Su asignación tentativa al Cretácico Inferior se basa en dos argumentos (Hernaiz Huerta y Draper 2000): a) las formaciones contiguas Siete Cabezas y Peralvillo Sur pertenecen al Cretácico Superior (la primera, con toda seguridad) y no tienen deformación interna, es decir, son muy probablemente posteriores, y b) por correlación con unidades con litología (composición bimodal), grado de deformación y posición estructural similares (p.e. Esquistos de Maimón); esta correlación, no obstante se debe tomar con gran precaución por razones expuestas en párrafos anteriores.

En la Hoja contigua de Villa Altagracia, la litología, deformación interna y distinto grado metamórfico de las rocas que componen el Complejo Río Verde ha permitido subdividirlo internamente en varias unidades cartográficas que han sido descritas con detalle en su memoria correspondiente (Hernaiz Huerta y Draper, 2000). Desde el punto de vista de la petrofábrica, estas unidades presentan un elevado contraste en la deformación interna, y se observa 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).

En la Hoja de Monte Plata, el Complejo Río Verde está representado únicamente por la unidad más alta de su secuencia estructural formada por metabasaltos, metagabros y metadiabasas, la cual aflora de forma muy restringida en la esquina SO, en el cauce del río Guanuma. Sin embargo, los mejores afloramientos de esta unidad están en el mismo cauce, un poco aguas arriba, cerca de la localidad de Ledesma, y en la cañada con el mismo nombre, en ambos casos ya en la Hoja de Villa Altagracia. Para mayor detalle del resto de las unidades, se sugiere consultar la memoria de esta Hoja.

Los metabasaltos, metagabros y metadiabasas (3) presentan la misma facies que la unidad de anfibolitas infrayacente y en muchos casos un aspecto similar, pese a lo cual se ha separado cartográficamente de ella 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. Las tres litologías mencionadas afloran, en general, intensamente deformadas por el cizallamiento dúctil, que las hace disponerse en bandas alternantes de orden métrico y decimétrico en las que aparecen completamente transformadas textural y mineralógicamente como consecuencia del metamorfismo sincinemático.

A escala de afloramiento, los metabasaltos presentan un grano fino o muy fino y característico color gris oscuro que les confieren un aspecto general masivo, aunque en detalle casi 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 cristales de anfíbol y el alineamiento de las colas de recristalización de porfiroclastos. El carácter milinitico de la fábrica se observa a simple vista por su geometría de tipo SC, a la que se sobreimpone una crenulación extensional de tipo EEC. Es frecuente el microplegamiento así como los pliegues en vaina de orden métrico y decimétrico. Como en el resto de las unidades del complejo, la fábrica presenta buzamientos acusados al E/NE y la lineación, inmersiones suaves hacia el E, SE y SSE. Las metadiabasas y metagabros se distinguen de visu por el entramado de cristales de plagioclasa y máficos. Alternan con los metabasaltos en niveles con igual grado de deformación, pero también aparecen en niveles algo menos deformados de disposición subconcordante con la Sp o en niveles o diques prácticamente indeformados subperpendiculares u oblicuos a la Sp, por lo que muestran

todo un rango de relaciones respecto al desarrollo de la Sp, desde sincinemáticas a claramente postcinemáticas.

2.2.1.2 Esquistos de Maimón (4). Esquistos máficos y félsicos: metavolcanitas con intercalaciones de metasedimentos, localmente miloníticos. Cretácico Inferior. K₁

Desde las primeras descripciones de Koschmann y Gordon (1950) son numerosos los trabajos que han centrado la atención en esta unidad. 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 equivalentes de Amina. En la zona de estudio 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 compañía Rosario Dominicana encargarse 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. Posteriormente, los Esquistos de Maimón se han identificado con la formación de una zona de cizalla asociada al emplazamiento de la peridotita (Draper *et al.*, 1995 y 1996; Draper y Gutiérrez ,1997).

Regionalmente, los Esquistos de Maimón afloran en una banda de dirección NO-SE situada a lo largo del lado septentrional del crestón peridotítico del que está separado por la formación Peralvillo Sur, de naturaleza esencialmente basáltica y sin deformación interna (Fig. 1.3.2). En su margen NE, 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 formaciones muy diferentes del Cretácico y Paleógeno.

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) si se asume una edad Cretácico Superior para la Fm Peralvillo Sur, ésta 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-Albiano. Por otra parte, Kesler *et al.* (1991 a y b), basándose en afinidades composicionales y geoquímicas, propone la correlación de los Esquistos de Maimón con la Fm Los Ranchos de 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-Alonso (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 definición de los dos niveles estructurales descritos fue realizada, por los autores citados, en la transversal de Bonaó donde el límite entre ambos coincide con un cabalgamiento de características esencialmente frágiles que denominaron cabalgamiento de Fátima. Sin embargo, en transversales más meridionales de la Hoja de Villa Altagracia y de esta Hoja de Monte Plata, el límite entre la zona de cizalla en sentido estricto y la zona con menor deformación no es tan neto, si no que existe un tránsito gradual entre ambas e incluso se produce la desaparición lateral de la primera de ellas hacia el SE.

En la Hoja de Monte Plata, los Esquistos de Maimón tienen un espesor estructural máximo de unos 2,5-3 km. Sus afloramientos son de muy mala calidad pero al menos permiten reconocer las mismas características litológicas y estructurales observadas en la Hoja contigua de Villa Altagracia, es decir, la alternancia decimétrica y centimétrica de esquistos máficos y félsicos de grano fino a medio y la fábrica planar (Sp) o 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), 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 esta Hoja la incidencia de esta fábrica es muy variable y también se reconocen términos menos deformados en los que se preserva el aspecto del protolito. En estos casos se han observado texturas volcánicas y volcanosedimentarias originales como fenocristales, vesículas rellenas de clorita y zeolitas, gradación de clastos en brechas volcánicas y granoselección en tobas cineríticas, así como alternancias de niveles netamente sedimentarios y piroclásticoa ácidos. En algunos afloramientos, se ha podido medir una esquistosidad de crenulación subvertical similar a la observada en algunos puntos del Complejo Río Verde. Los distintos tipos petrográficos identificados en esta Hoja se describen en el correspondiente apartado del capítulo de Petrología

2.2.1.3 Fm Los Ranchos (5). Andesitas, basaltos andesíticos y basaltos masivos. Cretácico Inferior. K₁

La formación Los Ranchos fue definida por Bowin (1966) en los alrededores del célebre yacimiento de oro de Pueblo Viejo⁽¹⁾, del que constituye la roca encajante. Está débilmente metamorfizada (facies prehnita-pumpellita), y en su núcleo se halla intruida por batolitos de composición tonalítica, genéticamente relacionados. Es una formación volcánica que representa un arco primitivo de islas de edad Cretácico Inferior.

(1) Encajada en la Formación Los Ranchos, la mina de Pueblo Viejo es un yacimiento epitermal de alta sulfuración de Au-Ag. Entre los años 1975 y 2000 la explotación de la parte oxidada del yacimiento produjo cerca de 5.5 Moz de oro y 25 Moz de plata. En cuanto a la parte sulfurada, los cálculos más recientes indican reservas de 200 Mt @ 2.95 g/t Au et 18 g/t Ag, o sea, cerca de 20 Moz de oro y más de 100 Moz de plata. Por sus pasadas producciones, así como por el estado de sus reservas, Pueblo Viejo se sitúa entre los más importantes yacimientos de oro y plata del mundo.

A la escala de la Cordillera Oriental (Figs. 1.3.2 y 2.1.1), la Fm Los Ranchos dibuja un afloramiento en forma de media luna curvada hacia el norte, de unos 100 km de largo por 10-15 km de ancho. Hacia el oeste, en la región de Cevicos y Cotuí, desaparece bajo el cabalgamiento de Hatillo. Al este, en la región de El Valle y Sabana de la Mar, la formación se inclina hacia el norte y se interrumpe contra la falla de desgarre del Yabón. Hacia el norte queda en parte oculta por los sedimentos plio-pleistocenos de los Haitises. Hacia el sur se sumerge en el subsuelo con una inclinación elevada y es cubierta por la Caliza de Hatillo (Albiano-Aptiano) o, en ausencia de éstas, por las areniscas de la Fm Las Guayabas (Cretácico Superior).

En 1991(a), Kesler *et al.* propusieron una organización litostratigráfica formal basada en trabajos de cartografía realizados en la periferia del yacimiento de Pueblo Viejo. En el citado trabajo la Fm Los Ranchos se divide en 6 miembros que, de base a techo, son los siguientes: 1) El Mb Cotuí, formado por flujos de lavas submarinas de composición basáltica; 2) el Mb Quita Sueño, formado por lavas, depósitos piroclásticos y series intrusivas ácidas, representa un episodio de vulcanismo ácido; 3) el Mb Meladito, caracterizado por potentes acumulaciones de rocas volcánico-clásticas de origen sedimentario; 4) los miembros Platanal y Naviza, dominados por basaltos y andesitas, que corresponden a un nuevo episodio eruptivo; 5) a techo se encuentran brechas pertenecientes al Mb Zambrana y, 6) sedimentos volcanoclásticos finos del Mb de Pueblo Viejo. Estos dos últimos miembros forman, conjuntamente, el encajante principal del yacimiento aurífero, y se han interpretado como el relleno de una caldera volcánica. La atribución al Neocomiano de la FM Los Ranchos se basa en floras contenidas en los niveles finos limo-areniscos y carbonatados del Mb Pueblo Viejo (Smiley, 1982).

Recientemente Nelson (2000) ha cuestionado la aparente simplicidad de la sucesión vertical descrita, basándose en la cartografía detallada del entorno del distrito minero y en la interpretación de sondeos en el yacimiento de Pueblo Viejo. Para Nelson existen únicamente tres facies principales más o menos sincrónicas, que se interdigitan con un patrón que dista de ser una sucesión estratiforme simple: 1) volcanitas de composición andesítica, incluyen términos lávicos, piroclásticos e intrusivos; 2) rocas epiclásticas, con brechas de tamaño grueso y tobas medias y finas. En este conjunto la facies más gruesa corresponde al Mb Meladito y la más fina al Mb Pueblo Viejo; y 3) volcanitas ácidas de composición dacítica con intercalaciones de rocas piroclásticas. Todas estas facies se consideran en términos generales contemporáneas. Las epiclastitas se interpretan como el

resultado del desmantelamiento de domos, coladas y productos piroclásticos de composición andesítica o dacítica, distribuidas en la periferia de los centros emisivos. El modelo de facies de este autor es un intento de explicar la relación lateral de las diferentes facies y las variaciones bruscas de potencia que presentan.

La comparación de los trabajos de Kesler *et al.* (1991a) y Nelson (2000) realizados en el distrito de Pueblo Viejo, muestra las dificultades de levantar la estratigrafía de las rocas de un arco de islas a la escala de una cordillera con importante cubierta vegetal, como es el caso de la Cordillera Oriental. En las cartografías previas a escala 1:100.000 (Bourdon, 1985; Special Paper 262 - plates 2B et 3») no se hace distinción alguna dentro de la Fm Los Ranchos, que se representa como «indiferenciada». En las cartografías a escala 1:50.000 realizadas en el presente Proyecto L- Zona Este del Programa SYSMIN, la Fm Los Ranchos se ha reconocido en las Hojas de Sabana Grande de Boyá, Monte Plata, Antón Sánchez, Bayaguana, El Valle, Hato Mayor del Rey y Miches, cubriéndose la práctica totalidad de los afloramientos de esta formación en la Cordillera Oriental dominicana. Las diferentes unidades cartografiadas en estas Hojas se pueden agrupar, de forma tentativa, en tres conjuntos principales, con categoría de miembros informales:

- Un **miembro inferior** caracterizado principalmente en las Hojas de Sabana Grande y de El Valle por brechas piroclásticas poligénicas con frecuentes intercalaciones de niveles de lava básica (basalto y en menor proporción andesita), así como por horizontes volcánico-clásticos finos bien estratificados. Las brechas afloran generalmente exfoliadas en bolos de tamaño métrico y presentan una variada granulometría, textura y composición. El muro del conjunto no es conocido, puesto que en él intruyen las tonalitas, pero se estima una potencia superior a 1500 metros.

- Un **miembro intermedio**, bien individualizado en las Hojas de Sabana Grande, Bayaguana, y en menor medida en Hato Mayor y El Valle; que se compone de lavas ácidas, dacíticas y riódacíticas y productos asociados piroclásticos tobáceos y epiclastitas de dominancia ácida. El espesor de esta unidad varía según los sectores: lenticular en la Hoja de El Valle, puede alcanzar más de 1000 metros en las Hojas de Sabana Grande y Bayaguana. Es una unidad muy característica sobre el terreno, dada su composición y el color beige-amarillento a rosáceo de las rocas constituyentes. También presenta una cobertera vegetal distintiva producto de su naturaleza silíceo.

- Un **miembro superior** compuesto por materiales piroclásticos andesíticos, principalmente brechas y aglomerados monogénicos, que incluyen intervalos masivos más o menos importantes de andesitas y basaltos porfídicos. Estos últimos están bien definidos en la Hoja de Bayaguana (El Pan de Azúcar), en Hato Mayor del Rey, y en el ángulo SE de la Hoja de El Valle, justo bajo la discordancia de la Fm Calizas de Hatillo. En la Hoja de Hato Mayor, el techo de este miembro contiene adicionalmente espesores variables de brechas líticas subredondeadas de origen sedimentario y lavas basálticas con almohadillas.

En la transversal suroccidental de la Hoja de Antón Sanchez, que se complementa con los afloramientos contiguos de las Hojas de Monte Plata y Bayaguana, la Fm Los Ranchos aflora con buzamiento al S-SO formando la siguiente secuencia de unidades:

- **Unidad brechoide inferior.** Con muro no visible y más de 5.000m de espesor, consiste en un conjunto de brechas volcánicas, de fragmentos de rocas ácidas y básicas y matriz esencialmente básica, con intercalaciones de *debris flow* y de niveles volcanoclásticos de grano fino/medio bien estratificados.
- **Unidad riodacítica inferior.** En la parte media y alta de la unidad anterior se intercalan o intruyen términos ácidos formados por coladas riodacíticas con niveles volcanoclásticos asociados y numerosos pitones o domos subvolcánicos. su espesor se estimas en unos 1000 m.
- **Unidad basáltica intermedia.** En contacto, no visible, unas veces con el conjunto de brechas y otras, con los términos ácidos descritos anteriormente y, aparentemente, con su mismo buzamiento al SO, se dispone un conjunto de unos 800-1.200m de espesor, de basaltos masivos de tonos muy oscuros, con ocasionales niveles brechoides de la misma composición.
- **Unidad riodacítica superior.** Sobre la anterior unidad, aflora un nuevo tramo de rocas ácidas bien estratificado, igualmente con buzamiento al S-SO, esencialmente formado por coladas y productos volcanoclásticos (piroclastos) de composición riodacítica. Su espesor aproximado es de 50-100m.

- **Unidad basalto-andesítica superior.** Culmina la secuencia un conjunto de andesitas, basaltos andesíticos y basaltos masivos (700 m de espesor).

Esta secuencia de unidades identificada en la Hoja de Antón Sanchez no es directamente correlacionable con la definida por Kesler *et al.* (1991a) en la zona de Pueblo Viejo ni con la propuesta informal en miembros que se sugiere en este proyecto para el conjunto de la Cordillera Oriental, pero presenta ciertas similitudes con ambas. Así, en el primer caso, la unidad brechoide inferior y la unidad basáltica intermedia tienen características muy parecidas y la misma relación estratigráfica que los miembros Meladito y la Naviza de Kesler *et al.* (1991a). En el segundo caso, la unidad brechoide inferior se puede equiparar, en términos generales, al miembro inferior, las dos unidades riolíticas o riolíticas, al miembro intermedio y la unidad andesítica superior, al miembro superior.-

En la Hoja de Monte Plata, la Fm Los Ranchos sólo está representada por la unidad basáltico andesítica superior (5), que se describe a continuación. Los detalles sobre el resto de las unidades se pueden consultar en la memoria de la Hoja contigua de Antón Sanchez.

La unidad basáltico-andesítica culmina la secuencia de la Fm Los Ranchos en la transversal de las Hojas de Monte Plata y Antón Sanchez. En esta última Hoja aflora por encima de la unidad riolítica superior en las inmediaciones de Dajao, y en su esquina SO, desde donde pasa a la Hoja de Monte Plata. Su espesor máximo se estima en 700 m. El contacto con la formaciones suprayacentes, la caliza de Hatillo (muy discontinua, disminuida de espesor, o ausente) y la Fm Las Guayabas, en general no es visible o está fallado, pero se supone originalmente discordante.

La unidad se caracteriza por su mala calidad de afloramiento y no hay ningún corte digno de destacar de la misma. Su descripción corresponde a las observaciones realizadas en afloramientos aislados que en esta Hoja se circunscriben al cauce del río Boyá. En general se presenta como una roca masiva, muy oscura en el caso de los basaltos o con tonalidades gris-verdosas, por alteración, en los términos andesíticos. En muestras de mano, son rocas afánicas con micro fenocristales de máficos o plagioclasas. Localmente se han observado niveles de autobrechificación. Esporádicamente, también se han identificado términos piroclásticos, masivos o ligeramente estratificados que se caracterizan por la presencia de microcristales de plagioclasa y cuarzo y abundantes fragmentos líticos dentro de una matriz escasa. En estos términos la estratificación observada, no sin dificultad, sigue las mismas

pautas regionales con buzamiento al sur. Las características petrográficas de la unidad se describen en el apartado 3.1.4.

2.2.2 Cretácico Superior

2.2.2.1 Fm Peralvillo Sur (6). Basaltos masivos y diabasas con niveles volcanoclásticos. Cretácico Superior. K₂

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 unos kilómetros al norte de Bonao (Fig. 1.3.2). 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 zona de estudio. Esta unidad fue redefinida en el Proyecto C de Cartografía Geotemática a partir de la formación Peralvillo de Bowin (1960,1966) con la que coincide en su parte más meridional (Hernaiz Huerta y Draper, 2000). 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, Espaillet *et al.* (1989) estudian la petrografía y geoquímica de la parte basal de esta formación en la zona de interés minero de Sabana Potrero.

El cinturón de rocas volcánicas de la Fm Peralvillo Sur discurre adosado al flanco septentrional del crestón 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 de La Española. El contacto con los Esquistos de Maimón es especialmente rectilíneo. y consiste en un plano de falla con un buzamiento entre 50° y 60° al SO que desarrolla una zona cataclástica de espesor métrico.

No hay dataciones fiables de esta formación. Basándose en su correlación con la parte alta de la Fm Siete Cabezas, Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) la habían asignado al Cretácico Superior. De acuerdo a criterios regionales mencionados anteriormente, por su

caracter interno indeformado y no metamórfico, se le asigna tentativamente esta misma edad

Como ocurre en la mayoría de las formaciones del Cinturón Intermedio, tampoco existe de la Fm Peralvillo ningún corte suficientemente continuo que permite establecer su estratigrafía real. Una serie sintética interpolada a partir de afloramientos puntuales y de algunas series parciales como las del arroyo Toro (Hoja de Hatillo, Martín Fernández y Draper 2000) y Sabana Potrero (Hoja de Villa Altagracia, Hernaiz Huerta y Draper, 2000; Espaillat *et al.* 1989), puede ser la siguiente: la base está formada por lavas basálticas masivas y *pillow* lavas, intruidas por diabasas; en el corte de arroyo Toro, Boisseau (1987) citó la presencia de gabros en el contacto (fallado) con las peridotitas, circunstancia que no se ha podido comprobar posteriormente, aunque sí se han reconocido piroxenitas. Sobre las rocas basálticas mencionadas descansa una serie volcanoclástica, piroclástica y epiclástica, 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.

Los basaltos y diabasas de la base de la Fm Peralvillo Sur afloran bien en la zona de Sabana Potrero de la vecina Hoja de Villa Altagracia, próximos al contacto con las peridotitas donde además se han podido estudiar con el apoyo de sondeos de investigación minera realizados por la Falconbridge Dominicana (Espaillat *et al.*, 1989). Esta litología es la mayoritaria en la presente Hoja de Monte Plata. Los basaltos son tanto masivos como *pillow* lavas. 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. En muestra de mano las lavas son afaníticas con microfenocristales de plagioclasa y máficos. Es frecuente observar contactos por enfriamiento que dan una alteración característica a agregados de epidota.

En la Hojas vecinas de Villa Altagracia, Hatillo y Bonao, a la serie volcanoclástica superior se le ha estimado un espesor superior a los 1000 m pero su elevado grado de alteración ha impedido su separación cartográfica. En la Hoja de Monte Plata sólo se la ha reconocido en afloramientos puntuales, sin continuidad cartográfica. El tipo litológico dominante de estas rocas son tobas de lapilli masivas de tonos gris a verde oscuro. En la parte baja de esta serie se han citado alternancias decimétrica de tobas cineríticas de tonos oscuros y limolitas y cherts finamente laminados (Hoja de Hatillo, Martín Fernández y Draper 2000). En el

citado corte da arroyo Toro, se han observado también conglomerados. Los clastos de las brechas son de basaltos y de diabasas.

3.2.2.2 Fm Las Guayabas. Alternancia de areniscas y grauvacas de grano fino/medio, limolitas y lutitas con intercalaciones de brechas volcánicas y tobas piroclásticas (7). Conglomerados de cantos de rocas volcánicas (8). Cretácico Superior. K₂

En la Cordillera Oriental, el Cretácico Superior está representado por potentes series de rocas sedimentarias de procedencia volcánica entre las que se intercalan diversos episodios netamente volcánicos tanto en forma de flujos lávicos como de depósitos piroclásticos y epiclásticos. En el presente proyecto, la mayoría de estas series se han agrupado en la Fm Las Guayabas, que se ha redefinido a partir de la denominación original de Lebrón y Mann (1991). De acuerdo con esta redefinición los afloramientos de la Fm Las Guayabas se extienden entre el cabalgamiento de Hatillo que limita con la Cordillera Central y la costa este de la isla (Fig. 1.3.2 y 2.1.1). Entre Bayaguana y Monte Plata la formación ocupa un área deprimida cubierta por sedimentos recientes que impiden la observación de su techo. La sucesión más completa, de unos 6 km de espesor, está expuesta al este de Hato Mayor en los principales relieves de la cordillera. Los estratos son en general más jóvenes hacia el sur y se hallan plegados y cortados por fallas de desgarre que ponen en contacto rocas de diferentes edades y facies, dificultando la correlación.

Regionalmente, la secuencia del Cretácico Superior está limitada por dos discordancias. La inferior corresponde al contacto con la caliza de Hatillo, a la que parece erosionar, con saltos bruscos en su serie estratigráfica que coinciden con fallas. La superior es una discordancia bajo la Fm Don Juan (Eoceno) (Bowin, 1966; Bourdon, 1985) que trunca pliegues contractivos, llegando a erosionar a todo el Cretáceo superior.

Pese a su relativa homogeneidad, en la formación se diferencian diversas litologías que permiten la subdivisión estratigráfica: areniscas epiclásticas y tobas, lavas, radiolaritas y calizas. Bourdon (1985) ha cartografiado y descrito estas litologías con el apoyo de dataciones, agrupándolas en dos unidades, El Seibo y El Oro, separadas por un cabalgamiento este-oeste. Posteriormente, Lebrón y Mann (1991) proponen una nomenclatura estratigráfica formal que prescinde de la división de El Seibo y El Oro, pero no soluciona el problema de correlación a ambos lados del cabalgamiento. Las nuevas cartografías del proyecto SYSMIN (2003-2004) contienen avances en el conocimiento

estructural y en la definición de los límites lito y cronostratigráficos de las unidades, que permiten por primera vez unificar la estratigrafía de la Cordillera Oriental.

Deducida principalmente de la cartografía de las series más completas observadas en las transversales de Hato Mayor y El Seibo, en este proyecto se propone una nueva estratigrafía general de la Fm Las Guayabas para el conjunto de la cordillera que se representa en la figura 2.2.1 y cuya equivalencia con subdivisiones anteriores se representa en la figura 2.2.2: la denominación Fm Las Guayabas se mantiene para casi toda la sucesión estratigráfica, con la excepción de las formaciones carbonatadas Río Chavón y Loma de Anglada (denominación tomada de Bourdon 1985) que la culminan a techo. Dentro de la Fm Las Guayabas se han diferenciado varios miembros, en la mayoría de los cuales se mantiene su denominación original; de muro a techo son los siguientes:

- Mb Loma La Vega, formado por lavas, brechas tobáceas y cineritas
- Mb El Cujano, que integra todos los niveles de brechas y conglomerados de naturaleza muy diversa incluidos dentro de la Fm Las Guayabas, por debajo del Mb Hato Mayor
- Mb Hato Mayor, con el que se define el conjunto esencialmente arenoso que forma la mayor parte de la mitad superior de la secuencia
- Mb Arroyo La Yabana, que parcialmente se dispone a techo del anterior y consiste en un importante nivel guía de cherts (radiolaritas), y
- Mb Las Auyamas, transicional al miembro carbonatado de techo Río Chavón, que está formado principalmente por lutitas con intercalaciones de areniscas

La biostratigrafía de esta sucesión del Cretácico Superior, se ha basado en foraminíferos plantónicos, radiolarios y ammonoideos. Debido a la restricción batimétrica, los rudistas aparecen y son útiles únicamente al final del Cretáceo. El piso Cenomaniano no se ha podido separar del Albiano. El Turoniano Inferior-Medio está representado por la zona de *Helveto-globotruncana helvética*, reconocida por Bourdon (1985) en una muestra de turbiditas calcáreas del tramo inferior de la Fm Río Chavón. Se trata con seguridad de fósiles resedimentados que yacen sobre depósitos asignados al Coniaciano por el mismo autor. El Coniaciano está representado en una serie dilatada que corresponde aproximadamente a la mitad del espesor total de la sucesión. Ammonites del Coniaciano Inferior han sido citados en calizas intercaladas entre el Mb El Cujano (Bourdon,1985) y una asociación de radiolarios del Coniaciano se ha reconocido en el Mb Arroyo La Yabana

(Bourdon, 1985). El estudio de foraminíferos plantónicos y radiolarios recogidos en sucesión vertical en la Hoja de El Seibo (Fig. 2.2.3) (Monthel, 2004) permite acotar el límite Santoniano-Campaniano próximo a la base de la Formación Río Chavón. Este dato contrasta una vez más con la fauna plantónica de edad Coniaciano-Santoniano citada por Bourdon (1985) en la Fm Río Chavón, sugiriendo ya sea que la fauna se halla resedimentada, o que la base de la Formación Río Chavón es más diacrónica de lo que hasta ahora se ha supuesto.

El Maastrichtiano *sensu lato* y el Maastrichtiano Superior se han reconocido en la Fm Loma de Anglada por fauna bentónica de Superculinas y Orbitoideos (Bourdon 1985; García Senz 2004) y por rudistas de la asociación *Titanosarcólites* (J.M^a Pons, *com. personal*). El Maastrichtiano Superior se ha reconocido asimismo en la Fm Río Chavón por foraminíferos plantónicos de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (Monthel, 2004). La presencia dudosa del globigerínido terciario *Acarinina* sp. en la parte superior de la Formación Loma de Anglada (det. L. Granados), necesita confirmación.

En su conjunto, la sucesión estratigráfica del Cretácico Superior, está dominada por el contenido de detríticos volcánicos en los sedimentos. El volumen de detríticos de origen sedimentario es insignificante en unidades situadas bajo las radiolaritas del Mb Arroyo La Yabana, pero se incrementa en rocas más recientes provenientes de una plataforma de carbonatos. Los foraminíferos plantónicos, radiolarios y ammonoideos presentes en la sección del Cretáceo Superior indican un ambiente de mar profundo, con excepción de la Formación Loma de Anglada que termina el ciclo deposicional. Las estructuras sedimentarias son características de transporte por gravedad, ya sea por corrientes turbidíticas o por flujos en masa en abanicos submarinos. La escasez de datos de paleocorrientes y la dificultad de ordenar las variaciones de tamaño de grano en términos de proximal a distal impiden por el momento la reconstrucción de los sistemas deposicionales.

Se considera que el contexto tectónico y deposicional de la Fm Las Guayabas, en su conjunto, corresponde a una cuenca de antearco desarrollada sobre el arco volcánico de la Fm Los Ranchos (ej. Bourdon, 1985, Mann *et al.*, 1991b y otros autores) que se rellenó por detríticos procedentes del arco volcánico y de un basamento metamórfico comparable al que actualmente existe en la Península de Samaná o en la Cordillera Central.

Fig. 2.2.1

Corte estratigráfico sintético de Las Guayabas

2.2.2

Cuadro equivalencia de unidades del Cret. Sup de la Cordillera Oriental

Fig. 2.2.3

Columna estratigraf de la parte sup del Mb Las Auyamas e inferior del Mb Río Chavón

Los afloramientos de la Fm Las Guayabas en la Hoja de Monte Plata (y Antón Sánchez), son los más occidentales de esta formación en la Cordillera Oriental y al oeste de la zona de proyecto conectan con sus equivalentes laterales de la Fm Lagunas; su conexión hacia el este con el cuerpo fundamental de la Fm Las Guayabas de los sectores más orientales de la cordillera se encuentra interrumpida en la práctica totalidad de la Hoja de Bayaguana por los recubrimientos de materiales cuaternarios o plio-pleistocenos. En la Hoja de Monte Plata (y Antón Sanchez) sólo afloran los niveles inferiores de la Fm Las Guayabas, siempre por debajo del Mb Hato Mayor y con ciertas peculiaridades, que los hacen ligeramente diferentes de los observados en transversales más orientales: no se ha reconocido al Mb Loma de La Vega, ni ninguna intercalación conglomerática o brechoide asimilable al Mb Cujano, pero en general la serie presenta, dentro de su carácter netamente volcanosedimentario, frecuentes intercalaciones de términos piroclásticos. A continuación se describen las particularidades de la formación en esta Hoja. Para mayor detalle del resto de la sucesión del Cretácico Superior se sugiere consultar las memorias de las Hojas más orientales de este mismo proyecto

En la Hoja de Monte Plata, la Fm Las Guayabas se distribuye por su mitad septentrional en afloramientos aislados por materiales cuaternarios, con directrices generales E-O, cambiantes a NO-SE y NE-SO y un buzamiento generalizado al sur. En uno de estos afloramientos, el situado más al NO, la formación se apoya directamente sobre la unidad basáltico-andesítica superior de la Fm Los Ranchos, mediante un contacto no visible y afectado por fallas, que regionalmente corresponde a una discordancia. Asociado a este contacto se ha cartografiado un nivel discontinuo y unos 20m de espesor, de conglomerados de cantos volcánicos subredondeados sin apenas matriz (unidad 8) que forma la base de la formación.

En esta Hoja, la formación Las Guayabas se presenta como una sucesión bien estratificada en capas de orden centimétrico a decimétrico, de areniscas y grauvacas, limolitas y lutitas, dentro de la cual se intercalan con cierta frecuencia niveles piroclásticos de brechas y tobas.

En las areniscas, las capas de espesor centimétrico se componen de arena fina-media con o sin laminación y más raramente muestran buena granoclasificación y laminación *ripple*. Las capas de mayor espesor son de grano grueso y generalmente masivas, y pueden dar una exfoliación concéntrica. Las limolitas y lutitas presentan tonalidades gris verdosas y una

típica laminación paralela. En diversos afloramientos de esta Hoja y también de Hojas contiguas la estratificación en capas se ha observado distorsionada por pliegues de *slump* y fallas de deslizamiento. Ocasionalmente se han observado microconglomerados y en la Hoja vecina de Antón Sanchez se ha identificado algún nivel de calizas aislado (*rudstone* bioclástico de bivalvos, equínidos y algas sin posibilidad de datación).

Las características petrográficas de las areniscas de la Fm Las Guayabas se examinan en dos diagramas ternarios realizados con 50 muestras repartidas por la cordillera, que incluyen también al Mb de Areniscas de Hato Mayor (Fig. 2.2.4a). El diagrama QFL indica una composición homogénea, rica en fragmentos líticos y feldespatos y pobre en cuarzo. La compactación de fragmentos líticos y feldespatos ha producido una pseudomatriz que incrementa relativamente la proporción de cuarzo, que no obstante permanece muy baja. De acuerdo con la clasificación de Decker (1985) se trata de areniscas líticas y feldespatolíticas.

El diagrama Lv-Ls-Lm (Fig. 2.2.4b) refleja el predominio de fragmentos de rocas volcánicas y/o plutónicas, con cantidades menores, aunque significativas, de fragmentos metamórficos y sedimentarios. Estos últimos son principalmente chert y calizas. De acuerdo con la clasificación de Decker (1985), se trata de areniscas volcanogénicas/plutonogénicas y en menor proporción de areniscas metagénicas y sedigénicas. La pobreza en cuarzo permite precisar que provienen de un arco volcánico poco disectado, donde la erosión no ha alcanzado las rocas magmáticas intrusivas (campos de proveniencia de Dickinson y Suczek, 1979).

Los términos piroclásticos suelen formar capas de más de 1 m de espesor, 3-4 m de espesor medio y 10 m de espesor máximo observado, con un aspecto masivo que produce una característica disyunción en bolos. En muestras de mano corresponden en su mayoría a tobos de tamaño lapilli formadas por cristales de plagioclasa y máficos sin apenas matriz. En algunos afloramientos del límite septentrional de la Hoja, compartidos con la de Sabaná Grande de Boya, y en la Hoja de Antón Sanchez, se han observado niveles de brechas de 2 a 3 m de espesor formados por fragmentos líticos de 0,5 a 1 cm dentro de una matriz microcristalina de idéntica composición a la mencionada anteriormente.

Las estructuras sedimentarias y la petrografía indican que en el ámbito de la Hoja de Monte Plata, la Fm Las Guayabas se depositó en ambientes de mar relativamente profundo alrededor de volcanes subacuáticos y subaéreos, que aportaban de forma continua las

Fig. 2.2.4

Diagramas ternarios

Fig. 2.2.5

Reconstrucción Paleogeográfica Las Guayabas

partículas volcanoclásticas, ya sea por resedimentación en turbiditas (lóbulos turbidíticos) y flujos en masa o por recepción directa de piroclastos por flotación y suspensión. Una pequeña proporción de los fragmentos líticos procede posiblemente de la erosión del prisma de acreción situado al norte (Fig. 2.2.5).

2.3 Paleógeno

2.3.1 Eoceno

2.3.1.1 Fm Don Juan. Conglomerados de cantos de rocas volcánicas y de calizas, de tonos rojizos (9). Alternancia de limolitas, areniscas y grauvacas con frecuentes intercalaciones de conglomerados y niveles subordinados de brechas, tobas piroclásticas, cineritas y calizas grises (10). Calizas micríticas grises (11). Eoceno ¿Inferior?. P₂

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 (Fig. 1.3.2). Posteriormente Boisseau (1987) identificó, en la misma zona, un conglomerado basal, derivado de la denudación de rocas volcánicas, cuyo depósito relacionó con su fase de deformación finicretácica; según este autor, el conglomerado pasa hacia techo a una serie formada por grauvacas, areniscas y lutitas que asigna al Paleoceno Inferior-Medio. Discordante sobre este conjunto mediante un nuevo intervalo conglomerático, el mismo autor describe una serie eminentemente calcárea del Paleoceno Medio que, al menos en parte, la correlaciona con la Fm Loma Caballero de la región de Fantino (Bowin, 1966). Poco después, la cartografía inédita de Domínguez (1987) agrupa las litologías descritas en la zona por Bowin y Boisseau en una Fm Don Juan formada por tres tramos: 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. Esta división se mantuvo, con ciertas modificaciones, en la ejecución de las Hojas 1:50.000 contiguas de Hatillo y Villa Altagracia correspondientes al Proyecto C de Cartografía Geotemática (Martín Fernández y Draper, 2000; Hernaiz Huerta y Draper, 2000).

Coincidiendo en el tiempo con los trabajos de Boisseau (1987), Bourdon (1985) cartografía la Cordillera Oriental e identifica varios afloramientos de conglomerados de la Fm Don Juan. Sin embargo, llama la atención el hecho de que, pese a su similitud litológica, sólo los más occidentales, (concretamente los de la zona de El Puerto) los asigne a esta formación, mientras que los más orientales los agrupa en su serie terciaria de Yabón. En estos últimos, Butterlin (en Bourdon, 1985) data bien el intervalo Paleoceno Superior-Eoceno Inferior en varios cantos calcáreos del conglomerado.

El elemento más característico de la Fm Don Juan son los conglomerados (9) que frecuentemente constituyen la única litología de la formación. En la zona de proyecto, estos conglomerados se han reconocido en una serie de afloramientos discontinuos, limitados en parte por fallas de dirección NO-SE, pero que en conjunto forman una banda que rodea periféricamente el núcleo de la Cordillera Oriental, desde las inmediaciones de Don Juan al este, de donde tomó su denominación, hasta los mencionados afloramientos del río Yabón al este; entre ambos, se sitúan los afloramientos que hay al norte de Bayaguana o el ya mencionado de El Puerto, entre esta localidad y Hato Mayor (Fig. 2.1.1).

En todos estos afloramientos los conglomerados se presentan con sus típicas tonalidades rojo-vino que no ofrecen duda respecto a su correlación. Los cantos suelen estar bastante redondeados y su tamaño medio oscila entre los 5 y los 10 cm, aunque con frecuencia superan los 20 cm de diámetro. Lo habitual es que haya un claro predominio de cantos de naturaleza volcánica: se han reconocido fragmentos de basaltos afaníticos, andesitas, dacitas y riolitas porfídicas, tobas, limolitas, grauvacas, etc, que proceden de la erosión de las formaciones volcánicas y volcanosedimentarias infrayacentes, es decir, Los Ranchos y las Guayabas. De forma característica, estos cantos coexisten con proporciones menores de cantos de calizas, en su mayoría biomicritas procedentes de series del Cretácico Superior (Fm Las Guayabas o equivalentes) pero también se reconocen fragmentos con rudistas pertenecientes a la caliza de Hatillo. La matriz, de tamaño arena gruesa o, más bien, microconglomerado, e igual composición, es minoritaria, de tal forma que el conglomerado puede ser clasto-soportado; su habitual compactación se debe a la presencia de cemento silíceo y una pátina de óxidos.

Al sureste de la localidad de Antón Sánchez, en contraste con la descripción anterior y de forma exclusiva, el conglomerado de Don Juan está constituido mayoritariamente por cantos calcáreos y una matriz lutítica con abundante cemento carbonático, lo que, por una parte,

resulta en un afloramiento inhabitual de esta formación, con modelado cárstico y, por otra, implica la denudación de una importante serie calcárea infrayacente, ahora ausente

Como se ha mencionado anteriormente, en la mayoría de los afloramientos citados, los conglomerados constituyen la única litología de la formación, en todo caso acompañados de delgadas intercalaciones de areniscas silíceas y limolitas de idénticos tonos rojizos. Sin embargo, en la zona de Don Juan, como ya describieran Bowin (1960) y Boisseau (1987), los conglomerados forman un tramo basal de espesor variable entre 100 y más 300 m, que hacia techo pasa insensiblemente a una serie volcanosedimentaria formada por limolitas, areniscas y grauvacas dispuestas en capas decimétricas que alternan con niveles de espesor variable de brechas volcánicas, tobas de lapilli y tobas cineríticas (10). En la parte baja de esta serie los conglomerados siguen estando presentes en niveles de 10 a 20 m de espesor y cierta continuidad cartográfica, mientras que en su parte alta, aunque no exclusivamente, también se observan varias intercalaciones de calizas micríticas (11).

En lámina delgada, los términos sedimentarios de esta serie resultan ser en su mayoría litarenitas y aleuritas de fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas, en ocasiones con restos mal conservados de foraminíferos. La habitual presencia de granoclasificación positiva, laminaciones y ripples indica que el depósito con frecuencia se realizaba mediante corrientes de turbidez. Estos términos sedimentarios, en realidad epiclásticos, es decir, que derivan del retrabajamiento de una serie volcánica próxima, alternan con los términos piroclásticos propios de ella que están representados por tufitas (tobas líticas de lapilli y cineríticas) de composición basáltica, y brechas de igual composición, con fragmentos siempre inferiores 1 cm. Estos últimos forman niveles masivos de espesores métricos que en afloramiento contrastan con los términos epiclásticos bien estratificados y de menor granulometría. Completa la variada litología de este miembro informal de la Fm Don Juan las intercalaciones de calizas, algunas de las cuales se han representado no sin cierta exageración en la cartografía (11). Estas corresponden a calizas micríticas grises que afloran como intercalaciones esporádicas y de poca relevancia dentro de la serie; o también a calizas que alternan, en tramos de espesores algo más importantes, con lutitas y limolitas calcáreas oscuras laminadas. En uno y otro caso, el tipo textural corresponde a biomicritas (*wackestones*) de foraminíferos planctónicos y radiolarios supuestamente depositadas a cierta profundidad en un medio de plataforma distal o cuenca abierta.

En la zona de proyecto no se ha podido observar el techo de esta serie ni su tránsito a formaciones suprayacentes, razón por la cual se desconoce su espesor total; el espesor mínimo deducido de la cartografía supera los 2000 m en la Hoja de Monte Plata.

En cuanto a la edad de la formación, las muestras recogidas en esta Hoja, fundamentalmente en las intercalaciones calcáreas, han resultado azoicas o con asociaciones de fauna banales. En varias muestras de cantos calcáreos del conglomerado basal se ha datado el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano): *Globotruncana af. ventricosa White*, *Globotruncana as.gr. linneiana d'Orbigni*, *Globotruncana af. bulloides Vogler*, *hedbergella af. planispira (Tappan)*, *Herterohelix sp.*, *Pithonella? sphearica (Kauffmann)*, *Lamelibranchios (Rudistas, entre otros)*, *Equinidermos*, *Rotálidos*, *Miliólidos*, *Ophthalmíidos*, *Discorbidos*.. Con estos resultados y atendiendo a la edad de la Fm La Luisa (Eoceno med.-sup.), supuestamente discordante sobre la Fm Don Juan, la edad de ésta última en la Hoja de Monte Plata no se podría acotar más allá del intervalo Paleoceno-Eoceno Inferior. Sin embargo, si se consideran en conjunto todas las dataciones obtenidas en la formación y, muy especialmente, la ya citada de Butterlin (en Boudon, 1985) en los cantos del conglomerado de la serie de Yabón (Paleoceno sup.-Eoceno inf.), la edad de la Fm Don Juan para el conjunto de la región se puede asignar al Eoceno y quizá, en el ámbito de la Hoja de Monte Plata se deba restringir al Eoceno Inferior.

Los conglomerados de la Fm Don Juan tienen una notable homogeneidad litológica, una peculiar puesta en escena en el contexto de la Cordillera Oriental, derivada de la fuerte y rápida erosión de las series volcánicas infrayacentes, y una localización muy específica, al estar circunscrita a cuencas generalmente limitadas por fallas de dirección NO-SE. Estas características confieren a los conglomerados un cierto carácter de tectofacies; además no hay que descartar que la formación sea algo más moderna al este que al oeste lo que implica una cierta diacronía en la deformación. Todo ello en conjunto permite relacionar a la Fm Don Juan con un posible cambio de régimen geodinámico en la región a partir del Eoceno, como de hecho corresponde a la puesta en marcha de la tectónica de desgarres.

2.3.1.2 Fm La Luisa (nom. nov). Limolitas y areniscas porosas de grano fino con nódulos de chert (12). Calizas micríticas tableadas de tonos oscuros (13). Calizas masivas fosilíferas de tonos claros (14). Eoceno ¿Medio-Superior?. P₂

La formación La Luisa, de nueva denominación en este trabajo, es el más oriental de un conjunto de afloramientos de calizas masivas, mayoritariamente arrecifales, y otras litologías subordinadas que, con pequeñas dimensiones y desconectados entre sí, se distribuyen por los dominios periféricos de la Cordillera Oriental, generalmente discordantes sobre el Cretácico Superior o la Fm Don Juan (Fms Yabón, Loma Peñon, El Guano –ver memorias de Hojas más orientales de este proyecto). Por su contenido faunístico abundante, que permite su adscripción al Eoceno Medio-Superior, este conjunto de afloramientos calcáreos ha servido para acotar las edades de las series paleógenas de la cordillera.

La Fm La Luisa aflora en el sector centro-oriental de la Hoja de Monte Plata, en una pequeña loma rodeada de materiales cuaternarios que impiden observar sus contactos con las formaciones circundantes. También se han adscrito a esta formación los materiales calcáreos que afloran en el cerro de Tomas Fabian, al sur de Cacique, al norte de la Hoja Sus directrices NO-SE y buzamiento al sur son similares a los de las formaciones infrayacentes y se desconoce si existe una continuidad estratigráfica con la Fm Juan o si, por el contrario, como ocurre regionalmente, el supuesto contacto con esta unidad es una discordancia. Las observaciones realizadas en la formación proceden casi exclusivamente de la cantera situada al oeste de la localidad de la que toma su nombre.

En la citada cantera la formación aparece dispuesta en tres tramos que se corresponden a las tres unidades diferenciadas en la cartografía, las dos inferiores, posiblemente algo exageradas por falta de afloramiento. Son los siguientes:

- En el extremo SE de la cantera, única zona actualmente en explotación, aflora una serie de unos 20-30 m de espesor visible formada por areniscas silíceas porosas de grano fino y limolitas de tonos anaranjados, en general finamente laminadas y dispuestas en capas tabulares de 5 a 30 cm de espesor. Es frecuente la presencia de sílex en nódulos o vetas. Petrográficamente, las areniscas silíceas corresponden a sílexitas formadas por caparazones de radiolarios.

- Dentro de esta serie anterior se intercalan algunos niveles centimétricos de calizas oscuras que aparentemente van aumentando de espesor y se supone que pasan lateralmente al conjunto principal que aflora en la antigua cantera, unos centenares de metros más al NO. Se trata de una serie de calizas tableadas muy oscuras (marrones por alteración) dispuestas regularmente en capas de 30-40 cm de espesor que en este punto aparecen fuertemente tectonizadas y con un alto buzamiento de 50-70 m. Su espesor máximo visible se estima en unos 20 m. Petrográficamente corresponden a biomicritas (*wackestones*) con foraminíferos planctónicos, radiolarios y espículas de esponjas calcitizadas. En este sector de la cantera, este tramo de calizas aflora por debajo del anteriormente descrito de areniscas silíceas, pero éstas se han encontrado también en algunos afloramientos localizados al pie de la loma por lo que en la cartografía se ha interpretado que las calizas tableadas forman una intercalación en la serie de areniscas.

- la formación culmina a techo con un tramo de calizas masivas de tonos claros de unos 30 m de espesor que forma el resalte principal de la loma. Son calizas bioclasticas de grano medio a grueso (*packstone-rudstone*) de algas rojas (Rodolitos) y micro-macroforaminíferos, en la que se han reconocido fragmentos de corales y por tanto, en parte, puede corresponder a una caliza arrecifal.

A tenor de la diferencia de facies entre los dos tramos tramos inferiores y el superior y del contraste entre sus buzamientos, muy acusados en los primeros y más suaves (15-20°) en el segundo, no se descarta que entre ellos exista una discordancia local.

En el tramo de calizas tableadas se ha datado bien el Eoceno Medio-Superior con una asociación de *Globigerina sp.*, *Acarinina sp.*, *Morozowella sp.*, *Turborotalia sp.*, *Nodosaria sp.*, *Radiolarios*, *Miliolidos* y espículas. En el tramo superior de calizas masivas se han encontrado asociaciones que incluso podría sugerir un intervalo más amplio, desde el Eoceno Medio al Oligoceno: *Lepidocyclina sp.*, *Nummulites, sp.*, *Turborotalia Rotalia sp.*, *Nephrolepidina sp.*, *Globigerina sp Textularidos*, *Melobesias* , *Rotalidos*, además de *Briozoos*, *Equinodermos*, *Lamelibranchios*. Sin embargo atendiendo a criterios regionales y por comparación con formaciones equivalentes del resto de la cordillera, se atribuye a esta formación una edad del Eoceno Medio-Superior

La precariedad de su afloramiento y escasez de cortes no permite determinaciones fiables sobre su medio de depósito que, en cualquier caso, se circunscribe a pequeñas cuencas marinas con límites muy posiblemente controlados por la tectónica de desgarres, heredando una peleogeografía que comenzó con el depósito de la Fm Don Juan. En todo caso, la formación muestra una somerización desde ambientes de plataforma relativamente abiertos a un medio costero restringido con posible desarrollo de arrecifes

2.3.2 Granitoides

2.3.2.1 Tonalitas y dioritas (1). ¿Cretácico Superior?-Eoceno

En la Hoja de Monte Plata afloran tres cuerpos de rocas granitoides que se describen bajo este mismo epígrafe por considerarlos genéticamente relacionados. Típicamente sus afloramientos son de mala calidad ya que se alteran fácilmente a una saprolita o, con mayor intensidad, a un agregado arcillo-arenosos de tonos rojizos que puede alcanzar un espesor considerable. No se ha observado que estas intrusiones produzcan, en las rocas encajantes, metamorfismo de contacto.

Los dos más orientales forman parte de una alineación NO-SE de *stocks* de tamaño medio (1 a 20 Km²)- que intruye en la vertiente septentrional del Cinturón Intermedio. Esta alineación es subparalela y está desplazada unos 20km al NE de la alineación principal de tonalitas foliadas y no foliadas y gabro-noritas que ocupa el eje de este cinturón. 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 interrumpen en su trazado.

El tipo petrológico determinado en la Hoja de Monte Plata ha correspondido a tonalitas de grano medio e isotropas, con anfíbol y biotita como minerales máficos. Sin embargo, su variedad composicional es mayor ya que en muestras tomadas en los mismos *stocks* en la Hoja vecina de Villa Altagarcía, se han identificado también dioritas, cuarzo-dioritas y cuarzomonzonitas.

El *stock* más oriental aflora aislado del resto en el otro extremo de la Hoja y aunque se encuentra muy recubierto por depósitos cuaternarios, parece intruir exclusivamente a la Fm Las Guayabas. En su afloramiento principal el este de Monte Plata (arroyo Conguito), se presenta como una diorita de grano fino, con piroxeno y anfífol como ferromagnesianos, sin fábricas deformativas o magmáticas aparentes. En un pequeño afloramiento al oeste de esta localidad, inmediatamente al sur de la carretera principal, a la altura de El Cajuil, la roca también corresponde a una diorita, en este caso más granuda, igualmente isótropa, en este caso con anfífol y biotita como minerales máficos.

2.4 Neógeno

2.4.1 Plioceno- Pleistoceno

2.4.1.1 Margas y calizas arrecifales (15). Plioceno-Pleistoceno Inferior. $N_2 - Q_{1-3}$

Esta unidad se asocia al desarrollo de la Llanura Costera del Caribe, extensa plataforma de carácter carbonatado que cubre la mitad meridional del sector más oriental de La Española, desde Santo Domingo hasta la costa oriental (Fig. 1.3.2). Apenas existen estudios de ella, en todo caso marginales, sobre todo si se tiene en cuenta que siempre se ha tratado de forma independiente respecto a la plataforma de los Haitises. Sin embargo, en la actualidad no hay dudas de la relación entre ambas como sugiere su aparente conexión física al NE de Bayaguana y la que se intuye debido a la continuidad de la plataforma meridional por el extremo oriental de la cordillera hasta las proximidades de Nisibón.

En la zona de estudio correspondiente a este proyecto, la plataforma meridional aflora en las Hojas de Monte Plata, Bayaguana, Hato Mayor del Rey, El Seibo y Las Lisas y está integrada por un conjunto monótono de margas entre las que se intercalan calizas y calizas margosas que ocasionalmente pueden constituir la litología dominante. Muestra grandes semejanzas con la Fm Yanigua de la plataforma de Los Haitises, por lo que se han atribuido a ella, hecho apoyado por la conexión espacial de ambas plataformas señalada anteriormente. En la Hoja de Monte Plata tiene una representación muy escasa al estar recubierta por los extensos depósitos de abanicos aluviales, aunque su morfología plana se intuye, debajo de éstos, en todo el cuadrante SE de la Hoja. Sus únicos afloramientos se dan en algunos puntos a lo largo del cauce del río Boyá al sur de Monte Plata donde parece apoyarse sobre la Fm Las Guayabas.

Se trata de una monótona serie de margas oscuras, ocreas por alteración y con tonalidades oscuras debido a la presencia de materia orgánica. Se observan niveles con cierto contenido arenoso de aspecto laminado con abundante contenido fosilífero. Términos equivalentes de la Fm Yanigua en la plataforma de Los Haitises contienen típicamente esporádicos niveles de lignito y acumulaciones de ámbar que se explotan en pequeños yacimientos. Más frecuentes son los niveles de calizas y calcarenitas de orden decimétrico a métrico, especialmente hacia el techo, que producen la morfología tabular de la planicie.

Petrográficamente, se observa una gran variedad dentro de los niveles calcáreos, que aparecen como calizas fosilíferas, en ocasiones con estructura coralina bioconstruida, identificándose como *wackestones* a *grainstones* bioclásticos, a veces peletoidales, y *framestones* coralinos. El contenido de aloquímicos varía ampliamente (30-60%), así como el de los ortoquímicos (43-66%), con presencia de micrita (26-66%) y esparita (4-19%); otro tanto puede decirse de la proporción de sus componentes texturales, entre los que suelen predominar los fósiles (44-98%) sobre los pelets (2-56%). En el caso de las bioconstrucciones, se aprecia un lógico predominio de aloquímicos (80-85%), casi exclusivamente de carácter fosilífero, con un contenido de ortoquímicos (15-20%) prácticamente repartido entre micrita y esparita.

En las muestras recogidas en la Hoja de Monte Plata las asociaciones fosilíferas no han precisado más allá del intervalo Mioceno-Plioceno: *Peneroplis sp.*, *Borelis sp.*, *Miliolidos*, *Rotalidos*, *Valvulinidos*, *Ophthalmidiidos*, además de *Corales*, *Lamelibranquios*, *Equinodermos*, *Ostrácodos*. Sin embargo por correlación con la Fm Yanigua se le asigna regionalmente una edad de Plioceno y quizá Pleistoceno Inferior.

En cuanto al medio de depósito, se supone que tras un indeterminado periodo de erosión que abarcaría al menos una buena parte del Mioceno, la sedimentación se restableció mediante un breve episodio fluvial, predecesor de un impulso transgresivo que finalizaría con la implantación de la plataforma arrecifal que cubrió la práctica totalidad del sector oriental de La Española. En cualquier caso, la transgresión no se habría producido de forma continua sino mediante pulsos en los que los periodos de emersión habrían alternado con los de sedimentación en ambientes costeros de baja energía y de plataforma arrecifal, que con el paso del tiempo llegarían ser dominantes.

2.5 Cuaternario

2.5.1 Depósitos cuaternarios de origen fluvial

2.5.1.1 Abanicos aluviales de baja pendiente (16). Lutitas, limos, arenas y gravas. Pleistoceno. Q₁₋₃

Es la unidad cuaternaria de mayor extensión de la Hoja. Está constituida por gravas polimícticas redondeadas y arenas, en una matriz lutítico-limosa roja; con frecuencia ésta llega a ser el constituyente principal debido a su alimentación a partir de los mantos de alteración de los materiales cretácicos de la sierra, sin olvidar que su composición original puede estar enmascarada por los procesos de argilización sufridos por ellos mismos. La ausencia de cortes de detalle y la intensa alteración regional, que con frecuencia dificulta su separación del sustrato, impiden precisar su espesor, que en cualquier caso varía tanto en función del paleorrelieve del sustrato como de la propia geometría del depósito, aunque pueden señalarse valores orientativos de 3-10 m.

En cuanto a su edad, su base queda acotada por la de las calizas de la plataforma de la Llanura Costera del Caribe, cuyo techo se atribuye al Pleistoceno. En la Hoja de Monte Plata, su elevado grado de erosión y la acusada incisión que la red de drenaje presenta sobre ellos sugieren una edad pleistocena, pero no se descarta que su depósito se extienda al Holoceno.

2.5.1.2 Abanicos aluviales (17) y conos de deyección (19). Lutitas, limos, arenas y gravas. Pleistoceno-Holoceno y Holoceno. Q₁₋₄ y Q₄

Están integrados por proporciones variables de lutitas, limos, arenas y gravas cuya composición varía en función del área madre. Los abanicos aluviales (17) orlan los relieves de las unidades igneas y metamórficas del Cinturón Intermedio, donde aparecen como masas de arcillas y limos rojos con intercalaciones de niveles de gravas y arenas de orden decimétrico a métrico, cuyo espesor alcanza 20 m. Los conos de deyección (19) se disponen a la salida de arroyos o cauces principales. Los primeros están afectados por una notable disección de la red fluvial, que indica su carácter relictos, a diferencia de los segundos, de carácter funcional. Los abanicos aluviales se distinguen de la unidad anterior por una mayor pendiente del depósito, pero al igual que en ella el espesor es muy variable.

No hay duda de que los conos aluviales pertenecen al Holoceno, y los abanicos se atribuyen al Pleistoceno-Holoceno.

2.5.1.3 Terrazas (18). Gravas arenas y limos. Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₄

Están constituidos por gravas polimícticas, con predominio de cantos de origen ígneo, en una matriz de arenas y limos; el tamaño de los cantos varía notablemente, predominado los diámetros de 10 a 20 cm. Con frecuencia, la alteración ha transformado el sedimento, total o parcialmente, en una masa arcillosa roja. Se desarrollan principalmente en los márgenes de los ríos Ozama, Guanuma y La Savita Su potencia suele oscilar entre 2 y 7 m. Su edad se atribuye, en esta Hoja, a la parte más alta del Pleistoceno y al Holoceno

2.5.1.4. Llanuras de inundación (20); limos y arcillas con niveles de cantos y gravas. Fondos de valle y cauces abandonados (23 y 24); cantos, arenas y gravas. Holoceno. Q₄

El aspecto más frecuente de las llanuras de inundación es el de una banda de anchura kilométrica constituida por limos y arcillas con niveles de cantos y gravas polimícticas, en cuyo seno se reconocen bandas alargadas, temporalmente inundadas correspondientes a cauces y meandros abandonados que muestran un cierto contenido lutítico. Durante las épocas de crecidas importantes, su aspecto varía drásticamente, quedando toda la llanura anegada, determinando la geometría del cauce, considerando como tal el conjunto de la llanura de inundación, los cauces abandonados y el fondo de valle o canal. Sus ejemplos más importantes en la Hoja se dan en las partes bajas de los ríos Ozama y La Savita

Su espesor es difícil de determinar ante la ausencia de cortes, pero debe fluctuar entre 2 y 5 m. Por su relación con la dinámica actual se incluyen en el Holoceno.

2.5.2 Depósitos cuaternarios de origen gravitacional

2.5.2.1 Coluviones (21). Limos, arenas y cantos. Holoceno. Q₄

Básicamente, son depósitos de cantos heterométricos subangulosos englobados en una matriz areno-limosa de tonos rojizos o pardos, procedente del desmantelamiento de las vertientes; por ello, la naturaleza de sus componentes varía en función de la constitución del área madre. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo

precisarse aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno

2.5.2.2 Deslizamientos (22). Bloques, cantos y arenas. Holoceno. Q₄

Por sus dimensiones tan sólo se ha diferenciado un deslizamiento en esta Hoja a modo de lengua alargada a favor de la máxima pendiente; está constituido por un conjunto de aspecto desordenado de arenas limosas que engloban cantos y bloques derivados de la Fm La Luisa. Debido a la propia naturaleza del depósito, su espesor puede variar considerablemente según las zonas, llegando a alcanzar 5 m en algunos puntos.

La génesis obedece a la existencia de elevadas pendientes y de materiales limosos, con presencia de agua. Por lo que respecta a su edad, por su relación con el relieve actual se han incluido en el Holoceno.

2.5.3 Alteraciones cuaternarias por meteorización química (tramas sobreimpuestas).. Argilizaciones;Terciario-Holoceno. Ferruginizaciones; Pleistoceno-Holoceno.

Las arcillas rojas resultantes de los procesos de argilización constituyen el producto de alteración más característico de la región, extendiéndose tanto por las zonas montañosas como por las llanuras. Se asocian tanto a los materiales volcánicos y sedimentarios cretácicos, como a buena parte de los sedimentos cuaternarios, pero no a las rocas carbonatadas, afectadas por la karstificación, ni a los cuerpos intrusivos, sobre los que se desarrolla principalmente una arenización. Son típicas arcillas rojas de aspecto homogéneo debido a la destrucción completa de la roca original por la hidrólisis total de los silicatos, favorecida por un ambiente tropical.

Su espesor varía considerablemente, desde algunos centímetros hasta valores cercanos a 10 m. Otro tanto puede decirse de su edad, ya que si bien la argilización es un proceso activo hoy en día, su génesis debió iniciarse con la emersión de la región durante el Terciario.

El típico nivel culminante del manto de alteración, en el que se produce la principal acumulación de óxidos de hierro, que pueden llegar a constituir una auténtica costra ferruginosa, tan sólo se ha reconocido en el sector de La Bomba de San Pedro al SO de la

Hoja. Pese a su reducido espesor, cercano a 1 m, muestra un endurecimiento que da lugar a un pequeño resalte morfológico y a un rellano de tipo estructural. Por haberse desarrollado sobre un nivel cuaternario, se atribuye al Pleistoceno-Holoceno.

3. PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS DE LAS UNIDADES ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

Se incluyen en este capítulo las descripciones petrográficas de los principales litotipos de las unidades ígneas y metamórficas representadas en la Hoja, cuyas características de campo ya se presentaron en el capítulo dedicado a la Estratigrafía. A continuación se exponen los resultados de los estudios geoquímicos realizados en ellas, bien en el transcurso de este proyecto (Escuder, 2004) o en trabajos previos. El capítulo concluye con un resumen de las dataciones absolutas obtenidas en el transcurso del proyecto.

3.1 Petrología

3.1.1 Petrología de las Peridotitas de Loma Caribe (2)

Las peridotitas de Loma Caribe están formadas por metaharzburgitas, metalherzolitas y metadunitas con variables, aunque generalmente elevados, grados de serpentización. 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 de las peridotitas 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.

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 una 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.

3.1.2 Petrología del Complejo Río Verde. Unidad de metagabros, metabasaltos y metadiabasas, generalmente miloníticos (3)

En esta unidad se preservan las texturas intersectales del protolito ígneo, sobre todo en los metagabros y metadiabasas, y consisten en plagioclasas tabulares entrecruzadas que albergan olivinos y clinopiroxenos. Las fábricas plano-lineares se desarrollan preferentemente en los términos metabasálticos que aparecen transformadas a anfibolitas.

En los metabasaltos del Complejo Río Verde, las microestructuras desarrolladas sincinemáticamente a la fábrica Sp-Lp son de dos tipos: microestructuras sin-pico térmico y microestructuras post-pico térmico, o retrógradas. Las **estructuras sin-pico** se reconocen especialmente en el sector del Complejo Río Verde metamorfozado en condiciones de la facies anfibolítica, situado en los niveles estructurales más altos como los que corresponden a la única unidad que aflora en la Hoja de Monte Plata. La fábrica Sp-Lp es granoblástica y está comúnmente definida por una alternancia de microdominios ricos en plagioclasa y anfíbol. La plagioclasa aparece en ellos completamente recristalizada a un mosaico de pequeños granos poco elongados, con frecuentes contactos triples entre los granos. Estas microestructuras de recristalización estática se interpretan como el registro de la deformación ligeramente antes, o durante, el desarrollo de las condiciones del pico térmico del metamorfismo. Esto es consistente con el alineamiento de las asociaciones minerales progradadas con la fábrica Sp-Lp, tales como nematoblastos de hornblenda que preservan inclusiones de actinolita y epidota, junto con un aumento en la relación Mg/Fe+Mg de núcleo a borde del cristal.

En estos niveles estructurales más altos del Complejo Río Verde, la **evolución microestructural post-pico térmico** se caracteriza por la superposición subparalela de fábricas de baja-T sobre las previas de alta-T. Con el descenso de la temperatura, la deformación por cizalla se fue "*particionando*" progresivamente en volúmenes de roca cada

vez más pequeños. La deformación por cizalla inicial produce en las metabasitas fábricas protomiloníticas y miloníticas SC de tipo II (Lister y Snoke, 1984). En las metabasitas, estas fábricas penetrativas se caracterizan por la parcial estabilidad de la epidota y la hornblenda en las superficies S y C, lo que indica su formación bajo las condiciones de menor T de la facies de las anfibolitas. El reemplazamiento de la hornblenda por actinolita en *pull-aparts* orientados a alto ángulo de la Lp, proporciona una clara evidencia de la naturaleza retrógrada de la fábrica milonítica. Los indicadores cinemáticos en estas milonitas incluyen estructuras SC, bandas de cizalla, sombras de presión en torno a porfiroclastos y fábricas oblicuas en la forma de los granos. Todas estas estructuras indican, en general, un sentido de cizallamiento de techo hacia el N y NE.

3.1.3 Petrología de los Esquistos de Maimón. Esquistos máficos y félsicos: metavolcanitas con intercalaciones de metasedimentos, localmente miloníticos (4)

En la Hoja de Monte Plata se han reconocido los dos tipos composicionales de protolitos que caracterizan los Esquistos de Maimón (básicos y ácidos) los cuales aparecen variablemente deformados y, en todos los casos afectados por la alteración/metamorfismo tardi- a post-magmática de bajo grado de tipo espilitico. Los tipos petrográficos identificados son: a) alternancias de metatobas finas y metacineritas ácidas-básicas; b) metariolitas y metariodacitas; c) filitas y esquistos clorítico-epidótico-sericíticos (metaandesitas y metadacitas) frecuentemente filoníticos; y d) filitas y esquistos sericítico-albíticos filoníticos. La existencia de rocas variablemente deformadas se relaciona con el gradiente en la deformación desarrollado en una etapa de cizallamiento dúctil regional.

Las alternancias de metatobas finas y metacineritas ácidas-básicas (a), constituyen rocas poco o nada deformadas que no han desarrollado una esquistosidad. Al microscopio, se trata de rocas compuestas por un bandeo de alternancia de niveles verde oscuro básicos de grano fino y claros ácidos con fenocristales de plagioclasa y cuarzo. De forma característica en estas rocas, gran parte de la mesostasia ígnea original ha sido reemplazada por un agregado microcristalino decusado de sericita, clorita y epidota. Dicho metamorfismo es de tipo hidrotermal, de baja-T y contemporáneo a la formación de un conjunto de venas de cuarzo con prismas de epidota. Las condiciones del metamorfismo hidrotermal fueron en general propias de la facies de los subesquistos verdes. El cuarzo de los fenocristales ha sido deformado plásticamente, lo que ha originado microtexturas de extinción ondulante, lamelas y maclas de deformación y formación de agregados mono y

policristalinos de subgranos con una fábrica interna asimétrica, que localmente han recrystalizado a agregados de pequeños granos nuevos por mecanismos de rotación de subgranos ($T < 300^{\circ}\text{C}$). Los fenocristales de feldespatos están reemplazados a sericita y moscovita. Se observa también una formación de óxidos de Fe-Ti a expensas de máficos y opacos.

Las metariolitas y metariodacitas (b) constituyen litologías de composición ácida algo más deformadas dentro de la Fm Maimón. Al microscopio se reconocen dos elementos texturales: porfiroclastos de fragmentos de rocas y cristales ígneos preservados y matriz de grano fino con una fábrica planar de diseño anastomosado. Los cristales ígneos preservados son porfiroclastos de cuarzo y, menos abundantes, de plagioclasa y piritita. Se presentan alargados paralelamente a la esquistosidad principal y han desarrollado sombras de presión y colas de recrystalización asimétricas formadas por agregados sericítico-cloríticos. Los fragmentos de rocas volcánicas están también aplastados e internamente estructurados paralelamente a la esquistosidad. Ambos tipos de porfiroclastos están rodeados por una matriz tectónica en la que la foliación está definida por la elongación lepidoblástica de un fino agregado de sericita y clorita, contribuyendo también hiladas de opacos y óxidos de Fe. La formación de la esquistosidad está controlada por mecanismos de disolución por presión y es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión. Las condiciones de la deformación son propias de la facies de los subesquistos verdes, con estabilidad de la asociación mineral: sericita+clorita+albita+epidota+cuarzo+opacos+óxidos de Fe.

Las filitas y esquistos clorítico-epidótico-sericíticos (c) son referibles a litologías también más deformadas de composición intermedia a básica (metaandesitas y metadacitas). Al microscopio, las texturas observadas son porfiroclásticas de matriz lepidoblástica y granoblástica microbandeada, que gradúan a filoníticas y miloníticas de grano muy fino. Se distinguen porfiroclastos y matriz tectónica blástica. Los porfiroclastos son de plagioclasa y cuarzo; los primeros se han fragmentado dando texturas *pull-apart* y los segundos aplastado y recrystalizado dinámicamente dando en los bordes subgranos por mecanismos de rotación de bordes de grano. La matriz tectónica está microbandeada en niveles más o menos ricos en cuarzo y está constituida por un agregado muy fino de sericita+clorita+epidota+opacos (no se ha observado anfíbol), orientado paralelamente y definiendo la fábrica planar. La fábrica es no coaxial, relacionada con un cizallamiento simple inhomogéneo que, en las rocas más deformadas, también da lugar a un microplegamiento intrafoliar del bandeo.

Las facies más deformadas por el cizallamiento son un conjunto de filitas y esquistos sericítico-albíticos filonítico-miloníticos (d). Al microscopio, estas rocas muestran texturas porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica, filoníticas y miloníticas. Se observan escasos porfiroclastos de plagioclasa y pirita con sombras de presión asimétricas, que se destacan en una matriz finamente foliada, definida por la elongación lepidoblástica del agregado de sericita+clorita+opacos+óxidos de Fe. El desarrollo de la foliación está controlada por mecanismos de disolución por presión y es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión y la existencia de una familia de planos oblicuos con un ángulo muy pequeño, que definen una fábrica S-C de baja-T. En las rocas estudiadas, las condiciones de la deformación propias de la facies de los subesquistos verdes, con estabilidad de la asociación clorita+sericita+albita+epidota+cuarzo+opacos+óxidos de Fe.

En las rocas más intensamente deformadas por el cizallamiento se superpone una esquistosidad de crenulación extensional (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.

3.1.4 Petrología de la Fm Los Ranchos. Unidad basalto-andesítica superior. Andesitas, basaltos andesíticos y basaltos masivos (5)

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

Los términos piroclásticos estudiados petrográficamente en la unidad, son de composición intermedia-básica, y aparecen soldados. Con textura afírica, presentan una cierta fábrica deformativa en torno a una zona de desarrollo de venas cuarzo-sericíticas claras. Se observan microfenoblastos de plagioclasa, cuarzo y de fragmentos de rocas oscuras plagioclásicas, en general fuertemente reemplazados a un agregado oscuro de clorita, sericita y epidota microcristalina muy fina, y hematites pelicular que impregna y tiñe la roca (alteración superficial). La matriz es escasa y recristalizada, y está compuesta por un agregado micro y criptocristalino de sericita, clorita, hematites y opacos.

3.1.5 Petrología de la Fm Peralvillo Sur. Basaltos masivos y diabasas con niveles volcanoclásticos (6)

En la Hoja de Monte Plata las litologías observadas en la Fm Peralvillo Sur son flujos basálticos homogéneos, con pequeñas intrusiones y diques de alimentación de doleritas, junto a niveles de tobas y de cineritas basálticas.

Los tipos lávicos e intrusivos son basaltos con orto y clinopiroxeno y doleritas, en ambos casos texturalmente bastante homogéneos. Se trata de rocas básicas, de grano fino y de texturas granudas, masivas, que forman tanto el interior bien cristalizado de coladas o de cuerpos intrusivos subvolcánicos. Como minerales esenciales hay plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y quizá hornblenda basáltica; como componentes accesorios se han observado ilmenita, magnetita y óxidos de Fe-Ti. La roca está constituida por un entramado de plagioclasas en cuyos intersticios se alojan orto y clinopiroxenos subidido y alotriomorfos, definiendo una textura de intergranular a subofítica. En la roca se superpone una alteración/metamorfismo hidrotermal (en facies de los esquistos verdes), que da lugar a la formación de anfíboles tremolita-actinolita (o incluso hornblenda tremolítica), en agregados radiales y en haces frecuentemente pseudomórficos de los piroxenos, agregados sin orientar de pequeñas epidotas a expensas de plagioclasas y piroxenos, sericita, clorita y albita.

Los niveles de tobas y cineritas basálticas son rocas piroclásticas, formadas por proporciones variables de fenocristales y clastos juveniles milimétricos de tonos verdes claros y de composición básica. Las texturas en los clastos son hipocristalinas, porfídicas, de matriz afanítica bastante masiva, sin fábricas fluidales. Los vitroclastos son de plagioclasas y piroxenos, mientras que los fragmentos son de rocas de naturaleza basáltica

y texturas variadas: basaltos porfídicos de olivino y piroxeno, basaltos con plagioclasa fluidales, traquíticos y afaníticos. Como accesorios se ha observado ilmenita, magnetita, óxidos de Fe-Ti y posiblemente cuarzo. La matriz vítrea entre los clastos está completamente reemplazada por cloritas, sericita, arcillas y opacos. Hay venas tardías rellenas de cuarzo, calcita y epidota.

3.1.6 Petrología de la Fm Las Guayabas. Alternancia de areniscas y grauvacas de grano fino/medio, limolitas y lutitas con intercalaciones de brechas volcánicas y tobas piroclásticas (7)

Los tipos petrográficos de rocas volcánogénicas observados en la Fm Las Guayabas corresponden principalmente a cristaltobas basálticas con olivino y clinopiroxeno; también se describen tipos subordinados de areniscas tufáceas de grano fino/medio.

Las tobas son rocas piroclásticas, soldadas, de composición basáltica y desprovistas de fábricas deformativas. Presentan fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y, en ocasiones, olivino. Como accesorios contienen magnetita, opacos y óxidos de Fe-Ti. En las muestras estudiadas, la proporción de cristales es mayor a la de fragmentos de roca, por lo que se trataría de una toba de cristales. Los fragmentos de rocas son relativamente variados y consistentes en: basaltos microporfídicos y basaltos desvitrificados, bastante opacos por oxidación del agregado de la pasta. Los fenocristales de plagioclasa están variablemente reemplazados a un agregado verde de sericita y epidota microcristalina muy fina. Los ferromagnesianos están reemplazados a clorita, iddingsita y epidota. La matriz es escasa y está compuesta por un agregado micro y criptocristalino de sericita, clorita, arcillas, óxidos y opacos. Hay huecos subredondeados y grietas rellenas de calcita.

Las areniscas volcanogénicas (tufácea) son rocas epiclásticas, de colores rojos y verdes, de grano fino-medio, sin apenas matriz, con abundantes fragmentos de rocas basálticas, vítreas y cristales. Se distinguen fragmentos de rocas volcánicas basálticas de texturas fluidal y porfídica de microfenocristales de plagioclasa y, en ocasiones, fragmentos de vidrio vesicular fragmentado (shards < 1 mm). Entre los cristales, se observan plagioclasas variablemente alteradas, cuarzo generalmente fragmentado, clinopiroxeno completamente cloritizado y otros minerales completamente reemplazados por calcita. Hay una gran cantidad de minerales opacos ferruginizados (hematites). Se observa una cierta organización de los fragmentos y un buen empaquetamiento de los mismos que sugieren un

cierto retrabajamiento, así como estructuras posiblemente orgánicas, calcificadas y silicificadas, que confirman que la roca es sedimentaria volcanogénica. Existe incluso epimatriz de sericita+clorita+opacos resultado de la desagregación de fragmentos de rocas, y desarrollo local de cementos de cuarzo y calcita. Hay también grietas rellenas de clorita y cuarzo.

3.1.7 Petrología de la Fm Don Juan. Alternancia de limolitas, areniscas y grauvacas con frecuentes intercalaciones de conglomerados y niveles subordinados de brechas, tobas piroclásticas, cineritas y calizas grises (10).

En la Fm Don Juan del ámbito de la Hoja de Monte Plata se han reconocido los siguientes tipos petrográficos de rocas volcanogénicas: tobas de basaltos con olivino y piroxeno, tobas basálticas de grano fino y cineritas y areniscas tobáceas (tufitas).

Las tobas de basaltos olivinico-piroxenicos (tobas líticas) son volcánicas piroclásticas sin fábricas deformativas, compuestas por fenocristales máficos y fragmentos de rocas basálticas en proporciones similares, aunque predominan los segundos. La textura es hipocristalina de matriz afanítica, tendente a microporfídica. Los fenocristales son de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa como esenciales; con opacos, carbonatos y magnetita como accesorios. Los fragmentos de rocas son de basaltos porfídicos, traquíticos y lavas afaníticas, más o menos desvitrificadas. Algunos de ellos están elongados y están completamente reemplazados a un agregado verde de clorita, sericita, epidota y opacos microcristalinos muy finos, pudiendo tratarse de procesos de desvitrificación de espículas básicas o procesos de alteración espilitica. Dicha alteración se desarrolla tanto en fragmentos individuales como en parches en la roca. La matriz es escasa y está compuesta por un agregado micro y criptocristalino de sericita, clorita, minerales arcillosos y opacos, resultado de su alteración.

Los niveles volcanoclasticos de tobas basálticas de grano fino y cineritas son rocas fragmentarias, de matriz afanítica bastante masiva, sin fábricas. Como vitroclastos se observa plagioclasa, anfíbol y piroxeno, con fragmentos rocas basálticas. Como componentes accesorios se observa ilmenita, magnetita, oxidos de Fe-Ti y cuarzo. La naturaleza de los fragmentos de rocas basálticas es variada: basaltos fluidales, traquíticos, porfídicos con fenocristales de plagioclasa, afaníticos, que sugieren un retrabajamiento sin-eruptivo o epiclastico posterior por flujos de masas. Resulta destacable también la presencia

de fragmentos de rocas volcánicas con clorita+epidota+mica blanca, así como de rocas metamórficas esquistosadas probablemente correspondientes a los Esquistos de Maimón.

Los niveles de areniscas tobáceas (tufitas) son rocas epiclásticas, de grano fino-medio (<2 mm), sin apenas matriz, con abundantes fragmentos roca volcánicos. Entre las partículas se distinguen cristales rotos de plagioclasa, anfíbol y calcedonia, junto a fragmentos rocas basálticas. Como minerales accesorios se observa cuarzo, carbonatos, ilmenita, magnetita, óxidos de Fe-Ti. Se observa una cierta redondez de los fragmentos volcánicos, un buen empaquetamiento de los mismos y estructuras posiblemente orgánicas, calcificadas y silicificadas, que sugieren la sedimentación en un medio subacuoso por corrientes de turbidez.

3.1.8 Petrología de los Granitoides. Tonalitas y dioritas (1)

Los tipos petrográficos reconocidos en los granitoides cenozoicos de la Hoja de Monte Plata son: tonalitas de grano medio, isotropas, hornbléndico-biotíticas; dioritas de grano fino isotropas, con clinopiroxeno y hornblenda; y dioritas de grano fino, isotropas, con hornblenda y biotita.

Las tonalitas se han muestreado en los *stocks* del oeste de la Hoja. Se trata de rocas ígneas granitoides de composición tonalítica, sin fábricas magmáticas claras. Son rocas granudas que al microscopio presentan una textura holocristalina, fanerítica, subequigranular. Como minerales esenciales contienen plagioclasa, cuarzo y biotita; y como componentes accesorios esfena, feldespato-K, apatito, ilmenita, opacos, óxidos de Fe-Ti. La roca está compuesta por un entramado de prismas de plagioclasas en cuyos intersticios se alojan los ferromagnesianos y los opacos. La plagioclasa forma cristales tabulares y agregados radiales, de zonado complejo. El anfíbol es de composición hornblenda y en muchos casos es intersticial. La biotita forma finas láminas y agregados, frecuentemente asociados espacialmente al anfíbol, que se encuentran casi completamente reemplazadas a un agregado de clorita, esfena, epidota y opacos.

En el *stock* de las inmediaciones de Monte Plata se han muestreado dioritas. En el afloramiento al este de esta localidad son rocas de grano fino, con clinopiroxeno y hornblenda como ferromagnesianos, sin fábricas deformativas o magmáticas aparentes. La composición mineralógica consiste en plagioclasa, cuarzo, hornblenda y augita, como

minerales principales o esenciales; y apatito, zircon, esfena, carbonatos, magnetita, ilmenita, opacos, como accesorios. La roca está fundamentalmente compuesta por un agregado subidiomorfo de plagioclasas tabulares entrecruzadas, con cuarzo intersticial. Las plagioclasas incluyen augitas de subidio a alotriomorfas. La hornblenda forma agregados y pequeños prismas individuales, incluidos en la plagioclasa y formando parte del agregado. Localmente, la plagioclasa forma grandes fenocristales, en cuyo caso se trata de una tonalita con hornblenda porfídica. Se superpone una alteración/hidrotermalismo tardimagmático, que origina el reemplazamiento del clinopiroxeno y la hornblenda por clorita, epidota y opacos, y de la plagioclasa por sericita, epidota y prenhita. Hay también venas tardías rellenas de prenhita.

En el afloramiento más oriental del *stock* de Monte Plata, las dioritas presentan características similares a las anteriores pero en este caso se presentan como rocas más granudas y con hornblenda y biotita como minerales ferromagnesianos. La biotita forma delgadas láminas y agregados, estando invariablemente reemplazada a un agregado de clorita y epidota microcristalino.

3.2. Geoquímica

3.2.1. Geoquímica del Complejo Río Verde

Por su identificación tradicional con el complejo Duarte, no existen estudios geoquímicos previos de esta unidad. Lewis *et al.* (2002) reinterpretan los realizados Proyecto C de Cartografía Geotemática, únicamente en metabasaltos y anfibolitas. Las composiciones de estas litologías caen dentro del campo de los basaltos toleíticos en el diagrama del Índice de Alcalinidad frente a Al_2O_3 , (Fig. 3.2.1-a). Los contenidos en MgO son altos, entre 3,2 y 8,4 % (Fig.3.2.1-b), así como los de TiO_2 (Fig. 3.2.1-c), circunstancia esta última que los hace diferentes de las rocas de las formaciones Los Ranchos y Esquistos de Maimón. Los

Fig.3.2.1

Geoquim. Río Verde 1

Fig. 3.2.2

Geoquim. Río Verde 2

Fig. 3.2.3

Geoquim. Río Verde 3

diagramas multielementales muestran pautas muy similares a N-MORB aunque se desvían de éstas por el enriquecimiento moderado de Rb, Ba, Th, U (LIL) y de algunas LREE, y por los contenidos bajos en Nb, Ta, Eu e Y (Fig 3.2.2). En el diagrama de REE, las rocas del Complejo Río Verde muestran una distribución plana a muy ligeramente empobrecida en LREE de unas 10 veces la condrita (Fig. 3.2.3).

A la vista de que el rango composicional del Complejo Río Verde presenta desviaciones respecto al del magmatismo propio de un arco de isla, Lewis *et al.* (2002) han probado su comparación con el de las lavas basálticas de una cuenca tras arco (cuenca tras arco de Lau; ODP Leg 135, Bloomer *et al.*, 1995), y obtienen un buen ajuste (Figs 3.2.3, y 3.2.2): los rangos composicionales son muy similares y se reproducen los mismos enriquecimientos en LIL y la misma anomalía negativa en Nb-Ta. En consecuencia, los mencionados autores sugieren que los metabasaltos y anfibolitas del Complejo Río Verde podrían representar el magmatismo en una cuenca de intra- o tras-arco del arco isla primitivo.

3.2.2. Geoquímica de los Esquistos de Maimón

Las rocas de los Esquistos de Maimón estudiadas desde el punto de vista geoquímico en el presente proyecto (Fig. 3.2.4) proceden de la base de datos del sector de Bonao de J. Lewis, que incluye análisis de los testigos de sondeos realizados en los sectores de Loma Pesada y Cerro de Maimón, así como datos propios inéditos regionales.

En conjunto, en un diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977), las rocas analizadas gradúan en composición desde basaltos y basaltos andesíticos a andesitas y riodacitas/riolitas, y se aprecia toda una gradación en los diferentes términos (Fig. 3.2.5). Las rocas máficas son subalcalinas y muestran una afinidad toleítica general en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett y MacLean, 1999), observándose algunas rocas de afinidad transicional y calco-alcalina.

Las rocas de los Esquistos de Maimón fueron alteradas en momentos tardi- y post-emplazamiento, así como deformadas y metamorfozadas, por lo que algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) deben haberse movilizado. Por ello, en la Fig. 3.2.6 se muestra la variación de algunos óxidos y elementos traza seleccionados respecto al MgO (% en peso). Como se muestra en la figura, los contenidos en TiO₂ son

generalmente bajos (<0,8%), aunque en un grupo de muestras oscila entre 1,0 y 1,6%. Con el descenso en el MgO también desciende el Fe₂O_{3t}. Respecto a ciertos HFSE (Y, Zr) y elementos de transición (Cr, V), considerados esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1975; Luden *et al.*, 1982), se observa respectivamente un aumento y un descenso con el descenso en el MgO, controlados por los procesos de fusión parcial y fraccionación. Sin embargo, la dispersión observada en TiO₂, V, Zr, Y y Cr a constante MgO (o similar Mg#) observada en los diagramas de variación, da cuenta de la presencia de rocas de diferentes series magmáticas. En base a variaciones de elementos mayores y trazas, los Esquistos de Maimón se pueden subdividir en 5 series de rocas máficas e intermedias más un tipo adicional de rocas félsicas (Fig.3.2.4). Estos tipos son: (a) toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti; (b) toleitas de arco isla pobres en Ti; (c) toleitas de arco isla “normales”; (d) boninitas; (e) rocas félsicas (riolitas); y (f) andesitas ricas en Mg de afinidad calcoalcalina, entendiendo que en la realidad existen composiciones transicionales entre ellas. Algunos de estos tipos quedan bien discriminados en los diagramas de REE extendidos de la Fig. 3.2.7 y de SiO₂ versus TiO₂, (Zr/Sm)_N y (La/Yb)_N de la Fig. 3.2.8. La gran similitud geoquímica entre las diversas series de rocas observadas en la Fm Maimón y la Fm Los Ranchos establece que las rocas de la primera son los equivalentes deformados y metamorfizados de la segunda.

- **a) Toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti.** El grupo de toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti incluye composiciones de basaltos picríticos (MgO>15%), basaltos andesíticos ricos en Mg (>7,7%) y andesitas ricas en MgO (9,65%) de afinidad boninitica. Se trata de toleitas que incluyen las composiciones menos fraccionadas de la Fm Maimón (Mg# de 77 a 52). En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo muestran un fuerte empobrecimiento en LREE ((La/Yb)_N=0,2-0,51; promedio de 0,36). Muchas muestras definen una anomalía negativa en Nb y en algún caso también de Hf (relación (Zr/Sm)_N=0,03-0,07; 0,05 de media). Como en las rocas del tipo (2), el contenido en TiO₂ es bajo (<1%) y generalmente <0,5%, aunque presenta una menor abundancia absoluta de HREE (0,8-3,6 x manto primitivo). El fuerte empobrecimiento en LREE, bajos TiO₂ (media=0,48%) y HREE para altos Mg#, sugiere una fuente mantélica muy empobrecida y altos grados de fusión parcial.

- **b) Toleitas de arco isla pobres en Ti.** El grupo de toleitas de arco isla pobres en Ti incluye composiciones de basaltos andesíticos, andesitas y dacitas/riolitas con

contenidos también bajos en Ti (media=0,58%), pero presenta contenidos más bajos en MgO y más altos en LREE que el tipo (a), para composiciones algo más fraccionadas (Mg# de 65 a 45). Estas rocas gradúan sin interrupción a las toleitas de arco isla “normales” del grupo (c). En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo presentan anomalías negativas de Nb y un patrón similar a las del tipo (a), pero presentan una mayor abundancia absoluta de HREE (3-5,5 x manto primitivo), un menor empobrecimiento en LREE ((La/Yb)_N=0,4-1,0; promedio de 0,63) y HREE planas. Tampoco se observan anomalías negativas de Zr y Hf, siendo el promedio de (Zr/Sm)_N= 0,05. Como para las rocas del tipo (1), Los bajos valores de TiO₂ y contenidos en HREE sugieren una fuente mantélica empobrecida, para grados de fusión parcial ligeramente menores.

- **c) Toleitas de arco isla “normales”.** El grupo de toleitas de arco isla “normales” está representado por rocas de composición basaltos andesíticos, andesitas y dacitas, ricas en Fe y relativamente fraccionadas (Mg# de 64 a 52). En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo son muy semejantes a las IAT modernas para abundancias similares de HREE (3-10 x manto primitivo). Presentan desde un ligero empobrecimiento en LREE a un ligero enriquecimiento ((La/Yb)_N=0,6-1,6; promedio de 0,9), una pronunciada anomalía negativa en Nb, ligeras anomalías también en Th, Zr y Ti (relación (Zr/Sm)_N=0,04 de media) y HREE o planas o con una muy ligera pendiente negativa. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida para similares grados de fusión parcial, aunque no tan empobrecida como la de los magmas que forman los tipos (a) y (b).

- **d) Boninitas.** Este tipo incluye tipos composicionales con SiO₂>53%, MgO>7-8% y TiO₂<0,5, que caen dentro de la definición estricta de boninitas de Crawford (1989) y que, además, suelen presentar contenidos más bajos en HREE (1,5-6 x manto primitivo) en las rocas menos fraccionadas que los tipos (b) y (c). Suelen presentar un ligero enriquecimiento en LREE ((La/Yb)_N promedio de 0,89) y una fuerte anomalía positiva de Zr y Hf. Este patrón es característico de boninitas actuales y estas rocas son similares geoquímicamente a las boninitas pobres en Ca (Crawford, 1989), incluyendo bajas relaciones CaO/Al₂O₃ en relación a las IAT pobres en Ti a similares grados de fraccionación. Las bajas relaciones CaO/Al₂O₃ y abundancias de HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

Fig.3.2.4

Geoquím Tabla Maimón

Fig. 3.2.5

Geoquim Maimón 1

Fig. 3.2.6

Geoquim Maimón 2

Fig. 3.2.7

Geoquim Maimón 3

Fig. 3.2.8

Geoquim Maimón 4

- **e) Rocas félsicas (riolitas).** Este tipo de rocas félsicas cae en un diagrama catiónico de elementos mayores de Jensen (1976) cerca de la división entre los campos toleítico y calco-alcalino, así como en la zona de series transicionales o próximos al límite en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y de Barrett y MacLean (1999). Las rocas de este grupo se clasifican todas como riolitas, pudiéndose distinguir de las rocas calco-alcalinas del tipo (f) por valores menores de la relación $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ ($<0,23$) y Mg# (entre 32 y 19). Todas las rocas félsicas son pobres en K_2O (en general $<1,0\%$), Zr y P_2O_5 ($<0,1\%$) en relación a las rocas ácidas calco-alcalinas típicas. En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo presentan un ligero empobrecimiento en LREE, a diferencia del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcalinas. Presentan contenidos en HREE de entre 4 y 17 x manto primitivo, fuertes anomalías negativas de Nb y Ti, y una ligera anomalía positiva en Th. En los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) estas rocas caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG), lo cual es compatible con la anomalía negativa en Nb característica de rocas de arco. Este grupo de rocas ácidas pobres en K_2O y ricas en SiO_2 son generalmente interpretadas como productos de la fusión parcial de rocas máficas, en oposición a fraccionación (Drummond y Defant, 1990; Jenner y Swinden, 1993).

- **f) Andesitas ricas en Mg de afinidad calcoalcalina.** El tipo (f) de rocas andesíticas ricas en Mg de afinidad calcoalcalina constituyen un conjunto de muestras procedentes del Cerro de Maimón. El grupo está representado por rocas de composición basaltos andesíticos, andesitas, dacitas y riolitas, de moderada a muy fraccionadas (Mg# de 68 a 42), incluyendo composiciones de andesitas ricas en Mg. Se diferencian de las riolitas por contenidos más altos de la relación $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ (entre 0,7 y 0,9) y de MgO, para un similar Mg#. Caen dentro del campo calcoalcalino en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett y MacLean, 1999). Los álcalis y LILE presentan un amplio rango en abundancia como resultado de su movilidad durante la alteración por el agua marina. Presentan contenidos relativamente bajos en HFSE y REE, con una fuerte anomalía negativa en Nb. En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo se caracterizan por un perfil de pendiente negativa, un marcado enriquecimiento en Th y LREE, y anomalías

negativas en Nb y Ti. Estas características son típicas de rocas relacionadas con subducción. Presentan contenidos bajos en TiO_2 (promedio de 0,22) y valores promedio de $(\text{La}/\text{Yb})_N=0,5$ y $(\text{Zr}/\text{Sm})_N=0,06$, con HREE definiendo una ligera pendiente negativa. Las características de estas rocas sugiere la fusión de una fuente mantélica relativamente menos empobrecida que en los grupos anteriores (más próxima a la de un N-MORB) y en la que las mayores relaciones Nb/Yb y Zr/Yb sugieren una mayor componente subductiva en su formación.

3.2.3. Geoquímica de la Fm Los Ranchos e intrusivos relacionados

Esta caracterización geoquímica se ha realizado para el conjunto de las rocas de la Fm Los Ranchos muestreadas en la Cordillera Oriental en las Hojas del presente proyecto y para los intrusivos asociados que afloran en su núcleo (no representados en esta Hoja).

Las rocas de la Fm Los Ranchos utilizadas para determinar las características geoquímicas fueron aquellas que no presentan texturas de cumulos ígneos o una gran abundancia de fenocristales (Fig. 3.2.9). Por lo tanto, las rocas utilizadas en este estudio fueron aquellas que se interpreta mejor representan la composición de un líquido magmático: diques, rocas volcánicas (flujos y rocas volcanoclásticas) y granitoides. Las facies de gabros bandeados o masivos son incluidas en los diagramas como comparación. Sin embargo, los contenidos en elementos traza muy similares que presentan respecto a las facies de diques y depósitos volcánicos, sugiere que los minerales acumulados que contienen han preservado las características de los magmas de los que proceden.

En un diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977), las rocas muestreadas de la Fm Los Ranchos gradúan en composición desde basaltos subalcalinos hasta composiciones andesíticas y riolitas/riodacitas, observándose una cierta ausencia de composiciones intermedias basáltico/andesíticas intermedias en el diagrama (Fig. 3.2.10). En este estudio se incluyen también los intrusivos en la Fm Los Ranchos de composición tonalítica y cuarzodiorítica, que son relacionados con las rocas volcánicas ácidas. Estas muestras proceden de los macizos de El Valle (JM-9070), Haitises (HH-9044) y Sabana Grande de Boyá (JM-9177, JM-9176 y JM-9181). En los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett y MacLean, 1999) las rocas máficas son subalcalinas y muestran en particular una afinidad toleítica. En la Fig. 3.2.11 se muestra la variación de algunos óxidos y elementos traza seleccionados respecto al MgO (% en peso) en las diferentes unidades

litoestratigráficas de rocas volcánicas en la Fm Los Ranchos e intrusiones relacionadas. En los diagramas se observa también la ausencia de composiciones intermedias, distinguiéndose dos grupos composicionales: rocas volcánicas basálticas, basáltico-andesíticas y andesíticas, intrusiones de gabros y microgabros y la unidad basáltica intermedia de la Hoja de Antón Sanchez (¿Mb La Naviza?) ($\%MgO > 3,3$); y rocas volcánicas riolíticas e intrusiones cuarzodioríticas y tonalíticas ($\%MgO < 1,4$).

La comparación de muestras de la Fm Los Ranchos con un similar grado de fraccionación (o $Mg\#$) revela la existencia de una gran variación tanto en la abundancia de elementos traza como en el tipo de diagrama de REE extendido resultante al normalizar los análisis respecto al manto primordial (Fig. 3.2.12). En una primera aproximación, todas las rocas de la Fm Los Ranchos son de carácter toleítico (ver después) y presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb (y de Ta) indicativa de un origen relacionado con subducción. Como las tierras raras pesadas (HREE) y los HFSE (Ti, Zr, Hf, Ta y Nb) no resultan afectadas por el componente relacionado con subducción en magmas de arco (Pearce y Peate, 1995), estos elementos pueden ser utilizados como una guía de la composición del manto del cual derivaron las rocas magmáticas estudiadas. En los diagramas, la pendiente negativa de los HFSE aumenta con el grado de empobrecimiento del manto y la abundancia de las HREE (a grados equivalentes de fraccionación) refleja cuantitativamente el grado de fusión parcial. Estos aspectos importantes de los diagramas de REE extendidos quedan reflejados en relaciones de elementos trazas normalizados respecto al MP (Figs. 3.2.13 y 3.2.9): la relación $(Zr/Sm)_N$ refleja la naturaleza de la anomalía del Zr (y Hf) y la relación $(La/Yb)_N$ refleja el grado de enriquecimiento o empobrecimiento en las tierras raras ligeras (LREE). Valores bajos de ambas relaciones indican una fuente mantélica más empobrecida, previamente al metasomatismo en el manto relacionado con los procesos de subducción. El $Mg\#$ y el contenido en TiO_2 proporcionan de forma cuantitativa información sobre el grado de fraccionación y empobrecimiento de la fuente, respectivamente, excepto cuando las anomalías positiva o negativa del Ti en el diagrama de REE extendido indica que el contenido en Ti ha sido afectado por procesos de fraccionación cristalina. Como puede observarse en la Fig.3.2.12, todos los patrones de distribución de REE de las rocas de la Fm Los Ranchos indican una fuente para los magmas de carácter similar a la de los N-MORB y más empobrecida.

Fig. 3.2.9

Geoquim Tablas Los Ranchos

Fig. 3.2.10

Geoquim Los Ranchos 1

Fig. 3.2.11

Geoquim Los Ranchos 2

Fig. 3.2.12

Geoquim Los Ranchos 3

Fig. 3.2.13

Geoquim Los Ranchos 4

Fig. 3.2.14

Geoquim Los Ranchos 5

En el presente trabajo se han distinguido dos series geoquímicas de rocas básicas en la Fm Los Ranchos, entendiendo que en la realidad existen composiciones transicionales entre ellas. Estos dos tipos de rocas básicas son: a) Tipo I: toleitas de arco isla (IAT) pobres en Ti y LREE; y b) Tipo II: toleitas de arco isla (IAT) normales y pobres en Ti. Un tercer grupo está constituido por (c) las rocas félsicas, que incluye las rocas volcánicas ácidas de la Fm Los Ranchos y los intrusivos de composición tonalítica y cuarzodiorítica genéticamente relacionados.

- **a) Tipo I: Toleitas de arco isla (IAT) pobres en Ti y LREE.** Este grupo está representado por las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Ranchos (basaltos y basaltos andesíticos), las rocas volcánicas de la unidad basáltica intermedia de la Hoja de Antón Sanchez (¿Mb La Naviza?) y los gabros masivos y diques máficos microgabroícos intrusivos. Algunas de las rocas volcánicas tienen composiciones de basaltos ricos en Mg ($MgO > 8\%$) e incluyen las composiciones menos fraccionadas de todas las muestras ($Mg\# > 50$). Los intrusivos son rocas también poco fraccionadas ($Mg\# > 46$). En un diagrama de REE extendido (Fig. 3.2.12), muchas de las rocas del tipo I muestran un empobrecimiento en LREE (con $(La/Yb)_N$ entre 0,28 y 0,69) y anomalías negativas de Zr y Hf (relación $(Zr/Sm)_N$ entre 0,50 y 1,03). De forma general, todas las muestras tienen una anomalía negativa de Nb. En algún caso no se observan anomalías de Th y Nb, por lo que estas rocas no tienen un significativo componente de subducción, aunque las concentraciones medidas para estos elementos están próximas al límite de detección. El TiO_2 en este grupo es $< 0,8$ para abundancias absolutas de las HREE inferiores a las del tipo II (entre 2,2 y 4,5 x manto primitivo). Los patrones de REE extendidas para los gabros son muy similares a los de las rocas volcánicas (Fig. 3.2.12), sugiriendo una conexión genética entre ambos tipos de rocas. Algunas muestras (JM9022 de Sabana Grande, JG9067 de Hato Mayor, AD9034 y AD9035 de Miches) presentan rangos composicionales propios de rocas boniníticas ($SiO_2 > 53\%$, $MgO > 8\%$, $TiO_2 < 0,5$; *sensu Crawford et al.*, 1989), aunque los elementos mayores pueden haber sido movilizados. El patrón de REE extendido de la unidad basáltica intermedia de la Hoja de Antón Sanchez (¿Mb La Naviza?) es, por ejemplo, muy similar a boninitas muestreadas en el ODP Leg 125. En cualquier caso, el empobrecimiento en LREE, bajos contenidos en TiO_2 , niveles de HREE y altos Mg# que muestran las rocas de este grupo sugieren una fuente mantélica muy empobrecida y altas tasas de fusión parcial.

- **b) Tipo II: Toleitas de arco isla (IAT) normales y pobres en Ti.** Este grupo está representado por las rocas volcánicas de composición basaltos andesíticos y andesitas de la Fm Los Ranchos. Presentan composiciones de basaltos toleíticos ricos en Fe (>9,6%) y están bastante fraccionadas (Mg# de 38 a 50). El TiO_2 en este grupo es bajo oscilando entre 0,7 y 1,03%. El patrón en un diagrama de REE extendido (Fig. 3.2.12), es muy similar al que presentan las IAT modernas para abundancias absolutas similares (HREE de 4 a 8 x manto primitivo). Presentan un ligero empobrecimiento o enriquecimiento de LREE (con $(\text{La/Yb})_N$ entre 0,7 y 1,4), una fuerte anomalía negativa en Nb, anomalía positiva en Th en ocasiones, ligeras anomalías negativas de Zr y Hf (relación $(\text{Zr/Sm})_N$ entre 0,5 y 0,9) y HREE planas. Estas características sugieren también una fuente mantélica muy empobrecida para estas rocas (similar o incluso más empobrecida que la de los N-MORB), para tasas de fusión parcial algo menores que en el tipo I, en la que el granate no estuvo presente como fase residual ya que este mineral es el que fracciona las HREE.

c) Tipo III: Rocas félsicas. Este tipo agrupa las rocas volcánicas ácidas de la Fm Los Ranchos, incluyendo las muestras de las unidades riodacíticas inferior y superior de la Hoja de Antón Sanchez, y los intrusivos de composición tonalítica y cuarzodiorítica. En los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y de Barrett y MacLean (1999) caen dentro del campo de las series toleíticas y, en algún caso, en el límite con las series transicionales. En función de su alto contenido en SiO_2 las rocas volcánicas son de composición riodacítica y fundamentalmente riolítica (SiO_2 entre 72 y 83%). El rango de composiciones más intermedias de las tonalitas y cuarzo-dioritas (SiO_2 entre 58 y 75%) está probablemente dominado por la presencia de plagioclasas rica en Ca y cuarzo como cumulos, confirmando las observaciones realizadas en las láminas delgadas, la menor relación $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ y menor Mg# (de 28-36 frente a 10-30 para las volcánicas ácidas). Todas las rocas félsicas del grupo III caen dentro en un diagrama SiO_2 - K_2O del campo pobre en K, siendo el $\text{K}_2\text{O}<0.94$ en las rocas tonalíticas y cuarzodioríticas. Los contenidos en Zr y P_2O_5 son también muy bajos en comparación con las rocas félsicas típicamente calco-alcalinas. Los contenidos en TiO_2 son también muy bajos, entre 0,56 y 0,18. Los patrones de REE extendidas para las rocas volcánicas e intrusivos tonalíticos/cuarzodioríticos en la Fm Los Ranchos son muy similares para rangos de Mg# <38 (Fig. 3.2.12), lo que establece una clara conexión genética entre ambos tipos de rocas. Las riolitas presentan una distribución plana o ligeramente enriquecida en LREE

$(La/Yb)_N = 1,1$ a $1,8$ y las tonalitas de plana a ligeramente empobrecida en LREE $(La/Yb)_N = 0,4$ a $0,6$, en contraste con las rocas félsicas calco-alcalinas que exhiben un moderado a fuerte enriquecimiento en LREE, reforzando su afinidad toleítica. El carácter toleítico frente al calco-alcalino de todas las rocas de la Fm Los Ranchos, queda claramente definido en el diagramas de discriminación tectonomagmática Hf/3-Th-Nb/16 de Wood (1980) (Fig. 3.2.14).

Aunque la composición de elementos mayores de estas rocas es similar a la de plagiogranitos formados en centros de apertura oceánica, en los diagramas de discriminación tectónica muchas de las rocas volcánicas félsicas y tonalitas caen en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG; Pearce *et al.*, 1984). Esto es compatible con la fuerte anomalía negativa en Nb observada en los diagramas extendidos de REE, característica de las rocas relacionadas subducción. Algunas rocas tienen una anomalía positiva en Th y en Hf (relación $(Zr/Sm)_N$ entre 0,8 y 1,5). Estas rocas félsicas ricas en SiO_2 y pobres en K_2O son generalmente interpretadas como los productos de fusión parcial, en oposición a una fraccionación, de rocas máficas (Drummond y Defant, 1990; Jenner y Swinden, 1993). Este aspecto es compatible con la ausencia de rocas volcánicas de una cierta composición intermedia en la Fm Los Ranchos. La abundancia de anfíboles magmáticos indica también que estos magmas fueron hidratados.

3.2.4 Geoquímica de la Fm Peralvillo Sur

En este proyecto se ha procedido a la caracterización geoquímica de la Fm Peralvillo Sur a partir de un conjunto de muestras del sector de Sábana Potrero (Hoja de Bonao; base de datos de análisis geoquímicos del Proyecto C de Cartografía Geotemática; Martín Fernández *et al.* 2000) suficientemente representativo de la formación (Fig.3.2.15). Composicionalmente se trata de un grupo de basaltos toleíticos incluyendo también algunos basaltos andesíticos, ricos en Fe (entre 9 y 14%) y relativamente fraccionadas (Mg# de 61 a 42). Presentan cuarzo e hiperstena normativos y contenidos de TiO_2 en rocas frescas de 1.1-2.22 %, exceptuando dos basaltos pobres en Ti donde es $<1\%$ (SP-27 y SP-41, ver después). Los contenidos en K_2O son muy bajos ($<0.2\%$), así como de Rb y el Sr. En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/ TiO_2 de Winchester y Floyd (1977), caen en el campo de los basaltos/andesitas (Fig. 3.2.16). Los basaltos muestran una clara afinidad toleítica en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett y MacLean, 1999). En el diagrama Ti/1000

versus V de Shervais (1982) los basaltos caen en el campo de los basaltos de fondo oceánico (MORB), excepto dos muestras (SP-27 y SP-41) que caen en el de las toleitas de arco isla (IAT) y en las que $TiO_2 < 1\%$. Estas dos muestras también se separan del grupo general de basaltos en los diagramas binarios de MgO *versus* TiO_2 , (V/Ti) y (Sc/Y), lo que se interpreta con la presencia de dos series magmáticas intercaladas en la formación. En estos diagramas, valores bajos para las relaciones V/Ti y Sc/Y se relacionan con su fraccionación por fases minerales que cristalizan, debido a que el Sc es compatible en el clinopiroxeno y el Ti y V en la titano-magnetita. Para valores similares de MgO (o Mg#), la cristalización más temprana en la secuencia de augita y Ti-magnetita suele ser una característica de basaltos N-MORB o BABB (*back-arc basin basalts*) frente a las toleitas IAT. Por lo tanto, valores más altos de V/Ti y Sc/Y suelen ser mayores en IAB frente a BABB, que se correlacionan con menores abundancias en los primeros de Zr (Woodhead *et al.*, 1993). La presencia de dos series ígneas en la Fm Peralvillo Sur queda también clara a partir de los contenidos en trazas y REE (Fig. 3.2.17 y 3.2.18).

En un diagrama multielemental normalizado frente a N-MORB, los basaltos de la Fm Peralvillo Sur definen un patrón muy similar a los basaltos N-MORB (Fig. 3.2.17), con valores de 0,8-1,5 x N-MORB para rocas con Mg#>50 y 1,3-1,8 x N-MORB para rocas con Mg#<50. En especial, presentan abundancias muy similares de HFSE y HREE que excluye a estas rocas como procedentes de magmas relacionados con subducción. Sin embargo, presentan un enriquecimiento relativo en elementos LIL (Rb, Ba, Th) y Pb, y una anomalía negativa en Nb y K, particularmente en las rocas menos fraccionadas, característico de magmas de zonas de subducción. En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial, las rocas de este grupo son muy semejantes a el N-MORB de Sun y MacDonough (1989), especialmente las menos fraccionadas (Mg#>50), pero presentan la anomalía negativa en Nb. De forma característica, presentan un ligero empobrecimiento en LREE, con un promedio de $(La/Yb)_N = 0,81$, una ligera anomalía negativa en Nb, ausencia de anomalías también en Th, Zr y Ti, con un promedio de $(Zr/Sm)_N = 1,08$, y HREE o planas o con una muy ligera pendiente negativa. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida para los basaltos a similares grados de fusión parcial, muy similar a la fuente de los N-MORB.

Fig. 3.2.15

Geoquim Tabla Peralv. Sur

Fig.3.2.16

Geoquim Peralv 1

Fig.3.2.17

Geoquim Peralv 2

Fig.3.2.18

Geoquim Peralv 3

Sin embargo, en la Fm Peralvillo Sur existen dos muestras de basaltos (SP-27 y SP-41) en las que $TiO_2 < 1\%$ y referibles a IAT. En un diagrama multielemental normalizado frente a N-MORB, estas rocas (muestra SP-27) definen un enriquecimiento relativo en LIL (Rb, Ba, K,) y Pb, un empobrecimiento en Th, una anomalía negativa Nb-Ta y abundancias de HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti, Y e Yb) y HREE menores que N-MORB. Estas características son típicas de magmas relacionados con subducción (Wilson, 1989). La menor abundancia en HREE de estos basaltos y la anomalía negativa en Nb resultan también claras en el diagrama extendido de REE. En resumen, considerando en conjunto la existencia de dos series magmáticas intercaladas en la Fm Peralvillo Sur, de características geoquímicas distintas: BABB e IAT, permite interpretar a los basaltos de la formación como emitidos en una cuenca de tras-arco. La asociación espacial y temporal de lavas de ambas características -BABB e IAT- resulta bastante común en las actuales cuencas de tras-arco del SO del Pacífico (arco de Tonga/cuenca de Lau, arco de Vanuatu/cuenca de Fiji, arco de Izu Bonin/cuenca de Bonin), caracterizando estadios de extensión cortical en el arco magmático contemporáneos con un variable grado de apertura oceánica en su entorno de tras-arco.

3.2.5 Geoquímica de la Fm Las Guayabas e intrusivos relacionados

En el estudio geoquímico de la Fm Las Guayabas realizado en esta proyecto, las muestras estudiadas pertenecen las Hojas de Hato Mayor (JG-9058 y JG-9070) y Monte Plata (HH-9039). Las primeras corresponden a andesitas del Mb Loma La Vega y la segunda a intrusiones tonalíticas y cuarzodioríticas relacionadas (unidad 1 de esta Hoja). Se incluyen también como comparación los análisis contenidos en el trabajo de Lebrón y Perfit (1994), relativos a muestras del sector de la Loma La Vega (Hojas de Hato Mayor y El Seibo) y que incluyen tipos litológicos de depósitos volcánicos como: flujos de lavas andesíticas de textura traquítica, brechas volcánicas y tobas ricas en cristales (Fig.3.2.19). El escaso número de análisis nuevos realizados en el presente proyecto limita la generalización de las interpretaciones que a continuación se exponen.

Composicionalmente se trata de un grupo de basaltos andesíticos, andesitas y dacitas, relativamente bastante fraccionadas (Mg# de 44 a 20) y generalmente ricas en K_2O (entre 2,7 y 12%) y Na_2O (entre 2,6 y 5,8%). Presentan contenidos altos en Al_2O_3 (entre 17,0 y 21,0%), Rb y Sr, y bajos en TiO_2 (<1,0%) y MgO (<1,0%), incluyendo los basaltos andesíticos del Mb La Vega donde son de 2,5 y 2,7% (Fig. 3.2.20). Sin embargo, los altos

Fig 3.2.19

Geoquim Tabla Las Guayabas

Fig. 3.2.20

Geoquim. Las Guayabas 1

Fig. 3.2.21

Geoquim. Las Guayabas 2

Fig. 3.2.22

Geoquim. Las Guayabas 3

contenidos en álcalis y otros elementos mayores pueden ser debidos a la alteración y la movilidad de ciertos elementos, por lo que es necesario considerar a los elementos considerados inmóviles durante los procesos de alteración y/o metamorfismo. En el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) caen en el campo de los basaltos/andesitas y las muestras del Mb La Vega y las tonalitas/cuarzodioritas en el campo de los basaltos subalcalinos. Los términos basálticos muestran una clara afinidad transicional y calco-alcalina en los diagramas Yb versus Th y Zr versus Y (Barrett y MacLean, 1999), diferenciándose claramente de las toleitas pobres en K de la Fm Los Ranchos infrayacente (Lebron y Perfit, 1994). En el diagrama triangular Hf/3-Th-Nb/16 de Wood (1980) los basaltos caen en el campo de los basaltos de relacionados con subducción en el subcampo calco-alcalino, también a diferencia de los basaltos de la Fm Los Ranchos que caen en el campo toleítico y de dos basaltos de la Formación Peralvillo Sur que caen en el campo de los N-MORB próximos al de las IAT.

En un diagrama multielemental normalizado frente a N-MORB (Fig. 3.2.21), los basaltos y andesitas calco-alcalinas presentan un fuerte enriquecimiento en elementos LILE (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr), K, U y Th, junto a un empobrecimiento en HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti, Y, Yb) y REE, en especial, HREE (entre 0,6-0,9 x N-MORB). Estas características geoquímicas y el perfil con una fuerte pendiente negativa se conservan y acentúan incluso en los términos ácidos de dacitas ricas en K de la formación (HREE entre 1,0-2,2 x N-MORB). Numerosos estudios han demostrado que las rocas volcánicas emitidas en arcos magmáticos se caracterizan por un enriquecimiento en LILE y empobrecimiento en HFSE relativos a las LREE (Pearce y Norry, 1979; Wood, 1980; Briquieu *et al.*, 1984; Tatsumi *et al.*, 1986). Por lo tanto, valores altos en las relaciones LILE/LREE (Th/La=0,19-0,25; Ba/La=52-155) y bajos en las relaciones HFSE/LREE (Nb/La=0,16-0,38, Ti/Eu=1600-3200) en las rocas basálticas de la Fm Las Guajabas, comparados con los valores típicos para basaltos N-MORB (0,05; 2,5; 0,93 y 7451, respectivamente; Sun y MacDonough, 1989), sugiere que estas rocas fueron generadas por encima de una zona de subducción. Las rocas caen en el campo de basaltos de arco en los diagramas de discriminación tectonomagmática y presentan contenidos altos en Th y una anomalía negativa en Nb y Ta, particularmente en las rocas menos fraccionadas, característica de magmas de zonas de subducción.

Análogamente, en un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.2.22), todas las rocas de la Fm Las Guajabas se caracterizan por un patrón de

pendiente negativa $[(La/Yb)_N=6,2-8,3$ para $Mg\#>30$; $(La/Yb)_N=5,5-7,6$ para $Mg\#<30]$, un marcado enriquecimiento en Th y LREE, y anomalías negativas en Nb y Ti, especialmente en las rocas más fraccionadas, típicos de rocas basálticas e intermedias relacionadas con subducción. Los valores promedio de la relación $(Zr/Sm)_N=0,96$ y HREE con una ligera pendiente negativa, sugieren una fuente mantélica empobrecida para los basaltos, similar a la de los N-MORB

3.3. Dataciones absolutas

En el marco del presente Proyecto, 8 muestras de rocas magmáticas, intrusivas o efusivas, de la Cordillera Oriental Dominicana, se han analizado en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vancouver (Canadá), por los Drs. T. Ullrich (Ar/Ar) y R. Friedman (U/Pb), bajo la dirección del profesor J. Mortensen.

Las técnicas de datación utilizadas corresponden al método U/Pb sobre circones y al método $^{40}Ar/^{39}Ar$ por calentamiento escalonado en minerales separados (horblenda o feldespato potásico). Existen informes originales datados que describen las técnicas utilizadas y los resultados obtenidos (Friedman, 2004; Ulrich, 2004). A continuación se presenta un resumen de los mismos, que incluye breves comentarios sobre sus implicaciones geológicas.

La localización y la naturaleza de las muestras, así como las técnicas analíticas utilizadas y las edades obtenidas aparecen en la figura 3.3.1.

3.3.1. Descripción de las Técnicas Analíticas

3.3.1.1. Técnica analítica por el método U/Pb

Los circones y otros minerales accesorios se extrajeron de las muestras mediante técnicas convencionales de machacado y de separación mediante tabla Wilfley, a las que siguió una concentración final mediante líquidos pesados y separación magnética. Las fracciones minerales a analizar se seleccionaron en función de la calidad del grano, tamaño, susceptibilidad magnética y morfología. Con el objeto de minimizar los efectos de la pérdida de Pb próxima a la superficie de los granos, todas las fracciones de circones se sometieron,

previamente a su disolución, a una abrasión por aire usando la técnica de Krogh (1982). Posteriormente se disolvieron en una solución extrapura 3N de HNO₃, lavadas con acetona bajo su punto de ebullición y pesadas (hasta ±2μg). Los circones se disolvieron en microcápsulas de PTFE o PFA de 300 μl con 100 μl de HF 29N y de ~15 μl de HNO₃ 14N bajo punto de ebullición, en presencia de un trazador mixto de ²³³⁻²³⁵U-²⁰⁵Pb y durante 40 horas a 240°C.

La disolución se llevó a cabo en bombas de acero inoxidable Parr con líneas PTFE de teflón de 250 ml. Posteriormente las soluciones fueron secadas de sales y re-bombadas en ~200 μl de solución de HCl 3.1N ultrapuro durante 12 horas a 210°C. Estas soluciones se secaron de nuevo de sales en una placa calentada a unos 125°C y se redisolieron en una solución de 0.5 ml de 3.1 HCl durante un mínimo de 8 horas. Para la separación del Pb y U se emplearon técnicas de columnas de intercambio iónico similares a las descritas por Parrish et al. (1987). El Pb y U se separaron secuencialmente en el mismo recipiente, donde se les añadió 2 μl de ácido fosfórico extrapuro 1,0 M. Cada muestra se cargó en un único filamento de Re usando un exhalador de gel de sílice fosfórico (SiCl₄). Las relaciones isotópicas se midieron con un espectrómetro de masas de ionización termal VG-54R, modificado con un único colector y equipado con un fotomultiplicador analógico Daly. Tanto el U como el Pb se procesaron a 1450°C en modo de encendido-en pico del detector Daly.

La fraccionación de U se determinó directamente en procesos individuales utilizando el trazador ²³³⁻²³⁵U, y las relaciones isotópicas de Pb se corrigieron para una fraccionación del 0,37 %/amu, en base a análisis duplicados del estándar de Pb NBS-981 y los valores recomendados por Thirlwall (2000). Los blancos analíticos para el U y el Pb fueron menores de 1 y 3 pg, respectivamente. La composición isotópica del Pb común fue derivada del modelo de Stacey y Kramers (1975). Todos los errores analíticos fueron propagados numéricamente a lo largo del cálculo completo de la edad siguiendo la técnica de Roddick (1987). Las edades de intersección con la curva de concordia y los errores asociados se calcularon usando una versión modificada del modelo de regresión York-II (donde los errores York-II se multiplican por el MSWD) y el algoritmo de Ludwig (1980). Todas las edades se refieren al nivel 2σ de incertidumbre.

3.3.1.2. Técnica analítica por el método Ar/Ar

Cada muestra se machacó, hasta reducirla a fragmentos de entre 0.1 y 0.5 mm de diámetro y, posteriormente, se pesó bajo un imán manualmente para eliminar los minerales magnéticos y las esquirlas metálicas de la machacadora. Las muestras se lavaron posteriormente en agua desionizada, se aclararon y se sacaron en aire seco a temperatura ambiente. Los minerales de interés se separaron a mano, se envolvieron en papel de aluminio y se guardaron en una cápsula de irradiación junto a otras muestras de edad similar y a monitores del flujo de neutrones (sanidinas de la Toba Fish Canyon de 28.02 Ma; Renne et al., 1998). Las muestras se irradiaron los días 27 y 28 de Mayo de 2004 en el reactor nuclear de McMaster en Hamilton, Ontario, a 56 MWH y un flujo de neutrones de 3×10^{16} neutrones/cm², aproximadamente. El análisis (n=54) de las posiciones del flujo de neutrones 18 produjo errores de <0.5% en el valor J. Las muestras fueron analizadas entre el 19 y el 26 de Julio de 2004, en el *Noble Gas Laboratory del Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research de la University of British Columbia, Vancouver, Canada*. Los separados minerales se calentaron a intervalos crecientes mediante un rayo laser desenfocado de 10W CO₂ (New Wave Research MIR10), hasta su fusión. Los gases emitidos en cada intervalo de temperatura se analizaron en un espectrómetro de masas VG5400, equipado con un multiplicador de electrones contador de iones. Todas las medidas se corrigieron respecto a las variaciones en la sensibilidad del espectrómetro de masas, la discriminación de masas, y la descomposición radioactiva durante y después de la irradiación, así como a la interferencia de Ar debida a contaminación atmosférica y la irradiación de Ca, Cl y K (relaciones de producción isotópica: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K=0.0302; $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Ca=1416.4306; $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Ca=0.3952; Ca/K=1.83, $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$).

Las edades de *plateau* y por correlación inversa (método de la isocrona inversa) se han calculado utilizando el programa ISOPLOT versión 3.09 (Ludwig, 2003). Los errores se refieren al nivel 2σ (95% de confianza) e incluye la propagación de los errores procedentes de todas las fuentes, a excepción de los procedentes de la sensibilidad del espectrómetro de masas y la edad del monitor de flujo. *Los "picos" para las edades obtenidas mediante correlación inversa y de plateau son arbitrarios y se deben considerar como tentativas, ya que el trabajo analítico se ha realizado sin conocer de forma directa el contexto geológico de las muestras. La interpretación de los resultados analíticos ha de hacerse en el contexto de la diferente temperatura de cierre del Ar en cada mineral analizado (hornblenda: 525-450°C;*

moscovita: 375-325°C; biotita: 350-260°C y feldespato-K: 350-125°C), junto a la naturaleza ígnea o metamórfica de la muestra.

3.3.2. Resultados y discusión

Los resultados, sintetizados en la tabla de la figura 3.3.2, se comentan a continuación.

3.3.2.1. Muestras de la Fm Los Ranchos

Sólo una muestra de la Fm. Los Ranchos (de las dos analizadas) se ha podido datar, por el método U/Pb. Se trata de una dacita porfídica (JM-9304), muestreada en la Hoja de Bayaguana; la facies es característica de las protrusiones ácidas del miembro intermedio de la Fm Los Ranchos. De los cinco fragmentos de circón analizados, tres definen una edad de $116 \pm 0,8$ Ma (Aptiano) (Fig. 3.3.3). Este resultado es coherente con la atribución al Neocomiano de los vegetales fósiles descritos por C.J. Smiley (1982) en los alrededores de Pueblo Viejo.

La muestra de andesita porfídica con clinopiroxeno (JM-9320) de la Hoja de Bayaguana no se ha podido datar por método Ar/Ar, debido a la ausencia de K en los cristales de hornblenda.

3.3.2.2. Intrusivos tonalíticos de Cevicos, Sabana Grande de Boya y El Valle

Los granitoides de composición tonalítica, intrusivos en los terrenos volcánicos de la Fm Los Ranchos, se han muestreado en varios sectores de la Cordillera Oriental para su datación por el método Ar/Ar sobre hornblenda. :

- cuarzo-diorita de grano medio-grueso, isotropa, del batolito de Cevicos (muestra JM-9176, Hoja de Sabana Grande de Boya);
- afloramiento de tonalita hornbléndico-biotítica, de grano medio a grueso, que ocupa el núcleo de la Fm Los Ranchos aislado por la caliza de Los Haitises en la Hoja de Antón Sánchez (muestra HH-9045);

- tonalita de grano grueso, con textura isogranular (muestra JM-9070) y microgabro de grano fino (muestra JM-9274) del plutón de El Valle.

Excepto para la muestra JM-9070, las edades “plateau” obtenidas están bien definidas, comprendidas entre 106 y 121 Ma (Albiano-Aptiano) (Fig. 3.3.4). Son comparables con la edad obtenida para las tonalitas del plutón de Zambrana ($115 \pm 0,3$ Ma, U/Pb en roca total) en la Hoja Hatillo, durante el anterior proyecto SYSMIN (Martín Fernández y Draper, 2000).

Estas edades concuerdan con la similar signatura geoquímica deducida para los intrusivos tonalíticos y las facies volcánicas ácidas de la Fm Los Ranchos (Escuder, 2004)

La edad de $85,1 \pm 7,9$ Ma obtenida con la muestra JM-9070 parece poco fiable, puesto que deriva de la integración de los valores obtenidos en los distintos escalones. Sin embargo, se debe comparar a las dataciones realizadas anteriormente por Bellon H. et al. (1985) en dos muestras del macizo de El Valle (método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ sobre roca total) : $95 \pm 4,8$ Ma y $87,3 \pm 4,4$ Ma. Estas edades, más modernas que las anteriores, reflejan probablemente un ajuste producido por el metamorfismo en facies pumpeleita-prehnita que afecta localmente la tonalita.

3.3.2.3. Lava andesítica de la Fm Las Guayabas – Mb Loma La Vega

La muestra estudiada (JM-9274, Hoja de El Seibo) corresponde a una lava de composición andesítica, porfídica, con una fábrica fluidal traquítica. En la ausencia de circón y horblenda, la datación se efectuó por método Ar/Ar sobre feldespatos potásicos.

La edad obtenida de $58,1 \pm 0,8$ Ma (Fig. 3.3.5), refleja muy probablemente el efecto de una alteración paleocena, de origen desconocido, mucho más reciente que la extrusión lávica. Las volcanitas del Mb Loma La Vega constituyen un horizonte bien definido, intercalado en los sedimentos turbidíticos de la Fm Las Guayabas, los cuales han sido bien datados, por su contenido faunístico, como Cretácico Superior (bajo).

Fig. 3.3.1

Mapa Localización Dataciones Absolutas

Fig. 3.3.2

Tabla Dataciones Absolutas

Fig. 3.3.3

Diagramas Dataciones Absolutas 1

Fig. 3.3.4

Diagramas Dataciones Absolutas 2

Fig. 3.3.5

Diagramas Dataciones Absolutas 3

4.TECTONICA

La escasa representación de los dos dominios geológicos que intervienen en la Hoja de Monte Plata, el Cinturón Intermedio y la Cordillera Oriental, limita notablemente el estudio de su estructura, por lo que éste se complementa con los realizados en Hojas contiguas. En este sentido, la nueva cartografía elaborada en la Cordillera Oriental durante el transcurso del presente proyecto, ha proporcionado un sustancial avance en el conocimiento de su estructura (además de su estratigrafía), principalmente a partir de las observaciones realizadas en Hojas más orientales (Miches, Las Lisas, Hato Mayor y El Seibo) donde la cordillera presenta una exposición buena y continua. Las características estructurales más relevantes a la escala del conjunto de la cadena se resumen en este capítulo; para mayor detalle sobre aspectos concretos de la misma, se sugiere consultar las memorias de las Hojas citadas.

En el caso del Cinturón Intermedio su mínima representación en el ámbito de esta Hoja hace que la descripción que sigue se base fundamentalmente en los datos proporcionados por el anterior proyecto C de Cartografía Geotemática.

4.1 El Cinturón Intermedio

El Cinturón Metamórfico Intermedio se caracteriza por incluir una serie de unidades metamórficas y no metamórficas las cuales aparecen entremezcladas en bandas subparalelas elongadas según una dirección NO-SE (Figs. 1.3.1 y 1.3.2). La mayoría de los contactos entre estas unidades se resuelven mediante fallas subverticales de escala kilométrica y movimiento sinistral que, a su vez, están afectadas o coexisten con fallas de dirección ONO-ESE a E-O e igual sentido de movimiento. Unas y otras se relacionan con la tectónica de desgarres que afectó a la totalidad de la isla a partir del Eoceno y que cobró especial relevancia a partir del Mioceno Superior. La más importante de estas estructuras de desgarramiento es la zona de falla de La Española, a favor de la cual aflora la peridotita de Loma Caribe, a modo de eje central del Cinturón Intermedio, y el Complejo Río Verde. Esta estructura de primer orden también incluye las fallas que limitan exteriormente las unidades no metamórficas contiguas al crestón peridotítico de Loma Caribe, Peralvillo Sur y Siete Cabezas. Es una falla de cientos de kilómetros que probablemente ha sido aprovechada por

los materiales mantélicos, una vez hidratados, para su ascenso. Se trata de una zona de extrema complejidad en la que las relaciones originales entre las unidades involucradas están profundamente transformadas por la mencionada tectónica transcurrente.

En el Cinturón Intermedio también se han reconocido cabalgamientos que se consideran previos a esta tectónica de desgarres o producidos en los estadios iniciales de la misma. Son los cabalgamientos de Hatillo, Río Yuna y La Yautía, de los cuales sólo el primero interviene en la Hoja de Monte Plata, aunque oculto por los depósitos cuaternarios (Fig. 1.3.2-ver también cortes de la Fig. 4.2.4). En el sector oriental del Cinturón Intermedio, el Complejo Duarte, conjuntamente con sus cuerpos intrusivos, cabalga hacia el O sobre las formaciones estratigráficas más altas de la Fm Tireo, a lo largo del cabalgamiento del Río Yuna (Hernaiz Huerta, 2000), de tipo dúctil o dúctil-frágil, que queda datado, al menos en lo que a sus últimos movimientos se refiere, como post-Cretácico. En el extremo opuesto, los Esquistos de Maimón cabalgan hacia el NE sobre las rocas del Cretácico Superior-Paleógeno, a favor del Cabalgamiento del Hatillo, bien datado como Eoceno Medio (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Draper *et al.*, 1996). Este cabalgamiento, en el que también se ha observado una importante componente de desgarre, se ha identificado tradicionalmente como el límite entre el Cinturón Intermedio y la Cordillera Oriental. En el interior, otro cabalgamiento importante es el de La Yautía (Hernaiz Huerta, 2000), que conlleva el desarrollo de una banda de deformación dúctil o dúctil/frágil de más de 200 m de espesor.

Sin embargo, la característica definitoria del Cinturón Intermedio, es la presencia de varias unidades metamórficas, con deformación penetrativa asociada, las cuales, se ha sugerido que pueden constituir un “basamento deformado pre-Aptiano” en relación a las unidades adyacentes del Cretácico Superior, sin deformación ni metamorfismo, que formarían su cobertera (Draper y Hernaiz Huerta, 2000; Escuder Viruete *et. al.*, 2000). Las características del metamorfismo de estas unidades con la descripción de las asociaciones minerales, zonas metamórficas y correspondientes trayectorias P-T se pueden consultar en las memorias de las Hojas contiguas de Villa Altagracia (Hernaiz Huerta y Draper, 2000) y Arroyo Caña (Hernaiz Huerta 2000) realizadas en el anterior proyecto C de Cartografía Geotemática, así como en el trabajo posterior de Escuder Viruete *et. al.* (2002) derivado del primero, en el que también se aportan datos de la química mineral o de la termobarometría

La más occidental de estas unidades metamórficas es el Complejo Duarte, sin representación en la Hoja de Monte Plata; su estructura se describe con detalle en las

citadas memorias de las Hojas de Villa Altagracia y Arroyo Caña. Separado del Complejo Duarte por la unidad no metamórfica de Siete Cabezas, la estructura del **Complejo Río Verde**, se ha determinado igualmente en la Hoja contigua de Villa Altagracia. La fábrica principal (Sp) tiene una dirección de ONO-ESE a NNO-SSE y un sistemático buzamiento al E, generalmente superior a los 50° que se mantiene en los afloramientos correspondientes a la Hoja de Monte Plata; la lineación mineral suele presentar inmersiones moderadas o medias (20-40°) hacia el ESE, SE o SSE.

La fábrica deformativa principal del Complejo Río Verde es de tipo dúctil y a ella se asocia un metamorfismo de baja-P/alta-T, variable desde la facies de la prehnita-pumpellita a la anfibólica, el cual es progresivamente más intenso hacia los niveles estructuralmente más altos, situados al NE del complejo, que son los que afloran en la presente Hoja. La fábrica, de tipo milonítico-filonítico, es heterogénea, y a escala de afloramiento es poco perceptible en los niveles estructurales más bajos del complejo pero se va haciendo progresivamente más conspicua hacia los más altos. En estos últimos, como ocurre en los afloramientos de Monte Plata, 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 (Lp) 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. Las características petrográficas y microestructurales de la fábrica se han descrito en el apartado 3.1.2

Al oeste del Complejo Río Verde aflora la **peridotita de Loma Caribe**. 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. En los afloramientos de la Hoja de Monte Plata se ha observado una cierta consistencia en estas fábricas que indican mayoritariamente movimientos en dirección

sinestrales que, por otra parte, coinciden con los que se deducen de las relaciones cartográficas a lo largo de la zona de falla de La Española.

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. No obstante, tanto a escala de afloramiento como, sobre todo, al microscopio es posible identificar una fábrica previa de tipo dúctil y carácter no coaxial, relacionada con un metamorfismo retrógrado, cuya características se han descrito en el apartado 3.1.1

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 trabajos de Draper *et al.* (1995, 1996) y Draper y Gutierrez-Alonso (1997). Como ya se ha descrito en el apartado correspondiente del capítulo de Estratigrafía, 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. En la secuencia estructural, la intensidad de la deformación aumenta progresivamente hacia los niveles estructurales altos, y se han reconocido todos los estadios intermedios entre la preservación de las texturas ígneas del protolito y su completa transposición por el desarrollo de una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp). No obstante, los citados autores separan, en la transversal de las Hoja de Hatillo y Bonao, 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, que denominaron cabalgamiento de Fátima.

En la Hoja de Monte Plata los términos menos deformados equivalentes al conjunto inferior del Altar, se encuentran tanto en posiciones más internas como más externas respecto a los términos más deformados equivalentes al conjunto superior (zona de cizalla de Ozama) y de hecho, en estos sectores no se ha podido reconocer la continuación del cabalgamiento de Fátima.

La dirección de la fábrica Sp en los Esquistos de Maimón varía de ONO-ESE a NO-SE y su buzamiento suele oscilar entre los 30° y 60° hacia el SSO o SO (Fig. 4.2.0). La lineación mineral, que regionalmente presenta inmersiones medias de 20°-30°, principalmente hacia el SSE, no se ha reconocido en esta Hoja. Localmente se han observado mesoestructuras

relacionadas con el cizallamiento dúctil como pliegues intrafoliares, boudinage y fábricas SC, que sin embargo no han permitido determinar sentidos de movimiento. Las características petrográficas y microestructurales de esta fábrica se describe en el apartado 3.1.3

Por último, igual que ocurre en el Complejo Río Verde, la fábrica principal de los Esquistos de Maimón 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 el caso del Complejo Río Verde, y más aún teniendo en cuenta sus similares características, esta deformación se asocia con compresiones tardías, bien relacionadas con el funcionamiento del cabalgamiento de Hatillo o con deformaciones transpresivas ligadas a la tectónica transcurrente finiterciaria

La interpretación de la compleja estructura del Cinturón Intermedio se encuentra, en estos momentos, en fase de revisión, especialmente en lo que concierne a los procesos que determinaron la deformación interna y el metamorfismo de sus unidades metamórficas. En este sentido parece conveniente tomar con reservas las hipótesis más recientes de Draper *et al.*, (1995, 1996), Draper y Gutierrez Alonso (1997) que fueron asumidas en el anterior proyecto C de Cartografía Geotemática y contrastadas en publicaciones subsiguientes (Lewis *et al.*, 2002; Escuder Viruete *et al.*, 2002) las cuales, en términos generales, proponen que la deformación de las unidades metamórficas está relacionadas con la obducción del sistema formado por la peridotita y el Complejo Duarte hacia el norte/noreste, con el consecuente desarrollo de la zona de cizalla y de la aparente secuencia tectonometamórfica invertida que caracterizan el Cinturón Intermedio.

4.2 La Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental se extiende este-oeste, con una longitud de unos 135 kilómetros y una anchura de unos 35 kilómetros, en el área adyacente a la costa sur de la bahía de Samaná (Figs. 1.3.2 y 2.1.1). Su límite norte es la falla meridional de Samaná que forma parte del sistema de fallas que se prolongan hacia el NO a lo largo de la cuenca del Cibao (Dixon y Daily, 1981; de Zoeten y Mann, 1991; Edgar, 1991). Al oeste se halla separada de las rocas cretácicas que forman el Cinturón Intermedio por el anteriormente citado cabalgamiento de Hatillo. Hacia el sur los relieves de la Cordillera Oriental disminuyen su altura y las rocas

plegadas que la forman son cubiertas en discordancia por calizas arrecifales de edad plio-cuaternaria.

La evolución tectónica y sedimentaria de esta cordillera se contempla en un contexto de subducción y colisión oblicua entre el borde norte de la placa del Caribe y la plataforma de las Bahamas (Burke *et al.*, 1978). Un corte geológico a través del límite de placas (Fig. 4.2.1) sitúa la Cordillera Oriental como un gran bloque volcano-plutónico de edad cretácica adyacente a las fallas E-O que limitan la cuenca de la Bahía de Samaná, rellena por 2900 m de sedimentos plio-cuaternarios (Edgar, 1991). El basamento de esta cuenca se cree formado por las mismas rocas cretácicas expuestas en la Cordillera Oriental y diferente de las rocas del complejo metamórfico que forma la península de Samaná. La fosa entre la península de Samaná y el banco de Navidad está situada en el límite entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana, como demuestra la actividad sísmica concentrada al sur de la fosa (Dolan *et al.*, 1998).

A escala regional, la Cordillera Oriental es un gran antiforme ONO-ESE, que cierra hacia el este, definiendo una amplia zona de charnela (Figs. 2.1.1, 4.2.1 y 4.2.2). En el núcleo del antiforme están expuestas las rocas del Cretácico Inferior y los granitoides intrusivos, mientras que las rocas del Cretácico Superior forman las capas externas. El flanco norte del antiforme está cortado por la falla meridional de la bahía de Samaná. Esta estructura, relativamente sencilla, está complicada por pliegues y fallas de superficie axial casi vertical con cizallas de salto en dirección y componentes inversos y normales. Los pliegues dominan en las series estratificadas del Cretácico Superior y se acusan menos en la pila de rocas volcánicas de la formación Los Ranchos y en los granitoides intrusivos del núcleo del antiforme, que se hallan principalmente fracturados. La fracturación es más evidente cuando una cobertera de calizas plio-pleistocenas cubre a la Fm Los Ranchos, por ejemplo en el área al norte de Bayaguana (Fig. 4.2.2).

Fuera del área de culminación antiformal, la Fm Los Ranchos aflora en un área reducida al oeste del pueblo de Miches. Ambos afloramientos están separados por la falla NO-SE del Yabón, activa desde el terciario como una falla en dirección levógira (Hernández, 1980; Bourdon, 1985). Esta falla produce una marcada señal en el mapa geomagnético (Fig. 4.2.3) y tiene asociadas protrusiones (intrusiones tectónicas) de rocas ultramáficas de origen mantélico emplazadas en el Cretácico Superior. Se trata por tanto de una falla de desgarre que ha evolucionado a partir de una falla cortical en la cuenca de ante-arco.

En contraste con lo que ocurre en las unidades más antiguas del Cinturón Intermedio, en la Cordillera Oriental no existe una severa deformación de la Fm Los Ranchos antes del depósito de la caliza de Hatillo. La discordancia angular entre ambas formaciones resulta más bien compatible con una elevación vertical o una suave contracción longitudinal.

Un poco mejor caracterizada desde el punto de vista estructural es la discordancia de la base del Cretácico Superior entre la caliza de Hatillo y la Fm Las Guayabas. Entre las poblaciones de Hato Mayor y Bayaguana hay familias de fallas NO-SE, NE-SO y E-O que muestran erosión en sus bloques, con cambios bruscos de espesor de la caliza de Hatillo, que puede estar totalmente omitida (Fig. 2.1.1). Otras fallas de una escala mayor cortan en rampa 1,2 km de la parte alta del Cretácico Superior al sureste de Hato Mayor (Fig. 4.2.2). Aunque la homogeneidad litológica de la Fm Las Guayabas impide reconocer la separación estratigráfica en ambos bloques, la opción más plausible es que se trata de fallas de perfil lístrico que extienden hacia el sur los sedimentos en el talud submarino. Análogos de pequeña escala se han observado en cortes de taludes en la Hoja de Antón Sanchez. Estas observaciones indican que las fallas extensivas de diferentes escalas son un elemento característico del área estudiada.

A la escala de la cadena se identifican dos generaciones superpuestas de pliegues (Fig. 4.2.2). La primera, con un patrón concéntrico, es groseramente paralela al contacto cartográfico de las formaciones Los Ranchos y Las Guayabas. Entre las poblaciones de Hato Mayor y Las Lisas está doblada por pliegues NO-SE y N-S de segunda generación, que producen estructuras de interferencia del tipo-I, caja de huevos de Ramsay (1967). El ejemplo más espectacular es la estructura sinformal de doble inmersión situada al sureste de El Seibo. En el ámbito de la Hoja de Monte Plata no se han identificado pliegues de primera generación y la estructura producida durante esta fase de deformación en la Fm Las Guayabas corresponde, en general, a una serie monoclin al sur, de dirección general E-O subparalela al contacto con la Fm Los Ranchos (Fig. 4.2.4).

El paralelismo de los pliegues de primera generación al contacto cartográfico entre Los Ranchos y las formaciones del Cretácico Superior sugiere una relación genética entre el plegamiento y el basculamiento monoclin hacia el sur y sureste de las series cretácicas (Fig. 4.2.1). La deformación ocurrió antes del Eoceno (Bourdon, 1985), edad del conglomerado de Don Juan, que erosiona terrenos más antiguos hacia el norte, llegando a yacer sobre la Fm Los Ranchos al oeste de Hato Mayor. Previamente al Eoceno ocurrió

también la protrusión hasta la superficie de rocas ultramáficas serpentinizadas en el sector oriental de la cordillera.

Esta deformación finicretácica-paleógena en la Cordillera Oriental coincide con el cese de la principal actividad volcano-plutónica en La Española y es correlativa al episodio de deformación regional que afecta a las Antillas Mayores entre el Campaniano y el Eoceno, para la que se ha invocado diversos contextos geotectónicos (Bourdon, 1985; Pindell y Barret, 1990; Mann *et al.*, 1991b; Draper and Lewis, 1991).

Las rocas elevadas y erosionadas del arco volcánico del Cretácico Inferior y del ante-arco del Cretácico Superior, forman el basamento de los sedimentos eocenos, depositados en cuencas estrechas limitadas por fallas NO-SE, E-O y NO-SE (Figs. 2.2.1, 4.2.2). A ellas corresponde la cuenca que ocupa el sector oriental de la Hoja de Monte Plata, donde se definió la Fm Don Juan. El perfil transversal de estas cuencas es de tipo semigraben, con estratos rotados hacia las fallas (Fig. 4.2.4). Los primeros depósitos son conglomerados aluviales de la citada formación, provenientes de los relieves adyacentes a las fallas. Encima yacen generalmente calizas, areniscas y conglomerados marinos con diferencias estratigráficas entre cuencas que indican una evolución independiente. La generación de relieve en bloques elevados adyacentes a bloques deprimidos es típica de cuencas transpresivas.

Los pliegues de segunda generación y sistemas de cizallas asociadas que se desarrollaron entre el Eoceno y la actualidad representan la deformación post-acrecional y post-colisión del arco de islas. Su frecuencia crece en la zona que rodea a la falla del Yabón, disminuye entre Hato Mayor y Monte Plata y vuelve a incrementarse en el área al oeste de Monte Plata, donde su mejor representante es la ya descrita Zona de Falla de La Española. A esta segunda generación corresponde el sinclinal que afecta en esta Hoja a la Fm Don Juan y es la responsable de los alabeos y cambios de dirección observados en la Fm Las Guayabas (Figs. 4.2.0 y 4.2.4); el más importante de ellos queda oculto bajo los depósitos cuaternarios pero se ha reconocido bien en el mapa aeromagnético al sur de Monte Plata (Fig. 4.2.3) y se ha indicado en el esquema estructural de la figura 4.2.2

En el lado suroeste de la falla del Yabón los pliegues se disponen “en echelon” con un escalonamiento levógiro a ángulos de aproximadamente 20° respecto a la superficie de la falla, indicando un movimiento horizontal convergente levógiro. En contraste, los pliegues

adyacentes al lado noreste son de traza subparalela. La falla y tal vez las diferencias reológicas del basamento en ambos bloques inducen la partición del esfuerzo de cizalla pura, resultando estructuras contractivas con desplazamiento oblicuo en el lado occidental de la falla y contractivas en el lado oriental. Otras fallas NO-SE a NNO-SSE entre las poblaciones de Miches y Las Lisas, exhiben en superficie una componente inversa notable y forman bloques elevados de doble vergencia como el de Loma Vieja, la máxima altura de la cordillera. Adicionalmente, cizallas de Riedel ONO-ESE (con ligeros cambios de ángulo debidos a rotaciones) cortan a pliegues en el bloque nororiental de la falla del Yabón, que resultan deformados como domos, medio anticlinales, y sinclinales, con un patrón similar al reproducido por Harding y Lowell (1979) en modelos de arcilla.

El perfil de los pliegues, generalmente abierto, cambia a apretado de tipo acordeón en el área adyacente a fallas importantes como la del Yabón, o en bloques empujados y elevados como el de Loma Vieja (Fig. 4.2.4). La configuración del sinclinorio situado al sureste de El Seibo es cónica, con líneas de charnela que divergen hacia el SE en la dirección de movimiento de la falla del Yabón. La mecánica del plegamiento por cizalla convergente que se invoca usualmente para explicar la formación de estos pliegues (ej. Silvester, 1988) no requiere la existencia de una superficie de despegue somera a techo de la Fm Los Ranchos como proponen Mann *et al.* (1991b).

La región de máximo acortamiento con desarrollo de clivaje se sitúa próxima a la costa norte, entre las poblaciones de Miches y Las Lisas. El clivaje prácticamente desaparece siguiendo el eje de los pliegues hacia el sureste (Fig. 4.2.2). Existe por tanto una variación de acortamiento subperpendicular a las superficies axiales, que Bourdon (1985) interpretó erróneamente como la evidencia de dos unidades, El Seibo y El Oro con una historia tectónica y estratigráfica diferente y que Mann *et al.* (1991) llevan a la categoría de "terrenos". En el sinclinal que afecta a la Fm Don Juan en la Hoja de Monte Plata, relativamente apretado, también se reconoce un clivaje de plano axial que afecta parcialmente a las rocas de la Fm Don Juan en el flanco SO. Este clivaje se relaciona genéticamente con el que se ha descrito en el apartado anterior afectando a algunas unidades del interior del Cinturón Intermedio (Complejo Río Verde y Esquistos de Maimón) asociado al desarrollo de estructuras anticlinales tardías.

Para Burke *et al.* (1980), Mann *et al.*, (1984) Dolan *et al.* (1998), la transpresión es resultado de la orientación E-O de las fallas de Samaná, que se separa de la dirección OSO-ENE del

movimiento de las placas, lo que produce una restricción a la traslación lateral de la placa del Caribe. En este contexto, las fallas E-O de Samaná constituyen la zona principal de cizalla, acomodando una parte importante de la traslación, mientras que los pliegues y fallas NO-SE de la cordillera acomodan la mayor parte del acortamiento intraplaca.

En la actualidad, el borde norte de La Española es una zona de subducción oblicua, con deformación y sismicidad. Edgar (1991) reconoce deformación reciente en las líneas sísmicas superficiales bajo el agua de la Bahía de Samaná y Winslow *et al.* (1991) en la continuidad de estas estructuras hacia tierra por el bloque de San Francisco (Fig. 6.1.1). La actividad neotectónica en la Cordillera Oriental es evidente en la elevación de las calizas arrecifales de los Haitises respecto a las de la Llanura Costera del Caribe (ver cortes que acompañan al Mapa Geomorfológico de la Hoja a escala 1:100.000 de Monte Plata), que originalmente se extendían de costa a costa en el este de la isla y actualmente presenta un desfase en el relieve superior a 400 metros. El plegamiento del arrecife es pasivo, adaptado a la componente vertical de movimiento de fallas de desgarre ONO-ESE y NE-SO. Entre los rasgos geomorfológicos destacan la superficie de erosión argilitizada al sur de Miches, numerosos relieves de lomas paralelos a escarpes de fallas y el control de la red hidrográfica. Este último se evidencia a pequeña escala en el trazado rectilíneo de los arroyos y a gran escala en el drenaje dominante hacia el sur. La causa última es la disimetría impuesta por las fallas bajo la Bahía de Samaná, que deprimen abruptamente el bloque norte adyacente al máximo relieve de la cordillera.

Fig. 4.2.0

Proyecciones Estereográficas Monte Plata

Fig. 4.2.1

Corte regional Cord. Oriental

Fig. 4.2.2

Esq. Estructural Cord. Oriental

Fig. 4.2.3

Mapa Aeromag Cord. Oriental

Fig. 4.2.4

Cortes Cordillera Oriental

Fig. 4.2.4 (Cont)

Cortes Cordillera Oriental

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Análisis geomorfológico

En el presente apartado se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, cuya representación aparece plasmada en el Mapa Geomorfológico a escala 1:100.000 de Monte Plata (6272), atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales) se trata en el apartado correspondiente a la estratigrafía de los materiales cuaternarios.

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, en función de su litología y su disposición tectónica; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

5.1.1 Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. El sustrato volcánico-sedimentario cretácico de la sierra de Yamasá ha provocado la creación y desnivelación de bloques, así como el encajamiento rectilíneo de algunos tramos de la red fluvial y el desarrollo de capturas. Por el contrario, los niveles calcáreos poco deformados de la Llanura Costera del Caribe han dado lugar a extensas superficies estructurales, cubiertas por extensos abanicos aluviales de baja pendiente.

5.1.1.1 Formas estructurales

Se encuentran diseminadas por todo el ámbito de la Hoja, encontrándose su mayor variedad en la zona montañosa; pese a lo cual es en el resto donde son el condicionante fundamental

de la morfoestructura, que no obstante se encuentra retocada por otros procesos morfogenéticos.

La densa red de fracturación tiene una clara expresión morfológica en el límite entre la sierra y la planicie meridional, así como en la orientación de las formas de disolución kárstica, de diversos segmentos de la red fluvial y de las elevaciones montañosas.

Las *fallas con expresión morfológica* se agrupan en torno a dos familias principales: NO-SE y E-O. Las primeras son muy abundantes en la sierra, en la cual condicionan la estructura interna, así como pequeños segmentos de su límite con la Llanura costera del Caribe. Pese a su menor número, las segundas no carecen de importancia, ya que parecen integrar el límite entre la sierra y la llanura.

Corresponden a fallas normales y desgarres cuya longitud puede superar 10 km. En ocasiones, se encuentran bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos o bien algún rasgo morfológico parece estar condicionado por una falla sin que se tenga la total certeza de su existencia, habiéndose representado en ambos casos como *fallas supuestas*. Pese a la elevada velocidad con que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, existen diversos rasgos que se interpretan en relación con la acción de fallas y que se concentran en el sector suroriental de la sierra, entre ellos: *escarpes de falla degradados*.

Localmente, también han adquirido cierta importancia las morfologías condicionadas por la distinta resistencia de los distintos los materiales aflorantes a la meteorización, entre ellas los resaltes de *líneas de capa monoclinales* acompañados de *escarpes* de las formaciones paleógenas de las inmediaciones de Don Juan y La Luisa Prieta; menos frecuentes son las capas verticalizadas que afloran como *crestas*. Dentro de estas formas debidas a procesos de erosión selectivos.

5.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la sierra de Yamasá y la Llanura Costera del Caribe tiene como resultado una expresión sensiblemente diferente. Así, el modelado de la sierra es el producto de una larga evolución presidida por los procesos ígneos y tectónicos acaecidos a lo largo del periodo Cretácico-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor

efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y gravitacional.

En el caso de la Llanura Costera, puede considerarse que la creación de su fisonomía básica arranca con la génesis de la plataforma carbonatada pliocuaternaria a ambos lados de la cordillera. Debido a la conjunción de varios factores, los procesos *kársticos* han actuado con especial eficacia en la vertiente septentrional, mientras que en la meridional la dinámica *fluvial* ha sido el condicionante principal.

Además de los anteriores, también han participado en diferente grado en la construcción del relieve actual los procesos *de meteorización química y poligénicos*.

5.1.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los importantes desniveles existentes en el ámbito de la sierra, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución.

Las más extendidas y únicas que tienen representación en esta Hoja son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial; se distribuyen irregularmente, aunque con mayor frecuencia en el sector central de la sierra. Pese a la habitual formación de *deslizamientos* en la zona montañosa como consecuencia de sus elevadas pendientes y precipitaciones, además de la abundancia de materiales arcillosos generados por alteración del sustrato cretácico y la frecuencia de eventos sísmicos, no hay ejemplos cartografiados observados debido a la elevada velocidad de meteorización y al rápido crecimiento de la vegetación, que hacen que sus *cicatrices* queden rápidamente enmascaradas, dificultando extraordinariamente su reconocimiento.

5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Son con mucho las más ampliamente representadas. Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la Llanura Costera del Caribe, donde destaca la extensión de los abanicos aluviales de baja pendiente, sin olvidar la frecuente orla de abanicos y conos de deyección que se disponen al pie de los relieves. La mayor variedad de depósitos fluviales se

encuentra en el valle del río Ozama, en cuya llanura aluvial se han diferenciado: fondo de valle, llanura de inundación, cauces y meandros abandonados y terrazas.

Los *fondos de valle* son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual. En general se trata de formas muy estrechas, especialmente en el ámbito de la sierra, coincidentes con el canal de estiaje. Los más destacados discurren por la planicie, con carácter más o menos divagante, en el seno de amplias bandas correspondientes a las *llanuras de inundación*; en el caso de la del río Ozama, se encuentra surcada por numerosas bandas estrechas, inundadas temporalmente, correspondientes a *cauces y meandros abandonados*.

En cuanto a las *terrazas*, sus representantes también aparecen asociados a los principales cursos, destacando los sistemas de los ríos Ozama y La Savita; aparecen como pequeñas plataformas, más o menos elevadas y paralelas con relación al curso actual. En ningún caso se han reconocido escalonamientos de más de dos sistemas encajados, siempre con cotas inferiores a 30 m, por lo que, de modo informal se consideran terrazas bajas. Probablemente, la ausencia de niveles superiores sea la consecuencia del bajo potencial de encajamiento debido a la escasa diferencia altimétrica entre la llanura y su nivel de base, constituido por el mar Caribe; en el caso de la sierra, la ausencia de niveles superiores se debe probablemente a su total desmantelamiento por la acción conjunta de los procesos fluviales y gravitacionales.

Mucha mayor representación tienen los *conos de deyección* y los *abanicos aluviales*, entre los que se han reconocido dos sistemas. Se forman en la confluencia entre pequeños ríos y arroyos con valles de mayor entidad, en los cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose sobre el cauce, la llanura de inundación u otro abanico más antiguo; cuando los ápices se encuentran próximos entre sí, se producen formas coalescentes. Alcanzan longitudes de hasta 3 km con respecto al ápice, sensiblemente inferiores a las de los abanicos de baja pendiente, probablemente como consecuencia de la menor densidad de carga en el caso de estos últimos.

El sistema más antiguo engloba probablemente diversas generaciones imposibles de correlacionar debido a la desconexión de la mayoría de los aparatos, caracterizándose por mostrar un retoque erosivo que, aunque variable de unos cuerpos a otros, indica que ya no son funcionales; sus principales representantes se encuentran orlando los relieves del sector

suroccidental de la Hoja. Por su parte, el sistema más moderno agrupa los dispositivos potencialmente funcionales como se deduce de su mínimo retoque erosivo; sus ejemplares se encuentran dispersos en distintos puntos del sector suroriental de la sierra de Yamasá.

Especial interés merecen los *abanicos aluviales de baja pendiente* que partiendo al pie de la sierra tapizan la superficie estructural de la Llanura Costera del Caribe, de la que sólo “emergen” una serie de isleos de pequeña envergadura, en tanto que la red fluvial la ha incidido sólo levemente. Es la formación superficial más extensa de la Hoja y de todo el piedemonte meridional de la sierra de Yamasá y la cordillera oriental, configurando una monótona e inmensa planicie ligeramente inclinada desde una cota próxima a 100 m al pie de la sierra hasta 20 m en el sector meridional. Probablemente su génesis está relacionada con el último periodo de inestabilidad de la sierra, tras el cual ha sufrido una tendencia general de encajamiento.

Entre las formas erosivas se han reconocido: *incisión lineal*, ampliamente representadas por toda la zona, si bien sus ejemplos más notorios se encuentran en el dominio montañoso; *aristas*, que poseen una notable representación en la sierra; *escarpes*, también ligados a *bordes de terraza* o al *techo de abanicos aluviales de baja pendiente*; y *áreas acarcavadas*. Dentro de las formas fluviales erosivas es preciso señalar la *erosión lateral del cauce*.

La geometría y el carácter de la red están fuertemente condicionados por la litología y la estructura al atravesar la sierra de Yamasá, donde se observan numerosos cursos que cambian de orientación al alcanzar fallas a favor de las cuales discurren linealmente y que, sin duda, han favorecido tanto los fuertes encajamientos existentes como las capturas; éstas han incrementado la erosión remontante, cuya acción ha permitido el retroceso de la divisoria actual sensiblemente más al Norte del eje de la sierra. El carácter de los ríos principales es de tipo consecuente, con un abundante cortejo de afluentes de tipo subsecuente, adaptados a estructuras orientadas según la dirección general de la sierra. Predominan las geometrías de tipo dendrítico, si bien coincidiendo con los sectores más abruptos muestran un patrón contorsionado.

En cuanto a su carácter en la Llanura costera del Caribe, es netamente consecuente, discurriendo a favor de la máxima pendiente regional, con tendencias divagantes en el caso del Ozama al llegar a cotas inferiores a 40 m sobre el nivel de base. Por lo que respecta a su geometría, es de tipo dendrítico.

Como principales motores en la futura evolución de la red deben tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de la cordillera, al menos desde el Plioceno; las posibles modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; y la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella, que parecen haber actuado con mayor energía a partir de la vertiente meridional.

5.1.2.3. Formas por meteorización química

Junto con las formas de origen fluvial son las más extendidas puesto que las alteraciones afectan a prácticamente la totalidad de materiales existentes en la Hoja.

Aunque la carstificación es la morfología dominante en la región próxima de Los Haitises, en esta Hoja se reduce al *lapiaz* que afecta a las calizas eocenas de La Luisa Prieta, en las que además se desarrollan cuevas.

Las formas de alteración predominantes en la región son las *argilizaciones*, típico resultado de los procesos de meteorización en ambientes tropicales; afecta a un amplio espectro de sustratos, desde los materiales volcánicos-sedimentarios cretácicos hasta las terrazas y abanicos aluviales cuaternarios. Es frecuente en la región el desarrollo de *ferruginizaciones* a techo de la alteración laterítica; en el ámbito de la Hoja alcanzan un desarrollo notable en San Pedro, donde da lugar a un ligero resalte morfológico pese a su reducido espesor.

5.2. Evolución e historia geomorfológica

Si bien la morfología de la zona está influenciada por los procesos acaecidos a lo largo de la historia de la sierra de Yamasá, su fisonomía actual empieza a perfilarse a comienzos del Cuaternario, cuando la sierra poseía una envergadura inferior a la actual, estando flanqueada al Norte y al Sur por las plataformas carbonatadas arrecifales que llegarían a convertirse posteriormente en la región de Los Haitises y en la Llanura Costera del Caribe. En realidad, ambas plataformas se unirían hacia el este, rodeando las estribaciones de la Cordillera Oriental, pero también al NE de Bayaguana, por lo que esta cordillera constituiría en realidad una isla.

Bajo esta configuración, la región asistiría al desarrollo de superficies de diversa índole. Por una parte, el depósito carbonatado de la plataforma dio lugar a una marcada superficie

estructural; por otra, en el ámbito litoral se generaría una superficie de erosión, “correlativa” con aquella, más difícil de identificar por la evolución seguida posteriormente.

El complejo arrecifal septentrional (representado en sectores más orientales), muy estrecho, migraría paulatinamente hacia el norte a medida que se producía el progresivo ascenso de la sierra. En el caso del meridional, desarrollado en una plataforma de pendiente inferior, la evolución sería diferente, dando la impresión de que el ascenso se produjo más recientemente y de forma más brusca, articulándose mediante sistemas de fallas más evidentes. En el ámbito de la sierra, la red de drenaje ya habría esbozado su geometría general, basada en cursos de pequeña longitud y carácter consecuente que incrementarían su poder incisivo al ascender con respecto al nivel de base.

La importante acumulación carbonatada de la plataforma de Los Haitises favorecería un notable desarrollo kárstico, con las consiguientes “irregularidades” en el comportamiento hídrico. En un momento impreciso, probablemente cercano al límite Pleistoceno-Holoceno, una reactivación de la zona montañosa por procesos tectónicos desencadenaría el desarrollo de extensos sistemas aluviales de baja pendiente que tapizarían la llanura meridional y que configurarían la superficie de la que arrancarían la incisión actual.

A partir de este momento, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes encajamientos en la zona montañosa, pero muy moderados en la llanura por su pequeño desnivel con respecto al mar. En aquella, el encajamiento ha sido simultáneo con la argilización de los materiales volcánicos y sedimentarios, la arenización de los cuerpos intrusivos, el retroceso de las vertientes con desarrollo de coluvionamientos y de movimientos en masa, así como con cambios de orientación de la red por adaptación a fracturas y contrastes litológicos.

Como resultado del proceso de encajamiento se ha producido una notable erosión remontante desde las dos vertientes, que han desbordado la divisoria original de la sierra, de forma más acusada en el caso de la cuenca meridional, que ha llegado a capturar numerosos drenajes superficiales del borde meridional de la región de Los Haitises. Dentro de la planicie, la incisión ha sido moderada, dando lugar a una red de tipo consecuente suavemente encajada que ha dado lugar a un pobre sistema de terrazas en el caso de los ríos Ozama y La Savita.

6.HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas representadas en la Hoja de Monte Plata registran un periodo de más 130 Ma de evolución de las Grandes Antillas, desde su inicio como un arco de islas primitivo hasta la colisión oblicua con la placa de Norteamérica y traslación a lo largo de fallas transformantes subparalelas al límite de placas (Fig.-6.1.1).

Sobre la corteza de la placa del Caribe, posiblemente engrosada en algunas áreas como un *plateau* o un monte oceánico, que pudiera corresponder o no al Complejo Duarte (más la peridotita) se desarrolló en el Cretácico Inferior un arco de islas primitivo de composición bimodal y afinidad toleítica, representado en la zona de estudio por la Fm Los Ranchos y sus equivalentes deformados, los Esquistos de Maimón y la Fm Peralvillo Norte. En el caso de La Fm Los Ranchos, única formación de las mencionadas en la que se puede apreciar la serie en su estado original, en el estadio inicial se depositaron lavas en aguas profundas y, posteriormente, lavas y términos volcanoclásticos en aguas someras afectados por un metamorfismo de bajo grado debido a la convección hidrotermal del agua marina (Kesler *et al.*, 1991a). En algún momento del Neocomiano el edificio volcánico había alcanzado el nivel del mar y su destrucción en los taludes costeros aportó una proporción de sedimentos con restos de plantas que fueron posteriormente impregnados de depósitos epitermales de oro y plata en el área de Pueblo Viejo. La vegetación transportada sugiere un clima cálido, estacionalmente seco (Smiley, 1982). Asociado a este vulcanismo y, sobre todo en sus estadios finales, intruyen numerosos *stocks* de tonalitas de igual afinidad toleítica. Con el cese progresivo del vulcanismo, los relieves emergidos terminaron arrasados en una plataforma, sobre la que se depositaron en ligera discordancia angular calizas arrecifales de la Formación de Hatillo (Bourdon, 1985).

Hacia el final del Albiano, la plataforma de carbonatos de Hatillo, que se había mantenido con una subsidencia estable, quedó enterrada bajo rocas volcanoclásticas de la Fm Las Guayabas. Este evento se relaciona con el desarrollo de un segundo arco volcánico, de naturaleza calcoalcalina, relacionado con la subducción de la placa Norteamericana hacia el sur, que aporta detritos a una cuenca de ante-arco superpuesta al arco inicial. La Fm Las Guayabas se depositó por corrientes de turbidez en un mar profundo, sobre un talud tectónicamente inestable. Una gruesa intercalación de rocas volcánicas básicas a

intermedias en su tramo inferior (Mb Loma La Vega), indica la proximidad del magmatismo del arco, que con el tiempo se iría desplazando hacia el sur.

El aporte de detríticos quedó interrumpido en algún momento del Coniaciano, sedimentándose un extenso nivel de radiolaritas. Este nivel marca un punto de inflexión en el tipo de los aportes, con disminución de los detríticos de área fuente volcánica y aumento de los detríticos de área fuente calcárea, que serán dominantes en el Campaniano-Maastrichtiano.

La tasa de subsidencia que mantenía en aguas profundas la cuenca de ante-arco fue compensada y sobrepasada por la agradación de sedimento en el Maastrichtiano, formándose un área marina somera con barras arenosas y zonas protegidas con parches de rudistas (Fm Loma de Anglada). De una forma extrínseca a la dinámica de la cuenca, la extinción del límite K/T causó el relevo de numerosas microfaunas y terminó con los rudistas, dejando a los corales y algas melobesias como los principales bioconstructores de las plataformas de carbonatos.

El segmento de cuenca de ante-arco contenido en la Cordillera Oriental fue elevado, plegado y basculado hacia el sur en el Paleoceno, como parte del proceso diacrónico de colisión de las Antillas Mayores con el margen sur de la placa Norteamericana en el Paleoceno-Eoceno (Pindell y Barret, 1990; Dolan *et al.*, 1991). Paralelamente al bloqueo progresivo de la subducción cesó también la actividad ígnea. Las última intrusiones de tonalitas, dioritas y granodioritas de afinidad calcoalcalina, datan del Eoceno

Tras la colisión y hasta la actualidad, la traslación de las placas cambió de oblicua a subparalela, a lo largo de fallas transformantes, además de a través de la zona de subducción, con cambios de curvatura, que según su orientación respecto al vector de movimiento de la placa del Caribe, producen simultáneamente extensión en la cuenca trastensiva del Caimán (iniciada en el Eoceno Inferior según Rosencrantz *et al.*, 1988), transpresión en el sur de Cuba y en Hispaniola (referida ésta última como “colisión oblicua”), y subducción oceánica en las Pequeñas Antillas (Mann *et al.*, 1991b). Como consecuencia, sobre el basamento cretácico arrasado de la Cordillera Oriental se formaron cuencas transpresivas separadas por fallas en dirección NO-SE. Los primeros depósitos son conglomerados aluviales (Fm Don Juan) provenientes de los relieves adyacentes a las depresiones. El tipo de sedimento y la batimetría varían de una cuenca a otra, pero en

general la evolución es transgresiva a medida que las cuencas se ampliaban y áreas más extensas subsidían. En el Eoceno Superior existen taludes con resedimentación de depósitos en masa y turbiditas de área fuente volcánica y metamórfica.

La reconstrucción paleogeográfica de las cuencas eocenas está oscurecida por la erosión posterior durante el Oligoceno-Mioceno. Posiblemente la continuidad del proceso de acortamiento por transpresión, o tal vez un cambio del estado de esfuerzos, elevaron el área sobre el nivel del mar, al tiempo que la Bahía de Samaná iniciaba la subsidencia controlada por fallas transcurrentes E-O. En el Mioceno la evolución de la zona de cizalla había alcanzado ya el estadio avanzado que hoy observamos, con pliegues NO-SE subparalelos a las fallas en dirección y fallas de Riedel que deforman los pliegues.

En estas condiciones, a inicios del Plioceno, ocurrió la transgresión de la plataformas arrecifales de Los Haitises y de la Llanura Costera del Caribe, conectando el mar las actuales costa norte y la costa sur de la región oriental de La Española. Sólo los relieves tectónicos más elevados de la cordillera sobresalían como islas. El crecimiento de los corales fue influenciado por las variaciones del nivel eustático y la tectónica transpresiva, que en última instancia forzó la regresión que elevó la plataforma como un karst subtropical a alturas superiores a 300 metros. Donde la disolución y erosión mecánica han desmantelado el arrecife, aparecieron extensas superficies de erosión sometidas a procesos de argilitización, como la existente al sur de Miches, que en la actualidad está siendo incidida por la red fluvial.

Fig. 6.1.1

Cuadro resumen Hª Geológica

7.GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología

En el conjunto de la zona de proyecto el clima varía desde las zonas más meridionales situadas sobre la Llanura Costera del Caribe, que se caracterizan por una evapotranspiración potencial de referencia ETPo (de Hergreaves-Samani) mayor que la precipitación en buena parte del año, y las zonas húmedas del interior de la Cordillera Oriental (y sierra de Yamasá en esta Hoja de Monte Plata) en las que los periodos húmedos superan los 5-7 meses.

El promedio de lluvia anual es de 1370.9 mm; los valores anuales medios tomados en estaciones oscilan entre 873 mm y 2688 m. La variación mensual de la precipitación presenta un régimen de tipo bimodal con época lluviosa en la primavera (en términos generales en el mes de mayo) y en verano-otoño (desde agosto hasta noviembre) y con sequía en el invierno y en junio-julio; pero si esta variación intranual es bastante homogénea, los meses máximos y mínimos relativos tienen una elevada variabilidad de un lugar al otro, y también entre estaciones bastante cercanas.

La temperatura media del aire presenta valores anuales que fluctúan entre 25 y 26°C; la variación interanual de la temperatura media oscila entre 3 y 4 °C, y, en general, el período de mayores temperaturas corresponde a los meses de julio a agosto y los de mínima a los meses de enero y febrero. El promedio anual de la ETPo es de 1669,4 mm, con valores anuales medios obtenidos en estaciones que oscilan entre 1560 mm y 1970 mm.

La red de drenaje está integrada por una densa red de ríos y arroyos de carácter permanente debido a la elevada pluviometría de la región. La sierra de Yamasá alberga la línea divisoria entre los cursos fluviales que vierten sus aguas al mar Caribe y los que lo hacen a la bahía de Samaná; todos los cursos de la Hoja corresponden a la vertiente caribeña. El río Ozama es el colector de los drenajes en este sector, mostrando un carácter divagante a su paso por la planicie, dentro de una amplia llanura aluvial. Sus principales afluentes son los ríos La Savita y Yabacao; este último fuera de Hoja, al este, recoge las

aguas de los ríos Comate y Comatillo. Estos afluentes nacen en la región de Los Haitises y atraviesan la Cordillera Oriental de forma más o menos tortuosa gracias a las vías abiertas por una activa erosión remontante, con las consiguientes capturas, con frecuencia favorecidas por factores estructurales, y adquieren un trazado más uniforme hacia el Sur al alcanzar la planicie; en ella, el río La Savita también desarrolla una llanura aluvial relativamente extensa, con cauce meandriforme, al sur de Monte Plata.

7.1.2. Hidrogeología

En el cuadro adjunto (Fig 7.1.1) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Monte Plata, según se han definido en el esquema hidrogeológico a escala 1:200.000 que acompaña al Mapa Geológico. De forma complementaria, se incluye el esquema hidrogeológico simplificado de la Llanura Costera realizado por ACUATER (2000) para el Estudio Hidrogeológico Nacional a partir de las cartografías geológicas preexistentes (Fig. 7.1.2)

En el cuadro citado, se describe, para cada unidad o agrupación hidrogeológica, su litología predominante, el grado y tipo de permeabilidad y, en su caso, las características de los acuíferos que albergan, además de algunas observaciones puntuales. Las unidades y agrupaciones consideradas se ajustan a las tipologías hidrogeológicas definidas en el citado estudio para el conjunto de la región (ACUATER, 2000):

- *Formaciones porosas, pero de productividad limitada por su reducida extensión: terrazas y fondos de valle.*
- *Formaciones limo-arcillosas, con frecuentes intercalaciones de tramos porosos, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad media, que pueden ser relativamente productivos por su extensión: llanuras de inundación*
- *Formaciones limo-arcillosas muy alteradas, de baja porosidad, con eventuales intercalaciones de tramos porosos, sede de acuíferos locales y discontinuos, de permeabilidad moderada o baja, poco productivos: abanicos aluviales, conos de deyección, coluviones y deslizamientos*
- *Formaciones carstificadas, de permeabilidad alta, pero de escasa productividad por su escasa extensión: calizas masivas de la Fm La Luisa*

- *Formaciones fracturadas, fisuradas y porosas, de permeabilidad media-alta, pero de escasa productividad por su escasa extensión:* conglomerados de Don Juan y términos inferiores de areniscas y calizas de la Fm La Luisa
- *Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos salvo, localmente, por carstificación en niveles calcareníticos aislados aflorantes:* margas y calizas subordinadas de la Llanura Costera
- *Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos salvo, localmente, en zonas muy fracturadas y fisuradas.* formaciones volcanosedimentarias (Las Guayabas y Don Juan)
- *Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos.* formaciones metamórficas, volcánicas y cuerpos intrusivos

Según las mediciones realizadas por ACUATER (2000), la transmisividades medias en los acuíferos que albergan las formaciones cuaternarias más permeables varían entre 10^{-2} - 10^{-3} m²/s. Por lo que se refiere al análisis de las variaciones piezométricas en el tiempo, los mínimos se observan esencialmente alrededor del mes de Mayo (entre Marzo y Agosto) y los máximos tienen mayor frecuencia en Septiembre y se sitúan esencialmente entre este mes y Diciembre. Las variaciones anuales son generalmente muy reducidas (en su mayoría inferiores a 1 m).

El análisis de las aguas subterráneas ha determinado una composición bicarbonatada-alcalino térrea para las aguas típicas de la recarga regional, que aún aumentando su contenido salino a lo largo de su recorrido, mantienen generalmente valores de salinidad inferiores a 1 g/l. En áreas litológicamente independientes sin conexión regional, las aguas tienen una composición bicarbonatada-alcalina. En las proximidades de la costa, fuera de la zona de estudio, la composición pasa a ser clorurado-alcalina, por interacción de las aguas dulces subterráneas y el agua marina.

El modelo hidrogeológico que se contempla para la Llanura Costera del Caribe, como zona de enlace entre la Cordillera Oriental y la propia costa, se sintetiza en la figura 7.1.3 tomada de ACUATER (2000): los abanicos aluviales procedentes de los relieves septentrionales albergan acuíferos superficiales locales y discontinuos de baja productividad. En estos los gradientes hidráulicos son moderados con líneas de flujo que se extienden desde el N hacia el S. Los principales acuíferos se encontrarían, relativamente profundos, en el seno de la

Fig. 7.1.1

Cuadro de Unidades Hidrogeológicas

Fig. 7.1.2

Esquema. Hidrogeológico Llanura Costera

Fig. 7.1.3

Modelo Hidrogeológico

calizas arrecifales coincidiendo aproximadamente con el límite meridional de la actual zona de proyecto.

7.2. Recursos minerales

La Hoja de Monte Plata está mayoritariamente (80%) cubierta por sedimentos recientes, entre los que afloran a modo de isleos, materiales de muy variada litología y asignación cronoestratigráfica (20%). No se ha identificado ningún indicio de sustancias metálicas por lo que la totalidad de los puestos de manifiesto, corresponden al grupo de las Rocas Industriales. El metalotecto más importante a escala regional; la Formación Las Ranchos, aflora muy reducidamente en el borde Nororiental de la hoja, sin que pueda considerarse su potencial para albergar yacimientos.

En el cuadro adjunta se registran los puntos que han tenido o tienen actividad para el aprovechamiento de diversas rocas, así como su situación y reservas estimadas.

CUADRO 7.2.1. INDICIOS DE ROCAS INDUSTRIALES DE LA HOJA DE MONTE PLATA

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
	X	Y					
1	0400300	2080750	D.Juan	Conglomerados	Intermitente	Pequeño	Arm
2	0401000	2081300	D.Juan	Conglomerados	Intermitente	Pequeño	Arm
3	0408450	2081750	Las Guayabas	Tufitas	Intermitente	Pequeño	Arm
4	0409500	2079400	La Luisa	Calizas	Intermitente	Medio	Arm
5	0396400	2077300	D. Juan	Tufitas y brechas	Abandonada	Pequeño	Arm
6	0397500	2077250	D. Juan	Tufitas y brechas	Intermitente	Medio	Arm
7	0397750	2077300	D. Juan	Tufitas y brechas	Intermitente	Medio	Arm
8	0402750	2076600	D. Juan	Conglomerados	Abandonada	Medio	Arm
9	0403850	2076900	Las Guayabas	Tufitas y brechas	Abandonada	Pequeño	Arm
10	0406650	2075850	Las Guayabas	Tufitas y brechas	Abandonada	Grandes	Arm
11	0406700	2074600	Las Guayabas	Tufitas y brechas	Abandonada	Medio	Arm
12	0394800	2067650	Loma Caribe	Peridotitas	Activa	Grande	Arm
13	0394650	2067200	Loma Caribe	Peridotitas	Activa	Grande	Arm
14	0403800	2071300	La Luisa	Tufitas	Intermitente	Grande	Arm
15	0403500	2071900	La Luisa	Calizas	Intermitente	Grande	Arm

La práctica totalidad de los materiales extraídos, es utilizado en la proximidad de las explotaciones, para acondicionamiento de pistas, caminos y carreteras.

7.2.1. Descripción de las sustancias

Todos los indicios referenciados pertenecen a pequeñas o medianas labores de extracción de materiales utilizados como áridos. En función de la naturaleza de las rocas explotadas se pueden agrupar en:

- Canteras de Peridotitas: explotan las peridotitas serpentinizadas de la Fm Loma Caribe. Se utilizan para firme de caminos y carreteras. Hay dos explotaciones, intermitentes o medianamente activas, en el ángulo suroccidental de la hoja.
- Canteras de Conglomerado: se localizan sobre los conglomerados basales de la Fm Don Juan en el sector NO de la Hoja (2 canteras). Se utilizan para acondicionamiento y arreglo de la red viaria local.
- Canteras de Calizas: existen dos explotaciones sobre las calizas de la Fm La Luisa que utilizan igualmente para áridos.
- Canteras de Tufitas y Rocas Volcánicas: corresponden al resto de las canteras y explotan tanto los volcanoclasticos de la Fm. Las Guayabas como de la Fm. la Fm Don Juan. Su empleo, como en los anteriores, es mayoritariamente para el arreglo y construcción de caminos y pistas.

7.2.2. Potencial Minero

Los diferentes litotectos aflorantes aunán un potencial minero importante, en cuanto a reservas, pero de limitada utilización por las características geotécnicas de los materiales y por la deficiente red viaria que limita su transporte, y por tanto, la rentabilidad de su explotación. Las mejores perspectivas de aprovechamiento serían las calizas masivas de la Fm La Luisa. En este caso no solo habría que evaluar su potencial como árido sino también como roca ornamental.

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

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

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

8.1. Relación de los L.I.G.

La Hoja de Monte Plata no es especialmente agraciada en cuanto a afloramientos de calidad se refiere, los cuales son realmente escasos y ninguno de ellos reúne los requisitos mínimos para ser considerados como LIG. Por esta razón, en esta Hoja se ha optado por proponer un itinerario básico en el se pueden hacer tanto observaciones puntuales a escala de afloramiento como visualizaciones del paisaje que, en conjunto, permiten adquirir una idea de la geología de la zona. El recorrido es fácil, siempre por carretera o pista, aunque el acceso concreto a alguno de los afloramientos se puede ver dificultado en época de lluvias.

8.2. Descripción de los Lugares

Se describe el único L.I.G. considerado, que, como se ha señalado anteriormente, consiste en un itinerario básico por la Hoja, con paradas en los escasos afloramientos de calidad que existen en ella. Su interés principal es estratigráfico y geomorfológico y, de forma subordinada, estructural. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

Itinerario básico por la Hoja de Monte Plata

El itinerario puede comenzar al sur de la Hoja, en la carretera de Villa Mella a Monte Plata. En La Bomba, se tomará momentáneamente el desvío a Yamasa hasta llegar al primer puente sobre el río Guanuma. Aquí se puede bajar al cauce del río donde hay un buen afloramiento de los basaltos y diabasas de la Fm Peralvillo Sur.

Volviendo a la carretera principal, ésta discurre por la zona llana o ligeramente ondulada correspondiente a los abanicos aluviales de baja pendiente que se presentan fuertemente alterados en sus términos someros por fenómenos de argilitización. Unos 3 kms al norte de La Bomba se atraviesa por primera vez el río Ozama y en el paisaje se puede contemplar su llanura aluvial.

Más adelante, a la altura de La Luisa, se toma un pequeño desvío al oeste que conduce a la cantera en la que aflora la formación con este mismo nombre. Dependiendo de las labores que se estén efectuando en esos momentos, en distintos puntos de la cantera se podrán observar los términos inferiores de areniscas silíceas y calizas tableadas y también los superiores de calizas masivas carstificadas. Desde esta cantera hay una buena vista hacia el oeste de la planicie tapizada por los abanicos aluviales.

Siguiendo hacia el norte, coincidiendo con las últimas casas de la aldea de La Guía, sale hacia el este una pista que nos lleva a una antigua cantera donde se explotaron áridos para la construcción de la pequeña presa sobre el río Mijo. En esta cantera se ve un buen ejemplo de una intercalación piroclástica de 4-5 m de espesor, dentro de la serie de areniscas, limolitas y lutitas bien estratificadas de la Fm, Las Guayabas. La intercalación piroclástica corresponde a tobas de lapilli y brechas que, por meteorización, dan una característica disyunción en bolos.

Al llegar al cruce de El Pajón, se sugiere tomar la carretera a Don Juan a lo largo de la cual, en la cuneta, se pueden observar varios afloramientos de las arcillas y limos con niveles de arenas y cantos correspondientes a los abanicos aluviales de baja pendiente, así como los procesos de arilitización y laterización desarrollados sobre los mismos o sobre el propio sustrato. Poco antes de llegar a la localidad de Don Juan se corta el afloramiento donde se definieron los conglomerados basales de la formación que lleva este nombre. En él se puede apreciar el alto grado de cementación, la escasa matriz y la naturaleza eminentemente volcánica y, en menor proporción, calcárea, de los cantos (redondeados a subredondeados). El sector NE de la Hoja no ofrece mayores posibilidades de observación pero, en caso de que se estime oportuno, se puede optar por recorrer la pista que conduce a Yamasá donde se encontrarán algunos afloramientos en la cuneta, siempre de escasa calidad, donde se puede apreciar el aspecto de las facies volcanosedimentarias superiores de la Fm Don Juan. Las observaciones de mayor calidad de estas facies se pueden efectuar en una pequeña cantera en La Mina, junto a la pista.

Desde la localidad de Don Juan, conviene volver a la carretera principal y llegar a Monte Plata. En el recorrido se cortarán de nuevo en la cuneta pequeños afloramientos de los abanicos y de terrazas asociadas a los cauces de los arroyos. Hacia el sur, el paisaje está marcado por el perfil casi plano de los abanicos de baja pendiente, entre los que asoman pequeñas lomas correspondientes al sustrato cretácico.

En las inmediaciones de Monte Plata se pueden visitar dos afloramientos que merezcan la pena. El primero se localiza en las afueras de la localidad, al norte, en el arroyo Congo, junto a las últimas casas. Se accede a él por el camino que asciende paralelo a este arroyo. En el cauce del río aflora bien una serie de la Fm Las Guayabas de areniscas y grauvacas de grano fino-medio bien estratificadas en capas decimétricas que, de forma característica, se encuentra afectada por slumps. El segundo afloramiento se da en el arroyo Conguito, justo a las afueras de la población, y se accede a él por la carretera a Antón Sanchez. Aquí se pueden hacer buenas observaciones de las intrusiones granitoides en la Fm Las Guayabas, que en este caso corresponde a una diorita de grano fino, con piroxeno y anfífol.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ACUATER (2000):** Estudio Hidrogeológico Nacional. Planicie Costera Oriental. Mapas y Memoria. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- BARRETT, T.J. Y MACLEAN, W.H., (1999):** Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: precesses and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, Nº 8: 101-131.
- BELLON, H., VILLA, J.M., MERCIER DE LEPINAY, B., (1985):** Chronologie K- Ar et affinities geoquimiques des manifestations magnatiques au cretace et au paleogene dans L'isle D'Hispaniola. En Geodynamique des Caribes (ed.)Technip
- BLESCH, R.R. (1966):** Mapa geológico preliminar. En: Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana, escala 1:250.000.
- BLOOMER, S.H., TAYLOR, B., McLEAD, C.J., STERN, R.J., FREYER, P., HAWKINS, J.W., JOHNSON, L., (1995):** Early arc volcanism and the ophiolitic problem: A prespective from drilling in the western Pacific. En B. Taylor, J. Natlend (eds.). Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Geophysical Monograph, 88, 1-24.
- BOISSEAU, M. (1987):** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles); Thesis Doctoral. Université Pierre et Curie, Paris, 215 pp
- BOURDON, L. (1985):** La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola,Grandes Antilles); Un arc insulaire Cretacé polystructure.Teasis Doctoral, Universidad Marie y Pierre Curie, París, 203 pp.
- BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. Ph. D. Thesis, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 pp.
- BOWIN, C. (1966):** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. En H. Hess (ed.). Caribbean geological investigations, Geological Society of America, 98, 11-84.
- BRIQUEAU, L., BOUGAULT, H. AND JORON, J.L., (1984):** Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. Earth and Planetary Science Letters, 68: 297-308.

-
- BROUWER, S.B. y BROUWER, P.A. (1982):** Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. 9ª Conferencia Geológica del Caribe, Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, 1: 303-322
- BURKE, K.; FOX, P.J. y SENGOR, M.C. (1978):** Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3954.
- BURKE, K.; GRIPPI, J. y SENGOR, M.C. (1980):** Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone. *Journal of Geophysical Research*, 88: 375-386.
- CRAWFORD, A.J., FALLON, T.J., GREEN, D.H. (1989):** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En A.J. Crawford (ed.). *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman, London, 1-49.
- CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE) (1999):** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- DECKER, J. (1985):** Sandstone modal analysis procedure. Alaska, Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Survey, Public Data File Report, PDF 85-3a
- DE LA FUENTE, S. (1976):** Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 pp.
- DE ZOETEN, R., (1988):** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic: Austin, University of Texas, 299 pp.
- DE ZOETEN, R. y MANN, P. (1991):** Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, and J. Lewis (eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola*. Geological Society American Special Paper 262, 265-279
- DICKINSON, W.R. y SUCZEK, C.A. (1979):** Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164-2182
- SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) y BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa Geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000
- DIXON T.H. Y DAILY M.I. (1981):** - Analysis of a SEASTAT-SAR image of the northeastern Dominican Republic, Paris, France, Photo-Interpretation, v.5, p. 4.3-4.7.

- DOLAN, J.F., MANN, P., De ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J., MONECHI, S., (1991):** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 217-263
- DOLAN, J.F. (1998):** Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Ph.D. Thesis, University of California, Santa Cruz, 235 pp
- DOLAN, J.F., MANN, P. (1998):** Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper 326, 174 pp.
- DOLAN, J. F., MULLINS, H. T., D, J. WALD, (1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En J.F. Dolan, P. Mann, (eds). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone, Geological Society of America Special Paper 326, 174p, 1-61
- DOMÍNGUEZ, H.S. (1987):** Geology, hydrothermal alteration and mineralization of the El Recodo porphyry copper prospect south-eastern Dominican Republic: Tesis Doctoral ,Washington, D.C., George Washington University, 203 pp
- DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1982):** Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic. En Amigo del Hogar (ed.). Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, República Dominicana, 53-64.
- DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1991):** Metamorphic belts in Central Española. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española. Geological Society of America Special Paper, 262, 29-46.
- 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 Española peridotite belt: Orogenic expression of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, 24 (12), 1143-1146. Draper, G., Gutiérrez-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-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.

DRUMMOND, M.S. Y DEFANT, M.J., (1990. A model for trondhjemite-tonalita-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.

EDGAR, N.T. (1991): Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. En P. Mann, G. Draper, and J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262. 281-299.

ESCUDE VIRUETE, J., (2004): Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

ESCUDE-VIRUETE, J.; HERNAIZ HUERTA, P.P.; DRAPER, G.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; LEWIS, J.F. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002): El metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño. En A. Pérez-Estaún, I. Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). *Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana*. *Acta Geológica Hispánica*, 37; 123- 162.

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 D.K. Laure, G. Draper (eds.). *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference*.

FALCONBRIDGE DOMINICANA (1988): Preliminary discussion of results. Cordillera Oriental Project, 2 de Mayo de 1988, 6 pp. Cordillera Oriental Project, 15 de Julio de 1988, 25 pp. Centro de Documentación. Dpto. de Exploraciones Falconbridge Dominicana (Informe interno).

GARCÍA SENZ, J., (2004): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6472-III (Rincón Chavón) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

- HARDING T.P. Y LOWELL J.D. (1979):-** Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 1016-1058.
- HERNÁNDEZ, J.B. (1980):** Geología preliminar del area « El Valle », Provincia El Seybo, Republica Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, Republica Dominicana. Memorias, vol 2, p. 675-680.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-III (Arroyo Caña) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- HERNAIZ HUERTA, P.P. y DRAPER, G. (2000):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-II (Villa Altagracia) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- HOLBEK, P.,; DAUBENY, P., H., (2000):** Geology of the San Antonio Concession, Dominican Republic. En, R. Sherlock y M.A.V. Logan (eds). VMS Deposits of Latin America. Geological Society of Canada (Mineral Deposits Division) Special Publication N° 2. 197-212
- JENNER, G.A. Y SWINDEN, H.S., (1993):** The Pipestone Pond Complex, central Newfoundland: complex magmatism in an eastern Dunnage Zone ophiolite. Canadian Journal of Earth Sciences, 30: 434-448.
- JENSEN, L.S. (1976):** A new cation plotfor classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 6
- KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A. D., THIRWALL, M. F. y SINTON, C. (1997a):** Cretaceous Basaltic Terranes in Western Colombia: Elemental, Chronological and Sr-Nd Isotopic Constraints on Petrogenesis. Journal of Petrology, 38, 677-702.
- KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A.D., (1997b):.** The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. En J.J. Mahoney y M.F Coffin. (eds.). Large Igneous Provinces. American Geophysical Union Monograph.
- KESLER, S.E.; RUSSELL, N.; POLANCO, J.; McCURDY, K. y CUMMING, L. (1991a):** Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper and J.F. Lewis (eds.) Geologic and

- tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262. 187- 202 pp.
- KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRÍGUEZ, A., FONDEUR, L. (1991b):** Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.), Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 173-185.
- KESLER, S.E.; SUTTER, J.F.; BARTON, J.M. y SPECK, R.C. (1991c):** Age of Intrusive Rocks in Northern Española. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.) Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 165-172.
- KOSCHMANN, A.H., GORDON, M., (1950):** Geology and mineral resources of the Maimon Hatillo District, Dominican Republic. US Geological Survey Bulletin, N° 964.
- 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*, 46, p. 637-649.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C., HERNANDEZ, J., LOUBET, M., (1997):** Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, (1999):** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Española: *Journal of Geology* 107, 193-207.
- LEBRON, M.C. Y MANN, P. (1991):** Geologic Map of the Eastern Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.) Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401.
- LEBRÓN, M.C. y PERFIT, M.R. (1993):** Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc. *Journal of Geology*, 101, 389-396.
- LEBRÓN, M.C. y PERFIT, M.R. (1994):** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics*, 229, 69-100.

- LEWIS, J.F., (1982a):** Granitoid Rocks in Española. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- LEWIS, J.F., (1982b):** Ultrabasic and associated rocks in Española. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic. Amigo del Hogar Publishers, 403-408 pp.
- LEWIS, J.F., 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 of Trinidad & Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, 1965, 46pp.
- LEWIS, J.F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAI HUERTA GUTIERREZ, G., DRAPER, G., PEREZ-ESTAUN, A., (2002):** Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. En A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica. 37, 81-22.
- LEWIS, J.F., JIMENEZ, J.G., (1991):** Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En P. Mann, G. Draper y J.F. Lewis (eds.) Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 115-142.
- LISTER, G.S. Y SNOKE, A.W., (1984):** S-C Mylonites. J. Struct. Geol., 6, 617-638
- LUDEN, J., GELINAS, L. AND TRUDEL, P. (1982):** Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Canadian Journal of Earth Science, 19: 2276-2287.
- LUDWIG, K.R., (1980):** Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. Earth and Planetary Science Letters, 46, p. 212-220.
- LUDWIG, K.R., (2003):** Isoplot 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4
- MANN, P.,(1983):** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Thesis. New York University, Albany, 688 pp. (Inédito).
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., (eds), (1991a):** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 pp.

- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., (eds.), (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Española. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 1-28.
- MANN, P.; 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.
- MARTÍN FERNÁNDEZ, M. y DRAPER, G. (2000):** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 nº 6172-I (Hatillo). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 378 pp. (Inédito).
- MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A., LEWIS, J.F., SCHELLEKENS, J.,(1994):** Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. Tectonics, 13, 725-732.
- MONTHEL, J. (2004):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6372-II (El Seibo) y Memoria correspondiente. Proyecto L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- NELSON C.E. (2000):** Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo district, Dominican Republic. Mineralium Deposita, 35: 511-525.
- PARRISH, R. R., RODDICK, J. C., LOVERIDGE, W. D. Y SULLIVAN R. W., (1987):** Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada; Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. Paper - Geological Survey of Canada, 87-2, p. 3-7.
- PEARCE J.A. (1983):** Trace element characteristics of lavas from constructive plate boundaries. En R.S Thorpe (ed.). Andesites, John Wiley and Sons, 525-548
- PEARCE, J.A. y HARRIS N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984):** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, vol.25, 956-983.
- PEARCE, J.A. y NORRY, M.J. (1979):** Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks, Contributions to Mineralogy and Petrology, vol.69, 33-47.
- PEARCE, J.A. Y PEATE, D.W., (1995):** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Earth and Planetary Science Annual Review, 23: 251-285.

-
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; TAVARES, I.; GARCÍA CORTES, A. y HERNAIZ, P.P., Eds. (2002):** Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*; 37: 77-80.
- PINDELL, J. L., BARRETT, S. F., (1990):** Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En G. Dengo y J.E. Case (eds.). *The Caribbean, Volume H, Decade of North American Geology*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 404-432.
- PLATT, J.P., VISSERS, R.L.M., (1980):** Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology* 2, 397-410.
- RAMSAY, J.G. (1967):** Plegamiento y fracturación de rocas. McGraw Hill-Herman Blume Ediciones.
- RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T., DePAOLO D.J., (1998):** Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145(1-2): 117-152.
- RODDICK, J. C., (1987):** Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 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*, 93, 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 P. Mann, G. Draper y J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper 262, 203-215.
- SHERVAIS, J.W. (1982):** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, 101-118.
- SILVESTER, A.G. (1988):** Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703
- SINTON, C.W., DUNCAN, R.A., DENYER, P., (1997):** Nicoya Peninsula, Costa Rica: a single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B7), 15507– 15520.
- SMILEY, J., (1982):** Cretaceous plants from the Dominican Republic. Compañía Rosario Dominicano S.A., República Dominicana. Informe interno (Inédito).

- STACEY, J. S. Y KRAMERS, J. D., (1975):** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 207-221.
- SUN, S.S., McDONOUGH, W.F., (1989):** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En A.D. Saunders, M.J.Norry, (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication 42, 313-345.
- TATSUMI, Y., HAMILTON, D.L., NESBITT, R.W., (1986):** Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted litho-sphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29, 293–309.
- TCHALENKO, J.S., (1968):** The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6, 159-174.
- THEYER, P., (1983):** An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geological Society American Bulletin*, 94, 1438-1441.
- THIRLWALL, M. F., (2000):** Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. *Chemical Geology*, 163, p. 299-322.
- WILSON, R.A. (2000):** Geology of the Popelogan Lake – Lost Pine Lake Area, Restigouche Country, New Brunswick. *In Current research 1999*. Edited by B.M.W. Carroll. New Brunswick Departemenet of Natural Resources and Energy, Minerals and Energy Division. Mineral Resource Report 2000-4: 91-98.
- WINCHESTER J.A. y FLOYD, P.A. (1977):** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol. 20, 325-343.
- WINSLOW, M.A.; GUGLIELMO, G. Jr.; NADAI, A.C.; VEGA, L.A. y McCAAN, W.R. (1991):** Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern 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: 301-313.
- WOOD, D.A. (1980):** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, 11-30.
- WOODHEAD, J.D., EGGINS, S., GAMBLE, J.A. (1993):** High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-

phase melt extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, 114: 491-504