



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**IMBERT
(6075-III)**

Santo Domingo, R.D. Enero 2007/Diciembre 2010

La presente Hoja y Memoria forman parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN II de soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 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

- Dr. Pedro Pablo Hernaiz Huerta (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Pedro Pablo Hernaiz Huerta (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)
- Dr. Manuel Abad de Los Santos (INYPSA)
- Dr.. Juan Carlos Braga - Fms. Arrecifales del Neógeno y Cuaternario - (Universidad de Granada)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Ana Alonso Zarza (Universidad Complutense de Madrid)
- M. J. Fernandez (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer Solé (INYPSA)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera Caballero (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. Janet Gabites (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. Enrique Burkhalter. Director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPESA) del proyecto 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. 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 Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto
- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto: Cordillera Septentrional, sector Occidental
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados

RESUMEN

La Cordillera Septentrional está formada por complejos de basamento de rocas volcánico-plutónicas y metamórficas de diferentes características y orígenes y edad aproximada Cretácico-Paleógeno Inferior que constituyen el sustrato de amplias cuencas sedimentarias paleógenas y neógenas dispuestas discordantes sobre ellos. La estructura de la Cordillera es el resultado de una deformación en condiciones fuertemente transpresivas producidas como consecuencia de la colisión y convergencia oblicua y continuada de las placas caribeña y norteamericana desde el Paleógeno hasta la actualidad. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre bien localizadas (Septentrional, Camú, Río Grande, entre otras) y un plegamento singenético que afecta a todo el dominio, dando lugar a grandes relieves que tienen un claro control tectónico. Los complejos de basamento afloran con direcciones NO-SE ligeramente oblicuas a las directrices de la cordillera y una disposición escalonada "hacia la derecha" que está claramente asociada a "inflexiones contractivas" o *restraining bends* de escala kilométrica, todo ello consistente con el sentido de cizallamiento sinistral que afecta a toda la región.

La Hoja de Imbert se localiza en el sector occidental de esta cordillera, próxima al litoral atlántico. La zona de falla de Camú atraviesa la Hoja de E a O por su parte central y la separa en dos sectores: el sector meridional de El Mamey-Altamira-La Toca, que incluye los bloques tectónicos de Altamira y la Toca; y el sector septentrional de Imbert-Puerto Plata, que coincide con el bloque de Puerto Plata.

En el sector meridional de El Mamey-Altamira-La Toca, los basaltos y términos volcanoclásticos asociados del Complejo de Palma Picada constituyen un sustrato de rocas de arco de isla sobre el cual se dispone, a modo de cobertera, una serie eocena de rampa carbonatada con episodios tufíticos (Fm Los Hidalgos). En el sector al norte de la falla de Camú, el complejo de basamento de Puerto Plata (CBPP) consiste en un cortejo de bloques fallados de peridotitas masivas o serpentinizadas, acumulados de gabros (y alguna piroxenita), y una sucesión de rocas volcanoclásticas, basaltos y andesitas que se agrupan en la Fm Los Caños; estas rocas tienen un metamorfismo de bajo grado, ausencia de fábrica deformativa generalizada, y una signatura geoquímica afín a la de las rocas de arco de isla. Por encima del CBPP, la formación sedimentaria más antigua reconocida como tal en este sector es la Fm. Imbert, de edad fundamentalmente eocena; consiste en una sucesión bien estratificada de areniscas volcanogénicas, y tufitas (algunas puzolánicas) con intervalos de brechas y debris, que típicamente incorporan fragmentos de peridotitas serpentinizadas, bloques de rocas volcánicas y plutónicas similares a las identificadas en el CBPP y también algún bloque (exótico) de naturaleza metamórfica. La estratigrafía del Paleógeno Inferior de este sector de Imbert-Puerto Plata se completa con dos formaciones de naturaleza caótica que se consideran en este trabajo coetáneas y lateralmente equivalentes a la Fm Imbert, la unidad de brechas serpentiniticas y la Fm San Marcos. La primera se distribuye de forma periférica y por el interior del CBPP, y está formada por fragmentos y bloques de peridotitas serpentinizadas inmersos en una abundante matriz de esta misma composición, e incluye bloques de las Fms. Los Caños e Imbert así como otros bloques exóticos de origen desconocido, entre ellos, bloques metamórficos de alta-P. Las brechas serpentiniticas son a su vez la base de un complejo de tipo olistostrómico ampliamente representado en la región, la Fm San Marcos, que incluye bloques similares a los observados en las brechas serpentiniticas y bloques y olistolitos derivados del PPBC y, principalmente, de la Fm Imbert.

Estas unidades registran la deformación (y los procesos de exhumación) relacionados con el evento colisional entre la placa norteamericana y la caribeña, que culmina aproximadamente en el Eoceno superior, a partir del cual se implanta un régimen transpresivo sinistral que

controla el desarrollo de cuencas muy subsidentes limitadas por los principales desgarres (incipientes). Estas cuencas albergan potentes sucesiones turbidíticas (Fms Altamira y La Toca, en el sector meridional; Fms Agua Clara y Luperón, en el septentrional) de carácter sinorogénico y tendencia somerizante hasta el Mioceno Inferior.

En el Neógeno tuvo lugar una nueva fase de reorganización tectónica que aborta la mayoría de las cuencas turbidíticas paleógenas, y propicia la instalación de cuencas fluvio-deltaicas más reducidas y localizadas a lo largo de las zonas de desgarre (Ud. de la Jaiba), algunas con evolución hacia el oeste a series turbidíticas (Ud. Gran Mangle; sin representación en esta Hoja).

En el Mioceno Superior, una importante trasgresión produjo el depósito de los materiales margosos con fauna pelágica de la Fm. Villa Trina que evolucionan, fundamentalmente durante el Plioceno, a sistemas de plataformas carbonatadas someras representadas por la Fm. Los Haitises. Estas formaciones llegaron a recubrir la práctica totalidad de los territorios que hoy conforman la Cordillera Septentrional, discordantes sobre cualquier formación precedente.

Finalmente, en el Plioceno superior o Pleistoceno, comenzó la elevación definitiva de la Cordillera Septentrional, con el subsecuente encajamiento y configuración actual de la red de drenaje y el progresivo desplazamiento hacia el norte del depósito de materiales costeros y arrecifales, que quedó restringido a una franja paralela al litoral actual (Fm. La Isabela).

ABSTRACT

The Northern Cordillera is formed by volcano-plutonic and metamorphic basement complexes of Cretaceous to Lower Paleogene age which are the substratum of large Paleogene and Neogene sedimentary basins unconformably resting over them. The structure of this range is the result of a high deformation occurred in transpressive conditions as a consequence of the (oblique) collision and continuous convergence between the Caribbean and North-American plates since Paleogene to present times. The deformation is partitioned in several main strike-slip faults or fault zones (Septentrional, Camú, Río Grande, among others) and a coeval related folding that result into an important tectonic-controlled relieve. Basement complexes outcrop with a NW-SE direction, slightly oblique to the dominant WNW-ESE structural fabric of the Cordillera and arranged in an *en echelon* right hand pattern, which are associated to kilometeric scale restraining bends and consistent with a regional left lateral shearing.

The sheet of Imbert is located in the northern part of the range, very close to the Atlantic coast. The Camu fault zone crosses the central part of the sheet from east to west and divides it in two sectors: the southern El Mamey-Altamira-La Toca sector; which includes the Altamira and la Toca tectonic blocks; and the Imbert-Puerto Plata northern sector, that is entirely coincident with the Puerto Plata tectonic block.

In the southern El Mamey-Altamira-La Toca sector, the basaltic flows and subordinated volcanoclastic materials of the Palma Picada complex represent an island arc substratum overlaid by a sedimentary cover of shelf carbonate deposits and interbedded tuffites of Eocene age (Los Hidalgos Fm). In the northern side of the Camu fault, the Puerto Plata basement complex (CBPP) consists of an arrangement of highly faulted and dismembered blocks of serpentinitized or massive peridotites, gabbro cumulates (and occasional piroxenites), and Los Caños Fm, a thick sequence of gross bedded volcanoclastic material with interbedded basaltic (sometimes pillowed) or andesitic flows; these rocks bear low grade metamorphism, lack a general deformation fabric (apart from occasional transformation to mylonites due to localized shearing), and have a geochemical signature similar to the ones that characterize island arc rocks. Over the CBPP, the oldest - properly recognized - sedimentary formation is the Imbert Fm of (mainly) Eocene age; it is a well bedded succession of volcanogenic sandstones and (commonly puzolanic) tuffites, with frequent intervals of breccias and debris, that typically incorporate fragments of serpentinitized peridotites, blocks of volcanic and plutonic rocks similar to those identified in the PPBC, and also some (exotic) blocks of metamorphic origin. The stratigraphic record of the Lower Paleogene period in this Imbert-Puerto Plata sector is completed by two formations of chaotic nature that in this report are considered coeval and lateral equivalent to the Imbert Fm: a unit of serpentinitic breccias and the San Marcos Fm. The first one outcrops along the outer limits of the PPBC and in several scattered outcrops inside it, and is dominantly made of fragments and blocks of serpentinitized peridotites embedded in an abundant matrix of the same composition, and includes also blocks of Los Caños and Imbert Fm, as well as other exotic blocks of unknown origin (high-P metamorphic blocks among them). The serpentinitic breccias are, in turn, the base of an olistostromic complex widely represented in the region, the San Marcos Fm; the olistostrome includes similar exotic blocks than observed in the serpentinitic breccias and blocks and olistolithes derived from the PPBC but, mainly, from the Imbert Fm

These units record the deformation (and exhumation processes) related to the collisional event between the Caribbean and Northamerican plates, approximately culminating in the Upper Eocene, and is followed by a left-lateral transpressive regime that controls the development of highly subsiding basins limited by the main strike-slip (incipient) faults. These

basins lodge thick turbiditic successions (Altamira and La Toca Fms, in the southern sector; Agua Clara and Luperón Fms, in the northern one) of sin-orogenic character and an upwelling pattern until Lower Miocene times.

In the Neogene, a new tectonic reorganization aborted most of the Paleogene turbiditic basins and caused the settlement of more reduced and localized (along the strike-slip fault zones) fluvial-deltaic successions (e.g. La Jaiba unit), some of them passing westwards to turbiditic deposits (Gran Mangle unit, not represented in this sheet)

In the Upper Miocene, an important transgression brought the deposit of the marly materials with pelagic fauna of the Villa Trina Fm that grade upwards to shallow carbonate (mostly reef) deposits of Los Haities Fm. These formations rest unconformably over all of the previous units, covering most of the territories now days belonging to the Northern Cordillera.

Finally in the Upper Pliocene o Pleistocene, started the definitive rise of the Northern Cordillera with the subsequent development and incision of the drainage network and the progressive northwards displacement of the coastal and reef materials whose deposit was restricted to a limited strip parallel to the coastline.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Metodología.....	1
1.2. Situación geográfica.....	4
1.3. Marco Geológico.....	8
1.4. Antecedentes.....	15
2. ESTRATIGRAFIA.....	18
2.1. Introducción.....	18
<u>2.2.1. Complejo de Palma Picada y unidades (del Paleógeno Inferior) relacionadas....</u>	<u>29</u>
2.2.1.1. Complejo de Palma Picada. Lavas basálticas y basáltico-andesíticas masivas, brechas y tufitas (16). Cretácico-Eoceno Inferior. (K-P ₂ ¹).....	30
2.2.1.2. Fm Los Hidalgos. Calizas micríticas laminadas y bien estratificadas, localmente nodulosas, de tonos grises y rojizos, que alternan con limolitas y tufitas mayoritariamente calcáreas (17). Eoceno Inferior y Medio (P ₂ ¹⁻²).....	33
<u>2.2.2. Complejo de basamento de Puerto Plata y unidades (del Paleógeno Inferior) relacionadas.....</u>	<u>35</u>
2.2.2.1. Complejo de basamento de Puerto Plata. Peridotitas, peridotitas serpentizada y serpentinitas (1).....	37
2.2.2.2. Complejo de basamento de Puerto Plata. Piroxenitas (2). Gabros y gabronoritas (3).....	39
2.2.2.3. Complejo de basamento de Puerto Plata. Fm Los Caños. Lavas volcánicas de composición básica a intermedia, brechas masivas y tufitas (8). Cretácico-Paleoceno (K-P ₁).....	42

2.2.2.4. Complejo de basamento de Puerto Plata. Leucogranito con hornblenda y biotita (5)	45
2.2.2.5. Fm La Isla. Calizas masivas blancas o de color crema, brechificadas y recristalizadas (6) Margas blancas con niveles de microconglomerados o brechas (7). Paleoceno-Eoceno (P_1 - P_2).....	45
2.2.2.6. Fm Imbert. Brechas polimícticas, conglomerados y debris masivos o en alternancia con niveles de grauvacas y tufitas (10). Alternancia decimétrica de areniscas grauváquicas, limolitas, margas y niveles de tufitas de tonos grises o blanquecinos, con intervalos métricos de brechas volcánicas y debris, y esporádicos niveles chert y calizas (11) ¿Paleoceno?-Eoceno ($¿P_1?$ - P_2)	48
2.2.2.7. Fm Imbert. Limolitas y tufitas negras laminadas; brechas basálticas y poligénicas, areniscas limolíticas y cherts rojos (con posibles niveles de basaltos y diques de doleritas) (9). ¿Paleoceno?-Eoceno ($¿P_1?$ - P_2).....	53
2.2.2.8. Brechas serpentínicas. Brecha de matriz, fragmentos y bloques mayoritariamente serpentínicos, que incluye otros bloques de origen diverso, frecuentemente metamórfico (12) ¿Paleoceno?-Eoceno Inferior ($¿P_1?$ - P_2^1) Bloque de esquistos máficos (4).	54
2.2.2.9. Fm San Marcos. Arcillas y arcillas limolíticas esquistosas, con intervalos decimétricos desorganizados de areniscas convolutadas, que incluyen bloques ($¿olistolitos?$) de dimensiones métricas a kilométricas de litologías y origen diverso, frecuentemente metamórfico (13). ¿Paleoceno?-Eoceno ($¿P_1?$ - P_2) Bloques y $¿olistolitos?$ de origen diverso e indeterminado (14) (P_2). Bloque de calizas y dolomías oscuras del Pico del Gallo (15) (P_2).	58
2.3. Eoceno Superior-Mioceno Inferior	65
<u>2.3.1. Eoceno Superior-Mioceno Inferior del sector El Mamey-Altamira-La Toca.....</u>	<u>65</u>
2.3.1.1. Fm. Altamira. Mb Ranchete. Conglomerados y brechas polimícticas (18). Eoceno Superior (P_2^3)	66
2.3.1.2. Fm. Altamira. Mb Cañada Bonita. Sucesión rítmica de areniscas (mayoritariamente grauvacas), limolitas y margas arenosas de tonos grises y ocre, con intervalos de conglomerados y niveles esporádicos de calcarenitas bioclásticas (19). Eoceno Superior- Oligoceno (P_2^3 - P_3)	68

2.3.1.3. Fm. Altamira. Mb Cañada Bonita. Conglomerados y brechas polimícticas (20). Olistolito de calizas bioclásticas (21). Eoceno Superior-Oligoceno (P_2^3 - P_3) ...	70
2.3.1.4. Fm. Altamira. Mb. La Pocilguita. Sucesión rítmica de areniscas ocre, margas de tonos claros, calcarenitas y brechas calcáreas (22). Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (P_3^2 - N_1^1)	72
2.3.1.5. Fm. La Toca. Sucesión rítmica de areniscas de tonos ocre, lutitas y margas, con frecuentes intercalaciones de conglomerados y ocasionales acumulaciones de ámbar (23). Conglomerados y brechas polimícticas (24). Eoceno Superior-Mioceno Inferior (P_2^3 - N_1^1)	74
<u>2.3.2. Eoceno Superior-Mioceno Inferior del sector Imbert-Puerto Plata</u>	76
2.3.2.1. Unidad de Agua Clara. Sucesión rítmica de areniscas ocre y margas de tonos claros, con frecuentes intercalaciones de microconglomerados y de areniscas de grano grueso de clastos de rocas volcánicas y fragmentos de corales y cemento carbonatado, de característicos tonos oscuros por alteración (25). Eoceno Superior-Mioceno Inferior (P_2^3 - N_1^1)	76
2.3.2.2. Fm. Luperón. Alternancia rítmica de areniscas de tonos gris a verde oscuro, típicamente deleznales, y margas claras; localmente, intercalaciones de calcarenitas (27). Margas de tonos claros con intercalaciones de bancos de areniscas calcáreas bioclásticas y microconglomerados, bien cementados (26). Eoceno Superior-Mioceno Inferior (P_2^3 - N_1^1)	78
2.4. Mioceno Inferior-Medio	81
<u>2.4.1. Las sucesiones fluvio-deltaicas del Mioceno Inferior-Medio</u>	81
2.4.1.1. La unidad de La Jaiba. Sucesión de arenas sueltas con niveles de lutitas y tramos de conglomerados (28). Mioceno Inferior-Medio (N_1^{1-2})	82
2.5. Mioceno superior-Plioceno	85
<u>2.5.1. Las secuencias marinas (o el ciclo transgresivo-regresivo) de la Cordillera Septentrional</u>	85
2.5.1.1. La Fm. Villa Trina. Margas y margas arenosas blancas o amarillentas con intercalaciones de niveles de calcarenitas con abundantes restos de corales (29). Alternancia decimétrica de margas y calcarenitas (30). Mioceno Superior-Plioceno. (N_1^3 - N_2)	86

2.5.1.2. Fm. Los Haitises. Calizas masivas, someras o arrecifales, muy recristalizadas (31). Plioceno-Pleistoceno Inferior (N ₂ -Q ₁).....	90
2.6 Cuaternario.....	92
<u>2.6.1. Cuaternario marino y litoral.....</u>	<u>92</u>
2.6.1.1. Fm. La Isabela. Margas, margas arenosas, arenas y calizas margosas de tonos amarillentas, con abundante fauna y restos de corales (32). Calizas arrecifales masivas (33). Pleistoceno (Q ₁₋₃).....	92
2.6.1.2. Depósitos de playa. Arenas (41). Holoceno (Q ₄).....	95
2.6.1.3. Marisma alta. Arcillas, limos y arenas (42). Holoceno ((Q ₄).....	96
<u>2.6.2 Cuaternario continental.....</u>	<u>96</u>
2.6.2.1. Abanicos aluviales y conos de deyección. Conglomerados con intercalaciones de arenas y limos (34). Pleistoceno-Holoceno (Q ₁₋₃ - Q ₄).....	96
2.6.2.2. Terrazas. Gravas, arenas y limos (35). Pleistoceno-Holoceno (Q ₁₋₃ - Q ₄).....	96
2.6.2.3. Deslizamientos de ladera. Bloques y masas calcáreas y de rocas volcánicas, con cantos, arenas y limos (36). Pleistoceno-Holoceno (Q ₁₋₃ - Q ₄).....	97
2.6.2.4. Aluvial-coluvial. Limos, cantos y arenas (37). Pleistoceno Superior-Holoceno (Q ₃ - Q ₄).....	97
2.6.2.5. Coluvión. Cantos, arenas y limos (38). Pleistoceno Superior-Holoceno (Q ₃ - Q ₄).....	98
2.6.2.6. Depósitos de fondo de dolina. Arcillas de descalcificación (39). Pleistoceno Superior-Holoceno (Q ₃ - Q ₄).....	98
2.6.2.7. Relleno de zonas endorreicas. Limos y arenas con cantos (40). Holoceno (Q ₄).....	98
2.6.2.8. Fondo de valle, barras y llanura de inundación. Cantos, arenas y gravas. Limos y arcillas con niveles de cantos y gravas (44). Holoceno (Q ₄).....	98
3. PETROLOGIA, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGÍA.....	99
3.1. Petrología.....	99

<u>3.1.1. Petrología de las rocas del Complejo de Palma Picada –o El Paradero – (unidad cartográfica N° 16)</u>	<u>99</u>
3.1.1.1. Tipos petrológicos del Complejo de Palma Picada en la Hoja de Imbert	100
<u>3.1.2. Petrología de las rocas del Complejo de Puerto Plata y unidades relacionadas</u>	<u>103</u>
3.1.2.1. Rocas ultramáficas (peridotitas) variablemente serpentinizadas.....	104
3.1.2.2. Gabronoritas bandeadas	106
3.1.2.3. La Fm. Los Caños.....	110
3.1.2.5. Bloques de rocas metamórficas en la unidad de Brechas Serpentiníticas y en la Fm. San Marcos	114
3.2. Geoquímica.....	118
<u>3.2.1. Geoquímica de las rocas del Complejo de Palma Picada –o El Paradero –.....</u>	<u>118</u>
3.2.1.1 Descripción geoquímica de los materiales	118
3.2.1.2. Toleitas de arco isla (IAT), grupo I.....	120
3.2.1.3. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, grupo II	120
3.2.1.4. Andesitas calco-alcalinas, grupo III	121
<u>3.2.2. Geoquímica de las rocas del Complejo de Puerto Plata.....</u>	<u>128</u>
3.2.2.1. Rocas volcánicas máficas de la Fm. Los Caños	128
3.2.2.2. Leucogranitos con hornblenda y biotita	130
3.2.2.3. Gabronoritas bandeadas.	130
3.2.2.4. Peridotitas serpentinizadas del Complejo de Puerto Plata y peridotitas serpentinizadas asociadas a la zona de falla de Camú	131
3.3. Dataciones absolutas	135
4. TECTÓNICA.....	143
4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional	143
4.2. La estructura de la Hoja de Imbert (en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional).	148

4.2.1. <u>La estructura de los bloques de Altamira y la Toca.....</u>	149
4.3. Principales discordancias y edad de la deformación.....	159
4.4. Tectónica activa y sismicidad.....	162
5. GEOMORFOLOGÍA.....	165
5.1. Análisis geomorfológico.....	165
<u>5.1.1. Estudio morfoestructural.....</u>	<u>165</u>
5.1.1.1. Formas estructurales.....	165
<u>5.1.2. Estudio del modelado.....</u>	<u>166</u>
5.1.2.1. Formas gravitacionales.....	167
5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial.....	167
5.1.2.3. Formas poligénicas.....	168
5.2. Evolución e historia geomorfológica.....	169
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	172
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	177
7.1. Hidrogeología.....	177
<u>7.1.1. Climatología e hidrología.....</u>	<u>177</u>
<u>7.1.2. Hidrogeología.....</u>	<u>179</u>
7.2. Recursos minerales.....	182
<u>7.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales.....</u>	<u>182</u>
7.2.1.1. Descripción de las Sustancias.....	182
<u>7.2.2. Potencial minero.....</u>	<u>182</u>
<u>7.2.3 Listado de Indicios.....</u>	<u>182</u>
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	184

8.1. Relación de los L.I.G.....	184
8.2. Descripción de los Lugares	184
9. BIBLIOGRAFÍA.....	190

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 de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, 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 del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPSA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN).

Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la práctica totalidad del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1.1.1 y 1.3.3.):

Zona Norte:

- La Vega (La Vega, 6073-I; Jarabacoa, 6073-II, Manabao, 6073-III; y Jánico, 6073-IV)
- San Francisco de Macorís (Pimentel, 6173-I; Cotuí, 6173-II; Fantino, 6173-III; y San Francisco de Macorís, 6173-IV)
- Sánchez (Sánchez, 6273-I; Palmar Nuevo, 6273-II; Cevicos, 6273-III; y Villa Riva, 6273-IV)
- Samaná (Las Galeras, 6373-I; Sabana de la Mar, 6373-III; y Samaná, 6373-IV)
- Santiago (San Francisco Arriba, 6074-I; Santiago, 6074-II; San José de las Matas, 6074-III; y Esperanza, 6074-IV)
- Salcedo (Río San Juan, 6174-I; Guayabito, 6174-II; Salcedo, 6174-III; y Gaspar Hernández, 6174-IV)
- Nagua (Nagua, 6274-III; y Cabrera, 6274-IV)

- La Isabela (Barrancón, 5975-I; El Mamey, 5975-II; Villa Vasquez, 5975-III; y El Cacao, 5975-IV)
- Puerto Plata (Puerto Plata, 6075-II; Imbert, 6075-III; y Luperón, 6075-IV)
- Sabaneta de Yásica (Sabaneta de Yásica, 6175-III)

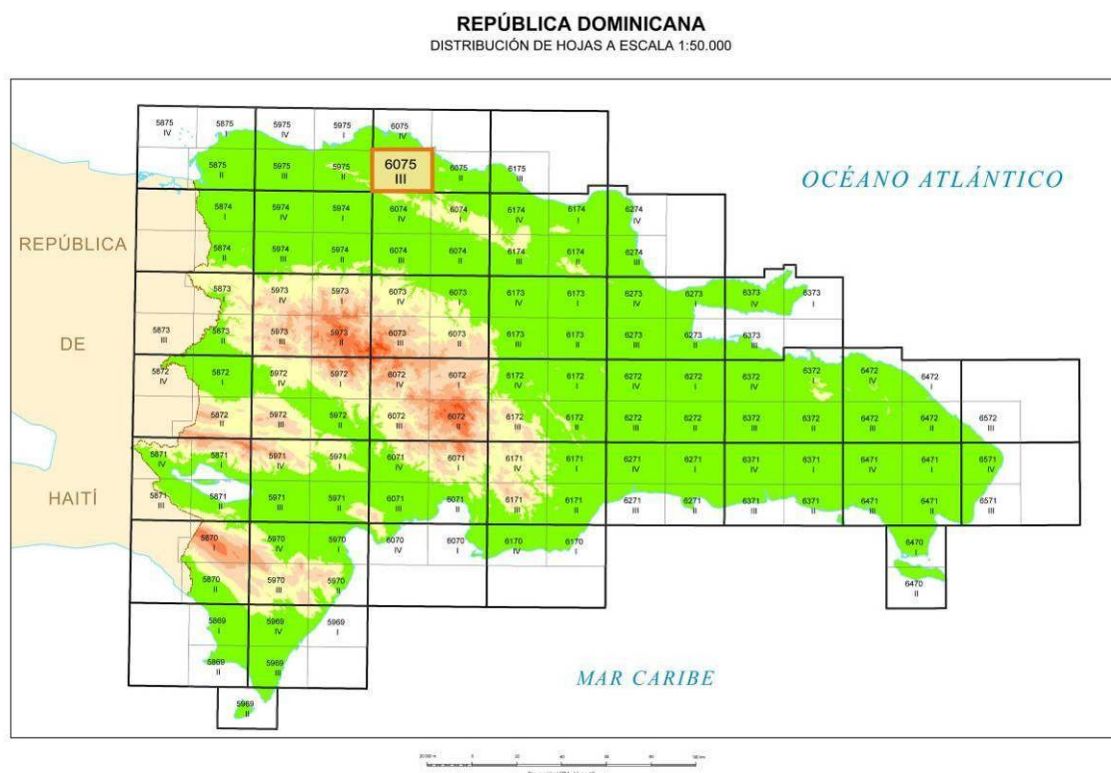


Fig. 1.1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Imbert (6075-III)

Zona Sureste:

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

- Las Lisas (La Vacama, 6472-I; y El Salado, 6472-II)
- Bávaro (Bávaro, 6572-III)

Zona Sur:

- Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)
- Baní (Nizao, 6071-I; y Baní, 6071-IV)

Zona Suroeste:

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

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, la ejecución de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las de su entorno, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente memoria son frecuentes las referencias a otras Hojas, en especial a las contiguas.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Imbert se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes, ha sido de gran utilidad el mapa de gradiente vertical de la República Dominicana (Fig. 1.1.2).

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (Puerto Plata, 6075).

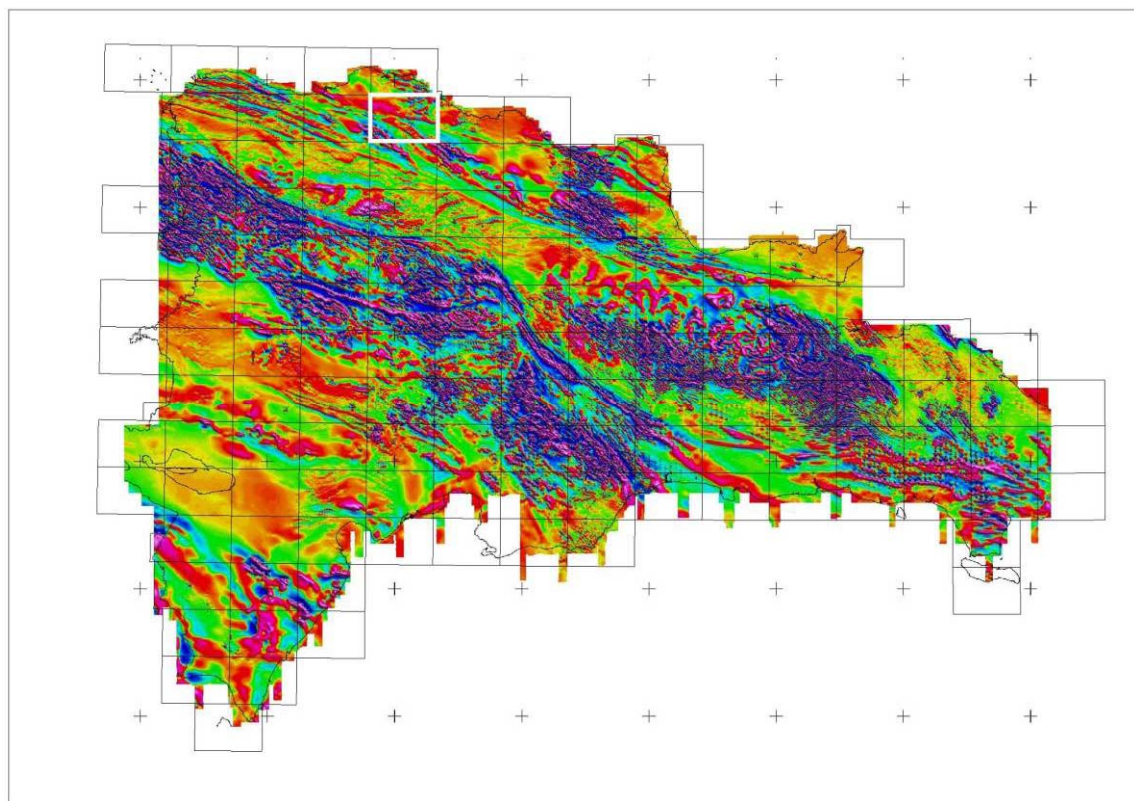


Fig. 1.1.2. Mapa de gradiente vertical de la República Dominicana. Se indica la situación de la Hoja de Imbert

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

1.2. Situación geográfica

Pertenciente al cuadrante de Puerto Plata, la Hoja a escala 1:50.000 de Imbert (6075-III) se localiza en el sector septentrional de la República Dominicana, próxima al litoral atlántico que llega a estar representado en su esquina NO por la bahía de Maimón. Su fisiografía queda definida por los relieves de la Cordillera Septentrional, al norte de la cual se extiende la Llanura Costera del Atlántico, tratándose de dos de los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana (Fig. 1.2.1)

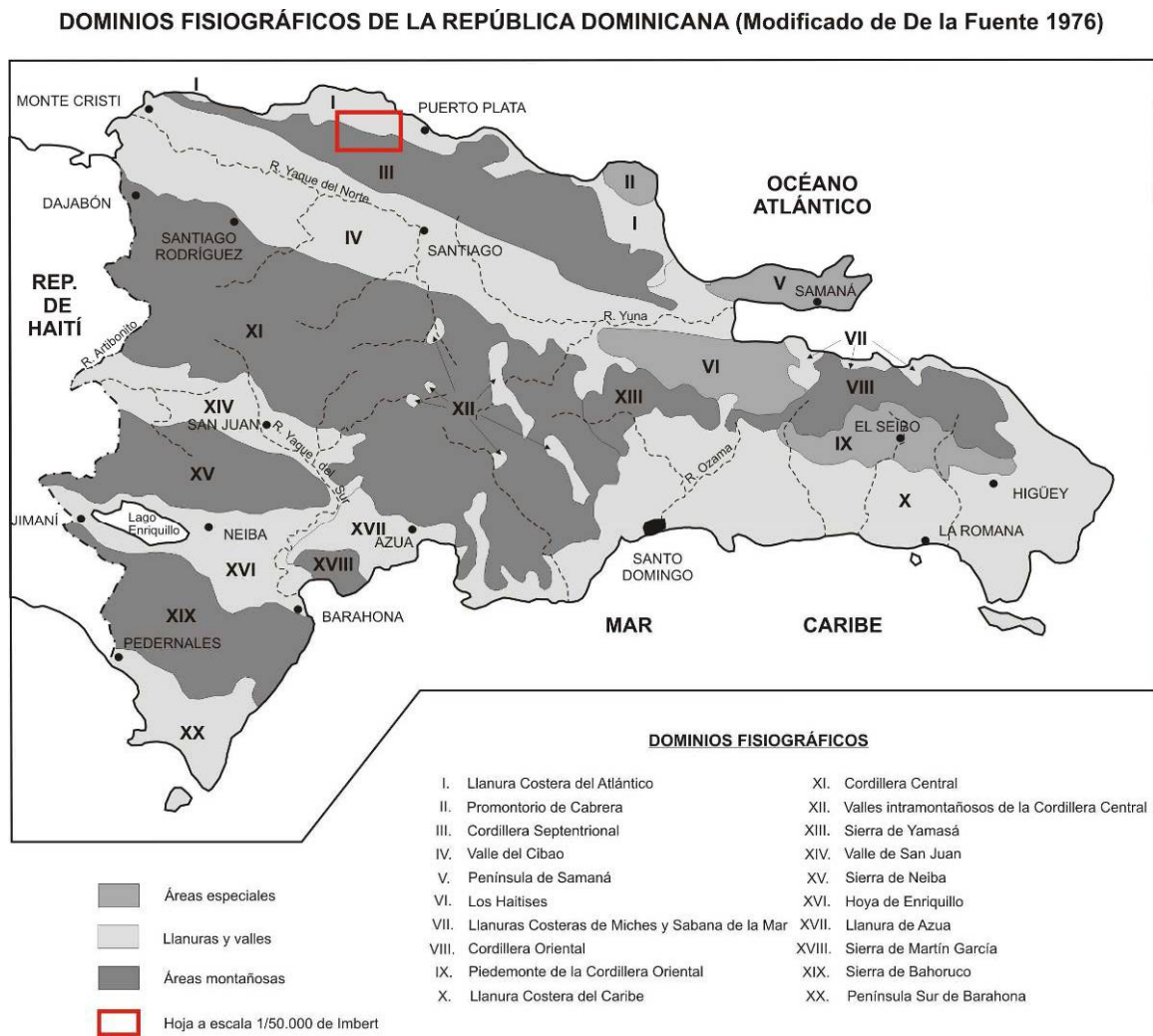


Fig. 1.2.1. Esquema de situación de la Hoja de Imbert en relación con los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana

La Cordillera Septentrional es una alineación montañosa de dirección ESE-ONO que se extiende con una anchura cercana a 40 km, a lo largo de unos 200 km, entre Monte Cristi y Nagua (Fig. 1.2.2), alcanzando su máxima altitud en el pico Diego de Ocampo (1.249 m). Debido al destacado carácter tectónico de su límite meridional, muestra una marcada asimetría, con una vertiente sur reducida y de elevadas pendientes, y una vertiente norte muy extensa, cuya superficie envolvente posee una pendiente baja. La Hoja de Imbert ocupa mayoritariamente la vertiente norte, allí donde la cordillera comienza a adquirir por el oeste sus elevaciones más importantes. Éstas se disponen en sucesivas sierras de dirección NO-SE y carácter discontinuo, interrumpidas por una densa red de drenaje, que se denominan con nombres locales. Las de mayor entidad se concentran en la mitad meridional de la Hoja; entre ellas destacan Loma Paradero, en el sector SO, que alberga el pico más alto de la Hoja (Pico Muraso, 1.084 m) y separa la vertiente meridional de la cordillera; Loma

Los Pichardo, situada al norte de la anterior; y Loma Dieguito, al este de ambas; en el sector SE destaca el conjunto de sierras que rodean el curso alto del río Bajabonico, Loma Damajagua, Loma Los Magueyes, Loma Prieta, Pico Angostura y, sobre todo, Loma El Brinco, que con más de 600 m de altitud es el principal relieve en posición más septentrional de la Hoja.

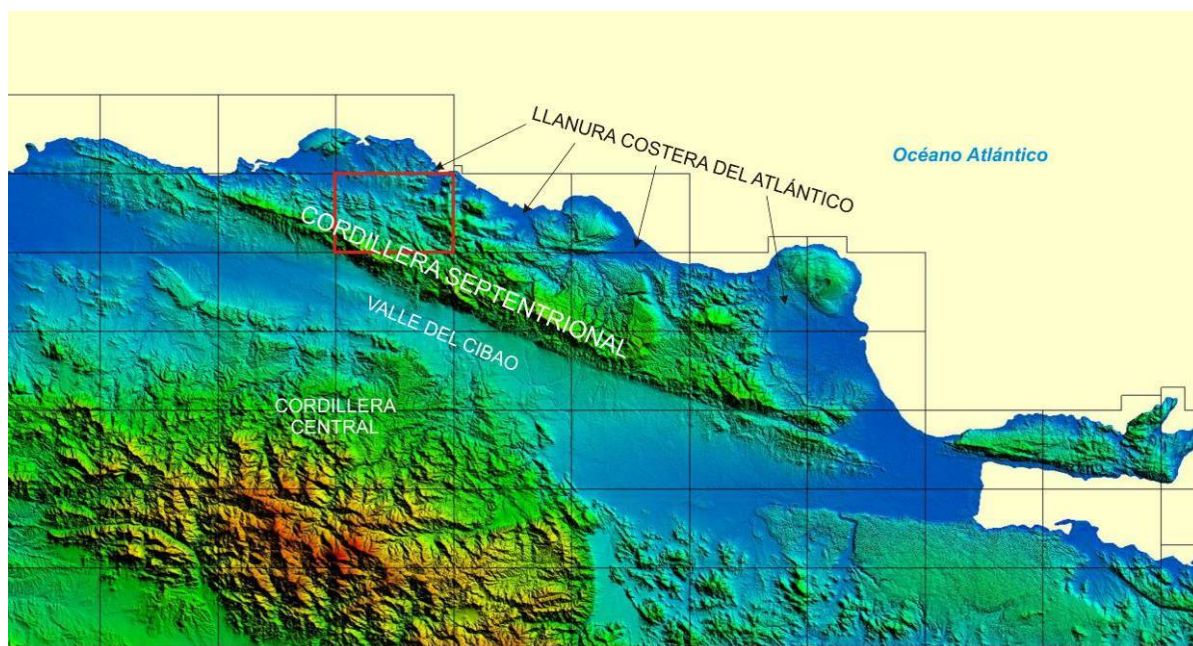


Fig. 1.2.2. Modelo digital del terreno de la Cordillera Septentrional y situación de la Hoja de Imbert

Desde estas sierras, el descenso de cota es rápido pero progresivo hasta alcanzar la línea de costa en la bahía de Maimón o las cotas más bajas (<50 msnm) del interior de la Hoja que se sitúan en los llanos del río Bajabonico o en el valle del río Maimón (Fig.1.2.3). Ambas depresiones son aproximadamente ortogonales (ONO-ESE, la primera y ENE-OSO, la segunda) y aunque están vinculadas a la dinámica fluvial de los ríos que las surcan, se pueden considerar como subdominios de la Llanura Costera del Atlántico, con la que acaban enlazando, en el primer caso al NO de la Hoja. La Llanura Costera del Atlántico se presenta a lo largo del litoral de la región como una planicie de cotas generalmente inferiores a 100 m y una anchura irregular, entre varios km y centenares de metros, que alterna tramos acantilados y de costa baja, siendo su desarrollo muy restringido en esta transversal por situarse los últimos relieves de la cordillera muy cerca de la costa. En la Hoja de Imbert está representada por un pequeño tramo de costa baja, en torno a la bahía de Maimón con desarrollo de marismas, manglares y playas.

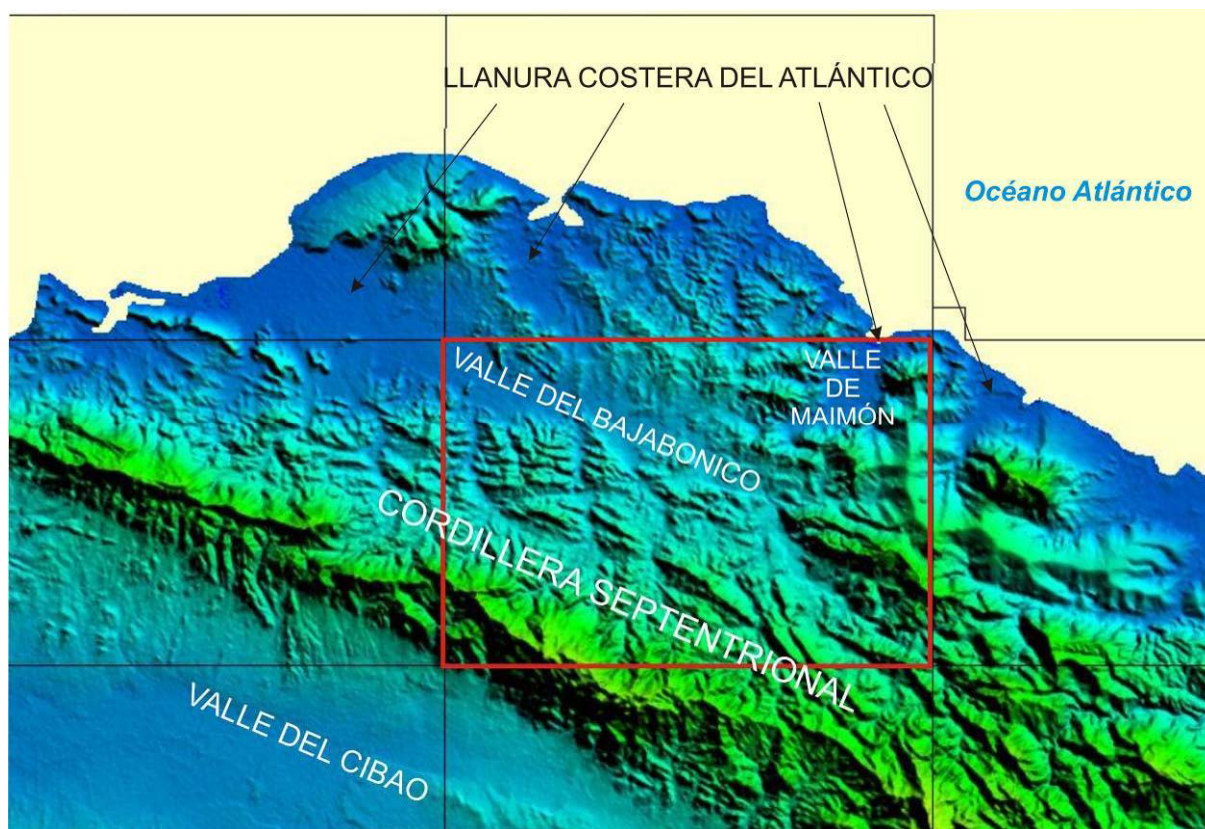


Fig. 1.2.3. Dominios fisiográficos en el ámbito de la Hoja de Imbert

Los principales rasgos morfodinámicos de la Hoja vienen definidos por un intenso modelado gravitacional (principalmente en la vertiente sur) y, sobre todo, fluvial y de escorrentía superficial derivados de una elevada pluviometría, la presencia de un sustrato eminentemente impermeable y el levantamiento continuado de la cordillera. El resultado es una red de drenaje muy densa y encajada cuyo eje principal es el río Bajabonico que cruza la Hoja en diagonal desde el SE al NO y al que se unen se unen importantes ríos tributarios procedentes de las cotas más altas de la cordillera. También hay que citar el río Maimón como único curso importante no tributario del Bajabonico, que desemboca directamente en la bahía de Maimón.

La región posee un típico clima tropical (De la Fuente, 1976), suavizado por su carácter insular, con temperaturas medias de 24-26° C y precipitaciones medias que pueden oscilar entre 1000 y 2000 mm/año dependiendo de que se trate de un año seco o un año húmedo (1500 mm/año para un año de tipo medio); es frecuente la llegada de tormentas tropicales y huracanes, especialmente concentrados entre Septiembre y Octubre, observándose

variaciones estacionales ligeras, siendo algo más acusadas las diarias. En cuanto a la evapotranspiración potencial, sus valores varían entre 1.400 y 1.650 mm/año.

La vegetación es de tipo húmedo subtropical, con existencia de extensos pastos y pequeños cultivos y conucos distribuidos por toda la geografía. En las proximidades de Imbert hay extensiones importantes ocupadas por caña de azúcar que se procesan en el Ingenio Amistad, situado al sur de esta localidad.

Desde el punto de vista administrativo, la mayor parte de la Hoja pertenece a la provincia de Puerto Plata excepto una pequeña porción del SO que es de la provincia de Valverde. Su población se encuentra muy desigualmente repartida, concentrándose principalmente a lo largo de las vías principales de comunicación, especialmente la carretera de Puerto Plata. A lo largo de ella se localizan los principales núcleos de población: Imbert, con 24.000 habitantes (para el conjunto del municipio; censo de 2002) y Altamira (23.000); otra localidad importante es Guanatico (6.000 habitantes), situada en la carretera a El Mamey. El resto del territorio se encuentra salpicado por numerosas aldeas y poblados aunque en las zonas más altas de la Cordillera Septentrional es evidente la tendencia al abandono de muchas de ellas. La actividad de la población se reparte entre la agricultura y la ganadería, con un sector servicios creciente, en parte vinculado a la actividad turística existente en la próxima ciudad de Puerto Plata.

La red de comunicaciones es relativamente buena; a las principales ya mencionadas, hay que añadir la carretera de Luperón. De estas carreteras parten algunas pistas en condiciones aceptables que permiten la conexión con las sierras del interior de la cordillera, aunque el acceso a la mayoría de éstas es precario o inexistente y se complica especialmente en época de lluvias.

1.3. Marco Geológico

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco-isla Cretácico caribeño, la cual ocurrió fundamentalmente en el periodo Eoceno-Mioceno Inferior y continúa en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991, 1995, 2008). La geotectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada por una alternancia de sierras montañosas y valles, que pueden ser agrupadas en diez zonas

fisiográficas o morfogenéticas (Fig. 1.3.1). Cada una de estas zonas presenta características geológicas que la distinguen de sus zonas contiguas y en general, sus límites coinciden con alineaciones morfoestructurales bien definidas.



Fig. 1.3.1. Principales unidades morfotectónicas de La Española según Lewis y Draper (1990)

Por otra parte, basándose en su diferente historia geológica, la isla de la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas (denominadas *terrenos* en sentido amplio), que han sido yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno Superior/Oligoceno (Mann et al., 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1.3.2). Las rocas de estos terrenos están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran las deformaciones relacionadas con la colisión oblicua arco-continente y, más recientemente, con la subducción activa el margen meridional de la isla (Bourgeois et al., 1983; Mann et al., 1991, 1995; Calais y Mercier de Lepinay, 1995; Dolan et al., 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002; ten Brink et al., 2009).



Fig. 1.3.2. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Mann et al. (1991): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presq'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle-Bahoruco. Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bonao-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José-Restauración; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

Los estudios realizados en la República Dominicana, entre ellos los que se enmarcan dentro del Programa SYSMIN, han permitido distinguir las siguientes macrounidades o dominios geológicos (Figs. 1.3.3):

- ❖ En la Cordillera Septentrional (Fig. 1.3.4) está representado un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: a) los complejos de basamento formados por rocas de alta presión y que asocian, o a los que se asocian, olistostromas y mëlanges de matriz serpentínica que igualmente incorporan rocas de alta presión (complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná); b) pequeños complejos de basamento formados por fragmentos del arco de isla colisionado (El Cardeal, Palma Picada – o El Paradero - y Pedro García); y c) la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior-Oligoceno. Además, hay que considerar las formaciones eminentemente carbonatadas del Mioceno Superior-Plioceno (Fm Los Haitises y equivalentes) y resto de formaciones cuaternarias que reposan discordante sobre todo el dispositivo anterior (Donnelly y Rogers 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves et al. 2000; Escuder-Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Braga 2010.

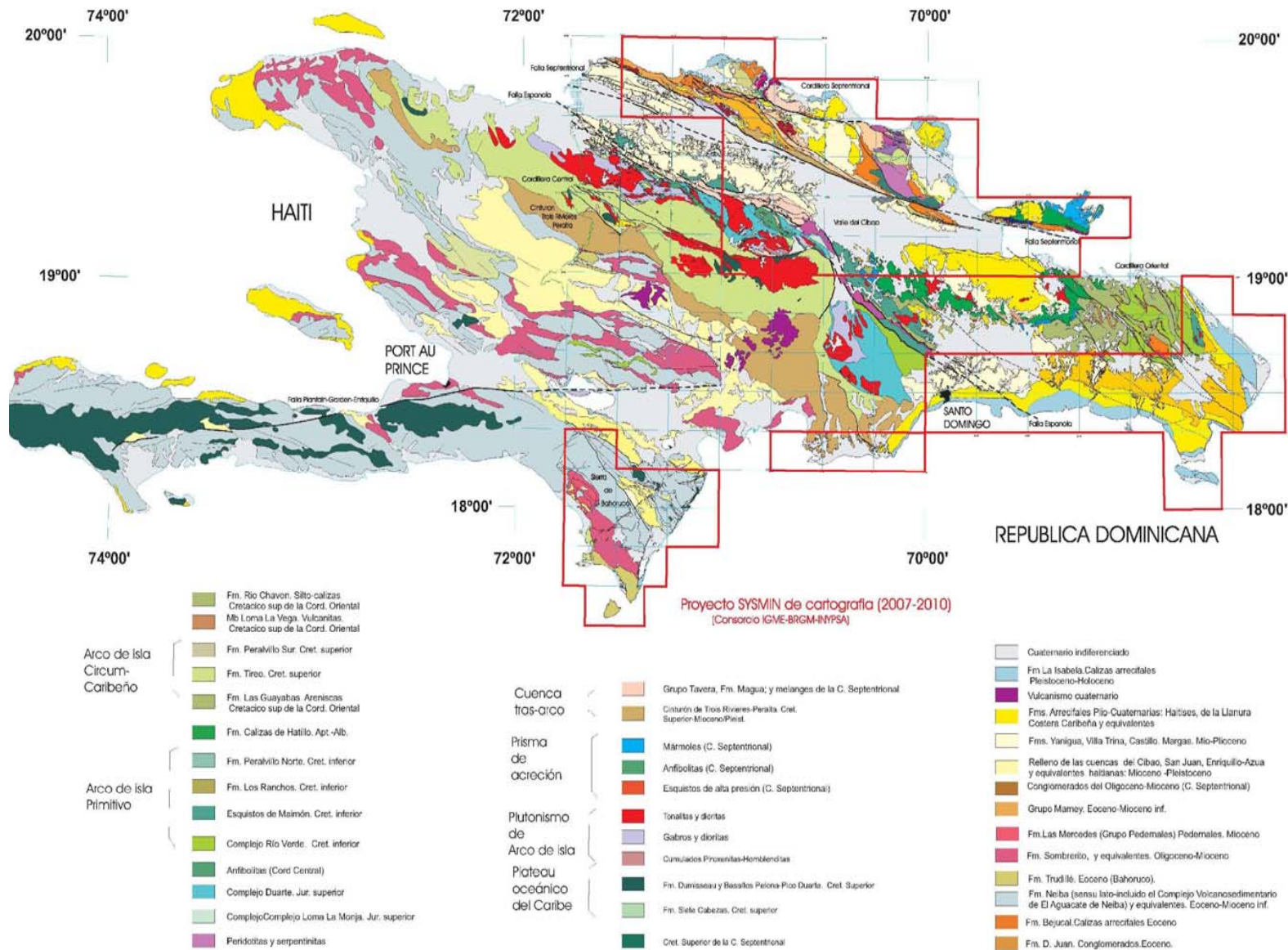
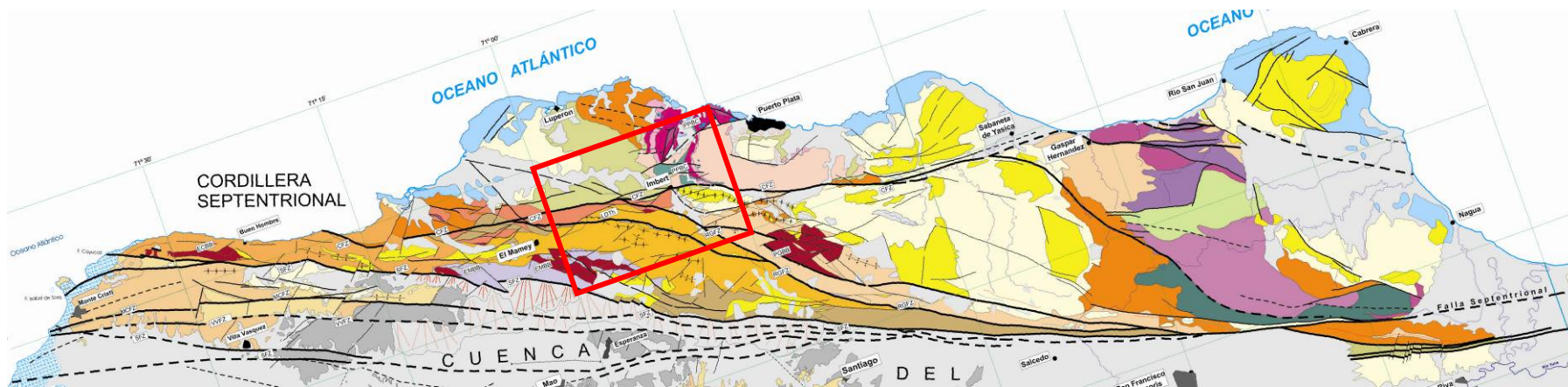


Fig. 1.3.3. Esquema geológico de La Española, actualizado de las cartografías de los Proyectos del Programa SYSMIN. Se indica el ámbito geográfico y geológico del programa SYSMIN II



LEYENDA

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Cuaternario indiferenciado | | Fm San Marcos. Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Fm. La Isabela. Pleistoceno-Holoceno | | Brechas de matriz serpentinitica |
| | Grupo Yaque del Norte. Mioceno-Plioceno | | Fm Los Hidalgos. Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Fm Los Haitises. Plioceno | | Calizas de La Isla. ¿Eoceno Inf-Medio? |
| | Fm Villa Trina. Mioceno Sup.-Plioceno | | Fm Imbert. ¿Paleoceno Sup.-Eoceno Medio |
| | Lutitas de La Jaguita y Calizas de Cuesta Blanca. Mioceno Inf.- Med | | Complejos de Pedro García-Palma Picada-El Cacheal. Cretácico-Paleógeno? |
| | Conglomerados de El Firme - Candela y La Piragua. Mioceno Inf.- Med | | Complejo de Puerto Plata. ¿Cretácico-Paleógeno? |
| | Unidad de Gran Mangle. Mioceno Inf-Medio | | Complejo de Puerto Plata. Peridotitas y serpentinitas |
| | Unidad de La Jaiba. Mioceno Inf.-Medio | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Unidad de Agua Clara. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Batolito del Río Boba: gabronoritas, gabros y tonalitas |
| | Fm Luperón. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Fm Altamira (Mbs El Limón y Pociguita). Oligoceno-Mioceno Inf. | | Unidad de Loma El Morrito |
| | Fm Altamira (Mbs Ranchete y Cañada Bonita). Eoceno Sup.-Oligoceno | | Complejo de Río San Juan. Cretácico |
| | Fm La Toca. Eoceno Sup.-Mioceno Inf. | | Anfibolitas y gneises maficos de La Cuaba |
| | | | Complejo de Río San Juan. Cretácico. Mélange serpentinitica de Jagua Clara, con bloques de eclogitas y esquistos azules |
| | | | Complejo de Río San Juan. Peridotitas serpentinizadas |

Fig. 1.3.4. Esquema geológico de la Cordillera Septentrional compilado a partir de los nuevos datos elaborados en el presente proyecto. La leyenda del sector occidental puede variar respecto a la de la Fig. 2.1.1. Para más precisión, se sugiere consultar ésta.

- ❖ En la Cordillera Oriental y en determinados puntos a lo largo del borde septentrional de la Cordillera Central aflora el arco isla primitivo del Cretácico Inferior, que incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Maimón y Amina, los cuales resultan ser petrológica y geoquímicamente equivalentes (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler et al., 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis et al., 1995, 2000, 2002; Joubert et al., 2004; Escuder-Viruete et al., 2004, 2006). El Complejo Río Verde situado estructuralmente al SO representa el arco fallado o la cuenca de trasarco adyacente al frente volcánico (Escuder-Viruete et al., 2009). En la Cordillera Oriental, la Fm Los Ranchos está estratigráficamente recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas. Esta unidad está formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta constituyen el relleno de la cuenca delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz et al., 2007).
- ❖ Un cinturón de peridotitas serpentizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis et. al, 2000, 2006; Draper et al., 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Viruete et al., 2006, 2008). El cinturón de Peridotitas de Loma Caribe aflora asociado a la zona de falla de La Española (Fig. 1.3.2 y 1.3.3), que es una de las estructuras más importante de toda la isla. Se trata de una falla de desgarre que, hasta el cese de su funcionamiento aproximadamente a comienzos del Mioceno, resolvió un gran desplazamiento lateral, aproximando y yuxtaponiendo, al menos, los distintos fragmentos litosféricos actualmente representados en las Cordilleras Central y Oriental (Hernaiz Huerta, 2006; Hernaiz Huerta *et al.*, 2008)
- ❖ Ocupando principalmente la vertiente septentrional de la Cordillera Central, se reconoce un complejo metamórfico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesto por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Viruete et al., 2008) y el Complejo Duarte (Palmer, 1979), que se interpreta como derivado de una meseta oceánica (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Montgomery et al., 1994) edificada sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery et al., 1994). El Complejo Duarte incluye picritas olivínicas y basaltos ricos en Mg geoquímica e isotópicamente similares a los magmas generados por una pluma mantélica (Lapierre et al., 1997, 1999, 2000; Escuder-Viruete et al., 2007).

- ❖ La amplia franja axial de la Cordillera Central es la principal zona de aforamiento de la secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, representada principalmente por el Grupo Tireo; está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, El Río y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas (Lewis et al., 1991, 2002; Contreras et al., 2004; Escuder-Virueite et al., 2004; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que corresponde a un magmatismo intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el Campaniense-Maastrichtiense (Escuder-Virueite et al., 2009).
- ❖ El cinturón de pliegues y cabalgamientos de Trois Rivières-Peralta ocupa fundamentalmente la vertiente sur de la Cordillera Central y en él afloran las formaciones sedimentarias del Eoceno Inferior/Medio-Oligoceno (¿y Mioceno Inferior?) que se depositaron por detrás del arco isla (cuenca trasera de arco) contemporáneamente a la colisión entre éste y el continente Norteamericano y deformaron como consecuencia de ésta (Heubeck, 1988; Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al., 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2002). La cuenca de San Juan-Azua (y parcialmente, los territorios situados al sur de éstas, incluida la cuenca de Enriquillo), están rellenas por materiales del Neógeno-Cuaternario y tiene el carácter de cuenca de antepaís respecto al citado cinturón de Trois Rivières-Peralta (Mann et al., 1991, 1999; Díaz de Neira y Solé Pont, 2002)
- ❖ En la posición más meridional del país, las sierras de Neiba, Martín García y Bahoruco, están constuidas por materiales de naturaleza eminentemente calcárea de edad Eoceno-Mioceno. Su levantamiento muy reciente, a partir del Plioceno Inferior-Medio, está relacionado con el emplazamiento en superficie de un fragmento del *plateau* oceánico del Caribe aflorante en el núcleo de la sierra de Bahoruco (y sus equivalentes en territorio haitiano, sierras de Hotte y Selle; Maurasse et al., 1979; Sen et al., 1988; Girard *et al.*, 1982) así como también, posiblemente, en el núcleo de la Sierra de Neiba (Hernaiz Huerta, 2004). Se denomina *plateau* oceánico del Caribe a un episodio de basaltos masivos oceánicos de edad Cretácico Superior que se ha identificado en sondeos y perfiles sísmicos en el sustrato de buena parte del mar Caribe y de la dorsal de Beata (Kerr et al., 2002).

La Hoja de Imbert se encuadra en el sector occidental de la Cordillera Septentrional y en ella están bien representados los principales grupos de rocas que, según se ha descrito más arriba, caracterizan este dominio, así como algunas de sus estructuras más relevantes (Fig. 1.3.4)

1.4. Antecedentes

La geología de la Cordillera Septentrional es relativamente bien conocida gracias a la suma de numerosos estudios parciales de la misma. La mayoría de ellos son estudios estratigráficos, petrológicos y estructurales generalmente acompañados de un mapa geológico que suele constituir la primera referencia cartográfica de la zona en cuestión. Aparte de los trabajos pioneros de Vaughan (1921), y de los primeros reconocimientos relacionados con la exploración petrolífera (Dohm, 1943; Beall, 1943; Bermúdez, 1949), los más destacables son la tesis de Nagle (1966) sobre la petrología y estructura del complejo de basamento de Puerto Plata (y trabajos derivados: Nagle, 1974; 1979; Bowin y Nagle, 1982; entre otros), y las de Redmond (1982) y De Zoeten (1988), enfocadas a la estratigrafía y estructura de las series terciarias del sector central de la cordillera. Más o menos coetáneas con estas últimas son: las breves referencias de Bourgois *et al.* (1982; 1983) a la estratigrafía y evolución estructural de la región de Puerto Plata; el trabajo de Eberle *et al.* (1982), que en su momento supuso una revisión de los conocimientos de la estratigrafía y estructura del conjunto de la cordillera con una atención especial a los complejos de basamento; y la parte de la tesis de Pindel (1985) realizada en el complejo de Puerto Plata encaminada a su posible correlación con complejos similares en Cuba. La tesis de Joyce (1985) sobre el complejo de rocas de alta presión de Samaná corresponde también a esta época. Un trabajo de escala local pero destacable es el realizado por Marcano y Tavares (1982) para definir las características sedimentológicas y paleontológicas de la formación arrecifal, de edad pleistocena, "La Isabela", muy extendida en la vertiente norte de la Cordillera Septentrional

En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (DGM- BRG 1991)

Con la base de los estudios anteriores, el conocimiento de la geología de la Cordillera Septentrional tuvo un notable impulso con la publicación de los trabajos recopilados en el Volumen Especial 262 de la Sociedad Geológica Americana (Mann *et al.*, 1991) que incluye una síntesis cartográfica actualizada para esa fecha (De Zoeten *et al.*, 1991). Entre ellos, la la estratigrafía, estructura y evolución geológica cenozoica de la parte occidental de la cordillera y su división en bloques separados por grandes fallas (bloques de Altamira y La Toca) se trata en Dolan *et al.*, 1991 y de Zoeten y Mann (1991); la estratigrafía y estructura del ridge de San Francisco como síntesis de trabajos previos ahí citados, en Winslow *et al.* (1991); y la estructura y desarrollo de la cuenca del Cibao (y su prolongación bajo la bahía de Samaná) y sus relaciones con la evolución de la Cordillera Septentrional, en Edgar (1991). Pindel y Draper (1991) aportan una revisión cartográfica de la zona de Puerto Plata situada al norte de la falla de Camú y a partir de ella proceden a la actualización de su estratigrafía y estructura; Draper y Nagle (1991) hacen lo mismo en la región de Río San Juan; en ambos casos hay referencias de interés sobre la posible correlación de unidades de estos dos complejos. También Joyce (1991) incluye en el citado Volumen Especial una actualización de los conocimientos del complejo de rocas metamórficas de Samaná. En esta época se publican varios trabajos de Calais y colaboradores (1989; 1992); Calais y Mercier de Lepinay, 1990; 1995) sobre la estructura del límite de placas entre Cuba y La Española. Uno de ellos (Calais *et al.* 1992) incluye una nueva propuesta estratigráfica para el sector occidental de la Cordillera Septentrional y correlaciona las principales discordancias regionales con fases de deformación.

Entre los trabajos más recientes cabe considerar los de Eriksson *et al.* (1998), sobre la estructura e historia deposicional de la cuenca del Cibao y la influencia del levantamiento de la Cordillera Septentrional en su relleno, que incluye como principal novedad un análisis de la subsidencia de esta cuenca; y la revisión de De Zoeten y Mann (1999) que amplían y refinan sus trabajos previos sobre la estratigrafía y estructura de la parte central de la cordillera. De carácter reciente son también los principales estudios de las rocas metamórficas de la cordillera (península de Samaná incluida) encaminados a determinar las condiciones P-T-t de su formación y su relación con los procesos de subducción, colisión y exhumación ocurridos entre las placas Caribeña y Norteamericana (Gonçalves *et al.*, 2000; Catlos y Sorensen, 2003; Zack *et al.*, 2004; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Krebs *et al.*, 2005; 2007; Abbott *et al.*, 2006; Abbott y Draper, 2007)

La conocida actividad neotectónica y sismicidad de la Cordillera Septentrional y del valle del Cibao tiene su primera referencia importante dentro del contexto del límite de placas, en el trabajo de Mann *et al.* (1984), y posteriormente, en algunos de los trabajos ya citados de Calais y colaboradores. Más recientemente, el Volumen Especial (Nº 326) editado en 1998 por la Sociedad Geológica Americana (Dolan y Mann 1998) y la *Penrose Conference* de 1999 en Puerto Plata (Mann, 1999), suponen una puesta al día en esta materia. Estos estudios se han visto reforzados por datos concretos del desplazamiento relativo entre las placas Caribeña y Norteamericana obtenidos mediante GPS (De Mets *et al.*, 2000) los cuales, por otra parte han permitido constatar el movimiento diferencial de bloques o “microplacas” dentro de la propia isla, entre ellos el correspondiente a la propia Cordillera Septentrional (Mann *et al.*, 2002).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Introducción

La Cordillera Septentrional está formada por unos conjuntos de rocas volcano-plutónicas y metamórficas de diferentes características y orígenes y edad aproximada Cretácico-Paleógeno Inferior? que constituyen el sustrato de amplias cuencas sedimentarias esencialmente paleógenas dispuestas discordantes sobre ellos (Fig. 1.3.4). Se reconocen, por un lado, complejos formados mayoritariamente por rocas metamórficas de alta presión (o que incorporan este tipo de rocas en cortejos olistostrómicos o melanges) acompañadas por rocas plutónicas y volcánicas, que se sitúan al norte de la falla de Camú (Complejo de Puerto Plata), y de la falla Septentrional (Complejo de Río San Juan), Nagle, 1966, 1974, 1979; Bowin y Nagle, 1982; Draper y Nagle, 1991; Pindell y Drapper, 1991); y complejos de rocas ígneas, volcánicas y plutónicas, en gran parte derivadas de procesos vulcanosedimentarios, sin metamorfismo ni presencia de rocas de alta presión, situados entre la falla de Camú y la falla Septentrional (complejos de El Carcheal, Palma Picada - o El Paradero - * y Pedro García), (Eberle et al., 1982; Muff y Hernández, 1986; Zoeten y Mann, 1991 Calais et al., 1992).

Estas diferencias en el sustrato dieron lugar a una primera división de la parte occidental de la Cordillera Septentrional en bloques, propuesta por de Zoeten (1988), y seguida por de Zoeten y Mann (1991, 1999), en la que se definen tres bloques diferentes, denominados bloque de Altamira, bloque de La Toca y bloque de Puerto Plata, separados por dos zonas de falla de entidad regional (zonas de falla de Camú y Río Grande) (Fig. 2.1.1). Además de su posición sobre sustratos diferentes en cada bloque y de la delimitación de éstos por fallas, dichos autores también argumentaron supuestas diferencias petrológicas, estratigráficas y sedimentológicas en las unidades sedimentarias de cada bloque para distinguir y nombrar algunas formaciones que en la realidad son muy similares, dando lugar a una terminología estratigráfica amplia pero que en la práctica puede resultar confusa.

* El *complejo Palma Picada* puede ser referido también como *complejo de Paradero* en esta memoria

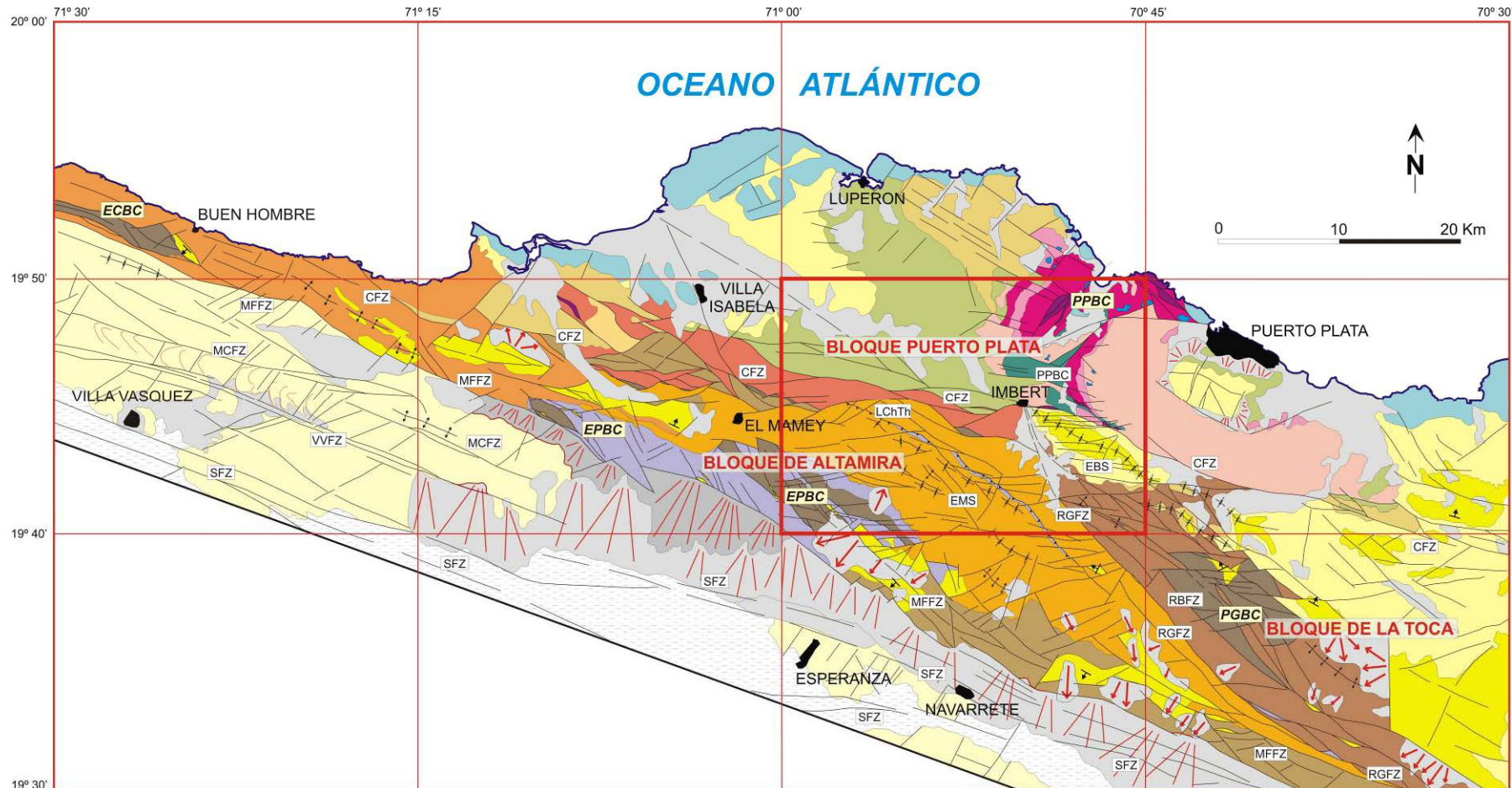
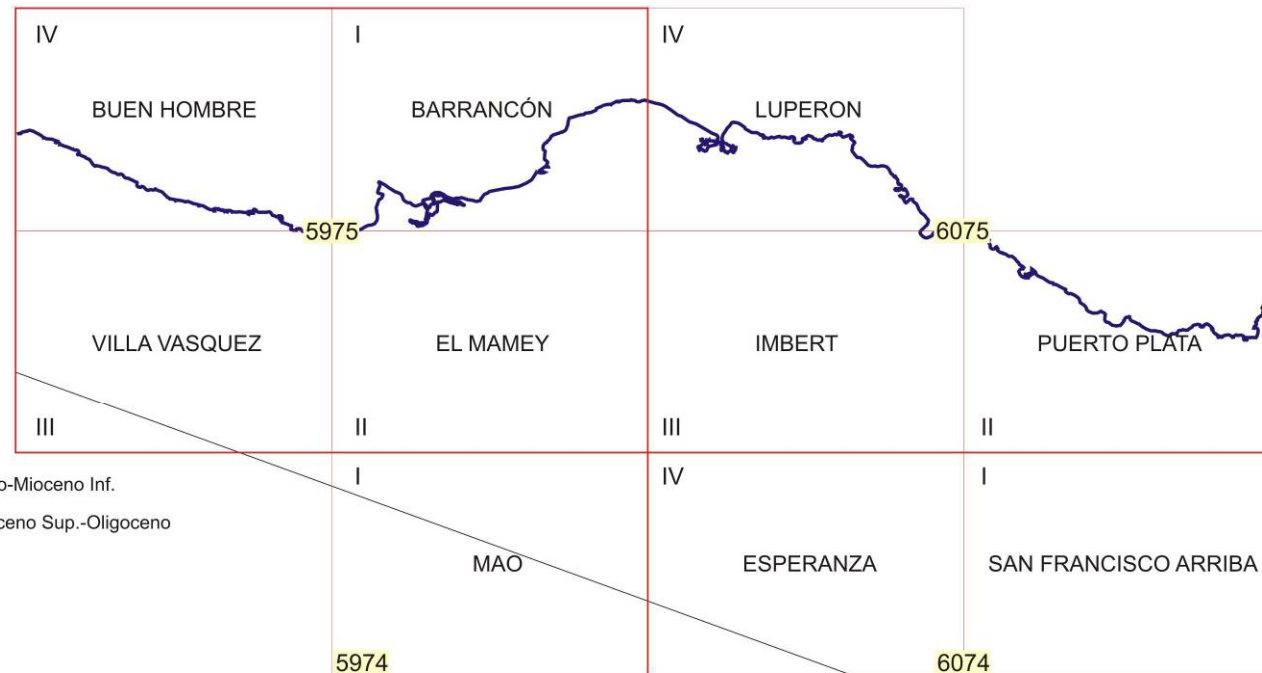


Fig. 2.1.1. Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional con la situación de la Hoja de Imbert. Se incluyen los nombres de los bloques, complejos de basamento y principales estructuras citados en esta memoria, buena parte de ellos derivados o adaptados de Dolan *et al.*, 1991; De Zoeten y Mann, 1991; 1999; y Mann *et al.*, 1998)

LEYENDA

- Otros depósitos cuaternarios
- Deslizamientos. Holoceno
- Aluvial Río Yaque del Norte. Holoceno
- Abanicos aluviales recientes. Holoceno
- Abanicos aluviales antiguos. Pleistoceno
- Fm. La Isabela. Pleistoceno-Holoceno
- Grupo Yaque del Norte. Mioceno-Plioceno
- Fm Los Haitises. Plioceno
- Fm Villa Trina. Mioceno Sup.-Plioceno
- Unidad de Gran Mangle. Mioceno Inf.-Medio
- Unidad de La Jaiba. Mioceno Inf.-Medio
- Unidad de Agua Clara. Eoceno Sup.-Mioceno Inf.
- Fm Luperón. Eoceno Sup.-Mioceno Inf.
- Fm Altamira (Mbs El Limón y Pocilguita). Oligoceno-Mioceno Inf.
- Fm Altamira (Mbs Ranchete y Cañada Bonita). Eoceno Sup.-Oligoceno
- Fm La Toca. Eoceno Sup.-Mioceno Inf.
- Fm San Marcos. ¿Paleoceno?-Eoceno
- Brechas de matriz serpentinitica
- Fm Los Hidalgos. Eoceno
- Calizas de La Isla. Edad incierta ¿Paleógeno Inf.?
- Fm Imbert. ¿Paleoceno?-Eoceno
- Complejos de Pedro García-Palma Picada-El Cacheal. Cretácico-Paleóg. Inf.
- Complejo de Puerto Plata. ¿Cretácico-Paleógeno?
- Complejo de Puerto Plata. Peridotitas y serpentinitas



ESTRUCTURAS PRINCIPALES:

- MFFZ: Zona de falla del Frente Montañoso
- MCFZ: Zona de falla de Monte Cristi
- VVFZ: Zona de falla de Villa Vázquez
- SFZ: Zona de falla Septentrional (trazas activas)

- CFZ: Zona de falla de Camú
- RGFZ: Zona de falla de Río Grande
- RBFZ: Zona de falla del Río Bajabonico
- LChTh: Cabalgamiento de La China
- EMS: Sinclinorio de El Mamey
- EBS: Sinclinal de Loma El Brinco

COMPLEJOS DE BASAMENTO:

- PPBC: Complejo de Puerto Plata
- ECBC: Complejo de El Cacheal
- EPBC: Complejo de Palma Picada/El Paradero
- PGBC: Complejo de Pedro García

Fig. 2.1.1 (continuación)

La terminología de bloques puede resultar útil en la descripción de la estructura regional, pero su uso es cuestionable con fines estratigráficos, sobre todo si conlleva implicaciones genéticas. Para las rocas de los sustratos pre-Eocenos (también denominados de manera genérica *complejos de basamento*), tiene sentido la mencionada separación entre los complejos con rocas de alta presión (Samaná, Rio San Juan y Puerto Plata) y los complejos volcánicos y vulcanosedimentarios no metamórficos (El Cacheal, Palma Picada - o el Paradero - y Pedro García), por la diferente procedencia y origen de sus materiales. Sin embargo, durante el Paleógeno (y el Neógeno inferior) las cuencas sedimentarias desarrolladas sobre estos bloques tienen una cierta homogeneidad estratigráfica, al menos en los bloques de Altamira y La Toca, que justifica la propuesta de un nuevo esquema estratigráfico de la Cordillera Septentrional basado en *sectores* (ver Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto). En todos los sectores considerados, la sucesión estratigráfica se ha establecido con los mismos criterios, intentando la mayor correlación entre unidades, resultando en sucesiones distintas en el detalle aunque secuencialmente parecidas, que se relacionan bien con la evolución general de la cordillera.

En el esquema estratigráfico de la mitad occidental de la cordillera (Fig. 2.1.2) donde se encuadra la Hoja de Imbert, se han considerado dos sectores: *el sector de El Mamey-Altamira-La Toca*, que básicamente agrupa los bloques de Altamira y la Toca de de Zoeten (1988) y de Zoeten y Mann (1991, 1999) y da mayor relevancia a la zona de El Mamey, donde se han identificado formaciones (algunas de nueva denominación) de gran importancia para el conocimiento de la evolución de la cordillera; y el sector de Imbert-Puerto Plata, que coincide completamente con el referido bloque de Puerto Plata.

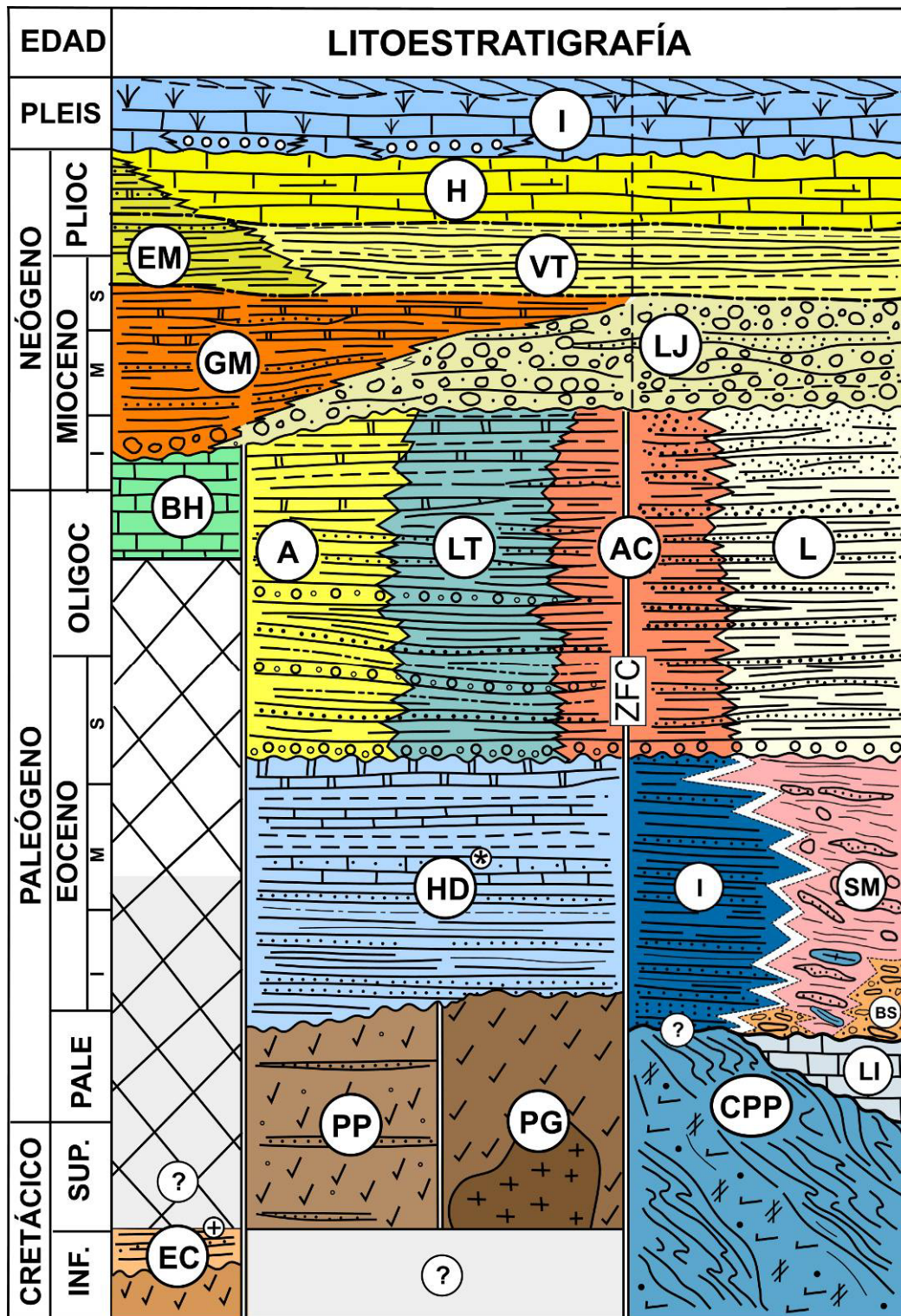


Fig. 2.1.2. Esquema estratigráfico para la mitad occidental de la Cordillera Septentrional propuesto en el presente proyecto: Abreviaturas: (I), Fm La Isabela; (EM), Und El Morro; (H), Und Los Haitises; (GM), Und Gran Manglé; (LJ), Und La Jaiba; (BH), Und. Buen Hombre; (A), Fm Altamira; (LT), Fm La Toca; (AC), Und Agua Clara; (L), Fm Luperón; (HD), Fm Los Hidalgos; (SM), Fm San Marcos; (BS), Brechas serpentiniticas; (IB), Fm Imbert; (EC), Und El Cacheal; (PP), Complejo de Palma Picada; (PG); Complejo de Pedro García; (CPP); Complejo de Puerto Plata; (RSJ); (ZFC), zona de falla de Camú

Sector de El Mamey-Altamira-La Toca

Con unos límites norte y sur bien definidos por las fallas de Camú y Septentrional, respectivamente, su enlace por el este con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández queda cubierto bajo extensos afloramientos de materiales del Mioceno Superior-Plioceno de las Fms. Villa Trina y Haitises, lo que dificulta la correlación estratigráfica entre ambos. Los materiales más antiguos, con una edad Cretácico-Paleógeno inferior, afloran en tres complejos de sustrato o basamento, de reducidas o medianas dimensiones, constituidos mayoritariamente por rocas volcánicas o volcanosedimentarias y rocas plutónicas subordinadas; son, de oeste a este los complejos de El Cacheal, Palma Picada – o el Paradero - y Pedro García (Eberle et al., 1982; Muff y Hernández, 1986; Zoeten y Mann, 1991 Calais et al., 1992). Estos complejos comparten características petrológicas y estratigráficas, similar signatura geoquímica de tipo arco de isla y el mencionado rango de edad, más o menos bien acotado en la parte superior por la edad de la formaciones suprayacentes y con más incertidumbres en la parte inferior. El complejo de El Carcheal es el único de los tres en el que ha sido determinado el Cretácico Inferior (con Amonites, Bernardez, 2004); dataciones absolutas realizadas en el transcurso de este proyecto en una misma muestra de esta unidad han arrojado edades promedio de $122,7 \pm 0,3$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; roca total) y $90,9 \pm 0,5$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; dos fracciones de zircón magmático primario). En el caso del complejo Palma Picada, tres dataciones absolutas obtenidas también en el transcurso del proyecto han arrojado edades de 64.26 ± 0.96 (Ar/Ar en Hbl;*plateau*), $50,4$ (Ar/Ar en Hbl;*plateau*) y 49.74 ± 0.47 Ma (Ar/Ar roca total;*plateau*), lo que en conjunto obligaría a ampliar el intervalo de edad de esta unidad hasta el Eoceno Inferior. Igualmente, otras tres dataciones del mismo origen obtenidas en el complejo de Pedro García, dan edades muy uniformes (todas Ar/Ar en Hlb; *plateau*) de 49.8 ± 2.9 , $47,3 \pm 0,6$, y $46,3 \pm 2,4$ Ma, confirmando una edad más moderna también para este complejo.

Sobre el complejo de Palma Picada – o de Paradero - aflora, a modo de cobertera de éste, la Fm Los Hidalgos (Fig. 2.1.2) que, constituida por calizas micríticas, tufitas y grauvacas incluye la serie de Pozo Prieto de Calais *et al.*, (1992). Se le asignaba una edad aproximada Paleoceno-Eoceno Inferior (Eberle et al., 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999), pero según las dataciones por foraminíferos obtenidas en la propia formación y las dataciones absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada infrayacente, ésta se debe reajustar mejor al intervalo Eoceno Inferior-Eoceno Medio (o incluso, parte del Superior?)

Por encima de los complejos volcánico-plutónicos de basamento mencionados (y en su caso, de la Fm Los Hidalgos) se encuentran discordantes diversas unidades de carácter turbidítico que se desarrollaron en el intervalo Eoceno superior-Mioceno inferior. Estas unidades se han denominado de diversas formas en los trabajos previos y fundamentalmente corresponden a las formaciones Altamira (Redmond, 1982), Las Lavas (de Zoeten y Mann, 1991) y La Toca (Redmond, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999). La cartografía en conjunto de todas estas unidades, y su estudio litoestratigráfico y sedimentario, han propiciado una reorganización de su estratigrafía que se justifica en el correspondiente *Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Proyecto* y se sigue en este capítulo. Consiste en lo siguiente: se mantiene la Formación Altamira en la acepción original de de Zoeten (1988), en de Zoeten y Mann (1991 y 1999), que incluye un miembro basal conglomerático (miembro Ranchete) y un miembro de alternancia de areniscas, lutitas y conglomerados (miembro Cañada Bonita). Por encima de la Fm. Altamira, de Zoeten y Mann (1991; 1999) definen la Fm Las Lavas, que dividen también en dos miembros, un conglomerado basal con calcarenitas (miembro El Limón) y un miembro superior de alternancia de areniscas, lutitas y calcarenitas (miembro La Pocilguita). Como se explica en el *Informe estratigráfico y sedimentológico del Proyecto*, las características litológicas de los materiales de la Fm. Las Lavas son equivalentes a las de la Fm. Altamira. Además, no se ha podido demostrar la existencia de una discordancia entre ambas formaciones, como sugieren de Zoeten y Mann (1991), puesto que a lo largo de toda la sucesión existen distintos niveles de conglomerados y de calcarenitas que se interpretan como megacapas y en realidad corresponden a eventos de depósito dentro de la cuenca cuya base es marcadamente erosiva. Por esta razón, en la nueva terminología los materiales de la Fm. Las Lavas se incluyen de manera general dentro de la Fm. Altamira, y solamente en aquellas zonas donde los miembros de El Limón y La Pocilguita son cartográficamente diferenciables (principalmente en la Hoja de Esperanza), se mantiene su denominación como miembros de la Fm. Altamira, respetando la nomenclatura original de Zoeten y Mann (1991).

La Fm. Altamira se extiende desde de la transversal de El Mamey hacia al sureste, hasta la zona de falla de Rio Grande (Fig. 2.1.1). Al este de esta zona de falla, es sustituida por la Fm. La Toca (Redmon, 1982), que es una formación equivalente desde el punto de vista sedimentario, compuesta, como la anterior, por una alternancia de areniscas, lutitas y niveles de conglomerados. Su definición se debe también a de Zoeten y Mann (1991, 1999) quienes la diferenciaron de la anterior por la distinta composición petrográfica de las

areniscas y los conglomerados, hecho que evidencia otra area fuente pero parece insuficiente por sí sólo para justificar la separación de dos formaciones tan similares en su aspecto de campo. Aún así, por razones prácticas se ha preferido mantener en el esquema estratigráfico las dos unidades, con un límite bien marcado a la escala cartográfica por la falla de Río Grande, pero en realidad impreciso (¿o inexistente por cambio de facies?) a la escala de afloramiento.

En el extremo occidental de este sector de *El Mamey-Altamira-La Toca*, hacia el oeste de la transversal de El Mamey existen importantes diferencias en la estratigrafía, por primera vez recogidas en la cartografía de la cordillera (ver Hoja de El Mamey): la Fm. Altamira desaparece por completo bajo la acción erosiva de una nueva unidad turbidítica, la Unidad del Gran Manglé, de edad Mioceno Inferior-Superior (Calais et al., 1992), que se llega a apoyar sobre el complejo de El Carcheal y constituye la unidad cartográfica más representada en el extremo occidental de la Cordillera Septentrional (Fig. 2.1.1).

Discordante sobre todas las unidades precedentes se encuentran sedimentos marinos de edad Mioceno superior a Plioceno que tras una transgresión generalizada muestran una evolución regresiva, desde materiales margosos con fauna pelágica agrupados en la Fm. Villa Trina, a diversos sistemas de plataformas carbonatadas someras que se han encuadrado dentro de la Fm. Los Haitises (Figs. 2.1.1 y 2.1.2). Estos materiales, o sus equivalentes, llegaron a cubrir prácticamente toda la Cordillera Septentrional, y se han mantenido en amplios afloramientos de su mitad oriental o en afloramientos más restringidos y frecuentemente pinzados por fallas, de su mitad occidental (Fig. 2.1.1). El ciclo regresivo se completó con el depósito de la Fm. La Isabela durante el Pleistoceno (Marcano y Tavares, 1982), circunscrita a la franja litoral y con características arrecifales muy similares a la Fm. Los Haites.

Sector de Imbert-Puerto Plata

Se refiere a los territorios situados al norte de la Camú y coincide en su totalidad con el bloque de Puerto Plata. En este sector, la posición estructuralmente más baja, a modo de sustrato o basamento (*) del resto de las formaciones, está ocupada por el complejo (de basamento) de Puerto Plata (CBPP, o PPBC según sus iniciales anglosajonas) (Fig. 2.1.1). Conforme a su definición original de Pindel y Draper (1991), que se sigue en esta memoria,

(*) En esta memoria se utilizan estos dos conceptos como sinónimos, sin implicaciones genéticas

este complejo consiste en un cortejo más o menos organizado de bloques intensamente fallados de peridotitas masivas o serpentinizadas, cumulos de ultramáficos/piroxenitas y gabros, y una sucesión de rocas volcanoclásticas, basaltos y andesitas que se agrupan en la Fm Los Caños (Nagle, 1979). Estas rocas tienen un metamorfismo de bajo grado y ausencia de fábrica deformativa generalizada. Con esta litoestratigrafía y por su asociación con formaciones caóticas que incorporan fragmentos de rocas de alta presión (ver a continuación), el complejo de basamento de Puerto Plata se ha interpretado preferentemente como un fragmento de corteza oceánica de la subducida placa Norteamérica, que habría sido exhumada como una melange o complejo desmembrado (Nagle 1979; Bowin y Nagle, 1982; Eberle et al., 1982; Pindel, 1985; Pindel y Draper, 1991). Sin embargo, los análisis geoquímicos realizados en este trabajo, tanto en muestras de gabros como de algunos términos de la Fm Los Caños, indican una signatura geoquímica del tipo arco de isla (AIT, *island arc toleites*) similar a la obtenida en los complejos vulcano-plutónicos del sector de El Mamey-Altamira-La Toca y comparables a las de otras rocas bien caracterizadas en La Española como arco de isla (p.e. Fm Los Ranchos). La edad más moderna de este complejo viene acotada por la de la Fm Imbert suprayacente y es consistente con algunas de las dataciones absolutas obtenidas en muestras de gabros del complejo, por ejemplo 50 ± 8 Ma (Ar/Ar en Hbl; *plateau*) y no tanto con otras que resultan más recientes, $35,8 \pm 8,1$ Ma (Ar/Ar en Plg; *plateau*) que la edad de esta formación. Dos dataciones absolutas en la Fm Los Caños dan un rango de edad entre 81 y 91 Ma (Ar/Ar en Hbl; *plateau*) correspondiente al Cretácico Superior; y una intrusión de leucogranitos en La Fm Los Caños de este complejo ha arrojado una cifra de 95.4 ± 1.2 Ma (Ar/Ar; *plateau*) que sugieren una edad más antigua para al menos una parte de la misma, si bien este dato no excluye que en su conjunto esta formación pueda llegar al Paleoceno.

La formación sedimentaria más antigua reconocida como tal en este sector es la Fm. Imbert (Fig. 2.1.2), en la que su contenido micropaleontológico data bien el Eoceno y posiblemente, el Paleoceno (Nagle, 1979; Pindel y Draper, 1991). Consiste en una sucesión bien estratificada de areniscas volcanogénicas, y tufitas (algunas puzolánicas) con intervalos de brechas y debris. Estos últimos incorporan fragmentos de peridotitas serpentinizadas, bloques de rocas volcánicas y plutónicas similares a las identificadas en el complejo de basamento de Puerto Plata y también algún bloque (exótico) de naturaleza metamórfica. La Fm. Imbert también presenta una cierta desorganización interna y aunque en el campo no se llega a observar ningún contacto, se considera que se depositó discordante sobre el PPBC, fosilizando su exhumación.

El mapa geológico de la Hoja de Imbert reconoce por primera vez una unidad de brechas serpentínicas con rango cartográfico que se distribuye principalmente de forma periférica al complejo de Puerto Plata, pero también en diversos afloramientos dentro de él (Fig. 2.1.1). La unidad está formada por fragmentos y bloques de peridotitas serpentinizadas inmersas en una abundante matriz de esta misma composición, e incluye bloques de las Fms. Los Caños e Imbert así como otros bloques exóticos de origen desconocido. En el límite SE del complejo próximo a la falla de Camú hay una concentración particularmente alta de bloques exóticos derivados de rocas metamórficas (esquistos verdes, anfibolitas, mármoles, e incluso esquistos azules) que no tienen representación cartográfica en áreas próximas, lo que sugiere una procedencia desde niveles profundos relacionados con la zona de subducción, quizá canalizados a favor de la mencionada zona de falla. El contacto basal de esta unidad con las rocas del CBPP está generalmente fallado y es difícil de observar en el campo pero las pautas cartográficas sugieren que es una discordancia. Los afloramientos de las brechas serpentínicas muestran una amplia variedad de organización interna caótica, pero en su mayoría muestran evidencias de retrabajamiento sedimentario.

En el borde oriental del complejo las brechas serpentínicas son a su vez la base de un complejo de tipo olistostrómico ampliamente representado en la región, la Fm San Marcos (Nagle, 1966, 1979) (Fig. 2.1.1 y 2.1.2). El olistroma incluye bloques similares a los observados en las brechas serpentínicas y bloques y olistolitos derivados del PPBC y, principalmente, de la Fm Imbert. A falta de dataciones paleontológicas fiables, la edad de la Fm San Marcos ha sido objeto de continua discusión, en buena parte producida por una posición estratigráfica muy dudosa y controvertida (ver resumen en Pindel y Draper, 1991 y la discusión planteada por estos autores). De acuerdo con las relaciones anteriormente descritas, en el presente trabajo se considera que las brechas serpentínicas y el olistostroma de San Marcos son en general suprayacentes, pero también coetáneas y lateralmente equivalentes a la Fm Imbert (Fig. 2.1.2). Esta interpretación está apoyada por una buena datación micropaleontológica obtenida en este proyecto en una muestra de margas arenosas bioclásticas autóctonas (ver apartado correspondiente en este capítulo), en la que por primera vez se ha determinado el Eoceno Medio en esta formación.

Una unidad también muy controvertida son las calizas de La Isla. Su aparente posición estratigráfica sobre distintas unidades del complejo de basamento de Puerto Plata, las brechas serpentínicas o el olistostroma de San Marcos y su inclusión dentro de estas dos últimas formaciones como olistolitos, bloques de distinto tamaño e incluso fragmentos

centimétricos, es también objeto de discusión, sobre todo si se tiene en cuenta que su naturaleza somera (¿arrecifal?) pudiera estar relacionada con la completa emersión del complejo de basamento (y/o unidades relacionadas antes descritas), y por tanto su edad, de momento no determinada, sería clave para la datación de este evento.

La siguiente unidad en la sucesión estratigráfica de este sector, supuestamente discordante sobre las anteriores (aunque casi nunca se llegan a observar los contactos), es la Fm. Luperón (Nagle, 1979) (Fig. 2.1.2)). Está constituida por una alternancia de areniscas turbidíticas, lutitas y margas, con esporádicos niveles de calcarenitas y conglomerados. Tiene una edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior bien determinada en este proyecto y trabajos previos (Nagle, 1966; 1979; Bourgois *et al.*, 1982) y por tanto es coetánea a la Fm Altamira del sector de El Mamey-Altamira-La Toca. La Fm Luperón presenta regionalmente una amplia variabilidad de facies, tanto en la vertical como lateralmente. En el sector de Villa Isabela (Hoja de El Mamey) se ha diferenciado y definido por primera vez en este proyecto un equivalente lateral, la unidad de Agua Clara (Figs. 2.1.1. y 2.1.2), con representación en las Hojas de Imbert y El Mamey, que se sitúa en posición cartográfica más meridional, e intermedia entre la Fm. Luperón y la Fm. Altamira.

En un nivel estratigráfico superior aproximadamente equivalente al que ocupa la unidad del Gran Manglé del sector de El Mamey-Altamira-La Toca, en el sector de Imbert-Puerto Plata se ha cartografiado y definido una nueva unidad que aparece discordante sobre las Fms. Luperón y Agua Clara. Se trata de la unidad de la Jaiba (Figs. 2.1.1) que toma su nombre de la localidad tipo situada en la Hoja de El Mamey, pero también está bien representada al este de Luperón, en el límite de las hojas de Luperón e Imbert y al sureste de Puerto Plata (Fig. 2.1.2). Su litología es fundamentalmente conglomerática, aunque con frecuentes niveles de arenas poco consolidadas y de tonos anaranjados, muy similares a las que presenta la Fm. Luperón, lo que ha propiciado que en trabajos previos fuera incluida dentro de esta unidad. Por métodos indirectos se le asigna una edad Mioceno Inferior-Medio y junto con la unidad del Gran Manglé conforma una última secuencia estratigráfica que mantiene relativas diferencias entre sectores, previa a la homogenización definitiva que supone la transgresión del Mioceno Superior- Plioceno, representada por las Fms Villa Trina y Villa Trina. Los materiales pertenecientes a este último ciclo, representados mayoritariamente por las margas de cuenca de la Fm Villa Trina, se distribuyen en amplios afloramientos al sur de Luperón y de Puerto Plata. Sobre ellas, en la franja litoral se instalan los sistemas arrecifales pleistocenos de la Fm. La Isabela (Marcano y Tavares, 1982)

A continuación se presenta la estratigrafía de la Hoja de Imbert pero no estrictamente en el orden de unidades cartográficas establecido en la leyenda de la Hoja, sino agrupada según los principales intervalos cronoestratigráficos y, para los más antiguos, separadamente para los dos sectores considerados, comenzando siempre por el sector de El Mamey-Altamira- La Toca y siguiendo por el sector de Imbert-Puerto Plata.

2.2. Cretácico-Paleógeno Inferior

En este apartado se describen las rocas más antiguas representadas en la Hoja, pertenecientes a los complejos vulcano-plutónicos de Palma Picada y Puerto Plata, de edad esencialmente Cretácico-Paleoceno, así como las unidades del Paleógeno Inferior inmediatamente suprayacentes o cartográficamente relacionadas con cada uno de ellos. El complejo de Palma Picada es uno de los tres complejos de arco de isla reconocidos en el sector de El Mamey-Altamira-La Toca y junto con los otros dos (complejos de El Carheal y Palma Picada) constituyen el sustrato o basamento de este sector. Es el único de los tres con representación en la Hoja de Imbert y también el único de ellos al que se asocia una unidad suprayacente de cobertera bien desarrollada y con representación cartográfica, del Paleógeno Inferior, la Fm. Los Hidalgos. El complejo de Puerto Plata tiene una posición equivalente en el sector de Imbert-Puerto Plata situado al norte de la falla de Camú pero, con una tectonoestratigrafía más compleja que los anteriores y por su relación con unidades suprayacentes muy controvertidas, su significado ha propiciado numerosas interpretaciones.

2.2.1. Complejo de Palma Picada y unidades (del Paleógeno Inferior) relacionadas

La definición del complejo Palma Picada se debe a Eberle *et al.* (1982) y Muff y Hernández, (1986) quienes ya reconocieron su relación, según ellos intrusiva, con una unidad calcárea suprayacente posteriormente descrita por De Zoeten (1988) bajo la denominación de Fm Los Hidalgos que se ha mantenido en la mayoría de los trabajos posteriores. Calais *et al.* (1992) reconoce el carácter esencialmente volcánico no intrusivo del complejo al que denomina serie de Arroyo Caña y divide la serie calcárea suprayacente, supuestamente discordante, en tres tramos (de muro a techo, serie de Pozo Prieto, pelitas con bloques y calizas de los Hidalgos) que en su conjunto coinciden con la Fm. Los Hidalgos cartografiada en la Hoja de Imbert.

2.2.1.1. Complejo de Palma Picada. Lavas basálticas y basáltico-andesíticas masivas, brechas y tufitas (16). Cretácico-Eoceno Inferior. (K-P₂¹)

Las primeras referencias a esta unidad en el área de Palma Picada donde fue definida (Eberle et al., 1982; Muff y Hernández, 1986), e incluso otras referencias posteriores (De Zoeten, 1988; de Zoeten y Mann, 1991; 1999) indicaban que se trataba de una unidad compuesta por rocas intrusivas. Sin embargo, desde las primeras observaciones realizadas en el transcurso del presente proyecto en el área citada y en otras nuevas, se ha comprobado que las rocas de este complejo corresponden fundamentalmente a flujos volcánicos y rocas volcanoclásticas subordinadas, con una presencia muy escasa de rocas intrusivas; estas observaciones coinciden con la descripción hecha por Calais et al. (1992) en la parte occidental de complejo (serie de Arroyo Caña). Así, los cuerpos intrusivos de cierta extensión quedan restringidos al complejo de Pedro García, situado al este (Hoja de San Francisco Arriba), donde son bien visibles rocas de tipo tonalítico intruyendo en el conjunto volcánico

En la Hoja de Imbert el complejo aflora principalmente en el macizo de Loma Paradero situado en su sector SO, donde los caminos de acceso ofrecen algunos buenos puntos de observación, entre ellos los más próximos al área de Palma Picada. También se han encontrado dos nuevos afloramientos, de menores dimensiones y muy tectonizados, asociados al margen meridional de la zona de falla de Camú, uno de ellos al sur de La Cabirma, y el otro cerca del límite oeste de la Hoja en continuidad con afloramientos similares de la Hoja del Mamey. Estos afloramientos forman estrechas bandas limitadas y desplazadas por el propio sistema de fallas, teniendo una continuidad lateral apenas superior al kilómetro.

A pesar de la heterogeneidad de litologías identificadas en el complejo (basaltos, andesitas, tobas, etc.), no ha sido posible la separación cartográfica de ellas y por ello se ha representado un único término indiferenciado para todo el conjunto. Ello se debe en buena parte al alto grado de alteración de las rocas volcánicas que llegan a formar niveles de espesor métrico de arcillas rojizas con restos residuales de roca muy alterados de tonos blanquecinos, lo cual por otra parte, es característico y ayuda a diferenciar esta unidad cuando las condiciones de afloramiento son malas.

Se ha tratado de buscar la roca fresca para su análisis petrológico y geoquímico, siendo los mejores puntos de observación los situados dentro del macizo de la Loma Paradero, por ejemplo, a lo largo de los caminos que cruzan la loma por Vista Alegre y Las Alforjas hasta Palma Picada; en los caminos de acceso a la vertiente norte por la Jagua; y diversos afloramientos en el camino que recorre la cresta. El afloramiento al sur de La Cabirma es muy interesante por la asociación de litologías pero sólo se pudo visitar una vez por problemas de permisos. El afloramiento de Los Berracos es significativo sólo para la observación de la deformación asociada a la falla de Camú.

La mayoría de los afloramientos del macizo de Loma Paradero corresponden a una roca volcánica masiva de tonos pardo-verdosos o marrones con textura porfídica (o microporfídica) formada por fenocristales milimétricos o submilimétricos de plagioclasa (mayoritarios) y ferromagnesianos (subordinados) flotando en una matriz oscura afanítica y ocasionalmente vesicular. Localmente, es posible apreciar una textura fluidal definida por la elongación de los fenocristales. Petrológicamente se clasifican como basaltos o basaltos andesíticos, plagioclásicos, con olivino, orto y clinopiroxeno. Al comienzo de la bajada a Palma Picada se ha reconocido en el talud de la pista, uno de los escasos afloramientos de brechas volcánicas y tufitas, aquí bien estratificadas en niveles decimétricos, alternantes con los basaltos. Las brechas son polimícticas y están formadas por fragmentos lávicos milimétrico-centimétricos de gris-azul a verde y otros fragmentos ferruginizados o de matriz verde afanítica; se presentan muy alteradas a un compuesto sericítico-clorítico-epidótico, especialmente en venas y parches, y están cementadas localmente por carbonatos, así como espilitizadas. Se clasifican como brechas basálticas líticas espilitizadas. En el mismo afloramiento, sobre la propia pista, los basaltos están intruidos por pequeños diques y venas de rocas félsicas. En el capítulo 3 se puede consultar una detallada descripción petrográfica de los principales tipos petrológicos del complejo identificados en la Hoja.

El afloramiento de la Cabirma se ha representado por primera vez en la cartografía y es singular ya que pese a sus reducidas dimensiones y posibilidades de observación, reúne litologías muy variadas. Conforman un sigmoide de dimensiones kilométricas con dos escamas limitadas por las fallas asociadas a la zona de falla de Camú, que repiten la serie. En las rocas pertenecientes al complejo de Palma Picada se identificaron basaltos y brechas líticas similares a las descritas anteriormente y junto a ellas se muestreó un dique intrusivo subvolcánico de leucotonalita con hornblenda y biotita. Junto a estas rocas del complejo se pudieron observar (aunque no los contactos) bloques sueltos de serpentinita, un bloque de

caliza eocena muy posiblemente perteneciente a la Fm. Los Hidalgos, pinzaduras de la Fm. Agua Clara y un bloque de conglomerados y brechas de cantos de calizas (¿de la Fm Los Hidalgos?) que bien pudiera pertenecer al Mb. Ranchete de la Fm. Altamira (ver más adelante)

Hasta la ejecución de este proyecto no existían dataciones directas del complejo y la edad Cretácico Superior o Cretácico Superior-Paleoceno asignada en trabajos previos (Calais et al., 1992; de Zoeten y Mann, 1991; 1999) se ha inferido de manera indirecta por su relación con la Fm .Los Hidalgos. El contacto entre ambas unidades presenta dificultades de observación y tanto en la Hoja de Imbert como en las contiguas de El Mamey y Esperanza, todos los contactos son tectónicos, por lo que ha sido imposible establecer las relaciones estratigráficas originales. En ninguna de estas Hojas se han encontrado evidencias (bordes de reacción ni ningún otro criterio) de que las rocas del Complejo de Palma Picada intruyan en la Fm. Los Hidalgos. Más bien al contrario, en la Hoja de Imbert se intuye incluso una cierta continuidad estratigráfica entre ambos conjuntos, aunque tampoco se ha podido precisar si hay una discontinuidad mayor entre ellos.

Las tres dataciones absolutas obtenidas en el transcurso del proyecto a las que se ha hecho referencia en la introducción de este capítulo (ver también capítulo 3) han dado edades de 64.26 ± 0.96 (Ar/Ar en Hbl;*plateau*), $50,4$ (Ar/Ar en Hbl;*plateau*) y 49.74 ± 0.47 Ma (Ar/Ar roca total;*plateau*) Ma, que indican un intervalo de ocurrencia entre entre el Cretácico Superior alto y el Eoceno Inferior. Como quiera que la base o parte baja del complejo nunca aflora, de manera general se prefiere asignar el complejo a un intervalo más amplio Cretácico-Eoceno Inferior. Esta edad es consistente con la mayoría de las dataciones micropaleontológicas obtenidas en la Fm. Los Hidalgos en el ámbito de la Hoja de Imbert, que definen sin mayor precisión el intervalo Eoceno Medio-Superior.

Los análisis geoquímicos del complejo de Palma Picada realizados en el transcurso del presente proyecto (ver capítulo 3) obtienen firmas transicionales entre toleitas de arco isla (IAT), toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II y rocas calco-alcalinas, que son coherentes con las obtenidas en los otros complejos de basamento de este sector (El Charcheal y Pedro Garcia) y permite interpretarlo como una porción septentrional del gran conjunto de arco de isla de La Española generado entre el Cretácico Superior-Paleógeno Inferior, como consecuencia de los procesos de subducción entre las placas norteamericana y caribeña

2.2.1.2. Fm Los Hidalgos. Calizas micríticas laminadas y bien estratificadas, localmente nodulosas, de tonos grises y rojizos, que alternan con limolitas y tufitas mayoritariamente calcáreas (17). Eoceno Inferior y Medio (P_2^{1-2})

La Fm. Los Hidalgos fue definida por primera vez como tal por de Zoeten (1988), aunque las primeras referencias corresponden a Bermúdez (1949), quien se refirió a ella como “calizas de Los Hidalgos”, por asociación con la Fm. Abuilot de Haiti. Basándose en su relación con el complejo Palma Picada, Eberle *et al.*, (1982) la denominan, al menos a una parte de ella, como “*Prä-intrusive sales*”; y Calais *et al.* (1992) la dividen en los tres tramos mencionados en el epigrafe anterior.

Tal y como se contempla en este trabajo, la Fm. Los Hidalgos agrupa un paquete de sedimentos aparentemente depositados sobre el complejo de Palma Picada, que con una cierta variación de facies incluye calizas micríticas grises bien estratificadas en capas centimétricas frecuentemente laminadas, localmente nodulosas de tonos rojizos; y abundantes intercalaciones de tufitas. Aparentemente, la influencia volcánica es más marcada en la parte inferior de la serie, mientras que en la parte superior predominan los tramos calcáreos. Los mejores afloramientos de la Hoja se dan en Loma Paradero, y también en algunos cortes de la escama asociada al cabalgamiento de La China, entre los cuales el mejor es el del río Pérez en La China, al norte de Altamira.

En los caminos de acceso a Loma Paradero por su vertiente norte (desde Vista Alegre o Los Altos) se puede observar la relación entre las facies volcanoclásticas y las calcáreas. Los niveles volcanoclásticos corresponden a tufitas grisáceas, ocreas en alteración, estratificadas de manera difusa en niveles centimétricos y fuertemente diaclasadas, formando paquetes decimétricos a métricos en los que se intercalan niveles de calizas y limolitas calcáreas de colores grises oscuros de hasta 20 cm de espesor. Con ellos coexisten y son características unas facies nodulosas de tonos rojizos. Ocasionalmente se han observado también brechas volcánicas epicásticas. En los niveles calcáreos es habitual una laminación paralela de alta energía, y más esporádicamente, granoclasificación positiva. En la parte superior de la serie predominan los términos casi exclusivamente calcáreos, con un aspecto tableado más marcado, llegando a reconocerse varias secuencias estratocrecientes. En toda la serie, las calizas son de grano fino o muy fino (*mudstone* o *wackestone*, ocasionalmente *packstones*), con escasos foraminíferos planctónicos y radiolarios, y son habituales los colores oscuros, propios de un alto contenido en materia orgánica. En algunos niveles se ha

observado pirita. Localmente, a techo de la formación se han reconocido algunas capas de calizas bioclásticas de color crema, con gran cantidad de macroforaminíferos bentónicos. En su parte superior, la Fm. Los Hidalgos termina contra la discordancia de base de los conglomerados y brechas del Mb Ranchete, que marca el comienzo de la Fm Altamira. En el corte del río Perez, la Fm. Los Hidalgos asociada al cabalgamiento de la China aflora, también por debajo de los conglomerados de Ranchete, con unas facies mayoritariamente formadas por calizas micríticas tableadas con niveles subordinados de tufitas.

A partir del análisis sedimentológico de la unidad se puede interpretar que las calizas de esta formación son propias de ambientes marinos típicos de rampa distal, con periodos de poca oxigenación (ambientes reductores) probablemente relacionados con una circulación marina pobre. También se registra la llegada de aportes a través de corrientes de turbidez diluídas, de baja densidad. La influencia de un área volcánica cercana se manifiesta en la llegada de aportes volcánicos distales que se alternan con la sedimentación carbonática normal de manera rítmica o cíclica, indicando quizá un contexto de plataforma o rampa adosada a los edificios volcánicos. La presencia de facies más someras y mejor oxigenadas (calizas bioclásticas) en el techo de la formación, propias de zonas más internas de la rampa, indica una somerización de la unidad, que culmina con el levantamiento (y deformación) de todo el conjunto de basamento (complejo Palma Picada) y su cobertera (Fm. Los Hidalgos) y queda reflejado en la discordancia de base del ciclo superior.

En los trabajos previos ya citados, el rango de edades obtenido en dataciones micropaleontológicas de La Fm. Los Hidalgos es muy variado y difícilmente comparable entre sí por la dificultad de correlación entre las diversas series estudiadas, pero básicamente se caracterizó desde el Cretácico terminal hasta el Eoceno Superior. En las muestras estudiadas en el presente trabajo se ha reconocido fauna que permite identificar el intervalo Eoceno Medio-Superior: *Nummulites sp.*, *Discocyclusina sp.*, *Lepidocyclusina sp.*, *Heterostegina sp.*, *Operculina sp.*, *Globorotalia centralis Cushman y Bermúdez*, *Acarinina sp.*, *Globigerina sp.*, *Globorotalia sp. Trucorotaloides? sp.*, *Globigerapsis? Globigerinidos*, Textularidos, Rotalidos, Radiolarios.

Con estos datos, y teniendo en cuenta las edades absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada, así como las edades de los materiales del ciclo suprayacente, se ha optado por dar a la Fm. Los Hidalgos una edad Eoceno Inferior-Medio, considerando muy probable que alcance el Eoceno Superior.

2.2.2. Complejo de basamento de Puerto Plata y unidades (del Paleógeno Inferior) relacionadas.

Aunque el término de Complejo de basamento de Puerto Plata se debe a Pindel y Draper (1991), fue Nagle (1966; resumido en Nagle, 1979) el primero en estudiarlo y en reconocer con acierto la práctica totalidad de las litologías que lo componen (peridotitas, gabros y rocas volcánicas agrupadas en la Fm Los Caños) y también las unidades cartográficamente relacionadas. En sus posteriores interpretaciones, siempre basadas en este primer estudio, pero realizadas ya en el contexto de un modelo de Tectónica de Placas (entonces emergente), este autor coincide en identificar el área con una zona de subducción (hacia el sur) exhumada durante el periodo Cretácico-Eoceno: en la primera de ellas sugiere que junto con otros dominios de la isla (y Cuba), el área formaba parte de un cinturón metamórfico doble de alta P-baja T (Nagle, 1974), posibilidad que después descarta Bowin (1975) por la diferente edad del metamorfismo en el par propuesto (Cordillera Septentrional-Cordillera Central); posteriormente se da relevancia al carácter desorganizado del complejo y a su relación con unidades que incluyen mezcla de bloque exóticos (una parte de ellos metamórficos y de alta-P), y se interpreta todo el conjunto como una melange tectónica producida y exhumada como consecuencia de la colisión (con la plataforma de las Bahamas) durante el Eoceno (Bowin y Nagle, 1982).

Trabajos más o menos coetáneos o posteriores no hacen si no insistir sobre estas ideas. Eberle *et al.* (1982) presentan un mapa de la zona y diversas descripciones petrológicas y estratigráficas en general coincidentes con las originales de Nagle; considerando en su conjunto todos los complejos de basamento de la Cordillera Septentrional, estos autores vuelven a la idea de un doble cinturón metamórfico, identificando la banda de alta-P con los complejos de Puerto Plata y Río San Juan, y la banda de alta-T con los complejos situados al sur de la falla de Camú (Palma Picada y Pedro García). Pindel (1985) realiza una nueva cartografía de la zona y a partir de ella considera que el conjunto de rocas que conforman el complejo de Puerto Plata y otros bloques exóticos se incorporaron durante el proceso de subducción a una misma unidad o melange (Melange de Puerto Plata) cuya pasta o matriz es la Fm. San Marcos; según estos autores, esta melange fue fosilizada por la Fm Imbert pero debido a sus características litológicas funcionó posteriormente de forma diapírica dando lugar a algunos de los contactos que se observan actualmente. Es en la revisión y ampliación de este trabajo, cuando Pindel y Draper (1991) definen el complejo de Puerto Plata como basamento del resto de formaciones representadas en la zona, reconociendo su

estructura interna desmembrada derivada de los procesos de exhumación relacionados con la subducción/colisión, que consideran independientes y previos al depósito de la Fm San Marcos; en su primer emplazamiento fosilizando la exhumación del complejo, a esta unidad la consideran coetánea y parcialmente equivalente a la Fm. Imbert, pero su emplazamiento principal y definitivo lo atribuyen a procesos diapíricos y posteriores flujos laterales (similares a los propuestos para las *melanges franciscanas* de California) que sitúan en un periodo mucho más reciente (post- Mioceno) relacionado con el movimiento de la falla de Camú.

Entre todos los autores citados existe acuerdo en el carácter ofiolítico del complejo que se deduce del tipo de rocas que lo constituyen así como de su asociación directa con las mencionadas unidades de mezcla o caóticas que incorporan bloques exóticos de alta-P, los cuales sólo pueden proceder de una zona de subducción. Dentro de este carácter ofiolítico parece que existen preferencias en identificar las rocas del complejo con una asociación de corteza oceánica de la placa subducida, aunque para Pindel y Draper (1991) no está claro si su procedencia es ésta, o quizá un fragmento del basamento de la cuenca de antearco del arco de islas (circumcaribeño) representado en La Española. Otra observación de interés realizada por estos autores es la aparente ausencia (o escaso desarrollo) de un prisma de acreción en el frente de este arco.

Ante la ausencia de una sucesión estratigráfica clara y siendo todos los contactos cartográficos entre unidades por falla, una cuestión clave en la interpretación de esta región ha sido la cronoestratigrafía. Sin una datación de referencia para el conjunto de rocas que conforman el complejo de basamento propiamente dicho y una edad más o menos aceptada para la Fm Imbert de ¿Paleoceno?-Eoceno (sin mayor precisión), la controversia ha surgido en la asignación de una edad a la Fm. San Marcos (y su emplazamiento), propiciada por la ausencia de dataciones fiables y la naturaleza de sus contactos ciertamente anómalos o peculiares con el resto de las unidades, existiendo las dos opciones principales citadas anteriormente: emplazamiento durante el Eoceno, o mucho más reciente. Una interpretación alternativa realizada a partir del estudio casi exclusivo de esta formación, fue sugerida por Bourgois *et al.* (1982) quienes la consideran como una melange tectónica producida por cizallamiento horizontal y le asignan una edad del Mioceno basada en la edad de sus bloques.

Las dificultades de interpretar la evolución e historia geológica de esta región, tiene su máxima expresión en la Fm. La Isla que ya fue definida por Nagle (1966; 1979) y descrita

como calizas brechoides con algas depositada en ambientes muy someros, probablemente arrecifales; estas calizas afloran en mogotes que se disponen con relaciones de contacto inciertas respecto a distintas litologías del complejo de basamento; o respecto a la unidad de brechas serpentiniticas que a su vez la incorpora en fragmentos de distintos tamaños; o como posibles olistolitos en la Fm San Marcos; es decir, son relaciones poco claras e incluso contrapuestas, que sin una datación fiable de la formación no hacen si no contribuir a la confusión en la organización cronoestratigráfica de la región.

Como novedad respecto a estudios anteriores, en este trabajo las brechas serpentiniticas adquieren rango de unidad cartográfica con una distribución importante por el interior y en la periferia del complejo de basamento de Puerto Plata, sobre el que se suponen que reposan discordantes formando la base o parte inferior de la Fm San Marcos. Esta unidad de brechas incluye la mayoría de los afloramientos de brechas serpentiniticas citados por Nagle (1966; 1979) o por Pindel y Draper (1991), algunos considerados por estos autores simplemente como peridotitas, y otros nuevos cartografiados por primera vez en este proyecto; así como también la melange de Barrabás descrita por estos últimos autores en los parajes de Barrabás al este de Imbert y que soporta la mayoría de los bloques metamórficos de alta-P que se observan en esta zona.

A continuación se describen en primer lugar las unidades que integran el complejo de basamento de Puerto Plata (unidades N°1 a 5, y N° 8), y después, con un orden establecido a conveniencia, no del todo coincidente con el que se sigue en la leyenda del mapa, las unidades relacionadas: la Fm La Isla (unidades 6 y 7); la Fm Imbert (9 a 11), las brechas serpentiniticas (12) y la Fm. San Marcos (13 a 15)

2.2.2.1. Complejo de basamento de Puerto Plata. Peridotitas, peridotitas serpentinizadas y serpentinitas (1)

Nagle (1966; 1979) ya citó la presencia de dos tipos de peridotitas en el complejo de Puerto Plata, peridotitas masivas, más o menos serpentinizadas y en general con un alto grado de tectonización, y brechas serpentiniticas. Bajo este epígrafe se describe el primer tipo, mientras que el segundo se incluye en una unidad aparte. Las peridotitas masivas conforman una unidad volumétricamente importante dentro del complejo. Afloran *in situ*, es decir como parte integrante del complejo, principalmente en los sectores central (cerros del Gran Diablo y la Ojaldra) y septentrional (cerca de la costa, fuera de la Hoja) del mismo, en

contacto, siempre por falla (sistemas de fallas NNE-SSO o ONO-ESE), con los materiales de la Fm Los Caños o la unidad de gabros. También afloran al este de Imbert, entre Hojas Anchas y Barrabás, y en el curso alto del arroyo Corozal junto a fragmentos de la misma Fm. Los Caños y de la Fm. Imbert, todos parcialmente desmembrados del complejo por el efecto de cizallamiento de la zona de falla de Camú (pero en continuidad con él). Las peridotitas masivas también se encuentran como bloques de todos los tamaños dentro de la unidad de brechas serpentínicas (además de ser el principal constituyente de su matriz), y dentro de la Fm. San Marcos, en este caso alcanzando en algunos casos dimensiones suficientes para su diferenciación cartográfica. Por último, en la Hoja de Imbert también se ha reconocido un fragmento de peridotitas masivas, igualmente de tamaño cartográfico, asociado a la zona de falla de Camú.

En los afloramientos mencionados, la roca se presenta muy variablemente serpentizada y cizallada por los procesos metamórficos y tectónicos relacionados con su emplazamiento, pudiendo desaparecer en gran parte su textura original. En general, las observaciones indican que, a mayor grado de tectonización, mayor grado de serpentización. En estos últimos casos se presenta como una roca gris azulada, hasta blanquecina, con abundantes planos de falla y superficies estriadas por cizallamiento (y completamente transformadas a serpentina) que separan bloques alargados, frecuentemente sigmoidales, de todos los tamaños. La roca fresca es muy similar en todos estos afloramientos: roca oscura, masiva, muy densa, y fracturada en bloques de dimensiones métricas o decamétricas, formada por la acumulación de fenocristales de tonos verdosos (piroxenos y olivinos), que pueden llegar a formar un bandeo composicional, aunque también se observan texturas porfídicas con fenocristales del mismo tipo dentro de una matriz de grano fino, raramente afanítica. La roca también se puede presentar como una tectonita con una fuerte foliación plano-linear definida por la elongación y alineamiento de los fenocristales. Localmente se observan diques microgabroicos y doleríticos y Nagle (1966; 1979) cita pequeñas intrusiones de gabros isótopos y foliados rodingitizados.

Desde el punto de vista petrológico, las peridotitas del complejo de Puerto Plata corresponden a harzburgitas con espinela y dunitas, igual que las peridotitas (muy serpentizadas) que forman los fragmentos asociados a la zona de falla de Camu, respecto a las cuales no se han encontrado diferencias petrológicas significativas. En el capítulo 3 se pueden encontrar descripciones petrográficas detalladas estas litologías. Saumur et al. (2006, 2007a y b) han estudiado los diferentes afloramientos de peridotitas de los Complejos

de Puerto Plata y de Rio San Juan desde el punto de vista composicional, geoquímico y petrogenético y establecen posibles procedencias que incluyen desde cumulados ofiolíticos hidratados en el fondo oceánico o peridotitas abisales expuestas en el fondo oceánico, a peridotitas hidratadas de la cuña de manto supra-subducción (ver capítulo 3 para más detalle)

En la Hoja de Imbert, como en el conjunto del complejo, todos los contactos de las peridotitas con el resto de unidades relacionadas (unidad de gabros y la Fm. Los Caños) están fallados y por tanto no es posible observar los contactos originales. En el corte del arroyo Seco, al norte del Cerro del Gran Diablo, se ha comprobado su ocurrencia en el interior o núcleo del complejo a favor de fallas de dirección NNE-SSO, lo que permite interpretar, de acuerdo con la petrogénesis de estas rocas, una posición basal o de sustrato respecto a las otras dos unidades o al menos, respecto a la Fm Los Caños.

2.2.2.2. Complejo de basamento de Puerto Plata. Piroxenitas (2). Gabros y gabro-noritas (3)

Los gabros y gabro-noritas conforman otro grupo litológico principal del complejo de Puerto Plata y dentro de él afloran preferentemente en sus sectores más septentrionales y cercanos a la costa, sólo parcialmente representados en la Hoja de Imbert. Es en ellos donde algunas canteras próximas a la carretera principal (Hoja de Puerto Plata) permiten realizar las mejores observaciones de la unidad. No obstante, en la Hoja de Imbert existen también buenos afloramientos en los cortes más o menos continuos de la cañada La Jíbara y el arroyo la Ceiba (al SO de la bahía de Maimón), y un poco más al sur, sobre la misma alineación del Cerro del Diablo, en cortes parciales del arroyo Seco y del río Maimón. El conjunto se encuentra intensamente fracturado y como se ha mencionado anteriormente, el contacto con el resto de unidades del complejo es siempre por falla, siendo frecuente la existencia de pequeños asomos de peridotitas (no representables en cartografía) dentro de él.

En su aspecto de campo más habitual se trata de una roca meso o leucocrática, granuda (de grano medio a grueso o muy grueso) compuesta por plagioclasa (mayoritaria), ferromagnesianos (orto y clinopiroxeno) y olivino en proporciones variables, y otros minerales accesorios (espinela verde, magnetita y opacos). Por lo general presenta una estructura bandeada en la que los feldespatos y los ferromagnesianos definen una fábrica magmática planar muy marcada; los piroxenos y olivinos suelen estar alterados y

serpentinizados en tonos verde oliva. El muestreo realizado en el conjunto del complejo ha permitido diferenciar varios tipos petrológicos dentro de la misma unidad cartográfica (unidad N° 3); el volumétricamente más importante, con la composición general arriba descrita, corresponde a gabros y gabronoritas (generalmente de grano grueso) con olivino; éstos coexisten y parecen alternar con troctolitas, de aspecto más leucocrático en las que la proporción de los ferromagnesianos es muy baja o minoritaria; también se han identificado gabros anortosíticos igualmente leucocráticos, muy ricos en plagioclasa. Localmente estas litologías se han visto afectadas por un cizallamiento dúctil y retrogradación, en cuyo caso han desarrollado texturas protomiloníticas y porfiroclásticas, y reemplazamientos por asociaciones minerales típicas de la facies de los esquistos verdes. Una descripción detallada de todos estos tipos petrológicos se puede encontrar en el capítulo 3.

En los cortes del arroyo Seco y del río Maimón, se han identificado además (y separado en unidad cartográfica aparte – N° 2) sendos cuerpos de cumulos piroxénicos o gabroico-piroxénicos de espesor notable y aparente forma lentejonar en contacto por falla (o no visible) contra la unidad de gabros, las peridotitas o la Fm Los Caños. En afloramiento se reconocen por estar mayoritariamente constituidos por una roca negra o muy oscura y granuda (grano grueso o medio) compuesta por piroxenos y olivinos (wehrlitas y websteritas), con la plagioclasa como mineral minoritario o secundario. Los piroxenos y el olivino están muy frecuentemente alterados y serpentinizados, dando lugar a los tonos verdosos de la roca alterada. La textura es de cumulado con un bandeado ocasional. Localmente se ha reconocido una fábrica deformativa sobreimpuesta que las transforma a protomilonitas o milonitas. Dentro de los cuerpos cartografiados, estas piroxenitas gradúan (a la escala milimétrica-centimétrica) a los gabros y gabros troctolíticos descritos anteriormente con el aumento modal de plagioclasa.

Los análisis geoquímicos realizados en esta unidad (ver capítulo 3) revelan pautas comparables con las de las rocas volcánicas máficas encontradas en otros complejos de basamento de la Cordillera Septentrional (Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada, Fm Los Caños) con las que parecen formar una cadena o *trend* continuo y, por tanto, se deduce que están genéticamente relacionadas con ellas. Como éstas, presentan un patrón (en un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB) con elevada concentración de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb, K y Sr) y LREE, relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, típico de magmas relacionados con subducción y se interpretan

conjuntamente como derivadas del magmatismo (de arco de isla) generado por la subducción de la placa Norteamericana bajo la Caribeña.

COMPLEJO DE BASAMENTO DE PUERTO PLATA Sección litoestratigráfica sintética (idealizada)

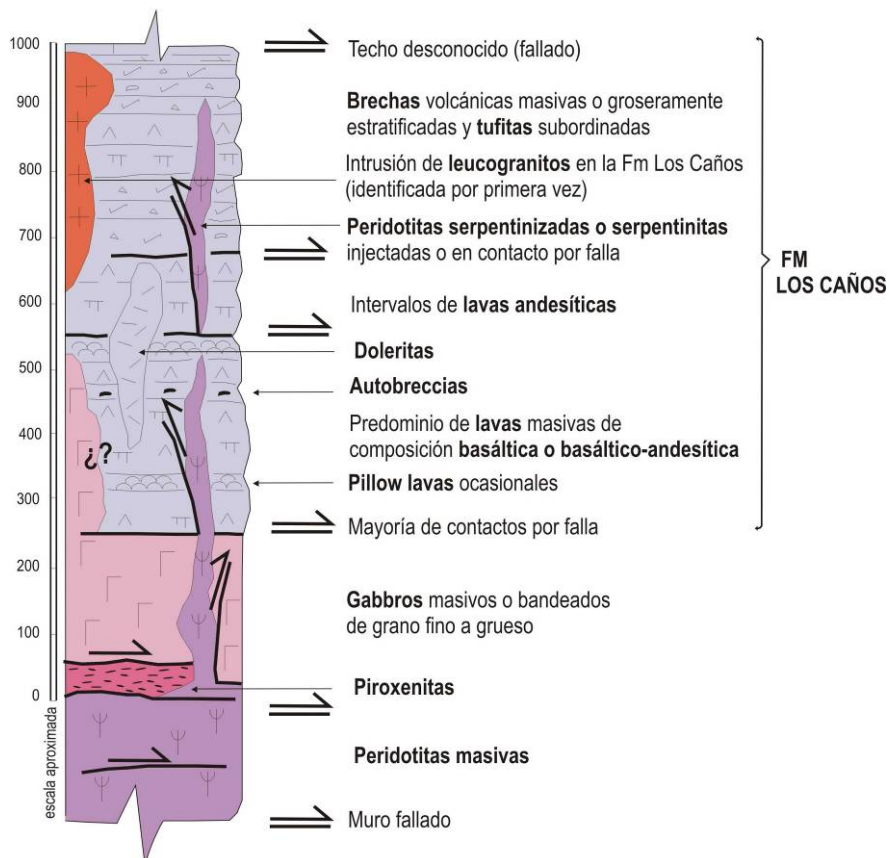


Fig. 2.2.1. Sección litoestratigráfica sintética e idealizada de las unidades que componen el Complejo de basamento de Puerto Plata como constituyentes de una corteza (y manto) de un arco de isla

Interpretadas globalmente con el resto de litologías del complejo de basamento de Puerto Plata, se puede suponer una secuencia original (de arco isla) formada por el manto peridotítico (harzburgitas y dunitas - unidad N° 1), una unidad de tránsito (transición corteza-manto) representada por las piroxenitas (unidad N° 2), y una corteza inferior constituida por los gabbros y gabronoritas bandeadas (unidad N° 3); sobre estas últimas se dispondría originalmente la Fm. Los Caños como constituyente de la corteza superior (Fig. 2.2.1)

Sin embargo, esta interpretación se ha de conciliar con las dataciones absolutas obtenidas en esta unidad. En el transcurso del proyecto se han intentado cinco dataciones absolutas en muestras de las Hojas de Luperón, Puerto Plata e Imbert de las cuales sólo tres han dado resultados relativamente fiables aunque dispares (ver capítulo 3). Las edades obtenidas son: 126,1 Ma (U/Pb, en zircones); 55 Ma (plateau; Ar/Ar en Hbl); 35,8 Ma (plateau; Ar/Ar, en Plg).

2.2.2.3. Complejo de basamento de Puerto Plata. Fm Los Caños. Lavas volcánicas de composición básica a intermedia, brechas masivas y tufitas (8). Cretácico-Paleoceno (K-P₁)

La Fm Los Caños fue definida por Nagle (1966; 1979) para englobar las rocas volcánicas de la región de Puerto Plata, que describió como espilitas y andesitas acompañadas de términos tufíticos, y la identificó como formación más antigua de la misma. Eberle *et al.*, (1982) y Pindel (1985) sin considerar la formación como tal, hicieron algunas observaciones litológicas complementarias y mencionaron pequeñas ocurrencias de sedimentos marinos en ella. Pindel y Draper (1991) la incluyeron junto con las peridotitas y los gabros como el tercer constituyente principal de su complejo de basamento. La nueva cartografía de la Hoja de Imbert muestra que esta formación es el componte de mayor extensión y volumétricamente más importante del mismo. Pese a ello, su observación en campo es ciertamente difícil por encontrarse generalmente muy alterada y, exceptuando algunas buenas exposiciones en la costa, los afloramientos se restringen prácticamente a los cauces de arroyos, resultando muy complicado su seguimiento cartográfico. En la Hoja de Imbert las mejores observaciones se han realizado en el sector al oeste del valle del río Maimón, en los cortes de los arroyos Seco y Los Chicharrones y del río Maimón, y en los caminos que atraviesan desde el cerro La Ojaldra y la loma La Moñúa hasta las aldeas de Arroyo Seco o la Subida de Carlos. En el sector al este del valle, se han podido hacer observaciones en el arroyo La Piedra y el arroyo Don Gregorio y en varios caminos de acceso a las lomas San Cristóbal y Los Tejada desde la carretera principal; y también más al sur, en distintos afloramientos cercanos a Los Silvestre y El Puerto y poco antes de llegar a Barrabás, en un pequeño arroyo que alimenta al río Obispo.

La Fm. Los Caños está formada mayoritariamente por basaltos, basaltos andesíticos y, en menor proporción andesitas, de aspecto masivo, muy fracturadas y tonos grisáceos o verdosos oscuros en corte fresco, que habitualmente afloran alteradas a típicos colores marrón oscuro u ocre, con relleno hidrotermal y/o de carbonatos en fracturas y venas. Se

trata generalmente de lavas con textura porfídica formada por fenocristales (de tamaño milimétrico) de piroxeno \pm plagioclasa \pm olivino (plagioclasa + anfíbol en las andesitas) inmersos en una matriz afanítica. En las muestras recogidas en el proyecto se han identificado los siguientes tipos petrológicos (cuya descripción detallada se incluye en el capítulo 3): basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno, basaltos con orto y clinopiroxeno, basaltos y basaltos andesíticos con clinopiroxeno y plagioclasa, andesitas con plagioclasa y hornblenda. No obstante también se han identificado rocas basálticas de textura enteramente granuda (o con mesostasia microgranuda) que podrían corresponder a diques doleríticos. En el corte del río Maimón se ha observado a la escala de afloramiento un importante paquete (>10 m) de (¿auto?) brechas formadas por bloques centimétricos a decimétricos ($<30-40$ cm) de basaltos con vacuolas rellenas de calcita flotando en una matriz de igual composición basáltica; y también en un punto de este corte se ha reconocido de manera inequívoca un nivel de pillow-lavas con *pillows* individuales del orden de 0,5 a 1 m de diámetro (Fig. 2.2.1).

Acompañando a las lavas de manera subordinada y con una distribución muy desigual en la Hoja, se han reconocido terminos volcanoclásticos formados principalmente por brechas y más localmente tufitas (Fig. 2.2.1). Las primeras afloran bien en los cortes del río Maimón, del arroyo Seco y del pequeño arroyo que confluye por el sur con el río Obispo, y más parcialmente en otros puntos del complejo, de tal manera que parecen constituyentes habituales de la formación. Son brechas constituidas por fragmentos líticos de tamaños milimétricos y centimétricos (>2 mm diámetro), de composición mayoritariamente basáltica y matriz desde afanítica a microbréchica. Texturalmente, los líticos tienen la misma composición que las facies efusivas. Localmente presentan una alteración o metamorfismo hidrotermal de tipo espilitico por contacto por aguas de procedencia marina. Las brechas pueden tener un origen principalmente piroclástico pero en el corte del río Maimón se ha podido observar una estratificación grosera y cierto retrabajamiento *in situ* que denotan un retoque sedimentario. Las tufitas son más difícilmente reconocibles por su fácil alteración. En el sector de El Puerto, Loma Los Tejada, la Subida de Carlos y algunos puntos del corte del río Maimón se han observado afloramientos puntuales formados por tufitas bien estratificadas en niveles centimétricos a decimétrico. Están formadas por fragmentos milimétricos de composición cuarzo-feldespática intermedia y están variablemente silicificadas y desvitrificadas (ver detalles petrográficos en capítulo 3).

El corte del arroyo Don Gregorio al SSO de la bahía de Maimón, tiene una asociación de facies un tanto particular que ha generado ciertas dudas respecto a su adscripción a la Fm Los Caños. Está formado por una alternancia de escala decamétrica de brechas volcánicas (mayoritarias y en las que excepcionalmente es posible reconocer una estratificación grosera hacia el N o NO) y niveles de basaltos, en ambos casos con litologías similares o muy parecidas a las reconocidas en el resto del complejo dentro de la Fm Los Caños. A mitad del corte se intercala un paquete de margas y margocalizas arenosas bien estratificadas que ha resultado contener una fauna indeterminada del Terciario, pero por encima de ellas en contacto normal, vuelven a parecer términos de brechas basálticas. Determinados tramos del corte tienen cierta semejanza con algunas facies de la Fm Imbert y se observan fragmentos de serpentinita y de brechas serpentiniticas cuya relación con el resto de la serie es incierta. A pie de esta loma en la misma carretera principal se ha identificado un afloramiento de rocas volcánicas junto con calizas y margas arenosas iguales a las observadas en el corte, que han resultado azoicas. Finalmente el afloramiento se ha asignado a la Fm Los Caños, correlacionando estos términos sedimentarios con los reconocidos por Eberle et al (1982) y Pindel (1985) en otros puntos del complejo, que se localizarían en la parte alta de la unidad; no obstante, no se descarta que puedan ser unas facies particulares de la Fm Imbert.

Por su elevada tectonización y práctica ausencia de estratificación es difícil estimar el espesor de la Fm Los Caños; de la construcción de los cortes geológicos se deduce que puede ser superior a los 1000 m. La edad de la formación tampoco está determinada con precisión. Hay una datación directa de Bourgois *et al.* (1982) en el cemento micrítico que empasta unas pillow-lavas, en la que se determina el Cretácico Inferior (pre-Aptiense). Dos dataciones absolutas obtenidas en muestras de andesitas porfídicas tomadas en la vecina Hoja de Puerto Plata, arrojan edades que oscilan entre de 81 a 91 Ma (Ar/Ar en Hbl). De manera indirecta hay que considerar las dataciones de los gabros mencionadas en el apartado anterior; la edad Cretácico superior obtenida en la intrusión de leucogranitos (ver el siguiente apartado); y, por su puesto, la edad fundamentalmente eocena de la Fm Imbert que marca su límite temporal superior. Con todos estos datos, en este trabajo la Fm. Los Caños se ha asignado a un intervalo amplio Cretácico-Paleoceno, siendo muy posible que en ella estén representados tanto el Cretácico Inferior como el Cretácico Superior.

Respecto a su interpretación genética, los análisis geoquímicos realizados en este proyecto (ver capítulo 3) indican dos tendencias, una toleítica rica en Fe y la otra calco-alcalina pobre

en Fe, correspondiendo siempre a magmas de tipo subducción; en los diagramas de discriminación paleotectónica las rocas de la Fm. Los Caños presentan ciertas similitudes con las rocas toleíticas y calco-alcaldas de otros complejos de basamentos vecinos (El Cacheal, Complejo Palma Picada y la Fm Los Ranchos). En un contexto regional se puede interpretar que el vulcanismo de la Fm Los Caños deriva de los procesos magmáticos relacionados con la subducción de la placa Norteamericana bajo la Caribeña.

2.2.2.4. Complejo de basamento de Puerto Plata. Leucogranito con hornblenda y biotita (5)

En la Loma Los Tejada, con un buen acceso por el camino que sube desde la carretera principal a la Loma de Las Bestias, se ha reconocido y cartografiado por primera vez en esta región un cuerpo de reducidas dimensiones (0,25 km²) de leucogranitos de grano grueso con hornblenda y biotita que intruye en las rocas basálticas y tuffíticas de la Fm. Los Caños. El cuerpo se reconoce bien por su aspecto leucocrático y granudo y composición general tonalítica observándose muy desmenuzado (por alteración típica) en una pequeña cantera abierta inmediatamente antes del contacto (no visible) con la unidad de brechas serpentiniticas. En el afloramiento se observan diversas inclusiones y xenolitos de la roca encajante por lo que no hay duda del carácter intrusivo de esta unidad en el conjunto volcánico. Una descripción petrográfica de la roca se puede encontrar en el capítulo 3.

Desde el punto de vista geoquímico su composición es dacítica y su signatura, calco-alcaldina con algunas particularidades (ver capítulo 3). Una datación absoluta realizada en esta roca ha dado la edad de 95,4 Ma (plateau; Ar/Ar en biotita) que, en sentido amplio, es congruente con el amplio intervalo de edad considerado para la formación encajante.

2.2.2.5. Fm La Isla. Calizas masivas blancas o de color crema, brechificadas y recristalizadas (6) Margas blancas con niveles de microconglomerados o brechas (7). Paleoceno-Eoceno (P₁-P₂)

Las calizas de La Isla fueron definidas por Nagle (1966; 1979) para nombrar unas masas calcáreas con formas de mogotes que se sitúan sobre distintas unidades del Complejo de basamento de Puerto Plata o sobre unidades relacionadas con éste (brechas serpentiniticas y Fm. San Marcos). Posteriormente Pindell y Draper (1991) consideraron el rango de formación (Fm La Isla) para incluir en ella además parte de las brechas (o conglomerados) con cantos de peridotita serpentinizada y matriz mayoritariamente serpentinitica,

reconocidos en numerosos puntos entorno a la bahía de Maimón (representadas en la Hojas de Luperón e Imbert) bajo las calizas de La Isla.

En la Hoja de Imbert las calizas de La Isla se han cartografiado con la mencionada forma de mogotes, en la loma de San Cristobal y loma Seboruco (SE de la bahía de Maimón) sobre la Fm Los Caños y la unidad de gabros; en el cerro La Ojaldra (al oeste del valle de Maimón) sobre las peridotitas; un poco más al este, en la loma La Moñúa y junto a la aldea del Estero (al SO de la bahía) sobre las brechas serperentiníticas, en una posición equivalente a la de los afloramientos clásicos citados por Nagle y Pindel y Draper (op. cit); y también se han cartografiado en distintas localizaciones sobre (o dentro) de la Fm. San Marcos. En ninguno de estos afloramientos ha sido posible reconocer el contacto con la unidad infrayacente; en algunos de ellos, como es el caso de las ocurrencias relacionadas con la Fm San Marcos, los bloques están con toda seguridad rotados respecto a su posición original, lo que puede ser debido a su más que probable inclusión como olistolitos y/o a rotaciones posteriores impuestas por la inestabilidad reológica de esta unidad. En los casos en los que el infrayacente son unidades del complejo de Puerto Plata, parece que los mogotes pueden estar más o menos en su sitio (y posición) original, pero esto es sólo una apreciación que no se ha podido comprobar en campo. Por último, las calizas de La Isla también se han reconocido en dos puntos del cauce del arroyo Seco, claramente pinzadas entre las fallas que afectan al macizo del cerro del Gran Diablo.

Las calizas se presentan como una roca masiva, sin estratificación reconocible, de tonos blancos o color crema, localmente dolomítica, brechificada y muy recristalizada, con aspecto de caliza somera. Pese a las dificultades para su caracterización en campo, en muchos puntos presenta un rasgo característico y definitorio como es la incorporación de pequeños fragmentos (entre 2 y 10 mm) de serpentinitas. Al microscopio corresponde a *wackstones* bioclásticos parcialmente dolomitizados y con parches o matriz de biomicrita o pelmicrita, con algas rojas y restos de Globigerinidos, Rotalidos, Discorbidos, espículas, Coralaris, Briozoos, Lamelibranquios, Equinodemos, Ostrácodos, Algas, Gasterópodos, sin valor cronoestratigráfico pero que confirman un ambiente somero de depósito.

En los afloramientos de la loma Los Quemados de la Hoja de Luperón al oeste de la bahía de Maimón (referidos en los mencionados trabajos de Nagle y Pindel y Draper) y en el de El Estero, dentro ya de la Hoja de Imbert, se ha podido comprobar, sin ningún género de dudas, la existencia de fragmentos de tamaño centimétrico y generalmente angulosos de las

calizas de La Isla incluidos dentro de la unidad de brechas serpentínicas infrayacente. En este trabajo se considera que estas brechas tienen un indudable origen y/o emplazamiento sedimentario y se han incluido en la unidad correspondiente (unidad N° 12) descrita en el epígrafe 2.2.2.8.

Adicionalmente, en la loma de Moñúa se ha cartografiado un conjunto de varios metros (10-20 m) de espesor con una estratificación bien definida, subhorizontal o ligeramente basculada, formado por niveles de conglomerados (o brechas) y microconglomerados en alternancia con lutitas y margas blancas; los cantos y fragmentos de los conglomerados están muy alterados y su composición es fundamentalmente volcánica y serpentínica. Este conjunto se dispone aparentemente por debajo de un bloque de calizas de La Isla cubriendo una extensión aproximada de 1 km² e incorpora lateralmente niveles de brechas serpentínicas muy posiblemente retrabajadas y procedentes de este sustrato. Las lutitas y margas han resultado azoicas y el conjunto no se ha podido datar, pero por su posición en relación con el bloque de calizas se ha interpretado como una posible unidad a base de éstas (unidad N° 7). No se descarta sin embargo que se trate de una unidad más moderna formada por la removilización *in situ* de las brechas serpentínicas

Al no haber dataciones fiables de esta unidad, ni certeza sobre cual fue su sustrato o sustratos originales, su interpretación es controvertida y con repercusiones regionales puesto que de lo que no hay duda es que su depósito se produjo en un medio marino muy somero que implica una emersión generalizada del conjunto infrayacente. Nagle (1966; 1979) no dio demasiada importancia a esta unidad y le asignó una unidad Neógena. Bourgois *et al.* (1982) obtuvieron una edad Cretácico Superior-Paleoceno a partir de una asociación de fauna no del todo determinante, pero interpretaron toda la unidad como bloques dentro de la Fm. San Marcos, a la que a su vez le asignaron una edad miocena. A partir de sus observaciones de campo, Pindel y Draper (1991) afirman que la Fm La Isla es más moderna que las unidades del complejo de Puerto Plata y más antigua que la Fm Luperón, lo que efectivamente coincide con el rango de edad amplio más probable estimado en este trabajo (¿Paleoceno?-Eoceno). Con los datos actuales es difícil establecer más precisiones, pero básicamente hay dos alternativas: o la Fm La Isla se depositó directamente sobre el complejo de Puerto Plata y fue removilizada con éste durante el depósito de las brechas serpentínicas y/o la Fm San Marcos; o se depositó después del emplazamiento de estas últimas unidades (y de la Fm Imbert), sobre muy diferentes

sustratos, entre ellos todas las unidades mencionadas con las que ahora se ve cartográficamente relacionada.

2.2.2.6. Fm Imbert. Brechas polimícticas, conglomerados y debris masivos o en alternancia con niveles de grauvacas y tufitas (10). Alternancia decimétrica de areniscas grauváquicas, limolitas, margas y niveles de tufitas de tonos grises o blanquecinos, con intervalos métricos de brechas volcánicas y debris, y esporádicos niveles chert y calizas (11) ¿Paleoceno?-Eoceno (P_1 ?- P_2)

La Fm. Imbert tiene una importancia singular en la región de Puerto Plata-Imbert por cuanto, a tenor de su disposición cartográfica, se considera que es la primera unidad sedimentaria relativamente organizada en depositarse sobre el complejo de basamento de Puerto Plata; por otra parte constituye una de las principales fuentes de alimentación (si no la principal) de los bloques y olistolitos que se encuentran en la Fm San Marcos y también, aunque en menor medida, de los que se encuentran en la unidad de brechas serpentiniticas. Su definición se debe a Nagle (1966; 1979) quien ya reconoció su litología principalmente tufítica y la mencionada relación con el Complejo de Puerto Plata. Pindel y Draper (1991; en parte basados en Pindel, 1985) ampliaron su descripción y realizaron una discusión de su significado en el contexto regional. Una formación similar se ha reconocido y definido con el mismo nombre en la zona del complejo de Río San Juan (Draper y Nagle, 1991).

La mayor parte de la Fm Imbert aflora de forma más o menos continuada en una posición central y meridional respecto al complejo de basamento, inmediatamente al norte y este de la localidad de la que toma el nombre. Existen otros afloramientos aislados y de menor extensión en el valle del río Maimón y en la parte norte del complejo (incluyendo algunos de la Hoja de Luperón). Pese a esta buena representación, en la Hoja de Imbert no se ha podido reconocer ni un solo contacto original con el resto de unidades de su entorno, con las que se relaciona cartográficamente siempre por falla o contacto mecánico, lo que confiere a la formación un carácter desmembrado. Esta circunstancia no ayuda a resolver una cuestión o cuestiones fundamentales como es la supuesta naturaleza discordante del contacto con el complejo de basamento; o si entre ellas se pudiera interponer localmente, y no sólo por efectos tectónicos posteriores, la Fm. San Marcos (y/o la unidad de brechas serpentiniticas). En esta Hoja, las mejores observaciones se han realizado en el corte del camino de la Subida del Puerto a la Piragua y sobre todo, en dos canteras en explotación junto a la carretera principal, donde queda expuesta parcialmente la parte alta de la serie; un corte

excelente aunque también incompleto, de una parte indudablemente más baja (o inferior) de la formación es el del río Obispo al este de Imbert.

En el corte del río Obispo aflora una serie monoclinial o ligeramente replegada con 30 a 75° de buzamiento al SO, cuyo techo se interrumpe contra un estrecho afloramiento de la Fm San Marcos asociado a la traza de la falla de Camú. La parte más baja de la serie se observa en el cruce del camino a El Puerto con el río Obispo, allí donde también confluye el arroyo del Riito del Medio, en contacto no visible o difícil de determinar con una mezcla de la Fm San Marcos y la unidad de brechas serpentiniticas. Aquí, la Fm San Marcos aparece con escasa matriz e igual que la unidad de brechas, muy cargada de bloques de rocas metamórficas (fundamentalmente esquistos máficos) y también incluye un bloque decamétrico de gabros (con una pátina exterior serpentinitica) y numerosos bloques de muy diversos tamaños de tufitas negras; estas últimas forman parte de una serie muy desmembrada situada estructuralmente por debajo de este punto que por su dudosa asignación se ha incluido en otra unidad (unidad N° 9) de esta misma formación (ver epígrafe siguiente)

Por su peculiar litología y notable espesor, la parte inferior de la serie del río Obispo se ha diferenciado en una unidad cartográfica aparte (unidad N° 10): consiste en un tramo de unos 50 a 80 m de espesor formado en la base por un conglomerado o brecha de cantos y bloques (o bolos) de rocas mayoritariamente volcánicas (>20 m), sobre el que se disponen varios paquetes de brechas y debris amalgamados o que alternan con niveles de areniscas y tufitas del mismo tipo a las que conforman la parte principal de la serie hasta su techo fallado (Fig. 2.2.2). En el conglomerado o brecha basal algunos cantos y bolos son redondeados y en su composición predominan las rocas volcánicas (basaltos ¿y andesitas?, brechas y tufitas y también tufitas negras como las identificadas en la unidad 9- ver más adelante-), rocas plutónicas gabroides y de manera subordinada, fragmentos de serpentinitas, y algún fragmento de roca metamórfica. En los paquetes de brechas y debris superiores hay algunos niveles con fragmentos y bloques de esta misma composición dando igualmente una sensación de mezcla por la llegada de diversos aportes, pero en su mayoría éstos derivan de la propia brechificación *in situ* de los materiales tufíticos y areniscosos, por procesos de inestabilidad (en parte controlados por fallas normales),. El contacto de esta unidad inferior (N° 10) con el resto de la serie suprayacente (unidad N° 11) es de carácter transicional y se ha delimitado de manera arbitraria donde se produce una notable disminución (pero no absoluta) de los paquetes desorganizados de brechas y debris.

Por encima se desarrolla una serie muy potente (300-400 m) formada por capas de areniscas marrones de procedencia volcánica (grauwacas) que alternan con niveles centimétricos de limolitas, lutitas (eventualmente margosas) y tufitas grises o de tonos claros (Fig. 2.2.2). Las areniscas, de grano grueso, a veces microconglomerático, son más frecuentes y potentes en la parte inferior, donde se organizan en capas individuales o amalgamadas de orden métrico que de forma característica albergan bloques aislados de la propia roca (niveles de autobrecha) y bloques exóticos, algunos de origen claramente metamórfico. Las capas individuales presentan generalmente granoselección positiva y una organización interna de tipo turbidítico con un nivel superior muy fino depositado por decantación. En la parte media y superior de la serie son más abundantes o predominan los términos más finos que alternan con las tufitas y las propias areniscas. En estos niveles superiores destacan varios paquetes formados por tufitas muy blancas en corte fresco, muy silíceas, con radiolarios (puzolánicas). A partir de su estudio petrográfico, Nagle (1966; 1979) distinguió para el conjunto de la formación dos tipos de tufitas: las formadas por fragmentos de vidrio y cristales y tobas vítricas con cemento calcáreo. A distintos niveles de esta parte media y alta de la serie se han observado varias intercalaciones (de espesores métricos) de debris y brechas serpentiniticas (uno de ellos incluyendo un bloque de esquistos máficos; $> 1 \text{ m}^3$) y es habitual que algunas secuencias (decamétricas, en general estrato y granodecrecientes) comiencen con un conglomerado o brecha basal de esta misma composición (Fig. 2.2.2).

En las canteras próximas a la carretera principal de Puerto Plata, una junto a ella y la otra muy próxima a la anterior en el camino a la Colorada, afloran los términos más altos de la sucesión representada en la Hoja. En la primera se trata de una serie muy bien estratificada en niveles decimétricos que en su parte baja aflorante presenta niveles de areniscas microconglomeráticas similares a las descritas en el Río Obispo y hacia arriba va intercalando paquetes métricos de tufitas blancas silíceas muy laminadas (puzolanitas), que son las facies más típicas de la Fm Imbert y el objetivo de la explotación. En esta serie se han observado niveles de chert y un delgado nivel de limonitas o calcáreas. La cantera de la Colorada se sitúa en una posición stratigráfica superior a esta última y las facies son muy parecidas, con tufitas blancas muy laminadas dispuestas en bancos métricos y decimétricos, que alternan con niveles de areniscas finas y lutitas.

La edad de la Fm. Imbert está relativamente bien determinada, pero en un intervalo amplio. Nagle (1966;1979) dató en varias muestras el intervalo Paleoceno–Eoceno Inferior; y Pindel

y Draper (1991), el Eoceno Inferior. Esta misma datación se ha obtenido con asociaciones foraminíferos en la contigua Hoja de Luperón. En la presente Hoja se ha datado el intervalo Eoceno Medio-Superior con la asociación: *Acarinina af. bullbrookii* (Bolli), *Acarinina af. Broedermanni* (Cushman y Bermúdez), *Globigerina sp.* (cf. *G. eocaena* Guembel). Considerando todos estos datos en su conjunto y el contexto estratigráfico y regional, la formación se asigna con seguridad al Eoceno (quizá, con más precisión al Eoceno Inferior-Medio) y probablemente al Paleoceno.

La asociación de facies de brechas y debris, de areniscas volcanogénicas turbidíticas y de tufitas laminadas silíceas ricas en radiolarios, y cherts, sugiere un medio de depósito profundo (cuenca turbidítica), en un contexto con una importante actividad volcánica y tectónica; a este medio llegaban los aportes de complejos de basamento próximos (complejo de Puerto Plata) y también más alejados (con rocas metamórficas) que se estaban levantando o exhumando en ese momento. Por otra parte, la disposición relativa de estas facies en la serie indica una evolución espacial y temporal del medio desde ambientes más proximales (¿pie de talud?) y muy inestables, a ambientes más distales y muy tranquilos (de tipo llanura submarina o *basin plain*) con gran cantidad de sílice en solución por efecto de la actividad volcánica. Además, en la interpretación de la Fm Imbert hay que considerar su posible relación (¿de mezcla?) y coexistencia con la Fm. San Marcos y la unidad de brechas (hasta cierto punto representadas en su serie) que incorporan también bloques metamórficos, algunos de alta-P que sólo pueden proceder de una zona de subducción. Con todos estos datos, el depósito de la Fm Imbert se puede situar en el contexto de la parte interna (o talud) de una fosa asociada al frente activo del arco de isla, o también en la parte externa de la cuenca de antearco (Bowin y Nagle 1982; Pindel y Draper 1991)

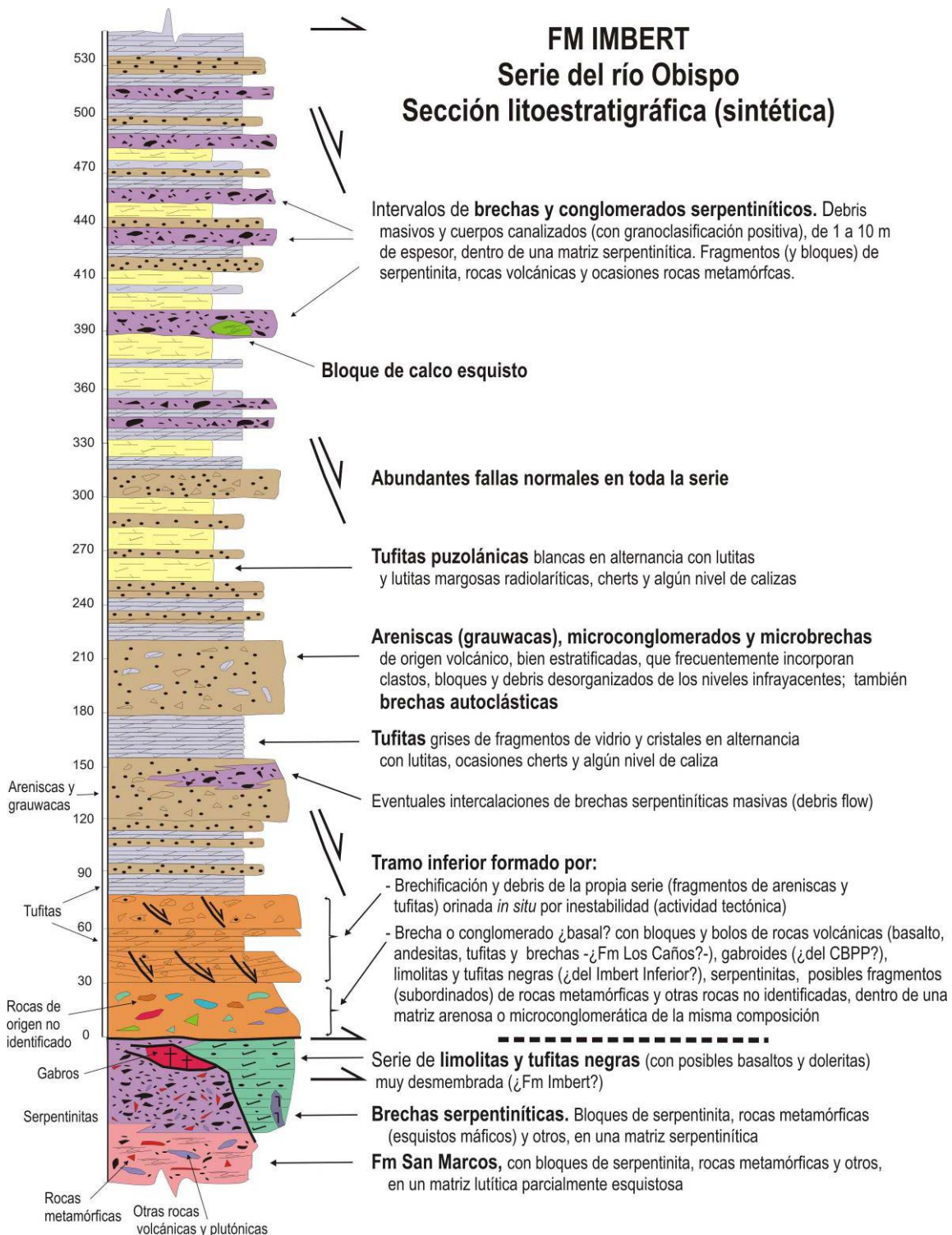


Fig. 2.2.2. Sección litoestratigráfica sintética de la serie de la Fm Imbert en el río Obispo

2.2.2.7. Fm Imbert. Limolitas y tufitas negras laminadas; brechas basálticas y poligénicas, areniscas limolíticas y cherts rojos (con posibles niveles de basaltos y diques de doleritas) (9). ¿Paleoceno?-Eoceno (¿P₁?-P₂)

Se incluyen en esta unidad unos materiales con unas litologías diferentes a las descritas en el apartado anterior pero que puntualmente afloran en asociación con facies típicas de la Fm. Imbert; por esta razón, porque son litologías en parte peculiares no reconocidas en otros puntos del complejo de Puerto Plata (por ejemplo en la Fm Los Caños), y por su posición estructural aparentemente infrayacente a la parte principal de la Fm Imbert, pero por encima de la Fm Los Caños, se ha preferido incluirlos en la primera, aunque no se debe descartar su asignación a esta última (o a otra unidad no conocida).

Los materiales en cuestión fueron ya citados por Pindel y Draper (1991) como un "Imbert Inferior"; afloran en el mismo corte del río Obispo descrito en el epígrafe anterior a continuación (aguas arriba) y estructuralmente por debajo del tramo basal de la Fm Imbert (unidad N° 10) y separado de éste por un intervalo potente (>50 m) de materiales caóticos de la Fm San Marcos (y brechas serpentínicas) al que se ha hecho referencia en el apartado anterior. Se trata de una alternancia de limolitas, tufitas y cherts negros o muy oscuros que de nuevo aparece muy desmembrada (en ocasiones hasta niveles de debris) por fallas normales pero también por el efecto de cizallamiento de una falla asociada y subparalela a la falla de Camú. Estas limolitas y tufitas negras se incluyen como bloques en el conglomerado basal (de la unidad N° 10) de la serie suprayacente.

Los mismos materiales se vuelven a encontrar en afloramientos mucho más parciales y discontinuos en un pequeño arroyo que confluye por el sur con el río Obispo y en el camino que une a éste con la cabecera el arroyo el Corozal, en este caso asociado a afloramientos aislados de facies tufíticas blancas típicas (puzolánicas) de la Fm Imbert. En la propia cabecera del arroyo Corozal, coincidiendo más o menos con el punto indicado por Pindel y Draper (1991), se han identificado en el lecho del río brechas y microbrechas de composición poligénica (con algún posible nivel de lavas basálticas y diques doleríticos) que alternan con niveles de tufitas negras y de areniscas volcanogénicas y limolitas o cherts rojos. En uno de los niveles de microbrechas muestreados se han reconocido al microscopio fragmentos líticos plutónicos y volcánicos; los primeros son de naturaleza gabroica, principalmente de gabronoritas con orto, clinopiroxeno y plagioclasa foiliadas, y de dioritas y

tonalitas con hornblenda. Los fragmentos líticos volcánicos son poligénicos, principalmente de basaltos porfídicos con plagioclasa y clinopiroxeno, basaltos espilitizados, fluidales y afaníticos, andesitas con hornblenda porfídica, y riocitas. En otro nivel de brechas muestreado los fragmentos líticos son de basaltos microporfídicos y afaníticos; de rocas plutónicas gabrómicas, de pizarras negras y de esquistos cizallados (ver detalles petrográficos en el capítulo 3).

Con todas las cautelas que supone la interpretación de esta unidad, teniendo en cuenta la presencia de estas brechas y su composición polimíctica (que sugieren el retrabajamiento de complejos de basamento), así como los argumentos expresados al principio del epígrafe se propone (como ya hicieran Pindel y Draper, 1991) su adscripción a la Fm. Imbert, posiblemente como parte inferior de la misma, pero sin una precisión de edad respecto a ella.

2.2.2.8. Brechas serpentínicas. Brecha de matriz, fragmentos y bloques mayoritariamente serpentínicos, que incluye otros bloques de origen diverso, frecuentemente metamórfico (12) ¿Paleoceno?-Eoceno Inferior (P_1 ?- P_2^1) Bloque de esquistos máficos (4).

Nagle (1966; 1979) citó dos formas de ocurrencia de su unidad serpentínica, masivas o brechoides, y llamó la atención sobre el aspecto sedimentario de algunas de éstas, pero incluyó a ambas dentro de su conjunto de basamento. Pindel y Draper (1991) confirmaron el origen sedimentario de las brechas serpentínicas relacionadas con los afloramientos de calizas de La Isla al este de la bahía de Maimón (Loma de Los Quemados) y las incluyeron con aquellas dentro de la Fm. La Isla. Además, estos autores definieron la *melange de Barrabás* como una unidad formada por bloques de rocas metamórficas (entre otros) englobadas en una matriz de brechas serpentínicas, que aflora en la cabecera del río Obispo cerca de la aldea de Barrabás, respecto a la cual no llegaron a concretar sus relaciones con otras unidades contiguas. En este trabajo se ha podido comprobar la presencia sistemática y extensa de brechas serpentínicas asociadas cartográficamente al complejo de Puerto Plata y se han incluido en una unidad diferenciada que se considera, al menos en parte, de origen sedimentario y genéticamente relacionada con la Fm. San Marcos.

FM SAN MARCOS Y BRECHAS SERPENTINÍICAS

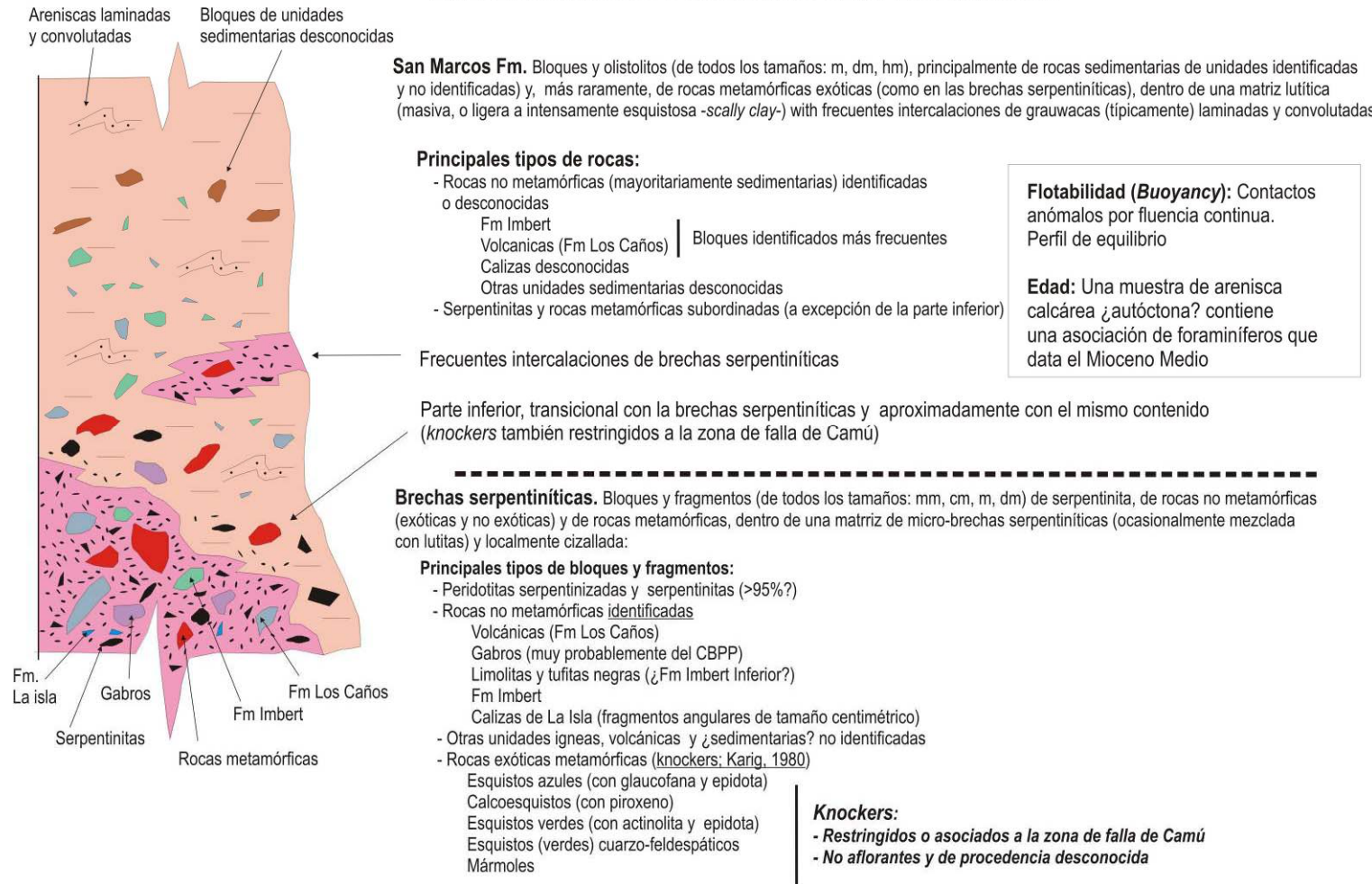


Fig. 2.2.3. Resumen de las características litológicas de la Fm San Marcos y las brechas serpentínicas y relaciones entre ellas

En la Hoja de Imbert la unidad de brechas se ha reconocido por el interior del complejo de Puerto Plata (al oeste del valle del río Maimón), y en posición (preferentemente) periférica respecto al límite oriental de éste. En el primer caso, existen buenos afloramientos de la unidad en el curso del río Maimón, en un camino que une La Colorada con la loma Guaconejo, en los alrededores de la loma La Muñua, y junto a la localidad del Estero (al SO de la bahía de Maimón). En la parte oriental hay buenos afloramientos en distintos caminos y arroyos que cruzan el borde del complejo: camino de Aguaitas a Las Avispas; arroyo Corozo; arroyo San Cristóbal, etc; pero las principales observaciones se pueden realizar en los afloramientos de la antigua carretera de Puerto Plata y del cauce del río Obispo en Barrabás, y en el corte del arroyo Corozal y caminos forestales del entorno. Para complementar la visión regional de la unidad también se han hecho observaciones en algunos afloramientos de las Hojas de Luperón (Loma Los Quemados) y Puerto Plata. Como es habitual en esta zona, en ninguno de estos afloramientos se ha podido observar ningún contacto con las unidades de entorno, pero la distribución cartográfica de las brechas sugiere un contacto discordante sobre el complejo de basamento. Por otra parte, en el afloramiento que orla el complejo de Puerto Plata por el este, las brechas parecen situarse a muro de la Fm. San Marcos con la que realmente parece existir un contacto transicional, diferenciándose de ella por el mayor contenido serpentínico en bloques y matriz, pero compartiendo numerosas características, entre ellas el mismo contenido en bloques exóticos (incluidos los metamórficos y de alta-P) (Fig. 2.2.3).

En general, en la mayoría de los afloramientos citados las brechas serpentínicas están formadas por fragmentos y bloques de composición fundamentalmente peridotítica (o serpentínica) de todos los tamaños, (preferentemente centimétricos a decimétricos) empastados por una matriz microconglomerática de igual composición, muy serpentinizada (arcillas serpentínicas), que puede tener una proporción muy variable (25-75%) en el conjunto de la unidad. Aunque los fragmentos y bloques de composición peridotítica son mayoritarios (>90-95%) con frecuencia es posible reconocer otros (subordinados o muy subordinados) de distinta composición y entre ellos los más habituales son los bloques de la Fm. Imbert (en algunos casos formando debris característicos sin apenas matriz pero muy cementados), de rocas volcánicas y gabroides (posiblemente derivadas del complejo de basamento de Puerto Plata), de calizas de La Isla (en los afloramientos de brechas del entorno de la bahía de Maimón – ver epígrafe 2.2.5-), y otros de distintas naturalezas y

origenes no identificados. En estos casos relativamente frecuentes, pese al aspecto caótico general de los afloramientos, casi siempre es posible reconocer una cierta organización o, al menos, retoque sedimentario, que junto con la mezcla de composición de los bloques y su procedencia conocida, permite deducir un origen (o emplazamiento) sedimentario. Cuando la composición de las brechas es exclusivamente peridotítica, pueden existir más dudas, pero el aspecto es el de una breccificación generada por un transporte en masa, muy denso, con una ligera organización, (e incluso estratificación muy grosera observada en campo), sin deformación interna (o ligeramente esquistosas cuando la matriz serpentinitica es abundante), pero completamente diferente de la breccificación impuesta por efectos tectónicos en la roca peridotítica original, que también se ha podido observar en numerosos afloramientos de peridotitas o serpentinitas manivas.

Igual que ocurre con la Fm. San Marcos, en las proximidades de la zona de falla de Camú la unidad de brechas se puede observar notablemente cargada en bloques de naturaleza metamórfica, de tal forma que, en lo que concierne a este tipo de bloques (sobre todo los de alta-P) existe una aparente zonación de estas dos unidades respecto a su proximidad a esta estructura (Pindel 1985); Pindel y Draper 1991). Hay que destacar que ninguno de estos bloques metamórficos tiene un área fuente relativamente próxima reconocible en superficie y por tanto se pueden catalogar como bloques exóticos (o *knockers* en el sentido de Karig, 1980) Así, en los afloramientos de brechas cartografiados al este de Imbert en las proximidades del pueblo de Barrabás (cortes del río Obispo y arroyo del Corozal) se han identificado (Fig. 2.2.3):

- esquistos (azules) con glaucofana y epidota
- esquistos (verdes) máficos actinolíticos epidóticos
- calcoesquistos
- metasedimentos carbonatados ricos en materia carbonosa
- calizas inmaduras metamórficas y mármoles

Una descripción petrográfica detallada de estas rocas (conjuntamente con otros bloques encontrados en la Fm San Marcos) se puede encontrar en el capítulo 3. Los esquistos máficos (actinolíticos epidóticos) son especialmente abundantes en los afloramientos mencionados de brechas (y también en la Fm. San Marcos). En el corte del río Corozal se ha identificado un bloque de estas características con dimensiones suficientes para ser representado en la cartografía (unidad N° 4) y es posible que coincida con el bloque

denominado como *esquistos de Hicotea* por Pindel y Draper (1991), nombrado así por correlación con la unidad con este nombre que forma parte del complejo de Río San Juan. En este corte del río Corozal (y en la loma situada al este, a la que accede por caminos forestales) la naturaleza de los bloques es muy variada (serpentinitas, bloque metamórficos diversos, rocas volcánicas, Fm. Imbert) y el aspecto de la unidad se sitúa a mitad de camino entre la propias brechas y la Fm- San Marcos; pese al aspecto fundamentalmente caótico, en determinados puntos del corte es posible apreciar (en determinados niveles de menor granulometría) una ordenación sedimentaria inequívoca con bases canalizadas y granoclasificación positiva.

No existen dataciones directas de la unidad de brechas serpentiniticas, pero por su relación genética o de mezcla con la Fm San Marcos, se le atribuye el mismo rango de edad que ésta (¿Paleoceno? o más probablemente Eoceno, ¿Inferor?), considerando a ambas (al menos en parte) coetáneas con la Fm. Imbert que es su principal suplidora de bloques, probablemente en un estado de semiconsolidación. El origen de las brechas y posible modo de emplazamiento se aborda de forma conjunta con la Fm San Marcos en el siguiente apartado.

2.2.2.9. Fm San Marcos. Arcillas y arcillas limolíticas esquistosas, con intervalos deciméricos desorganizados de areniscas convolutadas, que incluyen bloques (¿olistolitos?) de dimensiones métricas a kilométricas de litologías y origen diverso, frecuentemente metamórfico (13). ¿Paleoceno?-Eoceno (¿P₁?-P₂) Bloques y ¿olistolitos? de origen diverso e indeterminado (14) (P₂). Bloque de calizas y dolomías oscuras del Pico del Gallo (15) (P₂).

La Fm. San Marcos fue definida por Nagle (1966; 1979) quien describió su aspecto esencialmente desorganizado y su contenido en bloques de distintas procedencias, e interpretó, en una primera instancia, como un olistostroma. Este autor realizó otras apreciaciones de interés: por su contenido en foraminíferos, aún sin ser determinante, propuso un intervalo de edad del Paleoceno-Eoceno, que concretó en el Eoceno Medio-Superior por la presencia de bloques de la Fm Imbert; a partir de análisis por difracción de rayos X, sugirió la posible procedencia de las arcillas de la matriz del olistostroma del retrabajamiento de las tufitas de la Fm Imbert; e intuyó que el emplazamiento de la unidad se pudo producir con abundante agua intersticial, propiciando su deformación interna. En los trabajos posteriores (Bourgois, 1982; 1983; Eberle *et al.*, 1982; Bowin y Nagle, 1982; Pindel, 1985; Pindel y Draper, 1991), la discusión se ha centrado fundamentalmente en la posición

estratigráfica de la unidad, principal objeto de controversia, y en su modo de emplazamiento y significado regional (o geodinámico), aspectos ya comentados en la introducción de este subcapítulo (epígrafe 2.2.2).

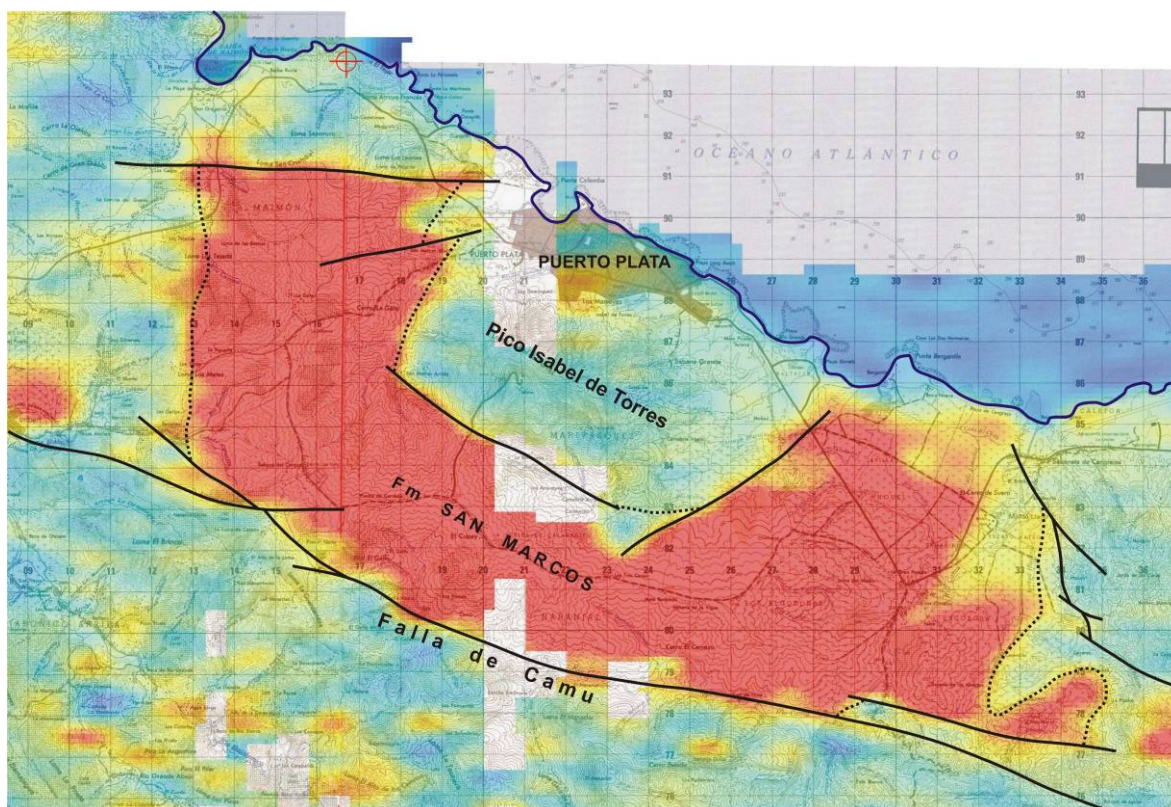


Fig. 2.2.4. Correlación de la anomalía de Torio en la geofísica aerotransportada con el afloramiento de la Fm San Marcos

La Fm San Marcos se distribuye cartográficamente, siempre al norte de la falla de Camú, con unas pautas similares a las brechas serpentínicas, es decir por el interior del complejo de basamento de Puerto Plata, y en una posición periférica al mismo, principalmente al este de él, donde aflora por encima de éstas y ocupa una gran extensión ($>125 \text{ km}^2$) perteneciente a la Hojas de Imbert y sobre todo, de Puerto Plata, rodeando al pico Isabela de Torres. En la geofísica aerotransportada se identifica perfectamente con la anomalía de torio (Torium según Jacques) (Fig. 2.2.4). La formación es relativamente fácil de reconocer en campo por su peculiar litología arcillosa, ligeramente esquistosa y de aspecto caótico, muy propicia a los deslizamientos, salpicada de bloques de muy distinta naturaleza y tamaños que dan resaltes morfológicos característicos y ayudan a dibujar su trazado cartográfico.

Mayor dificultad entraña identificar los contactos con el resto de unidades (en la actualidad casi todos por falla o mecanizados) y discernir su posición o posiciones originales respecto a ellas, que resultan a menudo contradictorias y son la causa de la controversia que conlleva esta unidad. A ello sin duda contribuye un comportamiento reológico particular, muy inestable, a modo de flujo continuo, derivado de una composición mayoritaria arcillosa (arcillas expansivas) y un espesor considerable no determinado (>500 m según los cortes geológicos; ver capítulo 4). Así, aunque regionalmente se considera probado en este trabajo que la Fm San Marcos se sitúa estratigráficamente por debajo de la Fm Luperón, en la Hoja de Imbert existen varios puntos donde inequívocamente la situación es la inversa, es decir, la Fm San Marcos descansa sobre la Fm Luperón; es el caso de los contactos al norte de Imbert, al oeste de La Colorada y en la transversal de la Finca Santa Ana) que se explican como contactos subactuales, o al menos recientes, provocados por la mencionada inestabilidad o fluencia anómala. Este comportamiento también se pone de manifiesto en el perfil de equilibrio que presenta en la actualidad la masa principal de la unidad al este del complejo de basamento, visible en cualquier panorámica. Otra cuestión estratigráfica que la cartografía tampoco ayuda a concretar es si la Fm San Marcos se sitúa por encima, lateralmente equivalente a la Fm. Imbert (como se deduce por el hecho de que incorpora bloques de ésta), o también, en parte por debajo de ella, con un intervalo de ocurrencia más amplio.

A la escala de afloramiento las arcillas de la Fm San Marcos son lutitas (o lutitas margosas) grises, ligeramente azuladas, a veces marrones y de tonos oscuros en corte fresco, muy blancuzcas por alteración, que se presentan satinadas o con un clivaje o esquistosidad de intensidad variable (ligera a muy intensa, pero raramente masivas) de tipo *scaly clay* o *argile scagliosa* que suele ser más intenso en las proximidades o cerca del contacto con grandes bloques. Las lutitas intercalan niveles autóctonos, centimétricos o decimétricos, de areniscas turbidíticas convolutadas (a techo) muy discontinuos, fragmentados o replegados (por fluencia) con el resto del conjunto, mostrando éste una absoluta carencia de organización interna. La formación incorpora, a todos los niveles pero principalmente en la parte inferior, frecuentes intercalaciones o cuerpos (de muy diverso volumen) de brechas serpentínicas del mismo tipo a las descritas en la unidad correspondiente. La cartografía realizada en la Hoja de Imbert muestra que, inmediatamente por encima del contacto con el complejo de basamento, la Fm San Marcos está completamente sustituida por esta unidad de brechas y se supone que mantiene con ella un contacto más o menos transicional, siendo evidente numerosos puntos una mezcla entre ambas. En la hoja de Puerto Plata también se han

identificado potentes intervalos de brechas serpentínicas hacia la parte alta de la unidad, cerca del contacto superior (actual) con las margas de la Fm. Villa Trina.

Como característica definitoria de la unidad (compartida con la unidad de brechas serpentínicas), la Fm San Marcos incorpora bloques de muy diversas litologías y tamaños procedentes de otras unidades, unas identificadas y otras no (Fig. 2.2.3). El tamaño de los bloques puede ser desde decimétrico y métrico hasta hectométrico y kilométrico, y se han representado en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido. Atendiendo a su distribución cartográfica y a las observaciones realizadas en distintas secciones, se deduce que los bloques se distribuyen de manera aleatoria (pero relativamente uniforme) por toda la pila de la unidad; pero desde el punto de vista composicional, existe una cierta gradación y mayor ocurrencia de bloques procedentes de las unidades del complejo de Puerto Plata (de la Fm. Los Caños, de la unidad de gabros y muy especialmente de la Fm Imbert) cerca del contacto con éste, en cuyo caso se pueden considerar como verdaderos olistolitos. Por otra parte, es notoria la abundancia (en toda la formación) de bloques de gran tamaño procedentes de unidades sedimentarias desconocidas, que igualmente se interpretan mejor como olistolitos; ha resultado imposible y fuera del alcance de este trabajo el reconocimiento individual de cada uno de ellos pero se trata fundamentalmente de bloques con diferentes facies de areniscas o de calizas. Conviene resaltar que, contrariamente a las observaciones realizadas por Pindel y Draper (1991) ningún caso se han identificado bloques de la Fm Luperón ni, tampoco, de la Fm Villa Trina dentro de la unidad y ello anula uno de los argumentos principales de estos autores a favor de que la fase de emplazamiento principal de la unidad sea muy reciente.

Respecto a los bloques de rocas metamórficas, igual que ocurría en la unidad de brechas serpentínicas, es indudable su distribución preferente (pero no exclusiva) asociada a la zona de falla de Camú. De esta manera, es en los afloramientos próximos a la localidad de Imbert (por ejemplo, cortes del río Obispo, del arroyo del Riito del Medio, del arroyo Durán) donde la Fm. San Marcos se observa también con mayor contenido en bloques metamórficos de similar composición y grado a los identificados en la unidad de brechas (entre ellos de alta-P), contribuyendo a la sensación de mezcla entre ambas unidades. Una relación de los principales tipos de bloques identificados en la Fm. San Marcos, es la siguiente (Fig. 2.3.3):

- ✓ *Bloques de rocas no metamórficas:*

- Serpentinitas
- Rocas volcánicas de la Fm Los Caños y gabroides ¿del complejo de Puerto Plata?
- Otras rocas volcánicas y plutónicas de origen desconocido
- Fm. Imbert
- Calizas de la Fm. La Isla
- Otras rocas sedimentarias de origen desconocido (distintas facies de areniscas o calizas)

Bloques de rocas metamórficas (una descripción petrográfica detallada se puede encontrar en el capítulo 3)

- esquistos (azules) con glaucofana y epidota
- esquistos (verdes) máficos actinolíticos epidóticos
- esquistos cuarzo-feldespáticos
- metagabro hornbléndico
- metasedimentos carbonatados ricos en materia carbonosa
- calizas inmaduras metamórficas

Todos los bloques de origen diverso e indeterminado con entidad cartográfica suficiente para ser representados en el mapa, se han incluido en una unidad cartográfica separada (Nº 14). Además, en el pico del Gallo se ha identificado un bloque de grandes dimensiones de calizas y dolomías oscuras, masivas, azoicas, de olor fétido al romperlas, sin textura petrográfica reconocible por el efecto de la dolomitización y con representación exclusiva en este punto, que por su peculiar litología se han incluido en otra unidad cartográfica (Nº 15).

Considerando en conjunto las características de la Fm San Marcos, la composición de sus bloques (una buena parte procedentes de unidades del complejo de Puerto Plata y sobre todo de la Fm Imbert), y su disposición cartográfica en aparente discordancia sobre el complejo de basamento y (salvo algunos contactos anómalos) por debajo de la Fm Luperón, en este trabajo se considera como rango más probable de edad de esta formación, el Paleoceno-Eoceno y quizá con más precisión, el Eoceno (Inferior-Medio), es decir, aproximadamente el mismo rango de edad que la Fm Imbert, respecto a la cual se considera coetánea. Esta conclusión está respaldada por la obtención de una buena datación de un nivel bioclástico aparentemente autóctono o, al menos, con toda seguridad, incluido dentro

de la formación, que se ha encontrado en un afloramiento de la unidad muy cerca del límite con la Hoja de Luperón (sector de El Café), con la siguiente asociación del Eoceno Medio: *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Hantkenina alabamensis* Cushman, *Morozowella lehneri* (Cushman y Jarvis), *Morozowella spinilosa* (Cushman), *Globigerintheke* sp., *Globigeriina* sp., *Globigerapsis* sp., espículas, Radiolarios

CORDILLERA SEPTENTRIONAL RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS EN EL BLOQUE DE PUERTO PLATA

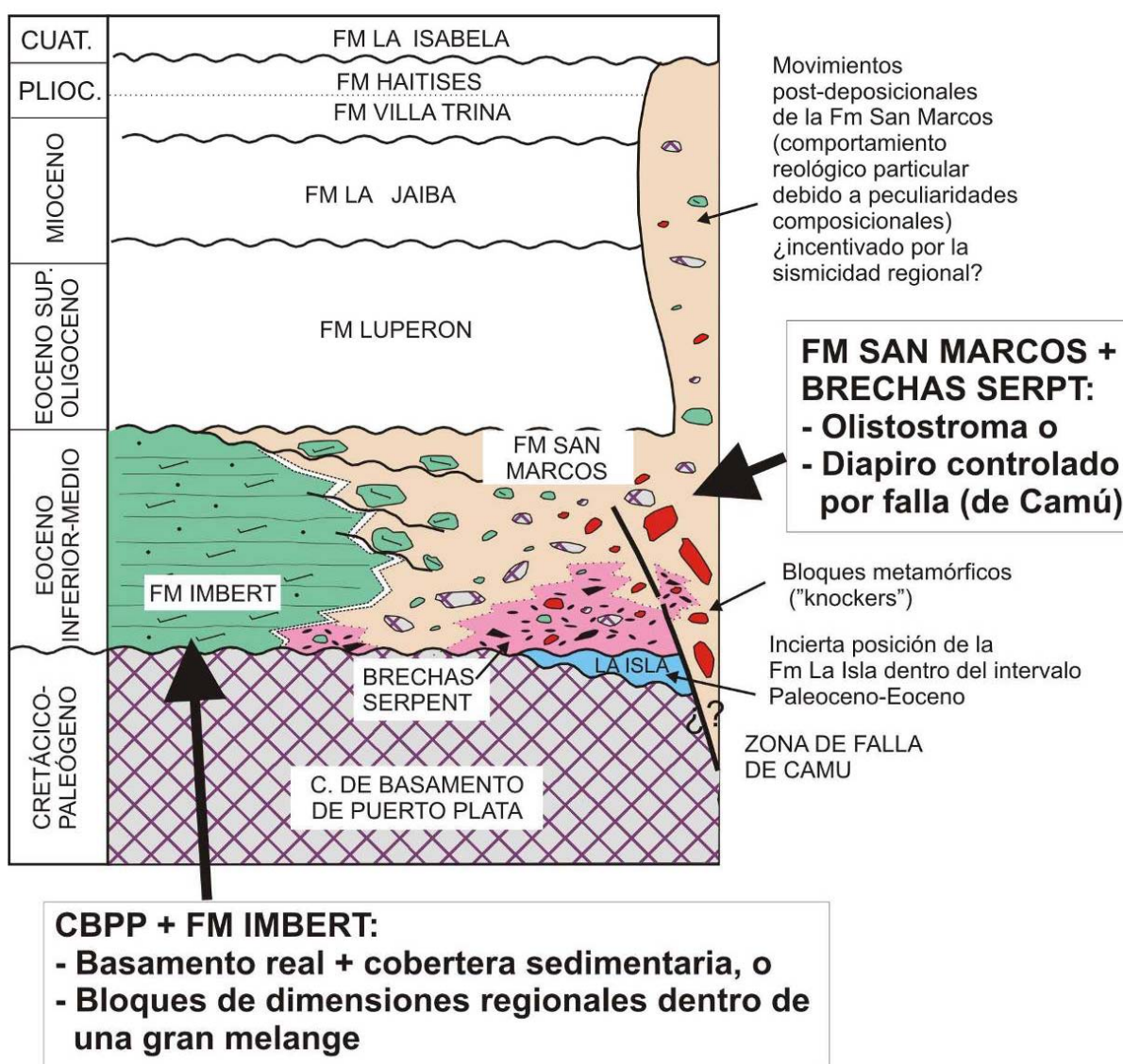


Fig. 2.2.5. Relaciones estratigráficas entre los principales elementos constituyentes del bloque de Puerto Plata, y principales opciones para la interpretación del depósito o emplazamiento de la Fm San Marcos y las brechas serpentínicas

Por lo que respecta al modo y ámbito del emplazamiento, las principales opciones ya han sido sugeridas por autores precedentes (olistostroma, melange tectónica, melange de entidad regional, diapiro de barro –mud diapire-, etc...), y en este trabajo no se ha encontrado ninguna evidencia adicional que sea concluyente a favor de una o de otra. Pero de acuerdo con las observaciones realizadas en el transcurso de él, de todas ellas, se considera que el concepto de olistotroma es quizá el que mejor define o se ajusta a las características litológicas de la Fm San Marcos, si bien es indudable la influencia o control que aparentemente ejerce la falla de Camú en la salida y distribución en superficie de los bloques exóticos metamórficos no aflorantes en la región (*knockers*) y cuya procedencia más cercana quizá se sitúe en el complejo del Río San Juan, donde están claramente incorporados en melanges asociadas a la zona de subducción (Krebs *et al.*, 2007). Por otra parte, pese a su estructura interna desmembrada, se piensa que el complejo de Puerto Plata conforma efectivamente un basamento de arco de isla (en posición muy septentrional) sobre el que se depositaron el resto de unidades, incluidas la Fm San Marcos y las brechas serpentiniticas, y no un mega-bloque incluido en ellas (Fig. 2.2.5).

Por lo tanto se considera que la Fm. San Marcos se depositó y/o removilizó como una masa caótica embebida en agua en un medio profundo e inestable, probablemente una cuenca turbidítica asociada a una fosa en el frente activo del arco de isla, próxima al área de depósito (¿de pie de talud?) de la Fm Imbert que suplía los principales aportes para su matriz y bloques y con la que quizá se llegó a producir cierta mezcla o al menos compartió la llegada de elementos exóticos (abundantes serpentinitas, bloques metamórficos) extraños a la cuenca. El aporte de estos últimos (y quizá, una parte de las brechas serpentiniticas) se debió producir desde la cabecera de un canal de subducción próximo y relacionado con la misma fosa, pero con cierto retrabajamiento y un transporte mínimo hasta llegar a la cuenca o zona de mezcla y con un claro control por parte de la zona de falla de Camú (o equivalente) que ya debía ser activa en aquel momento.

2.3. Eoceno Superior-Mioceno Inferior

Este período está caracterizado por la creación de diversas cuencas y su relleno con materiales mayoritariamente turbidíticos, que intercalan frecuentes intervalos de debris, brechas y conglomerados, poniendo de manifiesto un marcado control tectónico en su depósito. Todos ellos se sitúan por encima de una discordancia de ámbito regional, que se relaciona a grandes rasgos, con la culminación de los procesos de colisión entre la placa del Caribe y la placa Norteamericana a finales del Eoceno. Las condiciones de sedimentación profunda con aporte continuado de corrientes de turbidez se mantienen en las distintas cuencas hasta prácticamente el Mioceno Inferior, aunque como se verá más adelante, en algunas de ellas se puede observar una macro-secuencia de somerización, con la aparición de niveles más calcareníticos hacia techo. Estas cuencas se generan y desarrollan en un contexto tranpresivo subsecuente a la mencionada colisión entre placas, lo que condiciona su geometría general alargada, con márgenes frecuentemente limitados por fallas que las separan de las zonas de basamento elevadas que las alimentan. El desplazamiento lateral de las cuencas a favor de desgarres durante este periodo y fases de deformación posteriores justifica que sea difícil explicar sus relaciones originales así como, en algunos casos, la identificación de las áreas fuente.

Las formaciones que pertenecen a este intervalo de edad fueron agrupadas bajo el nombre genérico de cinturón de El Mamey (*Mamey Belt*; de Zoeten, 1988) y muestran una notable homogeneidad de facies. En el presente trabajo se han podido diferenciar cartográficamente entre sí merced a criterios de organización estratigráfica, características sedimentarias y áreas fuente, además de su aspecto en afloramiento. Así, bajo este epígrafe, se van a describir, por un lado, la Fm. Altamira y la Fm. La Toca, situadas en el sector de El Mamey-Altamira- La Toca (Bloque de Altamira); y por otro, la Fm. Luperón y la Fm. Agua Clara, esta última de nueva denominación, situada en el sector de Imbert-Puerto Plata.

2.3.1. Eoceno Superior-Mioceno Inferior del sector El Mamey-Altamira-La Toca

En el sector de El Mamey-Altamira-La Toca comprendido en la Hoja de Imbert tienen representación las formaciones Altamira y La Toca, ambas definidas por De Zoeten (1988) y descritas con mayor detalle en los trabajos posteriores de De Zoeten y Mann (1991; 1999). Como se ha mencionado en la introducción de este capítulo, la Fm. Altamira ha sido

redefinida en este proyecto a partir de la concepción original de De Zoeten (1988) incluyendo en su parte alta los miembros El Limón y Pocilguita de la Fm. Las Lavas, que desaparece como tal. En la Hoja de Imbert, están bien representados, de muro a techo, el Mb. Ranchete (unidad cartográfica N° 18), el Mb. Cañada Bonita (19) y muy localmente, en su límite oriental, el Mb Pocilguita (22). Además, la formación incluye, en sus afloramientos más septentrionales, quizá estratigráficamente más altos, varios niveles de conglomerados y brechas polimícticas (20), que ocuparían una posición estratigráfica posiblemente equivalente a la del Mb. El Limón, y un olistolito de calizas bioclásticas (21).

La Fm. La Toca está representada por su termino indiferenciado principal (23) dentro del cual se han cartografiado varios niveles de conglomerados y brechas (24)

2.3.1.1. Fm. Altamira. Mb Ranchete. Conglomerados y brechas polimícticas (18). Eoceno Superior (P_2^3)

Corresponde al miembro basal de la Formación Altamira y es equivalente en su totalidad al Mb. Ranchete de la Fm. Altamira original de De Zoeten (1988). Se trata de los primeros materiales que se depositan sobre una discordancia de entidad regional y lo hacen indistintamente sobre la Fm. Los Hidalgos (17) o sobre las rocas del Complejo de Palma Picada (16), aunque en la Hoja de Imbert sólo ocurre el primer caso. Su litología está formada básicamente por conglomerados y brechas polimícticas que pasan gradualmente a las lutitas, margas y areniscas del Mb Cañada Bonita suprayacente.

La localidad tipo y otros cortes excelentes representativos de esta unidad se encuentran en la vecina Hoja de El Mamey, en los que además se puede observar la geometría de la discordancia basal. En la Hoja de Imbert los afloramientos son mucho más restringidos y se sitúan preferentemente en las dos principales pistas de acceso a Loma Paradero por su vertiente norte (desde Vista Alegre o Los Altos). Es preciso indicar que en en la parte oriental de esta loma, se pierde la traza cartográfica de esta unidad, sin que se sepa si ello se debe a un espesor escaso (que puede resultar semicubierto por los derrubios de ladera) o a su completa desaparición. También hay algunos afloramientos puntuales pero significativos, en diversos cortes de la escama de La China, como la carretera a Gualeté, en el corte del río Pérez en La China y en el alto de la Loma Damajagua.

En ninguno de los afloramientos mencionados hay un corte completo de la unidad, pero considerados en conjunto, se reconstruye una serie con características similares a las descritas en la localidad tipo. En su parte inferior la serie tiene una estratificación masiva o muy grosera y está formada por brechas de cantos angulosos a subangulosos de calizas grises y tufitas, con abundante matriz, muy desorganizadas, sin apenas clasificación, observándose un aumento progresivo en el contenido en cantos de calizas claras (a veces bioclásticas y con restos de faunas somera). Más arriba en la serie, estas facies inferiores pueden ser sustituidas o coexisten con tramos formados por alternancias decimétricas de niveles con cantos angulosos flotando en una matriz calcárea y niveles de brechas más finas con menos matriz y cantos más pequeños, subangulosos. La alternancia de estas dos facies predominantes así como la variación en el tamaño de grano medio, da una estratificación grosera de aspecto cíclico característica de esta unidad. Sólo en la parte alta de la unidad comienzan a aparecer términos más finos de areniscas y lutitas, con intercalaciones de niveles de conglomerados de cantos más redondeados, que pasan gradualmente al miembro superior de Cañada Bonita..

En la subida a Loma Paradero por Los Altos, un talud de unos 8 m de altura junto a la pista deja al descubierto un buen afloramiento de la Fm . Ranchete con características peculiares. El contacto no es visible, pero aparentemente esta formación se apoya sobre calcarenitas bioclásticas con macrofaminíferos bentónicos de la Fm. Los Hidalgos, que se dejan ver en el suelo de la propia pista. En la base del talud afloran los conglomerados y brechas de cantos de calizas y tufitas de tamaños muy variados, desorganizados y con abundante matiz, que caracterizan la parte baja de la formación; sobre ellos, un gran bloque (o conjunto de bloques) formado por basaltos (y tufitas?) del complejo Palma Picada, ocupa el resto del taud con dimensiones métricas. El contacto subhorizontal y ligeramente mecanizado entre el bloque y los conglomerados y brechas que lo albergan, y el aspecto caótico de todo el conjunto, sugiere que se trata, muy posiblemente, de un deslizamiento del primero sobre los segundos, que aparentemente llegan a recubrirlo en su parte superior.

Respecto al ambiente deposicional, la fábrica matriz-soportada y la escasa madurez textural de los cantos de las brechas sugieren un depósito rápido, con poco transporte, producido por corrientes de alta densidad en un medio probablemente submarino y con alternancias rítmicas de composición y tamaño de grano que sugieren sucesivas avalanchas. El tránsito rápido de la parte alta de la unidad a las facies turbidíticas del miembro Cañada Bonita, sugiere también un depósito de cierta profundidad quizá en taludes submarinos. El control

tectónico relacionado con un rápido levantamiento y erosión de las áreas fuente, es evidente y contribuye al aporte ocasional de bloques y olistolitos de tamaño decamétrico.

La datación de esta unidad es indirecta y se basa en la edad de los cantos que soporta (especialmente de la Fm. Los Hidalgos) y su posición infrayacente al del Mb. Cañada Bonita, lo que permite asignarle una edad Eoceno Superior.

2.3.1.2. Fm. Altamira. Mb Cañada Bonita. Sucesión rítmica de areniscas (mayoritariamente grauvacas), limolitas y margas arenosas de tonos grises y ocre, con intervalos de conglomerados y niveles esporádicos de calcarenitas bioclásticas (19). Eoceno Superior-Oligoceno (P_2^3 - P_3)

Por encima de los conglomerados del miembro Ranchete y de forma gradual, pero en pocos metros, aparece el miembro de Cañada Bonita, compuesto por una alternancia de areniscas gradadas, limolitas y margas, que intercala frecuentes niveles de conglomerados y brechas (algunos muy potentes) y también, de forma más esporádica, niveles de calcarenitas. En su conjunto, la serie puede alcanzar grandes potencias, del orden de 2000-2500 m según de Zoeten y Mann (1999), que coinciden con las observadas en el presente trabajo. La unidad que se describe en este epígrafe, corresponde al Mb. Cañada Bonita de la Fm. Altamira original de estos autores y constituye la facies más representativa y con mayor extensión cartográfica de esta formación.

Existen buenos afloramientos de esta unidad repartidos por toda la Hoja, especialmente en las pistas que se adentran o cruzan la cordillera hacia el sur desde las principales vías de comunicación, así como en la propia carretera de Santiago a Puerto Plata donde está la localidad tipo inmediatamente al sur del límite de la Hoja en las proximidades de la población de Altamira que le da nombre. Sin embargo todas ellas son series parciales y no correlacionables por falta de niveles de referencia que no permiten una reconstrucción completa de la unidad ni estudios secuenciales de detalle. Quizá el corte a lo largo de la pista de Altamira a Navarrete se puede considerar como uno de los más completos.

Desde el punto de vista litológico, lo más característico de esta unidad, de tonos ocre o parduzcos (grisáceos en corte fresco), es una buena organización estratigráfica en alternancias rítmicas de niveles centimétricos o decimétricos de areniscas con laminaciones paralelas y cruzadas y niveles de lutitas o margas. Los niveles de areniscas pueden llegar a

tener espesores métricos y en su base pueden incorporar términos conglomeráticos o microconglomeráticos que también llegan a formar capas individuales de notable espesor. A distintos niveles de la serie, se han observado fenómenos de redepósito, con cantos o brechas inmersas en una matriz lutítica o arenosa que muestra signos de haber sufrido procesos de inestabilidad sedimentaria (*slumping*), y pueden incorporar olistolitos o bloques de distinta naturaleza. El paso hacia la siguiente unidad (Mb Pocilguita) parece responder a un aumento de carbonatos, registrándose intercalaciones de niveles calcareníticos, que regionalmente pueden llegar a formar megacapas. Al margen de su litología, en la mayoría de los floramientos llama la atención la abundancia de fallas normales de geometría lítrica que afectan a la unidad, circunstancia que se repite en otras formaciones de este mismo ciclo, como por ejemplo la Fm Luperón.

De Zoeten (1988) realizó un estudio sedimentológico muy detallado en esta unidad, ampliado en De Zoeten y Mann (1999), con levantamiento de sucesiones estratigráficas y un exhaustivo análisis de facies. También ofrecen datos de paleocorrientes, que coinciden con los observados en este proyecto y datos de carácter petrográfico que les llevan a obtener algunas conclusiones paleogeográficas. En este sentido, estos autores ya reconocieron que la sedimentación de la Fm. Altamira, en general, y del Mb. Cañada Bonita, en particular, tuvo lugar en una cuenca alargada, paralela al sistema de fallas de salto en dirección de orientación ONO, con un relleno de tipo turbidítico submarino e intercalaciones de depósitos en masa.. Sus medidas de paleocorrientes indican que los flujos turbidíticos estaban dirigidos hacia el sureste, hecho que explica la desaparición hacia el noroeste de la Fm. Altamira bajo la Unidad de Gran Mangle.

Como complemento a lo anterior, en el presente trabajo se han podido reconocer diferentes los tipos de facies turbidíticas en las areniscas, desde facies de alternancia fina de areniscas gradadas y margas grises, la más típica de esta unidad, hasta tramos de areniscas de orden decimétrico a métrico, amalgamados y canalizados. Los tramos con deformación sinsedimentaria se manifiestan con *slumps*, niveles de brechas intraformacionales y olistolitos de calizas de plataforma. Dentro de las facies de areniscas y lutitas, es resaltable la gran ritmicidad entre las dos litologías, produciendo una estratificación bien definida. En los niveles conglomeráticos, con espesores muy variables, también existe una gran variabilidad de facies, pero generalmente suelen ser depósitos poco organizados, con clastos redondeados flotando en una matriz arenoso-microconglomerática, con una gran

abundancia de cantos blandos que superan el metro de diámetro y con fragmentos de corales.

Coincidiendo con las interpretaciones de De Zoeten y Mann (1999), las facies descritas se interpretan como depósitos turbidíticos profundos (*deep-marine turbiditic deposits*), en sentido amplio. Entre ellas dominan las corrientes de turbidez de baja densidad, con secuencias de *Bouma* parciales, que se intercalan entre sedimentos pelágicos y donde esporádicamente llegan flujos muy densos (*slope-apron*) o debris flow, producidos por desestabilizaciones en el talud, o por entrada de material en cañones submarinos. También se han reconocido en menor proporción, turbiditas de alta densidad (*high-concentration turbiditic currents*), que corresponden a niveles de arenas potentes.

La Fm. Altamira en su conjunto fue bien datada por De Zoeten (1988; ver también De Zoeten y Mann, 1999) como Eoceno Superior-Mioceno, quienes pusieron de manifiesto evidentes signos de resedimentación en el Mb. inferior de Cañada Bonita. A éste le asignan una edad Eoceno Superior-Oligoceno bien acotada por las buenas dataciones del Oligoceno Superior en el Mb. Pocilguita. En el presente proyecto, pese a la abundancia de facies finas, no se han obtenido buenas dataciones de esta unidad, quizá debido al carácter siliciclástico de sus facies, identificándose de manera general y sin precisión el intervalo Eoceno-Oligoceno con asociaciones del tipo: *Lepidocyclina sp.*, *Nummulites sp.*, *Sphaerogypsina sp.*, *Miogyopsina? sp.*, *Operculina sp.*, *Spiroclypeus? sp.*, Globigerinidos, Rotalidos, Miliolidos, Textularidos

2.3.1.3. Fm. Altamira. Mb Cañada Bonita. Conglomerados y brechas polimícticas (20). Olistolito de calizas bioclásticas (21). Eoceno Superior-Oligoceno (P₂³-P₃)

Se describen por separado en este epígrafe tres niveles de conglomerados y brechas que por su entidad se han podido separar cartográficamente dentro del Mb. Cañada Bonita y, también por la misma razón, un olistolito de rocas calizas.

De los tres niveles citados, dos corresponden a conglomerados propiamente dichos. Uno aflora, con unos 20 a 50 m de espesor, inmediatamente al sur del cabalgamiento de La China (y por tanto en la parte baha de la serie) y se corta varias veces en la carretera que desde Guanatico va al poblado de Fundación o en el desvío de ésta hacia Altamira. El otro aflora al norte del citado cabalgamiento (y por tanto en niveles aparentemente más altos de la serie) formando un fuerte resalte a lo largo de la Loma Prieta, donde puede alcanzar los

100-150 m de espesor, adelgazándose en su prolongación hacia la Loma Los Magueyes. En los afloramientos (siempre parciales) de estos niveles, los conglomerados tienen un aspecto masivo o con una estratificación muy grosera; los cantos son redondeados o subredondeados, más raramente angulosos y están soportados por una matriz arenosa o microconglomerática de proporciones muy variables (20-80%) e igual composición que los cantos. En el resalte próximo a La Fundación, los cantos son de composición calcarea, tufítica y volcánica con litologías que recuerdan las descritas en el complejo de Palma Picada y, sobre todo, en la Fm. Los Hidalgos. En el caso del resalte de Loma Prieta, la composición de los cantos es similar, pero con menor contenido de rocas calcáreas, y la identificación de su procedencia no es tan evidente; en él también se han observado niveles de arenas y, ocasionalmente lutitas y a su base se asocia un olistolito de varios m³, de calizas someras.

El tercer nivel se intercala también en la parte alta de la serie situada al norte del cabalgamiento de la China, con un espesor superior a los 50 m. Existe un excelente afloramiento de él en el cauce del río Pérez, al que se accede por el camino de Los Rincones que sale desde la carretera de Puerto Plata al norte de Altamira. En sus dos tercios superiores presenta un cuerpo principal de conglomerados muy similares a los anteriores, aunque de aspecto más masivo y desorganizado. De manera particular, su tercio inferior corresponde a una brecha formada por bloques y cantos de tamaño muy diverso (centimétrico a predominantemente decimétrico y métrico) en una abundante matriz arenoso-pelítica, a veces microconglomerática, que permite definirlo como un *debris flow*. Los bloques y cantos son de naturaleza muy diversa, reconociéndose, como en casos anteriores, calizas y diversos tipos de rocas volcánicas (tufitas, rocas básicas) más o menos afines a las descritas en el complejo Palma Picada y la Fm. Los Hidalgos; así como otros diferentes entre los que destacan abundantes bloques de una caliza bioclástica masiva de color crema. Un bloque de estas características, de rango cartográfico, se ha diferenciado en el mapa geológico a escasa distancia al norte de este afloramiento, como un olistolito inmerso en la serie de Cañada Bonita (unidad cartográfica N° 21), sin que se hayan podido observar las relaciones con el nivel de brechas y conglomerados. Estas calizas son *wackestones* bioclásticos de plataforma abierta con fauna de *Nummulites sp.*, *Discocyclusina sp.*, *Assilina sp.*, *Operculina sp.*, *Eorupertia sp.*, Miliolidos, Rotalidos, que permite datar, con dudas, el Eoceno Medio y Superior.

En el contexto de depósito definido para el conjunto del Mb Cañada Bonita, los niveles de conglomerados y brechas descritos en este apartado se interpretan como avalanchas propiciadas por reactivaciones tectónicas que, a la vista de su distribución cartográfica son recurrentes en toda la serie, y de debieron canalizar con rapidez en el sistema de canales turbidítico hacia la cuenca principal. Por su traza cartográfica, el resalte de Loma Prieta parece que se dispone discordante sobre los términos infrayacentes, sin que se haya podido observar *in situ* ni determinar las razones de este contacto.

2.3.1.4. Fm. Altamira. Mb. La Pocilguita. Sucesión rítmica de areniscas ocre, margas de tonos claros, calcarenitas y brechas calcáreas (22). Oligoceno Superior-Mioceno Inferior ($P_3^2-N_1^1$)

Regionalmente, por encima del Mb. Cañada Bonita se encuentra una serie de brechas y calcirruditas alternantes con niveles de calcarenitas, areniscas y lutitas que fueron separadas por De Zoeten (1988; ver también de Zoeten y Mann 1991;1999) en un miembro inferior (El Limón) y otro superior (La Pocilguita) de la Fm Las Lavas, con unas potencias de 250 y 1300 m respectivamente. Sin embargo, como se ha mencionado anteriormente, en este trabajo ambas unidades se integran dentro de la parte alta de la Fm. Altamira, desapareciendo la acepción de Fm Las Lavas.

El miembro El Limón sólo se ha cartografiado como tal en la vecina Hoja de Esperanza, en la vertiente sur de la cordillera. Sin embargo, en la Hoja de Imbert y la contigua de El Mamey la deformación producida por la zona de falla de Camú ha trastocado las relaciones estratigráficas originales entre el Mb. Cañada Bonita y los términos suprayacentes, de tal forma que el Mb. El Limón no es reconocible en ellas, bien sea por omisión tectónica o ausencia original estratigráfica. Así, en estas dos Hojas, el Mb Cañada Bonita se pone en contacto directo, siempre por falla, con el Mb. La Pocilguita.

En la Hoja de Imbert el Mb. La Pocilguita está representado sólo en su margen oriental, en continuidad con los afloramientos de mayor extensión que se prolongan por la parte central de la Hoja de El Mamey e incluido en mega-bloques o sigmoides dentro de la zona de falla de Camú y parcialmente mezclados con bloques de otras formaciones. Por esta razón, la mayoría de las observaciones proceden de esta última Hoja, donde, no obstante, por su asociación a la zona de falla de Camú tampoco hay afloramientos de calidad ni suficientemente continuos para el seguimiento estratigráfico de la unidad aunque son

magníficos para el estudio de la deformación frágil o dúctil-frágil por cizalla producida por esta falla (ver correspondientes capítulos de Tectónica)

Las diferencias litoestratigráficas con el Mb. Cañada Bonita consisten básicamente en la aparición, dentro de la alternancia de areniscas laminadas y lutitas grises, de los mencionados niveles de brechas y calcarenitas, muchos de los cuales corresponden a megacapas de orden métrico o decamétrico. Este hecho es característico de este miembro de la Fm Altamira y permite diferenciarlo en el campo como una unidad cartográfica con entidad propia. Las megacapas comienzan con tramos de orden métrico (o incluso decamétrico) que contienen abundantes clastos redondeados inmersos en una matriz arenoso-microconglomerática e incluyen fragmentos de otras series, cantos blandos y olistolitos de calizas de plataforma; culminan con calcarenitas muy ricas en macroforaminíferos bentónicos frecuentemente orientados (*lepidocyclinas*). Las megacapas forman secuencias grano y estratodecrecientes y pueden estar superpuestas, truncadas o amalgamadas, con distintos desarrollos de facies. Su espesor es muy variable llegando a alcanzar hasta 150 m. Se considera que estas facies podrían corresponder al Mb. El Limón, aunque por falta de referencias dentro de la serie, se ha preferido asignarlas al Mb. La Pocilguita, sin más precisión. Entre las megacapas calcareníticas se encuentran tramos métricos de alternancias de areniscas y lutitas bien organizados, similares a los descritos en el Mb. Cañada Bonita.

Esta unidad se depositó en la misma cuenca turbidítica y a continuación que el Mb Cañada Bonita por lo que su interpretación sedimentaria es similar a ésta. La presencia de las megacapas es indicativa de una mayor actividad en el depósito, posiblemente propiciada por un periodo de reactivación tectónica que genera inestabilidades generalizadas en la cuenca, quizá localizadas principalmente en la base del talud (*slope apron*), y favorece los depósitos en masa. El hecho de que en ellos se vean implicados materiales de la propia cuenca (cantos blandos, conglomerados previos) apoya la existencia de taludes fallados. Por otro lado, la mayor proporción de carbonatos (calcirruditas y calcarenitas) se puede explicar, en parte, por el aumento de macroforaminíferos bentónicos (principales constituyentes carbonatados) y una somerización del medio.

De Zoeten (1988) obtuvo buenas dataciones del Oligoceno Superior en el Mb. De El Limón por él definido, y del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, en su Mb. La Pocilguita, que coinciden con las obtenidas en este trabajo (ver Hoja contigua de El Mamey).

2.3.1.5. Fm. La Toca. Sucesión rítmica de areniscas de tonos ocres, lutitas y margas, con frecuentes intercalaciones de conglomerados y ocasionales acumulaciones de ámbar (23). Conglomerados y brechas polimícticas (24). Eoceno Superior-Mioceno Inferior ($P_2^3-N_1^1$)

La Fm. La Toca aflora al este de la falla de Río Grande que conforma el contacto estructural con la contigua Fm. Altamira y el límite entre los dos bloques definidos por de Zoeten (1988) con estos mismos nombres. En el sector occidental de la cordillera tiene una amplia exposición en la Hoja de San Francisco Arriba rodeando, en contacto por falla, al complejo de Pedro García, desde donde se extiende a las Hojas contiguas de Esperanza, Imbert y Puerto Plata, con un área de afloramiento más limitada (Fig. 2.1.1). También tiene una buena representación en el sector oriental de la Cordillera Septentrional (Fig. 1.3.4), donde se apoya discordante sobre el complejo de Río San Juan. En la Hoja de Imbert sus afloramientos son muy limitados y puntuales (apenas se observan series continuas) por coincidir con una zona muy cubierta, escarpada y de difícil acceso.

La Fm. La Toca está formada por una sucesión litoestratigráfica muy similar a la de la Fm. Altamira, pese a lo cual, de Zoeten (1988) y de Zoeten y Mann (1991; 1999) han propuesto y mantenido su separación basándose en determinadas diferencias de facies sedimentarias y, sobre todo, en las diferencias composicionales de sus componentes detríticos. Esta última observación puede ser más o menos evidente en las proximidades de las áreas fuente (complejos Pedro García y Palma Picada + los Hidalgos, respectivamente), pero no tanto en áreas comunes alejadas de ellas; pero en cualquier caso no parece un criterio suficientemente determinante como para justificar la distinción entre ambas formaciones. En las observaciones realizadas en la Hoja de Imbert a uno y otro lado de la falla del río Grande, se han comprobado algunas diferencias en la organización secuencial como pueden ser una mayor proporción y espesor de tramos lutiíticos margosos en la Fm. Altamira, mas frecuencia de intervalos conglomeráticos (y más potentes) en la Fm. La Toca, cierta abundancia de niveles carbonosos en La Toca (poco evidentes los afloramientos de la Fm. Altamira de la Hoja de Imbert); y también una sistemática aparición de ámbar al este de la falla, que no ocurre (o no se ha citado) al oeste de ella; sin embargo tampoco son éstas características de peso que sirvan para sustentar la diferenciación de las dos formaciones (en todo caso de diferentes niveles estratigráficos) y por encima de todo prevalece el notable parecido litoestratigráfico entre ambas. Pese a todo, teniendo en cuenta la entidad cartográfica de la falla de río Grande, en el presente proyecto se ha preferido mantener las

dos denominaciones a la espera de que futuros trabajos sedimentológicos de detalle (fuera del alcance de este trabajo) confirmen o no la conveniencia de su unificación.

La Fm. La Toca está formada por alternancias rítmicas de areniscas ocre de grano fino a medio, más raramente de grano grueso, en capas normalmente centimétricas o decimétricas (de hasta 60 cm. de espesor), y margas (o lutitas) arcillosas de tonos grises en corte fresco e igualmente ocre por alteración, dispuestas por lo general en capas decimétricas (unidad N° 23). Son claramente turbiditas siliciclásticas, en las que la monotonía se rompe por la presencia de horizontes basales de espesor decimétrico, de microbrechas y litoarenitas con fragmentos de conchas y corales. Es frecuente la presencia de niveles centimétricos muy oscuros, ricos en materia orgánica, a veces formados por debris de lignito, y a ellos se asocian las acumulaciones de ámbar, en bandas o nódulos, características de esta formación.

Dentro de esta unidad indiferenciada (más común y característica) se observan niveles de conglomerados polimícticos (más raramente brechas) de cantos redondeados a subredondeados, clasto-soportados, que pueden tener espesores muy variados, desde decimétricos a métricos, y también decamétricos (hasta 100m), en cuyo caso se han llegado a representar en la cartografía (unidad N° 24). Los cantos (y bolos) proceden de rocas volcánicas (mayoritariamente andesitas), plutónicas (tonalitas) y sedimentarias (areniscas y calizas de plataforma recristalizadas) y entre las dos primeras se pueden reconocer litologías afines al complejo de Pedro García. La moda de los cantos es de 5-7 cm, y el centil supera los 100 cm. El espesor de los niveles de conglomerados cartografiados en la Hoja de Imbert es del orden de 100 m. El espesor total del conjunto de la serie de la Fm La Toca se estima en más de 1500 m

La interpretación sedimentaria de la Fm. La Toca es similar a la de la Fm. Altamira, es decir, es una unidad depositada en una cuenca turbidítica y en ella están representados todos los subambientes, desde facies de lóbulos (preferentemente distales) hasta facies de *basin plane*, entre los que se intercalan depósitos brechoides controlados por corrientes de alta densidad de tipo *debris-flow*, (quizá producidos por desestabilizaciones del talud), o depósitos bien canalizados en cañones submarinos (conglomerados clasto-soportados).

La Fm. La Toca fue datada por de Zoeten (1988) en su zona de tesis (sector occidental de la cordillera) como Oligoceno Inferior-Mioceno Inferior y esta edad se puede ampliar al Eoceno

Superior si se tienen en cuenta los datos obtenidos por Draper y Nagle (1991) en el sector oriental de río San Juan. Las dataciones realizadas en el transcurso del proyecto (en la Hoja contigua de San Francisco Arriba) han resultado en determinaciones poco precisas del Oligoceno-Mioceno Inferior con asociaciones del tipo *Catapsydrax af. dissimilis* (Cushman y Bermúdez) y *Globigerinoides trilobus* (Reuss) *Globigerina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Globigerinoides sp.*, *Cibicides sp.*, *Brizalina sp.*, *Reophax sp.*, *Cassidulina? Sp.* Teniendo en cuanto todos los datos y atendiendo a criterios regionales la formación se ha asignado en este trabajo al mencionado intervalo Eoceno- Superior-Mioceno Inferior.

2.3.2. Eoceno Superior-Mioceno Inferior del sector Imbert-Puerto Plata

En el sector de Imbert-Puerto Plata, se han reconocido unas unidades equivalentes a las descritas anteriormente para el sector de El Mamey-Altamira-La Toca, pero con unas características litológicas diferentes, que permiten su diferenciación cartográfica. Una de ellas es la Fm. Luperón, unidad previamente descrita por Nagle (1966), que aflora en el territorio comprendido entre las localidades de Luperón e Imbert (Hojas de Luperón e Imbert) y tiene unos rasgos litoestratigráficos propios. La otra es la Unidad de Aguas Claras, de nueva denominación en este proyecto, que ocupa una franja de unos 2 a 10 km de anchura comprendida entre los afloramientos de las Fms Altamira y Luperon, coincidente con la zona de falla de Camú. Esta unidad comparte características litoestratigráficas con las dos formaciones citadas y se interpreta se ocupaba una posición paleogeográfica intermedia o de transición entre ambas.

2.3.2.1. Unidad de Agua Clara. Sucesión rítmica de areniscas ocreas y margas de tonos claros, con frecuentes intercalaciones de microconglomerados y de areniscas de grano grueso de clastos de rocas volcánicas y fragmentos de corales y cemento carbonatado, de característicos tonos oscuros por alteración (25). Eoceno Superior-Mioceno Inferior ($P_2^3-N_1^1$)

Esta unidad se ha cartografiado por primera vez como tal, en este proyecto y tiene su mejor representación en la Hoja de El Mamey y también, con menor extensión, en esta Hoja de Imbert. La mayor parte de sus afloramientos se habían asignado anteriormente a la Fm. Las Lavas (De Zoeten *et al.*, 1991). Sin embargo, la identificación de una serie de características litológicas y una cartografía detallada, han permitido su separación de la Fm. Altamira (en sentido amplio) situada al sur, con la que comparte determinados rasgos sedimentarios y de organización estratigráfica, y también, de igual manera, de la Fm Luperón, situada al norte.

Todos los contactos de la unidad de Agua Clara con las estas dos unidades limítrofes son tectónicos, puesto que su ámbito de afloramiento coincide con la zona de falla de Camú, lo que además es la causa de que por lo general aparezca bastante deformada. Por lo tanto, no se han podido observar las relaciones originales entre estas tres unidades, aunque se supone que formaban parte del relleno de subcuencas turbidíticas anexas y estaban relacionadas lateralmente.

La unidad ha sido definida en la zona de sus mejores afloramientos del sector de Agua Clara, en la parte oriental de la Hoja de El Mamey. En la Hoja de Imbert hay algunos buenos afloramientos en la zona de Ruiseñor al oeste, y en algunos cortes a lo largo de los ríos Caonao y Cabía. En la parte oriental de la Hoja más próxima a Imbert apenas hay afloramientos por coincidir con zonas de cultivo de caña, aunque se pueden hacer algunas observaciones de ella a lo largo de la carretera a Guanatico.

La unidad de Agua Clara está constituida por una sucesión rítmica de areniscas ocre y margas claras, con frecuentes intercalaciones de areniscas carbonatadas y niveles de microconglomerados, ambos con tonos oscuros muy característicos. También se reconocen habitualmente, paquetes de calcarenitas bioclásticas de orden decimétrico con abundantes *Lepidocyclinas*. Estos corresponden a *wackestones* y *packestones* bioclásticos de algas rojas, Equinodermos, Briozoos y diversos tipos foraminíferos, con abundantes fragmentos líticos. El hecho de que esta unidad se encuentre asociada a la zona de falla de Camú ha impedido que se pueda levantar alguna serie estratigráfica, si bien las características expuestas y su aspecto peculiar en afloramiento resultan suficientes para su diferenciación cartográfica de las unidades contiguas. Su espesor se estima superior a los 1000 m.

A falta de un estudio sedimentario más detallado, las características litológicas descritas y su relación con las unidades contiguas sugieren que la unidad de Agua Clara se ha depositado en una cuenca turbidítica relativamente profunda que evoluciona en la parte superior de la serie a medios más someros: las alternancias de areniscas laminadas lutitas y margas pueden corresponder a facies de lóbulos turbidíticos producidos por un abanico submarino, mientras de las areniscas groseras y microconglomerados, evidencian medios más someros, quizá de talud, y las calcarenitas, posiblemente, una plataforma abierta.

Los abundantes restos fósiles que contiene esta unidad identifican con ambigüedad el intervalo Eoceno Superior-Mioceno Inferior con diversas asociaciones de la siguiente fauna:

Catapsydrax af. dissimilis (Cushman y Bermúdez), *Globigerina af. ampliapertura* Bolli, *Lepidocyclina (Nephrolepidina) sp.*, *Operculina sp.*, *Rotalia sp.*, Nummulitidos, *Globigerina sp.*, *Globorotalia? sp.*, *Sulcoperculina sp.*, *Globigerapsis sp.*, *Coskinolina sp.*, Buliminidos. Ophthalmidiidos., *Heterostegina sp.*, Gypsinidos, Rotalidos, Miliolidos. Su asignación definitiva al mismo se ha establecido además, por correlación con las unidades contiguas.

2.3.2.2. Fm. Luperón. Alternancia rítmica de areniscas de tonos gris a verde oscuro, típicamente deleznable, y margas claras; localmente, intercalaciones de calcarenitas (27). Margas de tonos claros con intercalaciones de bancos de areniscas calcáreas bioclásticas y microconglomerados, bien cementados (26). Eoceno Superior-Mioceno Inferior (P_2^3 - N_1^1)

La Fm. Luperón fue definida por Nagle (1966) para nombrar una sucesión más de 1000 m de espesor formada por una alternancia de "arcillas tufáceas poco maduras, carbonatadas, de color anaranjado, areniscas calcáreas y calizas bioclásticas, con conglomerados en la base". Posteriormente, Eberle et al. (1982), Pindel (1985) y Pindel y Draper (1991), asumen esta definición y añaden otras observaciones como la presencia de yeso y micas que según ellos contribuye a su diferenciación de la Fm. Altamira. Es preciso indicar que Nagle (1966) y por tanto también los otros autores, incluyeron en su Fm. Luperón determinados materiales aflorantes al este de la localidad de Luperón que ahora, en este proyecto, se han asignado a una nueva unidad, la unidad de la Jaiba (ver más adelante); según la nueva cartografía SYSMIN, la Fm. La Jaiba la reposa discordante por encima de la Fm. Luperón. Pese a ello, considerando que todavía la mayoría de la Fm Luperón original coincide con la representada en la nueva cartografía, se ha decidido mantener su nombre.

En la Hoja de Imbert la Fm. Luperón está muy bien representada en numerosos cortes parciales a lo largo de los ríos las Navas, Caonao y Cabía y en el arroyo Jacuba/Los Llabones, a oeste de Imbert. También en el arroyo Durán al norte de esta localidad, donde es notoria la posición anómala (subactual) de la Fm. San Marcos sobre ella, así como en diversos cortes de arroyos situados al norte de la carretera a Luperón. Con todo, los mejores cortes de la serie en sus facies más representativas corresponden a la pista que une Ruiseñor con Pozo Prieto, y sin duda, el corte del río Bajabonico a su paso por Imbert, donde además se puede observar el contacto con un retazo de la formación La Jaiba suprayacente.

Pese a esta abundancia de afloramientos, hay que destacar que ha resultado imposible observar el contacto original, supuestamente discordante, de esta formación con ninguna de las unidades del complejo de Puerto Plata infrayacente, siendo igualmente difícil ver *in situ* los contactos por falla, que por tanto son mayoritariamente deducidos. En este sentido es especialmente importante el afloramiento de los alrededores de El Café en el límite con la Hoja de Luperón. En este paraje se ha identificado y datado una serie de margas blancas claras y disyunción concoidea característica, que incluyen intercalaciones de bancos de areniscas y microconglomerados calcáreos bioclásticos (unidad N° 26), en inequívoco contacto discordante sobre los gabros (y las brechas serpentínicas) del Complejo de Puerto Plata. Por su edad y posición estratigráfica aparente, esta serie se ha interpretado como la parte inferior de la Fm. Luperón, si bien el contacto o tránsito con las facies típicas superiores no se ha llegado a observar en el campo al estar cubierto por la unidad de la Jaiba. Las capas calcareníticas corresponden a *wackestones* y *packestones* bioclásticos (con niveles de biomicrita) más o menos arenosos, de plataforma abierta con fauna de Foraminíferos, Briozoos, Moluscos y algas rojas, en los que se ha datado el intervalo Eoceno Medio-Superior (*Nummulites* sp., *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., *Cushmanella?* sp., Rotalidos, Miliolidos, Gypsinidos, Globigerinidos, Textularidos.). Alternativamente, se puede suponer que estas facies más margosas con calcarenitas y, por tanto más someras, representan un cambio hacia el norte de las facies típicamente turbidíticas que predominan hacia el sur (descritas a continuación).

En sus facies características, más habituales en los afloramientos de la Hoja de Imbert, la Fm. Luperón se presenta como una alternancia rítmica de areniscas (litoarenitas) de tonos gris a verde oscuro, típicamente deleznable, y margas (o lutitas) claras, con eventuales intercalaciones de calcarenitas (unidad N° 27). En un magnífico afloramiento de un meandro del río Bajabonico junto a la localidad de Imbert (talud de unos 40 m de altura) se exponen términos relativamente altos de la unidad con buzamiento de unos 30° al sur y afectados por abundantes fallas normales de geometría lítrica igual a las observadas en otras unidades de este mismo ciclo (p.e. Fm Altamira). En este afloramiento se observa muy bien la alternancia de arenas laminadas y margas (o lutitas), con una relación arena/lmarga variable, pero siempre superior en arenas. Las areniscas se disponen en niveles de orden decimétrico y centimétricos poco cementados, muy micáceos y con gran contenido de restos vegetales y bioturbaciones (*Ophiomorpha*). Muestran una granoclasificación positiva en la mayoría de los casos, y también estructuras sedimentarias tractivas de disminución de energía (laminación paralela y laminación cruzada a techo), observándose varias

secuencias *thickening upward*, de orden métrico. Sobre estos términos reposan, mediante un contacto brusco, los materiales arenosos o conglomeráticos atribuibles a la Unidad de La Jaiba, con una base de arenas, brechas y microconglomerados de uno o dos metros de espesor, que incluye abundantes cantos (y bloques) blandos de la propia Fm. Luperón.

La serie del arroyo Jacuba/Los Llabones al oeste de Imbert se desarrolla sobre las facies típicas descritas anteriormente, pero incluye frecuentes niveles de conglomerados y brechas formados por cantos de rocas volcánicas y volcanosedimentarias indeterminadas, y calizas. En esta serie se observan varios pliegues recumbentes de orden decamétrico que muy probablemente correspondan deslizamientos gravitacionales (*slumps*).

La Fm. Luperón se interpreta depositada en una cuenca turbidítica con predominio de turbiditas de baja densidad, colonizadas por organismos bioturbadores, entre sedimentación pelágica. En determinados puntos fuera de la Hoja (p.e. sección del Río Los Mameyes en la Hoja de Puerto Plata) se han observado grandes paquetes de areniscas, que configuran un “*sand-rich deep-water system*”, formado por turbiditas arenosas de alta densidad (*high-density gravity flows*) posiblemente asociados a lóbulos y/o canales amalgamados. Ocasionalmente, hacia la parte más alta de la formación se han identificado medios de transición a medios deltaicos distales (*mixed sedimentary environments, sensu Mutti et al., 2003*), donde existiría un importante sistema de aportes siliciclásticos a la cuenca, producidos por las propias corrientes densas procedentes del delta. Por tanto, la evolución vertical de la Fm Luperón es una megasecuencia somerizante a techo, como lo demuestran también las asociaciones de trazas fósiles reconocidas para cada parte de la sección. En este contexto, no se puede precisar si la unidad de margas con intercalaciones de bancos de areniscas calcáreas (26) se sitúa en la parte inferior del ciclo, en cuyo caso se trataría de un ciclo completo de profundización-somerización, o más bien representa un cambio general de la unidad hacia el norte a las facies más someras de plataforma.

Aparte de la datación anteriormente mencionada, obtenida en la unidad margosa inferior, en el resto de la unidad también se ha caracterizado, con una fauna parecida, el intervalo Eoceno Superior-Oligoceno, sin mayores precisiones, lo que coincide con las dataciones obtenidas en trabajos previos (Nagle, 1966; 1974; Bourgois *et al.*, 1982). Además, en varias muestras se ha datado con más o menos acierto el Mioceno Inferior (distintas asociaciones de la siguiente fauna): *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides af. bisphaericus* (Todd), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globoquadrina af. dehiscens* (Chapman, Parr y

Collins), *Globoquadrina af. baraemoenensis* (Le Roy), *Globorotalia mayeri* (Cushman y Ellisor), *Globigerina sp Globigerina af. Praebulloides* Blow, *Globigerina af. Venezuelana* Hedberg, *Catapsydrax af. Dissimilis*. Considerando la edad de la Fm. La Jaiba suprayacente, en la que se ha datado bien el Mioceno Inferior y teniendo en cuenta su correlación regional con unidades equivalentes, en este trabajo se ha asignado la Fm. Luperón al intervalo Eoceno Superior-Mioceno Inferior (bajo)

2.4. Mioceno Inferior-Medio

Este ciclo se deposita discordante por encima de las series de afinidad turbidítica desarrolladas hasta el Mioceno Inferior (parte baja) en el ciclo infrayacente. En este sector de la Cordillera Septentrional comprende básicamente dos unidades litoestratigráficas: la unidad de La Jaiba (de nueva definición) y la unidad de Gran Mangle (redefinida de Calais et al., 1992). La discordancia asociada a la base de estas unidades pone de manifiesto la existencia de una fase de deformación en el Mioceno Inferior que pone fin a las cuencas turbidíticas precedentes o produce su migración lateral. Los materiales conglomeráticos de la unidad de la Jaiba evidencian una regresión forzada con la instalación de sistemas deltaicos y fluviales que hacia los sectores occidentales evolucionan a unidades nuevamente turbidíticas (unidad de Gran Mangle). La unidad de Gran Mangle, aflora en el sector más occidental de la Cordillera Septentrional y no tiene representación en la Hoja de Imbert. Se apoya discordante sobre materiales de la Fm. Altamira y la Fm. Los Hidalgos en su extremo oriental (Hoja de El Mamey), mientras que hacia el oeste se encuentra sobre los materiales del Complejo de El Cacheal o sobre unas calizas de plataforma que se instalan directamente sobre este complejo (Calizas de Buen Hombre), ya en la Hoja de Cacao-Buen Hombre. Una descripción detallada de esta formación se puede encontrar en las memorias de estas Hojas.

2.4.1. Las sucesiones fluvio-deltaicas del Mioceno Inferior-Medio

En los trabajos previos no se ha reconocido bien este ciclo debido principalmente a que no se habían identificado los materiales conglomeráticos que constituyen la unidad de La Jaiba, pese a su gran extensión cartográfica (aunque discontinua) en el sector comprendido por las Hojas de El Mamey, Luperón, en menor medida Imbert, y muy testimonialmente Puerto Plata. Calais *et al.*, (1992) reconocen dos fases tectónicas en el sector más occidental de la Cordillera Septentrional, una en el Aquitaniense-Burdigaliense y otra en el Langhiense-

Serravaliense, aunque no ofrecen datos precisos sobre ellas, ni su interpretación. En cualquier caso, sería la primera de ellas (Aquitaniense-Burdigaliense) la equivalente a la definida en este apartado. En este sentido, de Zoeten y Mann (1999) también hablan de un evento de levantamiento generalizado de la Cordillera Septentrional en el Mioceno Medio, aunque no encuentran la correlación con las unidades litoestratigráficas que resultarían del mismo e interpretan que el depósito de la Fm. Villa Trina, también discordante sobre las unidades turbidíticas, sería indicativo de esta fase tectónica..

En el presente trabajo, el depósito de este ciclo se relaciona, dentro de la tectónica transpresiva generalizada, con una fase principal en el funcionamiento de los desgarres y más concretamente de la falla de Camú, con creación de relieves (flores positivas) y subcuencas (flores negativas) asociadas principalmente al desarrollo de su traza. En éstas últimas se depositaron los materiales fluvio-deltaicos (fundamentalmente conglomeráticos y arenosos) de la Fm. La Jaiba, procedentes de la denudación de las áreas contiguas levantadas. En el sector oriental de la cordillera (fuera de ámbito de la Hoja de Imbert), estos materiales encuentran sus equivalentes en la Fm. La Piragua, una unidad fluvial discordante sobre el Complejo de Río San Juan, que resulta del levantamiento del macizo de rocas plutono-volcánicas y metamórficas de Río San Juan durante este mismo (o similar) periodo.

2.4.1.1. La unidad de La Jaiba. Sucesión de arenas sueltas con niveles de lutitas y tramos de conglomerados (28). Mioceno Inferior-Medio (N_1^{1-2})

Regionalmente la unidad de la Jaiba se sitúa sobre la Fm. Luperón y la unidad de Agua Clara. No obstante, en la Hoja de Puerto Plata también se ha observado un retazo de esta formación reposando sobre de la Fm. La Toca, un hecho a tener en cuenta para la evolución geológica de la cordillera. El contacto inferior corresponde a una discordancia o, mejor, una disconformidad, puesto que de manera clara, solamente se ha observado en dos puntos (La Jaiba-Anegadizos, Hoja de El Mamey y Río Bajabonico, Hoja de Imbert) y aparentemente no existen relaciones geométricas de angularidad.

La localidad tipo se encuentra en La Jaiba (Hoja de El Mamey) y se compone de una sucesión de conglomerados, muy redondeados, mayoritariamente matriz-soportados, con clastos que proceden fundamentalmente del complejo de basamento de Puerto Plata, aunque no se descarta la inclusión de rocas de otros complejos situados al sur de la zona de falla de Camú (Palma Picada o equivalentes). En general presentan unos tonos oscuros (por

alteración) muy característicos y eventualmente muestran estratificaciones cruzadas y rellenos de canales. Alternan con areniscas muy deleznable, en bancos decimétricos, con gran abundancia de restos de plantas y clastos de orden centimétrico dispersos. También se han encontrado en menor proporción clastos de calizas del Oligoceno-Mioceno inferior y restos de corales. Eventualmente se distinguen niveles más lutíticos, también con un alto contenido de flora fósil. Su espesor en determinados puntos de la Hoja de El Mamey puede llegar a ser de varios centenares de metros (<500 m). Un hecho destacable en toda esta unidad es la presencia sistemática de fallas normales, aparentemente sinsedimentarias, que evidencian un control tectónico importante sobre su depósito.

En la Hoja de Imbert, la unidad de La Jaiba tiene una representación restringida a dos zonas. Una de ellas es el afloramiento ya mencionado del río Bajabonico a su paso por la localidad de Imbert que, pese a su pequeño tamaño, apenas representable en la cartografía 1:50.000, es muy significativo por la buena exposición del contacto con la Fm. Luperón infrayacente y porque una muestra del mismo ha permitido datar la unidad (la parte basal) como Mioceno Inferior (probable Burdigaliense), con la siguiente asociación: *Globigerinoides af. trilobus* (Reuss), *Globoquadrina sp.*, *Globigerina sp.*, *Praeorbulina? sp.*, *Globigerinoides af. bisphaericus* Todd. Aparte del nivel con cantos blandos que forma la parte basal de la unidad, en el resto del afloramiento se pueden hacer pocas observaciones por su inaccesibilidad, aunque mayoritariamente está constituido por arenas masivas de tonos ocres anaranjados con niveles de conglomerados y, más raramente, de lutitas.

La otra zona con representación de la unidad de La Jaiba, es el Alto o Cerro del Burro, al norte de la Hoja en prolongación con los principales afloramientos de esta unidad en la Hoja de Luperón. Aquí, sus litologías quedan magníficamente expuestas en una cantera que estaba siendo explotada durante la ejecución de la cartografía. Aparentemente la unidad, con ligero buzamiento hacia el oeste o subhorizontal, se apoya discordante sobre los dos términos de la Fm. Luperón (unidades 26 y 27) si bien los contactos con ellos no son reconocibles en campo, lo que genera una cierta confusión sobre la disposición cartográfica del conjunto. Desde el punto de vista litológico este afloramiento es equiparable a los estudiados en la Hoja de Luperón (p.e. Finca de La Ballena), todos los cuales fueron originalmente incluidos por autores previos en la Fm. Luperón.

En el conjunto de estos afloramientos, la unidad aparece constituida por varias secuencias que comienzan con unos metros de conglomerados polimícticos, heterométricos, con cantos

de tamaño medio *cobble*, redondeados o subredondeados, dentro de una matriz arenosa o microconglomerática que típicamente incorpora frecuentes cantos blandos de lutitas claras (azoicas) y restos dispersos de corales; hacia techo, los conglomerados pasan a arenas gruesas a medias, con escasas estructuras sedimentarias (laminación horizontal de HFR) y, excepcionalmente, estratificación cruzada planar. Por encima de las arenas, que pueden tener varios metros de espesor, se desarrollan niveles de lutitas claras, laminadas, poco potentes (centimétricas), con frecuentes restos vegetales carbonosos.

En la cantera del Cerro del Burro, con un espesor total superior a los 30 m, se pueden obtener, además interesantes datos sobre la evolución lateral de esta unidad. Las arenas son de grano medio a grueso, forman tramos con hasta 10 m de espesor y pasan lateralmente a gravas finas, con clastos cm esporádicos, cantos blandos y restos carbonosos. Frecuentemente presentan geometrías canaliformes con bases muy erosivas y un relleno de cantos blandos procedentes de niveles de lutitas pertenecientes a secuencias inferiores. En conjunto, tal y como se observa en el resto de la serie, toda la organización del sistema arenoso tiende a ser *thinning* y *fining upward*, observándose hasta tres secuencias. En este caso también hay que destacar la presencia de fallas normales de dirección preferente 110-120.

Con todos estos datos (se pueden consultar más detalles en la memoria de la Hoja de El Mamey), la sedimentación de la unidad de la Jaiba se interpreta relacionada con sistemas deltaicos que se instalaron sobre los materiales turbidíticos de la Fm. Luperón o sus equivalentes de plataforma externa. La presencia de corales y otras faunas marinas someras, indican que el depósito se debió producir en medios marinos someros (llanura deltaica con canales). Por otra parte, las secuencias positivas reconocidas tienen patrones de subsidencia rápida alimentada por sistemas deltaicos con gran capacidad de transporte y depósito, aunque los dispositivos de progradación se llegaban a producir la colmatación instantánea de la cuenca, observándose grandes espesores de materiales depositados aproximadamente en las mismas condiciones de batimetría. Se supone que la subsidencia se acomodaba principalmente por los sistemas de fallas que limitaban las distintas subcuencas y también, por un buen número de fallas sinsedimentarias interiores.

A modo de hipótesis los sistemas arenoso-conglomeráticos de la unidad de La Jaiba se pueden asimilar a sistemas deltaicos de abanicos aluviales y de deltas fluviales dominados por avenidas, depositados en cuencas tectónicamente activas. En este tipo de cuencas los

sistemas fluviales son muy inmaduros, con zonas de recepción relativamente elevadas, zonas de transferencia cortas y con alto gradiente y zonas deposicionales marinas donde el transporte y la sedimentación están dominados por flujos hiperpícnicos, es decir, flujos con una densidad superior al agua marina. Estas son condiciones que se cumplen para esta región, a lo que hay que añadir la importancia de los procesos de avenidas fluviales debido a sus particulares características climáticas, fundamentalmente a la existencia periódica de ciclones.

En cuanto a la edad, la única datación relativamente fiable es la referida anteriormente de Mioceno Inferior obtenida en una muestra del afloramiento del río Bajabonico. Con una notable escasez de niveles de facies finas, el resto de las dataciones han resultado azoicas. A partir de la mencionada datación, y considerando con criterios regionales la edad de los materiales del ciclo suprayacente, la unidad de la Jaiba se ha asignado al intervalo Mioceno Inferior-Mioceno Medio.

2.5. Mioceno superior-Plioceno

Durante el Mioceno Superior y el Plioceno Inferior en la Cordillera Septentrional tiene lugar un nuevo ciclo sedimentario, marcado por una discontinuidad en la base de las Fms. Villa Trina y Los Haitises. Este ciclo sedimentario muestra una megasecuencia regresiva a partir de una transgresión generalizada. La paleogeografía pudo ser bastante compleja debido a la presencia de paleorreliques previos y el levantamiento continuado (en condiciones transpresivas o de desgarre sinistral) de la cordillera. Es importante señalar que los materiales de esta edad son importantes para la historia geológica y la correlación entre los dominios de la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao, pues es a partir de esta etapa cuando parecen tener evoluciones sedimentarias parecidas o cuando al menos, pueden ser correlacionables. Los materiales de la Cuenca del Cibao no están representados en la Hoja de Imbert y detalles sobre los mismos, con su interpretación y significado, se pueden encontrar en Hojas contiguas, especialmente la del El Mamey.

2.5.1. Las secuencias marinas (o el ciclo transgresivo-regresivo) de la Cordillera Septentrional

Las unidades litoestratigráficas diferenciadas y cartografiadas en este ciclo del Mioceno superior-Plioceno en el sector occidental de la Cordillera Septentrional son marinas y

comprenden ambientes de plataforma con una cierta distalidad (margas de cuenca con gran cantidad de foraminíferos planctónicos), hasta plataforma interna (calizas masivas con téminos arrecifales y otros organismos de ambientes someros), y se relacionan tanto de forma lateral como vertical. Pese a ser unidades con gran extensión regional, algunos detalles sobre su evolución paleogeográfica, relaciones verticales y parte de su significado sedimentario, permanecen en hipótesis de trabajo. Esto es principalmente debido a limitaciones de observación por falta de continuidad cartográfica y a la acción de la tectónica de desgarre, que probablemente ha modificado y desplazado los escenarios originales de su depósito. En la Hoja de Imbert se han distinguido las siguientes unidades:

- La Fm. Villa Trina: compuesta por una sucesión de margas grises masivas con foraminíferos planctónicos, amarillas en alteración, que presentan intercalaciones centrimétricas de calcarenitas bioclásticas, sobre todo a techo de la unidad (unidad Nº 29). La base de la unidad es una discontinuidad de origen transgresivo, por lo que se sitúa sobre una amplia variedad de formaciones y unidades más antiguas. El techo es transicional a la Fm. Los Haitises aunque en la Hoja de Imbert esta transición no llega a tener registro cartográfico.
- La Fm. Los Haitises: formada por paquetes de calizas masivas, blancas o amarillentas, con facies de plataforma somera, frecuentemente arrecifales. Regionalmente esta unidad se sitúa por encima de la Fm. Villa Trina o, como es el caso de la Hoja de Imbert, directamente sobre unidades más antiguas en las zonas de mayor relieve, más internas y alejadas de la línea actual de la costa, donde sólo se llegaron a desarrollar las facies marinas someras.

2.5.1.1. La Fm. Villa Trina. Margas y margas arenosas blancas o amarillentas con intercalaciones de niveles de calcarenitas con abundantes restos de corales (29). Alternancia decimétrica de margas y calcarenitas (30). Mioceno Superior-Plioceno. (N₁³-N₂)

Fue descrita por primera vez por Vaughan *et al.*, (1921) para hacer referencia una serie de materiales fundamentalmente margosos con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas, coronados por una sucesión de calizas masivas, que mostraban un relieve cárstico espectacular en el área de José Contreras (Hoja de Salcedo), que es el actual nombre de Villa Trina. Esta denominación fue acuñada los autores posteriores, como Eberle *et al.*, (1982), Bourgois *et al.* (1983), de Zoeten y Mann (1991, 1999), entre otros. Por su parte,

Calais *et al.*, (1992) describieron materiales de características similares y edad equivalente al noroeste de Navarrete (Hoja de Esperanza), aunque ponen de manifiesto la presencia de niveles de yeso y un carácter en general más detrítico, por lo que definen una nueva unidad, la serie de Barrero, que correlacionan con la Fm. Villa Trina.

Otra cuestión importante a tener en cuenta referente a la nomenclatura estratigráfica de estas formaciones en el sector occidental de la cordillera, es la separación de las facies de calizas masivas, bioclásticas y con corales que siempre han aparecido ligadas a la Fm. Villa Trina, como un miembro de ella: el Mb. La Piedra (de Zoeten, 1988; de Zoeten *et al.*, 1991; de Zoeten y Mann, 1991; 1999). En el transcurso del presente proyecto se ha considerado conveniente tender a una unificación de la nomenclatura (cuando ha sido posible), y en este caso, se ha determinado que estas facies de calizas (calizas de La Piedra) son perfectamente correlacionables y equivalentes a Fm. Los Haitises presente en gran parte de La Española (sobre todo en su mitad oriental). Por esta razón, la Fm. Villa Trina contemplada en este proyecto sólo incluye los términos predominantemente margosos o de alternancias con calcarenitas bioclásticas, dejando aparte el tramo terminal formado por calizas masivas, que se asimila a la Fm. Los Haitises.

En la Hoja de Imbert esta unidad aflora en dos zonas muy separadas entre sí y de manera muy diferente: en la parte noroeste lo hace de forma muy restringida en las inmediaciones de El Estrecho, preferentemente al norte del río Bajabonico; en la parte oriental, aflora con gran extensión en la Loma El Brinco y sus laderas, inmediatamente al sur de la localidad de Imbert. En el primer caso, debido a su carácter fundamentalmente margoso y el bajo relieve de la zona, aparece muy cubierta y con afloramientos muy puntuales.. Aún así, en el corte de algún arroyo y en diversos puntos del talud de la pista de El Estrecho a la Tasajera, se pueden observar sus características: está formada fundamentalmente por margas y margas arenosas masivas, amarillas en alteración y grisáceas en corte fresco, que muestran una típica disyunción concoidea y, más localmente, un intenso diaclasado, siendo también representativa la presencia de grandes foraminíferos, tanto bentónicos como planctónicos. En estas facies la estratificación es difícil de ver, y viene marcada por ocasionales intercalaciones de niveles calcareníticos de orden centimétrico o decimétrico.

En el ámbito de la Loma El Brinco, la Fm. Villa Trina aflora asociada a un sinclinal limitado en su flanco norte por la falla de Camú y cuyo eje en planta, acaba asintóticamente contra ella. El núcleo del sinclinal coincide con la parte alta de la loma y está ocupado por la unidad

de margas y calcarenitas que, en alternancia decimétrica (20 a 50 cm), forman un tramo competente (unidad N° 30), mientras que la unidad eminentemente margosa (29) ocupa los flancos del sinclinal en ambas laderas. La parte baja de éstas corresponde a margas masivas con unas características muy similares a las descritas en la zona de El Estrecho. Su tránsito al tramo suprayacente de alternancia (30) se observa muy parcialmente en los cortes de la subida a Naranjo Chino y del arroyo de la Damajagua y se produce por un aumento progresivo de los niveles calcareníticos, primero en tramos incluidos entre margas y luego en toda la serie hasta alcanzar una proporción de estos últimos del 50% o superior. Internamente las calcarenitas (*wackestones* y *packstones*, mas raramente *rudstones*, bioclásticos) son masivas, o presentan una ligera gradación positiva de tamaño de grano o laminación mal definida plano-paralela. El espesor de la serie en el conjunto del sinclinal se estima del orden de los 500m.

En ninguno de los afloramientos citados se han podido levantar series para el estudio sedimentológico. No obstante por comparación con otros puntos de la cordillera y en especial con el afloramiento del Pico Isabela de Torres con el que mantiene cierta semejanza, se interpreta que la serie de la Loma el Brinco se depositó en un medio distal (pelágico) de plataforma carbonatada abierta (margas de cuenca) en el que las intercalaciones calcareníticas se pueden interpretar como distintos tipos de depósitos turbidíticos (pequeños lóbulos o derrames) procedentes de la plataforma donde se estaba acumulando la Fm. Los Haitises. Una columna sintética de los depósitos identificados en la cordillera Septentrional para el conjunto de las Fms. Villa Trina y Los Haitises y su modelo sedimentario se representan de manera esquemática en las Figs. 5.2.1 y 5.2.2 (extraídas del Informe sobre la Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana; Braga, 2010)

La Fm. Villa Trina ha sido datada en trabajos previos con un rango de edades que van desde el Mioceno Medio hasta el Plioceno (Bourgeois *et al.*, 1982; Redmond, 1982, en Draper y Nagle, 1991). En el presente trabajo se han obtenido buenas dataciones del intervalo Mioceno Superior-Plioceno y, sobre todo, Plioceno, con asociaciones del tipo: *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globorotalia miocenica* Pelmer, *Globorotalia menardii* (d'Orb.), *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Orbulina suturalis* Bronnimann, *Globoquadrina altispira* Cushman y Jarvis, *Hastigerina siphoniphera* (d'Orb.). La edad finalmente considerada en este trabajo, es Mioceno Superior-Plioceno.

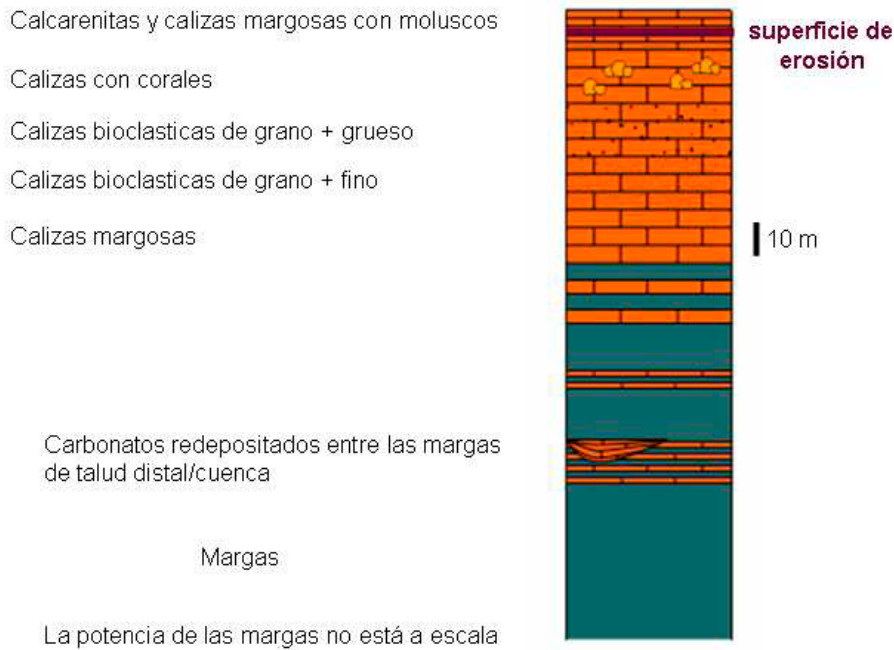


Fig. 2.5.1. Columna sintética de los depósitos de plataforma (somera) – calizas bioclásticas asimilables a la Fm Los Haitises -; y cuenca – margas con intervalos de carbonatos redepositados asimilables a la Fm Villa Trina - en la Cordillera Septentrional. (Braga, 2010). Se observa la tendencia regresiva de la sucesión, con algún ciclo mayor

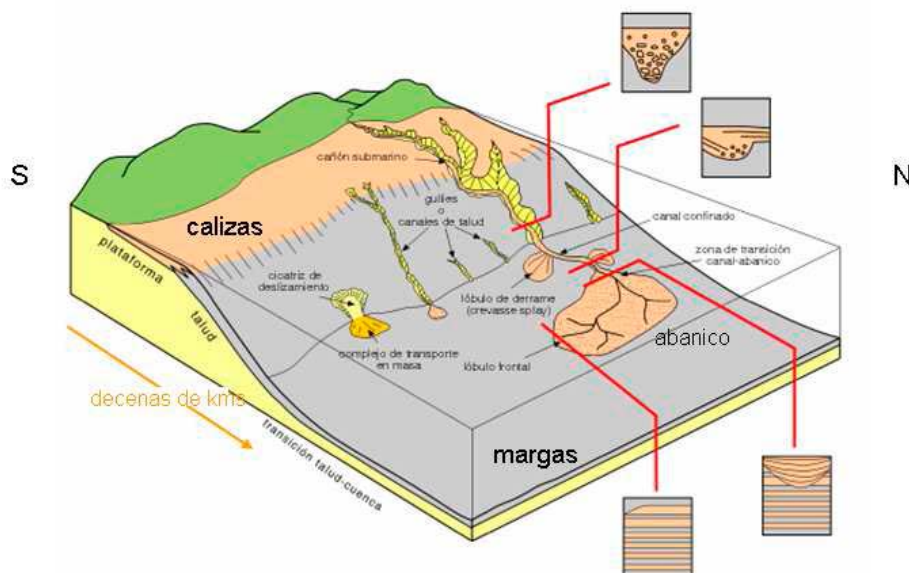


Fig. 2.5.2. Esquema del modelo sedimentario para el conjunto de las Fms. Villa Trina y Los Haitises en la Cordillera Septentrional (Braga, 2010)

2.5.1.2. Fm. Los Haitises. Calizas masivas, someras o arrecifales, muy recristalizadas (31). Plioceno-Pleistoceno Inferior (N_2-Q_1)

La Fm. Los Haitises ha sido ampliamente descrita y reconocida en los sectores orientales de La Española, donde aflora con una gran extensión. En torno a ella, siempre ha existido una cierta confusión terminológica por la escasez de estudios dedicados a su arquitectura estratigráfica y ello se justifica por varias razones. Por un lado, esta formación está constituida por un paquete potente de calizas masivas que muestra una gran carstificación, resultando un relieve característico en montículos aislados rodeados de dolinas y uvalas, que la hacen de difícil acceso. Por otro lado, la vegetación es exuberante y por tanto, no permite una buena observación de la roca, ni de las relaciones laterales o verticales entre las diferentes facies. Además, la similitud de éstas, todas ellas de ambiente somero, requiere de estudios sedimentológicos y petrográficos de mucho detalle, no realizados hasta ahora.

Aún así hay algunos trabajos de carácter regional o que abordan los aspectos mineros de una unidad situada por debajo de ella en otros sectores de la isla (explotaciones de ámbar de la Fm. Yanigua). Este es el caso de la publicación clásica de Brouwer y Brouwer (1982), en la Cordillera Oriental. En ella se describen cuatro unidades superpuestas, de muro a techo: un conglomerado basal, la Fm Yanigua (que alberga el ámbar), la caliza de Cevicos y la caliza de Los Haitises. Posteriormente Iturralde (2001) realiza un estudio similar, en el que simplifica la nomenclatura y solamente considera la Fm. Yanigua y la Fm Los Haitises, propuesta que es seguida en los mapas geológicos realizados en anteriores proyectos SYSMIN de la zona de la Cordillera Oriental.

En la Cordillera Septentrional, este tipo de calizas tienen una amplia representación (principalmente en las Hojas de San Francisco Arriba, Salcedo o Gaspar Hernandes), pero han sido sistemáticamente atribuidas a la parte alta de la Fm. Villa Trina, para lo cual se definió el Mb. La Piedra (tomado de un pequeño pueblo en la Hoja de San Francisco Arriba; De Zoeten, 1988). Con la ventaja que ha supuesto el estudio conjunto de la cordillera, ya se indicó anteriormente que en el transcurso del presente proyecto se ha visto conveniente unificar la nomenclatura estratigráfica y considerar las calizas del Mb La Piedra (de la Fm. Villa Trina), como pertenecientes a la Fm. Los Haitises. Esto permite una correlación clara de la unidad en toda la cordillera y su identificación en el relieve.

En la Hoja de Imbert, esta unidad aflora exclusivamente en las partes más altas de la cordillera a lo largo del firme o cresta de Loma Paradero, sin relación cartográfica con ningún tipo de facies de la Fm. Villa Trina, respecto a las cuales se encuentra relativamente alejada. Se presenta siempre como bloques aislados (mogotes) limitados por los sistemas de fallas que afectan a la zona axial de la cordillera lo que, por otra parte, da cuenta del carácter reciente de esta tectónica. Por las razones expresadas anteriormente, las condiciones de afloramiento son muy malas y no es posible observar *in situ* el contacto original discordante con el infrayacente (complejo Palma Picada o la Fm. Los Hidalgos), y en general complicado, hacer observaciones sobre su litología.

Las litologías más frecuentes encontradas en este sector de la cordillera son calizas arrecifales, calizas bioclásticas y calizas margosas, que presentan facies principalmente de micritas con bioclastos (*wackestones*) con proporciones diversas de calcarenitas, finas a medias, con matriz micrítica (*packstones*). También esporádicamente se observan facies con bioconstrucción de corales. Estas facies están constituidas por el amontonamiento, en posición de vida, de corales masivos, encostrantes o laminares y la acumulación de ramas y fragmentos grandes de ramas de corales ramosos. Entre estas facies y las facies micríticas y bioclásticas existe toda la transición. También hay que decir que los afloramientos muestreados en la Hoja de Imbert presentan una fuerte recristalización que en ocasiones impide ver los constituyentes primarios de la roca.

A partir de la interpretación propuesta para las distintas facies y sus relaciones laterales y verticales, cabe pensar que este conjunto de materiales se formaron en una plataforma carbonatada somera, con aportes terrígenos reducidos, y con la esporádica instalación de edificios arrecifales, que en algún caso pudieron formar una barrera, separando facies más internas de facies más externas.

La edad de la formación no se ha podido determinar de manera directa por la ausencia de fósiles con valor bioestratigráfico. Sin embargo, por correlación con los sectores donde se sitúa por encima de la Fm. Villa Trina, se estima que la base de la unidad se sitúa en el Plioceno y la parte alta se puede prolongar hasta el Pleistoceno Inferior.

2.6 Cuaternario

La sedimentación cuaternaria de la Hoja de Imbert puede agruparse en dos conjuntos, depósitos marinos y litorales, y depósitos continentales. Los primeros están representados por los materiales arrecifales y depósitos relacionados del Pleistoceno agrupados en la Fm. La Isabela (Marcano y Tavares, 1982), y por diversos sistemas litorales subactuales desarrollados en torno a la bahía de Maimón. Los segundos constituyen el volumen principal de depósitos cuaternarios de la Hoja y se distribuyen de manera más o menos uniforme por la laderas de sus principales relieves y a lo largo de sus principales cursos fluviales.

2.6.1. Cuaternario marino y litoral

2.6.1.1. Fm. La Isabela. Margas, margas arenosas, arenas y calizas margosas de tonos amarillentas, con abundante fauna y restos de corales (32). Calizas arrecifales masivas (33). Pleistoceno (Q₁₋₃)

Bajo la denominación de Fm. La Isabela se agrupan las calizas y depósitos asociados formadas en medios sedimentarios relacionados con los arrecifes que rodearon La Española durante el Cuaternario. La formación fue definida por Marcano y Tavares (1982) en las proximidades de La Isabela, en la costa norte de la República Dominicana (Hoja de Barrancón), pero sus características litológicas, de facies y de arquitectura estratigráfica se repiten, con pequeñas variaciones, en largos segmentos de la costa dominicana, especialmente en el este y sureste.

En particular, en la costa norte de La Española se trata de un conjunto de materiales, en los que predominan las calizas, que tienen la peculiaridad de estar dispuestos en escalones sucesivos que descienden desde altitudes de unos 200 m hasta el mar. En todos los escalones se encuentran litologías y facies similares que responden a un mismo modelo sedimentario, pero la propia dinámica tectono-sedimentaria de la formación, y la distribución de afloramientos (canteras, acantilados, etc.) hace que la información regional provenga sobre todo de los dos escalones inferiores.

En la Hoja de Imbert, los afloramientos de la Fm. La Isabela son muy reducidos y de escasa calidad, pero aún así se han caracterizado litoestratigráficamente dos miembros (inferior y superior) que vienen a coincidir a grandes rasgos con los definidos en el trabajo original de

Marcano y Tavares (1982). El miembro inferior se ha cartografiado en los dos afloramientos situados al sur de la bahía de Maimón, aunque las observaciones provienen exclusivamente del más septentrional de ellos, en un talud de la carretera a El Estero. En él se distingue un conjunto formado por margas, margas arenosas, arenas y calizas margosas de tonos amarillentas, con abundante fauna y restos de corales. Las arenas son siliciclásticas con tamaño de grano y cementación variables. El grado de cementación suele incrementar con el tamaño de grano. También se reconoce algún pequeño nivel de conglomerados poligénicos con cantos redondeados. Entre estos depósitos se encuentran moluscos dispersos, concentraciones de ostreidos, equinodermos y colonias de coral, en ocasiones de dimensiones métricas, y en posición de vida.



Figura 2.6.1. Modelo sedimentario para la Fm La Isabela (Braga, 2010).

El miembro superior de la Fm. La Isabela está constituido por calizas arrecifales, masivas, frecuentemente con colonias de corales en posición de vida y acumulación de esqueletos de colonias de coral con distintos grados de fragmentación. Las colonias de coral presentan en muchos casos costras de diverso grosor de algas rojas coralinales. Entre las colonias de coral se observa un sedimento interno de calcirudita-calcarenita bioclástica, compuesta de fragmentos de coral, algas, moluscos, equinodermos y briozoos en una matriz micrítica. Donde la exposición lo permite, se observa una cierta zonación en la composición de los corales constructores principales, que afecta sobre todo a las proporciones relativas de los

mismos. En el núcleo de la construcción, el coral de ramas muy gruesas *Acropora palmata* aparece junto a numerosas y grandes colonias masivas (hay ejemplos de más de 2 m de altura), en domos más o menos subdivididos internamente de *Montastrea annularis*, *Diploria*, *Siderastrea* y *Porites*. Se encuentra también alguna rama de otras formas de *Acropora*. En sentido hacia el mar actual, se reduce la proporción relativa de las colonias en domos y predominan las ramas gruesas de *A. palmata* que dejan luego paso a una mayor proporción de colonias de ramas finas de *Acropora prolifera* y *Acropora cervicornis*. En el núcleo, la construcción es masiva, pero define una cierta estratificación grosera, que buza ligeramente hacia el mar en las zonas más ricas en *Acropora*. Estas facies alcanzan potencias de 10 a 15 m donde su exposición ha permitido medirlas. La sección de referencia para la observación de esta unidad es, sin duda alguna, la del extremo occidental de la playa de Cambiaso (Hoja de Luperón).

En la Hoja de Imbert se han identificado varios afloramientos de este miembro superior: uno de ellos se localiza al sur de la bahía de Maimón y los otros tres en el otro extremo de la Hoja junto al río Bajabonico, sobre margas de la Fm. Villa Trina. En ninguno de ellos se llega al nivel de observación descrito en el párrafo anterior por estar semicubiertos y su mal acceso distinguiéndose únicamente fragmentos de construcciones arrecifales.

De la interpretación de las facies y de sus relaciones laterales y verticales puede deducirse un modelo sedimentario en el que los ambientes costeros (playas y desembocaduras de ríos), pasaban lateralmente a bahías protegidas o lagunas, de centenares de metros a pocos kilómetros de extensión perpendicular a la costa, situados tras unas barreras arrecifales que por delante tenían unos taludes con una pendiente relativamente alta que acaban en zonas suficientemente profundas para no ser afectadas por las tormentas (Fig. 2.6.1). En el interior de cada fase de desarrollo de la formación, correspondiente a un escalón, las facies de medios costeros avanzan sobre las de lagoon y las construcciones sobre sus propios taludes.

Respecto a la edad, por el momento, la única información válida que se tiene sobre la edad de la Fm. La Isabela en toda La Española son datos tomados en la Llanura Costera del Caribe, y procede de las dataciones radiométricas realizadas por Schubert y Cowart (1980) entre Punta Caucedo y San Pedro de Macorís (costa sur de La Española). Estos autores ofrecen un conjunto de valores de edad para muestras tomadas entre 6 y 7 m de altura, de las que se debe considerar válida la más joven (121 ± 9 ka) ya que la

alteración/contaminación de muestras suele implicar el incremento de uranio terrígeno y da como resultado edades más antiguas. Esto sitúa el depósito de las muestras en el estadio isotópico marino 5e (MIS 5e), que corresponde a un intervalo de edad de 117 a 128 ka (Lea et al., 2002).

Díaz del Olmo y Cámara (2003) aportan una datación de 247 ka para la terraza de 27/30 m en el Parque Nacional del Este. Esta datación parece basada en espeleotemas o rellenos cársticos desarrollados sobre la terraza y no en los corales que la construyen y es, por tanto, compatible con las edades arriba planteadas.

Con respecto a la costa norte, la Fm. La Isabela alcanza sus mayores elevaciones en el Promontorio de Cabrera, donde se pueden reconocer facies de lagoon a 200 m de altitud. La datación realizada en el transcurso de este proyecto en el laboratorio de radiometría de la "School of Earth Sciences, University of Melbourne", sobre una muestra de coral (*Acropora palmata*) situada a unos 20 m de altura en la terraza mas baja de Cabo Francés Viejo, proporciona una edad de 134.393 ± 1.060 , pero el valor inicial de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ligeramente elevado (1,179 frente al 1.145 del agua de mar) indica que la muestra no ha funcionado como un sistema cerrado y ha absorbido algo de uranio terrígeno. Esto significa, en definitiva, que la edad obtenida es algo más antigua (algunos miles de años) que la real de la muestra, por lo que cabe suponer que la terraza más joven se formó también en el MIS 5e, como en la Llanura Costera del Caribe. Esta terraza está muy bien desarrollada alrededor de todo el promontorio de Cabrera y, como las terrazas superiores, parece basculada, con mayor altura hacia el norte.

Datos sobre las tasas de levantamiento de las distintas costas de la isla obtenidas a partir de estas dataciones se pueden consultar en las memorias de las hojas contiguas donde está bien representada esta formación y en el Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana (Braga, 2010), realizado en el contexto de este mismo proyecto.

2.6.1.2. Depósitos de playa. Arenas (41). Holoceno (Q₄)

Corresponden estos depósitos a las arenas sueltas que conforman la playa de la bahía de Maimón, no existiendo ningún corte de las mismas.

2.6.1.3. Marisma alta. Arcillas, limos y arenas (42). Holoceno ((Q₄))

Corresponden a depósitos de carácter eminentemente detrítico fino producidos durante periodos de marea excepcionalmente alta. Sólo tienen representación en el ámbito de la bahía de Maimón, en la que se percibe alguna superficie de eflorescencias salinas. No se ha observado corte alguno que permita una detallada descripción de las unidades, ni observar su espesor, posiblemente de orden métrico. Su edad se asigna al Holoceno.

2.6.1.4. Marisma baja. Arcillas, limos y arenas (43). Holoceno (Q₄)

Con la misma litología y ámbito de afloramiento que los anteriores, son los depósitos asociados a las mareas habituales. En este caso se aprecia un notable contenido de materia orgánica, como consecuencia de su colonización por el manglar. No hay ningún corte completo de este depósito cuyo espesor, difícil de establecer, puede ser del orden de los 10-15m. Su edad se asigna al Holoceno.

2.6.2 Cuaternario continental

2.6.2.1. Abanicos aluviales y conos de deyección. Conglomerados con intercalaciones de arenas y limos (34). Pleistoceno-Holoceno (Q₁₋₃ - Q₄)

Los abanicos aluviales se sitúan en la zona de enrase de los relieves con las superficies y depósitos asociados a los cauces principales (Río Grance, Bajabonico, Cabía y Caonao). Los conos aluviales se han cartografiado a la salida de algunos pequeños arroyos con desagüe rápido. Están formados por conglomerados con proporciones variables de arenas y limos que van siendo más abundantes pendiente abajo. Su espesor puede oscilar entre 10 y 20 m. Algunos de ellos se encuentran muy por encima de la red de drenaje actual por lo que pueden ser relativamente antiguos. En conjunto se les asigna una edad Pleistoceno-Holoceno.

2.6.2.2. Terrazas. Gravas, arenas y limos (35). Pleistoceno-Holoceno (Q₁₋₃ - Q₄)

Son los materiales cuaternarios continentales con mayor extensión en el mapa y se asocian lógicamente a los principales cursos fluviales, especialmente el río Bajabonico y el río

Maimón y, en menor medida, los ríos Navas, Cabía, Caonao y Pérez. Por su gran encajamiento, el río Grande apenas desarrolla terrazas de cierta extensión.

Su litología consiste fundamentalmente en gravas con niveles de arenas y limos, aunque localmente también son habituales los bloques de tamaño superior a 50 cm o 1 m de diámetro. La composición está determinada por la naturaleza del sustrato y area fuente. En algunos sasos de notable encajamiento, los espesores pueden ser superiores a los 20 m. Su edad se asigna al intervalo Pleistoceno-Holoceno.

2.6.2.3. Deslizamientos de ladera. Bloques y masas calcáreas y de rocas volcánicas, con cantos, arenas y limos (36). Pleistoceno-Holoceno (Q_{1-3} - Q_4)

Los deslizamientos de mayores dimensiones se localizan en ambas laderas de Loma Paradero, especialmente en la meridional, más escarpada, cuyos segmentos correspondientes a la Hoja de Imbert y sobre todo de la Hoja contigua de Esperanza, se encuentran casi completamente deslizadas. También se han cartografiado deslizamientos, de dimensiones más reducidas, en ambas vertientes de la Loma El Brinco. En la mayoría de los casos llevan asociadas cicatrices asociadas a su cabecera.

Son depósitos heterométricos que constituyen un conjunto de aspecto desordenado de cantos y bloques englobados en limos y arenas. Debido a la propia naturaleza del depósito, su espesor puede variar considerablemente según las zonas. Su génesis obedece a la existencia de elevadas pendientes, favorecida además por la presencia de agua y la actividad sísmica. Constituyen una de las principales manifestaciones de la dinámica actual, por lo que se asignan al Holoceno.

2.6.2.4. Aluvial-coluvial. Limos, cantos y arenas (37). Pleistoceno Superior-Holoceno (Q_3 - Q_4)

Se han cartografiado algunos depósitos mixtos de origen aluvial-coluvial que recubren vaguadas o vertientes poco regularizadas. Presentan una litología preferentemente limosa con cantos y arenas intercaladas en proporciones variables. Su espesor no debe superar los 10 m

2.6.2.5. Coluvión. Cantos, arenas y limos (38). Pleistoceno Superior-Holoceno (Q₃ - Q₄)

Son depósitos muy heterométricos de origen gravitacional repartidos por las laderas de los principales relieves de la Hoja. Están formados por una acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. Su espesor varía entre 3 y 10 m. Algunos de ellos pueden ser relativamente antiguos por lo que en su conjunto se han asignado al intervalo Pleistoceno Superior-Holoceno.

2.6.2.6. Depósitos de fondo de dolina. Arcillas de descalcificación (39). Pleistoceno Superior-Holoceno (Q₃ - Q₄)

En la Loma de El Brinco, único punto de la Hoja donde los procesos cársticos pueden alcanzar cierto desarrollo, se ha cartografiado un depósito de arcillas de descalcificación en la base de una pequeña dolina o uvala.

2.6.2.7. Relleno de zonas endorreicas. Limos y arenas con cantos (40). Holoceno (Q₄)

Al sur de la bahía de Maimón se ha reconocido una pequeña zona de endorreica o de encharcamiento relacionada con el desagüe de los arroyos Los Chicharrones y la cañada La Tarana. No existen afloramientos del depósito asociado aunque es de imaginar que sean depósitos arcillo-limosos con pequeñas intercalaciones de arenas y cantos.

2.6.2.8. Fondo de valle, barras y llanura de inundación. Cantos, arenas y gravas. Limos y arcillas con niveles de cantos y gravas (44). Holoceno (Q₄)

Por la imposibilidad de representarlos de manera diferenciada, se han integrado dentro de la misma unidad cartográfica estos tres tipos de depósitos. Los fondos de valle, están asociados al cauce actual y están formados por cantos y bolos (redondeados a subredondeados), arenas y gravas; entre ellos se distinguen ocasionamente las acumulaciones de gravas y arenas que forman las barras. Los depósitos de llanura de inundación se dan en las zonas de desbordamiento ocasional del río y consisten fundamentalmente en limos y arcillas con niveles de cantos y gravas.

3. PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGÍA

En este capítulo se describe la petrología y geoquímica de las rocas que constituyen los complejos volcano-plutónicos representados en la Hoja. El capítulo es un resumen de los informes correspondientes elaborados en este proyecto para este sector de la Cordillera Septentrional (Escuder Viruete, 2010 a y b). Por su importancia de cara a conclusiones de ámbito regional, especialmente en el caso de la geoquímica, ocasionalmente se citan datos o se hace referencia a unidades o tipos petrológicos que están representados en Hojas contiguas. El capítulo concluye con un resumen de las dataciones absolutas obtenidas en la Hoja de Imbert o en Hojas contiguas con implicaciones en ella.

3.1. Petrología

3.1.1. Petrología de las rocas del Complejo de Palma Picada –o El Paradero – (unidad cartográfica N° 16)

El complejo de Palma Picada (o El Paradero) se ha estudiado conjuntamente en las Hojas de El Mamey, Imbert y Esperanza. Los principales tipos petrográficos estudiados son rocas volcánicas lávicas e intrusiones sin-volcánicas máficas, depósitos piroclásticos generalmente de tamaño de grano brecha y toba de grano grueso, depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos más finos y rocas carbonatadas recristalizadas, así como intrusiones de plutones subvolcánicos félsicos. Las rocas volcánicas lávicas coherentes incluyen (*)basaltos olivínicos y de dos piroxenos, porfídicos (6075IIHH9004, 5975IIFP9016 y 5975IIFP9091), (*)basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos (6075IIHH9128, 6075IIHH9132 y 6074IVJR9070), (*)basaltos con plagioclasa y clinopiroxeno, porfídicos (6075IIHH9015, 6075IIHH9047, 6075IIHH9130, 6075IIHH9131-y 5975IIFP9044), y vesiculares (6074IVJR9071), (*)basaltos andesíticos con plagioclasa, porfídicos y vesiculares (6075IIHH9008, 6075IIHH9017, 6075IIHH9129 y 6075IIHH9007), o afaníticos (6074IVJR9072), y andesitas porfídicas brechificadas (6074IVJR9049) y alteradas (6074IVJR9048). Las intrusiones sin-volcánicas máficas incluyen gabros, melanogabros y melanodioritas hornbléndicas de grano grueso (6074IVJR9073), (*)microgabros o doleritas con clinopiroxeno y olivino (6075IIHH9113) y cuarzo-dioritas hornbléndicas de grano grueso (5975IIFP9056). Los depósitos piroclásticos consisten en (*)brechas basálticas líticas, poligénicas y variablemente alteradas (6075IIHH9016 y 6075IIHH9044), tobas máficas

(*) Se señalan de esta forma los tipos petrológicos representados en muestras de la Hoja de Imbert

líticas y cristal-líticas de grano grueso, masivas y variablemente alteradas (6074IVJR9046, 5975IIFP9021 y 6074IVJR9047), y tobas andesíticas cristal-vítreas, de grano medio a fino (5975IIFP9092A y 5975IIFP9092B). Como depósitos volcanoclásticos o volcanogénicos aparecen tramos de areniscas tufáceas de grano grueso a microconglomeráticas, gradadas (6074IVJR9045). Las intrusiones subvolcánicas de plutones félsicos son principalmente de (*)tonalitas y leucotonalitas porfídicas, con hornblenda y biotita (6075IIHH9045).

3.1.1.1. Tipos petrológicos del Complejo de Palma Picada en la Hoja de Imbert

A continuación se describen exclusivamente los tipos petrológicos representados en muestras en la Hoja de Imbert, que se han identificado en el párrafo de arriba con un asterisco (*). La descripción del resto, así como una completa colección de microfotografías petrográficas de la mayoría de ellos se puede consultar en el informe correspondiente.

Basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno, porfídicos

Los basaltos con olivino y dos piroxenos son rocas lávicas porfídicas de mesostasia algo fluidal, variablemente afectadas por una alteración de tardi- a post-magmática. Texturalmente se distinguen fenocristales y matriz. Los fenocristales son de plagioclasa, clinopiroxeno y, menos abundantes, de ortopiroxeno y olivino. El clinopiroxeno de idio- a subidiomorfo es una augita maclada y con zonado oscilatorio, con inclusiones de olivino, ortopiroxeno y espinela. El ortopiroxeno subidiomorfo es una hiperstena poco pleocroica, que incluye también olivino y clinopiroxeno. El olivino aparece generalmente accesorio como granos subidio y xenomorfos asociado al piroxeno. La plagioclasa forma abundantes fenoblastos tabulares, de tamaños seriados e idiomorfos, con maclado polisintético y marcado zonado oscilatorio. La espinela Fe-Ti aparece idiomorfa como inclusión y dispersa en la matriz. Los opacos son placas de magnetita/ilmenita, tanto esqueléticas como en finos agregados, resultando en sectores relativamente abundantes. La mesostasia está constituida por un agregado de microfenoblastos de plagioclasa, más o menos paralelos definiendo la fluidalidad, y por pequeños piroxenos, que se destacan de un material pardo desvitrificado, y agregados micro y criptocristalinos oscuros. Aparece variablemente reemplazada por agregados secundarios de sericita-illita, clorita, prenhita, calcita, epidota amarilla y óxidos de Fe.

Basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos

Los basaltos con dos piroxenos, poseen una textura porfídica de mesostasia interseccional variablemente fluidal. Los fenocristales son milimétricos, de clino y ortopiroxeno de idio- a subidiomorfos. El clinopiroxeno es una augita a menudo maclada y con un zonado oscilatorio, y el ortopiroxeno hiperstena es incoloro. Ambos forman agregados glomeroporfídicos de pequeños granos, con inclusiones de olivino y opacos. El olivino aparece como granos accesorios subidio y alotriomorfos, pseudomorfizado por clorita y serpentinita. La mesostasia o matriz es microcristalina y está constituida por microfenoblastos en tabletas que envuelven al piroxeno y definen la fluidalidad con su elongación preferente. Hay algún grano de espinela Fe-Ti (pleonasto). Los opacos son placas esqueléticas intersticiales y finos agregados de magnetita/ilmenita. La mesostasia está reemplazada por agregados secundarios de sericita-illita, clorita, prehnita, esfena, epidota y albita.

Basaltos con plagioclasa y clinopiroxeno, porfídicos y vesiculares

Se agrupan rocas volcánicas lávicas, de composición entre basáltica y basáltico-andesítica, de textura porfídica. La roca está compuesta por fenocristales milimétricos y submilimétricos, y por una mesostasia oscura de textura fluidal. Los fenocristales son de plagioclasa y clinopiroxeno. Los primeros forman prismas idio- y subidiomorfos, con complejo zonado oscilatorio hacia rebordes de albita, en general poco reemplazados zonalmente por agregados de albita, epidota y sericita. Los segundos son de augita subidio y alotriomorfa, zonada, maclada y poco cloritizada. La matriz está compuesta por un entramado de microfenoblastos de plagioclasas y material verde-marrón, micro y criptocristalino, resultante de la desestabilización de vidrio volcánico. La alteración tardi-magmática secundaria ha dado lugar en estas rocas a la formación de rellenos vesiculares de pumpellita, calcita, epidota, y sericita, en agregados granoblásticos o fibroso-radiales.

Basaltos andesíticos con plagioclasa, porfídicos y vesiculares o afaníticos

Roca volcánica, lávica, vesicular, de composición basáltica y textura porfídica algo fluidal. La roca está compuesta por fenocristales milimétricos y mesostasia o matriz afanítica marrón-verde oscura, amigdalal. Los fenocristales son principalmente de plagioclasa, con esporádicos de clinopiroxeno y olivino, en general reemplazados pseudomórficamente. Las

plagioclasas son fenocristales de idio- a subidiomorfos, con zonado oscilatorio y maclado, agrupados frecuentemente en sinnuesis. Aparecen bastante recrystalizadas por la alteración secundaria a agregados de albita, epidota y sericita. Se observan algunos fenocristales de clinopiroxeno augita, formando también agregados microglomeroporfídicos, y restos de olivino (raro). Ambos están variablemente reemplazados a agregados de epidota+esfena+clorita+ opacos, así como por un material amarillo amorfo. La matriz está compuesta por un entramado de microfenoblastos de plagioclasas tabulares, cuya elongación define una textura magmática de flujo lávico, y material micro y criptocristalino muy oscuro, resultante de la desestabilización de vidrio volcánico y la alteración/oxidación de los opacos. Este material está variablemente reemplazado por un agregado de sericita, clorita, albita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Se observan también un microenclave gabrónico compuesto por un agregado acumulado de plagioclasas prismáticas y piroxeno intersticial. La alteración tardi-magmática da lugar a reemplazamientos y relleno de las vacuolas milimétricas blanco-verdosas de calcita, epidota, albita, pumpellita, sericita y óxidos de Fe.

Microgabros o doleritas con clinopiroxeno y olivino

Se incluyen diques máficos subvolcánicos o de alimentación, de composición microgabrica a dolerítica, tamaño de grano medio a fino, subequigranulares, y de textura intergranular, aparentemente isótropa. La roca está compuesta por un agregado de plagioclasas tabulares idio- y subidiomorfas, que alojan a los ferromagnesianos subidio y xenomorfos de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, en general de menor tamaño, y la magnetita variablemente oxidada. Como consecuencia de una alteración hidrotermal de baja-T, el olivino y el piroxeno están reemplazados pseudomórficamente por agregados de epidota, clorita, pumpellita y opacos; la plagioclasa por epidota, sericita y albita; y la mesostasia por parches amarillo-verdosos y otros más oscuros, constituidos por agregados de clorita, sericita microcristalina, prehnita y opacos.

Brechas basálticas líticas, poligénicas y variablemente alteradas

Las brechas basálticas son rocas fragmentarias, compuestas por fragmentos líticos de tamaños >2 mm, normalmente centimétricos, de composición entra basáltica y andesítica, en general afectadas por procesos de alteración secundaria. Los fragmentos líticos son poligénicos, principalmente de basaltos porfídicos con plagioclasa, clino, ortopiroxeno, hornblenda y raro olivino, y de basaltos fluidales "traquíticos", afaníticos y vesiculares. La

matriz de las brechas está constituida por abundantes cristales rotos de plagioclasa, piroxenos y cuarzo, que se destacan sobre un material microcristalino y criptocristalino opaco. La alteración secundaria origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, clorita y opacos; de las plagioclasas a albita, pumpellita, epidota y sericita; y la opaquización de la mesostasia, con cristalización de calcita como cemento y reemplazando a la matriz).

Tonalitas y leucotonalitas porfídica, con hornblenda y biotita

En las rocas volcánicas del Complejo intruyen plutones y diques de principalmente tonalitas y leucotonalitas porfídicas. Se trata de rocas granitoides, de composición cuarzo-plagioclásica, sin feldespato-K, con hornblenda y biotita como minerales máficos, en los que frecuentemente los minerales oscuros son <30% modal, clasificándose como leucotonalitas. En estas rocas son frecuentes los microdominios ricos en ferromagnesianos, resultado de la variable asimilación de microenclaves máficos. Generalmente, la textura es inequigranular porfídica, aunque hay una disposición seriada de los fenocristales de plagioclasa frente a los grandes monocristales de cuarzo, que son equigranulares y predominantemente de grano grueso. Los otros fenocristales son prismas idiomorfos de hornblenda y finas láminas aciculares de biotita. La matriz es de composición cuarzo-plagioclásica y constituida por un agregado de cristales subido a alotriomorfos de menor tamaño. El anfíbol es una hornblenda que forma tanto prismas como pequeños granos y agregados de subido a alotriomorfos dispersos en la matriz. Está variablemente reemplazada por un agregado de clorita, epidota amarilla y opacos. La plagioclasa consiste en prismas idio y subidiomorfos de zonado oscilatorio y normal hacia bordes albiticos, a veces formando agregados de tipo acumulado. Posee inclusiones de cuarzo en gotas y opacos. Está reemplazada por sericita, epidota, prenhita y opacos, de forma zonal. La biotita forma láminas asociadas a la hornblenda. Esta variablemente reemplazada a agregados de clorita, esfena y opacos. El cuarzo forma grandes cristales limpios, de bordes en ocasiones corroídos, así como granos intersticiales de menor tamaño.

3.1.2. Petrología de las rocas del Complejo de Puerto Plata y unidades relacionadas

Para su estudio petrológico, las unidades del Complejo de Puerto Plata, se han agrupado de la siguiente manera: (a) peridotitas variablemente serpentinizadas que afloran en el interior del propio complejo (harzburgitas y dunitas mantélicas); se incluyen en este grupo las

peridotitas porfiroclásticas y residuales serpentinizadas aflorantes como lentejones a lo largo de la zona de Falla de Camú (unidad cartográfica N° 1); (b) gabronoritas bandeadas, compuestas por piroxenitas (unidad cartográfica N° 2) y gabro-noritas basales (transición corteza-manto) y, mayoritariamente, por cumulos gabronoríticos bandeados con troctolitas y leucogabros olivínicos bandeados (corteza inferior) subordinados (unidad cartográfica N° 3); y (c) las rocas volcánicas máficas de la Fm. Los Caños (corteza superior) (unidad cartográfica N° 8). En las serpentinitas del complejo intruyen cuerpos de gabros isótropos y foliados rodingitizados, así como diques microgabroicos y doleríticos. En el resto del complejo intruyen además diques y sills de diques máficos que han desarrollado bordes enfriados, y en la Fm. Los Caños se ha identificado por primera vez un pequeño pluton de leucotonalitas con hornblenda y biotita (unidad cartográfica N° 5).

Además, también se han estudiado las rocas volcánicas, volcanoclásticas y volcanogénicas sedimentarias de la Formación Imbert; y rocas metamórficas que aparecen incluidas como fragmentos o bloques en la unidad de Brechas Serpentiníticas o en la Fm San Marcos.

3.1.2.1. Rocas ultramáficas (peridotitas) variablemente serpentinizadas

Los tipos petrográficos de rocas ultramáficas variablemente serpentinizadas estudiados son harzburgitas con espinela (6075IIHH9082, 6075IIHH9134 y 6075IIJM9121) y dunitas, que forman parte del propio Complejo de Puerto Plata; y las harzburgitas serpentinizadas aflorantes como lentejones en la zona de falla del Camú (5975IIFP9046 y 5975IIFP9060) cuyas muestras no pertenecen a la Hoja de Imbert, pero se consideran representativas de lentejones similares aflorantes en ella.

Harzburgitas con espinela, variablemente serpentinizadas del Complejo de Puerto Plata

Esta rocas presentan texturas tanto porfiroclásticas como cumulado, aparecen intruidas por diques máficos rodingitizados, y están variablemente afectadas por una serpentización, la cual puede ser intensa o localizada a lo largo de superficies de cizalla anastomosadas o microfracturas. En el afloramiento estas rocas ultramáficas presentan colores pardos, con típicos prismas milimétricos de enstatita (o pseudomorfizados a bastita) dispersos. La serpentización es generalmente >50%. El tránsito a los cumulos no ha sido identificado en el campo. Estas rocas, en ocasiones tectonitas, poseen frecuentemente una fábrica planar definida por un bandeo composicional de capas alternativamente ricas en olivino y

piroxeno. En las tectonitas más deformadas esta fábrica es una fuerte foliación plano-linear definida por la elongación y alineamiento de los granos de piroxeno, olivino y espinela.

Al microscopio, estas rocas están compuestas por: olivino, >65%; ortopiroxeno, <30%; y cromo-espinela, <2%; asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos de olivino. El tamaño de grano es grueso (>2mm), con promedios del orden de 5 mm de diámetro. Las harzburgitas presentan texturas subequigranulares y porfiroclásticas. Las texturas cumulado preservadas son raras, observándose generalmente texturas de tanto deformación plástica intracristalina a alta-T como de recristalización estática. El olivino y el ortopiroxeno exhiben kink bands, bordes de subgranos, doblamiento o arqueamiento del ortopiroxeno, lamelas de exolución de clino en el ortopiroxeno, etc. No obstante, la serpentización es muy intensa y ha borrado gran parte de las microtexturas. El olivino forma prismas tabular y agregados equigranulares y aparece generalmente serpentizado. El ortopiroxeno forma grandes cristales alotriomorfos y granos ameboides, variablemente transformados a bastita, y en cuyos bordes se localiza la espinela. La cromo-espinela forma granos idiomorfos de hasta 1 mm de diámetro, en el contacto olivino-piroxeno. Localmente está rodeada de coronas de piroxeno frente al olivino. Aparece transformada a ilmenita y Fe-Ti magnetita. Habitualmente se superpone una deformación frágil y una intensa serpentización, con formación de minerales serpentiniticos de baja-T (crisotilo y lizardita), magnetita, clorita y opacos, tanto pseudomórficos como rellenando microfracturas. Las rocas ultramáficas completamente serpentizadas están constituidas por un agregado de principalmente lizardita y magnetita.

Harzburgitas serpentizadas de la zona de falla de Camú

A lo largo de la zona de falla del Camú, en las Hojas de El Mamey e Imbert, afloran lentejones de rocas de composición ultramáfica con restos de olivino, ortopiroxeno y espinela. Sin embargo, debido al metamorfismo retrógrado relacionado con su exhumación, generalmente aparecen completamente serpentizadas, preservándose parte de las texturas mantélicas pero no la mineralogía. Considerando la alteración selectiva de cada fase, la composición modal de las muestras estudiadas es: olivino, 85-90%; ortopiroxeno y clinopiroxeno, <15%; y espinela, <2%; por lo que se clasifican como harzburgitas con espinela y dunitas muy empobrecidas. Aparentemente, estas rocas ultramáficas son más refractarias que las que afloran en el interior del complejo de Puerto Plata.

Al microscopio, las harzburgitas presentan un tamaño de grano grueso (>2mm) y texturas porfiroclásticas. Las dunitas exhiben texturas subequigranulares. Ambos tipos están compuestos por un agregado de mayoritariamente olivino y subordinado ortopiroxeno. La espinela está presente en granos subidiomorfos <1 mm de diámetro, en el contacto con la enstatita, o como inclusión, generalmente muy oxidada. Estas rocas fueron deformadas en el estadio mantélico, como evidencia la presencia de porfiroclastos de enstatita con *kink bands* y arqueamiento, así como la posible recristalización en pequeños granos. Como minerales secundarios incluyen crisotilo-lizardita, clorita, mica blanca/sericita, magnetita y opacos, generalmente pseudomórficos, como las serpentinitas del olivino y la bastita de los porfiroclastos de ortopiroxeno. Las rocas ultramáficas completamente serpentinizadas están constituidas por un agregado de principalmente lizardita y magnetita.

3.1.2.2. Gabronoritas bandeadas

De esta unidad se han estudiado (*)wehrlitas de grano grueso bandeadas (6075IVJE9119A) o (*)piroxenitas y gabro-noritas basales), (*)gabronoritas y gabros olivínicos de grano grueso a medio, bandeadas (6075IIHH9112, 6075IIHH9121, 6075IIHH9123B, 6075IVJE91119B y 6075IIJM9112), (*)gabronoritas alternantes mesoscópicamente con troctolitas (6075IIJM9112B y 6075IIHH9124), (*)troctolitas de grano grueso (6075IIHH9122, 6075IIHH9123 y 6075IIHH9125), gabros anortosíticos a anortositas (6075IVJM9194), (*)gabronoritas de grano grueso a medio, foliadas (6075IIJM9163), y protomiloníticas (6075IIHH9099, 6075IIHH9111, 6075IVJM9254 y 6075IVJM9278).

A continuación se describen exclusivamente los tipos petrológicos de este grupo representados en muestras en la Hoja de Imbert, que se han identificado en el párrafo de arriba con un asterisco (*). La descripción del resto, así como una completa colección de microfotografías petrográficas de la mayoría de ellos se puede consultar en el informe correspondiente.

Wehrlitas de grano grueso bandeadas

Aunque tectónicamente muy desmembrada, la unidad de piroxenitas y gabronoritas basales está constituida por wehrlitas y websteritas (piroxenitas), alternantes con gabronoritas y gabros troctolíticos. En el afloramiento las piroxenitas se reconocen por su color verdoso y

(*) Se señalan de esta forma los tipos petrológicos representados en muestras de la Hoja de Imbert

tamaño de grano grueso a medio (entre 1-8 mm), cuando están frescas. Composicionalmente gradúan a la escala milimétrica-centimétrica desde piroxenitas a gabros troctolíticos con el aumento modal de plagioclasa. Sin embargo, los piroxenos y el olivino están muy frecuentemente alterados y serpentinizados, dando lugar a tonos verde oliva. Las piroxenitas son verdaderos cumulados, aunque recristalizados a texturas granoblásticas poligonales y subidio- a alotriomorfas equigranulares.

A la microescala, presentan una composición modal compuesta por: olivino, 35-40% (incluyendo pseudomorfos de serpentinita); plagioclasa, 5-50%; ortopiroxeno, <5%; clinopiroxeno, 0-45%; y espinela <5% (cromita o pleonasto). La proporción relativa entre olivino, plagioclasa y piroxeno, varía en la lámina a la escala milimétrica, definiendo el bandeo modal de tipo cumulado. El piroxeno pasa en zonas de ser accesorio a casi 50% modal. No obstante, es más abundante el clino que el ortopiroxeno, por lo que gradúa entre una troctolita (olivino+plagioclasa) a wehrlita (olivino+clinopiroxeno) bandeada. Sin embargo, estas rocas ha recristalizado a alta-T un agregado de granos subidio a alotriomorfos, con contactos entre ellos ondulados. El olivino desarrolla contactos rectos frente al clinopiroxeno, pero coronas de piroxeno frente a la plagioclasa. La plagioclasa forma prismas tabulares de subidio- a alotriomorfos así como granos intersticiales con puntos triples entre si. Presenta inclusiones redondeadas de olivino. El clinopiroxeno es augita subidio- y alotriomorfa, con escasa exolución de ortopiroxeno, e inclusiones de olivino, espinela y plagioclasa. Forma también poiquiloblastos que engloban al olivino y en contacto reacional a la plagioclasa. La espinela forma granos idiomorfos dispersos. En estas rocas no hay anfíbol y las fases no presentan zonado.

Gabronoritas y gabros olivínicos de grano grueso a medio, bandeadas

Las gabronoritas y los gabros olivínicos se asocian con las piroxenitas y las troctolitas, con los que pueden alternan a la meso y microescala. Volumétricamente son los tipos gabroicos más abundantes. Se trata de una rocas meso y leucogabroicas, de grano grueso a medio (1-8 mm diámetro), modalmente bandeada, con una composición compuesta por: plagioclasa, 50-55%; orto y clinopiroxeno, 35-45%, olivino (incluyendo pseudomorfos), 5-15%; espinela verde, magnetita y opacos, <2%. El olivino pasa en zonas de ser accesorio a >20% modal. Al microscopio, la proporción relativa entre orto y clinopiroxeno varía a la escala milimétrica en la lámina, aunque generalmente es más abundante el clinopiroxeno. Localmente alterna a la escala milimétrica-centimétrica con bandas troctolíticas, de composición modal:

plagioclasa, 70%; olivino, 20%; y piroxeno, <10%. La textura varía desde ignea acumulado a porfiroblástica subequigranular, de subidío a alotriomorfa, resultado de la deformación y recristalización a alta-T. El olivino forma granos alongados xenomorfos, serpentinizados (+talco+opacos). La plagioclasa forma prismas tabulares de contactos ondulados frente a los ferromagnesianos. Puede incluir al piroxeno y al olivino corroídos o redondeados. El clinopiroxeno es una augita subidío y alotriomorfa, con exoluciones de Opx e inclusiones de olivino (¿?) y espinela; el ortopiroxeno enstatita forma prismas poco pleocroicos alotriomorfos, con exoluciones de clinopiroxeno. La espinela es verde y forma granos idiomorfos intersticiales. En estas rocas gabroicas las diferentes fases no poseen zonado. Evidencias texturales de la recristalización a alta- de la roca son los contactos ondulados entre fases y las relaciones mútuas de inclusión. Como texturas reaccionales aparecen coronas de clinopiroxeno y gotas de opacos entre la plagioclasa y el ortopiroxeno. No poseen anfíbol. Se superpone una intensa alteración hidrotermal con intensa sericitización de la plagioclasa y serpentización, epidotización y cloritización de los ferromagnesianos.

El bandeo modal define también una alternancia milimétrica de troctolitas (Ol+Pl) y gabros olivínicos (Ol+Pl±Opx+Cpx). En estas rocas la textura es granuda ígnea de tipo cumulado de olivino y plagioclasa, con el piroxeno como fase intercúmulus. El olivino forma granos globosos de subidío a alotriomorfos, con inclusiones redondeadas de plagioclasa, espinela y opacos. Desarrolla contactos desde rectos a ondulados frente a la plagioclasa, con coronas de ortopiroxeno localmente en el contacto. La plagioclasa forma tanto prismas tabulares de subidío- a alotriomorfos, como agregados granoblásticos con puntos triples y de contactos ondulados frente al piroxeno. El clinopiroxeno es subidío y alotriomorfo, sin exoluciones de ortopiroxeno, y de carácter poiquilítico intersticial, intercúmulus o tardío.

Troctolitas de grano grueso

Las troctolitas están relacionadas con los gabros y gabronoritas olivínicas con las que puede alternar a la escala centimétrica y milimétrica. Constituyen rocas gabroicas generalmente leucócratas, de grano grueso (>2mm; entre 4-12 mm), caracterizadas por un bandeo modal definido por la alternancia de niveles claros ricos en plagioclasa y oscuros ricos en ferromagnesianos. Cuando el olivino y el piroxeno están hidrotermalmente alterados y serpentinizados, desarrollan bandas de tonos verde oliva. Presentan una composición modal variable a la microescala y compuesta por: olivino, 15-40% (incluyendo pseudomorfos de serpentinita); plagioclasa, 35-75%; ortopiroxeno, <15%; clinopiroxeno, 0-35%; y espinela

<2%. Las variaciones modales dan lugar a una alternancia milimétrica de bandas de troctolita (olivino+plagioclasa) con bandas de gabro olivínico (olivino±ortopiroxeno±clinopiroxeno+plagioclasa). Presentan texturas granudas adcumulado de olivino y plagioclasa, con piroxeno intercúmulus, a granoblásticas poligonales subequigranulares, con recristalización del ortopiroxeno, el clinopiroxeno y la plagioclasa. El olivino forma granos generalmente redondeados, que han desarrollado contactos rectos frente al piroxeno y la plagioclasa. La plagioclasa forma prismas tabulares y agregados de granos con puntos triples, pero presenta contactos reaccionales frente al piroxeno. Posee inclusiones redondeadas de olivino. El clinopiroxeno augita posee exoluciones de enstatita y forma poiquiloblastos intercumulus que engloban al olivino y la plagioclasa. La espinela forma granos idiomorfos dispersos. No presenta anfíbol ni zonados en las fases. La alteración hidrotermal produce la albitización y sericitización/moscovitización de la plagioclasa, la serpentización del olivino (+talco+tremolita), y la cloritización del piroxeno.

Gabronoritas de grano grueso a medio, foliadas y protomiloníticas

Las rocas gabroicas forman un conjunto ígneo textural y mineralógicamente heterogéneo, aunque volumétricamente dominado por gabronoritas de grano grueso con un bandeo modal de origen cumulativo ígneo, pero generalmente deformado y recristalizado a alta-T dando lugar a una foliación. Al microscopio, presentan una composición modal de plagioclasa entre 35 y 70%, con variables proporciones de ortopiroxeno (20-40%), clinopiroxeno (<15%) y anfíbol. Como accesorios aparece olivino, espinela (<2%). No presentan opacos. La proporción relativa entre plagioclasa, orto y clinopiroxeno, varía a la escala milimétrica, definiendo el bandeo modal. La textura es generalmente granoblástica, con contactos ondulados, engolfamientos y las relaciones mutuas de inclusión entre las diferentes fases, aunque con restos preservados de texturas adcumulado y mesocumulado. Tanto el piroxeno como la plagioclasa no presentan zonado químico. La plagioclasa forma prismas tabulares elongados, de subidio- a alotriomorfos, con inclusiones de orto, clinopiroxeno y olivino xenomorfo (redondeado). El clinopiroxeno es una augita subidio y alotriomorfa, con exoluciones de ortopiroxeno e inclusiones de olivino, espinela y plagioclasa. La enstatita posee exoluciones recíprocas. La espinela Fe-Ti verde forma granos idiomorfos dispersos. Las gabronoritas están afectada por planos de cizallamiento dúctil y retrogradación, desarrollando texturas protomiloníticas y porfiroclásticas, y reemplazamientos por mica blanca+talco+epidota+clorita+opacos, típicos de la facies de los esquistos verdes. Aparecen también rellenos de microfracturas de estos mismos minerales.

3.1.2.3. La Fm. Los Caños

De las rocas volcánicas máficas de la Formación Los Caños se han estudiado (*)basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno, porfídicos (6075IIJM9027 y (*)6075IIHH9098), basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos (6075IIHH9132 y 6075IIJM9427A), (*)basaltos y basaltos andesíticos con clinopiroxeno y plagioclasa, porfídicos (6075IVJM9272, 6075IIHH9131 y 6075IIHH9120) y microporfídicos (6075IIJM9427), y andesitas con plagioclasa y hornblenda, porfídicas (6075IVJM9271, 6075IVJM9272B, 6075IVJM9272A y 5975IIFP9071). En la Formación Los Caños se incluyen también (*)brechas y microbrechas líticas, poligénicas y alteradas (6075IIHH9086), y tobas cristal-vítreas intermedias de grano fino (5975IIFP9057). En el conjunto intruyen (*)leucogranitos de grano grueso con hornblenda y biotita (6075IIHH9133).

Como en casos anteriores, a continuación se describen exclusivamente los tipos petrológicos de este grupo representados en muestras en la Hoja de Imbert, que se han identificado en el párrafo de arriba con un asterisco (*). La descripción del resto, así como una completa colección de microfotografías petrográficas de la mayoría de ellos se puede consultar en el informe correspondiente.

Basaltos con olivino, orto y clinopiroxeno, porfídicos

Se agrupan lavas basálticas de textura porfídica, afectada por una variable alteración hidrotermal. Al microscopio, se distinguen fenocristales generalmente milimétricos, y una mesostasia micro y criptocristalina, en ocasiones traquítica. Los fenocristales son de clino- y ortopiroxeno, y menos abundantes de plagioclasa y olivino. El clinopiroxeno es una augita, frecuentemente maclada y con zonado oscilatorio, formando los fenocristales de mayor tamaño (1-5 mm); el ortopiroxeno es incoloro y poco pleocroico, ambos con inclusiones de olivino y opacos. Aparecen también inclusiones de ortopiroxeno en el clinopiroxeno. El olivino aparece como granos frescos y serpentinizados, de 0,5-1,5 mm de longitud, de contornos subido a alotriomorfos, zonados. Las plagioclasas son tabulares y alargadas, en general subidiomorfos, aunque de menor talla que los ferromagnesianos, y forman también agregados glomeroporfídicos. La mesostasia es de micro a criptocristalina y está constituida por un agregado de microfenoblastos de plagioclasa, más o menos paralelos definiendo en ocasiones una débil fluidalidad y envolviendo al olivino y los piroxenos. Los opacos son

(*) Se señalan de esta forma los tipos petrológicos representados en muestras de la Hoja de Imbert

placas de magnetita/ilmenita, tanto esqueléticas como en finos agregados, resultando en sectores relativamente abundantes. Muy localmente aparece Fe-Ti espinela. La mesostasia está reemplazada por agregados secundarios de sericita-illita, clorita, prenhita, calcita, cuarzo, epidota y albita. En las facies vesiculares, las amigdalas son pequeñas (<1 mm) y están rellenas por minerales secundarios similares.

Basaltos con orto y clinopiroxeno, porfídicos

Se distinguen lavas basálticas de dos piroxenos, con textura de microporfídica a porfídica, vesiculares y fluidales en ocasiones. Estos basaltos poseen abundantes fenocristales milimétricos y submilimétricos, principalmente de clino y ortopiroxeno, y una mesostasia afanítica marrón-verde oscura, desvitrificada y amigdalar. Presentan microenclaves xenocrínicos compuestos por agregados de piroxeno con olivino intersticial. Tanto el clinopiroxeno como el ortopiroxeno son idio y subidiomorfos, con maclas y zonado químico, y variablemente reemplazados por agregados de epidota, esfena, clorita y opacos. La matriz está compuesta por un entramado de plagioclasas tabulares, en zonas con texturas magmáticas de flujo, material micro y criptocrísalino muy oscuro, resultante de la desestabilización de vidrio. La alteración secundaria tardi y post-magmática da lugar a reemplazamientos y rellenos zonados de las vacuolas por calcita, clorita, epidota, pumpellita, sericita y óxidos de Fe.

Basaltos y basaltos andesíticos con clinopiroxeno y plagioclasa, porfídicos

Las lavas un poco más diferenciadas constituyen términos de basaltos y basaltos andesíticos porfídicos, con una mesostasia muy rica en microfenoblastos o afanítica, variablemente alterados y recristalizados. Los abundantes fenocristales son de clinopiroxeno, plagioclasa y escaso ortopiroxeno idio y subidiomorfos. El olivino aparece como inclusión o como raros granos dispersos y pseudomorfizados por serpentinita, clorita y calcita. La gran abundancia de fenocristales en algunas facies sugiere que se trata de acumulados. La augita es inequigranular seriada, con zonado oscilatorio y maclas. La hiperstena es poco pleocróica en microprismas dispesos por la matriz. La plagioclasa está zonada oscilatoriamente hacia un reborde más albitico y forma prismas inequigranulares seriados, desde fenocristal a microfenoblasto, generalmente idiomorfos. La mesostasia ha recristalizado a un agregado de grano muy fino de sericita/mica blanca, epidota, albita, clorita y abundantes opacos.

Brechas y microbrechas líticas, poligénicas y alteradas

Como depósitos piroclásticos y sin-eruptivos volcanoclásticos, se reconocen brechas constituidas por fragmentos líticos de tamaños centimétricos y decimétricos (>2 mm diámetro), de composición mayoritariamente basáltica y matriz afanítica. Estos depósitos aparecen afectados en grado variable y frecuentemente muy intenso, por una alteración o metamorfismo hidrotermal por aguas de procedencia marina. Texturalmente, los líticos son basaltos generalmente porfídicos de clinopiroxeno y plagioclasa, pero también afaníticos y vesiculares. Se trata por tanto de brechas poligénicas, compuestas por fragmentos de naturaleza similar a las facies efusivas. La matriz está constituida por un material microcristalino y criptocristalino bastante opaco, posiblemente desvitrificado, con fenocristales de plagioclasa dispersos. La alteración espilitica origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, clorita y opacos; de las plagioclasas por albita, epidota y sericita; y de la mesostasia por opacos. La espilitización rellena los huecos y amigdalas de los fragmentos lávicos, por agregados y parches de clorita, calcita y pumpellita, frecuentemente como agregados verdes fibroso-radiales drúsicos.

Leucogranitos de grano grueso con hornblenda y biotita

Las rocas volcánicas de la Formación Los Caños están intruidas por pequeños diques y, al norte de la Loma Las Tejadas, por un pequeño plutón de rocas granitoides. En este último, se ha estudiado una muestra de leucogranito (M<35%), de grano grueso (>2mm diámetro), con hornblenda y biotita como minerales máficos. La textura es subequigranular de grano grueso tendente a inequigranular seriada. Localmente, la elongación de las plagioclasas define una fábrica magmática planar. El anfíbol es una hornblenda verde-marrón que forma grandes prismas de idio- a subidiomorfos, con un ligero zonado evidenciado por diferencias en el pleocroismo, e inclusiones de plagioclasa y opacos. Esta variablemente reemplazado a agregados de clorita, epidota amarilla y esfena. La plagioclasa forma fenocristales de zonado oscilatorio y maclas, hacia bordes más albiticos, así como pequeños granos intersticiales. Está reemplazada zonalmente por sericita y opacos. El feldespato potásico es una microcrina perítica en venas, de carácter generalmente intersticial, que incluye a la plagioclasa y los ferromagnesianos. La biotita aparece asociada al anfíbol formando grandes placas variablemente cloritizadas. El cuarzo aparece como grandes granos globosos y como granos intersticiales. Posee inclusiones de hornblenda y plagioclasa.

3.1.2.4. La Formación Imbert

En la Fm. Imbert se han estudiado desde el punto de vista petrológico dos tipos de litologías, ambas representados en la Hoja: brechas y microbrechas volcanogénicas sedimentarias (6075IIIHH9089, 6075IIIHH9064 y 6075IIIHH9090) y brechas líticas basálticas, poligénicas y espilitizadas (6075IIIHH9066), así como areniscas volcanogénicas de grano medio a fino, laminadas (6075IIIHH9091, 6075IIIHH9065).

Brechas y microbrechas volcanogénicas sedimentarias

Entre otras litologías, la Fm. Imbert incluye, fundamentalmente en su parte inferior, brechas y microbrechas volcanogénicas sedimentarias, cohesivas, compuesta por clastos subangulosos de rocas ígneas plutónicas y efusivas volcánicas. En estas rocas, los fragmentos líticos plutónicos son de naturaleza gabroica, principalmente de gabronoritas con orto, clinopiroxeno y plagioclasa foiliadas, y de dioritas y tonalitas con hornblenda. Los fragmentos líticos volcánicos son poligénicos, de principalmente basaltos porfídicos con plagioclasa y clinopiroxeno, basaltos espilitizados, fluidales y afaníticos, andesitas con hornblenda porfídica, y riocitas. La matriz está definida por pequeños líticos de similar composición, micro y fenoblastos de plagioclasa y piroxeno, un material microcristalino y criptocristalino bastante opaco por oxidación, y cementos de cuarzo y calcita. El conjunto está aparentemente reemplazado por agregados de minerales secundarios, como clorita, sericita, epidota, prenhita, pumpellita, albita, calcita y cuarzo, aparentemente indicativa de un hidrotermalismo en facies de los subesquistos verdes, y está acompañada por la formación de venas de cuarzo y calcita. La edad de este proceso hidrotermal no es clara. Se superpone también un proceso de alteración supergénica y oxidación.

En una variedad de brechas que coexiste con la anterior, los fragmentos son de basaltos microporfídico y afaníticos; de rocas plutónicas gabroicas, de pizarras negras, de esquistos cizallados; y de fenocristales prismáticos de plagioclasa idio- a subidiomorfa, clinopiroxenos subidiomorfos alargados, y posiblemente de ortopiroxenos (menos abundante). La matriz está definida por microfenoblastos de plagioclasa y escasos piroxeno, que se destacan sobre un material microcristalino y criptocristalino opaco, y reemplazado por minerales secundarios. La alteración secundaria es estática y origina reemplazamientos a agregados de epidota, prenhita, sericita, albita, clorita y opacos, así como el relleno de grietas de extensión de calcita y subordinadamente cuarzo.

Areniscas volcanogénicas de grano medio a fino, laminadas

Las rocas terrígenas de la Fm. Imbert incluyen también areniscas volcanogénicas de grano medio a fino, tonos pardos, verde-pardos y pardo-rojizos, gradadas y laminadas, de características frecuentemente turbidíticas. Al microscopio, están internamente constituidas por granos subangulosos líticos, de tamaños milimétricos y submilimétricos, abundantes clastos de feldespato blanco de 0,1 a 0,5 mm de longitud hacia la base secuencia laminación, y fragmentos de 0,5-3 mm de ferromagnesianos cloritizados. La proporción de fragmentos de roca es generalmente mayor que la de cristales. Los clastos están relativamente bien empaquetados, y seleccionados gradadamente en un rango de tamaños principalmente finos. Los líticos son fundamentalmente fragmentos de rocas volcánicas microporfídicas de composición basáltico-andesítica; los clastos de fenocristales son de plagioclasa, cuarzo y, menos abundantes, de hornblenda y de piroxeno cloritizado. Esporádicamente aparecen clastos de vidrio paragonitizado, chert volcanogénico, foraminíferos planctónicos, radiolarios variablemente recristalizados, y opacos. La matriz es muy escasa y compuesta por un agregado de micro- a criptocristalino recristalizado, en buena parte epimatriz. Se observa neoformación de clorita, sericita y calcita.

3.1.2.5. Bloques de rocas metamórficas en la unidad de Brechas Serpentiníticas y en la Fm. San Marcos

La unidad de Brechas Serpentiníticas y la Fm. San Marcos incluyen bloques de rocas metamórficas de muy variada naturaleza de los cuales se han muestreado los siguientes: esquistos con glaucofana y epidota, granoblásticos bandeados y miloníticos (6075IIHH9083, 6075IIHH9056), esquistos con actinolita y epidota y esquistos cuarzo-feldespáticos, granoblásticos bandeados y miloníticos (6075IIHH9087, 6075IIHH9088 y 6075IIHH9081), calco-esquistos con clinopiroxeno (6075IIHH9085, y metasedimentos carbonatados ricos en materia carbonosa (6075IIHH9054 y 6075IIHH9059). En el siguiente cuadro se especifica la procedencia de cada una de estas muestras

<i>Fm San Marcos</i>	6075IIHH9059; 6075IIHH9081; 6075IIHH9083;; 6075IIHH9085;
<i>Brechas serpentínicas</i>	6075IIHH9054; 6075IIHH9056; 6075IIHH9087; 6075IIHH9088

Esquistos con glaucofana y epidota

Entre los bloques identificados en la Fm San Marcos y, sobre todo en la unidad de Brechas Serpentiníticas, los bloques de esquistos máficos de alta-P son aparentemente los más abundantes y, típicamente, poseen una coloración de violácea pálida a blanco-azulada. Se corresponden con protolitos ígneos intermedio-básicos, en los que la minerología y texturas originales han sido traspuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático de alta-P. Al microscopio, los esquistos máficos están constituidos por un agregado granonematoblástico de grano fino, compuesto por glaucofana, crossita a Mg-riebeckita, epidota, albita, clorita y mica blanca fengítica, con cuarzo, rutilo, ilmenita, esfena y opacos como accesorios. La orientación mineral preferente del agregado define la fábrica plano-linear (Sp-Lp), destacándose en ocasiones porfiroblastos y poiquiloblastos milimétricos de albita y agregados elipsoidales de epidota, glaucofana y clorita alongados paralelamente a la Lp. En dicha fábrica Sp-Lp son estables minerales propios de la facies de los esquistos azules con glaucofana y epidota. En ocasiones la Sp es una fábrica compuesta por dos familias de planos oblicuos un ángulo pequeño, de tipo S-C blastomilonítica.

El anfíbol sódico a calco-sódico es pleocroico de malva a azul intenso, de composición zonada desde ferro-glaucofana a crossita y Mg-riebeckita. Forma microprismas orientados con la Lp y agregados de acículas y rosetas elongados paralelamente. Los poiquiloblastos de albita son subidio a alotriomorfos, e incluyen mica blanca, Na-anfibol, rutilo-ilmenita y clorita. La epidota forma agregados de pequeños granos amarillos de gran relieve, dispersos en la matriz y formando agrupaciones elongadas paralelamente a la Sp. Las micas forman pequeños lepidoblastos de clorita y moscovita/fengita definiendo una orientación lepidoblástica. El cuarzo forma agregados policristalinos lenticulares y pequeños granos aplastados paralelamente a la Sp, en parte procedentes del estiramiento de venas de segregación. En ocasiones aparecen agregados radiales de pumpellita y de mica marrón, así como venas y grietas de extensión abiertas durante el cizallamiento y rellenas por mosaicos granoblásticos elongados de calcita.

Esquistos con actinolita y epidota

Los bloques de esquistos máficos con actinolita y epidota, entre ellos uno de rango cartográfico (muestras 6075IIIHH9087 y 9088), en su día identificado por Pindel y Draper (1991) como posibles *Esquistos de Hicotea* (unidad cartográfica N° 4), se caracterizan por

tonos verdes y grises-verdosos, grano fino y una penetrativa fábrica plano-linear Sp-Lp. El protolito de estas rocas fue ígneo máfico, posiblemente volcánico porfídico andesítico o basáltico-andesítico. No obstante, estas rocas han sido completamente traspuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático. Al microscopio, están compuestas por un agregado granonematoblástico de actinolita, epidota, albita, clorita, mica blanca/fengita, y algo de calcita y cuarzo, cuya orientación mineral preferente define la fábrica plano-linear, Sp-Lp. Dicha fábrica Sp-Lp está definida por minerales propios de la facies de los esquistos verdes de baja-T. A menudo, se trata de una fábrica compuesta de tipo S-C milonítica. En ocasiones, se destacan del agregado porfiroclastos de mayor tamaño de plagioclasa y menos abundantes de anfíbol cloritizado, posiblemente heredadas relictas del protolito. El anfíbol cálcico es verde pleocroico y forma microprismas orientados paralelamente a la Lp, así como agregados aciculares elongados también paralelamente. Las plagioclasas forman porfiroclastos con sombras de presión asimétricas rellenas de mica blanca y clorita, recristalizados a epidota, sericita/mica blanca y albita. La epidota forma agregados de pequeños granos dispersos en la matriz y formando agrupaciones elongadas paralelamente a la Sp. Las micas forman pequeños lepidoblastos de clorita y fengita/moscovita y definen con su orientación lepidoblástica la fábrica Sp.

Esquistos cuarzo-feldespáticos

Los bloques de esquistos cuarzo-feldespáticos se corresponden con protolitos ígneos de composición tonalítica, trondjemítica o cuarzo-gabróica, cuya minerología y texturas han sido traspuestas por el tectonometamorfismo. Al microscopio están constituidos por porfiroclastos y matriz recristalizada. Los porfiroclastos son de plagioclasa y cuarzo, y han desarrollado sombras de presión asimétricas y *pull-apart* rellenos de minerales metamórficos neoformados. La matriz está constituida por un agregado granolepidoblástico de grano fino, compuesto por mica blanca, epidota, albita, clorita, y cuarzo, cuya orientación mineral preferente define la fábrica plano-linear (Sp-Lp), que a menudo es compuesta (S-C). Por lo tanto, en la fábrica Sp-Lp son estables minerales propios de la facies de los esquistos verdes de baja-T. La plagioclasa ha recristalizado dando abundantes porfiroblastos de albita. Las micas son lepidoblastos de fengita/moscovita y clorita paralelos a la Sp, a menudo de tipo *mica fish*. La epidota forma agregados de pequeños granos dispersos en la matriz y formando agrupaciones elongadas paralelamente a la Sp. El cuarzo forma agregados lenticulares policristalinos alargados (*ribbons*) paralelos a la Sp, producto del estiramiento y

aplastamiento de los granos previos, así de la recrystalización por migración de bordes de grano.

Calco-esquistos con clinopiroxeno

Los bloques de calco-esquistos se asocian con protolitos composicionalmente intermedios entre pelíticos y carbonatados. El probable bandeo sedimentario de niveles alternativamete ricos a la escala milimétrica en terrígenos finos y carbonatos, han sido sin embargo completamente traspuesto y ha dado lugar a un bandeo tectonometamórfico. Al microscopio, están formados por una alternancia de bandas granolepidoblásticas de grano muy fino, alternativamente ricas en calcita y en epidota, albita, clorita y mica blanca, en las que la orientación mineral preferente define la fábrica plano-linear (Sp-Lp). En las bandas de calcita se destacan porfiroblastos/porfiroclastos de clinopiroxeno diópsídico de mayor tamaño y agregados de clorita y micas producto de su desestabilización.

Metasedimentos carbonatados ricos en materia carbonosa

Tanto en la unidad de Brechas Serpentiníticas como en la Fm San Marcos se han identificados bloques formados por metasedimentos carbonatados ricos en material oscuro carbonoso, variablemente hidrotermalizado y cizallado. El protolito se corresponde probablemente con un sedimento mixto entre carbonatado micrítico y terrígeno muy fino, cuya minerología y texturas han sido borradas por la deformación en condiciones propias de la transición dúctil-frágil, el anquimetamorfismo, y el desarrollo de venas y grietas de extensión sincinemáticas rellenas de esparita y cuarzo. Al microscopio, esta litología está fundamentalmente formada por un agregado granoblástico de grano muy fino, de calcita, cuarzo, albita, clorita, mica blanca-sericita, materia carbonosa (grafito) y opacos, cuya orientación mineral preferente define la fábrica planar (Sp). Dicha fábrica Sp ha sido generada por una deformación no-coaxial muy heterogénea, en condiciones anquimetamórficas, y acompañada por la formación de venas de calcita y cuarzo, que son rotadas hacia el paralelismo con la Sp durante la deformación progresiva. En otros casos, la Sp está también definida por bandas milimétricas de deformación por cizalla, en las que disminuye el tamaño de grano y se acumulan opacos y óxidos de Fe, relacionados con procesos de disolución por presión. La calcita que constituye el relleno de las grietas de extensión, forma mosaicos granoblásticos en los que se destacan pequeños granos de cuarzo y plagioclasa. El cuarzo forma también parte de los rellenos de las grietas,

posiblemente relacionadas con el movimiento de fluidos hidrotermales (epitermales), aunque generalmente ha recrystalizado dinámicamente con posterioridad. En el agregado, la clorita y la mica blanca-sericita forman pequeños lepidoblastos, microcristalinos, que definen la fábrica principal de la roca y la albita forma pequeños granos lenticulares también elongados paralelamente.

3.2. Geoquímica

3.2.1. Geoquímica de las rocas del Complejo de Palma Picada –o El Paradero –

Se describen bajo este epígrafe las características geoquímicas del conjunto de muestras recolectadas para tal fin en el Complejo de Palma Picada en el transcurso de este proyecto, que quedan recogidas en la tabla 3.2.1. Por su supuesta relación genética, se incluye para su comparación una muestra del Complejo Pedro García representado exclusivamente en la hoja contigua de San Francisco Arriba. Este complejo está constituido por rocas volcánicas máficas y ácidas, brechas basálticas generalmente alteradas, tobas, depósitos volcanoclásticos resedimentados y rocas sedimentarias volcanogénicas. Estas rocas son petrológicamente similares a las que constituyen el Complejo de Palma Picada. La única muestra analizada para geoquímica de roca total de este complejo es un intrusivo de composición gabroica con hornblenda.

Las descripciones geoquímicas de otros complejos relacionados de este mismo sector de la Cordillera Septentrional a los que se puede hacer referencia a continuación (Complejo de El Carcheal) y los resultados detallados de los análisis geoquímicos se pueden consultar en el informe correspondiente.

3.2.1.1 Descripción geoquímica de los materiales

Las rocas volcánicas del Complejo Palma Picada pueden ser clasificadas en el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977) que está basado en elementos traza inmóviles, evitando los la presumible movilidad de los elementos mayores y trazas durante los procesos de alteración. La alteración es intensa en estas rocas, como revelan los valores de LOI de entre 4 y 11%, por lo que la composición de elementos mayores fue recalculada al 100%. En dicho diagrama, las rocas volcánicas máficas del Complejo Palma Picada son subalcalinas y gradúan en composición desde basaltos andesíticos a andesitas (Fig. 3.2.1),

lo cual es consistente con su composición de elementos mayores y la naturaleza de los fenocristales. Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas del Complejo El Cacheal presentan un moderado rango en el contenido en SiO_2 , graduando desde 44,6 a 61,3 wt%, para contenidos de moderados a altos en MgO entre 2,9 y 9,5 wt%, presentando una gran parte contenidos >5 wt%, típicos de andesitas/basaltos ricos en MgO, y relativamente bajos en TiO_2 entre 0,5 y 1,0 wt% (Fig. 3.2.2).

Estas rocas muestran un aumento en SiO_2 , álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en el MgO (no mostrados). Generalmente, TiO_2 , Fe_2O_{3T} , Al_2O_3 y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo en torno a un 5 wt% MgO, para decrecer entonces en las rocas más evolucionadas. Estas tendencias son toleíticas y pueden ser atribuidas a la fraccionación de inicialmente olivino y Cr-espinela, después a la del clinopiroxeno, ortopiroxeno y la plagioclasa, y finalmente a la de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la naturaleza de los fenocristales observada. Sin embargo, algunas muestras presentan FeO^*/MgO bajas y no muestran el típico enriquecimiento en Fe de las rocas toleíticas. Estos aspectos quedan manifestados en el diagrama FeO^*/MgO frente al SiO_2 de la Fig. 3.2.1b y c, donde las rocas máficas del Complejo Palma Picada caen generalmente en el campo toleítico, definiendo una tendencia característica de las series de arco ricas en Fe (Arculus, 1994). Sin embargo, algunas muestras, que además presentan valores de la relación $(\text{La}/\text{Yb})_N > 4$ (entre 8,7-4,9), característicos de la serie calco-alcalina, caen en el campo calco-alcalino y posiblemente definen una serie pobre en Fe.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, todas las rocas volcánicas e intrusivos máficos relacionados del Complejo Palma Picada se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb, Sr y K) y LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y Y) y HREE (Fig. 3.2.5), típico de los magmas generados en zonas de subducción. Estas rocas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La), y el patrón de HREE es plano. Sin embargo, la comparación de muestras con un similar Mg# revela la existencia de diferencias tanto en las abundancias absolutas de los elementos traza, como en su distribución en el diagrama multielemental (Fig. 3.2.5). En base al contenido en Ti y Zr, así como de los valores en las relaciones entre elementos incompatibles, particularmente $(\text{La}/\text{Yb})_N$, las rocas volcánicas máficas del Complejo Palma Picada pueden ser divididas en cuatro grupos geoquímicos, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellos: toleitas de arco isla (IAT), o

grupo I; toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, o grupo II; y rocas calco-alcalinas, o grupo III. Estos grupos de materiales son descritos a continuación.

Otras comparaciones en diferentes diagramas de rocas del Complejo Palma Picada con rocas de otros complejos relacionados, debidamente argumentadas en el informe correspondiente se pueden observar en las Figs 3.2.3 y - 3.2.4

3.2.1.2. Toleitas de arco isla (IAT), grupo I

Se incluyen en el grupo de IAT basaltos y basaltos andesíticos porfídicos, con y sin fenocristales de olivino, uno o dos piroxenos y plagioclasa, que forman flujos y depósitos de brechas y microbrechas monogenéticas. Se incluyen también intrusiones de microgabros y doleritas con olivino y piroxeno bastante primitivas. Presentan composiciones de poco a relativamente fraccionadas ($Mg\#=58-37$), con contenidos en TiO_2 , Zr y Nb del orden de 0,7-0,9 wt%, 40-78 ppm y 1,2-2,5 ppm, respectivamente. Los respectivos mayores valores en un microgabro son de 1,7%wt, 110 ppm y 3,3 ppm. Los contenidos en Cr (48-14, un valor de 212 ppm) y Ni (45-14 ppm) son generalmente inferiores a los de las muestras de los grupos II y III. Los contenidos en Th son de 1,0-1,8 ppm. En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, estas rocas presentan una distribución típica de IAT (Pearce *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995), con abundancias absolutas de HREE similares (0,5-0,8xN-MORB). Respecto a N-MORB, poseen valores altos de las relaciones REE/HFSE (p.e. La/Nb y Sm/Zr) que son típicas de IAT. Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE plana o ligeramente enriquecida ($[La/Nd]_N=1,0-1,3$), pronunciada anomalía negativa en Nb (y Ta), ligeras anomalías negativas o positivas en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,5-1,3$) y HREE de planas a ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,3-1,8$). La muestra de microgabro posee una menor relación $[La/Nd]_N=0,8$. Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

3.2.1.3. Toleitas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE, grupo II

Este grupo II está representado por basaltos porfídicos con uno o dos piroxenos y plagioclasa, y las intrusiones de microgabros y dioritas con hornblenda (muestra del Complejo de Pedro García). Las dos muestras estudiadas presentan un $Mg\#$ muy contrastado, de 75 para el gabro (primitivo) y de 38 para el basalto (evolucionado). El contenido en TiO_2 varía entre 0,4 y 0,7 wt% y es inferior al grupo I. Los contenidos en Zr y

Nb son bajos, de 50-24 ppm y 0,6-0,5 ppm, respectivamente. Los altos contenidos en Cr y Ni (595 y 20 ppm) del gabro primitivo contrastan con los (7 y 18) del basalto ya muy evolucionado. Los contenidos en Th son bajos (<0,7). El diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB presenta un patrón similar al de las IAT del grupo I, con una marcada anomalía negativa en Nb-Ta y también bajas abundancias de HREE (0,3-0,7×N-MORB), pero de distribución más plana definida por un menor enriquecimiento en LREE. Poseen una ligera mayor anomalía negativa de Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=1,2-1,6$). Respecto al MP, presentan una distribución plana de LREE ($[La/Nd]_N=1,2-1,1$) y de HREE ($[Sm/Yb]_N=1,2-1,1$). Los contenidos bajos en TiO_2 y HREE, junto a las anomalías negativas en Zr-Hf, sugieren una fuente algo más empobrecida que en el grupo I. El bajo contenido en LREE sugiere una menor componente subductiva.

3.2.1.4. Andesitas calco-alcálicas, grupo III

Pertencen al grupo III rocas basáltico-andesíticas porfídicas, con uno o dos piroxenos y plagioclasa, y depósitos de brechas líticas, cristal-líticas y lítico-vítreas monogenéticas. Se trata de rocas poco fraccionadas ($Mg\#=67-55$), con contenidos bajos en TiO_2 entre 0,5 y 0,7 wt%. Sin embargo, para valores de MgO entre 9 y 4wt%, los contenidos en Zr y Nb son relativamente bajos y del orden de 50-42 y 2,5-1,2 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (685-410 ppm) y Ni (118-60 ppm) son mayores a los de las muestras del grupo I. Los contenidos en Th son los más altos (3,1-1,8). Aunque no hay muchas muestras, presentan un descenso de TiO_2 , Fe_2O_3 y Zr con el incremento de la fraccionación monitorizado con el MgO, con mayores relaciones de $(La/Yb)_N > 4$ (8,7-4,9) y Zr/Y característicos de una tendencia de fraccionación calco-alcálica. El diagrama multielemental es típico de magmas relacionados con subducción, con un variable enriquecimiento en los elementos movilizados tales como Th, LILE (particularmente el Sr y Pb) y LREE. El patrón es muy similar al de las IAT del grupo I, pero con una ligera menor abundancias de HREE (0,5-0,8×N-MORB), ligero mayor enriquecimiento en LREE y ligera fraccionación HREE. Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE más enriquecida que las IAT ($[La/Nd]_N=1,6-2,1$), ligera mayor anomalías negativa en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,5-0,7$) y HREE ligeramente enriquecidas ($[Sm/Yb]_N=1,7-3,0$). Estas características sugieren una fuente consistente en un manto empobrecido afectado por una mayor componente subductiva que enriquece los LILE, Th y LREE.

Hoja	Muestra	Clasificación
Complejo de PuertoPlata		
PuertoPlata	6075IIJM9112B	GABRONORITA, GABRONORITA CON OLIVINO
PuertoPlata	6075IIJM9112	GABRONORITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Luperon	6075IVJM9278	GABRO A GABRONORITA GRANO GRUESO PROTOMILONÍTICA
Luperon	6075IVJE91119B	GABRO OLIVÍNICO A GABRONORITA GRANO GRUESO BANDEADA
Luperon	6075IVJE91119A	TROCTOLITA A WEHRLITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9122	TROCTOLITA DE GRANO GRUESO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9124	TROCTOLITA BANDEADA CON GABRO OLIVÍNICO
Luperon	6075IVJM9194	GABRO ANORTOSÍTICO A ANORTOSITA
Imbert	6075IIHH9112	GABRONORITA OLIVÍNICA DE GRANO MEDIO BANDEADA
Imbert	6075IIHH9111	GABRONORITA GRANO MEDIO FOLIADA PROTOMILONÍTICA
PuertoPlata	6075IIJM9427A	BASALTO CON CLINO Y ORTOPIROXENO MICROPORFÍDICO
		BASALTO CON PLAGIOCLASA Y PIROXENO PORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9120	ALTERADO
Luperon	6075IIJM9272B	ANDESITA CON HORNBLENDA Y PLAGIOCLASA, PORFÍDICA
Imbert	6075IIHH9126	BASALTO PLAGIOCLASICO PORFÍDICO
Complejo de PalmaPicada		
Imbert	6075IIHH9132	BASALTO CON ORTO Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
EIMamey	5975I1FP9092A	TOBA LÍTICA-VITREA ANDESÍTICA DE GRANO FINO
EIMamey	5975I1FP9091	BASALTO CON OLIVINO Y ORTO Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9113	MICROGABRO O DOLERITA CON CLINOPIROXENO Y OLIVINO
EIMamey	5975I1FP9092B	TOBA CRISTAL-LÍTICA BASÁLTICA DE GRANO GRUESO A TOBA
Imbert	6075IIHH9129	BASALTO PLAGIOCLASICO PORFÍDICO VESICULAR
Imbert	6075IIIJE9271	-
Imbert	6075IIHH9130	BASALTO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO, PORFÍDICO
Imbert	6075IIHH9128	BASALTO CON ORTO Y CLINOPIROXENO PORFÍDICO
Esperanza	6074IVJR9047	ANDESITA PORFÍDICA ALTERADA
Esperanza	6074IVJR9048	ANDESITA MICROPORFÍDICA BRECHIFICADA
Imbert	6075IIHH9131	BASALTO CON PLAGIOCLASA Y CLINOPIROXENO, CIZALLADO
		LEUCOGRANITO DE GRANO GRUESO CON HORNBLENDA Y
Imbert	6075IIHH9133	BIOTITA
Complejo de PedroGarcía		
SanFranciscoArriba	6074IJR9073	MICROGABRO HORNBLÉNDICO

Tabla 3.2.1. Relación de muestras utilizadas para los análisis geoquímicos

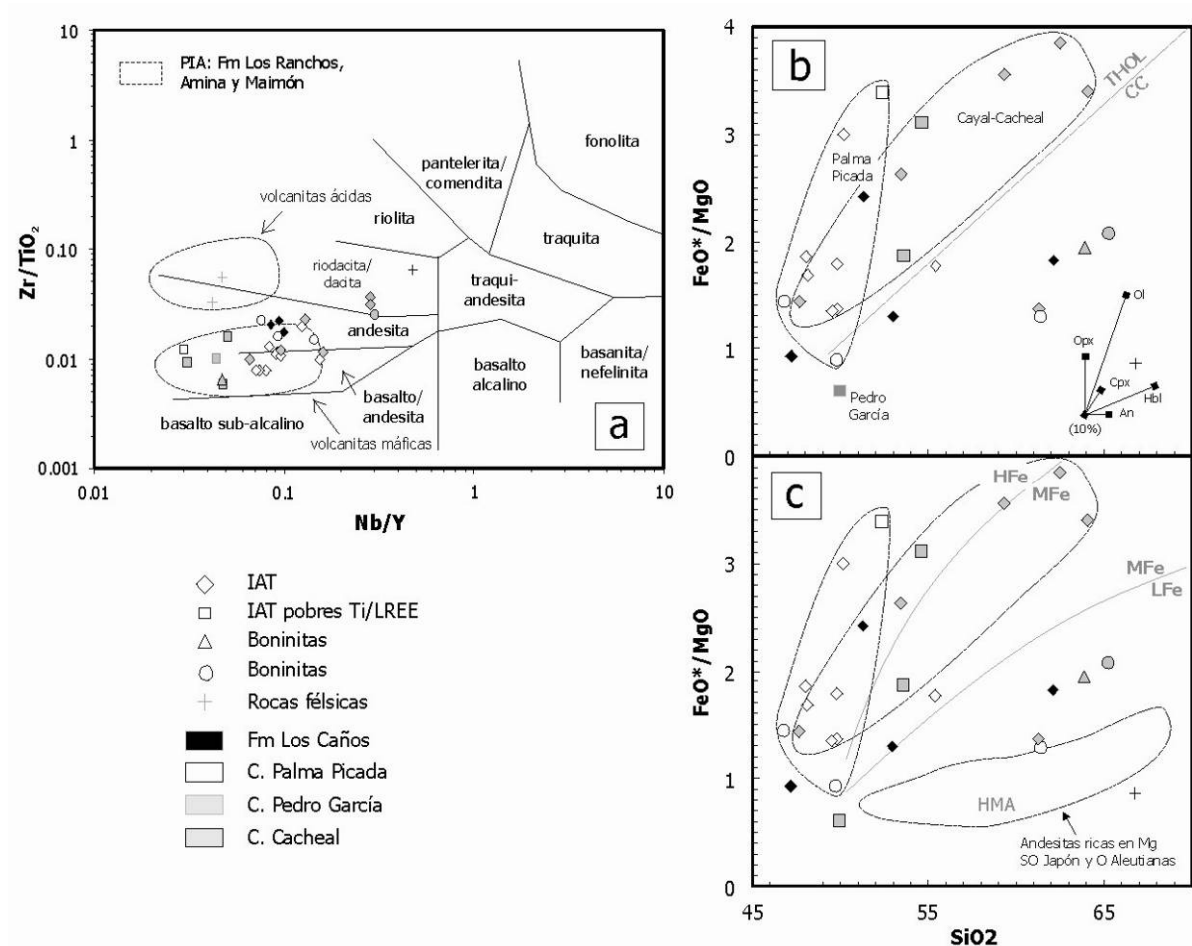


Fig. 3.2.1. Características geoquímicas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO_2 , mostrando como comparación los campos composicionales de las rocas volcánicas máficas y ácidas del primitivo arco isla Caribeño (PIA); (b y c) Covariation of SiO_2 y FeO^*/MgO . En las figuras, las rocas volcánicas son comparadas con series Cenozoicas de andesitas ricas en MgO de SO Japón y O Aleutianas. También se indican los vectores de cristalización fraccionada (fc) para el olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx), anfíbol pargasítico (hb), y plagioclasa (An_{80}), determinados para una composición andesítica magnesiana promedio, y los límites entre los campos toleítico y calco-alcálico, así como los de las series de arco pobres, medias y ricas en Fe (Arculus, 1994)

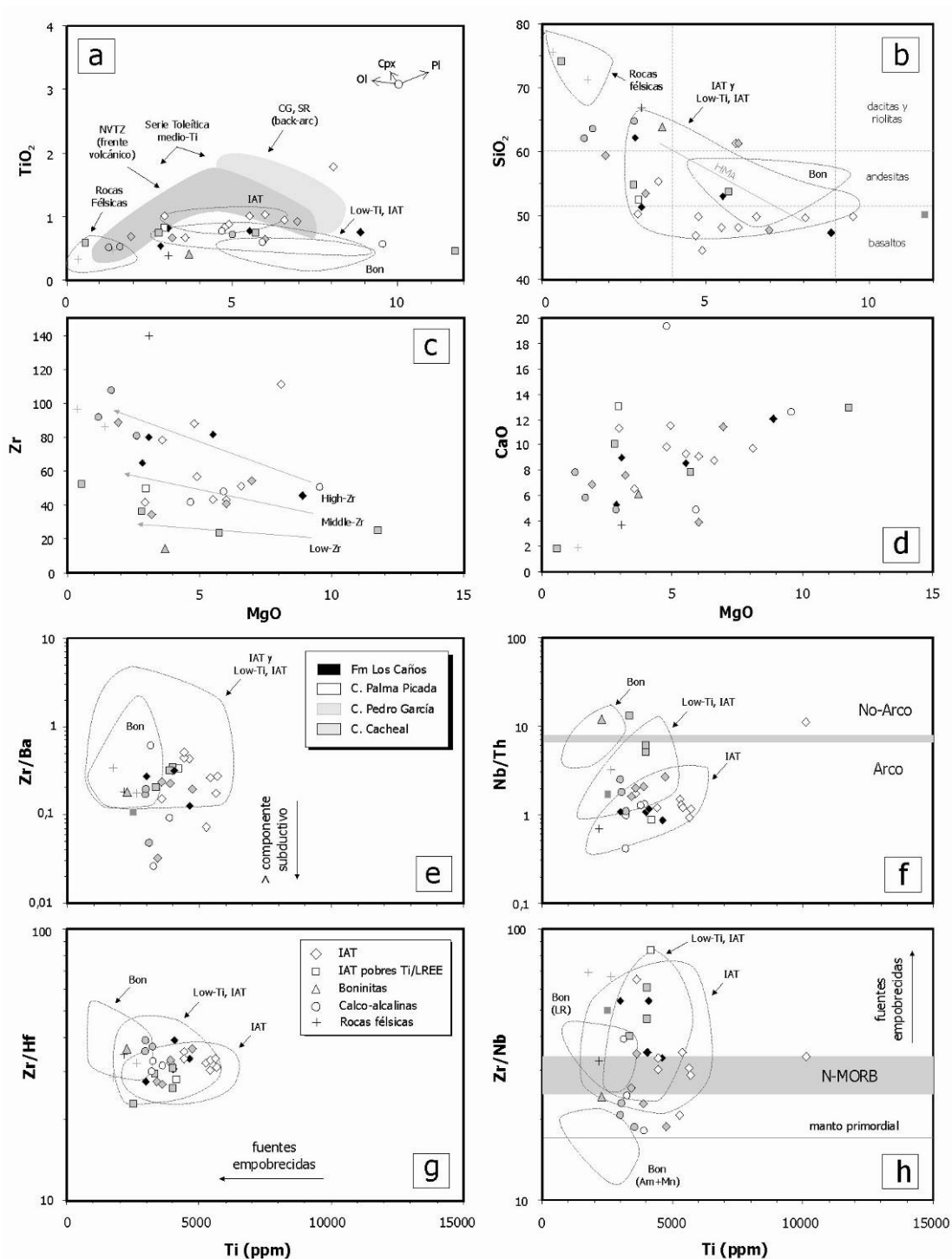


Fig. 3.2.2.(a y b). Diagramas de TiO₂, SiO₂, Zr y CaO frente al MgO (wt%) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de los grupos geoquímicos distinguidos en la Fm os Ranchos: IAT, toleitas de arco isla; Low-Ti IAT, toleitas de arco isla pobres en Ti (Zr y LREE); Bon, boninitas; (c, d, e y f) Diagramas de Zr/Ba, Nb/Th, Zr/Hf y Zr/Nb frente al Ti (ppm) para las rocas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños, mostrando también los campos composicionales de la Fm Los Ranchos.

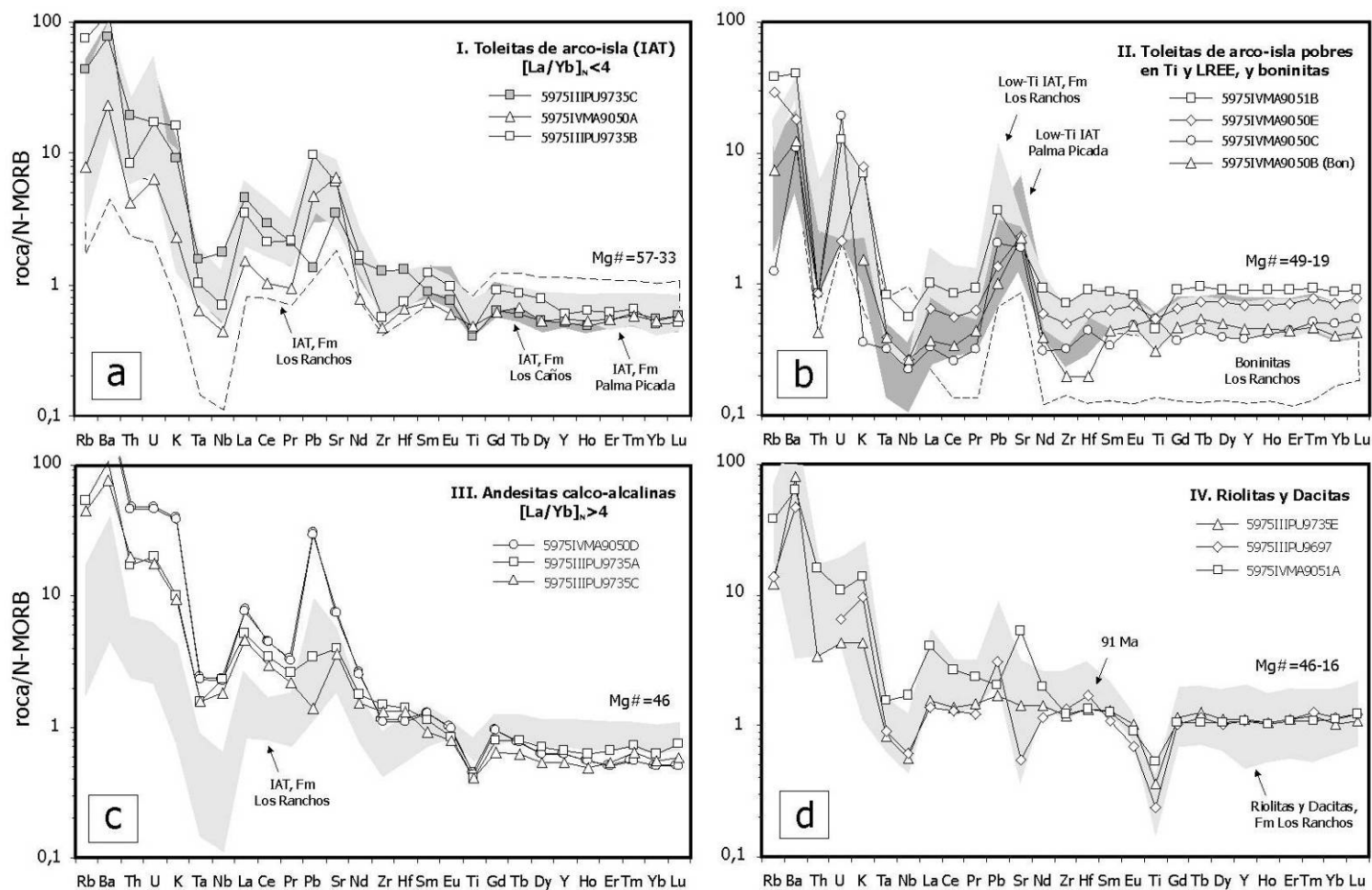


Fig. 3.2.3.(a, b, c y d) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas del Complejo El Cacheal y su comparación con rocas del Complejo Palma Picada (b)

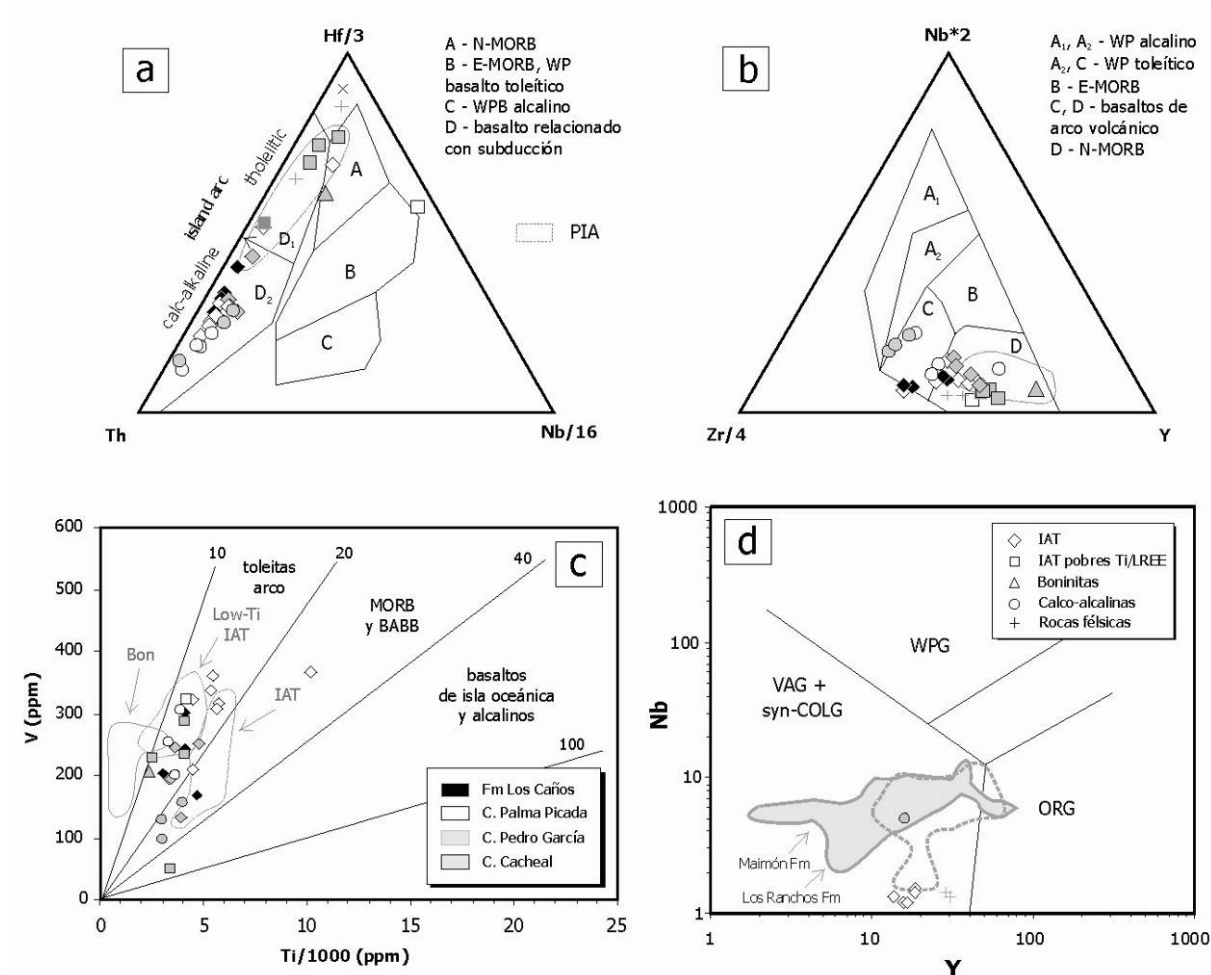


Fig. 3.2.4. Características geoquímicas del Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. (a y b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Ti-V de Shervais (2001); y (d) Diagrama Y-Nb de Pearce (1983).

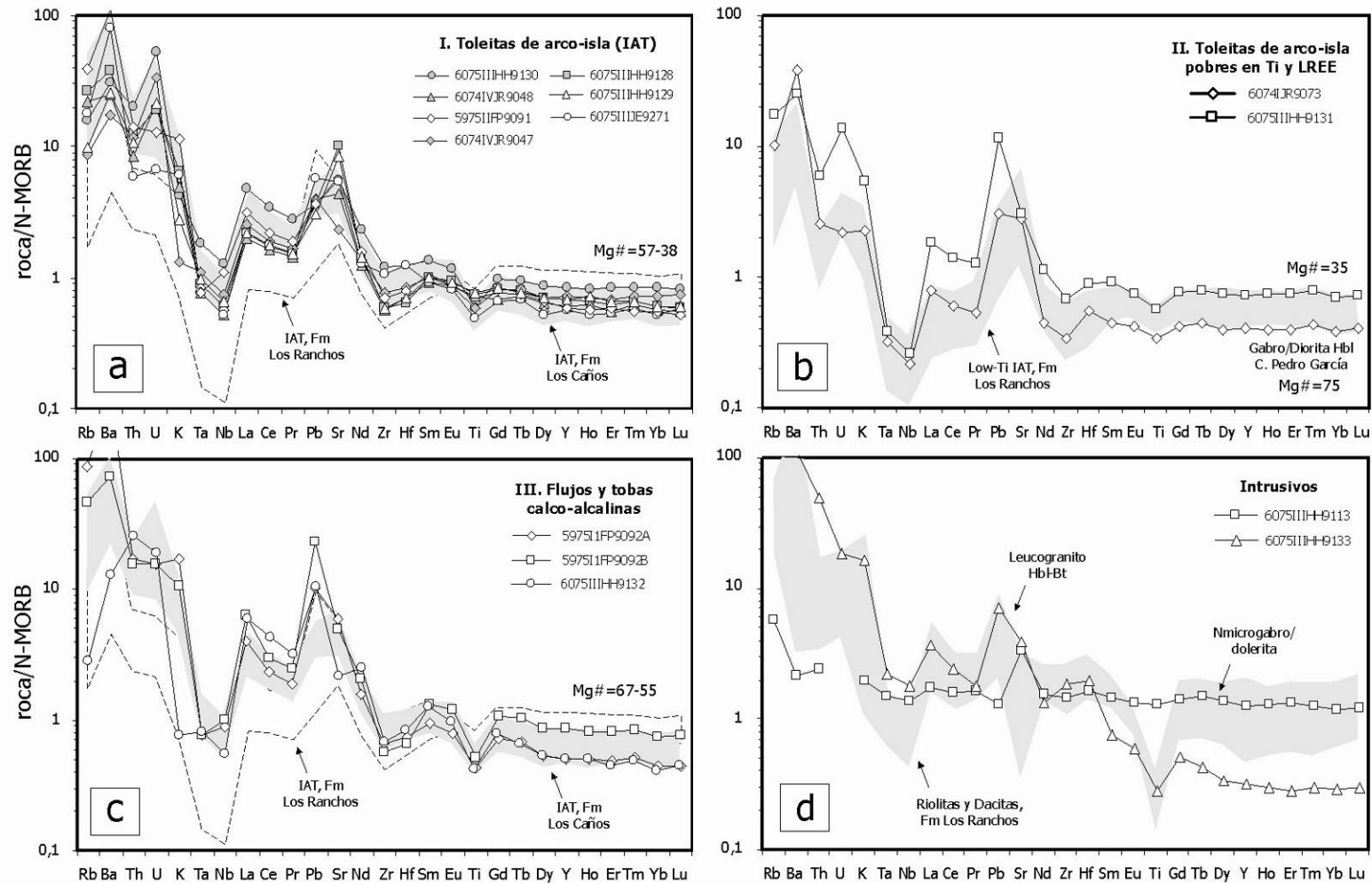


Fig. 3.2.5. Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para (a, b y c) las rocas máficas del Complejo Palma Picada y (d) la intrusión de microgabros en el Complejo de Pedro García y el leucogranito con hornblenda y biotita encajado en la Fm Los Caños.

3.2.2. Geoquímica de las rocas del Complejo de Puerto Plata

En este epígrafe se describen las características geoquímicas del conjunto de muestras recolectadas para tal fin en el Complejo de Puerto Plata en el transcurso de este proyecto (Tabla 3.2.1)

3.2.2.1. Rocas volcánicas máficas de la Fm. Los Caños

Las rocas volcánicas máficas analizadas de la Formación Los Caños son basaltos y basaltos andesíticos con ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa porfídicos, y andesitas con plagioclasa y hornblenda, porfídicas. Las rocas volcánicas de la Fm Los Caños están de moderada a intensamente alteradas, como sugieren también los valores de LOI entre 2,5 y 9, por lo que los elementos mayores y trazas pueden haberse movilizado. En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂, las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Caños gradúan en composición desde basaltos andesíticos a andesitas sub-alcalinas (Fig. 3.2.1.). No se han observado rocas volcánicas félsicas asociadas.

Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Caños presentan un rango en el contenido en SiO₂ que gradúa desde 47,1 a 62,2 wt%, para contenidos moderados y altos en MgO entre 2,8 y 8,9 wt%, y bajos en TiO₂ entre 0,5 y 0,8 wt% (Fig. 3.2.2). Se trata de rocas derivadas de magmas de poco a moderadamente fraccionados (Mg#=66-42), con contenidos bajos en Zr y Nb de 79-45 ppm y 2,4-1,2 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (41-7 ppm; una muestra 315 ppm) y Ni (52-3,7 ppm) son bajos, así como los contenidos en Th (2,8-1,1 ppm). En diagramas binarios de variación (no mostrados), estas rocas muestran un aumento en SiO₂, álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en el MgO. TiO₂, Fe₂O_{3T}, Al₂O₃ y CaO aumentan ligeramente en las rocas menos fraccionadas, pero decrecen enseguida a lo largo de toda la evolución. Estas tendencias son toleíticas y transicionales a calco-alcalinas y pueden ser atribuidas a la fraccionación de inicialmente olivino y Cr-espinela, después a la del clinopiroxeno, ortopiroxeno y la plagioclasa, y finalmente a la de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la naturaleza de los fenocristales observada. En el diagrama FeO*/MgO frente al SiO₂, las 4 rocas máficas definen dos tendencias: una toleítica rica en Fe y la otra calco-alcalina pobre en Fe, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellas. Los valores

de la relación $(La/Yb)_N$ de 2,9 y 4,3 son también característicos de las series toleítica (<4) y transicionales a la calco-alcalina.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 3.2.6.), todas las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Caños se caracterizan por un patrón con un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb, K y Sr), Th y LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, que es típico de magmas relacionados con subducción. Todas ellas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La), un patrón de HREE plano con abundancias absolutas de 0,4-0,8 (\times N-MORB), y altos valores de las relaciones REE/HFSE (p.e. La/Nb y Sm/Zr), típicos de IAT (Pearce *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995).

Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE ligeramente enriquecida ($[La/Nd]_N=1,2-1,4$), pronunciada anomalía negativa en Nb-Ta ($Nb/Nb^*=0,14-0,18$), ligeras anomalías positivas o negativas en Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,6-1,26$), y HREE ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,7-2,1$), especialmente en las rocas transicionales a calco-alcalinas. Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido. Como se observa en la Fig. 7, los patrones de estas rocas son muy similares a las IAT de la Fm Los Ranchos. Resulta también remarcable, el paralelismo existente en el patrón de todos los elementos incompatibles, que van aumentando su concentración con la fraccionación, monitorizada con el descenso del Mg# en las diferentes muestras, lo cual indica que todas las rocas magmáticas de la Fm Los Caños derivan de similares magmas parentales.

Las rocas volcánicas máficas de la Fm Los Caños pueden ser comparadas entre sí y respecto a grupos composicionales análogos definidos en los Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y la Fm Los Ranchos, en una selección de diagramas de discriminación paleotectónica. En el diagrama Ti vs. V (Fig. 3.2.4. c), las rocas de la Fm Los Caños presentan valores de la relación $Ti/V=15-25$ similares a las rocas toleíticas y calco-alcalinas de estos Complejos. En el diagrama Nb-Hf-Th, las rocas máficas de la Fm Los Caños caen en el campo de los márgenes de placa destructivos, extendiéndose principalmente en el campo calco-alcalino, reflejando la amplitud de la anomalía negativa en Nb y el empobrecimiento relativo en Hf (y Zr) y Th. En el diagrama Nb-Y-Zr, las rocas máficas de la Fm Los Caños se extienden lejos del vértice Zr, dentro del campo de arco volcánico.

3.2.2.2. Leucogranitos con hornblenda y biotita

En este grupo se incluye una muestra del leucogranito de grano grueso con hornblenda y biotita que intruye en las rocas volcánicas de la Fm Los Caños al norte de la Loma Las Tejadas (Fig. 3.2.5). Se trata de una roca granitoide de alto Mg#=67 debido a su relativo alto contenido en MgO del 3,1 wt%, rica en K₂O (2,5 wt%) y Zr (139 ppm), y pobre en P₂O₅ (<0,1 wt%), en relación a las típicas rocas ácidas calco-alcalinas. Presenta una relación (La/Yb)_N de 7,7 y moderado enriquecimiento en LREE. No obstante, en el diagrama FeO*/MgO frente al SiO₂ caen en el campo calco-alcalino de las andesitas ricas en MgO. Presenta un patrón de REE ligeramente enriquecido en LREE ([La/Nd]_N=1,9) y empobrecido en HREE e Y ([Sm/Yb]_N=2,5; Y=9 ppm), una ligera anomalía negativa en Nb-Ta y abundancias absolutas de HREE bajas (0,3-0,4×E-MORB). Estos magmas ácidos son composicionalmente distintos a las rocas volcánicas ácidas de la Fm Los Ranchos y del Complejo El Cacheal.

Composicionalmente, se trata de un intrusivo dacítico (SiO₂=65,8 wt%), rico en Al₂O₃ (15,8 wt%), con contenidos altos en La pero bajos en Yb, resultando unas REE fraccionadas ([La/Yb]_N=7,7). Posee contenidos relativamente altos en TiO₂ (0,36 wt%), Fe₂O₃ (2,9 wt%), MgO (3,2 wt%), Cr (89 ppm) y Ni (56 ppm), una pequeña anomalía positiva en Zr-Hf, y anomalías negativas pronunciadas en Nb-Ta, Ti, Sc y V (Nb/Nb* = 0,2). Estas características son típicas de magmas ácidos de afinidad adakítica (Martin, 1999).

3.2.2.3. Gabronoritas bandeadas.

La unidad de Gabronoritas bandeadas está compuesta por mayoritariamente por cumulos gabronoríticos bandeados, y subordinadamente piroxenitas y gabro-noritas basales, troctolitas y leucogabros olivínicos bandeados. Las rocas analizadas muestran altos valores de Mg# entre 89 y 75, consecuencia de su naturaleza cumulado máfico (Anexo 1), junto con contenidos altos en MgO (5,8-21,2 wt%, promedio 11,5) y Al₂O₃ (17,1-27,1 wt%; promedio 21,7), y bajos en TiO₂, (0,02-0,36 wt%; promedio 0,11), Fe₂O_{3T} (3,2-7,5 wt%; promedio 4,3) y álcalis totales (0,6-3,0 wt%). El rango en el contenido en SiO₂ gradúa desde 39,9 a 50,6 wt% y en los diagramas binarios de variación, las gabronoritas definen un campo composicional relativamente limitado. En la Fig. 2.3.7 se muestra cómo estas rocas cumulado forman una cadena continuo, sin saltos composicionales, con las rocas volcánicas máficas de los diversos Complejos de la Cordillera Septentrional (Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada, Fm Los Caños). En la figura, el Fe₂O_{3T}, CaO y Al₂O₃ aumentan primero ligeramente

o son constantes, para descender a continuación con la diferenciación, monitorizada con el Mg#, sugiriendo que el olivino, piroxeno y plagioclasa controlan la fraccionación en las gabronoritas. El TiO₂ sigue una suave evolución similar, sugiriendo la cristalización con posterioridad de los óxidos Fe-Ti. Las gabronoritas bandeadas poseen contenidos muy bajos en Th, Zr y Nb de <0,1 ppm, 3,8-0,4 ppm y 0,2-0,05 ppm, respectivamente, próximos o en el límite de detección. Los contenidos en Cr y Ni son de 1163-05 ppm y 658-8 ppm, respctivamente. Los valores de las relaciones Zr/Ba (0,65-0,04), Nb/Th (0,5-5,0), Zr/Nb (4-42) y Zr/Y (0,29-1,73) son en gran parte comparables a los de las rocas volcánicas IAT y IAT pobres en Ti, de los diversos complejos de la Cordillera Septentrional.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 2.3.8.), las gabronoritas bandeadas se caracterizan por un patrón con elevada concentración de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb, K y Sr) y LREE, relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, que es típico de magmas relacionados con subducción. Todas ellas presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano con muy bajas abundancias absolutas (0,05-0,4xN-MORB). Las relaciones de elementos móviles en una fase fluida/inmóviles, como Sr/Nd, Ba/La y Pb/Ce, son >>1 y sugieren la presencia de un componente fluido acuoso en la fuente (Brenan et al., 1995). Sin embargo, la LOI es alta en estas rocas (4,4 y 7) y sugiere que la alteración a baja-T puede haber modificado la abundancia primaria de estos elementos. Respecto al MP, se caracterizan por una distribución de LREE ligeramente enriquecida ([La/Nd]_N=0,6-3,4; promedio 1,83), una anomalía negativa en Nb-Ta (Nb/Nb*=0,1-0,5) y Zr-Hf ([Zr/Sm]_N=0,6-1,3), y HREE ligeramente empobrecidas o enriquecidas ([Sm/Yb]_N=0,6-1,3; promedio 0,9).

3.2.2.4. Peridotitas serpentinizadas del Complejo de Puerto Plata y peridotitas serpentinizadas asociadas a la zona de falla de Camú

Una parte volumétricamente importante del Complejo de Puerto Plata está constituido por peridotitas serpentinizadas (harzburgitas y dunitas mantélicas). Aparte, también se reconocen peridotitas porfiroclásticas y residuales serpentinizadas en lentejones aflorantes a lo largo de la zona de falla del Camú. Aunque estas rocas no han sido analizadas, los trabajos recientes de Saumur et al. (2006, 2007a y b) permiten establecer una caracterización composicional geoquímica y petrogenética de estas rocas. Estos autores estudian los diferentes afloramientos de peridotitas parcialmente hidratadas (serpentinizadas) del Complejo de Puerto Plata y del Complejo de Río San Juan. Las

posibles procedencias de las serpentinitas incluyen cumulos ofiolíticos hidratados en el fondo oceánico, peridotitas abisales expuestas en el fondo oceánico y peridotitas hidratadas de la cuña de manto supra-subducción.

Mineralógicamente, las serpentinitas del Complejo de Puerto Plata contienen lizardita y magnetita, con relictos de la mineralogía primaria de ortopiroxeno ($En_{91,4}$) y cromo-espinela. El Cr# y el Mg# en las espinelas gradúa entre 0,2-0,56 y 0,74-0,57, respectivamente, que indican protolitos peridotíticos fértiles y moderadamente residuales, y sugieren una procedencia para las serpentinitas tanto de la cuña de manto hidratada suprasubducción como a partir de peridotitas abisales hidratadas. Las serpentinitas de la zona de falla del Camú están compuestas por una asociación mineral de lizardita y magnetita, con relictos de cromo-espinela. Los valores en Cr# (0,65-0,7) y Mg# (0,58-0,50) son más residuales y sugieren derivación de peridotitas de la zona de suprasubducción (antearco).

En relación a la geoquímica de roca total, las serpentinitas muestran altos contenidos en MgO (35-40 wt%), Cr (>2600 ppm) y Ni (2100-3000 ppm), y son pobres en CaO (<0,8 wt%), Al_2O_3 (<3 wt%) y TiO_2 (<0,07 wt%). Las serpentinitas del Complejo de Puerto Plata son relativamente más ricas en Ti y Al que las de la zona de falla del Camú, por lo que estas últimas se originaron a partir de una cuña de manto suprasubducción más refractaria.

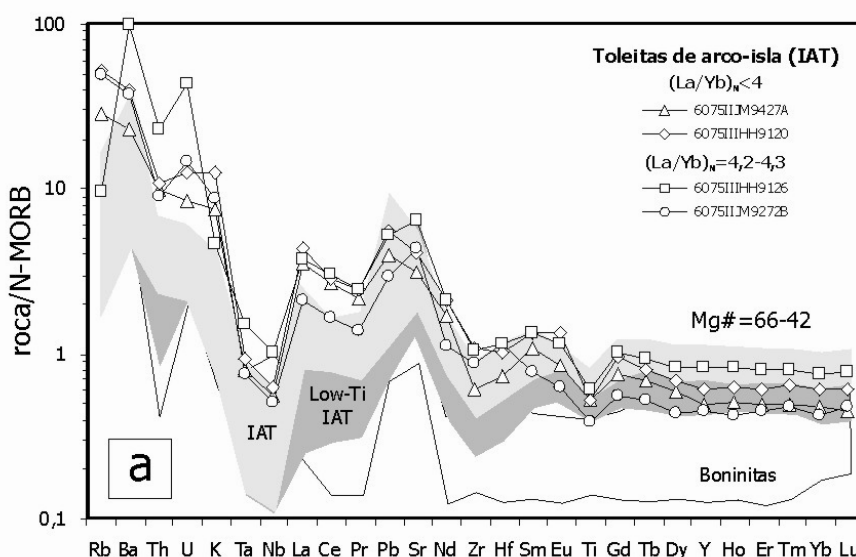


Fig. 3.2.6. Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas de la Fm Los Caños.

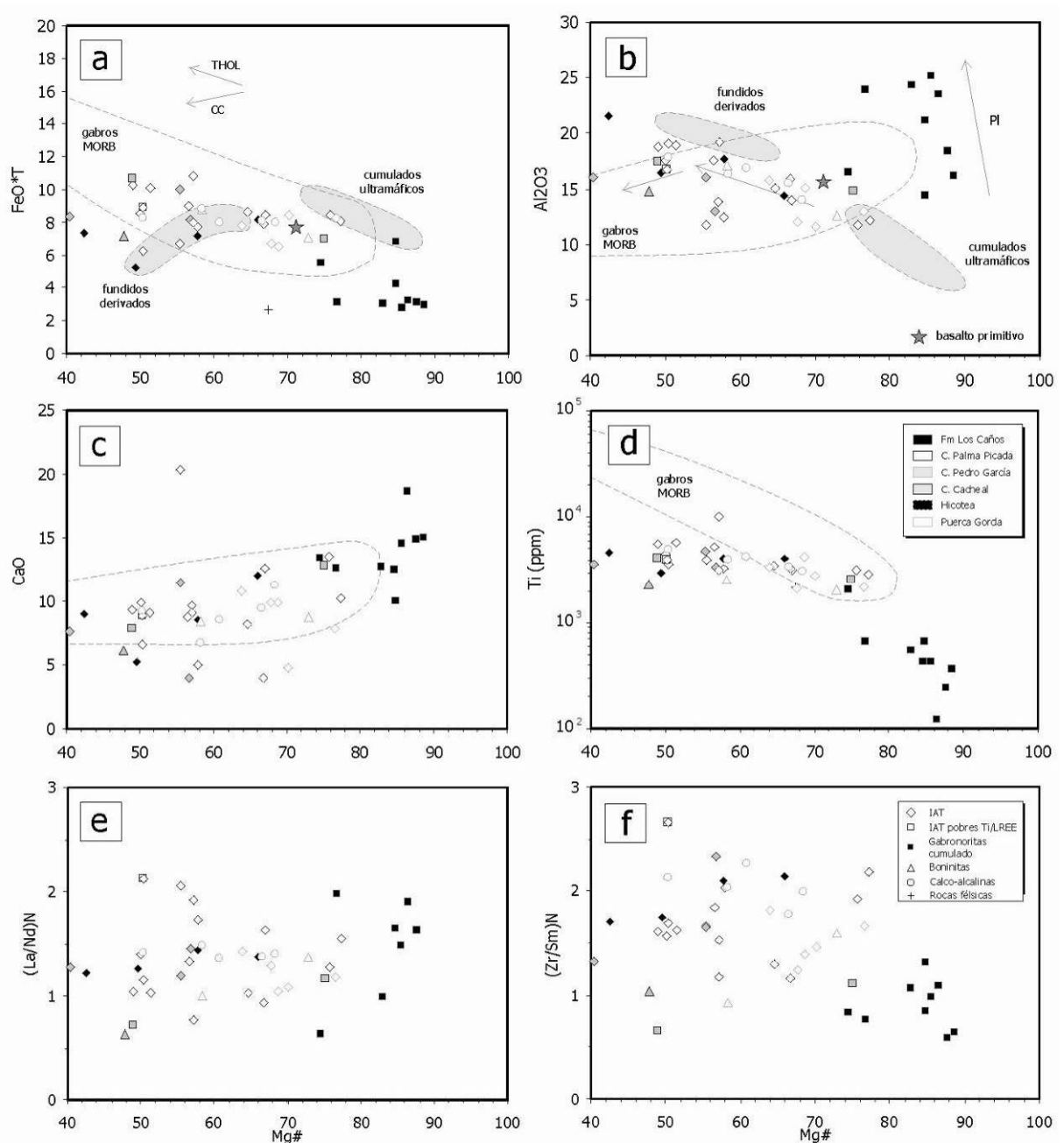


Fig. 3.2.7. Características geoquímicas de las gabronoritas bandeadas, Complejo de Puerto Plata Complejo Palma Picada. (a, b, c, d, e y f) Diagramas de variación de elementos mayores (wt%) y relaciones de elementos incompatibles *versus* Mg#, para las gabronoritas y rocas volcánicas de los Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los datos experimentales, cumulos ultramáficos y fundidos derivados, de Müntener et al. (2001), para la cristalización de un basalto primitivo de arco (estrella) a niveles corticales profundos y en condiciones hidratadas ($P=1,2$ GPa y $\sim 3\%$ H_2O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB.

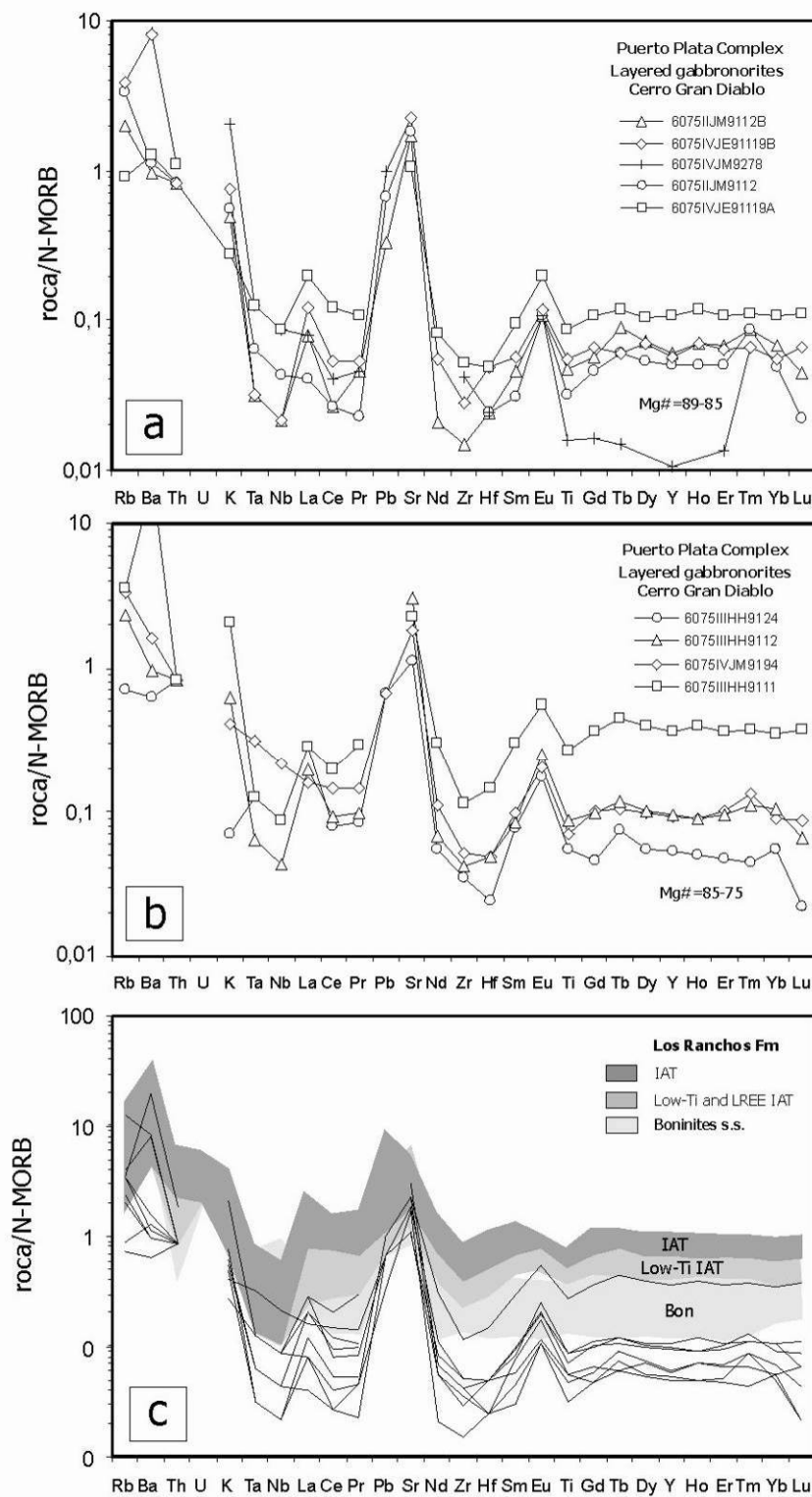


Fig. 3.2.8. (a, b y c) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las gabronoritas bandeadas y su comparación con las rocas volcánicas de la Fm Tiro.

3.3. Dataciones absolutas

En este apartado se resumen los análisis geocronológicos realizados (métodos U/Pb o Ar/Ar) en muestras de rocas de los complejos de basamento del sector occidental de la Cordillera Septentrional, cuyos resultados tienen implicaciones o merecen ser considerados en la presente memoria. Las dataciones se han realizado en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vancouver (Canadá). Los procedimientos analíticos seguidos se describen en los Informes de Friedman (2010) y Gabites (2010) La tabla 3.3.1 recoge las principales características de las muestras analizadas y los resultados obtenidos en cada una de ellas.

En su conjunto, las dataciones obtenidas tienen buen encaje con la estratigrafía e historia geológica deducida o propuesta en esta memoria, pero algunas de ellas tienen una difícil interpretación. En estos últimos casos la datación obtenida se ha subordinado o condicionado al resto de datos geológicos.

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo El Cacheal

El complejo El Cacheal no está representado en la Hoja de Imbert, pero su presencia tiene importancia para la interpretación regional. En la Hoja de Villa Vázquez, la riolita **5975IIIPU9697** ha proporcionado dos edades por el método de U-Pb en zircones. Tres fracciones de xenocristales dan una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $122,7 \pm 0,3$ Ma y dos fracciones de zircón magmático primario dan lugar a una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $90,9 \pm 0,5$ Ma. Probablemente, el evento de 122,7 Ma registra en zircones heredados el magmatismo de arco del Cretácico Inferior, análogo al de la Formación Los Ranchos, y el evento de 91 Ma da cuenta de la edad de enfriamiento de los magmas félsicos. Posiblemente la cámara magmática generada en el Cretácico Superior asimila zircones del encajante volcánico Cretácico Inferior en un nivel cortical ya superficial, ya que no se han obtenido en las dataciones U-Pb líneas de discordia.

Muestra	Coord. geograf.		Hoja 1:50.000	Complejo Unidad o Formación	Litología	Edad (Ma)	Error (Ma)	Método
	Latitud	Longitud						
5975III-PU9697	19,8223	-71,3151	Villa Vázquez	C. El Cacheal	Riolita	122,70	0,30	U/Pb, xenocristales
						90,90	0,50	U/Pb, zircon
5975II-FP9091	19,7489	-71,1616	El Mamey	C. Palma Picada	Basalto de brecha espilitizada	64,26	0,96	Ar/Ar WR, Plateau
						65,60	4,90	Ar/Ar WR, Isócrono N
						66,10	4,80	Ar/Ar en WR, Isócrono I
6075III-HH9126	19,7070	-70,9750	Imbert	C. Palma Picada	Basalto porfídico	50,44	0,85	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						48,80	3,50	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						48,50	2,50	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075III-HH9128	19,6915	-70,9747	Imbert	C. Palma Picada	Basalto porfídico	49,7	0,5	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						51,1	0,7	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						51,1	0,7	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6074I-JR9073	19,6239	-70,6907	San Francisco	C. Pedro García	Gabro/Diorita	49,80	2,90	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						57,00	8,30	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						56,80	7,70	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6074I-JR9229C	19,6247	-70,6908	San Francisco	C. Pedro García	Tonalita	47,26	0,59	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						47,05	0,41	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						47,10	2,10	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6074I-JR9071	19,6221	-70,6909	San Francisco	C. Pedro García	Andesita	46,30	2,40	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						42,90	4,00	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						44,00	4,00	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075IV-JM9194	19,8429	-70,8015	Luperón	CBPP.Gabros y gabronoritas	Gabro anortosítico a anortosita	No hay zircon		U/Pb, zircon
6075IV-JE91119B	19,8364	-70,7594	Luperón	CBPP.Gabros y gabronoritas	Gabro a gabronorita bandeada	126,1	0,3	U/Pb, zircon
6075III-HH9124	19,8121	-70,8061	Imbert	CBPP.Gabros y gabronoritas	Troctolita bandeada	55,0	8,0	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						55,5	9,6	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						55,5	9,6	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075IV-JE91119A	19,8364	-70,7594	Luperón	CBPP.Gabros y gabronoritas	Troctolita a wehrilita bandeada	?	?	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						185,00	39,00	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						187,00	38,00	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075II-JM9112	19,8254	-70,7436	Puerto Plata	CBPP.Gabros y gabronoritas	Gabronorita bandeada	35,8	8,1	Ar/Ar en Plg, Plateau
						32,0	11,0	Ar/Ar en Plg, Isócrono N
						34,0	13,0	Ar/Ar en Plg, Isócrono I
6075II-JM9271	19,8353	-70,7720	Puerto Plata	CBPP. Fm Los Caños	Andesita porfídica	81,60	2,70	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						80,20	6,70	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						80,60	6,50	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075II-JM9272B	19,8365	-70,7715	Puerto Plata	CBPP.Fm Los Caños	Andesita porfídica	?	?	Ar/Ar en Hbl, Plateau
						81,9	5,8	Ar/Ar en Hbl, Isócrono N
						91,0	11,0	Ar/Ar en Hbl, Isócrono I
6075III-HH9133	19,8024	-70,7756	Imbert	CBPP. Intrusivo en Los Caños)	Leucogranito	95,4	1,2	Ar/Ar en Bio, Plateau
						98,5	3,7	Ar/Ar en Bio, Isócrono N
						100,8	3,2	Ar/Ar en Bio, Isócrono I

Tabla 3.3.1. Cuadro resumen de las dataciones absolutas realizadas en rocas de los complejos de basamento del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Palma Picada

En la Hoja de El Mamey, se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $64,26\pm 0,96$ (6075IIFP9091) en roca total de una muestra de basalto de una brecha espilitizada del complejo de Palma Picada. Esta edad del límite Cretácico-Terciario puede estar relacionada con procesos de alteración hidrotermal posteriores a la emisión de los basaltos.

En dos muestras de basaltos porfídicos recogidas en el complejo de Palma Picada en la Hoja de Imbert, se han obtenido unas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $50,44\pm 0,85$ (6075IIHH9126) y $49,74\pm 0,47$ Ma (6075IIHH9128) en hornblendas. La poca alteración de la hornblenda en estas rocas y la calidad de las dataciones sugieren la existencia de un volcanismo máfico de edad Eoceno Inferior.

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Pedro García

En la Hoja de San Francisco Arriba se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $49,8\pm 2,9$ Ma (6074IJR9073) en hornblenda de un gabro hornbléndico del complejo de Pedro García; y una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $47,56\pm 0,59$ Ma (6074I-JR9229C) en hornblenda de una tonalita del mismo complejo. En una tercera muestra de andesitas del complejo Pedro García recogida en esta misma Hoja se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $46,3\pm 2,6$ Ma en hornblenda, si bien en este caso existen algunas dudas sobre la numeración de la muestra (6074IV-JR9070, 71 ó 72). En cualquier caso, estas tres edades del Eoceno Inferior, son muy consistentes entre sí y se interpreta que pueden representar el periodo final de enfriamiento del magma máfico durante su emplazamiento, en el contexto del magmatismo de arco de isla del Cretácico Superior-Paleógeno Inferior relacionado con la subducción de la placa norteamericana bajo la placa caribeña.

Dataciones absolutas obtenidas en el complejo Puerto Plata

La edad de $126,1\pm 0,3$ Ma obtenida por el método U-Pb en una única fracción concordante de zircones en las leucogabronoritas aflorantes en la costa de la Hoja de Luperón, próximas a la Punta La Paya (6075IVJE91119B) y referibles a la unidad de gabros y gabro-noritas, se interpreta como una evidencia de un magmatismo de arco de isla del Cretácico Inferior en el complejo de basamento de Puerto Plata.

En la Hoja de Luperón se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $81,9\pm 5,8$ en hornblenda en una andesita con hornblenda y plagioclasa porfídica de la Fm Los Caños Ma (**6075IVJM9272B**). Una segunda muestra de igual composición de esta misma formación recogida en la Hoja de Puerto Plata (**6075IIJM9272B**) ha dado edades isócronas normal e inversa (no se ha obtenido edad plateau) de 81 a 91 Ma. En la Hoja de Imbert se ha obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $95,4\pm 1,2$ en biotita en un leucogranito con hornblenda y biotita Ma (**6075IIHH9133**). Estos leucogranitos intruyen en la Fm. Los Caños por lo que se deduce que la edad de al menos una parte de ésta formación debe ser anterior a esta edad. El espectro de estas edades indica la existencia de un magmatismo durante el Cretácico Superior, pero se presenta modificado por eventos térmicos posteriores. Por ejemplo, una muestra de troctolitas perteneciente a la unidad de gabros de la Hoja de Imbert (**6075IIHH9124**) ha proporcionado una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de 55 ± 8 Ma en hornblenda, posiblemente signifique una apertura del sistema por eventos térmicos en el Paleoceno Superior-Eoceno Inferior. Finalmente, una gabronorita de la misma unidad recogida en la Hoja de Puerto Plata, ha proporcionado una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau de $35,8\pm 8,1$ Ma en plagioclasa (**6075IIJM9112**). Esta edad se interpreta relacionada con el levantamiento y enfriamiento del Complejo en el Eoceno Medio-Superior.

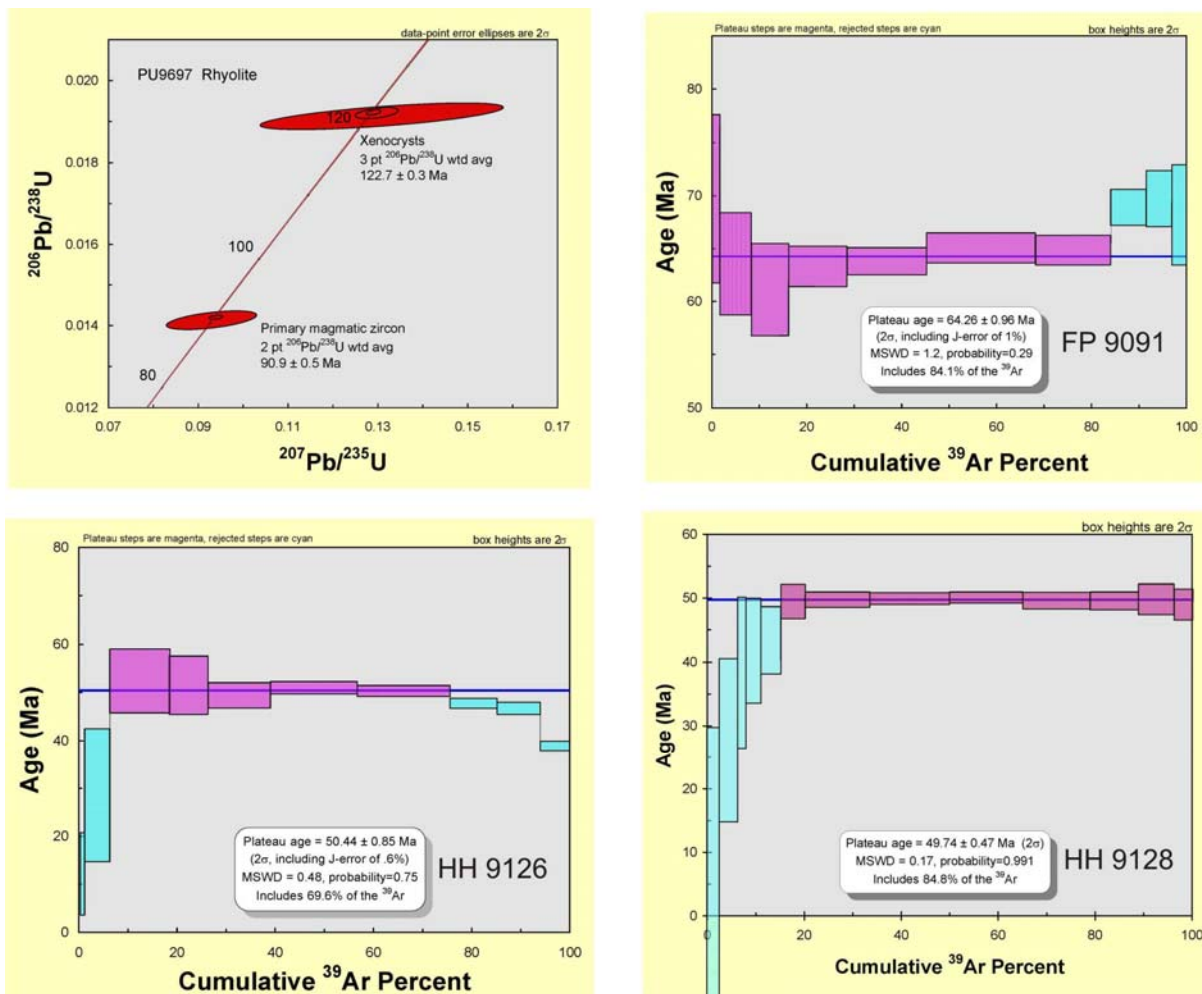


Fig 3.3.1. Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en los complejos de El Cacheal y Palma Picada.

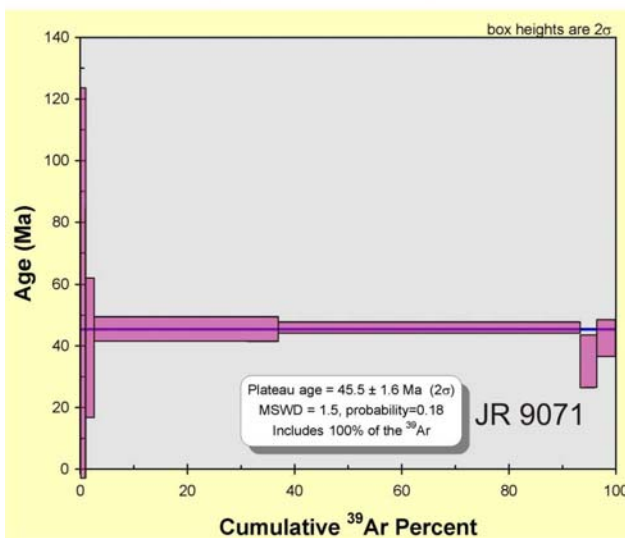
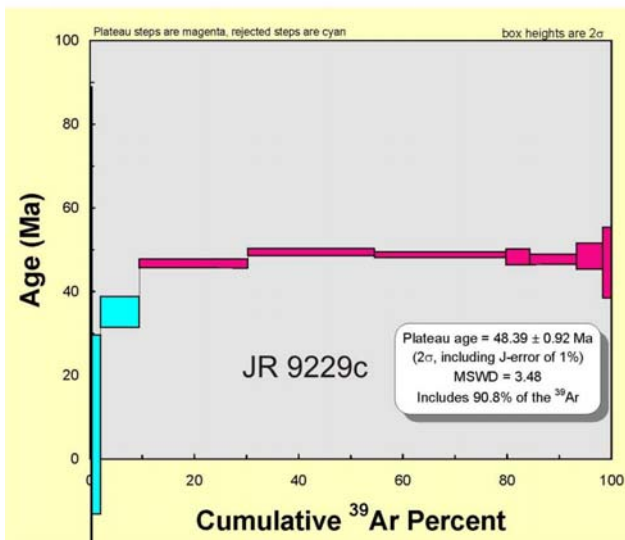
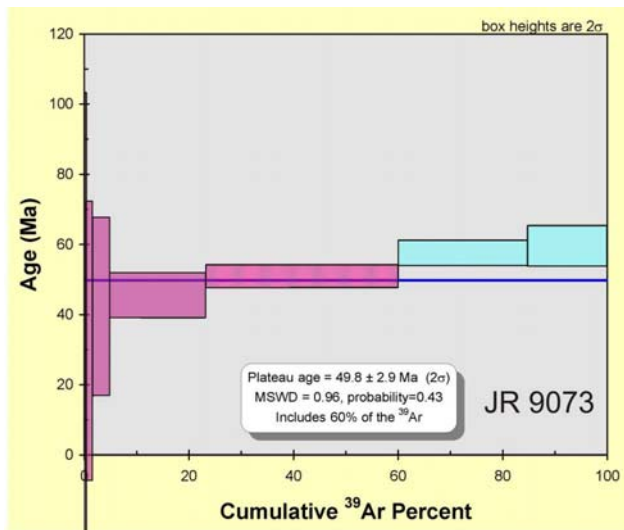


Fig 3.3.2. Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en el complejo de Pedro García

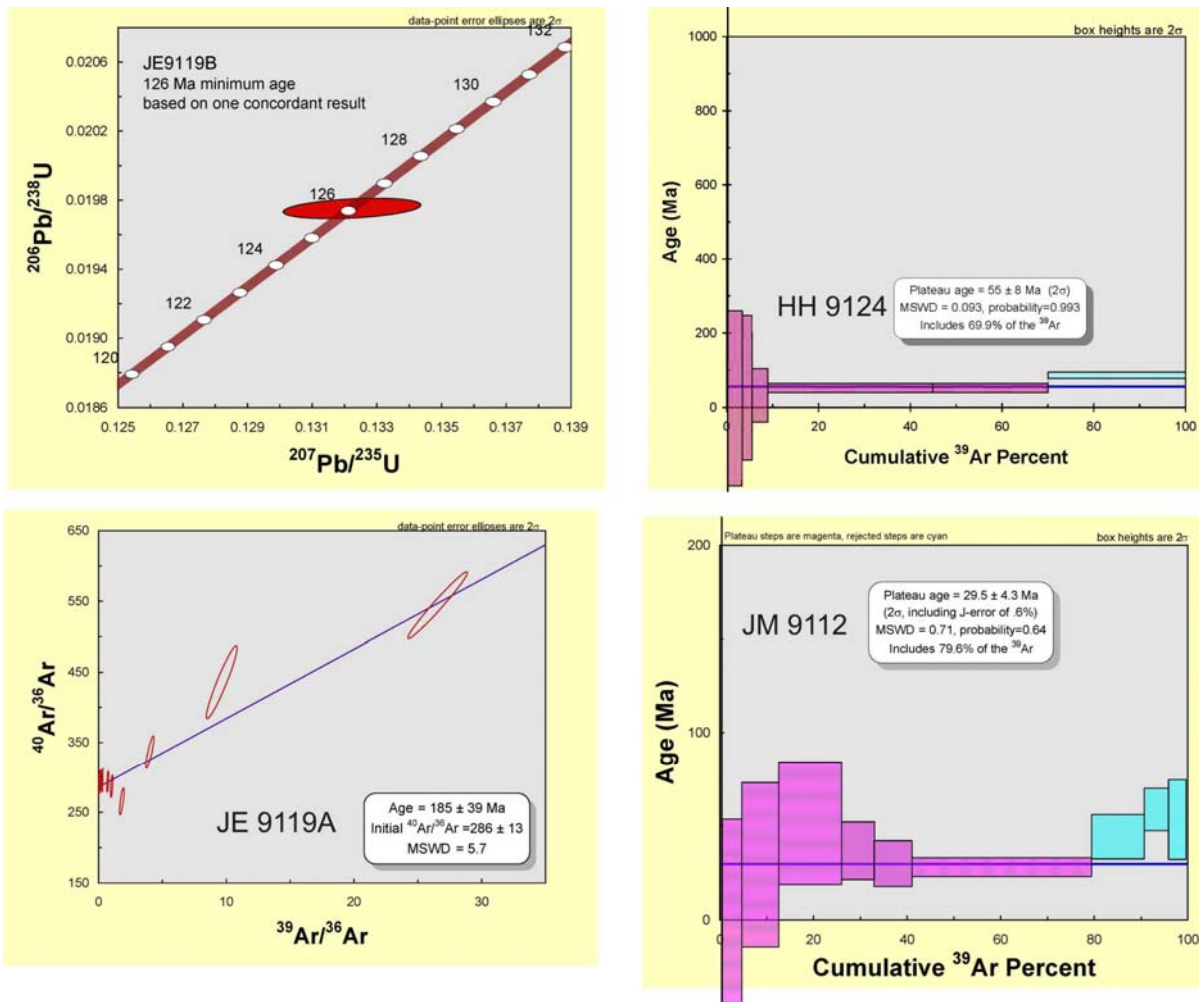


Fig 3.3.3. Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en la unidad de gabros y gabronoritas del CBPP.

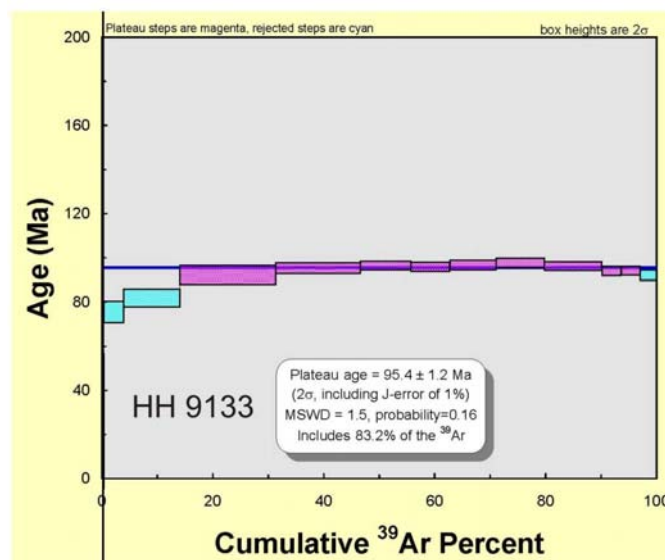
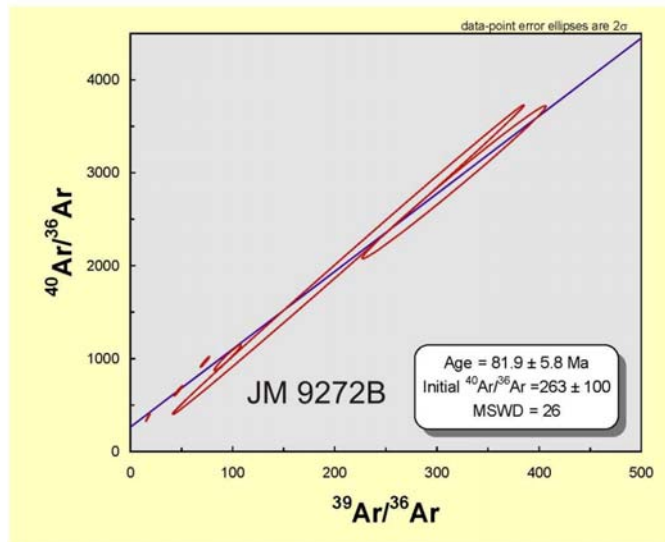
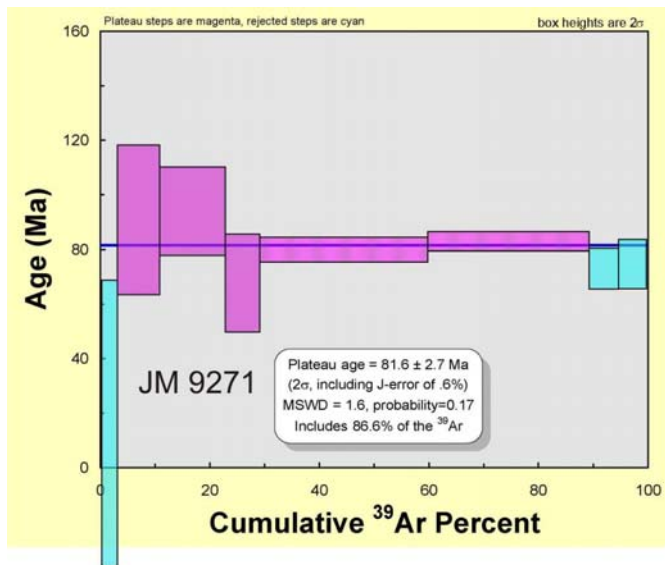


Fig 3.3.3. Gráficos de las dataciones absolutas relacionadas en la tabla 3.3.1, realizadas en la Fm Los Caños (y un cuerpo en él intrusivo) del CBPP.

4. TECTÓNICA

4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988). Existe común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.*, 1991b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret, 1990; Pindel, 1994).

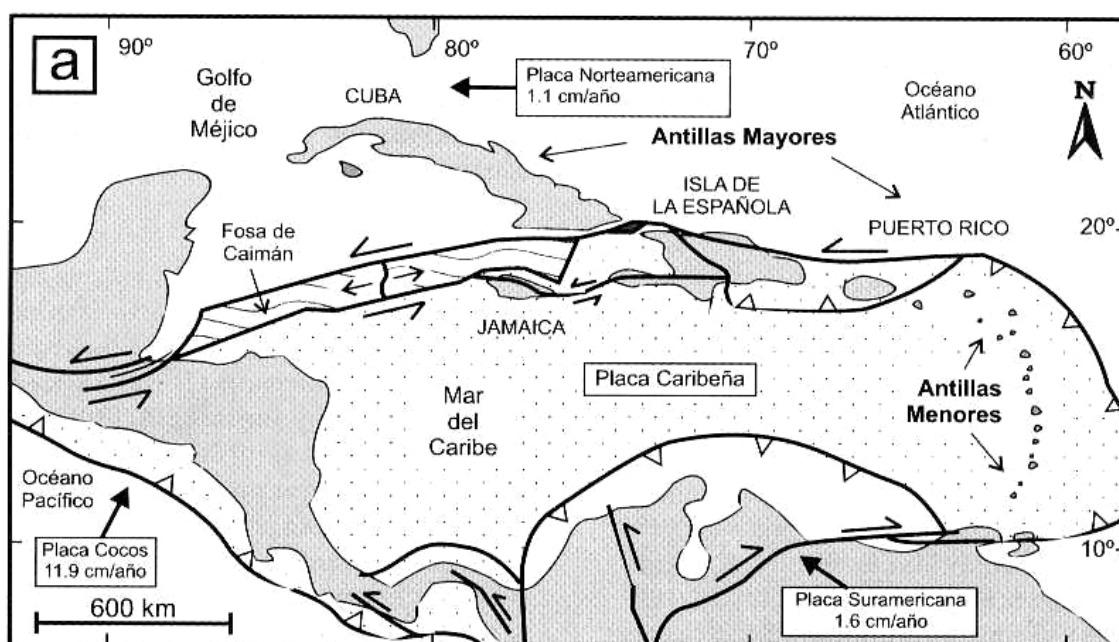


Figura 4.1.1. Situación de la isla de La Española en el margen septentrional de la placa del Caribe

La isla de La Española se sitúa de lleno sobre el margen norte de la placa del Caribe (Fig. 4.1.1). Este margen ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y Paleoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (colisión arco-continente), un límite dominado en gran parte por movimientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el este de la placa del Caribe en relación con la placa Norteamericana (Mann *et al.*, 1991b). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que se supone que

comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo *et al.*, 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, se estima que la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno Medio con la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann *et al.*, 1991 b) y se mantiene hasta la actualidad en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

La placa del Caribe se desplaza hoy día hacia el este respecto a las placas Norte y Sudamericanas a una velocidad de unos 18-20 mm/año (Dolan y Mann, 1998; Dixon *et al.*, 1998; De Mets *et al.*, 2000, Mann *et al.*, 2002). Este movimiento relativo se acomoda, en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional (y asociadas, p.e. falla de Camú), en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la zona de falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1991b)

Las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden representan los segmentos más orientales, en territorio de la isla de La Española, de las dos fallas transformantes que limitan por el norte y por el sur, respectivamente, el surco de Caimán, precisamente donde se produce un cambio sustancial en la dirección de éstas. En concreto, la mayor parte de la traza de la falla Septentrional coincide con la zona de inflexión entre la dirección OSO-ENE que caracteriza la falla de Oriente al sur de Cuba y la dirección E-O a ONO-ESE que adquiere a lo largo del límite norte de la bahía de Samaná (y su posible prolongación hacia la fosa de Puerto Rico), comportándose como una “inflexión dextral” o *restraining bend* de escala regional bien reconocida por autores previos (Mann *et al.*, 1984; 1995) que coincide de lleno con la Cordillera Septentrional.

La Cordillera Septentrional conforma junto con la península de Samaná, un dominio geológico bien diferenciado del resto de los considerados en la isla de La Española por cuanto en él concurren procesos directamente relacionados con la evolución del límite propiamente dicho entre las placas Caribeña y Norteamericana. Su borde meridional queda bien definido por la traza más o menos rectilínea de la falla Septentrional (*sensu lato*) que pone en contacto los materiales más antiguos que constituyen la cordillera

(mayoritariamente terciarios, pero también mesozoicos, con reducidos pero significativos afloramientos de rocas ígneas y metamórficas), con los depósitos cuaternarios de la cuenca del Cibao. Esta cuenca, que coincide aproximadamente con el valle que le da nombre, discurre contigua al sur encajada entre los relieves de la Cordillera Septentrional y los de la Cordillera Central si bien el límite con estos últimos no es tan brusco y se resuelve mediante una prolongada pendiente que coincide aproximadamente con la discordancia de base de los materiales neógenos que mayoritariamente rellenan la cuenca.

En este contexto, los principales conjuntos de rocas que conforman la cordillera han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre bien localizadas (Septentrional, Camú, Río Grande, entre otras) y un plegamento sinagénico que afecta a todo el dominio, dando lugar a grandes relieves que tienen un claro control tectónico. Las fallas o zonas de falla mencionadas dividen la cordillera en grandes bloques con formas más o menos romboidales que son características de zonas transpresivas. Son los bloques ya citados en esta memoria de Puerto Plata, Altamira, La Toca y Río San Juan a los que hay que añadir el *ridge* de San Francisco y la península de Samaná. Siguiendo la nomenclatura de estructuras en zonas transpresivas recientemente revisada por Cunningham y Mann (2007) (Fig. 4.1.2, recuadro), la geometría en planta de la cordillera en su conjunto corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*).

Los complejos de rocas volcánico-plutónicas y metamórficas (complejos de basamento) afloran con direcciones NO-SE ligeramente oblicuas a las directrices de la cordillera y una disposición escalonada “hacia la derecha” que está claramente asociada a “inflexiones contractivas” o *restraining bends* de escala kilométrica, todo ello consistente con el sentido de cizallamiento sinistral que afecta a toda la región. La mayoría de estos *restraining bends* se reconocen bien en el mapa aeromagnético de gradiente vertical por su forma sigmoidal en planta, por ejemplo, los *restraining bends* asociados a los complejos de El Cardeal, Palma Picada (o El Paradero) y Pedro García, aunque sin lugar a dudas el más espectacular de todos ellos es el que produce el afloramiento del macizo metamórfico de Río San Juan en la mitad oriental de la cordillera (Fig. 4.1.2)

Pese a que la falla Septentrional se identifica con el límite entre la Cordillera y la cuenca del Cibao, en realidad su traza activa no coincide con el frente montañoso (Mann *et al.*, 1998). En el sector comprendido entre Santiago y San Francisco de Macorís la traza activa se

localiza en el interior de la cuenca del Cibao, desplazada unos centenares de metros respecto al frente montañoso. Hacia el oeste, la falla Septentrional se segmenta en diferentes ramales que parecen más activos en dirección sur (fallas de Montecristi y Villa Vazquez; Mann *et al.*, 1998). Desde el paralelo de San Francisco de Macorís hacia el este, la falla Septentrional tiene una traza relativamente neta que limita por el sur el macizo metamórfico de Río San Juan y continúa a través de los depósitos cuaternarios de la llanura del río Yaque, hasta enlazar con la falla que forma el límite septentrional de la bahía de Samaná (Edgar, 1991). Entre San Francisco de Macorís y Villa Riva, la tectónica transpresiva ha generado en la parte más interna de la cuenca del Cibao adyacente a la falla Septentrional un promontorio o levantamiento alargado que se conoce con el nombre de la cresta o domo de San Francisco (San Francisco Ridge o *push up*; Winslow *et al.*, 1991 y citas incluidas).

La falla de Camú se sitúa en el interior de la cordillera con una traza de dirección próxima a E-O y por tanto ligeramente oblicua a la de la falla Septentrional. Entre las localidades de Imbert y Sabaneta de Yásica esta traza es relativamente neta, aunque con algunas bifurcaciones, mientras que desde Imbert hacia el este se desarrolla una zona de falla con una anchura entre 3 y 5 kms formada por numerosos ramales o *splays* que individualizan bloques de formas romboidales. La terminación occidental de la zona de falla hacia la costa es poco precisa al estar semioculta por materiales cuaternarios. Tampoco está muy claro si la prolongación oriental se resuelve en el mar, dentro del golfo situado entre Gaspar Hernandez y Río San Juan o si ésta coincide con una o las dos fallas de dirección ONO-ESE que atraviesan la parte más septentrional del complejo de Río San Juan, inmediatamente al este de Gaspar Hernández.

Otra falla importante en la estructura de la Cordillera Septentrional es la de Río Grande (De Zoeten y Mann 1999). Atraviesa la cordillera por su parte central con una dirección dominante NO-SE que hacia el sur cambia paulatinamente a ONO-ESE hasta enlazar asintóticamente con la traza de la falla Septentrional al este del meridiano de Salcedo. Hacia el norte, entre las localidades de Altamira e Imbert su traza queda oculta bajo depósitos aluviales cuaternarios pero muy probablemente enlaza hacia la zona de falla de Camú (o queda interrumpida por ésta) inmediatamente al sur de esta última localidad. La falla del río Bajabonico se puede considerar asociada a la falla de Río Grande; discurre paralela unos kms al este de ella y forma el límite occidental de los afloramientos de rocas volcánicas y volcanosedimentarias del complejo de Pedro García

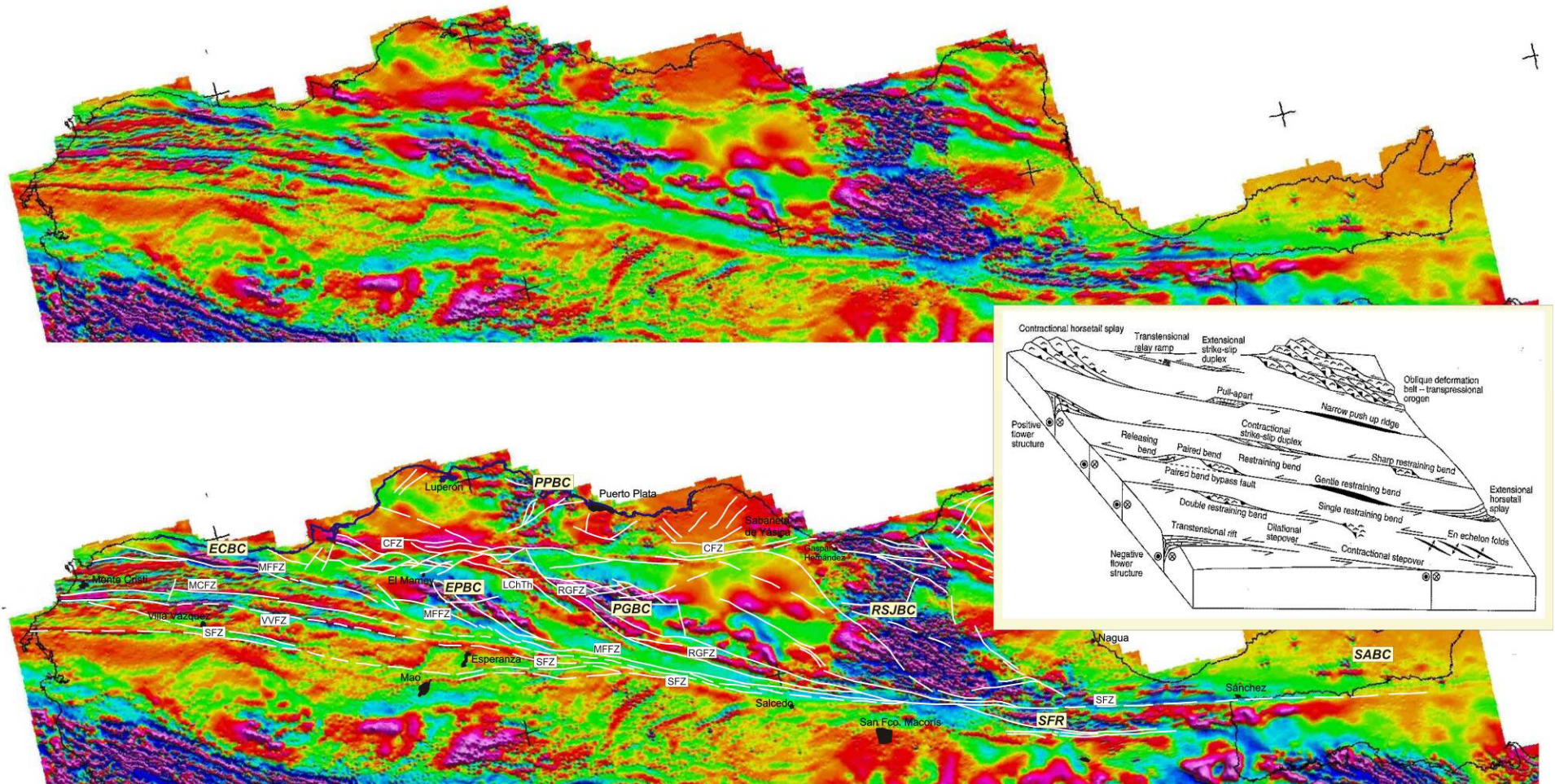


Figura 4.1.2. Correlación de las estructuras principales de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. En el recuadro se incluyen ejemplos de estructuras típicas de zonas transpresivas y transtensionales, con la nomenclatura propuesta por Cunningham y Mann (2007). Abreviaturas como en Fig. 2.1.1

Al norte de la falla de Camú, el complejo de Puerto Plata tiene una orientación NO-SE completamente transversal a la dirección de la cadena, aunque en detalle su estructura interna resulta bastante desorganizada como corresponde a un complejo desmembrado durante su exhumación a superficie. No obstante, en el contacto con la falla de Camú las unidades del complejo se reorientan subparalelas al plano de falla dibujando un pliegue de arrastre consistente con el movimiento sinistral de esta falla.

4.2. La estructura de la Hoja de Imbert (en el contexto del sector occidental de la Cordillera Septentrional).

Un amplio afloramiento de margas de la Fm Villa Trina y de calizas de la suprayacente Fm Los Haitises recubre la parte central de la Cordillera Septentrional y divide a ésta en dos sectores, uno occidental y otro oriental cuyo enlace queda oculto bajo dichos depósitos. A continuación se describe la estructura de la Hoja de Imbert en el contexto del sector occidental de la cordillera, con el que está completamente relacionada.

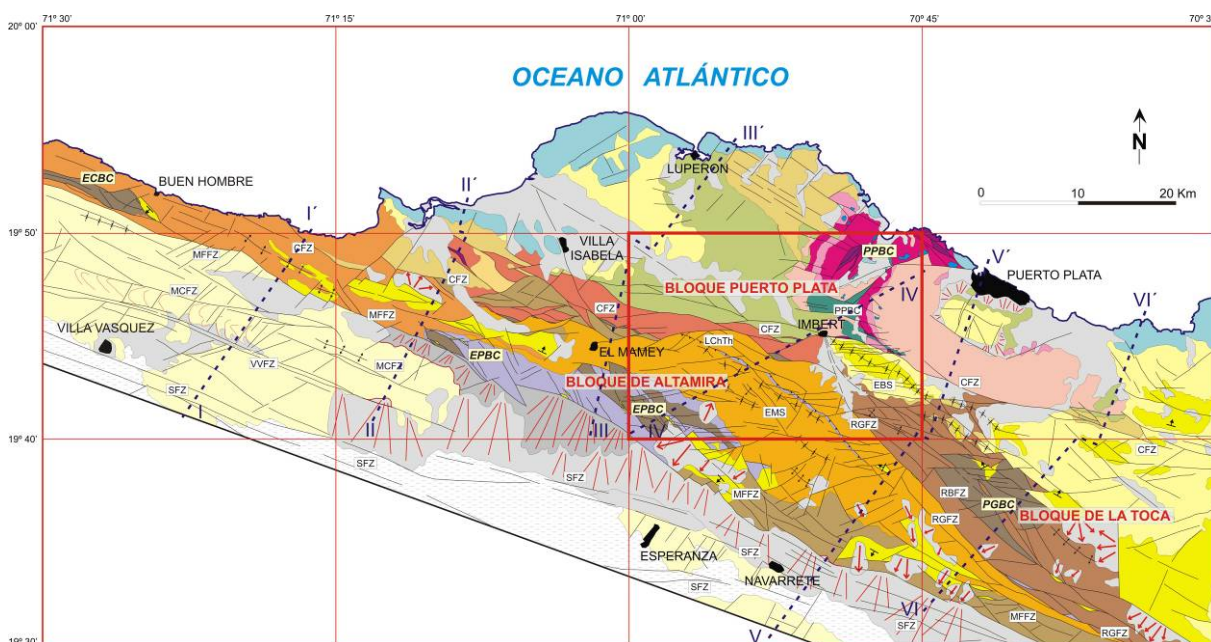


Figura 4.2.1. Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional con la localización de los cortes de la Fig. 4.2.4. La figura ampliada y su leyenda se pueden consultar en la Fig. 2.1.1

La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional se sintetiza en los esquemas de la figuras 4.2.1, 4.2.2. y 4.2.3, y en los cortes geológicos de la figura 4.2.4. El

esquema estructural (Fig. 4.2.3) muestra la traza de las fallas principales, la disposición escalonada de los complejos de arco de isla situados al sur de la falla de Camú y la alineación transversal del complejo de basamento de Puerto Plata al norte de ésta. La mayoría de estos elementos tienen buena correlación con anomalías del mapa de gradiente vertical de la región (Fig. 4.2.3).

La estructura de la Hoja se describe de sur a norte, primero la correspondiente a los bloques de Altamira y La Toca; después la estructura asociada a la falla de Camú; y por último la estructura del bloque de Puerto Plata. La figura 4.2.5 muestra el esquema estructural de la Hoja.

4.2.1. La estructura de los bloques de Altamira y la Toca

La estructura de los bloques de Altamira y La Toca viene determinada por el desarrollo de las inflexiones contractivas o *restraining bends* citadas en el apartado anterior a las que se asocian sendos afloramientos de los complejos de rocas de arco de isla, de oeste a este, complejos de El Caracheal, Palma Picada - o El Paradero- y Pedro García. La estructura en sección de los bloques se muestra en los cortes geológicos de la figura 4.2.4. De ellos, el corte IV-IV' corresponde a la transversal del bloque de Altamira en la Hoja de Imbert. Los afloramientos de los complejos de arco de isla coinciden con estructuras anticlinales o anticlinoriales más o menos apretadas (dependiendo del grado de acortamiento de cada transversal) limitadas por fallas subverticales, o más bien, ligeramente vergentes hacia el exterior de cada estructura, que reproducen las geometrías "en flor (positiva)" características de zonas transpresivas o de desgarre. En el caso del complejo de Palma Picada (o El Paradero) representado en la Hoja de Imbert: se trata de una estructura anticlinal relativamente abierta con el flanco meridional más deformado por fallas en dirección e inversas y un flanco septentrional poco deformado, en tránsito con el sinclinal contiguo al norte (Fig. 4.2.4; corte IV-IV'). En este complejo predomina claramente la fracturación y el fallamiento que afecta a las series volcánicas masivas inferiores (p.e. complejo Palma Picada), mientras que las series calcáreas suprayacentes (p.e. Fm. Los Hidalgos), bien estratificadas registran además un replegamiento intenso que quizá en parte esté acentuado por el fuerte contraste en el comportamiento reológico de ambas secuencias. Es preciso resaltar que la intensa fracturación afecta también a la Fm. Los Haitises, que aflora discordante sobre las series anteriores en una sucesión de pequeños bloques limitados por fallas formando el firme de Loma Paradero.

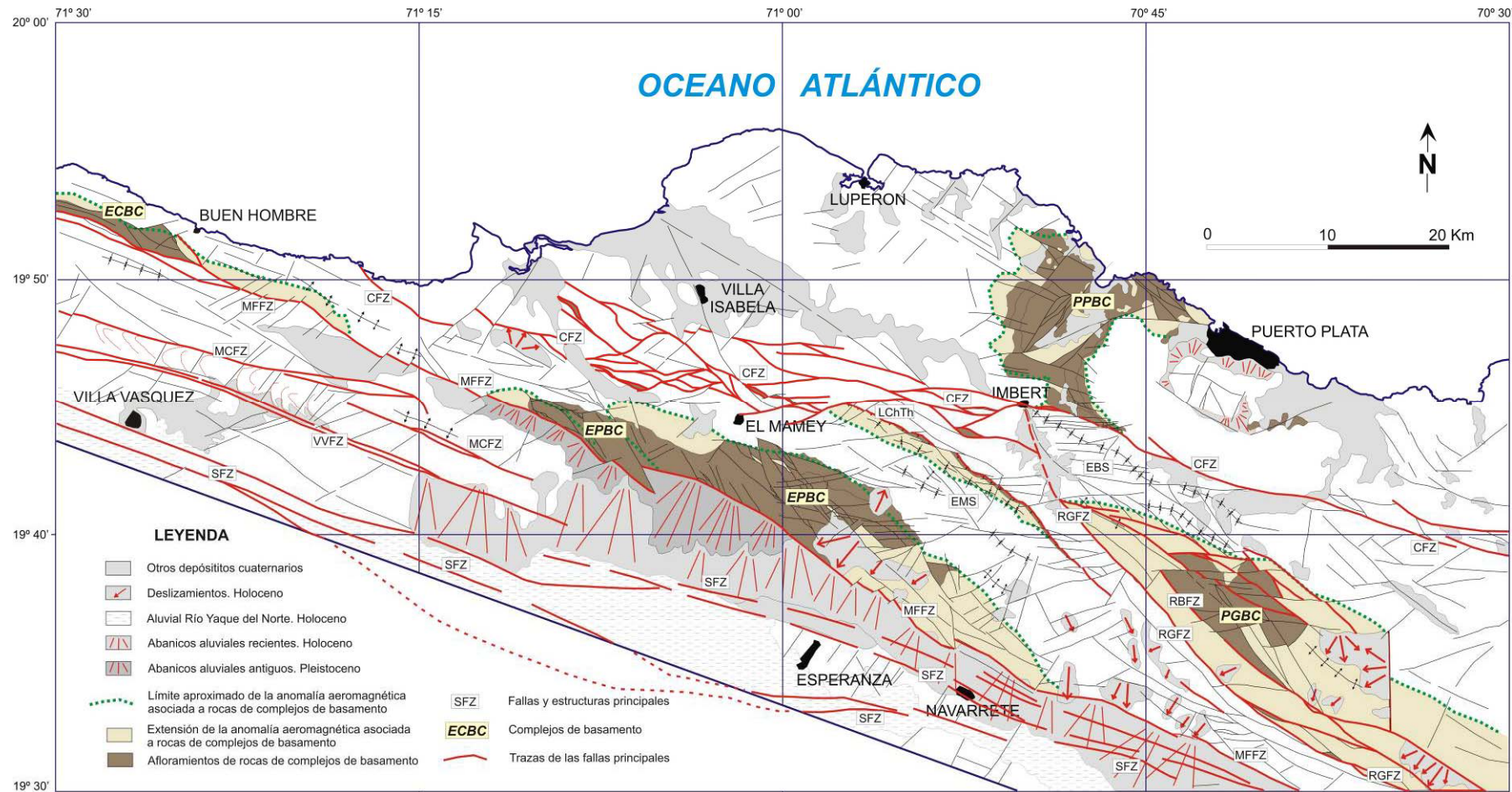


Figura 4.2.2. Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras, igual que en en la Fig. 2.1.1

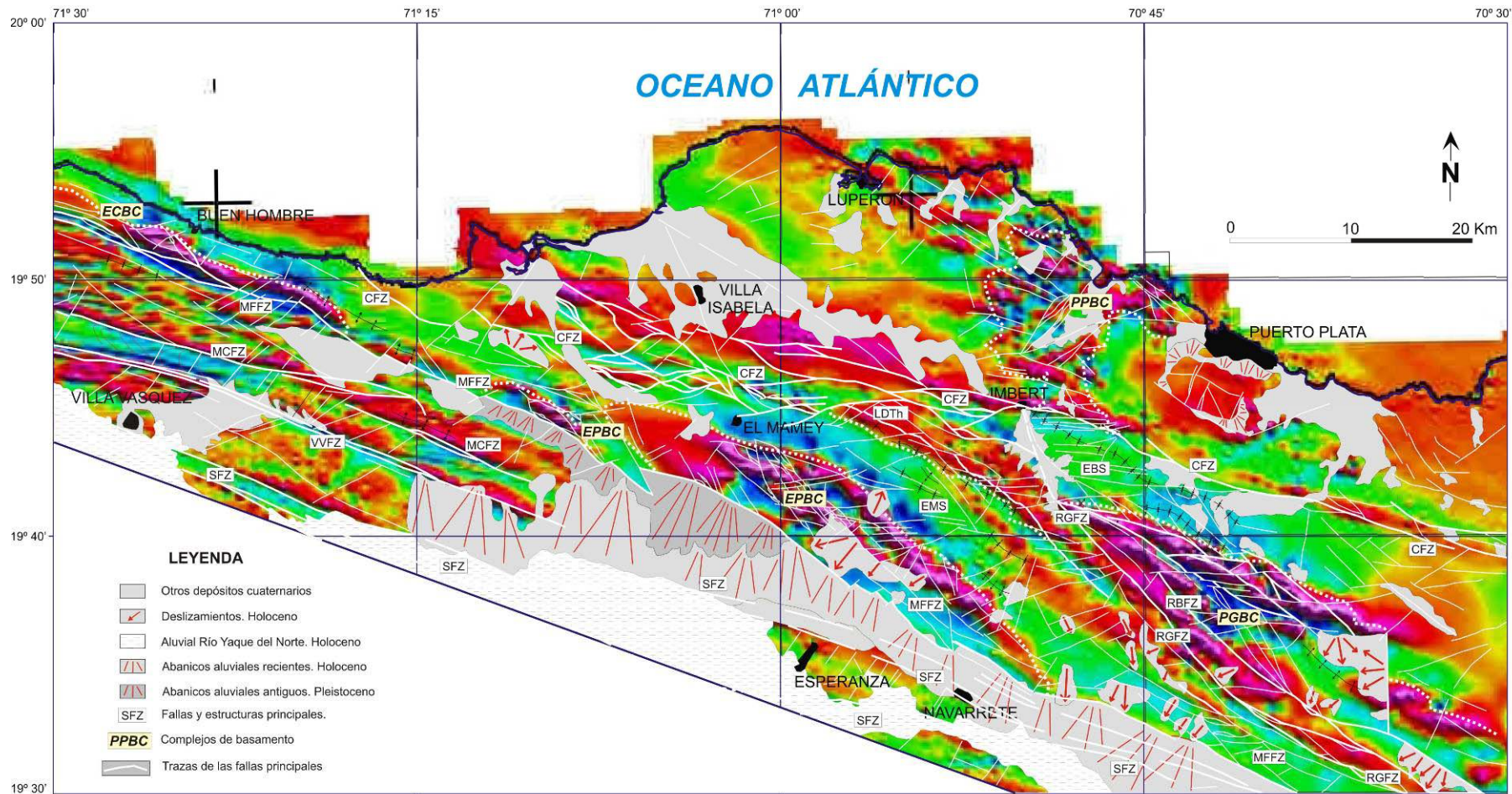


Figura 4.2.3. Correlación de las estructuras principales del sector occidental de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical. La nomenclatura de las estructuras, igual que en en la Fig. 2.1.1

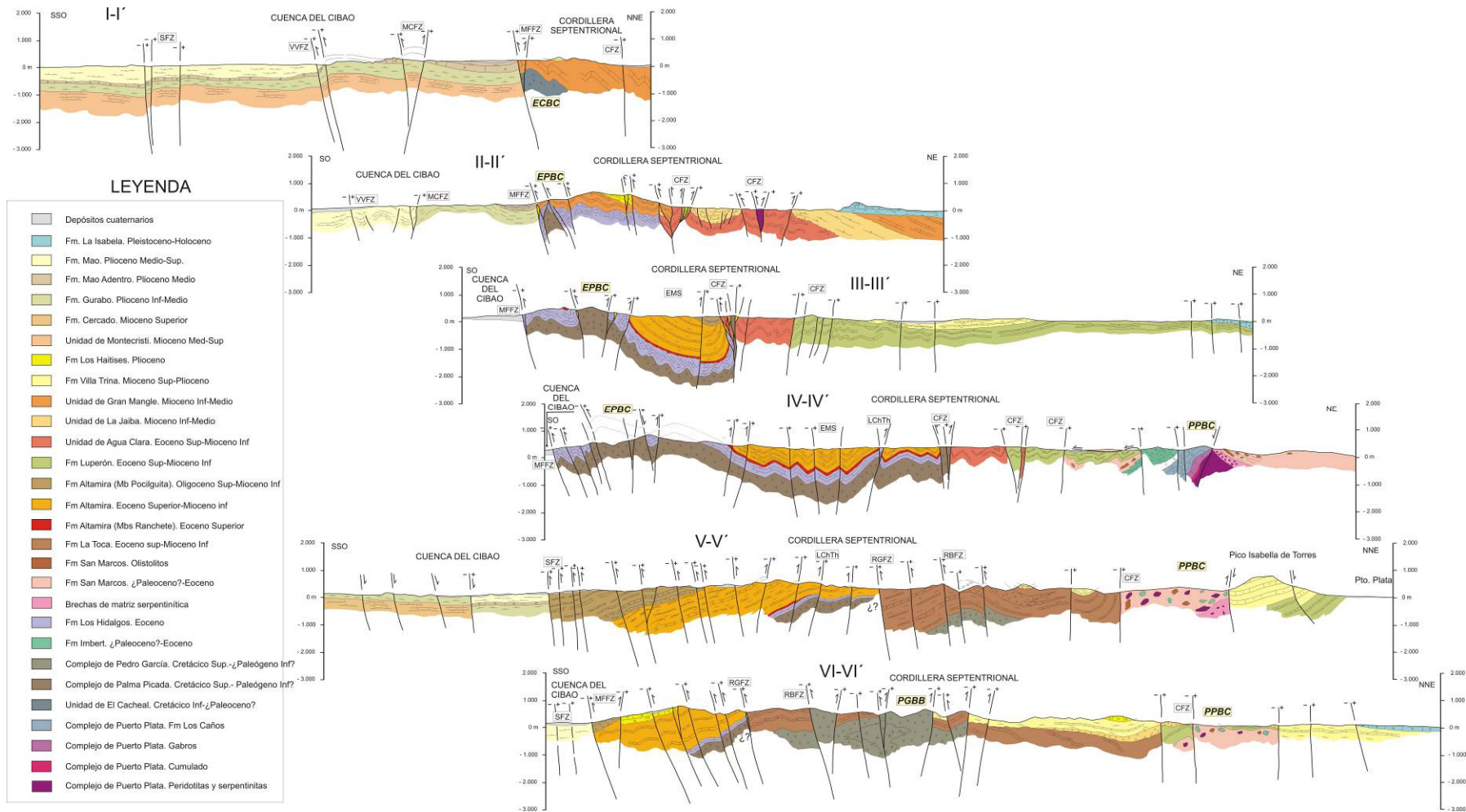
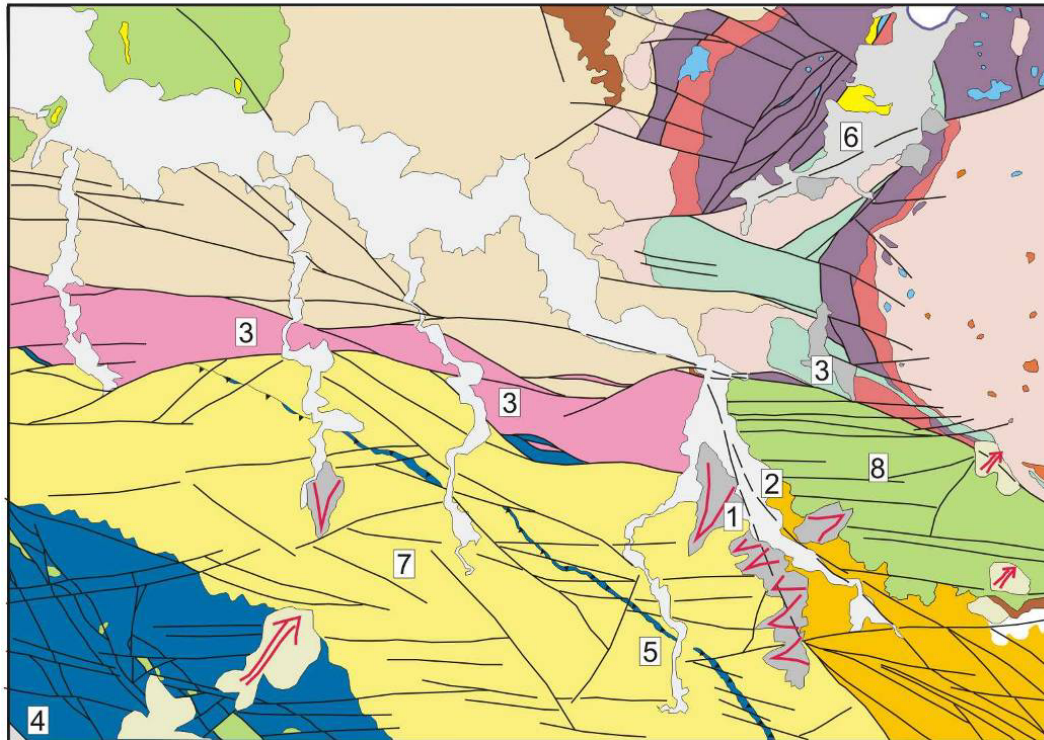


Figura 4.2.4. Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional. La nomenclatura de las estructuras, igual que en en la Fig. 2.1.1. El corte IV-IV' corresponde a una transversal completa NE-SO de la Hoja de Imbert

HOJA DE IMBERT ESQUEMA ESTRUCTURAL



CUATERNARIO

- Deslizamientos
- Abanicos y conos
- Terrazas y llanuras aluviales
- Cuaternario marino

NEÓGENO

- Fms. Villa Trina y Los Haitises (Mioceno Sup.-Plioceno/Pleistoceno)
- Fm La Jaiba (Mioceno Medio)

ESTRUCTURAS PRINCIPALES

1. Falla de Río Grande
2. Falla del Río Bajabonico
3. Falla del Río Camú
4. Falla Septentrional
5. Cabalgamiento de La China
6. Graben de Maimón
7. Sinclinorio de El Mamey
8. Sinclinal de la Loma El Brinco

BLOQUE DE LA TOCA

- Fm La Toca. Eoceno Sup.-Mioceno Inf.

BLOQUE DE ALTAMIRA

- Fm Altamira. Eoceno Sup.-Mioceno Inf.
- Sustrato de la Fm Altamira: Complejo de Palma Picada (o El Paradero) y Fm. Los Hidalgos ¿Cretácico?-Eoceno Medio/Sup

BLOQUE DE PUERTO PLATA

- Fm Luperón. Eoceno Sup.-Mioceno Inferior
- Fm Agua Clara. Eoceno Sup.-Mioceno Inferior
- Fm San Marcos. ¿Paleoceno?-Eoceno
B: bloques de origen indeterminado
- Brechas serpentiniticas ¿Paleoceno-Eoceno?
- Fm Imbert. ¿Paleoceno?- Eoceno
- Fm La Isla. Edad incierta
- Complejo de basamento de Puerto Plata ¿Cretácico - Paleoceno/Eoceno Inf.?

Figura 4.2.5. Esquema tectónico de la Hoja de Imbert

Las potentes series turbidíticas suprayacentes ocupan estructuras sinclinales o sinclinoriales relativamente amplias que se intercalan entre los complejos de arco de isla con la misma disposición escalonada que éstos. Así por ejemplo, el sinclinal o sinclinorio de El Mamey se desarrolla sobre la Fm. Altamira entre los complejos de Palma Picada (o El Paradero) y Pedro García ocupando la mayor parte de este bloque en la Hoja de Imbert. La estructura resultante es un pequeño cinturón de pliegues y cabalgamientos de geometría transpresiva, es decir, oblicuo a las fallas principales que lo delimitan. Los pliegues son de geometría cónica y por tanto con escaso desarrollo longitudinal, con planos axiales subverticales o ligeramente vergentes hacia el NE o SO y se disponen en escalera o asintóticos contra las fallas principales, aunque lo habitual es que estén interrumpidos por fallas oblicuas singenéticas de dirección E-O a OSO-ENE que corresponden a *riedels* de tipo R1 (Figs. 4.2.1 y 4.2.2). En el interior del sinclinorio, la deformación produce el afloramiento de una estrecha banda de calizas y téminos volcanoclásticos de la Fm Los Hidalgos a favor de un cabalgamiento o falla inversa de dirección NO-SE y vergencia NE (cabalgamiento de La China) que se puede considerar una inflexión contractiva menor subordinada a la principal (Figs. 4.2.1, 4.2.2 y 4.2.4).

En la parte meridional de los dos bloques predominan las fallas de gran recorrido y con direcciones subparalelas a las principales (Septentrional, Río Grande, Bajabonico), abiertas hacia el norte y asintóticas hacia el sur, que recuerdan una configuración de tipo “cola de caballo contractivo” (*compressional horse tail*) (Figs. 4.1.2, y 4.2.3). La falla de Río Grande, con su asociada la falla de Bajabonico, constituye el límite (¿convencional?) entre los bloques de Altamira y La Toca. El trazado de estas dos fallas en la Hoja de Imbert (en buena parte ocultos por los depósitos cuaternarios), es muy rectilíneo y ejercen un cierto control geomorfológico en determinadas partes del curso del río Grande. El plano de la falla (o zona de falla) del río Grande afectando a conglomerados de la Fm La Toca, se pudo observar en un meandro del río al NO de Río Grande Arriba; la deformación asociada es de tipo dúctil-frágil con el desarrollo de una cataclasita intensamente foliada y fábrica SC, acompañada del aplastamiento y rotación de los cantos (de tamaño centimétrico) del conglomerado (a modo de porfiroclastos), indicando un inequívoco sentido en dirección sinistral del movimiento. En la parte de la Hoja de Imbert al este de la falla del Río Grande, la Fm. La Toca presenta un desarrollo similar de pliegues al descrito en el bloque de Altamira, y un fuerte encajamiento del relieve (quizá acentuado por la presencia de potentes niveles de conglomerados) con laderas muy inestables, que pone de manifiesto una intensa actividad tectónica.

4.2.2. La estructura asociada a la falla de Camú

La falla de Camú atraviesa la Hoja de Imbert de este a oeste por su parte central determinando su estructura en una banda con una anchura de orden kilométrico. Desde la localidad de Imbert hacia el este, la falla de Camú tiene una traza relativamente neta, con escasas bifurcaciones, que coincide en términos generales con la propuesta en trabajos previos. En la parte correspondiente a la Hoja de Imbert se trata de una falla vertical que pone en contacto las series mio-pliocenas de la Fm Villa Trina y Los Haitises del bloque meridional, con las series más antiguas pertenecientes al complejo de Puerto Plata del bloque septentrional. El efecto de cizallamiento y giro que produce en las estructuras contiguas, con un inequívoco sentido de movimiento sinestral, es evidente a uno y otro lado de la falla, y también en la traza del sinclinal de El Brinco que se desarrolla sobre las mencionadas Fms de Villa Trina y Los Haitises.

En este tramo afloran fragmentos de peridotitas de diversos tamaños (Fig. 4.2.1). El mayor de ellos, con una forma sigmoidal alargada de más de 1,5 km y una anchura máxima de 300m, se localiza en la Loma El Alto inmediatamente al este de Imbert en contacto directo con las margas de la Fm Villa Trina. Pese a su trazado cartográfico muy neto, no se llega a observar el plano de falla en las margas sino, en todo caso, pequeños planos subsidiarios en los que predominan estriaciones que indican movimiento sinestral o sinestral inverso; por su reología, las serpentinitas aparecen fuertemente deformadas y con abundantes planos superpuestos de deslizamiento que no permiten determinar sentidos de movimiento fiables.

Desde Imbert hacia el oeste, la cartografía realizada en el contexto del presente proyecto ha revelado una traza distinta, más compleja y en posición notablemente más meridional que la cartografiada en trabajos previos. En realidad se trata de una zona de falla con una anchura de 3 a casi 10 km que afecta tanto a formaciones del bloque meridional de Altamira (p.e. Fms Altamira: Mbs. Cañada Bonita y Pocilguita), como del bloque septentrional de Puerto Plata (p.e. Fm Luperón), pero sobre todo afecta a la unidad de Agua Clara a la que se le atribuye una posición paleogeográfica intermedia entre ambos. Las mejores observaciones de este segmento de la zona de falla en la Hoja de Imbert se han realizado a lo largo del Río Navas y el arroyo Los Berracos en el extremo occidental de la Hoja, y a lo largo del arroyo Jacuba, al oeste de Imbert. El resultado es una amplia zona de mezcla en la que coexisten fragmentos o bloques de las mencionadas unidades (y en su caso, otras relacionadas) de tamaño kilométrico y menores (desde hectométricos a métricos) y formas romboidales,

limitados por fallas que en su mayoría corresponden a *splays* de tipo R1 o S (según la terminología de Rutter et al. 1986). En la parte meridional de la zona de falla y coincidiendo generalmente con las bandas de mayor deformación, afloran fragmentos discontinuos pero alineados del complejo de Palma Picada que de alguna forma marcan la traza de la falla principal (si hubiera que señalar alguna). En la Hoja de Imbert se han reconocido fragmentos de este complejo, casi siempre con afloramientos de muy mala calidad, al sur de La Cabirma, y en los Berracos, en este último caso en continuidad con afloramientos similares de la Hoja de El Mamey.

Los cortes II-II´ a IV-IV´ de la figura 4.2.4 muestran la estructura interna de la zona de falla en el conjunto del sector septentrional de la cordillera, correspondiendo el corte IV-IV´ a la transversal de la Hoja de Imbert. La máxima deformación se concentra en corredores de hasta 1 km de anchura con geometría “en flor positiva” donde la mezcla tectónica de unidades es extrema, los cuales limitan bloques deprimidos de mayor extensión con márgenes cobijados (subverticales o invertidos) y geometrías internas anticlinales o sinclinales relativamente simples. En sectores al este de la Hoja, algunos de los bloques deprimidos albergan pequeñas cuencas de la unidad de La Jaiba cuyo depósito en el Mioceno Inferior y Medio se considera directamente relacionado con la creación del relieve asociado al movimiento de la falla de Camú.

La deformación asociada a los planos de falla es de tipo frágil o frágil-dúctil, con desarrollo de un rango de productos derivados que varían entre harinas de falla en las rocas menos competentes y cataclasitas a, más generalmente, cataclasitas foliadas, en las más competentes. El cizallamiento continuado genera en estas últimas, fábricas de tipo SC, estriaciones, *boudins* asimétricos y rotaciones de marcadores pasivos que en general permiten deducir un sentido de cizallamiento sinistral. La zona de deformación puede ser desde centimétrica hasta kilométrica y dentro de ella la trituración individualiza bloques de todos los tamaños.

4.2.3. La estructura del bloque de Puerto Plata

Al norte de la falla de Camú, la estructura del bloque de Puerto Plata es relativamente sencilla en las formaciones paleógenas y neógenas de cobertura y ciertamente complicada en el complejo de basamento (de Puerto Plata) que constituye el sustrato de éstas. Exceptuando aquellos sectores próximos a la zona de falla de Camú donde la fracturación y

el plegamiento relacionados con esta falla son más intensos y producen alguna inversión local de la estratificación, la Fm Luperón suele aflorar con una disposición monoclinial hacia el sur o suavemente plegada, en general con vergencias al norte (Fig. 4.2.4; cortes III-III' y IV-IV'), mientras que la Fm La Jaiba reposa en posición subhorizontal discordante sobre ella. El contacto entre estas formaciones, y más concretamente entre la Fm Luperón y el complejo de basamento, no es observable a escala de afloramiento lo que sin duda ha contribuido a fomentar las notables incertidumbres estratigráficas que todavía persisten en esta zona de la Cordillera Septentrional.

El complejo de basamento de Puerto Plata presenta una estructura peculiar, difícilmente clasificable, que se puede resumir en los siguientes puntos: 1) La disposición desmembrada, en parte caótica, de las unidades que constituyen el complejo de basamento propiamente dicho, es decir, las peridotitas, los gabros y los términos volcánicos y volcanoclásticos relacionados (Fm Los Caños); 2) La ausencia de contactos claros entre estas unidades y la Fm Imbert, que constituye su cobertera suprayacente y se presenta igualmente desmembrada respecto a este sustrato aunque guardando una cierta coherencia en su estructura interna; 3) La presencia de amplios afloramientos de brechas serpentínicas que incluyen bloques exóticos de rocas de alta presión y se distribuyen preferentemente de manera periférica respecto al núcleo principal del complejo, con el que mantiene contactos inciertos, muy difíciles de observar a escala de afloramiento, que parecen originalmente discordantes y suelen estar mecanizados; 4) En la parte oriental del complejo, estas brechas constituyen a su vez la base de un complejo olistostrómico de gran desarrollo regional, la Fm San Marcos (Nagle, 1966) que incluye también bloques exóticos de la misma naturaleza, bloques y olistolitos de las unidades del complejo de basamento infrayacente y sobre todo bloques y olistolitos de la Fm Imbert con la que se supone que está relacionada lateralmente; las propiedades litológicas de la matriz de esta unidad, mayoritariamente formada por arcillas expansivas y su considerable espesor le confieren un comportamiento reológico muy inestable, a modo de flujo continuo, que sin duda está incentivado por la notable actividad sísmica de la región y cuyo resultado es la profusión de contactos anómalos con las unidades adyacentes e incluso la superposición parcial, subactual, sobre alguna de ellas.

Dentro de esta estructura general desorganizada, algunas medidas de la estratificación tomadas en las Fms Los Caños y sobre todo en la Fm Imbert, y la propia disposición cartográfica de las unidades representadas en el complejo, indican una orientación general

NNE-SSO, transversal a las directrices regionales de este sector de la cordillera. Esta orientación general cambia a ONO-ESE en las inmediaciones de la falla de Camú por el efecto del movimiento en dirección sinistral de esta falla (y otras asociadas situadas más al norte), que produce el cizallamiento y fragmentación de las unidades implicadas (principalmente Fm Imbert y las brechas serpentínicas) en una banda de más de 1 km de anchura, en la cual afloran además los fragmentos de tamaño hectométrico de peridotitas serpentinizadas ya mencionados. Es preciso indicar que esta banda de mayor cizallamiento próxima a la falla de Camú (sector comprendido entre la localidad de Barrabás y el arroyo El Corozal) coincide con la zona de mayor y más variedad de bloques exóticos de origen metamórfico (en concreto, rocas de alta presión: esquistos azules, calcoesquistos....) incluidos dentro del conjunto de brechas serpentínicas, de ninguno de los cuales aflora su "patria" en toda la región. Por otra parte, también en esta zona próxima a la falla de Camú, concretamente al norte de Imbert (arroyo Durán), se puede observar la superposición anómala y subactual de una "lengua" de Fm San Marcos (con abundantes bloques de calcoesquistos), sobre la Fm Luperón, como consecuencia de los procesos de inestabilidad y flujo continuo que caracterizan esta formación. La misma situación anómala entre estas dos formaciones se repite un poco más NO en las inmediaciones de La Colorada y Finca Santa Ana.

Las fallas de dirección ONO-ESE subparalelas a la falla de Camú son también abundantes en el interior del complejo (Lomas de Guaconejo y La Monúa), así como en su extremo norte, junto a la costa, donde controlan el afloramiento de bloques kilométricos de peridotitas masivas entre gabros bandeados. El complejo también está atravesado en su parte central por una falla de dirección NE-SO con buena expresión geomorfológica por cuanto parece controlar el trazado del río Maimón. Esta falla delimita por el sur los macizos de Loma San Cristobal y de Loma de Gran Diablo, del resto del complejo, con un sentido de movimiento difícil de determinar (quizá dextral o dextral/normal con el bloque meridional hundido)

La parte central del complejo de basamento de Puerto Plata situada al sur de la bahía de Maimón coincide con una zona deprimida (el valle de Maimón) que está limitada a ambos lados por fallas de dirección NNE-SSO y ocupada mayoritariamente por depósitos cuaternarios. Algunas de estas fallas, concretamente las del margen occidental, coinciden con las rupturas de pendiente que definen los límites de la depresión y se considera por tanto que tienen un movimiento reciente. En consecuencia, se interpreta que el valle de Maimón es una depresión de origen tectónico extensional y ámbito local generada con una

orientación subparalela a la dirección de máximo acortamiento dentro del modelo transpresivo que aplica a la región.

En diversas transversales realizadas por arroyos en la parte occidental del complejo (p.e. arroyo de los Chicharrones y arroyo Seco), se han identificado fallas subparalelas a las que forman el límite del valle que exponen varias bandas de peridotitas en contacto con las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Caños y los gabros bandeados. En algunas de estas fallas se han reconocido pinzaduras de la Fm Isla. Se desconoce si estas fallas tienen el mismo origen extensional que las citadas anteriormente ya que la observación de sus planos de falla no ha sido posible.

En el interior del complejo domina el aspecto masivo impuesto por las peridotitas, los gabros y las rocas basálticas y por tanto es difícil reconocer ningún tipo de estructuración, salvo en los escasos afloramientos de los términos volcanoclásticos asociados a los basaltos (ocasionalmente *pillow lavas*), que indican una disposición monoclinal hacia el oeste. No obstante, dentro de esta monotonía, existen determinados afloramientos donde se observan zonas de cizalla subhorizontales de orden decimétrico o métrico aparentemente plegadas, que se podrían interpretar relacionadas con los fenómenos de exhumación del complejo.

4.3. Principales discordancias y edad de la deformación

En el ámbito del sector occidental de la Cordillera Septentrional y de la propia Hoja de Imbert, la cartografía geológica permite reconocer (o en algunos casos, deducir) una serie de discordancias de ámbito regional cuyas implicaciones geodinámicas y acotaciones respecto a la edad de la deformación se describen a continuación.

En el bloque de Puerto Plata el contacto entre el complejo de basamento propiamente dicho y la Fm Imbert nunca es visible pero se deduce que corresponde a una discordancia que, conforme a las edades consideradas para uno y otro, se podría situar temporalmente muy próxima al límite Paleoceno-Eoceno. Esta discordancia se puede correlacionar con los procesos de exhumación del Complejo de Puerto Plata y ello se basa en los siguientes argumentos: 1) La Fm Imbert se depositó en un medio marino profundo y de manera notoria es el principal origen de los olistolitos y bloques que alimentan formaciones olistostrómicas o caóticas con matriz serpentinitica (brechas serpentiniticas) o no (Fm San Marcos), que además incluyen bloques de otras unidades del complejo (p.e. Fm. Los Caños) y bloques de

rocas de alta presión derivadas de un canal de subducción; 2) Los términos basales de la Fm Imbert en el corte del río Obispo incluyen frecuentes niveles de brechas sedimentarias (de tipo *debris flow*) con abundantes fragmentos angulosos a subredondeados (de tamaño centimétrico) y bloques (de tamaño decimétrico) de serpentinitas, lo que implica la removilización y erosión del complejo de Puerto Plata (o conjuntos equivalentes ricos en peridotitas) durante el depósito de aquella; 3) Pese a la ausencia de dataciones fiables y su posición estratigráfica dudosa, la presencia de las calizas arrecifales de La Isla en relación cartográfica con las unidades del complejo de basamento, con las brechas serpentiniticas o la Fm San Marcos, y con la propia Fm. Imbert, permite suponer que, en algún momento, el conjunto formado por todas estas unidades fue completamente exhumado o expuesto a niveles muy someros.

El levantamiento o exhumación del complejo de basamento de Puerto Plata se puede relacionar con los últimos estadios del proceso de subducción oblicua de la placa Norteamericana bajo la placa Caribeña y su posterior colisión. La historia tectonometamórfica y las dataciones absolutas obtenidas en eclogitas de la península de Samaná derivadas del proceso de subducción, sugieren que éste ocurrió fundamentalmente entre el Cretácico Superior y el Paleógeno Inferior (Joyce, 1991; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Escuder Viruete y Pérez Estaun, 2006). La subsiguiente colisión de la placa Caribeña con la plataforma de las Bahamas se supone que marca el inicio de los procesos de exhumación propiamente dichos, los cuales, de acuerdo con la edad principal de la Fm Imbert (y de las unidades caóticas asociadas), se debieron desarrollar durante el Eoceno Inferior y Medio. No obstante, las dataciones de las fábricas retrometamórficas que envuelven los bloques de las mencionadas eclogitas (edades de enfriamiento en fengitas,) sugieren que el proceso se pudo prolongar hasta el Eoceno superior o incluso el Oligoceno (Joyce y Aronson, 1987; Catlos y Sorensen, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2004, 2006).

En el bloque de Altamira algunos autores citan una discordancia entre la Fm Palma Picada y una serie del Paleoceno-Eoceno, en parte equivalente las calizas y tufitas de Los Hidalgos (Calais *et al.*, 1992) que, si acaso, podría ser correlacionable con la citada anteriormente en el bloque de Puerto Plata. Mejor expresión, sin duda, tiene en este bloque la discordancia de la base de la Fm Altamira, que se reproduce también y en el mismo intervalo cronoestratigráfico (aproximadamente, el límite Eoceno Medio-Eoceno Superior o en el Eoceno Superior) en los bloques de La Toca y Puerto Plata, a la base de las Fms La Toca y Luperón, respectivamente. Según se deduce de los estudios petrológicos y

sedimentológicos (De Zoeten 1988; Redmond, 1982; De Zoeten y Mann, 1991, 1999), el depósito de estas formaciones durante el Eoceno y Oligoceno en amplias cuencas turbidíticas, quizá algunas de ellas conectadas entre sí (al menos en el caso de Altamira y La Toca; o en el de la Fm Agua Clara, con Altamira o Luperón) está controlado por el levantamiento (¿y plegamiento?) de los respectivos complejos de basamento, de manera consistente con los datos expuestos anteriormente. El plegamiento y deformación de estas tres formaciones tiene lugar ya en un régimen de desgarre o transpresión sinistral que se implantó definitivamente en el conjunto de la isla a partir de la colisión oblicua entre las dos placas (y como consecuencia de ella) y se prolongó de manera continuada hasta la actualidad.

La siguiente discordancia de ámbito regional se sitúa a la base de la Fm La Jaiba en el Mioceno Inferior y es común para los tres bloques involucrados en este sector de la Cordillera Septentrional. Es decir, la Fm La Jaiba aflora discordante sobre formaciones precedentes en el bloque de Puerto Plata, también en los bloques de Altamira y La Toca y de forma característica a lo largo de la zona de falla de Camú, donde se ha podido observar que alberga clastos procedentes de bloques contiguos (por ejemplo, en el caso de los afloramientos más occidentales de esta unidad que tienen clastos procedentes tanto del bloques de Puerto Plata como del de Altamira). Por tanto, se puede concluir que estos bloques estaban ya relativamente próximos durante de el depósito de esta formación aunque no todavía con su posición actual).

Mención aparte por sus implicaciones en la evolución tectónica de la cadena es la estructura de la Fm Los Haitises y su infrayacente y en parte equivalente lateral, la Fm Villa Trina. El contacto basal de estas formaciones es siempre una discontinuidad (discordancia angular o paraconformidad) de ámbito regional que marca el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario de carácter regresivo (margas de cuenca en la base y depósitos arrecifales y asociados a techo) de edad Plioceno Inferior (o Mioceno Superior)-Pleistoceno Inferior. Ambas formaciones están involucradas en el plegamiento más reciente de la cordillera y de manera característica aparecen pinzadas en bloques o fragmentos de muy diversos tamaños (desde kilométricos a decamétricos).a lo largo de la mayoría de las fallas inversas asociadas al Frente Montañoso. En consecuencia, se puede afirmar que el levantamiento de la cordillera y el desarrollo de su patrón estructural más evidente en este sector occidental, son inmediatamente posteriores al depósito de la Fm Los Haitises (o en parte coetáneo con las fases finales de éste) y por tanto debieron ocurrir a partir del Pleistoceno Inferior o

Pleistoceno Medio. Este dato es coherente con el hecho descrito en apartados anteriores de que la formación Mao que culmina el relleno de la cuenca del Cibao, no presente en su composición ninguna influencia del levantamiento de la cordillera pese a su edad relativamente reciente (Plioceno Medio-Superior).

Por último, la discontinuidad de ámbito regional más moderna (aparte de la que corresponde a los depósitos holocenos) se sitúa en el Pleistoceno Inferior (o límite Plioceno-Pleistoceno) a la base de la Fm La Isabela y consiste en una discordancia angular cuando esta formación descansa sobre formaciones paleógenas o miocenas, o en una paraconformidad difícil de apreciar y cartografiar cuando lo hace sobre la Fm Villa Trina o peor aún, sobre las calizas de Los Haitises de idéntico origen arrecifal. La posición emergida de esta discordancia (y de la propia Fm La Isabela) hasta cotas de 200 m en la zona de Cabo Francés Viejo formando al menos tres niveles de terrazas, demuestra el levantamiento continuado de la cordillera desde la finalización del depósito de la Fm La Isabela en el Pleistoceno Superior, con una velocidad que se ha estimado en 0,33 mm/año (Braga, 2010). Cálculos similares realizados teniendo en cuenta la cota máxima de levantamiento de la Fm Los Haitises (1.250 m, en el Pico Diego de Ocampo), sugieren un rango impreciso de la tasa de levantamiento de la cordillera entre 0,35 y 1,25 mm/año, dependiendo de la edad que se considere para la finalización del depósito y comienzo de emersión de esta formación (Pleistoceno Inferior o Plioceno Superior).

4.4. Tectónica activa y sismicidad

La Cordillera Septentrional y el valle del Cibao son zonas sísmicamente activas. Los estudios de paleosismicidad y observaciones geomorfológicas realizadas por Mann *et al.* (1998) han demostrado la actividad del segmento central de esta falla durante el Holoceno más reciente. Sin embargo no está clara la participación de la falla Septentrional en dicha sismicidad ni tan siquiera en la secuencia de terremotos históricos registrados en la región en los años 1564, 1783, 1842, 1887 y 1897, ya que las dataciones indican que su movimiento fue anterior (entre los años 1040 y 1230; Prentice *et al.*, 1993; Dolan y Wald, 1998). Más bien al contrario dicha sismicidad parece que se relaciona principalmente con los movimientos generados a lo largo de la zona de subducción (oblicua) de la Placa Norteamericana y la plataforma de Las Bahamas bajo la Cordillera Septentrional y así lo confirman los mecanismos focales de tipo falla inversa o cabalgamiento de una serie de

terremotos ocurridos en el norte de la isla entre 1943 y 1953 (Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 1998; Dolan y Wald, 1998) (Fig. 4.4.1).

En el caso de la falla de Camú, no hay estudios específicos sobre su actividad neotectónica similares a los realizados en la falla Septentrional y también se desconoce si es sísmicamente activa. El 23 de septiembre de 2003 la zona de Puerto Plata se vio severamente afectada por un terremoto de intensidad 6,5, el mayor de los ocurridos en el norte de la isla desde la citada serie de terremotos de los años 1943 a 1953. Se calcula que el terremoto se originó a unos 10-15 km de profundidad y su localización más probable, a tenor de la concentración de sus réplicas es de unos 10 kms al sur de Puerto Plata, es decir muy próxima a la vertical del plano de la falla de Camú (Mann *et al.*, 2004) (Fig. 4.4.1). La interpretación de los mecanismos focales deducidos para este terremoto sugiere que el movimiento lo produjo, probablemente, una falla inversa de plano subvertical y dirección aproximada E-O que, por coincidencias de geometrías, podría ser la falla de Camú.

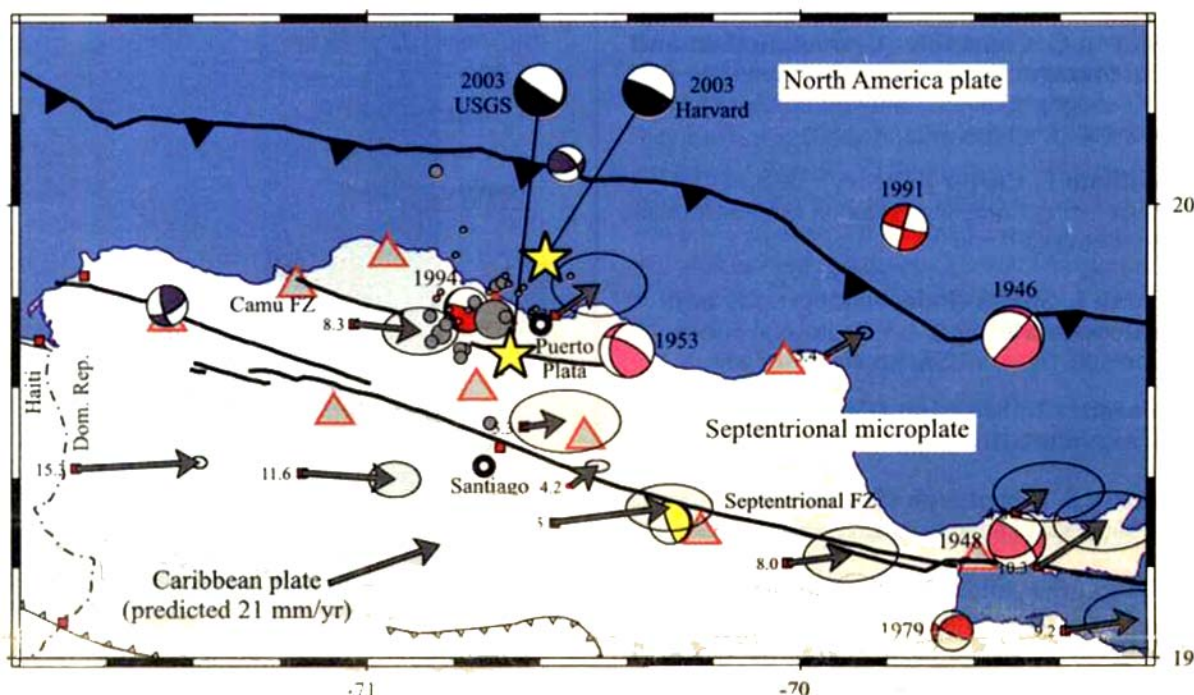


Figura 4.4.1. Esquema estructural del sector septentrional de la República Dominicana con las localizaciones (estrellas amarillas) y mecanismos focales (en negro) del USGS y Harvard de 22 terremotos. Las localizaciones de las réplicas y sus tamaños relativos se muestran en círculos grises. Las soluciones para mecanismos focales de Harvard CMT se muestran en rojo; los de Dolan y Wald, en (1998) en rosa; los de Molnar y Sikes (1969), en amarillo; y los de Calais *et al.* (1992), en azul. Los vectores de medidas de GPS y sus elipses de errores, son de Calais *et al.*, (2002); la velocidad total de la placa del caribe deducida de GPS, es de DeMets *et al.*, (2000). Figura y pie de figura tomada de Mann *et al.* (2004).

Aparte del registro histórico de la actividad sísmica, son numerosas, y ya comentadas, las evidencias de tectónica activa que presenta la Hoja: la mayoría de ellas tienen que ver con formas estructurales impuestas por la actividad reciente o subactual de fallas, especialmente en determinados tramos de las fallas de Camú, río Grande y Bajabonico; o la propia morfología del valle de Maimón; así como el intenso encajamiento fluvial e incisión de arroyos que junto con la acusada inestabilidad de laderas y la abrupta morfología del relieve, ponen de manifiesto el levantamiento de la cordillera. Mención aparte merece el comportamiento inestable de la Fm San Marcos, impuesto por su peculiar composición litológica (arcillas expansivas) y su gran espesor, a lo que se debe añadir la abundancia de precipitaciones y la sismicidad como detonantes zonales de este fenómeno.

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 Puerto Plata (6075) atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales), se describe 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 estructural; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

5.1.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la Hoja está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que conforman la Cordillera Septentrional. En la Hoja están representadas las dos unidades morfoestructurales de rango mayor que caracterizan la región: la Cordillera Septentrional y la Llanura Costera del Atlántico; esta última incluye, las llanuras aluviales del Bajabonico (Llanos del Bajabonico o Llanos de Pérez en su parte más estrecha de aguas arriba) y del río Maimón, que acaban enlazando con la franja costera.

5.1.1.1. Formas estructurales

La Cordillera Septentrional presenta la zona de relieve más abrupto y muestra, de forma fehaciente, la existencia de fallas lineales que compartimentan esta unidad de su vecina el valle del Cibao, más hacia el sur, que carece de representación en esta Hoja. En el ámbito de la Hoja, la densa red de fracturación tiene una expresión morfológica notable pero desigual, en la distribución de la red de drenaje y los relieves. Se reconoce expresión morfológica en algunos tramos de la zona de falla de Camú, de direcciones OSO-ENE, E-O

y ONO-ESE, y en una de las falla de dirección OSO-ENE que afecta al complejo de basamento de Puerto Plata y puede prolongarse bajo los depósitos cuaternarios que rellenan el valle del río Maimón (fallas con expresión morfológica). Aunque oculta por los materiales cuaternarios, también se intuye control estructural (por falla) en algunos tramos del río Bajabonico y del río Grande.

Las formas estructurales de mayor importancia morfogenética en la Hoja son los escarpes y crestas, relacionadas con la distinta resistencia a la erosión ofrecida por los materiales aflorantes y su disposición estructural. Están bien desarrolladas en las zonas de mayor relieve de la Cordillera Septentrional y algunas pueden estar condicionadas por fallas, sin que se tenga la total certeza de ello. Las crestas quedan claramente marcadas al SO, en la Loma Paradero, y en la parte S o SE, en Loma Los Magueyes, Loma Damajagua y Loma Prieta. Buenos ejemplos de escarpes se encuentran en la zona central de la Hoja, en Loma Los Pichardo y área de La Guazumita, y en el entorno de la Loma del Brinco. En algunos puntos también se han identificado, capas monoclinales o verticalizadas que han dado lugar a resaltes

Al S y SE de la Loma El Brinco, en el O de la Loma los Mates y en el SO de la Hoja, se encuentran algunos relieves residuales esculpidos por la erosión, que constituyen cerros cónicos.

5.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Septentrional y la Llanura Costera del Atlántico, tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos fundamentalmente a lo largo periodo Neógeno-Cuaternario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o al modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y escorrentía superficial y gravitacional.

Por lo que respecta a la Llanura Costera del Atlántico, en la pequeña franja de costa representada en la Hoja, el modelado corre a cargo de los procesos marino-litorales,

mientras que en los subdominios de las llanuras aluviales de los ríos Bajabonico y Maimón los procesos fluviales son el determinante fundamental.

Además de los anteriores, también han participado en mayor o menor medida en la construcción del relieve actual los procesos de laderas y procesos poligénicos.

5.1.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Septentrional, 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 frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial, incisión lineal y procesos de zapamiento susceptibles de generar desniveles topográficos; se distribuyen con mayor preferencia en los escarpes de las lomas y cerros, como el caso de Cerro Pelaso, Loma la Tasajera y la Loma Isabel de Torres.

En el sector SO de la hoja, de mayor relieve, y especialmente en la vertiente meridional, el desequilibrio en las pendientes y el agua de las precipitaciones, así como la ocurrencia de eventos sísmicos, ha provocado la formación de deslizamientos, movimientos en masa que involucran tanto a las formaciones superficiales como a las rocas del sustrato. Algunos de ellos llevan asociados cicatrices. Por otra parte, en la Fm. San Marcos es característica la presencia de numerosos deslizamientos, propiciados por el peculiar comportamiento inestable de su matriz arcillosa mayoritaria. Aunque ninguno de ellos tiene entidad cartográfica en esta Hoja, casi todos los afloramientos de esta formación se encuentran afectados por estos procesos.

5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite, asimismo y de forma complementaria, una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen la práctica totalidad de la vertiente norte de la Cordillera Septentrional, la mayoría perteneciente a la cuenca del Bajabonico, donde destaca la extensión de los cinturones de meandros, abanicos y conos de deyección que se disponen al pie de los relieves, sobre todo en la zona de cabecera del Bajabonico. La mayor variedad de depósitos

fluviales se encuentra en el valle de este río, en cuya cuenca se han diferenciado: el cauce, fondo de valle, terrazas y meandros abandonados.

Los fondos de valle aparecen bien representados en el valle del río Bajabonico y en el enlace de ésta con la cordillera. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente cóncavas, más o menos pronunciadas. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide en el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por si misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje, concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arrollada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

Los cursos principales han desarrollado sistemas de terrazas fluviales, en general limitadas por marcados escarpes, que en la práctica totalidad de los casos se han considerado informalmente bajas, al disponerse a cotas inferiores a +15 m sobre el cauce actual; por su representación a lo largo de su valle, destaca el cortejo asociado al río Bajabonico. Los niveles de terrazas del Bajabonico deben considerarse terrazas de acumulación ya que presentan depósitos asociados. Entre las formas erosivas se han reconocido: múltiples cursos dominados por la incisión lineal, ampliamente representados en la Cordillera Septentrional y aristas divisorias de aguas, que entran en la Hoja bordeando la Loma Isabel de Torres situada en la hoja contigua al este.

También tienen representación pequeños conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los principales relieves. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose. Las dimensiones de estos conos son reducidas, entorno al kilómetro cuadrado.

5.1.2.3. Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso morfogenético. En este grupo se incluyen los

depósitos de carácter aluvial-coluvial que aparecen repartidos por la Hoja, siempre con escasa representación.

El aluvionamiento se forma por la deposición de los materiales de erosión que el río transporta y que se sedimentan al disminuir la capacidad de transporte, son sedimentos detríticos transportados por las aguas corrientes. Por otra parte, los coluviones están formados por materiales pétreos finos, arrancados de una vertiente, procedentes de la desagregación de las rocas, transportado a poca distancia. Estos materiales son más angulosos que en el caso del aluvión.

Aparte, en varios puntos de la Hoja se han representado pitones rocosos, rocas aisladas o montañas de cima aguda que aparecen al erosionarse los materiales menos competentes que las rodean; aparecen con frecuencia en los terrenos cuyo substrato está formado por materiales de la Fm. San Marcos .

5.1.2.4. Formas marinas-litorales

Se circunscriben a la franja costera de la bahía de Maimón, donde pueden tener cierta influencia fluvial por la desembocadura del río Maimón. La influencia de las mareas ha permitido el desarrollo de una marisma baja, colonizada por un manglar, y, debido a la baja pendiente del terreno, de una marisma alta, que ocupa la zona de las mareas excepcionales. Ésta última se extiende apenas 1,5 km kilómetros hacia el interior de la llanura aluvial del río Maimón. El detalle geomorfológico de la zona incluye canales y lagunas mareales. Paralelo a la playa se desarrolla un pequeño cordón litoral.

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 cenozoica de la Cordillera Septentrional, su fisonomía actual empieza a perfilarse durante finales del Mioceno Superior y, sobre todo, el Plioceno, cuando el presente sector de la cordillera se encontraba bajo el nivel del mar, estando configurado como una plataforma carbonatada de carácter arrecifal en la que se depositó la Fm Los Haitises. A partir de entonces, la evolución y la historia geomorfológica de la zona han estado condicionadas básicamente por la tendencia ascendente de la plataforma, y con ella del conjunto de la cordillera, hasta la actualidad.

Aunque difícil de precisar, se estima que el comienzo del levantamiento de la Cordillera Septentrional y su definitiva desconexión de la Cuenca del Cibao a favor de la falla Septentrional, debieron ser inmediatamente posteriores al depósito de la Fm Los Haitises o en parte coetáneo con las fases finales de éste, y por tanto debieron ocurrir a partir del Pleistoceno Inferior (¿o Pleistoceno Medio?). A esta hipótesis contribuye el hecho de que la Fm. Mao culmina el relleno de la cuenca del Cibao en el Plioceno Medio-Superior sin llegar a presentar en su composición ninguna influencia del levantamiento de esta cordillera.

Así, a finales del Pleistoceno Medio probablemente ya se encontraría emergida una buena parte de la cordillera, que habría adquirido una configuración parecida a la actual, mediante la acción del encajamiento de la red fluvial con el desarrollo de pequeñas superficies de erosión, y una actividad tectónica manifestada especialmente por el levantamiento diferencial y el desplazamiento horizontal de bloques. El movimiento más evidente de la falla de Camú puede corresponder a esta época. El levantamiento restringió el ámbito de la plataforma arrecifal a una orla litoral subparalela a la línea de costa actual, donde se depositó la Fm La Isabela.

A finales del Pleistoceno, el territorio emergido habría incorporado las plataformas correspondientes a la Fm La Isabela, de forma que la línea de costa coincidiría con el límite interno de la actual franja litoral. Con la emersión de las plataformas carbonatadas y formaciones arrecifales, la meteorización química ha tenido un notable desarrollo en zonas propicias para ello (poco o escasamente representadas en la Hoja)

La evolución más reciente ha estado condicionada por la continuidad en el levantamiento de la cordillera, que acentuó la incisión de la red de drenaje y produjo numerosos aportes al pie de los principales relieves en forma de abanicos aluviales y conos de deyección, que en parte enrasan con los depósitos más antiguos (terrazas) de la llanura del Bajabonico. A medida que se producía la ganancia de terreno al mar, este río avanzó mediante el desarrollo de una extensa llanura aluvial en la cual se produjeron numerosas migraciones del cauce principal. El río Bajabonico, cuyo curso tiene tramos con un fuerte control estructural, constituye el principal eje de drenaje de los sedimentos generados en este sector de la cordillera. En la parte NE de la Hoja se desarrolló la llanura aluvial del río Maimón con una dirección ortogonal a la del río Bajabonico y una extensión quizá en parte limitada por la presencia de la falla de Camú. La actividad subactual de esta falla es manifiesta y muestra, aunque desdibujada por la agresiva actividad exógena,

características geomórficas típicas de fallas con actividad reciente pudiendo considerarse totalmente activa en la actualidad. Simultáneamente, en la estrecha franja costera representada en la Hoja se ha propiciado el desarrollo de marismas bajas con manglares, marismas altas, sólo excepcionalmente inundadas por las mareas y un pequeño cordón litoral paralelo a la línea de playa.

En cuanto a la evolución futura más previsible, se supone que puede seguir marcada tanto por procesos endógenos como exógenos. Entre los primeros cabe señalar en especial la actividad de las fallas activas. La sismicidad provocada por éstas será uno de los factores que acelere la dinámica gravitacional de las vertientes. La tectónica activa también será la responsable de la tendencia ascendente de la región que condicionará a largo plazo el incremento del poder erosivo de los elementos de la red fluvial. Las consecuencias de dicha actividad se traducirán en el retroceso de la línea de costa, el descenso del nivel de base con la consiguiente erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella.

Los procesos exógenos se supone que serán muy activos, tal y como se comprueba en la actualidad, en especial si la región sigue estando expuesta a la trayectoria de los huracanes generados en el Atlántico. Estos episodios meteorológicos extremos se convierten en fenómenos cotidianos y prácticamente continuos si consideramos una escala de tiempo geomorfológico (decenas de miles de años). Su poder morfogenético es por tanto muy elevado y condiciona grandemente los fenómenos erosivos, las dinámicas aluviales y fluviales, así como la estabilidad de las vertientes y laderas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Imbert se integra dentro de la evolución general de la Cordillera Septentrional (especialmente de su sector occidental) a lo largo del Cenozoico, la cual se relaciona con el final de la subducción y la subsecuente colisión oblicua entre las placas norteamericana y caribeña. Esta colisión oblicua generó un régimen transpresivo siniestro desde finales del Eoceno a la actualidad, con importantes y continuos cambios paleogeográficos que han configurado una estratigrafía y estructura complejas. A partir del estudio de las unidades que componen la Cordillera Septentrional, se han podido diferenciar las siguientes etapas principales en la evolución paleogeográfica y tectónica (o, en la historia geológica) de la región, en parte ya identificadas en el resto de los dominios geológicos presentes en la isla (Fig. 6.0.1):

- ❖ *Cretácico Inferior*. Se caracteriza por el desarrollo de un arco de isla primitivo sobre una zona de subducción con polaridad hacia el sur ; Krebs et al., 2005; 2007; Pindell et al., 2006; Escuder-Viruete et al., 2009) cuyo principal exponente en la isla es la Fm. Los Ranchos y del que el Complejo del Carcheal y, posiblemente una parte de la unidad de gabros y de la Fm Los Caños del CBPP, constituyen los únicos indicios en la Cordillera Septentrional.
- ❖ *Cretácico Superior-Paleoceno (¿o Eoceno Inferior?)*. Continuación de la subducción (con un posible cambio en la cinemática y la misma polaridad, que se mantiene hasta la actualidad), con el desarrollo del Arco de Islas del Caribe (o Circumcaribeño); su principal producto en la isla es el Grupo Tireo de la Cordillera Central (Lewis et al., 1991, 2000, 2002; Escuder-Viruete et al., 2007, 2008). Dadas sus afinidades geoquímicas (AIT), los Complejos de Palma Picada y de Pedro Garcia se pueden relacionar con este proceso que se prolongó durante el Paleoceno (y, quizá el Eoceno Inferior, tal y como sugieren los resultados de sus dataciones absolutas). Pese a su identificación en trabajos previos (total o parcialmente) con un fragmento de la corteza oceánica de la placa Norteamérica (Nagle 1979; Bowin y Nagle, 1982; Eberle et al., 1982; Pindel, 1985; Pindel y Draper, 1991), los análisis geoquímicos realizados en rocas del Complejo de Puerto Plata también revelan una signatura de tipo AIT que obliga a considerar a este complejo como parte del propio edificio del arco de isla circumcaribeño, si bien con una posición más septentrional, probablemente muy cercana al frente activo o zona de subducción.

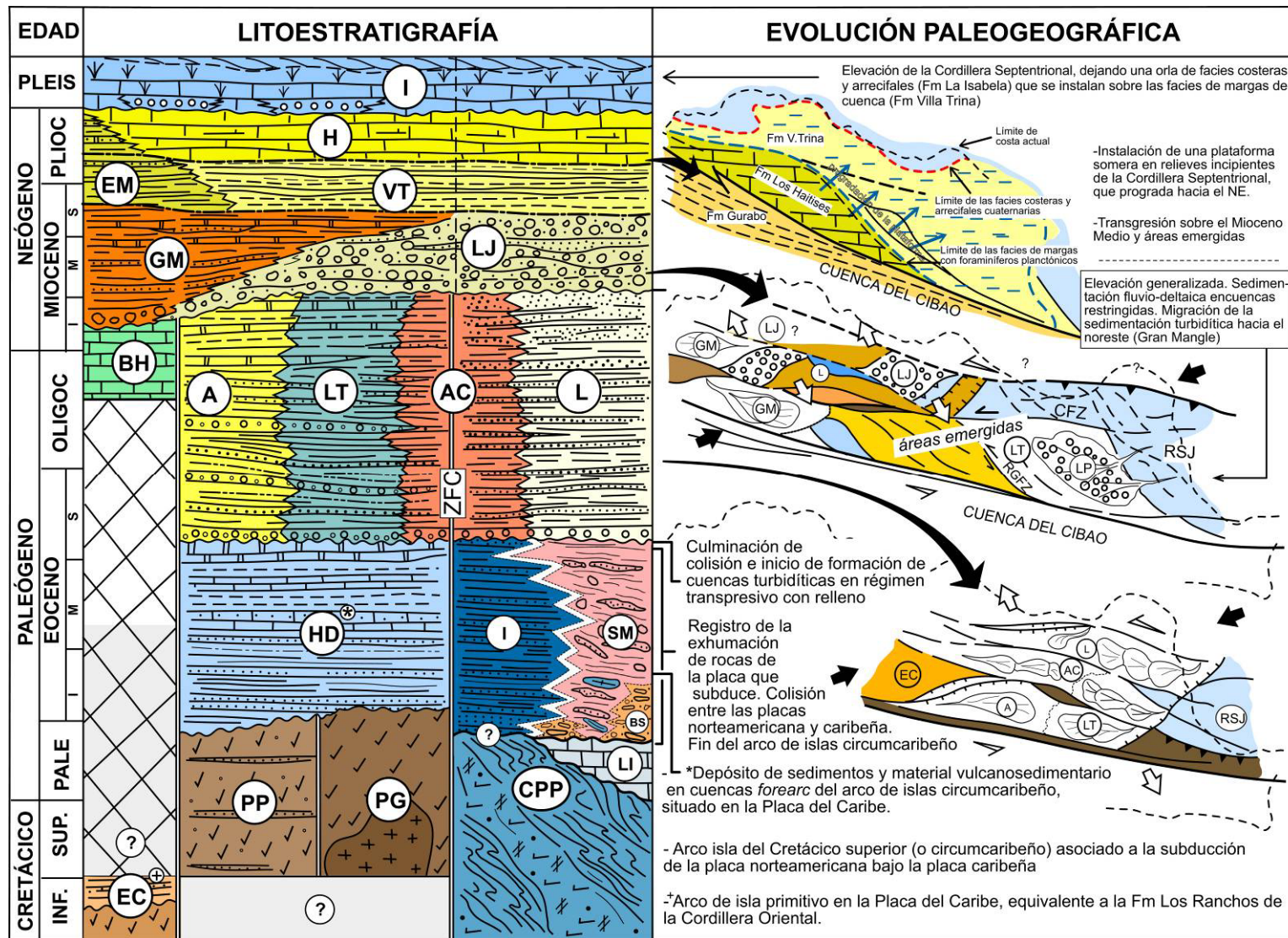


Fig. 6.0.1. Esquema de la Historia Geológica del sector occidental de la Cordillera Septentrional

- ❖ *Eoceno*. Constituye un periodo con frecuentes y rápidos cambios, con un registro discontinuo por cuanto en él concurre el final de la subducción y la subsecuente colisión, así como la exhumación de las rocas involucradas en estos dos procesos. Se entiende por colisión el momento en que las rocas continentales de la placa norteamericana llegaron a la zona de subducción.

Durante este periodo, en la parte más meridional de la región se produjo el depósito de plataformas carbonatadas distales (Fm. Los Hidalgos) con importantes aportes volcanosedimentarios derivados de la erosión de los relieves volcánicos que constituyen su sustrato (y algún episodio volcánico). En posiciones más septentrionales (aún descontando los desplazamientos laterales) y bastante más próximas al frente activo (parte frontal de la cuenca delantera de arco, talud, o fosa interna –*inner trench*–) se depositó la Fm. Imbert, sobre un Complejo de Puerto Plata, ya parcialmente desmembrado por exhumación tectónica (submarina). Las tectofacies que conforman la parte inferior de la Fm. Imbert - niveles de megabrechas, debris y conglomerados con fragmentos de peridotitas y rocas metamórficas exóticas, que incorporan bloques de rocas volcánicas y gabros (muy probablemente) derivados del complejo de Puerto Plata – se suponen relacionadas con el proceso de exhumación de este complejo y, posiblemente, de otros equivalentes. La unidad de Brechas Serpentiníticas y el olistostroma de San Marcos (este último con una buena datación del Eoceno Medio) se consideran, al menos en parte, coetáneas de la Fm. Imbert, y de ella y de las unidades del Complejo de Puerto Plata incorporan el mayor número de bloques y olistolitos. Estas formaciones caóticas debieron depositarse en el mismo ámbito del frente de deformación, en un espacio parcialmente compartido con la Fm. Imbert o quizá, en posiciones más cercanas al eje de la fosa, a favor de la cual se pudieron canalizar desde los complejos de basamento exhumados al este (Complejo de San Juan) que alimentaron la mayor parte de los bloques exóticos de rocas metamórficas. La incertidumbre sobre la edad de la Fm. La Isla no ayuda a completar el puzzle aunque sus facies someras necesariamente deben tener un significado capital en la evolución de la región en este periodo. Su incorporación como bloques o fragmentos centimétricos dentro de la unidad de Brechas Serpentiníticas sugiere que su depósito fue inmediatamente anterior, y por tanto, sobre un Complejo de Puerto Plata completamente emergido, marcando quizá el inicio de la colisión entre las dos placas.

Un modelo alternativo al anterior es el que sugiere que el complejo de Puerto Plata no constituye ningún sustrato o basamento si no que conforma un bloque de dimensiones regionales que se habría incorporado a los complejos caóticos (o melanges) durante los procesos de subducción/colisión.

- ❖ *Eoceno superior-Mioceno inferior.* La discordancia del Eoceno Superior marca la culminación de los procesos de colisión entre las placas norteamericana y caribeña y la implantación de un régimen transpresivo sinistral. En este contexto se generan cuencas muy subsidentes limitadas por los principios desgarres (incipientes), quizá algunas conectadas entre sí, que albergan potentes sucesiones turbidíticas (Altamira, La Toca, Agua Clara y Luperón) de carácter sinorogénico y tendencia somerizante hasta el Mioceno Inferior.
- ❖ *Mioceno Inferior-Mioceno Superior.* A finales del Mioceno Inferior o en el Mioceno Medio tiene lugar una importante reactivación de relieves y generación de cuencas de carácter restringido (*restraining bends* y flores negativas, respectivamente) al estar vinculadas principalmente al cizallamiento sinistral muy localizado en la zona la falla de Camú. En las cuencas, de tipo continental y deltaico, se depositaron importantes espesores de conglomerados y areniscas de la unidad de la Jaiba. Simultáneamente, en los sectores más occidentales de la cordillera (no representados en la Hoja de Imbert) todavía se producía el depósito de sucesiones turbidíticas (Und. del Gran Mangle)
- ❖ *Mioceno Superior-Plioceno Superior.* En el Mioceno Superior comienza un nuevo ciclo transgresivo-regresivo con el depósito de los materiales margosos con fauna pelágica de la Fm. Villa Trina que evolucionan, fundamentalmente durante el Plioceno, a sistemas de plataformas carbonatadas someras representadas por la Fm. Los Haitises. Estas formaciones llegaron a recubrir la práctica totalidad de los territorios que hoy conforman la Cordillera Septentrional, discordantes sobre cualquier formación precedente. La tendencia regresiva de la parte final del ciclo debió estar en parte inducida por el levantamiento de la cordillera a favor de los principales desgarres, entre ellos, sobre todo, la falla Septentrional, cuya actividad principal con movimiento en dirección e inverso, comenzó en este momento.
- ❖ *Pleistoceno-Actualidad.* El mencionado levantamiento de la cordillera desde finales del ciclo anterior, produjo una restricción de los sedimentos marinos a la orla litoral donde

se depositó la Fm. La Isabela que reproduce las mismas facies de plataforma somera (mayoritariamente arrecifales) de la Fm Los Haitises. En el interior de la cordillera prosiguió la fuerte tectonización a lo largo de los principales desgarres y estructuras asociadas, hasta llegar a una estructura general muy próxima a la actual, generadora del relieve principal que ha sido modelado por los agentes erosivos.

7.GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología e hidrología

La región posee un típico clima tropical (De la Fuente, 1976), suavizado por su carácter insular. No hay datos climáticos directos de la zona comprendida por la Hoja de Imbert y los existentes que se pueden utilizar como referencia, proceden de las estaciones del INDRI más próximas (Tabla 7.1.1).

CÓDIGO	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	TIPO(*)	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD
0405	QUINIGUA	CL	19° 31' 35"	70° 46' 25"	138
0602	LA ISABELA	CL	19° 49' 48"	71° 3' 50"	30
1501	LOS JENGIBRES	CL	19° 26' 20"	70° 2' 50"	15
1816	JOSÉ CONTRERAS	CL	19° 28' 0"	70° 27' 0"	685

Tabla 7.1.1. Nombre y localización de las estaciones climatológicas de la Cordillera Septentrional

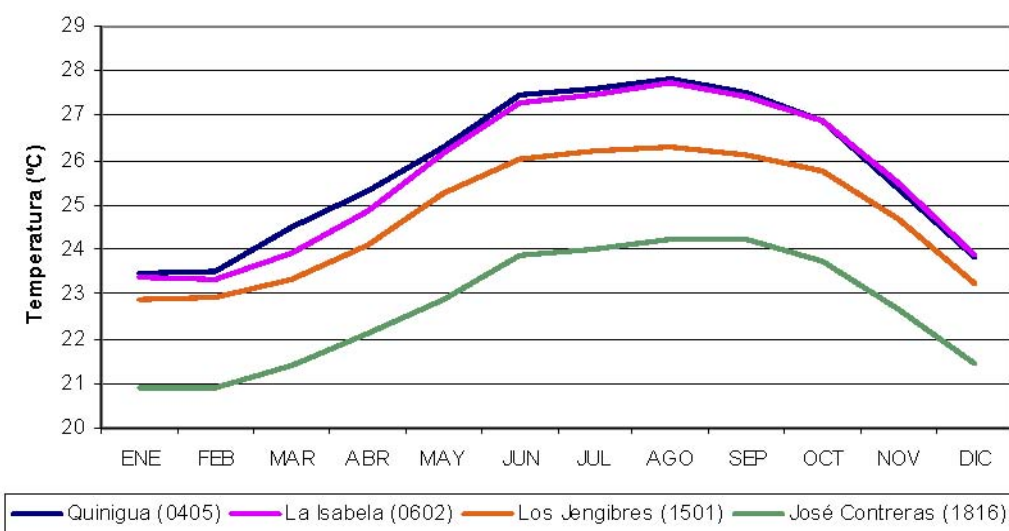


Figura 7.1.1. Temperaturas medias mensuales obtenidas en las estaciones climatológicas de la Cordillera Septentrional

Así, la región tiene temperaturas medias de 23 a 28° C (Fig. 7.1.1) y precipitaciones medias que pueden oscilar por lo general entre 1000 y 2000 mm/año dependiendo de que se trate de un año seco o un año húmedo (1500 mm/año para un año de tipo medio) (Fig. 7.1.2). Las precipitaciones presentan un régimen bimodal, con picos máximos en Noviembre y Mayo. Los meses más secos suelen ser Febrero y Marzo. Dentro del territorio comprendido por la Hoja de Imbert no hay diferencias sustanciales, pero las precipitaciones son más abundantes hacia el interior de la cordillera y las temperaturas se vuelven más suaves en las zonas más altas de la cordillera y junto a la costa

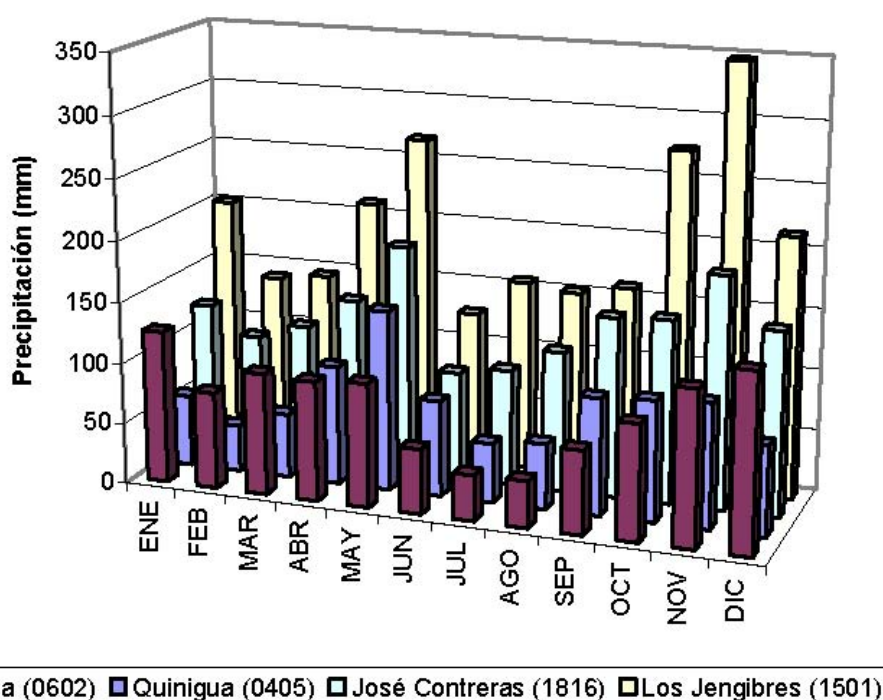


Figura 7.1.2. Precipitaciones medias mensuales obtenidas en las estaciones climatológicas de la Cordillera Septentrional

Por otro lado, la evapotranspiración media anual para el periodo comprendido entre los años 1975 a 2002 oscila entre en 1440 y 1660 mm. Los valores de lluvia útil estimados para un año medio para este mismo periodo, que representan la escorrentía total en la zona, son de 342 mm. La vegetación de la Hoja está dominada por bosque tropical húmedo, con cierta influencia de bosque seco tropical hacia la parte más oriental, donde aumenta el grado de aridez.

En la Hoja de Imbert la red hidrográfica de drenaje es de tipo dendrítico, con una densidad media/alta. El cauce principal es el río Bajabonico que cruza la Hoja en diagonal desde el SE al NO y lleva un gran caudal en épocas de precipitaciones fuertes. En la estación de aforo de Imbert se ha registrado un caudal medio de 3,08 m³/s durante 37, años para una superficie de cuenca (cuenca del Bajabonico) de 209 Km²; aguas abajo, en la estación de aforo de El Estrecho, el caudal medio registrado en 9 años es de 5,05 m³/s para una superficie de la misma cuenca de 402 Km². Al Bajabonico se unen importantes ríos tributarios, también caudalosos, en su mayoría procedentes de las cotas más altas de la cordillera situadas al sur; de este a oeste son el río Grande, río Pérez, río Cabía, río Caonao y río Navas, todos ellos con cursos de dirección submeridiana, y abundantes arroyos subsidiarios; y el río Obispo que tributa con dirección E-O desde la vertiente norte de la Loma el Brinco. Aparte, hay que citar el río Maimón (con su subsidiario el río Corozo), como único curso importante no tributario del Bajabonico, que desemboca directamente en la bahía de Maimón y por tanto pertenece a la sub-cuenca de la Llanura Costera. La vertiente sur de Loma Paradero pertenece a la cuenca del Yaque del Norte que ocupa mayoritariamente el valle del Cibao.

7.1.2. Hidrogeología

Desde el punto de vista hidrogeológico, la Hoja de Imbert se incluye en la subunidad de Luperón-Guayacanes de la Unidad Hidrogeológica (Nº 5) de la Cordillera Septentrional (EPTISA, 2004). Esta subunidad tiene el límite norte abierto al mar; el límite oriental relativamente estanco y cerrado por la gran extensión de materiales margosos de la Fm Villa Trina situados al este; y un límite sur en conexión con los materiales cuaternarios del valle del Cibao, o abierto, sin conexión hidráulica en la zona más escarpada de la cordillera (Fig. 7.1.3). Se estima que la extensión de materiales permeables es de 545,2 km² y la de materiales impermeables, de 1066,8 km².

En el cuadro adjunto (Tabla. 7.1.2) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja, según se han definido en el esquema hidrogeológico a escala 1:200.000 que acompaña al Mapa Geológico. 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.

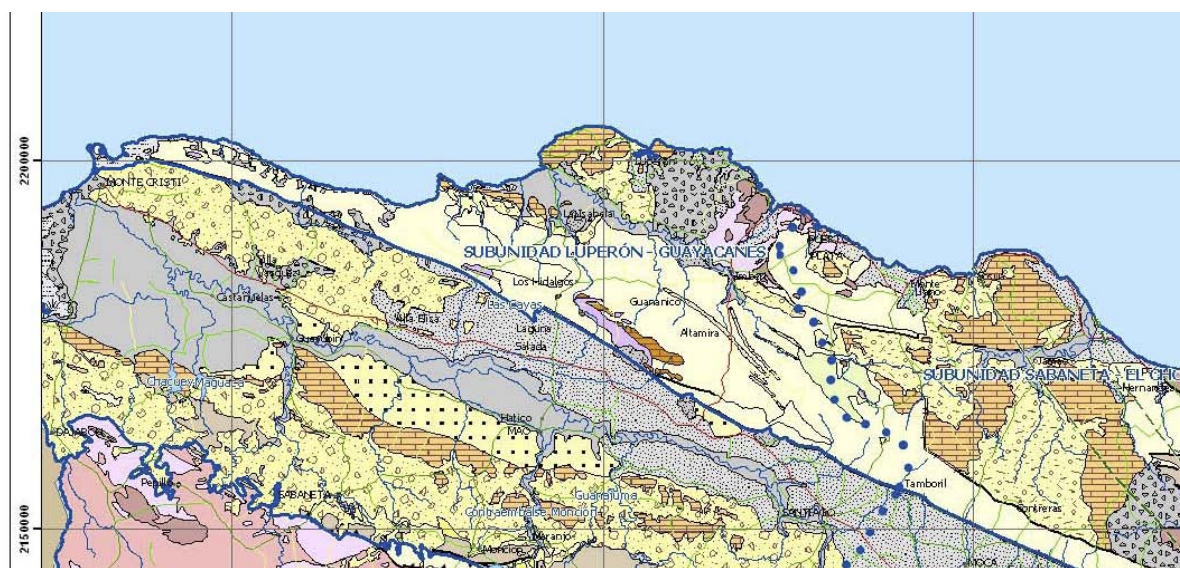


Figura 7.1.3. Localización de la subunidad de Luperón-Guayacanes dentro de la Unidad Hidrogeológica (Nº 5) de la Cordillera Septentrional

Tal y como se recoge en dicho cuadro, en la Hoja de Imbert existen pocas unidades de interés hidrogeológico y se limitan a las siguientes: los materiales carbonatados de la Fm Los Hidalgos, las areniscas y conglomerados de la Fm. La Jaiba; la alternancia de calcarenitas y margas del término superior de la Fm Villa Trina; y los materiales detríticos de los abanicos aluviales y depósitos asociados a los ríos Bajabonico y Maimón. De todas ellas, las únicas que pueden constituir acuíferos de relativa importancia, son los sistemas de terrazas y las llanuras aluviales de los ríos Bajabonico y Maimón (acuíferos conectados a la red hidrográfica). También las calizas de la Fm. Los Hidalgos pueden dar algún acuífero de interés por fisuración/fracturación, aunque su permeabilidad puede verse reducida por la presencia de las intercalaciones tufíticas. La Fm. La Jaiba tiene litologías favorables por porosidad intergranular, pero tiene muy escasa extensión en la Hoja; y en el caso del término superior de la Fm Villa Trina, solamente algunos tramos altos en la serie con escasas intercalaciones menores de margas, llegan a generar niveles carstificados. El resto de formaciones o unidades representadas en la Hoja se pueden considerar de baja o muy baja permeabilidad, salvo que ésta se vea localmente producida por una intensa fracturación.

Tabla 7.1.2. CUADRO RESUMEN DE LAS UNIDADES O AGRUPACIONES HIDROGEOLOGICAS DE LA HOJA DE IMBERT

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLOGICA	UNIDADES CARTOGRAFICAS AGRUPADAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
PLEISTOCEN O- HOLOCENO	Terraza, abanicos, fondos de valle (y otros sin representación cartográfica)	34,35,44	Conglomerados y gravas esencialmente calcáreas, con niveles de arenas y limos	Alta por porosidad intergranular	Acuíf. libres de productividad media/alta, especialmente en los sistemas de terrazas y de llanura de inundación
	Deslizamientos (y otros sin representación cartográfica)	36	Limos y arcillas con niveles de arenas y cantos. Masas deslizadas de litologías heterogéneas	Baja.	Sin acuíferos, salvo, puntualmente en grandes masas calcáreas deslizadas
MIO. SUP- PLIOC. INF (+ PLEISTOCENO)	Fm. Villa Trina Fm. Los Haitises (+ La Isabela)	31 (+ 33)	Calizas masivas y alternancias de calcarenitas y margas	Media/alta por carstificación y fracturación	Acuíferos libres con productividad media
	Fm. Villa Trina (+ La Isabela margosa)	29, 30 (+ 32)	Margas y margas con intercalaciones de calcarenitas	Baja	Sin acuíferos significativos
PALEÓGENO -NEÓGENO	Fm La Jaiba	28	Areniscas y conglomerados	Media/alta por porosidad y fracturación	Acuíf. libres o confinados con circulación cárstica limitada y, en algún caso, en continuidad con las Fms. calcáreas del Eoceno-Mioceno inferior
	Fms Altamira, La Toca, Luperón y Agua Clara	18 a 27	Alternancias de areniscas, lutitas y margas, con intercalaciones de conglomerados y brechas	Baja/muy baja	Sin acuíferos significativos, salvo localmente en algunos niveles potentes de conglomerados
CRETÁCICO-PALEÓGENO INFERIOR	Fm Los Hidalgos:	17	Calizas laminadas y tufitas	Media/alta por fracturación/fisuración	Acuíferos libres con productividad baja
	Fm San Marcos	13 a 15	Arcillas con bloques y olistolitos	Muy baja	Sin acuíferos, salvo muy localmente en algún bloque de grandes dimensiones
	Brechas serpentiniticas	12	Brechas serpentiniticas	Media/baja	Sin acuíferos significativos salvo localmente, por porosidad en brechas con poca matriz
	Complejos de basamento de Puerto Plata y Palma Picada. Fm. Imbert	1 a 11 y 16	CB: Rocas volcánicas, volcanosedimentarias y plutónicas. F. Imbert: Brechas, areniscas, tufitas y limolitas	Baja/muy baja	Sin acuíferos significativos salvo localmente, por fracturación

7.2. Recursos minerales

Los recursos económicos de los materiales aflorantes en la Hoja de Imbert se reducen exclusivamente al campo de las rocas industriales. No se ha identificado, por tanto, ningún indicio de sustancias metálicas. El número de canteras identificado ha sido de 14, predominando las que explotan las rocas piroclásticas y volcanoderivadas. Su tamaño varía de pequeño a mediano y su actividad, en su mayoría, intermitente, acorde a las necesidades locales de las vías de comunicación.

7.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales

7.2.1.1. Descripción de las Sustancias

Como se ha mencionado anteriormente, predominan las canteras que explotan las rocas piroclásticas (5) de las Formaciones Imbert y Palma Picada. Le siguen en número (4) las explotaciones dedicadas a la extracción de conglomerados de la Formación Altamira y ya, en menor número (2), las que explotan rocas serpentínicas localizadas en las Brechas Serpentínicas y por último, hay una sola cantera que explota las calizas de la Formación Los Haitises

7.2.2. Potencial minero

El potencial, grande en recursos, está limitado a la necesidad local de los préstamos para la reparación de la red vial y, eventualmente, a la construcción de viviendas.

7.2.3 Listado de Indicios

Nº	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	USO
	X	Y					
1	301907	2180173	Altamira	Congl.	Intermitente	Pequeño	Arm
2	301447	2180531	Altamira	Congl.	Intermitente	Pequeño	Arm
3	297582	2177880	Villa Trina	Calizas	Intermitente	Pequeño	Arm
4	296494	2176401	P. Picada	R. Pirocl.	Intermitente	Pequeño	Arm
5	312703	2184728	Br. serpentín.	Serpentinita	Intermitente	Pequeño	Arm
6	309417	2178484	Altamira	Congl.	Intermitente	Pequeño	Arm
7	296050	2184701	Altamira	Congl.	Intermitente	Pequeño	Arm
8	305152	2193673	Luperón	Arenas	Activa	Medio	Aridos
9	307492	2188493	Imbert	R. Pirocl.	Activa	Medio	Cementos

10	306784	2188389	Imbert	R. Pirocl.	Activa	Medio	Cementos
11	312452	2187684	Br. Serpent.	Serpentinita	Intermitente	Pequeño	Arm
12	313872	2192047	Imbert	R. Pirocl.	Intermitente	Pequeño	Cementos
13	313733	2191449	Imbert	R. Pirocl.	Intermitente	Pequeño	Cementos
14	306411	2192344	Imbert	R. Pirocl.	Intermitente	Medio	Cementos

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.

En la Hoja de Imbert se han inventariado cinco Lugares de Interés Geológico: de los cuales tres son L.I.G. propiamente dichos y los otros dos son itinerarios que permiten hacer observaciones puntuales y observar el espectacular paisaje. En su conjunto se consideran representativos de la variada geología de la Hoja. Su acceso es relativamente fácil siempre y cuando se trate de épocas secas, ya que con lluvias los caminos quedan frecuentemente cortados. Esta circunstancia aconseja que cualquier visita se prepare considerando la climatología.

8.2. Descripción de los Lugares

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

8.2.1. L.I.G. N° 1. Corte de la Fm Imbert en el río Obispo

Este L.I.G. tiene un acceso bueno por carretera aunque las posibilidades de observación dependerán del caudal del río. Su interés principal es estratigráfico, con implicaciones estructurales. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

Al L.I.G. se accede por la pista de El Puerto desde Hojas Anchas, al este de Imbert, y discurre desde el punto del cruce de esta pista con el río Obispo hacia aguas abajo por el cauce del mismo río, hasta que se corta la traza de la zona de falla del Camú. En este trayecto hay una magnífica exposición de la parte baja de la serie de la Fm Imbert. Por debajo de la serie, en el mismo cauce del río Obispo y alrededores, se pueden ver también buenos afloramientos de la Fm San Marcos y de la unidad de brechas serpentínicas cargadas de bloques de rocas metamórficas, y discutir sobre el tipo de contacto o relación con la serie de la Fm Imbert, que no es del todo visible o en todo caso, difícil de interpretar. Esta serie ha sido descrita con detalle en el epígrafe 2.2.2.6.

Los aspectos más importantes a retener en este corte son los siguientes (Fig. 2.2.2): a) identificar el tramo inferior (separado en una unidad cartográfica aparte) que está formado por un conglomerado basal con cantos, bolos y bloques en parte procedentes de las unidades del complejo basamento de Puerto Plata y en parte de origen desconocido, y encima, por niveles de debris de tufitas y areniscas generados *in situ*, dando idea de una notable inestabilidad tectónica; b) por encima de esta tramo inferior se desarrolla un serie de areniscas volcavogénicas amalgamadas o en niveles alternantes con tufitas, con organización turbidítica y que incluyen bloque decimétricos de la serie infrayacente; y c) en la parte alta de la serie las tufitas, entre ellas tufitas puzolánicas blancas, se hacen dominantes respecto a las areniscas, y son frecuentes las intercalaciones de brechas serpentínicas en niveles de debris o formando cuarpas canalizados con granoiclificación positiva a la base de secuencias secuencias estratodecrecientes; en algunos de estos niveles de brechas se pueden observar bloques de orden métrico o decimétrico de rocas

metamórficas. La serie se interrumpe a techo con la falla de Camú a favor de la cual vuelve a aflorar la Fm San Marcos con su contenido habitual en bloques de muy diversa naturaleza.

8.2.2. L.I.G. N° 2. Corte de las brechas serpentiniticas con bloques de rocas metamórficas en Barrabás, la cabecera del río Obispo y el arroyo Corozal.

Este L.I.G. tiene un acceso bueno desde Imbert por la antigua carretera de Puerto Plata y puede se considerar complementario al anterior por situarse estructuralmente por debajo y en continuidad con él. Su interés principal es estratigráfico, igualmente con implicaciones estructurales y geodinámicas. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

Las principales observaciones de las brechas serpentiniticas se pueden realizar, junto a la carretera, en Barrabás y en la cabecera del río Obispo; pero el corte se puede empezar un poco antes, aguas abajo en el cauce del río Obispo, prácticamente en prolongación con el anterior, donde hay un excelente afloramiento de la limolitas y tufitas negras del "Imbert Inferior" muy desmembradas por fallas normales (sinsedimentarias o en estado de poca consolidación de la roca) y muy cizalladas por el efecto de la una falla asociada a la zona de falla de Camú. Un poco aguas arriba, sin continuidad de afloramiento con la unidad anterior se observa, primero un bloque de peridotidas masivas muy cizallado por la misma causa, y después, sin que se pueda observar el contacto, se entra en la unidad se brechas serpentiniticas. Estas quedan muy bien expuestas en el cauce del río, al lado de la carretera. Aquí la composición es muy monótona, casi exclusivamente formada por bloques decimétricos de serpentinitas englobados en una matriz variable, más bien escasa, de tamaño microconglomerático e igual composición. El aspecto general es masivo y desorganizado, pero en algunos puntos se puede observar una posible estratificación grosera y retoque sedimentario. Aguas arriba en la cebecera del río Obispo, las brechas se observan cargadas de bloques metamórficos, de los que *in situ* dentro de las brechas se distinguen principalmente esquistos máficos. En el propio cauce se observan bloques sueltos de gran tamaño de calco esquistos, metacalizas o mármoles muy recristalizados, y más ocasionalmente, esquistos azules.

Las observaciones en la zona se pueden complementar con un corte por el arroyo Corozal desde el puente que cruza la misma carretera. Después de unas decenas de metros con un afloramiento escaso o discontinuo, se llega a un buen afloramiento donde se observan una

litología a mitad de camino o de mixta entre las brechas serpentínicas y la Fm San Marcos (finalmente cartografiada dentro de la unidad de brechas), que contiene abundantes bloques de diversas composiciones y procedencias, entre ellos de forma notable bloques de esquistos máficos, pero también de rocas volcánicas, tufitas y limolitas negras del Imbert Inferior, etc, dentro de una matriz serpentínica y arcillo-arenosa o microconglomerática; el interés especial de este afloramiento es que localmente tiene un grado de organización notable con presencia clara de estratificación en algunos niveles y granoclasificación positiva.

8.2.3. L.I.G. N° 3. Afloramiento de la Fm. Luperón y la Unidad La Jaiba en el río Bajabonico

Este L.I.G. se localiza en un meandro pronunciado del río Bajabonico junto a la población de Imbert y se accede a él, bien desde las afueras de ésta, o para llegar a la orilla más apropiada, desde el cruce a Guanatico. Se trata de un escarpe de más 40 m de altura, prácticamente inaccesible, donde queda bien expuesta la parte alta de la serie de la Fm Luperón y su contacto con la Unidad de La Jaiba, pero apenas se puede llegar a la tocar la roca. Su interés principal es estratigráfico. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

El L.I.G. tiene interés por dos razones: por una parte hay una excelente y clara exposición de la Fm Luperón en sus facies típicas de alternancia de areniscas (deleznables) turbidíticas y margas claras, y se observa perfectamente cómo está afectada por fallas normales de geometría lítrica; un interés añadido la exposición del contacto con la unidad suprayacente de La Jaiba, que aquí está definido por un contacto erosivo de areniscas y brechas que en su parte (2-3 m) basal incluye un nivel muy característico de cantos blandos incorporados de la unidad infrayacente.

8.2.4. L.I.G. N° 4. Itinerario por la Fm. San Marcos por La Aguaíta.

Este L.I.G. es un itinerario por la Fm San Marcos que puede servir de complemento a las observaciones realizadas en los L.I.G. 1 y 2. Tiene un acceso bueno desde Imbert por la antigua carretera de Puerto Plata pero puede presentar problemas en época de lluvias. Su interés principal es estratigráfico, con implicaciones geodinámicas. Por su posible utilización

se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

El itinerario parte de Barrabás donde acaba el L.I.G. N°3 y tomando el desvío hacia la Aguaíta, ya que a partir de este punto la antigua carretera de Puerto Plata está impracticable precisamente por los deslizamientos ocurridos en la Fm San Marcos. En el mismo desvío hay una cantera en un bloque serpentinitas; a partir de este punto en la subida se pueden observar sucesivos afloramientos de la Fm. San Marcos, con sus facies arcillosas características que incluyen las intercalaciones de areniscas convolutadas y frecuentes bloques de diversa naturaleza. A la altura de los Yiyos, saliéndose de la pista hay acceso a varios bloques de grandes dimensiones recogidos en la cartografía: unos de son de las calizas de La Isla; otros de composiciones de metacalizas negras esquistas con abundante materia orgánica; otro de rocas volcánicas; y varios de rocas sedimentarias de distinta naturaleza (areniscas y calizas). Al llegar a la parte alta en el cruce la Sabana, hay diversas opciones de continuar las observaciones en los oilistolitos: seguir hacia La Gata y la Loma de Las Bestias donde se han identificado de nuevo bloques de calizas de La Isla, de metacalizas esquistas oscuras y de una serie de areniscas desconocida; o seguir hacia Sabana del Corozo y acercarse a observar el gran oilistolito de dolomías fétidas del Pico del Gallo, junto con otros cercanos de la Fm Imbert: Desde esta posición se observa bien el perfil de equilibrio de toda la masa oriental de la Fm San Marcos.

8.2.5. L.I.G. N° 5. Itinerario por Loma Paradero: Fm Altamira, Fm Los Hidalgos; Complejo de Palma Picada y calizas de Los Haitises

Este es un itinerario básico por Loma Paradero para reconocer la geología de la parte meridional de la Hoja correspondiente al sector de El Mamey- Altamira-La Toca. El itinerario parte desde la localidad de Marmolejo, en la carretera de Guanatico, hacia el sur por una pista que atraviesa la loma y va salir por Palma Picada a la carretera general de Santiago, cerca de Navarrete. Tiene un acceso bueno salvo con muchas lluvias. Su interés principal es estratigráfico y estructural. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

Desde Marmolejo, en cuanto se empieza coger altura, se corta la serie de la Fm Altamira monoclinial hacia el norte o ligeramente plegada que presenta las facies típicas de areniscas ocre turbidíticas en alternancia con lutitas y margas, o en ocasiones formando cuerpos

amalgamados. En una curva pronunciada se llega a un buen afloramiento de la Fm Ranchete, en este caso en facies de debris con bloques procedentes de las serie de Los Hidalgos y Palma Picada infrayacentes. En el mismo camino se observa el sustrato formado por calizas bioclásticas relativamente someras de la Fm Los Hidalgos. Desde aquí hasta el firme, se atraviesa: primero, algunos buenos cortes pero siempre parciales y muy fallados de las calizas tableadas en alternancia con tufitas de la Fm Los Hidalgos; y después algunos afloramientos de poca calidad de las rocas volcánicas del complejo Palma Picada; el contacto entre ambas unidades no es visible pero por la fuerte tectonización se deduce que es por falla. Muy cerca del firme se pasa cerca del primer mogote de calizas de La Isla. Arriba en el firme se dicurre entre afloramientos parciales y también muy fallados de las calizas y tufitas de la Fm Los Hidalgos y algún mogote de la Fm Los Haitises. En el mismo cruce de Palma Picada, antes de empezar a bajar, hay un pequeño pero excelente afloramiento de las basaltos andesíticos de este complejo y junto a ellos, de unos niveles de brechas volcánicas y tufitas de esta misma unidad; en los que intruyen diques de rocas leucocráticas. La bajada hacia la carretera principal las observaciones son mucho más limitadas, por la baja calidad de afloramientos debido a la mayor deformación que se pone de manifiesto en el fuerte plegamiento y fallamiento interno de las calizas de los Los Hidalgos. En el paisaje es notoria brusca pendiente de la vertiente sur de Loma Paradero y los grandes deslizamientos que la afectan, sin duda relacionados con la actividad sísmica de la falla Septentrional.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ABBOTT, R.N., JR., DRAPER, G., (2007).** Petrogenesis of UHP eclogite from the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic: *International Geology Review*, v. 49, p. 1069-1093.
- ABBOTT, R.N., JR., DRAPER, G., BROMAN, B.N., (2006).** P-T path for ultra high pressure garnet ultramafic rocks of the Cuaba Gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic: *International Geology Review*, v. 48, p. 778-790.
- ABBOTT, R.N., JR., DRAPER, G., KESHAV, S., (2006).** UHP magma paragenesis, garnet peridotite and garnet clinopyroxenite: An example from the Dominican Republic. in Liou, J. G., and Cloos, M., eds., *Phase relations, high-pressure terranes, P-T-ometry, and plate pushing: A tribute to W. G. Ernst*. Bellwether Publishing, Ltd. for Geological Society of America, International Book Series, v. 9, p. 653-667.
- ARCULUS, R.J., (1994).** Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189–208.
- BEALL, R. (1943):** Geologic map of the eastern portion of the Cibao Valey. Dominican Republic. Aproximate scale, 1:100.000
- BERMUDEZ, P.J., (1949).** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication*, 25, 322p.
- BERNARDEZ, E. (2004).** Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja E.1:50.000 nº 5875-I (Montecristi). Programa SYSMIN, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- 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.
- BOURGOIS, J., G., VILA, J.M., LLINÁS, R., TAVARES, I., (1982).** Datos geológicos nuevos acerca de le región de Puerto Plata, República Dominicana, *in Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo: Santo Domingo, Republica Dominicana, Amigo del Hogar Publishers, p. 35-38
- BOURGOIS, J., BLONDEAU, A., FEINBERG, H., GLANÇON, G., VILA, J.M. (1983).** The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola: tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera Septentrional (Greater Antilles). *Bull. Soc. Géol. France* 7, XXV, 83-89.

- BOWIN C. (1975).** The geology of Hispaniola, En: The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean, (NAIM A. y STEHLI F., Eds.), New York, Plenum Press, 501-552.
- BOWIN C. Y NAGLE, F. (1982).** Igneous and metamorphic rocks of northern Dominican Republic. An uplifted subduction zone complex, *in* Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo: Santo Domingo, Republica Dominicana, Amigo del Hogar Publishers, p. 39-50
- BRAGA, J.C. (2010).** Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Programa SYSMIN II n° 9 ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- BRENAN, J.M., SHAW, H.F., RYERSON, F.J., PHINNEY, D.L., (1995).** Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3331–3350.
- BROUWER, S. B., BROUWER, P. A. (1982).** Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. 9ª Conferencia Geológica del Caribe (Santo Domingo, 1980) 1, 305-322
- BURKE, K. (1988).** Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201-230.
- CALAIS, E., MAZABRAUD, Y, MERCIER DE LÉPINAY, B., MANN, P., MATTIOLI, G. Y JANSMA, P. (2002):** Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, v.106, 6, 1-8.
- CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B. (1990).** Tectonique et paléogéographie de la côte sud de l’Orient cubain: nouvelles contraintes pour l’évolution géodynamique de la limite de plaques décrochante nord caraïbe de l’Eocène à l’Actuel. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, II, p. 293-299
- CALAIS, E. & MERCIER DE LÉPINAY, B. (1995).** Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Passage) *Marine Geophysics Research*, 17, 63-95.
- CALAIS, E., MERCIER DE LÉPINAY, B., RENARD, V., AND TARDY, M., (1989).** Géométrie et régime tectonique le long d'une limite de plaques en coulissage: la frontière nord-Caraïbe de Cuba a Hispaniola, Grandes Antillas (Geometry and tectonic regime along a transcurrent plate boundary: the northern Caribbean border

- from Cuba to Hispaniola, Greater Anti11es): Comptes Rendu de l'Académie des Sciences, v. 308, p. 131-135.
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992).** From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, *Tectonics*, 11, 114-123
- CALAIS, E., MERCIER DE LEPINAY, B., SAINT-MARC, P., BUTTERLIN, J. Y SCHAAF, A. (1992).** La limite de plaques décrochante nord cabaibe en Hispaniola: évolution paléogéographique et structurale cézozoïque. *Bull. Geol. Soc. Fr.*, 163: 309-324
- CATLOS E.J. Y SORENSEN S.S. (2003).** Phengite-based chronology of K-and Na-rich fluid flow in two paleosubduction zones. *Science* 299: 92-95
- CONTRERAS, F., ARDÉVOL, LL., GRANADOS, L., CALVO, J.P., ESCUDER VIRUETE, J., ESCUER, J., FLORIDO, P., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Jicomé (5973-IV). Dirección General de Minería, Santo Domingo, 158 pp.
- CUNNINGHAM, W.D. y MANN, P (EDS., 2007).** Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological Society of London, Special Publication, 290, 1-12
- DE LA FUENTE S. (1976).** Geografía Dominicana. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.
- De METS, C., JANSMA P., MATTIOLI, G., DIXON, T., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E., MANN, P., (2000).** GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 437-440.
- De ZOETEN, R. (1988).** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.
- De ZOETEN, R., MANN P. (1991).** Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, 265-279.
- De ZOETEN R., MANN P. (1999).** Cenozoic El Mamey Group of Northern Hispaniola: a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America – Caribbean Plate boundary zone. *Caribbean Basins. Sedimentary basins of the world* (Mann, P. Ed., Series editor Hsü, K.J.), 247-286.
- DE ZOETEN, R. DRAPER, G. AND MANN, P. (EDS; 1991).** Geologic map of the northern Dominican Republic (1:150,000): in Mann, P., Draper, and Lewis, J.F. (eds.),

Geological and tectonic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola, Geol. Soc of America, Special paper 262, Plate 1.

DÍAZ DE NEIRA, J. A. SOLÉ PONT, F. J. (2002). Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). Acta Geologica Hispanica 37, 163-181.

DÍAZ DEL OLMO, F., CÁMARA, R. (2003). Karst tropical de Dolinas. Tipología y evolución en el Plio-Cuaternario de República Dominicana. Libro resumen XI Reunión Nacional Cuaternario Ibéricos, 123-128.

DIXON, T. H., FARINA, F., DEMETS C., JANSMA, P., MANN, P., CALAIS, E. (1998). Relative motion between the Caribbean and North American plates and related plate boundary deformation based on a decade of GPS observations, J. Geophys. Res., 103, 15,157 – 15,182.

DOHM, C.F. (1943). Memorandum of the Cordillera Septentrional between La Cumbre and Villa Trina. Unpublished report, Dominican Seaboard Oil Company, 4 p.

DOLAN J.F., MULLINS H.T., WALD D.J. (1998). Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. In Dolan J.F. and Mann P., eds., Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone, Geological Society of America Special Paper 326, p. 1-62.

DOLAN J.F., WALD D.J., (1998). The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. In: Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F., Mann P., Eds.). Geological Society of America Special Paper 326, 143-170.

DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds) (1998). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper 326, 174 p.

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.

- DONNELLY, T.W. AND ROGERS J., (1980).** Igneous series in island arcs: The north eastern Caribbean compared with world wide island arc assemblages. Bulletin Volcanologique, v. 3, p.347-382.
- DONNELLY T.W., BEETS D., CARR M., JACKSON T., KLAVER G., LEWIS J., MAURY R., SCHELLEKENS H., SMITH A., WADGE G., WESTERN CAMP D. (1990).** History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: The Caribbean Region, The Geology of North America (Dengo, G., Case, J. Eds). Geol. Soc. America. Boulder, Vol. H, 339-374.
- DRAPER, G. Y GUTIERREZ-ALONSO, G., (1997).** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. Revista de la Sociedad Geológica de España, 10, 281-299
- DRAPER, G., GUTIERREZ, G., LEWIS, J. F., (1996).** Thrust emplacement of the Española peridotite belt: Orogenic expresion of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. Geology, 24 (12), 1143-1146.
- DRAPER G., LEWIS J.F. (1991).** Metamorphic belts in central Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262,. 29-45.
- DRAPER G., NAGLE F. (1991).** Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 77-95.
- EBERLE, W., HIRDES, W., MUFF, R., PELAEZ, M. (1982).** The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). Transaction of the 9th Caribbean Geology Conference. Santo Domingo. 619-632.
- EDGAR N.T. (1991).** Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, 281-299.
- EPTISA (2004).** Informe de la unidad hidrogeológica de la Sierra de Bahoruco y Península Sur de Barahona. Programa SYSMIN, 193 pp.
- ERIKSON, J. P., PINDELL, J. L., KARNER, G. D., SONDER, L. J., FULLER, E. Y. & DENT, L. (1998).** Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern

- Española: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. *Journal of Geology* 106, 473-494.
- ESCODER-VIRUETE, J. (2010a).** Informe de petrología de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra de Bahoruco. Proyecto SYSMIN II. 30 pp.
- ESCODER-VIRUETE, J. (2010b).** Informe de geoquímica de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra de Bahoruco. Proyecto SYSMIN II. 26 pp.
- ESCODER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007).** Tectónica y geoquímica de la formación Amina: registro del arco isla Caribeño primitivo en la Cordillera Central, Republica Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118 (2), 221-242.
- ESCODER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., LOPERA E., WEIS D., ULLRICH T. y PEREZ-ESTAUN A. (2007).** La secuencia magmática del Jurásico Superior-Cretácico Superior de la Cordillera Central, Republica Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118(2) 243-268.
- ESCODER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., GARCIA-SENZ J., MONTHEL J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., WEIS D. y PEREZ-ESTAUN A. (2007).** Implicaciones tectonomagmáticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas ácidas relacionadas de la formación Los Ranchos, Cordillera Oriental, Republica Dominicana. *Boletín Geológico y Minero* 118(2), 195-174.
- ESCODER VIRUETE J., DIAZ de NEIRA A., HERNAIZ HUERTA P.P., MONTHEL J., GARCIA-SENZ J., JOUBERT M., LOPERA E., ULLRICH T., FRIEDMAN R., MORTENSEN J., PEREZ-ESTAUN A. (2006).** Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic Rocks, Dominican Republic. *Lithos* 90, 161-186.
- ESCODER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., BERNARDEZ, E., HERNAIZ HUERTA, P.P., LEWIS, J., LOPERA, E. Y PÉREZ-ESTAÚN, A., (2004).** La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. *Geo-Temas* 6(1), 41-44.
- ESCODER VIRUETE, J., CONTRERAS, F., STEIN, G., URIEN, P., JOUBERT, M., ULLRICH, T.D. MORTENSEN, J. Y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2006).** Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. *Journal of Structural Geology* 28, 1496-1519.

- ESCUDER VIRUETE, J., JOUBERT, M., URIEN, P., FRIEDMAN, R., WEIS, D., ULLRICH, T., PÉREZ-ESTAÚN, A. (2008).** Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos* 104, 378-404.
- ESCUDER VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2008).** Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 98(2), 407-425.
- ESCUDER-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., WEIS, D. (2009).** Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 98, 407-425.
- ESCUDER VIRUETE, J., PEREZ-ESTAUN, A. (2006).** Subduction related P-T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samana Peninsula basement complex, northern Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 95, 995-1017.
- FRIEDMAN, R. (2010).** Informe sobre dataciones geocronológicas mediante el método U-Pb en zircons. Proyecto Sysmin, República Dominicana. University of British Columbia. Inédito
- GABITES, J. (2010).** Informe sobre dataciones geocronológicas mediante el método Ar-Ar. Proyecto Sysmin, República Dominicana. University of British Columbia. Inédito
- GARCÍA SENZ, J., MONTHEL, J., DÍAZ DE NEIRA, J.A., HERNÁIZ HUERTA, P.P., CALVO, J.P., ESCUDER VIRUETE, J., PÉREZ ESTAÚN, A. (2007).** Estratigrafía del Cretácico Superior de la Cordillera Oriental (República Dominicana), *en* A. Perez Estaún, P.P. Hernaiz Huerta, E. Lopera, M. Joubert (Eds.), "Geología de la República Dominicana". *Boletín Geológico y Minero*, V. 118, Nº 2, 269-291
- GIRARD, D., BECK, C., STEPHAN, J.F., BLANCHET, R., AND MAURY, R., (1982):** Pétrologie géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétaées péri-caraibes: *Bulletin of the Geological Society of France*, v.24, 535-544
- GONÇALVES PH, GUILLOT S, LARDEAUX JM, NICOLLET C, MERCIER DE LEPINAY B. (2000).** Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samana´ Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13, 119-132.
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2004a).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5971-IV (Galván) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2004b).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 5871-I (La Descubierta) y Memoria correspondiente. Proyecto "L" (Zona SO) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- HERNAIZ HUERTA, P.P. (2006).** La estructura del sector meridional de la República Dominicana. Una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico. Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid, 287 p.
- HERNAIZ HUERTA, P.P., PEREZ-ESTAUN, A., (2002).** Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. 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. , 37 183-205
- HERNAIZ HUERTA, P.P., DÍAZ DE NEIRA, J.A, GARCÍA SENZ, J., LOPERA, E., ESCUDER VIRUETE, J. AND PÉREZ ESTAÚN, A. (2008).** *International Meeting of Young Researchers in Structural Geology and Tectonics -YORSGET- Oviedo, Spain: Contrasting structural styles in SW Dominican Republic as an evidence of strain partitioning in an island arc (Hispaniola)-Continent (North America) oblique collisional setting. Abstract*
- HEUBECK, C. (1988).** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 p.
- HEUBECK, C., MANN, P., DOLAN, J., MONECHI, S., (1991).** Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary Geology*, 70, 1-32.
- ITURRALDE VINENT M.A. (2001).** Geology of the amber-bearing deposits of the Greater Antilles. *Caribbean Journal of Science*, Vol. 37, n° 3-4, p. 141-167.
- JOUBERT, M., URIEN, P., ARDEVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., LEROUGE, C., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004).** Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero (5973-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 192 pp.
- JOYCE, J. (1985).** High pressure-low temperature metamorphism and the tectonic evolution of the Samana Peninsula, Dominican Republic, in Duque-Caro, H., ed, *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference*, Cartagena, Colombia, Ingeominas, p 454-458
- JOYCE, J. (1991).** Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; a record of subduction and collision in the Greater Antilles. 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, 47-76.
- JOYCE J., Y ARONSON J. (1987)** K-Ar ages for blueschist metamorphism on the Samaná Peninsula, Dominican Republic. Transac 10th Caribbean Geolog Conference, Cartagena, Colombia, pp 454-458
- KARIG, D.E. (1980).** Material Transport within Accretionary Prisms and the "Knocker" Problem. The Journal of Geology, Vol. 88, No. 1, pp. 27-39
- KERR, A.C., TARNEY, J., KEMPTON, P.D., SPADEA, P., NIVIA, A., MARRINER, G.F., DUNCAN, R.A. (2002).** Pervasive mantle plume head heterogeneity: evidence from the late Cretaceous Caribbean-Colombian oceanic plateau. Journal of Geophysical Research 107, 1029-2001.
- KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., SMITH, C.N., HALL, C.M., AND ALLEN, C.M. (2005a).** Age of the Pueblo Viejo deposit and its significance to models for high-sulfidation deposits: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists.
- KESLER, S.E., CAMPBELL, I.H., ALLEN, CH.M. (2005B).** Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. Geological Society of America Bulletin 117, 987-995.
- KESLER, S.E., RUSSELL, N., POLANCO, J., MCCURDY, K., AND CUMMING, G.L. (1990a).** Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., *et al.*, Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 187-201.
- KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A., AND FONDEUR, L. (1990a).** Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann, P., *et al.*, Eds.). Geological Society of America Special Paper 262, 173-185.
- KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.-P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E. (2007).** The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. Lithos 103, 106-137.

- KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.P., DRAPER, G., IDLEMAN, B. (2005).** The Rio San Juan Complex (Northern Dominican Republic): geothermobarometry and age determinations. *Mitt.Österr.Miner.Ges.* 150
- LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVÉ, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIÉ, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., DE LEPINAY, B., MAMBERTI, M., DESMET, A., KELLER F., SENEBIER, F. (2000).** Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research* 105, 8403-8421.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., DE LEPINAY, B.M., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, R.C., HERNANDEZ, J., POLVE, M., YEGHICHEYAN, D., COTTEN, J. (1999).** Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology* 107, 193-207.
- LAPIERRE, H., DUPUIS, V., LEPINAY, B.M., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R.C., HERNÁNDEZ, 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.
- LEA, D. W., MARTIN, P. A., PAK, D. K., SPERO, H. J. (2002).** Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Review* 21, 283–293.
- LEBRÓN M.C., PERFIT M.R. (1994).** Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. *Tectonophysics* 229, 69-100.
- LEWIS, J.F. Y DRAPER, G., 1990.** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G., Case, J.E., (ed.). *The Geology of North America, Vol. H, The Caribbean region.* Geological Society of America, 77-140.
- LEWIS, J.F., JIMÉNEZ, J.G. (1991).** Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Jánico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola* (Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. Ed.). Geological Society America Special Paper 262, 115-142.
- LEWIS J.F., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991).** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate*

boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 143-163.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995). Geochemistry and petroctectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A-227.

LEWIS J.F., ASTACIO V.A., ESPAILLAT J., JIMENEZ J. (2000). The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimon Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuíto deposits. In: VMS deposits of Latin America (R. Sherlock, R. Barsch, A. Logan, Eds.). Geological Society of Canada Special Publication, 223-249.

LEWIS, J.F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ 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., DRAPER, G., PROENZA, J., ESPAILLAT, J., JIMÉNEZ, J. (2006). Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. Geologica Acta 4, 237-263.

MANN, P., (1999). Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En P. Mann (ed.). Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4 (Series Editor: K.J. Hsü), 3-31.

MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.C., DEMETS C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S. (2002). Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. Tectonics 21, 6, 1- 26

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 p.

MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., (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., LEBRON, M., RODRIGUEZ, J. and HEUBECK, C., (1991c).** Geologic maps of the southern 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. Geological Society of America Special Paper 262. Plates 4a, 4b, and 4c, scale: 1:150,000.
- MANN, P., McLAUGHIN, P.P., COOPER, C.,(1991d).** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. 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, 367-390.
- MANN, P., TAYLOR, F.W., BURKE, K., and KULSTAD, R., (1984).** Subaerially exposed Holocene coral reef, Enriquillo Valley, Dominican Republic. Geol. Soc. Am. Bull., 95: 1084-1092.
- MANN, P., TAYLOR, F.W., EDWARDS, R.L., KU, TL., (1995).** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the north-eastern Caribbean plate margin. Tectonophysics, 246, 1-69.
- MANN P., PRENTICE C.S., BURR G., PENA L.R., TAYLOR F.W. (1998).** Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. In: Active strike-slip and collisional tectonics of the Northern Caribbean plate boundary zone (Dolan J.F. and Mann P. Eds.) Geological Society of America Special Paper 326, 63-124.
- MANN, P.; PRENTICE, C.; KING, W.; DEMETS, C.; WIGGINS-GRANDISON, M.; BENFORD, B. (2008).** Late Quaternary Activity and Seismogenic Potential of the Gonave Microplate: Plantain Garden Strike-Slip Fault Zone of Eastern Jamaica. American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #T11B-1869
- MANN, P., CALAIS, E., & HUÉRFANO, V. (2004).** Earthquake shakes “big bend” region of North America–Caribbean boundary zone: Eos. Transactions, American Geophysical Union 85, 8.
- MARCANO F. E. J., TAVARES I. (1982).** Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, Publicaiones Especiales, III, 30 pp.
- MARTIN, H., (1999).** Adakitc magmas: Modern analogues of Archean granitoids: Lithos, v. 46, p. 411–429.

- MAURRASSE, G., HUSLER, G., GEORGES, R., SCHIMITT, P., DAMOND. (1979):** Upraised Caribbean Sea floor below acoustic reflector B" and the Southern Peninsula of Haiti, *Geolo, Minjbuow.*, 8, 71-83.
- MOLNAR, P., & SYKES, L. R., (1969).** Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity: *Geological Society of América Bulletin*, v. 80, p. 1639-1684.
- MONTGOMERY H., PESSAGNO E.A., PINDELL J.L. (1994).** A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea. Pacific origin of the Caribbean Plate. *GSA Today*, 1(1), p. 1-6.
- MUFF, R. Y HERNÁNDEZ, m. (1986).** The hydrothermal alteration and pyrite-galena-sphalerite mineralization of a porphyrite intrusion at Palma Picada in the Cordillera Septentrional, Dominican Republic. *Natural Resources and Development (Tübingen, West Germany)*, Vol 26, pp. 87-94
- MUNTENER, O., KELEMEN, P.B., AND GROVE, T.L., (2001).** The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: An experimental study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 141, p. 643–658.
- NAGLE, F. (1966).** Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Tesis Doctoral (inéedita). Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 171 pp.
- NAGLE, F. (1974).** Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. *Geological Society American Bulletin* 85, 1461-1466
- NAGLE F. (1979).** Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Hispaniola: tectonic focal point of the Northern Caribbean. In: *Three geologic studies in the Dominican Republic (B. Lidz, F. Nagle, Eds.)* 1-28., Miami Geological Society.
- PALMER, H. C. (1979).** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. in: Lidz, B., Nagle, F. (eds.), *Hispaniola: Tectonic focal point of the northern caribbean-three geologic studies in the Dominican Republic.* Miami Geol. Soc. 29-68.
- PARDO G. (1975).** Geology of Cuba. In: *The Ocean Basins and Margins*, (Nairn y Stelhi, Eds.) A.E.M. Vol. 3.
- PEARCE, J.A. (1983).** The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Hawkesworth, C.J., Norry M.J., Eds.)*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- PEARCE, J.A., BAKER, P.E., HARVEY, P.K., LUI, W., (1995).** Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. *Journal of Petrology* 36, 1073–1109.

- PINDELL, J. (1985).** Plate tectonic evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean region. PhD thesis. Durhan University, England, p 287
- PINDELL, J.L. (1994).** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In: Caribbean Geology: an introduction. University of the West Indies (Donovan, S.K., Jackson, T.A. Eds.). Publishers Association, University of the West Indies Press, Kingston, Jamaica, 13-39.
- PINDELL J.L., BARRET S.F. (1990).** Geologic of the Caribbean region; A plate- tectonic perspective. En: The Geology of North America: The Caribbean region (Dengo, G. y Case, J.E. Eds.), Geological Society of America, Vol. H., Boulder, Colorado, 405-432.
- PINDELL J.L., DRAPER G. (1991).** Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G., Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 97-114.
- PINDELL, J., L. KENNAN, K. P. STANEK, W.V. MARESCH, AND G. DRAPER, (2006).** Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta* 4, 303-341.
- PRENTICE, C.S., MANN, P., TAYLOR, F.W., BURR, G. & VALASTRO, S. (1993).** Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic. *Geology* 21, 49–52.
- REDMOND, B. (1982).** Sedimentary processes and products; an amber bearing turbidite complex in the northern Dominican Republic. PhD Thesis. Troy, New York, Rensselaer Polytechnic Institute, 455 p
- RUTTER, E.H., HADDOCK, R.H., HALL, S.H., WHITE, S.H. (1986).** Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Palaeophysics*, 124
- SAUMUR B.M., HATTORI K.H., GUILLOT S. (2006).** Origin of hydrated peridotites associated with ultra high-pressure eclogites in Hispanolia, northern edge of Caribbean plate, Abstract, Joint Annual Mtg, Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Montreal.
- SAUMUR, B.M., HATTORI, K., GUILLOT, SPH. (2007A).** Protrusion of forearc mantle serpentinites along major strike-slip faults in an oceanic subduction complex. Abstract. Journées scientifiques. Serpentes. Grenoble, France.
- SAUMUR, B.M., HATTORI, K., GUILLOT, SPH. (2007B).** Protrusion of fore-arc mantle serpentinites together with HP and UHP rocks along major strike-slip fault zones,

Northern Subduction Complex, Hispaniola Subduction Zone Geodynamics Conference, Montpellier, France.

SCHUBERT, C., COWART, J.B. (1980). Terrazas marinas del Pleistoceno a lo largo de la costa suroriental de la Rep. Dominicana: cronología preliminar.

SEN, G., HICKEY-VARGAS, D.G., WAGGONER, F., MAURASSE, F. (1988). Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters* 87, 423-437.

SHERVAIS, J.W., (2001). Birth, Death, and Resurrection: The life cycle of supra-subduction zone ophiolites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, Paper 2000GC000080

STEIN, G., ARDÉVOL, LL., BOURDILLON, CH., BONNEMAISON, M., ESCUDER VIRUETE, J., LE GOFF, E., ESCUER, J., LOPERA, E., ANTÓN PACHECO, C., GARCÍA LOBÓN, J.L., MORTENSEN, J.K., ULLRICH, T., FRIEDMAN R. (2004). Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.

SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds.), Geological Society of London Special Publication 42, 313-345.

TAYLOR, R.N. Y NESBITT, R.W., (1995). Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan, En: Smelie, J.L. (ed.), *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. Geological Society London Special Publication, 81, 115-134

TEN BRINK U. MARSHAK, S.; GRANJA BRUÑA, J.L. (2009). Bivergent thrust wedges surrounding oceanic island arcs: Insight from observations and sandbox models of the northeastern Caribbean plate. *GSA Bulletin*; November/December 2009; v. 121; no. 11/12; p. 1522–1536

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

WINCHESTER J.A. Y FLOYD, P.A., (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

WINSLOW M.A., GUGLIELMO G. Jr., NADAI A.C., VEGA L.A., McCAN W.R. (1991). Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin,

northeastern Hispaniola. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper 262, 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 50, 11-30.

ZACK, T, RIVERS, T, BRUMM, S., KRONZ, A., (2004). Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic, European Journal of Mineralogy, v. 16. p. 909-916.