



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50 000**

**LUPERÓN
(6075-IV)**

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

La presente Hoja y Memoria forma 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 desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 9 ACP DO 006). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières, formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA, COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Jacques Monthel (BRGM)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS Y MICROPALAEONTOLOGÍA

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, Le Mans, France)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ENDÓGENAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escude Viruete (IGME)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS

- Dr. Fernando Pérez Valera (Consorcio IGME-BRGM-INYPSA)
- Dr. Manuel Abad de Los Santos (Consorcio IGME-BRGM-INYPSA)
- Prof. Juan Carlos Braga Alarcón (Universidad de Granada, España)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Pedro Pablo Hernaiz Huerta (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer Solé (INYPSA)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

DIGITALIZACIÓN, CREACIÓN DE LA ESTRUCTURA SIG Y EDICIÓN DE LOS MAPAS

- Ing. Fernando Pérez Cerdán (IGME)

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 Programa SYSMIN-II

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

- Prof. 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. Octavio López
- Ing. Santiago Muñoz
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Profesor Andrés Pérez Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a mejorar la calidad del mismo. También a Grenville Draper, Profesor de la Universidad Internacional de Florida, Miami, USA, por compartir con nosotros su conocimiento de la geología de esta parte de la República Dominicana.

Se pone en conocimiento del lector que, en la Dirección General de Minería, 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,
- Mapa de muestras,
- 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 de Puerto Plata (6075) y Memoria adjunta,
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Puerto Plata (6075) y Memoria adjunta,
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa 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 (Hojas de Villa Vázquez, Los Cacaos-Buen Hombre, El Mamey, Puerto Plata, Imbert, Luperón, San Francisco Arriba y Esperanza),
- 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 Hoja Luperón (6075-IV) está situada en el Centro y Oeste de la Cordillera Septentrional Dominicana, en el borde Atlántico. Es una región costera, llana, con un substrato esencialmente argilítico areniscoso.

El zócalo cretácico aflora en la esquina SE de la Hoja; está representado especialmente por un conjunto gabroico. Los basaltos y andesitas de la Fm Los Canos sin embargo ofrecen buenos afloramientos en el litoral este de la Bahía de Maimón.

Las formaciones terciarias, generalmente monoclinales, se desarrollan sobre un complejo por medio de una banda de bloques métricos a centenares de metros y matriz de serpentinita, cuyo origen sea mal comprendido. Algunos criterios indican un origen sedimentario, mientras que en otros casos, la hipótesis de masas de serpentinita extruídas bajo el efecto de la tectónica es también factible. Las brechas y argilitas turbidíticas de la Fm Imbert se ven localmente en el río Guzmán; la microfauna planctónica es rica en foraminíferos y radiolarios que caracterizan el inicio del Eoceno inferior. La atribución al Eoceno medio de las masas carbonatadas de origen algal de la Fm La Isla ha sido conservada. Las turbiditas argilo-limosas de la Fm Luperón, de edad Eoceno superior-Oligoceno, constituyen una larga banda de afloramientos en el centro de la Hoja. Hacia el Este, están recubiertos y en parte erosionados, por una unidad de areniscas deleznales e intercalaciones conglomeráticas, equivalentes a Los Conglomerados de La Jaiba del Mioceno. Hacia el Oeste, están directamente recubiertos por las margo-calizas de la Fm Villa Trina del Mioceno superior-Plioceno.

Junto al litoral, el Cuaternario está caracterizado por la formación arrecifal de La Isabela; ciertos afloramientos están a más de 300 m de altitud, confirmando así la importancia de la neotectónica. En las zonas de interior, el Cuaternario está representado por los aluviones fluviales y las formaciones de ladera.

El zócalo no es favorable para la presencia de recursos mineros. La región de Luperón se ha inclinado hacia el turismo por lo que debe intensificar los esfuerzos para proteger su medio ambiente y minimizar los efectos de los riesgos naturales.

ABSTRACT

The Luperon map area (Sheet 6075-IV) is located in the centre-west of the Northern Cordillera, bordering the Atlantic. It is a tabular coastal area with a primarily clayey-sandy substratum.

The Cretaceous basement, represented mainly by a gabbroic unit, crops out in the southeast corner of the area. Basalt and andesite of the Los Caños Formation, however, is well exposed along the east coast of the Maimon Bay.

The globally monoclinial Tertiary formations are separated from this complex by a layer of pluri- to hecto-metre size blocks with a serpentinite matrix whose origin is poorly understood. Certain criteria favour a sedimentary origin ("complex mélange"), whereas in other instances the assumption of extruded masses of serpentinite under the effect of tectonism is also compatible. Breccia and turbiditic argillite of the Imbert Formation are locally visible in the Guzman river; the enclosed planktonic microfauna is rich in foraminifera and radiolarians which characterize the very beginning of the Early Eocene. The Middle Eocene attribution of the Isla Formation carbonate masses of algal origin is retained. Clayey-silty turbidite of the Late Oligocene – Eocene Luperon Formation crops out widely in the centre of the map area. Eastward, it is covered, and partly eroded, by a unit of friable sandstone with conglomeratic intercalations, equivalent to the La Jaiba Conglomerate from the Miocene. Westward they are directly overlain by Late Miocene – Pliocene marl-limestone of the Villa Trina Formation.

Close to the coast, the Quaternary is characterized by the La Isabela reef formation; certain outcrops lie at more than 300 m altitude, thus confirming the importance of the neotectonism. Inland, the Quaternary is represented mainly by fluvial alluvium and slope formations.

The subsurface is not favourable for the presence of mineral resources. Economically turned towards tourism, the Luperon area must intensify the efforts to protect its environment and minimize the effects of the natural risks.

INDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Situación geográfica	3
1.2	Marco geológico regional	5
1.3	Antecedentes bibliográficos.....	7
1.4	Metodología	8
2	ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.....	13
2.1	El Complejo de Puerto Plata	16
2.1.1	<u>Generalidades</u>	<u>16</u>
2.1.2	<u>El Complejo de Puerto Plata en la Hoja de Luperón</u>	<u>16</u>
2.2	La Formacion Los Caños	21
2.2.1	<u>Generalidades</u>	<u>21</u>
2.2.2	<u>La Fm Los Caños en la Hoja de Luperón. Rocas volcánicas de composición básica a intermedia, con brechas piroclásticas y/o volcanoclásticas (4)</u>	<u>21</u>
2.3	Megabrecha de matriz y bloques mayoritariamente serpentiniticos (5). Eoceno inferior. P ₂ ¹ (¿?)	23
2.4	La Formacion Imbert	26
2.4.1	<u>Generalidades</u>	<u>26</u>
2.4.2	<u>La Fm Imbert en la Hoja de Luperón. Margas con “debris flow”, tobas, areniscas y calcarenitas (6). Eoceno inferior. P₂¹.....</u>	<u>26</u>
2.5	La Formacion San Marcos	28
2.5.1	<u>Generalidades</u>	<u>28</u>
2.5.2	<u>La Fm San Marcos en la Hoja de Luperón. Arcillas trituradas azules con bloques y fragmentos de origen diverso (7). Eoceno inferior. P₂¹.....</u>	<u>32</u>

2.6	Litofacies atribuibles al Eoceno medio	33
2.6.1	<u>Probable equivalente lateral de las Calizas La Isla. Calcarenitas y margas (8). Eoceno medio. P₂² (¿?)</u>	33
2.6.2	<u>Calizas de La Isla. Calizas blancas brechificadas, calizas biotriticas con microfragmentos de rocas básicas (9). Eoceno medio P₂² (¿?)</u>	34
2.7	La Formacion Luperón	36
2.7.1	<u>Generalidades</u>	36
2.7.2	<u>La Fm Luperón en la Hoja de Luperón. Alternancia rítmica de arcillas y areniscas finas (10). Eoceno superior – Oligoceno. P₂³-P₃</u>	37
2.8	Los Conglomerados de La Jaiba	41
2.8.1	<u>Generalidades</u>	41
2.8.2	<u>Equivalente de los Conglomerados de La Jaiba en la Hoja de Luperón. Areniscas deleznales y bandeadas con capas de conglomerados y arcillas (11). Mioceno inferior - superior. N₁</u>	42
2.9	La Formacion Villa Trina	47
2.9.1	<u>Generalidades</u>	47
2.9.2	<u>La Fm Villa Trina en la Hoja de Luperón. Margas con niveles de calizas (12). Mioceno superior – Plioceno inferior. N₁³-N₂¹</u>	47
2.10	La Formacion La Isabela	50
2.10.1	<u>Generalidades</u>	50
2.10.2	<u>La Fm La Isabela en la Hoja de Luperón</u>	51
2.11	Las Formaciones superficiales cuaternarias	57
2.11.1	<u>Coluvión, abanico aluvial y derrubio. Bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas (15). Pleistoceno - Holoceno. Q₁₋₃- Q₄</u>	57
2.11.2	<u>Aluvial – Coluvial. Lutitas con cantos y gravas (16). Pleistoceno -Holoceno. Q₁₋₃- Q₄</u>	57
2.11.3	<u>Terrazas. Gravas, arenas y lutitas (17). Holoceno. Q₄</u>	58
2.11.4	<u>Área pantanosa. Lutitas y limos (18). Holoceno. Q₄</u>	58

2.11.5	<u>Manglar. Lutitas con vegetación abundante (19). Holoceno. Q₄.....</u>	58
2.11.6	<u>Deslizamiento. Bloques y arcillas (20). Holoceno. Q₄.....</u>	58
2.11.7	<u>Fondo de valle y Llanura de inundación . Arenas con gravas y arcillas (21). Holoceno. Q₄.....</u>	59
2.11.8	<u>Playa. Arenas (22). Holoceno. Q₄.....</u>	59
2.11.9	<u>Antrópico. Basurero (23). Actual.</u>	59
3	GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS	60
3.1	Introducción y técnicas analíticas geoquímicas	60
3.2	El Complejo de basamento de Puerto Plata	62
3.3	Formación Los Caños	64
3.3.1	<u>Rocas volcánicas máficas.....</u>	64
3.3.2	<u>Leucogranitos con hornblenda y biotita.....</u>	66
3.3.3	<u>Interpretación y correlaciones.....</u>	66
3.4	Gabronoritas bandeadas del Cerro de Gran Diablo	67
3.4.1	<u>Cumulados máficos</u>	67
3.4.2	<u>Interpretación y correlaciones.....</u>	69
3.5	Geocronología	72
4	TECTÓNICA.....	79
4.1	Marco geodinámico	79
4.2	Estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional	82
4.3	Características de las principales estructuras y unidades tectónicas de la Hoja “Luperón”	86
5	GEOMORFOLOGÍA.....	90
5.1	Descripción general	90

5.2	Formas geomorfológicas	90
5.2.1	<u>Estructurales</u>	90
5.2.2	<u>Formas fluviales y escorrentía superficial</u>	91
5.2.3	<u>Formas gravitacionales</u>	91
5.2.4	<u>Litorales</u>	92
5.2.5	<u>Formas poligénicas o de difícil adscripción</u>	92
6	HISTORIA GEOLÓGICA	93
6.1	Paleoceno-Eoceno medio	95
6.2	Las cuencas turbidíticas en el Eoceno superior - Mioceno inferior	97
6.3	La etapa del Mioceno medio	98
6.4	Ciclo Mioceno superior - Plioceno superior	99
6.5	La configuración actual de la Cordillera Septentrional	99
7	GEOLOGÍA ECONÓMICA	101
7.1	Hidrogeología	101
7.1.1	<u>Datos climáticos</u>	101
7.1.2	<u>Red hidrográfica</u>	102
7.1.3	<u>Principales puntos de abastecimiento</u>	102
7.1.4	<u>Naturaleza e interés de los principales acuíferos</u>	105
7.2	Riesgos naturales y medioambientales	107
7.2.1	<u>Terremotos y tsunamis</u>	107
7.2.2	<u>Deslizamientos del terreno</u>	108
7.2.3	<u>Hundimientos</u>	108
7.2.4	<u>Inundación</u>	109
7.2.5	<u>El problema del amianto natural</u>	109

	<u>7.2.6 Almacenamiento y gestión de residuos urbanos.....</u>	<u>109</u>
7.3	Recursos minerales.....	110
	<u>7.3.1 Yacimientos e indicios minerales.....</u>	<u>110</u>
	<u>7.3.2 Canteras de materiales.....</u>	<u>110</u>
8	LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	113
8.1	L.I.G. n°1: Megabrecha de matriz y bloques serpent iníticos, calizas de la Fm La Isla 113	
	<u>8.1.1 Croquis de situación.....</u>	<u>113</u>
	<u>8.1.2 Contenido - Motivación.....</u>	<u>114</u>
	<u>8.1.3 Acceso.....</u>	<u>114</u>
8.2	L.I.G. n°2: Columna de las areniscas deleznable y bandeada, equivalente de los conglomerados de la Jaiba.....	115
	<u>8.2.1 Croquis de situación.....</u>	<u>115</u>
	<u>8.2.2 Contenido- Motivación.....</u>	<u>115</u>
	<u>8.2.3 Acceso.....</u>	<u>116</u>
8.3	L.I.G. n°3: Fm La Isabela. Depositos de lagoon/Bahía protegida.....	117
	<u>8.3.1 Croquis de situación.....</u>	<u>117</u>
	<u>8.3.2 Contenido- Motivación.....</u>	<u>117</u>
	<u>8.3.3 Acceso.....</u>	<u>118</u>
8.4	L.I.G. n°4: Fm La Isabela. Depositos de amazonar recifal.....	119
	<u>8.4.1 Croquis de situación.....</u>	<u>119</u>
	<u>8.4.2 Contenido- Motivación.....</u>	<u>119</u>
	<u>8.4.3 Acceso.....</u>	<u>120</u>
9	BIBLIOGRAFÍA.....	122

FIGURAS

Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Luperón.....	4
Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Luperón (mod. de Lewis J.F.y Draper G., 1990, in Pérez-Estaún A. <i>et al</i> – 2007).	4
Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Luperón, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.....	10
Figura 4: Mapa geológico de la parte occidental de la Cordillera Septentrional.....	11
Figura 5: Leyenda del mapa geológico de la parte occidental de la Cordillera Septentrional.	12
Figura 6: Cuadro litoestratigrafico de la Cordillera Septentrional, en el sector Imbert-Puerto Plata.	13
Figura 7: Mapa de la distribución de Torio y zona de afloramiento de la Fm San Marcos. ...	29
Figura 8: Resumen de las características litológicas de la Fm San Marcos, y las brechas serpentiniticas. Relaciones entre ellas (Hernaiz Huerta P.P., 2011).....	31
Figura 9: Relaciones estratigráficas entre los principales elementos constituyentes del bloque de Puerto Plata. Principales opciones para la interpretación del deposito o emplazamiento de la Fm San Marcos y las brechas serpentiniticas asociadas (Hernaiz Huerta P.P., 2011).	32
Figura 10: Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas de la Fm Los Caños.	67
Figura 11: Características geoquímicas de las Gabronoritas del Cerro de Gran Diablo, 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, acumulados 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 ~3% H ₂ O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB.....	70
Figura 12 (a, b y c): Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las Gabronoritas del Cerro de Gran Diablo y su comparación con las rocas volcánicas de la Fm Tireo.	71
Figura 13: Diagrama de la datación de la muestra 04 JE 9119B, realizada por el método U/Pb.	73
Figura 14: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 III HH9133.	74
Figura 15: Diagramas con la edad de las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 IV JM9271.....	75
Figura 16: Diagramas con la edad de las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 IV JM9272B.	76
Figura 17: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 III HH9124.	77
Figura 18: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 II JM9112.....	78
Figura 19: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).....	79
Figura 20: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. <i>et al.</i> , 2002).....	80

Figura 21: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998).	80
Figura 22: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caiman (Dolan J.F. <i>et al.</i> , 1998).	81
Figura 23: Correlación de los dominios y estructuras principales del Norte de La Española con el mapa aeromagnético de gradiente vertical (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).	82
Figura 24: Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional.	83
Figura 25: Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional.....	84
Figura 26: Imágen del magnetismo, y localización de las principales fracturas a escala del mapa de Luperón.....	87
Figura 27: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de estratificación de la Fm Imbert (cruces rojas, 7 medidas) y de las otras formaciones que son estratigráficamente sub-horizontales (color gris, 94 medidas).	88
Figura 28: Secciones geológicas de la Hoja de Luperón.....	89
Figura 29: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Luperón. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990. (de http://www.theweathernetwork.com).	101
Figura 30: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Luperón. Los números permiten su correlación con la Tabla 4.	103
Figura 31: Localización de los epicentros y magnitud de los principales terremotos registrados en la base de datos del USGS.	108
Figura 32: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja de Luperón. Los números permiten su correlación con la Tabla 7.	111
Figura 33: Croquis de situación del LIG 1, megabrecha de matriz y bloques serpentiniticos, calizas de la Fm La Isla.	113
Figura 34: Croquis de situación del LIG 2, Punta Barranca del Agua.....	115
Figura 35: Croquis de situación del LIG 3, Bahía de Maimon.....	117
Figura 36: Croquis de situación del LIG 4, Playa Cambiaso.....	119

TABLAS

Tabla 1: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Luperón de la Hoja Luperón.	39
Tabla 2: Foraminíferos bentónicos identificados en las muestras de la Fm Luperón de la Hoja Luperón.	40
Tabla 5: Localización, características y dataciones de las muestras del Complejo de basamento de Puerto Plata.	72
Tabla 4: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Luperón. Los números permiten su correlación con la Figura 27.	103
Tabla 5: Características de los terremotos registrados por el USGS en la zona de la Hoja de Luperón.	107
Tabla 6: Características de los indicios vistos en la Hoja de Luperón.	110
Tabla 7: Características de las canteras de la Hoja de Luperón. Los números permiten su correlación con la Figura 29.	111
Tabla 8: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.).	121

FOTOS

Foto 1: Desde el punto 04JM9191. Relieve suavemente ondulado sobre un gabro del Complejo de Puerto Plata. En segundo plano la zona costera en la desembocadura del río La Isla.....	14
Foto 2: Desde el punto 04JM9262. Zona costera con acantilados de areniscas deleznales del Mioceno.	14
Foto 3: Desde el punto 04JM9062. Colinas formadas por alternancias carbonatadas del muro de la Fm Villa Trina, cubriendo las argilitas de la Fm Luperón. En segundo plano, el techo tabular de la Loma La Culebra cubierta por las calizas de la Fm La Isabela....	15
Foto 4: Desde el punto 04JM9038. La Bahía de Luperón, y, al horizonte, la Loma Isabel de Torres.	15
Foto 5: Afl. 04JM9269. Peridotita completamente brechificada, cataclástica y serpentizada.	18
Foto 6: Afl. 04JM9254. Gabro de grano grueso, fuertemente fracturado.....	19
Foto 7: Afl. 04JM9277. Contacto tectónico entre los basaltos (a la derecha) y leucogabros pegmatíticos en parte argilitizados (a la izquierda).	20
Foto 8: Afl. 04JM9272. Brecha piroclástica con fragmentos y matriz andesítica.	22
Foto 9: Afl. 04JM9275. Basalto intensamente microfracturado.	23
Foto 10: Afl. 04JM9154. Brecha con fragmentos mal clasificados de rocas ultrabásicas, en una matriz deleznable, parcialmente serpentizada.....	24
Foto 11: Afl. 04JM9168. Contacto (tectónico o sedimentario ¿?) entre una arena deleznable, serpentinitica, con fragmentos de peridotitas y rocas volcánicas; cubiertas por una brecha competente y masiva de peridotitas serpentizadas.	25
Foto 12: Afl. 04JM9167. En los niveles más duros, ciertos fragmentos de peridotita están rodeados por aureola de alteración con textura fibrosa-radial.....	25
Foto 13: Afl. 04JM9239. Banco de brecha arcillosa con fragmentos poco redondeados de tufita clara y rocas ultrabásicas, cubiertos por un banco calcáreo arenisco-feldespático tufítico.	27
Foto 14: Afl. 04JM9237. Capa de caliza con guijarros y bioclástica, muy rica en conchas de foraminíferos bentónicos del Eoceno.	33
Foto 15: Afl. 04JM9173. Caliza algal brechificada por el efecto de la karstificación.	35
Foto 16: Afl. 04JM9230. Alternancias rítmicas y repetitivas de argilitas limosas separadas por bandas de arenisca fina poco consolidada.	38
Foto 17: Afl. 04JM9104. Afloramiento característico de areniscas deleznales con láminas paralelas centimétricas.	43
Foto 18: Afl. 04JM9107. Otro afloramiento característico, destaca la presencia de una capa abudada, sin duda por efectos de la compactación de una sedimento rico en agua. .	43
Foto 19: Afl. 04JM9091. Arenisca deleznable y banco métrico de conglomerado poligénico.	44
Foto 20: Afl. 04JM9091. Muñeca arriñonada de calcedonia, probable pseudomorfo de yeso nodular.	45
Foto 21: Afl. 04JM9091. Cantos de caliza de un nivel conglomerático de La Jaiba. Macroforaminíferos bentónicos de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior con <i>Lepidocyclina mantelli</i> (MORTON) y <i>Lepidocyclina (Eulepidina) undosa</i> CUSHMAN....	46
Foto 22: Afl. 04JM9055. Alternancias rítmicas y repetitivas de margas con foraminíferos planctónicos y de finas calcarenitas deleznales.	48

Foto 23: Afl. 04JM9061. Desprendimientos de alternancias carbonatadas de muro de la Fm Villa Trina. Destaca la diferencia entre la granulometría y la naturaleza del cemento, evidente por la alteración diferencial.....	49
Foto 24: Afl. 04JM9054. Conglomerado y calizas biotécnicas gruesas de muro de la Fm La Isabela.....	52
Foto 25: Afl. 049053. Detalle de una facies conglomerática, con fragmentos gruesos de corales.....	52
Foto 26: Afl. 04JM9181. Facies de lagoon o de playa: arenisca fina carbonatada en capas centimétricas.	54
Foto 27: Afl. 04JM9181. Marcas de raíces en las arenitas finas, con matriz carbonatada....	54
Foto 28: Afl. 04JM9181. Conchas perfectamente conservadas de erizos de la familia <i>Mellitidae</i> (<i>Leodia sexiperforata</i>).	55
Foto 29: Afl. 04JM9215. Brecha arrecifal rica en fragmentos angulosos de corales.....	56
Foto 30: Afl. 04JM9262. Columna de la Punta Barranca del Agua.....	116

1 INTRODUCCIÓN

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 de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea. El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana. Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del Proyecto de "Cartografía Geotemática en República Dominicana".

El objetivo general del Proyecto consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1:50 000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1:100 000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Este Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 45 hojas geológicas a escala 1:50 000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100 000:

-
- **La Isabela:** Barrancón (5975-I), El Mamey (5975-II), Villa Vázquez (5975-III), El Cacao (5975-IV);
 - **Puerto Plata:** Puerto Plata (6075-II), Imbert (6075-III), Luperón (6075-IV);
 - **Santiago:** San Francisco Arriba (6074-I), Santiago (6074-II), San José de las Matas (6074-III), Esperanza (6074-IV);
 - **La Vega:** La Vega (6073-I), Jarabacoa (6073-II), Manabao (6073-III), Jánico (6073-IV);
 - **Sabaneta de Yásica:** Sabaneta de Yásica (6175-III);
 - **Salcedo:** Río San Juan (6174-I), Guayabito (6174-II), Salcedo (6174-III), Gaspar. Hernandez (6174-IV);
 - **San Francisco de Macorís:** Pimentel (6173-I), Cotuí (6173-II), Fantino (6173-III), San Francisco de Macorís (6173-IV);
 - **Nagua:** Nagua (6274-III), Cabrera (6274-IV);
 - **Sánchez:** Sánchez (6273-I), Palmar Nuevo(6273-II), Cevicos (6273-III), Villa Riva (6273-IV);
 - **Samaná:** Las Galeras (6373-I), Sabana de la Mar (6373-III), Santa Bárbara (6373-IV);
 - **Las Lisas:** La Vacama (6472-I), El Salado (6472-II);
 - **Enriquillo:** Enriquillo (5969-I), Isla Beata (5969-II), Oviedo (5969-III), Arroyo Dulce (5969-IV);
 - **Barahona:** La Ciénaga (5970-II), Polo (5970-III);
 - **Cabo Rojo:** Cabo Rojo (5869-I), Punta Cimanche (5869-II);

- **Pedernales:** Puerto Escondido (5870-I), Pedernales (5870-II).

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Luperón (6075-IV) está situada en el NO de la Cordillera Septentrional, en el borde de la Costa Atlántica, al Oeste de la ciudad de Puerto Plata. Es una región costera, llana a ligeramente ondulada, donde el punto más alto está a 315 m en la Loma La Culebra.

La costa marina, denominada Costa del Ámbar, está jalonada por una plataforma arrecifal muy denudada, donde las zonas arenosas se limitan a estrechas bandas lineales o bahías protegidas de las corrientes marinas: Bahía Luperón, Playa Cambiaso, Bahía de Maimón. La Bahía de Luperón es sin duda una de las más particulares e interesantes de la República Dominicana: está situada en una profunda ensenada de plataforma arrecifal, rodeada de manglares que la hacen un lugar excepcional.

El substrato arcillo-arenoso de las zonas internas da origen a una morfología característica: es esencialmente tabular pero los ríos y arroyos generan profundos cortes que se traducen por un dibujo muy “entreverado” de las curvas de nivel. Con excepción del río Bajabonico que aflora en la esquina SO de la Hoja, la red hidrográfica está globalmente orientada de Sur a Norte. Los ríos son de escasa importancia, y su curso se limita a pocos kilómetros hasta la desembocadura en el Atlántico. Los más importantes son los ríos Loran, Guzmán, Guzmancito y La Isla.

Desde un punto de vista administrativo, la región de Luperón depende de la Provincia de Puerto Plata. La ocupación humana esta dispersa a lo largo de los caminos y carreteras. Luperón cuenta con alrededor de 18 000 habitantes; es un pequeño puerto pesquero cuyo encanto tradicional, calma y autenticidad corren el riesgo de desaparecer rápidamente a causa del turismo de masa. La economía de la región aún está dominada por la ganadería y la agricultura, pero el turismo está incrementando sustancialmente. Actualmente varios proyectos de puertos deportivos y resorts están en estudio, para rivalizar con la región mucho más visitada del Este de Puerto Plata.

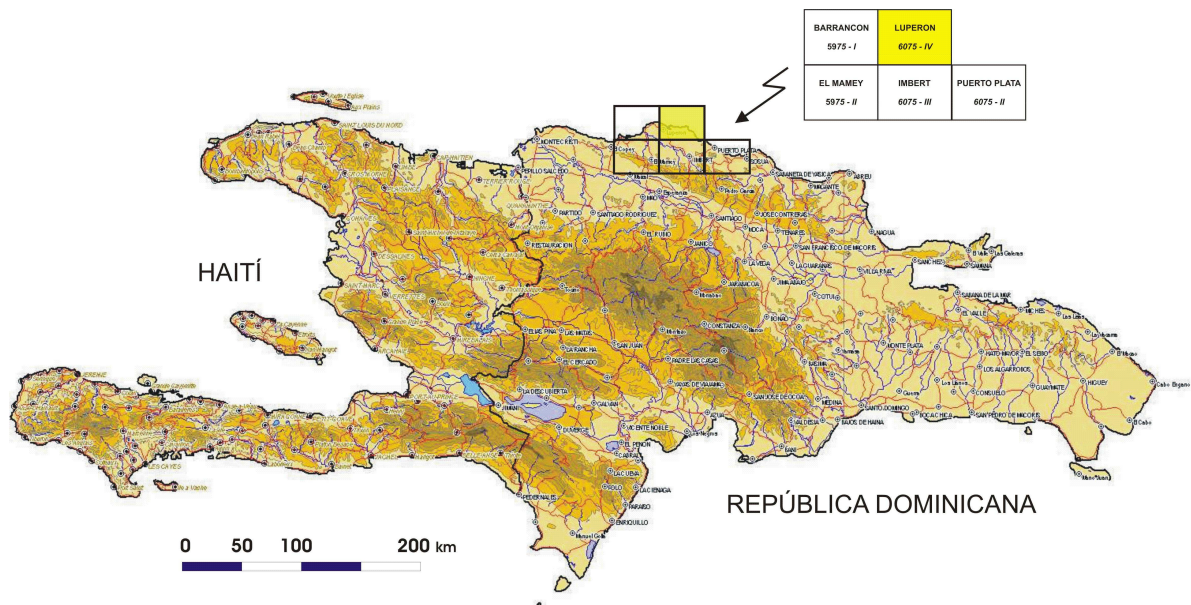


Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Luperón.

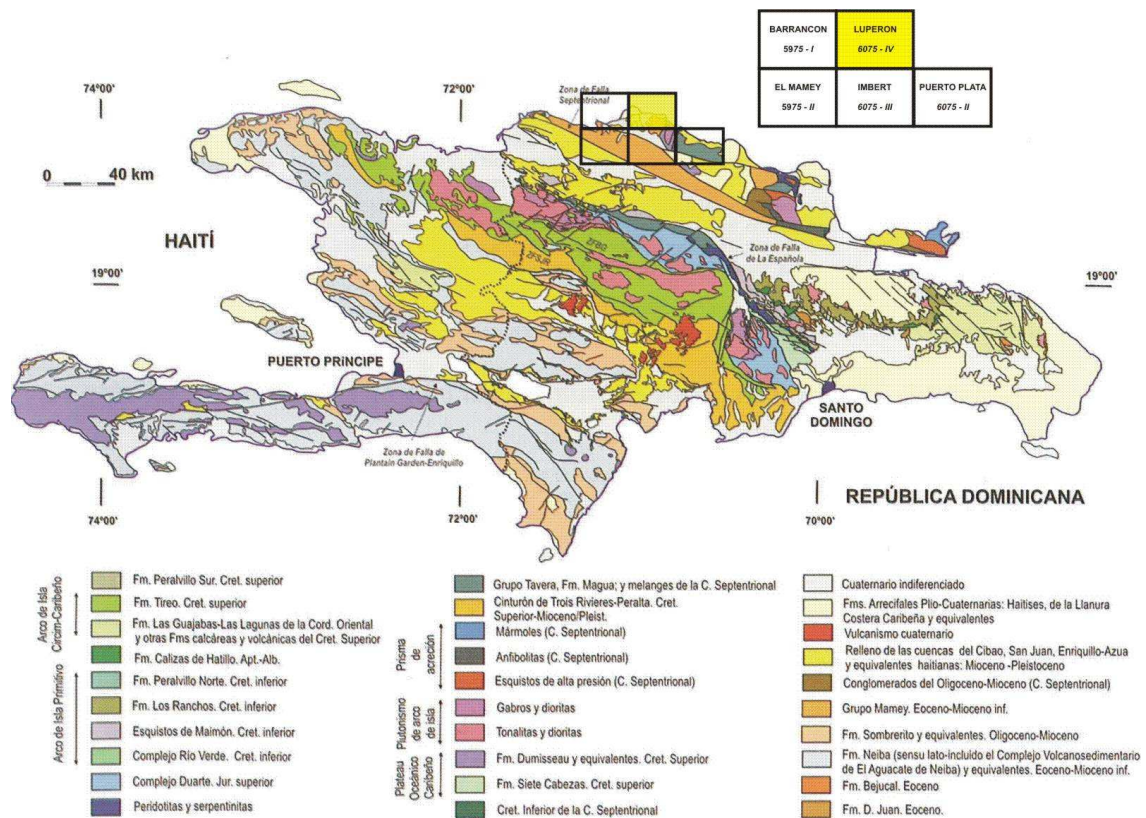


Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Luperón (mod. de Lewis J.F. y Draper G., 1990, in Pérez-Estaún A. et al – 2007).

El acceso al territorio de la Hoja se realiza a través de la carretera que une Imbert a Luperón, a partir de la prolongación de la autopista Duarte que proviene de Santo Domingo vía Santiago. El borde costero es accesible por un camino que, de La Sabana Abajo, une Playa Cambiaso, Guzmán, La Isla y Bahía de Maimón. El acceso a interior es más difícil debido a carreteras cuya viabilidad no está asegurada en las estaciones más lluviosas.

El clima tropical se caracteriza por un periodo seco, de junio a septiembre, y de una estación muy lluviosa de noviembre a enero. Sometida a los vientos alisios, la zona costera se beneficia de un clima cálido y soleado casi en cualquier época, muy favorable para las actividades turísticas. Fuera de las zonas costeras, este clima es el responsable de una vegetación particularmente frondosa y de una importante alteración arcillosa del sustrato rocoso.

1.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann P. *et al.*, 1991). o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke K. *et al.*, 1980). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico Superior?) - Cretácico Inferior (Mann P. *et al.*, 1991), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindell J. L. y Barret S.F., 1990; Pindell J.L., 1994).

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al Norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a subparalelo a su traza, y al Sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne D.B. *et al.*, 1985; Masson D.G. y Scanlon K.M., 1991). El margen norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, 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 desplazamientos en dirección de carácter senestro que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con

Norteamérica (Mann P. *et al.*, 1991). La colisión con la plataforma de Las Bahamas, con componente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno Medio en Cuba (Pardo G., 1975) y terminó en el Oligoceno Inferior en Puerto Rico (Dolan J.F. *et al.*, 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior. La tectónica transcurrente comenzó, en este margen norte de la placa, a partir del Eoceno con la apertura del Surco del Caimán (Mann P. *et al.*, 1991) y se mantiene hasta la actualidad, en un contexto fundamentalmente transpresivo para todo el conjunto de la isla.

La Cordillera Septentrional está formada por una cadena de montañas, alargada en sentido ESE-ONO, con una máxima elevación de 1249 m (Pico Diego de Ocampo) en su parte más o menos central. Se extiende desde las localidades de Nagua, en el sector más oriental, hasta Montecristi, en el extremo noroccidental, a lo largo de casi 200 km. El límite de la cordillera, por el sur es con la Cuenca del Cibao, a través de la Zona de Falla Septentrional, una zona de falla sísmicamente activa, con carácter inverso y sobre todo, lateral izquierdo, relacionado todo ello con el movimiento lateral entre las placas norteamericana y caribeña. El resultado de esta situación geodinámica es que a partir de la subducción oblicua de la plataforma carbonatada de Las Bahamas, situada en la placa norteamericana, se produce un contexto fuertemente transpresivo en toda la cadena que continúa siendo activo hasta hoy día (Rosencrantz *et al.*, 1988; Mann *et al.*, 1991, Grindlay *et al.*, 1997; Dolan *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2002; Tabrez Ali *et al.*, 2008).

La Cordillera Septentrional incluye tres conjuntos de rocas de naturaleza y origen muy diferente: 1) pequeños afloramientos de rocas volcánicas y vulcanoderivadas de edad cretácica a paleocena, que forman parte de la construcción del arco isla presente en la República Dominicana, 2) los complejos de rocas con metamorfismo de alta presión, rocas ultrabásicas y gneises de diversa naturaleza, que forman parte del complejo colisional formado en relación con la colisión del arco volcánico con el continente americano, y 3) las rocas cenozoicas que incluyen espesas secuencias de rocas sedimentarias que registran la historia geológica de la República Dominicana desde la colisión del arco volcánico con el continente americano, hasta nuestros días. Los tres conjuntos de rocas han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas dando lugar a grandes relieves y grandes fallas de desgarre.

1.3 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

El primer trabajo sobre la geología de la Isla de la Española es el de W. M. Gaab que en 1881 publica "On the topography and geology of Santo Domingo" (Am. Philos. Soc. Trans.). La Geología moderna de la isla comienza con el trabajo de Cooke, 1920: "Un Reconocimiento Geológico de la República Dominicana". El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas de los dominios Cordillera Central, es la tesis de Bowin (1960) de la Universidad de Princeton, "Geología de la Parte Central de la República Dominicana" (publicada en 1966 con el subtítulo de "La historia de parte de un arco de isla"). El libro Geografía Dominicana de De la Fuente, (1976) contiene muchos datos de interés, en especial para las cartografías geomorfológicas y de riesgos. En los años ochenta, la Dirección General de Minería realizó una unificación de la nomenclatura de formaciones geológicas mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional (1984). En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250 000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, con mayor detalle, por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (Toloczyki M. y Ramírez I., 1991). Junto con las anteriores, la cartografía de síntesis más notable de la isla es la que acompaña a la recopilación de artículos que integran el volumen especial (262) para la Sociedad Geológica de América de Mann et al. (1991) y que supone una puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española. En esta recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica la Cordillera Septentrional. Entre los trabajos más recientes con incidencia regional o local en la zona de estudio hay que citar el de Mann et al. (1995) que propone un modelo geodinámico de la región NE de la Placa del Caribe; el volumen especial 326 de la Sociedad Geológica Americana sobre el modelo tectónico y neotectónico del margen septentrional de la placa del Caribe (Dolan y Mann 1998); el de Mann et al. (2002) que incide en la misma cuestión a partir de la medida con GPS de desplazamientos de grandes fallas.

Los primeros trabajos geológicos en la región de Puerto Plata se deben a Nagle (1966, resumido en Nagle, 1979). Sobre la base de una cartografía 1:60 000 de un sector de 700 km² comprendido entre Luperón y Sosua, y limitado al Sur por los ríos Bajabonico y Camú. Nagle fue el primero en definir y describir las principales unidades y formaciones cretácicas y terciarias de la región. Se caracterizaron y definieron la Fm volcanosedimentaria de Los Caños, las rocas volcanoclásticas de la Fm Imbert, el olistostroma de San Marcos,

los sedimentos arenosos y carbonatados de la Fm Luperón, La Isla, Pico Isabel de Torres así como los cuerpos de gabro y serpentinitas del Complejo basal de Puerto Plata. El sector fue interpretado como una zona de subducción cretácico-eocena posteriormente emergida.

En 1982, los trabajos de Eberle W *et al* constituyeron un estudio más profundo de las rocas volcanosedimentarias, intrusiones y rocas metamórficas del zócalo cretácico (complejos de subducción-colisión-exhumación de Río San Juan y Puerto Plata, plutónicas y volcánicas de Palma Picada y Pedro García). Las interpretaciones y conclusiones son generalmente concordantes con el trabajo de Nagle.

En 1991, la publicación de Pindell J.L. y Draper G. viene a precisar, completar y a su vez a contradecir algunas conclusiones anteriores. El trabajo se basó en la cartografía 1:25 000 de "Puerto Plata Inlier", incluyendo parte de la Cordillera Septentrional comprendida entre la costa Atlántica, al Norte, y la Falla de Camú, al Sur. La corteza ofiolítica representada por el Complejo basal de Puerto Plata están cubiertos por dos unidades consideradas como sincrónicas de edad Paleoceno-Eoceno inferior: la Fm Imbert, rica en rocas volcanoclásticas, y los conglomerados con matriz con guijarros de serpentinitas y calizas pararecificales de la Fm La Isla. Tras un periodo de erosión, de Eoceno superior-Oligoceno se corresponde con el depósito de turbiditas siliciclásticas de la Fm Luperón. El Mioceno inferior-medio marca un nuevo periodo de intensa deformación, que es seguida en el Mioceno medio-superior por el retorno a una sedimentación margocalcárea de la Fm Villa Trina. Finalmente, Pindell y Draper interpretan que la Fm San Marcos es un gran diapiro de edad Plioceno que extruye y se sitúa por encima de la Fm Villa Trina.

1.4 METODOLOGÍA

Los trabajos de campo se efectuaron durante la primavera del año 2007. Se iniciaron con el estudio de las fotos aéreas de escala aproximada 1:30 000 además de imágenes satélite disponibles en Google Earth. Todos los puntos de afloramiento, y los accesos utilizados en vehículo 4x4, se georeferenciaron utilizando sistemáticamente un GPS Garmin 60 (Figura 3). Los trabajos de gabinete se efectuaron a medida que avanzaban los trabajos, utilizando el logiciel Arcview y el soporte topográfico regular, a escala 1:50 000.

Se ha utilizado la información académica en forma de tesis y de publicaciones en revistas especializadas; informes internos y trabajos de hidrogeología aplicada.

Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad los datos de geofísicos de la República Dominicana (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100 000.

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50 000 y Temáticas a escala 1:100 000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana e inspirada en el modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50 000, 2ª serie (MAGNA).

Las principales dificultades encontradas son aquellas relacionadas con la naturaleza arcillosa de las formaciones, la cual genera una abundante cobertura vegetal. Los afloramientos no son muy frecuentes y las observaciones sólo puntuales. La monotonía litológica de las formaciones contribuye, además a hacer ciertas atribuciones litológicas aleatorias.

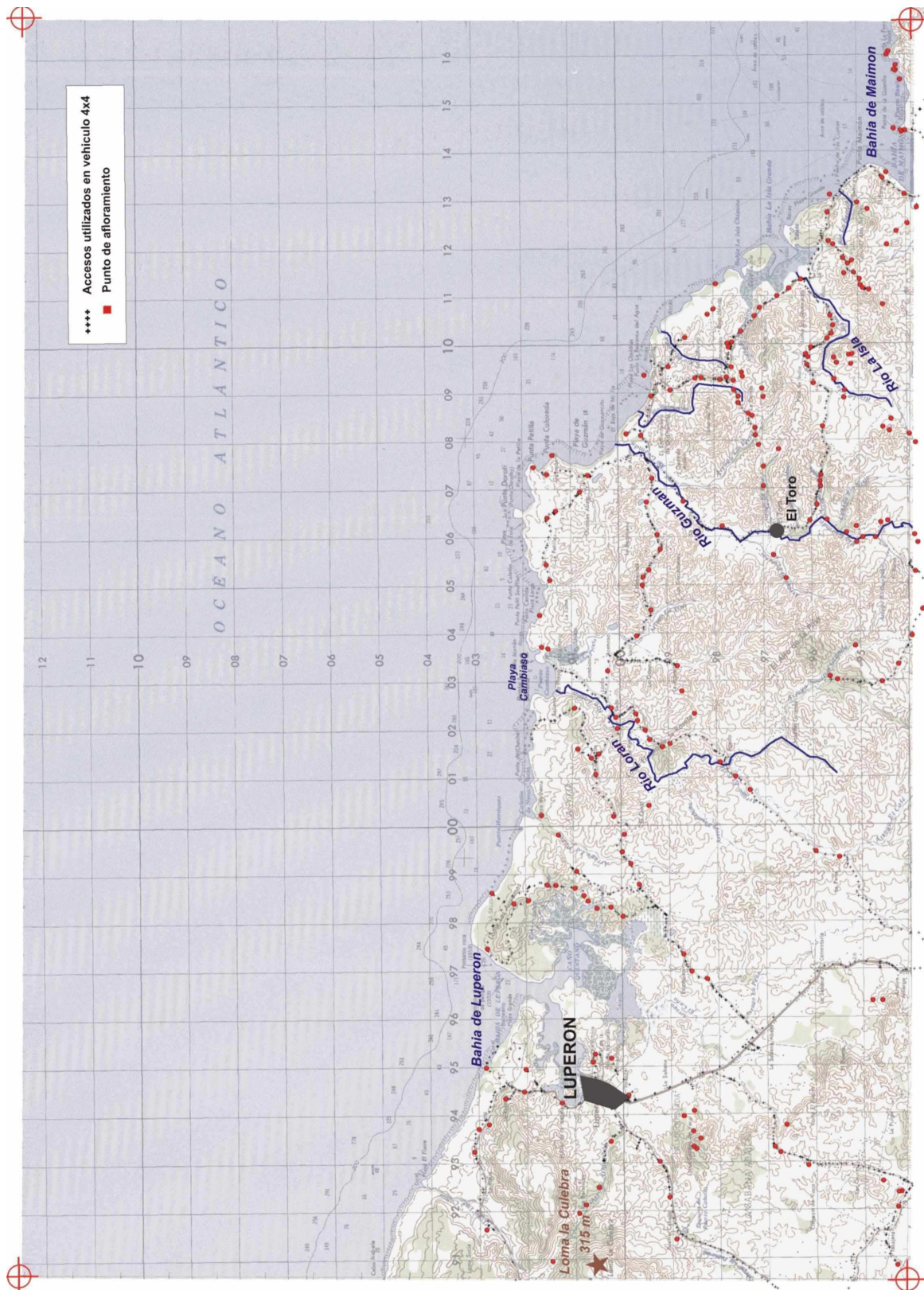


Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Luperón, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.

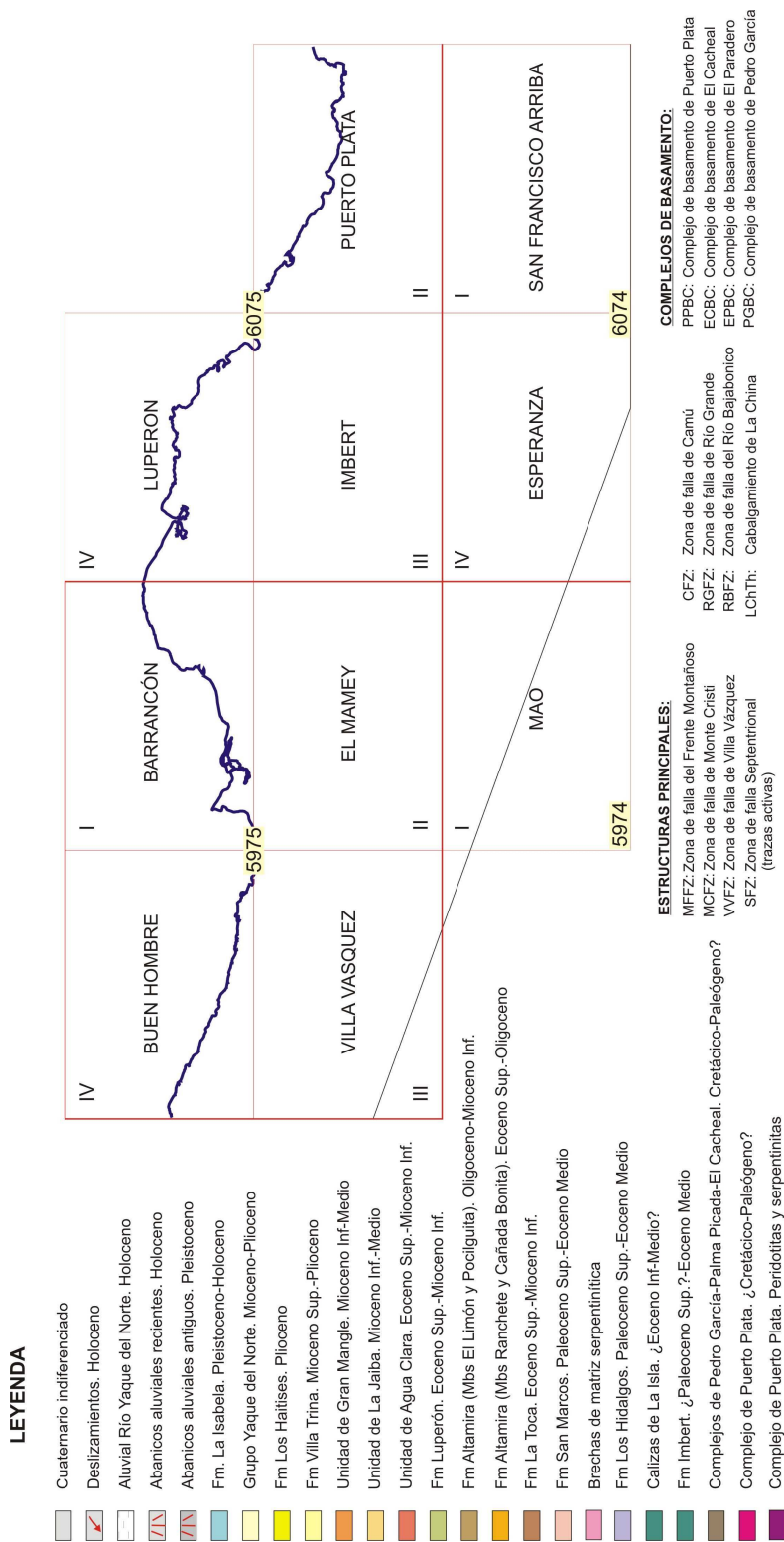


Figura 5: Leyenda del mapa geológico de la parte occidental de la Cordillera Septentrional.

2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

El territorio de la Hoja de Luperón está completamente cubierto por las formaciones sedimentarias neógenas y cuaternarias, dispuestas de manera sub-tabular, con la única excepción de la esquina SE de la Hoja donde afloran rocas volcánicas y plutónicas del Complejo Puerto Plata.

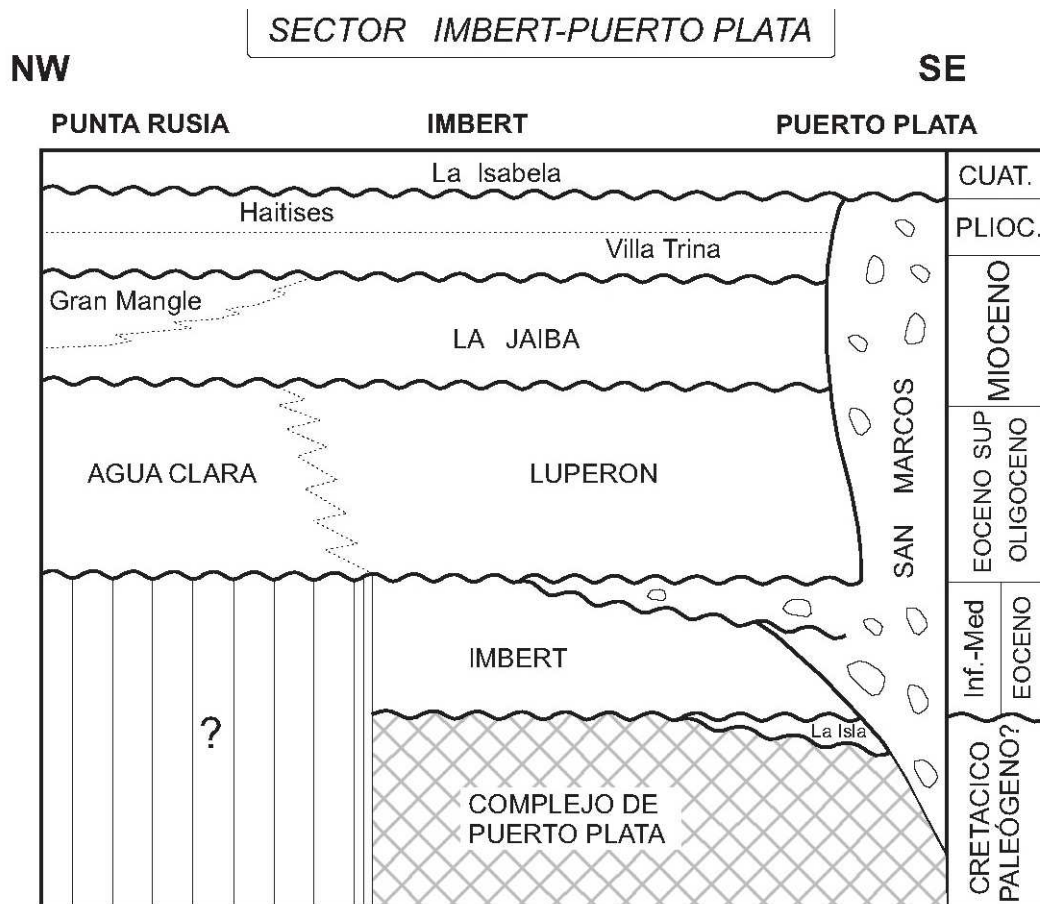


Figura 6: Cuadro litoestratigrafico de la Cordillera Septentrional, en el sector Imbert-Puerto Plata.



Foto 1: Desde el punto 04JM9191. Relieve suavemente ondulado sobre un gabro del Complejo de Puerto Plata. En segundo plano la zona costera en la desembocadura del río La Isla.



Foto 2: Desde el punto 04JM9262. Zona costera con acantilados de areniscas deleznales del Mioceno.



Foto 3: Desde el punto 04JM9062. Colinas formadas por alternancias carbonatadas del muro de la Fm Villa Trina, cubriendo las argilitas de la Fm Luperón. En segundo plano, el techo tabular de la Loma La Culebra cubierta por las calizas de la Fm La Isabela.



Foto 4: Desde el punto 04JM9038. La Bahía de Luperón, y, al horizonte, la Loma Isabel de Torres.

2.1 EL COMPLEJO DE PUERTO PLATA

2.1.1 Generalidades

El Complejo de basamento de Puerto Plata aflora en el sector de Imbert-Puerto Plata, el cual se sitúa entre la Zona de Falla de Camú al sur y la costa Atlántica al norte, en la mitad occidental del dominio estructural de la Cordillera Septentrional. El límite al Este con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández está situado bajo los materiales del Mioceno superior-Plioceno de Villa Trina y Haitises, posiblemente en la Hoja de San Francisco de Arriba. El sector de Imbert-Puerto Plata se caracteriza por un basamento compuesto por un conjunto de rocas ultramáficas, máficas, volcánicas y volcanoclásticas, con raros sedimentos pelágicos, que aparece discordante bajo las rocas del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la Formación Imbert. De forma también característica, las rocas del Complejo de Puerto Plata han desarrollado una deformación dúctil, aunque de una forma extremadamente heterogénea en cuanto a condiciones de formación y penetratividad. El Complejo de Puerto Plata constituye el basamento en las Hojas de Luperón, Puerto Plata y parte de la de Imbert y El Mamey.

El Complejo de Puerto Plata fue definido por Pindell y Draper (1991), a partir de las unidades de Los Caños y Serpentinitas de Nagle (1966). Según Draper y Pindell (1991), el Complejo consiste en peridotitas serpentinizadas y serpentinitas foliadas, intruidas por diques de microdioritas y diabasas, leucogabros y lavas almohadilladas. Estas litologías no están ordenadas estratigráficamente y aparecen formando bloques de entre 10 y 1000 m de tamaño limitados por fallas. Los restos de radiolarios presentes en lentejones de cherts asociados a los basaltos almohadillados aflorantes en la costa indican para Montgomery una edad Cretácico Inferior (en Draper y Pindell, 2008). La existencia de este basamento Cretácico Inferior queda también evidenciada por 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, próximos a la Punta La Paya.

2.1.2 El Complejo de Puerto Plata en la Hoja de Luperón

En la Hoja de Luperón, el Complejo de Puerto Plata se continúa por una imbricación tectónica de bloques de rocas ultrabásicas, plutónicas y volcánicas que afloran de manera puntual en diferentes lugares del ángulo SE de la Hoja, entorno de la Bahía de Maimón.

Definir una relación precisa entre las facies observadas es casi imposible. Las que son visibles, los contactos son tectónicos o deformados por planos de cizalla decimétricos a métricos, a menudo afectados por alteración hidrotermal. Se componen por una sucesión de lentejones tectónicos más o menos anastomosados, de tamaños desde cientos de metros a kilómetros, como generados por una megazona de cizalla.

2.1.2.1 Complejo de Puerto Plata. Peridotitas (1)

Un cuerpo de peridotitas está localizado en el extremo SE de la Hoja, en la prolongación de la Loma El Tejar, en gran parte situada en la Hoja de Puerto Plata. A diferencia de las peridotitas conocidas en otras regiones de la República Dominicana, no se desarrolla ningún suelo de alteración y la roca aflora de manera continua en todas las pendientes de La Loma.

A escala macroscópica, se compone de una roca de grano grueso con una pátina marrón-chocolate. En muestra fresca, están constituido por cristales mm-cm de piroxeno de color bronce muy brillante, y lleno de fisuras tapizadas por fibras de asbesto y de carbonatos férricos.

Al microscopio, la roca es una peridotita con olivino (>65-70%), ortopiroxeno (<30%), y espinela (2%), asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos de olivino, por lo que se puede clasificar como una **harzburgita con espinela**. El tamaño de grano es grueso (>2 mm, del orden de 5 mm de diámetro). La harzburgita presenta una textura granuda y porfiroclástica, compuesta por un agregado de olivino (mayoritariamente) y ortopiroxeno. Ambas fases deben ser porfiroclastos, como atestigua la presencia de texturas preservadas de deformación plástica intracrystalina como kink bands, bordes de subgranos, doblamiento o arqueamiento del ortopiroxeno (desarrollando lamelas de exolución de clinopiroxeno), etc. No obstante, la serpentización es muy intensa y ha borrado gran parte de las microtexturas. El Opx forma grandes cristales alotriomorfos, ameboides, variablemente transformados a bastita, en cuyos bordes se localiza la espinela. La cromoepinela forma granos idiomorfos de hasta 1 mm de diámetro, en el contacto Ol-Opx. En sectores está rodeada de coronas de piroxeno frente al olivino. Aparece transformada a opacos. Se superpone una ligera deformación por fracturación y una intensa serpentización, con formación de minerales retrógrados (serpentinita, talco, clorita, opacos, etc.) pseudomórficos o rellenando microfracturas.

2.1.2.2 Complejo de Puerto Plata. Serpentinitas y peridotitas serpentinizadas (2)

Bajo esta denominación se ha cartografiado una escama tectónica de serpentinita situada en la parte oriental de la Bahía de Maimón, en la base de la cornisa sobre la cual se ha construido el quisco de Punta de La Guardia (JM9269). Está compuesta por una serpentinita milonitizada, que engloba fragmentos cataclásticos, boudines y lentejones anastomosados de rocas ultrabásicas. Estos son de tamaño cm a dm, de color gris verdoso a verde oscuro, caracterizados por la presencia de minerales relictos muy alterados y difícilmente identificables (olivino, piroxenos, anfíboles ¿?).



Foto 5: Afl. 04JM9269. Peridotita completamente brechificada, cataclástica y serpentinizada.

2.1.2.3 Complejo de Puerto Plata. Gabros y/o leucogabros (3)

Los gabros constituyen un macizo bastante homogéneo al Este de la Hoja, entre el río La Isla y la Bahía de Maimón. También aflora en el borde marino, en el extremo este de la Hoja, en la zona de Punta Pava.

El cuerpo gabroico principal está constituido de una facies de grano bastante uniforme, no orientadas, pero intensamente fracturadas. La pátina es gris blancuzca aunque en fresco el color es gris oscuro. El gabro está atravesado por numerosas diaclasas de dirección N-S. También existen filones y enclaves de textura pegmatítica reconocibles por la existencia de placas de mica de varios cm. Debido a la meteorización, la facies está muy disgregada con aspecto de arena deleznable marrón, diferente de aquella desarrollada sobre las rocas ultrabásicas.



Foto 6: Afl. 04JM9254. Gabro de grano grueso, fuertemente fracturado.

El estudio microscópico de las muestras (JM9254) indica que se trata de una gabronorita de grano medio-grosso protomilonítica. Se trata de una roca ígnea gabróica de grano fundamentalmente grueso, cuya composición modal se establece en: plagioclasa, 45-55%; ortopiroxeno, <15-20%; clinopiroxeno, 20-30%; olivino, <1%, y espinela <2%. La proporción relativa entre plagioclasa, orto y clinopiroxeno, es relativamente constante en la lámina, por lo que se puede clasificar como una gabronorita (s.l.). La textura es granuda de tipo cumulado, aunque recrystalizada a alta-T (facies granulítica de baja-P), no observándose una textura de equilibrio entre las fases, dados los contactos ondulados intergranulares, engolfamientos y relaciones de inclusión. No se observan zonados en las fases. La

plagioclasa forma prismas tabulares elongados paralelamente definiendo la fábrica planar en la roca. Se trata de granos de subidio- a alotriomorfos, con contactos ondulados frente a los ferromagnesianos, estando fuertemente albitizada y sericitizada. El clinopiroxeno es una augita de subidio- a alotriomorfa, con exoluciones de Opx y raras inclusiones redondeadas de olivino y espinela. El ortopiroxeno presenta similares relaciones texturales que el Cpx. El olivino forma raras inclusiones xenomorfas. La espinela forma granos idiomorfos dispersos. La roca está afectada por una deformación dúctil protomilonítica, en la que las fases desarrollan una textura porfiroclástica y son reemplazadas en los bordes por tremolita+mica blanca+talco+epidota+clorita+opacos, indicativas de deformación en condiciones facies esquistos verdes. Hay rellenos de microfracturas de estos mismos minerales.

A los pies de los acantilados de Punta La Pava, el contacto entre los basaltos de la Fm Los Caños y los gabros esta borrado por diques de leucogabro de grano grueso, con cristales centimétricos de feldespato y ferromagnesianos. En este contacto, G.H. Ware (1962) (in Nagle F., 1979) describió las rodingitas para definir las facies de alteración hidrotermal con tremolita observadas en el contacto entre los gabros y los basaltos de la Fm Los Caños.



Foto 7: Afl. 04JM9277. Contacto tectónico entre los basaltos (a la derecha) y leucogabros pegmatíticos en parte argilitizados (a la izquierda).

2.2 LA FORMACION LOS CAÑOS

2.2.1 Generalidades

La Fm Los Caños constituye una unidad volcanosedimentaria descrita inicialmente por Nagle F. (1979) al Sur de la Bahía de Maimón (Hoja de Imbert, X=312,0 – Y=2191.2). Su definición es bastante aproximada ya que no existen afloramientos suficientemente continuos para precisar la sucesión y organización litológica, la cual está basada exclusivamente en observaciones puntuales. Nagle le atribuye diferentes facies de lavas y productos volcanoclásticos de composición andesítica y espilítica. La potencia es variable y se estima en varios kilómetros; se localizarían sobre las peridotitas serpentinizadas y recubiertos por los sedimentos volcanoclásticos de la Fm Imbert, aunque techo y muro se corresponden con accidentes tectónicos. Más recientemente Pindell J.L. y Draper G. (1991) no lo separan del Complejo Basal de Puerto Plata. Sin duda por comparación con las otras formaciones volcanosedimentarias de la Cordillera Septentrional y Oriental, se le atribuye una edad cretácica. Esta edad está de acuerdo con la microfauna presente en los fragmentos calcáreos asociados a los basaltos con estructura almohadillada (pillow lavas), en el seno de un bloque exótico del tipo de Los Caños de la Fm San Marcos (Bourgeois J., Villa J.M. y Tavares I. , 1982).

2.2.2 La Fm Los Caños en la Hoja de Luperón. Rocas volcánicas de composición básica a intermedia, con brechas piroclásticas y/o volcanoclásticas (4)

Los principales afloramientos atribuidos a la Fm Los Caños son visibles sobre el borde oriental de la Bahía de Maimón, y se corresponden con escarpes rocosos de la Punta de la Guardia. En esta zona existe un corte relativamente continua que comprende de techo a muro:

- algunos metros, de alternancias cm-dm de bandas de limo-pelitas verde amarillas a marrón violáceas, muy deformadas y con foliación milonítica, que se encajan bajo una lámina de serpentinita;
- lavas andesíticas con textura porfídica; se componen por facies de color gris-verde oscuro, homogéneas, poco deformadas y potencia de varias decenas de metros;

- un conjunto de brechas piroclásticas con fragmentos cm a dm muy escoriáceos de andesita porfídica y basalto vesiculado en una matriz de composición andesítica;
- más al Este, más allá de las playas del Hotel Riu, se componen por facies basálticas muy uniformes pero intensamente microfracturadas, diaclasadas por una fina red de microfisuras con carbonatos y silicatos de alteración.



Foto 8: Afl. 04JM9272. Brecha piroclástica con fragmentos y matriz andesítica.

El estudio de varias láminas delgadas (JM9271, 9272A y B) revela una predominancia de lavas de composición andesítica, y de textura porfídica, con una mesostasia de microtextura microcristalina, afectada por una ligera alteración. Al microscopio, se distinguen en la roca dos elementos: fenocristales y matriz microcristalina (pasta original). Los fenocristales son de idio- a subidiomorfos, en general milimétricos, de plagioclasa y hornblenda, y menos abundantes y más pequeños de clinopiroxeno. La **hornblenda** forma prismas milimétricos aciculares de color verde, y pleocróicos, con zonado y maclado. Las **plagioclasas** son tabulares y alargadas, de idio a subidiomorfos, con zonado oscilatorio y maclas, formando también agregados en rosetas y en sinnuesis. Presentan alteración zonal. El **clinopiroxeno** aparece como granos de subidio a alotriomorfos y es una augita a menudo maclada y con

zonado. Los opacos son granos idiomorfos de espinela Fe-Ti marrón, y placas de magnetita/ilmenita, tanto en granos sub-redondeados como en finos agregados, resultando en sectores relativamente abundantes. Se observa un microenclave constituido por un agregado de clino-, ortopiroxeno y quizá olivino, de aspecto cumulado. La mesostasia o matriz es microcristalina y está constituida por un agregado de pequeños prismas de plagioclasa (microfenoblastos en tabletas), y material cuarzo-feldespático con opacos dispersos. La mesostasia está reemplazada por agregados secundarios de sericita-illita, clorita, prenhita, esfena, epidota, cuarzo y albita.



Foto 9: Afl. 04JM9275. Basalto intensamente microfracturado.

2.3 MEGABRECHA DE MATRIZ Y BLOQUES MAYORITARIAMENTE SERPENTINÍTICOS (5). EOCENO INFERIOR. P₂¹ (¿?)

Los afloramientos de serpentinita que caracterizan la Loma Palo de Indio y Loma Los Quemados en el cuadrante SE de la Hoja se han cartografiado bajo esta referencia. La mayoría de los afloramientos están compuestos por masas de serpentinita muy deformadas como se ha observado en el borde de los macizos ultrabásicos extruidos a lo largo de falla; en ese caso son similares a los descritos en el párrafo 2.1.2.2 y serían de origen tectónico.

Aunque localmente, se componen de una brecha poligénica con fragmentos de varios cm de talla de rocas volcánicas y ultrabásicas muy mal cementadas por una matriz deleznable similar a un puré o arena de serpentinita. Los fragmentos más gruesos están generalmente estriados, rodeados de una aureola silicificada y esquistosa. Se encuentran también cantos de naturaleza diversa. La facies parece más bien una mega-brecha de origen sedimentario, por el efecto de una corriente de turbidez, y alterando fundamentalmente facies de rocas ultrabásicas y volcánico-plutónicas.

Por analogía con las rocas observadas en la Hoja de Puerto Plata, podría tratarse de un equivalente lateral de las Fm San Marcos y Fm Imbert. Se le ha atribuido una edad Eoceno inferior. Para confirmar esta hipótesis hay que tener en cuenta que en numerosas zonas, esta facies es el substrato de calizas para-arrecifales de origen algal atribuidas a la Fm La Isla y cuya edad sería Eoceno medio.



Foto 10: Afl. 04JM9154. Brecha con fragmentos mal clasificados de rocas ultrabásicas, en una matriz deleznable, parcialmente serpentinizada.



Foto 11: Afl. 04JM9168. Contacto (tectónico o sedimentario ¿?) entre una arena deleznable, serpentinitica, con fragmentos de peridotitas y rocas volcánicas; cubiertas por una brecha competente y masiva de peridotitas serpentinizadas.



Foto 12: Afl. 04JM9167. En los niveles más duros, ciertos fragmentos de peridotita están rodeados por aureola de alteración con textura fibrosa-radial.

2.4 LA FORMACION IMBERT

2.4.1 Generalidades

Como su nombre indica, la Fm Imbert ha sido definida en el entorno de Imbert. Aflora particularmente en el río Obispo (Pindell J.L. and Draper G., 1991). Su potencia es variable, aún poseyendo contactos tectónicos con las formaciones que la encuadran, se puede considerar de varios centenares de metros. Las relaciones con las formaciones vecinas son hipotéticas, especialmente con la Fm San Marcos respecto a la cual puede constituir una variación lateral. La edad de la Formación es Paleoceno superior a Eoceno inferior (Nagle F., 1979). La formación consiste de brechas y conglomerados, debris flow y areniscas serpentínicas, en ocasiones intercalados estratigráficamente o bajo un conjunto volcanoclástico de tobas blancas de grano fino, porcelánicas, y depósitos turbidíticos. Las brechas y los conglomerados de la Fm Imbert están soportados tanto por la matriz como por los clastos, estando a menudo totalmente compuestos por clastos de serpentinitas. Otros clastos son de naturaleza esquistosa y sedimentaria carbonatada y bioclástica. En la parte alta de la secuencia aparecen también arcillas y limos oscuros.

2.4.2 La Fm Imbert en la Hoja de Luperón. Margas con “debris flow”, tobas, areniscas y calcarenitas (6). Eoceno inferior. P₂¹

La Fm Imbert se limita a algunos afloramientos a lo largo de los ríos Guzmán y La Isla. Se componen de argilitas y margas limosas, laminadas, gris azuladas entre las cuales se intercalan bancos de brechas mal clasificadas, tipo “debris flow”, con fragmentos de peridotitas y rocas volcánicas alteradas y de micritas tufáceas beige-blancuzcas. Del mismo modo, hemos atribuido a la Fm Imbert una serie de capas de limolitas cuarzo-feldespáticas beige verdosas, muy porosas y ligeras, de tipo tufita, que afloran a techo de Loma Palo de Indio (04JM9155) y algunos puntos a lo largo del camino que una los ríos Guzmán y La Isla (04JM9133 et 9249). Estos afloramientos dispersos no permiten precisar la organización general de la formación. Por el contrario es importante destacar que los buzamientos observados se inclinan fuertemente hacia el Sur 40-50°, lo que contrasta con las argilitas limosas y calcarenitas suprayacentes que son subhorizontales. Existe una fuerte discordancia angular entre la Fm Imbert (Eoceno inferior) y las formaciones suprayacentes del Eoceno medio-superior y del Oligoceno.



Foto 13: Afl. 04JM9239. Banco de brecha arcillosa con fragmentos poco redondeados de tufita clara y rocas ultrabásicas, cubiertos por un banco calcáreo arenisco-feldespático tufítico.

Los levigados de dos muestras (04JM9179 y 04JM9235) indican la existencia de frecuentes foraminíferos planctónicos. Se componen frecuentemente de formas juveniles, difíciles de determinar. Se han distinguido: *Pseudohastigerina wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON), *Morozovella marginodentata* (SUBBOTINA), *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA), *Morozovella gracilis* (BOLLI), *Acarinina nitida* (MARTIN), *Acarinina decepta* (MARTIN), *Acarinina esnaensis* (LE ROY), *Acarinina cf. pseudotopilensis* SUBBOTINA, *Acarinina cf. soldadoensis* (BRÖNNIMANN), *Chiloguembelina wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON), *Subbotina eocaenica* (TERQUEM), *Subbotina inaequispira* (SUBBOTINA), *Subbotina cf. triangularis* (WHITE), *Globanomalina cf. chapmani* (PARR) y *Pseudohastigerina wilcoxensis* (CUSHMAN & PONTON).

Los radiolarios son abundantes, todos conservados por la forma del molde interno calcítico: *Theocotylissa ficus* (EHRENBERG), *Buryella climata* FOREMAN, *Litocyclia ocellus* EHRENBERG, *Phormocyrtis* sp. (ou morphotype mal conservé de *Buryella climata* FOREMAN), *Theocotyle cf. nigrinae* RIEDEL & SANFILIPPO, *Lamptonium cf. fabaeforme* (KRASHENINNIKOV), *Thyrsocyrtis hirsuta* (KRASHENINNIKOV), *Spongatractus balbis*

SANFILIPPO, *Podocyrtis* cf. *papalis* EHRENBERG, *Calocyclus* sp., *Lophocyrtis jacchia* (EHRENBERG), *Bekoma* (?) sp. y *Lithochytris* (?) sp..

Las facies son micrítico-arcillosas finas, ricas en microfauna planctónica, foraminíferos y radiolarios, depositadas en medio batial franco (meso o infrabatial ¿?) en el inicio del Eoceno inferior.

El estudio microscópico de una calcarenita (04JM9236) con textura microlítica muestra la presencia de una litofase a base de finos cristales de feldespatos y cuarzo (probable epiclastita con material volcánico resedimentado), la existencia de una abundante microfauna planctónica similar a la descrita previamente, además de abundantes espículas de esponja silicea.

2.5 LA FORMACION SAN MARCOS

2.5.1 Generalidades

La Fm San Marcos se circunscribe a las hojas de Puerto Plata, Imbert y en menor medida a la de Luperón. Solo se la conoce al Norte de la falla de Camú, y dibuja una figura de “croissant”, abierto hacia el Norte, que se enrolla alrededor del Pico Isabel de Torres. El mapa de la distribución de Torio, da una fiel imagen cartográfica. La edad, la naturaleza y el origen de esta formación ha sido, es y será, todavía, sin duda objeto de numerosas discusiones.

2.5.1.1 Los trabajos de Nagle F. (1959-1979)

Nagle definió esta formación en base a los afloramientos del río San Marcos (Oeste de Puerto Plata), y la calificó como un olitostroma. Un olitostroma es un depósito sedimentario compuesto por bloques inmaduros, heterogéneos en tamaño y origen, embebidos en una matriz arcillosa y emplazados por deslizamientos flujos gravitacionales submarinos, generados por la ruptura de pendiente del talud. Él le atribuye una posición estratigráfica comprendida entre el Eoceno medio y Eoceno superior. En los años 60s, la construcción de la carretera entre Puerto Plata-El Cupey-La Gran Parada le permitió precisar el origen de la matriz y de los bloques:

- La matriz es una arcilla poco endurecida, de color gris parduzco, con frecuentes estrías de deslizamiento sin orientación preferencial. Los estudios de rayos X, indican que la arcilla está compuesta de cuarzo, caolinita, montmorillonita, clorita e illita. Los escasos foraminíferos encontrados en esta matriz, han sido datados del Paleoceno-Eoceno inferior.
- Los bloques son de tamaño muy variable, de centimétrico a plurihectométrico e incluso kilométricos en algunos casos. Su naturaleza es diversa y variada. Rocas eruptivas y metamórficas como las serpentinitas, peridotitas, calcoesquistos y mámoles; bloques de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico, etc.. Se destaca la presencia de una gran proporción de bloques de calizas y de facies volcanoclásticas de la Fm Imbert. Los bloques datados se colocan en una horquilla que va del Cretácico Superior al Eoceno medio.

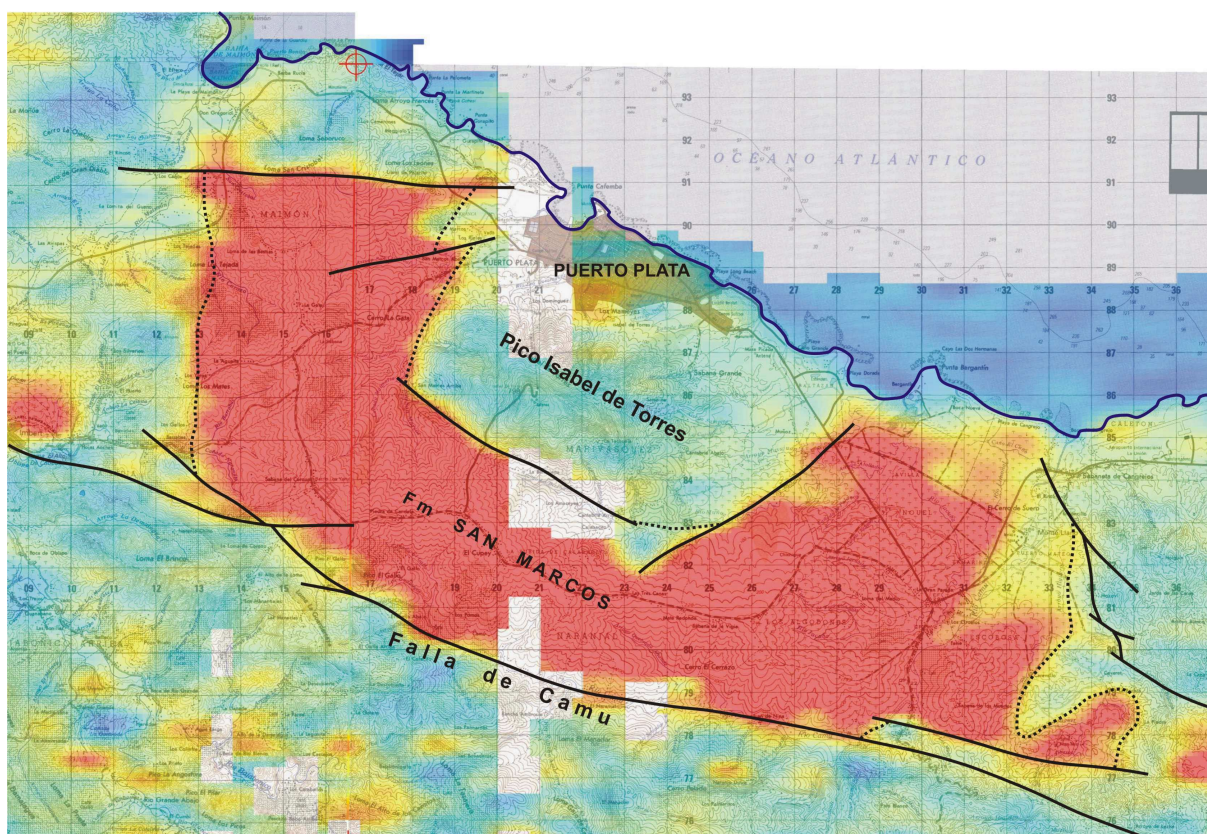


Figura 7: Mapa de la distribución de Torio y zona de afloramiento de la Fm San Marcos.

Nagle atribuye el origen de la formación a un terremoto que habría causado el movimiento de una parte de los sedimentos, todavía, poco consolidados de la Fm Imbert. Él considera, de esta manera, a la Fm San Marcos un equivalente lateral de la Fm Imbert..

2.5.1.2 Estudio de Bourgeois J., Villa J.M. y Tavares I. (1982)

En el seno del olitostroma, la presencia de un bloque de caliza con *Orbulina suturalis* Bronn, característico del Mioceno medio, induce a admitir una edad más reciente para la Fm San Marcos.

2.5.1.3 Los trabajos de Pindell J.L. y Draper G. (1991)

En el cuadro de síntesis de la zona de Puerto plata, Pindell y Draper consideran la Fm San Marcos como muy reciente, basándose a la vez en los datos micropaleontológicos, citados anteriormente, como sobre el hecho observado de que reposa sobre las Fm Imbert, Luperón y Villa Trina. La consideran como una formación post-Mioceno, con un mecanismo de depósito de origen diapírico o de volcán de fango.

Desde los 80s, la prospección de los prismas de acrección modernos por los petroleros (sísmica de reflexión, imágenes de sonar, testigos profundos) ha destacado la importancia de los diapiros y de los volcanes de lodo o fango, en la estructuración de los márgenes convergentes. Este “volcanismo” particular está generado por la expulsión del agua intersticial sometida a presiones anormalmente altas en el interior o en el frente del prisma de acrección. Se sabe igualmente que la extrusión del material caótico sobre el fondo marino por un volcán de fango puede generar coladas en las que el material extruido se mezcla con los sedimentos finos del fondo marino.

El contexto geológico de la región de Puerto plata es a priori favorable para la existencia de volcanes de fango. Pero nos parece poco probable que tales volcanes hayan podido emitir bloques de tan gran tamaño, de plurihectométricos a kilométricos. Algunos cuerpos caóticos presentan, además, una morfología redondeada que se parece más a la de los olistolitos embebidos o conducidos por corrientes de turbidez y a los que llamamos megaturbiditas (Labaume P., 1992).

2.5.1.4 La Hoja de Imbert (Hernaiz Huerta P.P., 2011)

En la Memoria de la Hoja de Imbert, P.P. Hernaiz Huerta (2011) da una descripción rigurosa y una interpretación de gran valor de la Fm San Marcos. Los esquemas siguientes resumen este trabajo.

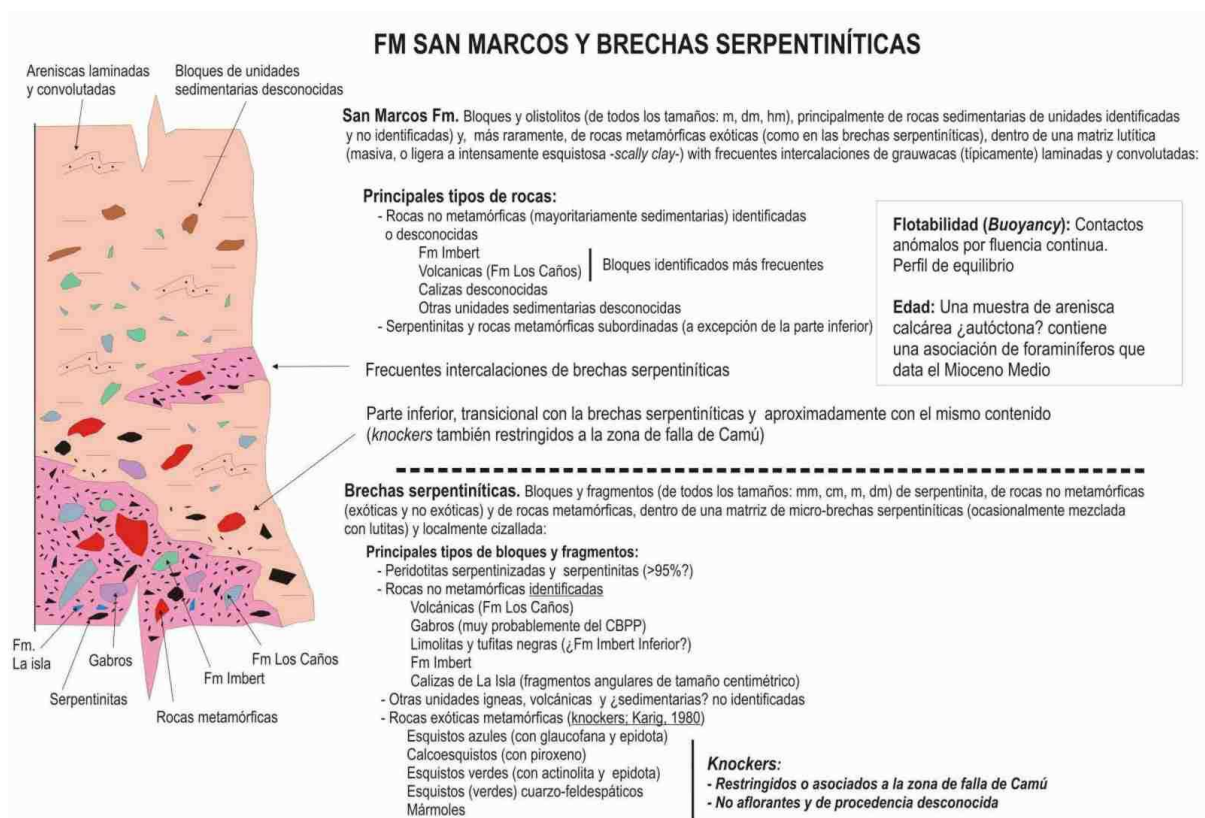


Figura 8: Resumen de las características litológicas de la Fm San Marcos, y las brechas serpentiníticas. Relaciones entre ellas (Hernaiz Huerta P.P., 2011).

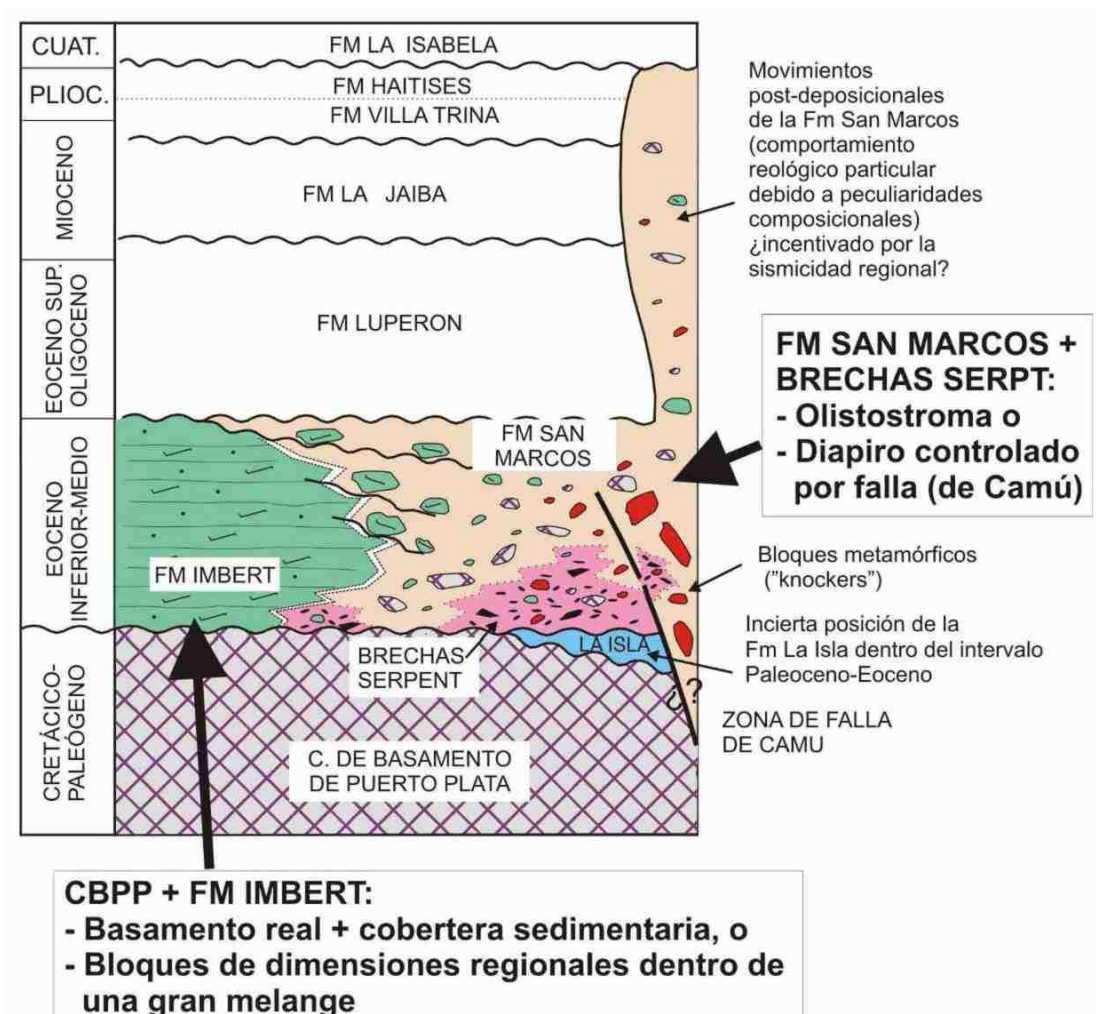


Figura 9: Relaciones estratigráficas entre los principales elementos constituyentes del bloque de Puerto Plata. Principales opciones para la interpretación del depósito o emplazamiento de la Fm San Marcos y las brechas serpentiniticas asociadas (Hernaiz Huerta P.P., 2011).

2.5.2 La Fm San Marcos en la Hoja de Luperón. Arcillas trituradas azules con bloques y fragmentos de origen diverso (7). Eoceno inferior. P₂¹

La Fm San Marcos, y sus facies clásicas de argilitas con bloques, aparecen en el extremo oriental de la Hoja, en el borde de la playa de Puerto Bonito. Se componen de una arcilla grasa de color gris azulado con numerosas superficies lítricas, engloban bloques y fragmentos de todos los tamaños y naturaleza variada, con preponderancia de bloques de arenisca fina volcanoclástica y arenisca calcárea con convolutos. El afloramiento constituye el extremo norte de una cuña de deslizamiento (¿?), desarrollada en mayor tamaño en la Hoja de Imbert.

2.6 LITOFACIES ATRIBUIBLES AL EOCENO MEDIO

2.6.1 Probable equivalente lateral de las Calizas La Isla. Calcarenitas y margas (8). Eoceno medio. P₂² (¿?)



Foto 14: Afl. 04JM9237. Capa de caliza con gujarros y bioclástica, muy rica en conchas de foraminíferos bentónicos del Eoceno.

En dos lugares del río Guzmán (04JM9233 y 04JM9237), las turbiditas argilo-limosas y bréchicas de la Fm Imbert están recubiertas por una caliza biodetrítica blanca a gris muy clara, de potencia métrica, separadas por intercalaciones de caliza margosa blancuzca. Hemos cartografiado también ligeramente esta facies al Este del río, en continuación con los afloramientos similares reconocidos en la Hoja de Imbert.

En lámina delgada, la muestra 04JM9237 se corresponde a una bioesparita microbréchica, presenta señales de microcapas marcadas por la granoclasificación y orientación preferencial de los cantos. La textura es grainstone. La litofase está constituida de pequeños debris de feldespato y pequeños fragmentos de clorita alterada. Los componentes son principalmente organogénicos con la presencia de numerosos fragmentos de foraminíferos

bentónicos. Se componen de formas que indican el desmantelamiento de una plataforma del Eoceno: *Cushmania* cf. *americana* (CUSHMAN), *Cushmania* cf. *puilboreauensis* (WOODRING), *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) cf. *chaperi* LEMOINE & DOUVILLÉ, *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina*) *mcdonaldi* CUSHMAN (con morfotipo de *Lepidocyclina* (*Pliolepidina*) *proteiformis* VAUGHAN), *Fabiania* *cassis* OPPENHEIM, *Nummulites* sp., *Amphistegina* sp. *Amphistegina* cf. *parvula* (CUSHMAN), Discorbidae y Cibicididae. Los foraminíferos planctónicos distinguidos son: *Subbotina* sp., *Subbotina* cf. *crociapertura* BLOW, *Subbotina* cf. *cryptomphala* (GLAESSNER), *Globigerinatheka* sp., *Globigerinatheka* cf. *senni* (BECKMANN), *Globigerinatheka* cf. *kugleri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN), *Acarinina* *bullbrookii* (BOLLI), *Truncorotaloides* cf. *rohri* BRÖNNIMANN & BERMUDEZ, *Truncorotaloides* *topilensis* (CUSHMAN), *Guembeltrioides* *nuttalli* (HAMILTON), *Turborotalia* ? sp., *Turborotalia* cf. *frontosa* (SUBBOTINA), *Turborotalia* cf. gr. *cerroazulensis* (COLE) (¿?)

No existen ningún dato preciso de la edad del sedimento: recuerdan a las litofacies de plataforma externa del Eoceno medio (Luteciano) que se corresponden probablemente con un depósito de la parte superior del Eoceno medio (Bartoniano).

2.6.2 Calizas de La Isla. Calizas blancas brechificadas, calizas biodetríticas con microfragmentos de rocas básicas (9). Eoceno medio P₂² (¿?)

Las calizas de La Isla fueron definidas por Nagle (1979) para describir las masas carbonatadas (mogotes) que descansan sobre el zócalo cretácico en diferentes lugares entorno de Puerto Plata. Recientemente, Pindell y Drapper (1991) hablaron de formación, y extendieron la definición a niveles conglomeráticos con cantos de peridotita serpentinizada con matriz serpentinitica, reconocidos en numerosos puntos entorno de la Bahía de Maimón bajo las calizas de La Isla. Se componen de depósitos bajo una fina capa de agua, las calizas son típicamente de origen algal.

En ausencia de microfósiles que la caractericen, la edad de esta formación está mal definida. Bajo criterios de campo, Pindell y Drapper le atribuyen una edad Paleoceno-Eoceno inferior; serían por tanto anteriores a la Fm Luperón y posteriores o sincrónicos a la Fm Imbert.

Ha sido conservado el nombre de Calizas La Isla para definir las capas calizas que descansan localmente en las mega-brechas de matriz y bloques mayoritariamente

serpentiníticos de la Loma Palo de Indio, como la habían previamente hecho Pindell J.L. y Draper G. (1991). También se representan bajo la misma figura numerosos mogotes de calizas que jalonan la ribera oeste de la Bahía de Maimón.

Está compuesto por bloques de caliza blanca, karstificada, con textura brechoide a brecha, con la presencia local de fragmento mm de roca verde serpentizada, procedente del substrato subyacente.



Foto 15: Afl. 04JM9173. Caliza algal brechificada por el efecto de la karstificación.

El examen microscópico de la muestra 04JM9174 indica que se trata de una facies algal con estructura de microbrecha. La litofase se compone de debris de serpentinita alterada, fragmentos angulosos y micro-cantos de micrita bioclástica y algo-bacteriana. La presencia de fragmentos de serpentinita prueba que las facies son directamente transgresivas sobre las rocas ultrabásicas cretácicas sub-yacentes. La biofase es rica en debris algales (codiacea, melobesiea, dasycladacea), restos de corales y equinodermos. Se han determinado algunas conchas de foraminíferos bentónicos, sin interés estratigráfico y a menudo mal conservados: *Planorbulina* sp., *Peneroplis* sp. y pequeños miliolides (*Spiroloculina* ¿?, *Biloculinella* ¿?, *Pyrgo* ¿?, *Miliolinella* ¿?). Se corresponden con facies de

plataforma interna, infra a medio litoral, próximo a la zona intermareal. No poseen un criterio bioestratigráfico preciso y son atribuibles al Cenozoico.

2.7 LA FORMACION LUPERÓN

2.7.1 Generalidades

La Fm Luperón fue definida por Nagle F. (1966-1979) para caracterizar las alternancias arenisco-argilíticas rítmicas de la zona costera entre Luperón y Puerto Plata.

Está compuesta por una sucesión de areniscas, lutitas y margas, de tonos claros, con esporádicas calcarenitas y niveles de conglomerados. Esta unidad tiene una edad Eoceno superior-Mioceno inferior y muestra una amplia variabilidad de facies tanto en la vertical como lateralmente. En el sector de Villa Isabela (Hoja de El Mamey) se ha diferenciado un equivalente lateral que corresponde a la unidad de Agua Clara, reconocido en las Hojas de Imbert y El Mamey, que se sitúa en posición intermedia entre la Fm Luperón y la Unidad de Altamira-La Toca. La Fm Luperón aflora ampliamente entre las localidades de Luperón y Puerto Plata y al norte y noreste de Imbert. Sus relaciones con las demás unidades, no obstante, son complejas de observar. La base no se ha llegado a definir con claridad, pero parece que se compone de un conglomerado sobre las rocas del Complejo de Puerto Plata (Nagle, 1979; Pindell y Draper, 1991). Al igual que ocurre para la Fm Imbert, se deben de tomar en cuenta los datos bioestratigráficos, por lo que debe de situarse por encima de la Fm Imbert y la Fm San Marcos, con las cuales todos los contactos actualmente son mecánicos o, al menos, de difícil interpretación. Además, muestra claramente una menor deformación, lo cual, junto con los datos de edad, hace esta unidad correlacionable con la Unidad de Altamira-La Toca, para los materiales que se encuentran actualmente al Norte de la zona de Falla de Camú.

La interpretación de esta unidad en su conjunto responde a una sedimentación marina, pelágica en un ambiente turbidítico clásico (flyschoides) en la base y parte media de la formación, con formación de turbiditas de baja densidad, colonizadas por organismos bioturbadores, entre sedimentación pelágica. En la parte media de la sección del Río Los Mameyes (Hoja 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), que en este caso, al no observarse relaciones

laterales, parecen configurar lóbulos turbidíticos arenosos tabulares (tabular sand-rich turbiditic lobes) y canales amalgamados. Hacia la parte más alta de la formación se pueden interpretar 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, que este caso, podría tratarse de un delta dominado por flujos densos de inundaciones (flood dominated delta). Por tanto, la evolución vertical de la Fm Luperón es claramente una megasecuencia somerizante a techo, como lo demuestran también las asociaciones de trazas fósiles reconocidas para cada parte de la sección.

2.7.2 La Fm Luperón en la Hoja de Luperón. Alternancia rítmica de arcillas y areniscas finas (10). Eoceno superior – Oligoceno. P₂³-P₃

Las turbiditas argilo-limosas y argilo-areniscosas de la Fm Luperón constituyen una larga línea de afloramientos comprendida entre el arroyo Souflet Grande en el centro de la Hoja justo a los pies de las colinas que bordean el Oeste de la carretera de Imbert- Luperón. Estos afloramientos se sitúan con una orientación NO-SE y con un buzamiento bajo, comprendido entre 5-15° hacia el SO.

En este conjunto las facies parecen poco evolucionadas: la Fm Luperón está constituida por alternancias rítmicas y repetitivas de argilita, pelitas limosas y de areniscas micáceas finas. La estratificación es neta. Generalmente las capas son finas (cm a dm), planas y paralelas, suficientemente granoclasificadas que permiten definir la polaridad sedimentaria. Existen localmente intercalaciones de microbechas que pueden contener cantos redondeados pelíticos cm a dm. El muro de la formación es más argilítico que el techo. El color depende del grado de alteración: se ha observado colores gris oscuro en ciertos sectores, beige anaranjados en otros, además de pátinas blancuzcas en numerosas zonas. El sedimento es ligeramente carbonatado, la efervescencia con ácido clorhídrico diluido es frecuente en los niveles limo-areniscosos. Las bioturbaciones son más abundantes en el muro de ciertas capas.



Foto 16: Afl. 04JM9230. Alternancias rítmicas y repetitivas de argilitas limosas separadas por bandas de arenisca fina poco consolidada.

El contacto de muro de la formación no ha sido observado directamente: en la ribera izquierda del río Guzmán las argilitas y margas gris azules descansan sin duda en continuidad de los carbonatos del Eoceno medio. El contacto de techo tampoco ha sido observado: en toda la zona este y central de la Hoja, las turbiditas de la Fm Luperón están cubiertas por areniscas deleznales y láminas con niveles conglomeráticos del Mioceno inferior-medio (equivalente de los conglomerados de la Jaiba). La distinción entre las dos formaciones no es siempre evidente y conduce a confusión, incluso puede existir entre ambos una discontinuidad, incluso una ligera discordancia. En la parte occidental de la Hoja, el contacto con la Fm Villa Trina no está bien descrito. Ha sido determinado a pie de las colinas que bordean el Oeste de la carretera Imbert-Luperón puesto que estos últimos se corresponden con alternancias margo-calizas de la Fm Villa Trina. Teniendo en cuenta el buzamiento general y la superficie de afloramiento de la formación, las potencias son superiores a los 400-500 m.

FORAMINIFEROS PLANCTONICOS	9064	9065	9084	9129	9206	9214	9229	9232
<i>Catapsydrax dissimilis</i> (CUSHMAN & BERMUDEZ)								
<i>Catapsydrax martini</i> (BLOW & BANNER)								
<i>Catapsydrax</i> sp.								
<i>Chiloguembelina cubensis</i> (PALMER)								
<i>Chiloguembelina</i> sp.								
<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY								
<i>Globigerina ciproensis</i> BOLLI								
<i>Globigerina officinalis</i> SUBBOTINA								
<i>Globigerina ouachitaensis</i> HOWE & WALLACE								
<i>Globigerina praebulloides</i> BLOW								
<i>Globigerina tripartita</i> KOCH								
<i>Globigerina venezuelana</i> (HEDBERG)								
<i>Globigerina</i> sp.								
<i>Globigerinatheka cf. tropicalis</i> (BLOW & BANNER)								
<i>Globigerinatheka</i> sp.								
<i>Globigerinoides primordius</i> BLOW & BANNER								
<i>Globoquadrina cf. euapertura</i> (JENKINS)								
<i>Globoquadrina</i> sp.	?							
<i>Globorotalia mayeri</i> (CUSHMAN & ELLISOR)								
<i>Globorotaloides suteri</i> BOLLI								
<i>Hantkenina alabamensis</i> CUSHMAN				?				
<i>Paragloborotalia mayeri</i> (CUSHMAN & ELLISOR)								
<i>Paragloborotalia nana</i> (BOLLI)								
<i>Paragloborotalia opima nana</i> BOLLI								
<i>Paragloborotalia opima opima</i> BOLLI								
<i>Pseudohastigerina danvillensis</i> (HOWE & WALLACE)								
<i>Subbotina cf. angiporoides</i> (HORNIBROOK)								
<i>Subbotina cryptomphala</i> (GLAESSNER)								
<i>Subbotina eocaena</i> (GUMBEL)								
<i>Subbotina gortanii</i> (BORSETTI)								
<i>Subbotina linaperta</i> (FINLAY)								
<i>Subbotina praeturritillina</i> (BLOW)								
<i>Subbotina</i> sp.								
<i>Turborotalia cerroazulensis</i> (COLE)								
<i>Turborotalia cf. pseudoampliapertura</i> (BLOW & BANNER)								
<i>Turborotalia cocoaensis</i> (CUSHMAN)								
<i>Turborotalia cunialensis</i> (TOUMARKINE & BOLLI)								
<i>Turborotalia increbescens</i> (BANDY)								
<i>Zeaglobigerina ampliapertura</i> (BOLLI)								

Tabla 1: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Luperón de la Hoja Luperón.

Los levigados de 9 muestras indican la existencia de una litofase compuesta de fragmentos de sedimento argilo-limoso, cristales de moscovita, granos de cuarzo de tamaño de limo y arenitas finas, microdebris de serpentinita y/o chert verdes. La biofase está compuesta por foraminíferos planctónicos, sobre todo de gruesos globigerínidos, a menudo deformados *in situ*, aplastados y transformados en cantos compactados. La lista exhaustiva de foraminíferos planctónicos determinados en las diferentes muestras se indica en la Tabla 1.

Los foraminíferos bentónicos son excepcionales; el medio es poco favorable o casi incompatible con la existencia de un bentos calizo. La Tabla 2 reúne la lista de los foraminíferos bentónicos identificados.

En función de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, la edad de la Fm Luperón aflorante en la Hoja de Luperón se atribuye al intervalo Eoceno Superior (Priaboniano) – Oligoceno. Cuando se dispone de criterios específicos, que es la mayoría de los casos, la cronoestratigrafía se confina al periodo Eoceno Superior - Oligoceno Inferior.

FORAMINIFEROS BENTONICOS	9064	9129	9206	9214	9229	9232
<i>Bolivina</i> sp.						
<i>Chilostomella oolina</i> SCHWAGER						
<i>Cibicidoides</i> cf. <i>laurisae</i> (MALLORY)						
<i>Cibicidoides eocaenus</i> (GÜMBEL)						
<i>Cibicidoides grimsdalei</i> (NUTTALL)						
<i>Cibicidoides</i> sp.						
<i>Dentalina</i> sp.						
<i>Ellipsoglandulina multicostata</i> (GALLOWAY & MORREY)						
<i>Fissurina marginata</i> (MONTAGU)						
<i>Nodosaria</i> sp.						
Nodosariidae						
<i>Plectofrondicularia paucicostata</i> CUSHMAN & JARVIS						
<i>Pleurostomella</i> sp.						
<i>Pyrgo</i> sp.						
<i>Rectuvigerina stonei</i> (BERMUDEZ)						
Textulariidae						
Trochamminidae						
<i>Uvigerina</i> sp.						

Tabla 2: Foraminíferos bentónicos identificados en las muestras de la Fm Luperón de la Hoja Luperón.

2.8 LOS CONGLOMERADOS DE LA JAIBA

2.8.1 Generalidades

Esta unidad es de nueva definición en la zona, y nunca antes había sido descrita. Se sitúa fundamentalmente por encima de la Fm Luperón y la unidad de Agua Clara. No obstante, en algunos sectores (Hoja de Puerto Plata) parece depositarse sobre materiales de la Fm La Toca, un hecho de especial interés para la evolución geológica de la Cordillera Septentrional. El contacto inferior corresponde a una discordancia o 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 no existen relaciones geométricas de angularidad. En la localidad tipo (La Jaiba, Hoja de El Mamey) se compone de una sucesión de conglomerados, muy redondeados, fundamentalmente matriz-soportados, con clastos que proceden fundamentalmente del Complejo de Puerto Plata. Eventualmente muestran estratificaciones cruzadas y rellenos de canales, y el espesor puede llegar a ser de varios centenares de metros (<300 m). Alternan con areniscas muy deleznable, en bancos dm a métricos, con gran abundancia de restos de plantas y clastos cm dispersos. También se han encontrado en menor proporción clastos de calizas oligocenas-mioceno inferior y restos de corales. Eventualmente se distinguen niveles más lutíticos, también con un alto contenido de flora fósil.

Las facies de la Unidad de la Jaiba parecen corresponder claramente a sistemas deltaicos, instalados sobre la cuenca o plataforma externa de la Fm Luperón o de las unidades turbidíticas equivalentes. La disconformidad entre La Jaiba y la Fm Luperón, se interpreta que se ha producido debido a una reactivación tectónica del relieve que además, produce una regresión forzada, favoreciendo la instalación de sistemas deltaicos sobre facies más distales previamente depositadas. La propia tectónica controla, además la generación de cuencas en un contexto transtensivo izquierdo, creando "flores negativas", con zonas muy subsidentes donde se acumula gran cantidad de material detrítico procedente de sistemas fluviales que, además, erosionan rápidamente el relieve creado. La existencia de corales y otras faunas marinas someras, indican que el depósito se pudo producir en medios marinos someros (llanura deltaica con canales). Las secuencias positivas reconocidas, por otro lado, obedecen a patrones de subsidencia rápida, donde a pesar de instalarse sistemas con gran capacidad de transporte y depósito (sistemas deltaicos), no se llega a producir la colmatación instantánea de la cuenca por dispositivos de progradación, pudiendo

identificarse grandes espesores de materiales depositados aproximadamente en las mismas condiciones de batimetría. La subsidencia es patente debido al gran número de fallas normales que se observan afectando a los materiales de esta unidad, especialmente bien desarrolladas en la zona de La Jaiba (El Mamey) y en el Cerro del Burro (Imbert). Como hipótesis de trabajo, se puede tratar de comparar estos sistemas arenoso-conglomeráticos con sistemas deltaicos de abanicos aluviales y de deltas fluviales dominados por avenidas en cuencas tectónicamente activas. En estas cuencas los sistemas fluviales son muy inmaduros, con cuencas de recepción relativamente elevadas, zonas de transferencia cortas y de alto gradiente, con 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.

2.8.2 Equivalente de los Conglomerados de La Jaiba en la Hoja de Luperón. Areniscas deleznales y bandeadas con capas de conglomerados y arcillas (11). Mioceno inferior - superior. N₁

Han sido agrupadas bajo este grupo a un conjunto de areniscas deleznales con intercalaciones de conglomerados poligénicos muy maduros, de color ocre anaranjado, que constituyen una capa sub-horizontal sobre las turbiditas de la Fm Luperón en la parte central de la Hoja. La zona de afloramiento posee forma de triángulo abierto hacia la costa Atlántica. El extremo sur está situado cerca del nacimiento del río Guzmán. El límite oeste se corresponde groseramente al curso del arroyo Souflet Grande. El límite este se corresponde con el río La Isla. Según los cortes, el grosor de esta unidad podría ser superior a 50 m, una gran parte ha podido ser retirada por la reciente erosión.

Están compuestos de depósitos detríticos marino-deltaicos. Generalmente están poco cementados, la forma más común es la de areniscas bien seleccionadas, más o menos tipo arcosa, de color ocre anaranjado, en capas de potencia de varios metros. Las areniscas son muy deleznales y presentan láminas centimétricas, paralelas a la estratificación, que alternan de manera regular y rítmica a la escala de la capa. Las láminas son muy características de esta unidad. Las capas están a menudo delimitadas por intercalaciones centimétricas de argilita limo-micácea de tintes verdes, ricas en tubos de bioturbación.



Foto 17: Afl. 04JM9104. Afloramiento característico de areniscas deleznable con láminas paralelas centimétricas.



Foto 18: Afl. 04JM9107. Otro afloramiento característico, destaca la presencia de una capa abudizada, sin duda por efectos de la compactación de una sedimento rico en agua.



Foto 19: Afl. 04JM9091. Arenisca deleznable y banco métrico de conglomerado poligénico.

Los niveles arcillosos contienen localmente pseudomorfos nodulares centimétricos de yeso. La presencia de estructuras chenaliformes e incrustaciones de hidróxidos de hierro en la superficie de ciertas capas son otra de las características, aunque más excepcionales de esta unidad. Intercalaciones de microbrechas ocurren localmente, las cuales pueden contener cantos redondeados, de talas entre cm a dm, de naturaleza micrítica.

Los niveles conglomeráticos de potencia métrica son comunes. Están compuestos por conglomerados poligénicos no clasificados con matriz areniscosas, deleznable, en todo similares a las descritas anteriormente. Los cantos, todos bien redondeados, de talla comprendida entre 2-10 cm, son de naturaleza variada: rocas plutónicas, volcánicas, carbonatadas, etc., y provienen de los terrenos anteriores.

La alteración de las areniscas, deleznales y poco resistentes, conducen a los recubrimientos arenosos amarillos a rojos donde la grava y cantos destacan en relieve por efecto de la lluvia. En toda la parte central de la Hoja, en El Alto de la Pina donde las areniscas son particularmente abundantes, la alteración genera una morfología particular, dentada; los bordes de los caminos y riberas están formados por taludes de arena amarilla.



Foto 20: Afl. 04JM9091. Muñeca arriñonada de calcedonia, probable pseudomorfo de yeso nodular.

Los acantilados que dominan el mar en la zona de Punta La Barranca del Agua (JM9262) han sido usados para los estudios sedimentológicos. La sección (35 m) está compuesta por una alternancia de areniscas finas medias, anaranjadas, con laminación paralela y limos arenosos, grises verdosos. En ocasiones los niveles de areniscas son de tamaño de grano medio a grueso, con granoclasificación positiva y estructuras de carga en la base sobre los niveles limosos (load cast and flame structures). Esporádicamente se encuentran niveles de limolitas claros, calcáreos (calcilutitas), muy cementados y bioturbados, con asociaciones de Ophiomorpha, Thalassinoides, Chondrites y Phycosiphon. En la parte media y alta de la sección existen niveles microconglomeráticos de base canalizada, algo bioclásticos, y paquetes de areniscas medias-gruesas amalgamados. Los niveles de areniscas y de limolitas aparecen muy bioturbados, pudiéndose observar además de las trazas fósiles típicas, trazas de escape. En conjunto, la secuencia muestra una organización “coarsening and thickening upward” (engrosa y aumenta de potencia hacia techo).

Las 5 muestras de argilita limosa, utilizadas para datar esta unidad, resultaron ser azoicas. Los residuos de levigado indican una abundante litofase compuesta de pequeños fragmentos de arenisca rojiza, frecuentes granos de cuarzo y feldespato y placas de

moscovita. La biofase comprende sobre todo debris mal conservados de moluscos y equinodermos. No contiene foraminíferos con excepción de algunos fragmentos de moldes internos indeterminables.

El estudio microscópico de un canto de caliza tomada de un nivel conglomerático (04JM9091) muestra la existencia de grandes foraminíferos bentónicos de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior: *Lepidocyclina mantelli* (MORTON), *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa* CUSHMAN, Planorbulinidae, Discorbidae, Quinqueloculina sp., Rataliidae, Archiasinae. Estos conglomerados son, sin duda, posteriores al Mioceno inferior.

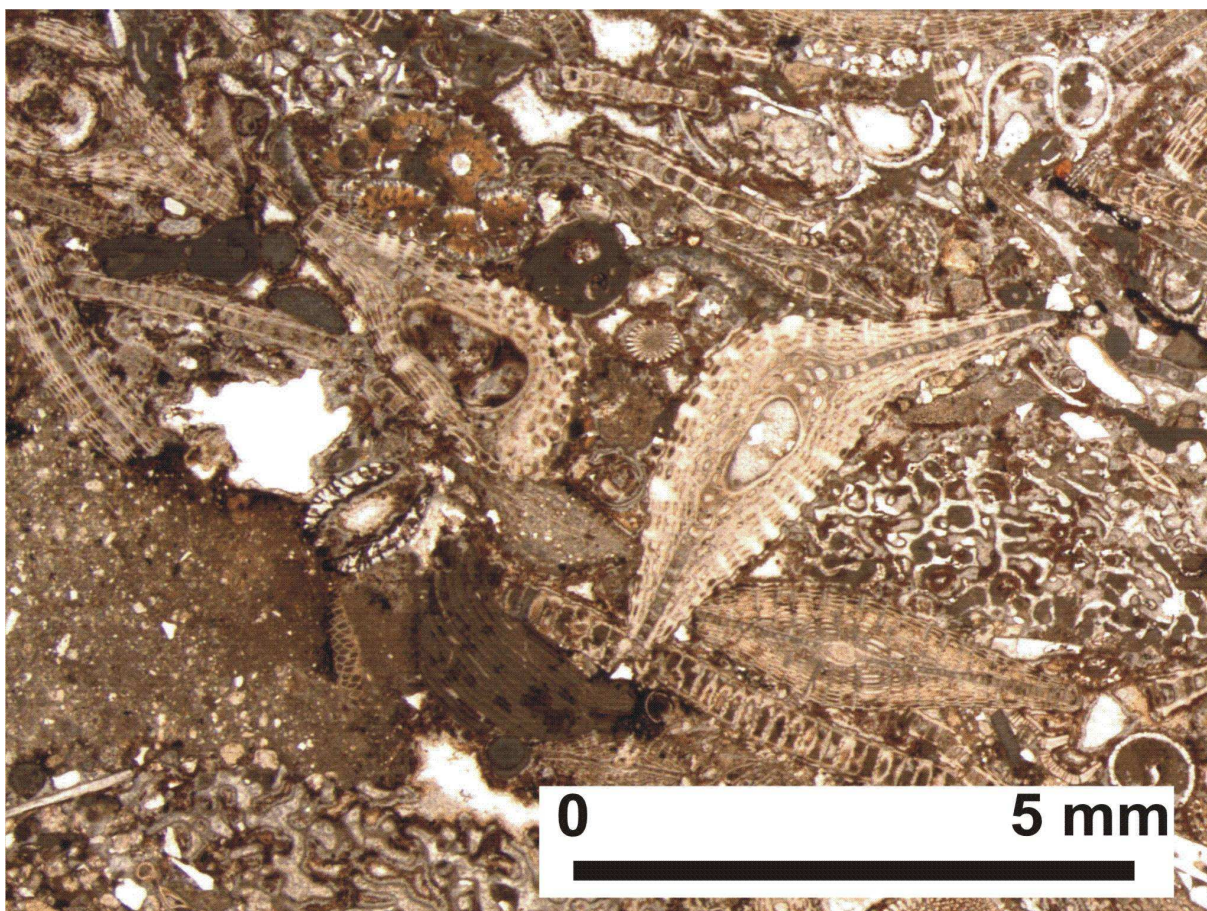


Foto 21: Afl. 04JM9091. Cantos de caliza de un nivel conglomerático de La Jaiba. Macroforaminíferos bentónicos de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior con *Lepidocyclina mantelli* (MORTON) y *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa* CUSHMAN.

Una muestra de micrita con estructura microlítica (04JM9138) revela la presencia de una microfauna planctónica atribuible al Mioceno inferior-medio con: *Globigerina* sp., *Globoquadrina cf. dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerinoides sacculifer*

(BRADY), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globoquadrina* cf. *Altispira* (CUHMAN & JARVIS) ?, *Paragloborotalia* cf. *Kugleri* ?, *Globorotalia* cf. gr. *menardii* (PARKER, JONES & BRADY) ? o *Globorotalia* gr. *Foshi* ?, *Orbulina* ? sp., *Neogloboquadrina* ? sp., *Sphaeroidinellopsis* ? sp., *Clavatorella bermudezi* (BOLLI) ?

2.9 LA FORMACION VILLA TRINA

2.9.1 Generalidades

Villa Trina es el nombre antiguo de la localidad de José Contreras, en las estribaciones de la Cordillera Septentrional (Hoja de Salcedo). La formación se corresponde con una potente serie turbidítica dominada por margas e intercalaciones de calizas bioclásticas, de edad Mioceno medio-superior - Plioceno inferior, reconocidos en el conjunto de la Cordillera Septentrional. Constituye una cobertera monoclinal ligeramente inclinada al Norte que se desarrolla en ligera discordancia (inferior a 10°) sobre los terrenos anteriores (Vaughan T.W. et al, 1921, de Zoeten R. y Mann P., 1991). Su potencia es variable, superando los 800 m en la Loma Isabel de Torres que domina Puerto Plata y, donde se describió la formación (Pindell J.L. y Draper G., 1991). La parte inferior contiene algunos niveles de conglomerados, después margas y argilitas ricas en foraminíferos planctónicos, que dominan el resto de la unidad. Hacia techo, la serie se enriquece en capas de micrita arcillosa y en calcarenitas organogénicas. El techo de la formación, denominado como miembro de La Piedra, se corresponde a depósitos de plataforma arrecifal; las calizas correspondientes son equivalentes litológicos y estratigráficos de las calizas de Los Haitises.

2.9.2 La Fm Villa Trina en la Hoja de Luperón. Margas con niveles de calizas (12). Mioceno superior – Plioceno inferior. N₁³-N₂¹

La Fm Villa Trina ha sido reconocida en la parte oeste de la Hoja en la forma de una unidad turbidítica predominantemente arcillosa. Está compuesta por alternancias rítmicas de margas limo-micáceas, en capas decimétricas, con la presencia local de capas centimétricas de calcarenita fina y laminada. Las margas son de color azul blancuzco, mientras que los niveles de calcarenitas son amarillos a anaranjados. Las margas son particularmente ricas en foraminíferos, en la forma de glóbulos milimétricos visibles en muestra de mano.



Foto 22: Afl. 04JM9055. Alternancias rítmicas y repetitivas de margas con foraminíferos planctónicos y de finas calcarenitas deleznales.

El levigado JM9055 muestra una abundante microfauna muy bien conservada característica del Plioceno inferior basal. Los foraminíferos planctónicos identificados son: *Globigerinoides trilobus sacculifer* (BRADY), *Globigerinoides trilobus trilobus* (REUSS), *Globigerinoides conglobatus* (BRADY), *Orbulina universa* d'ORBIGNY, *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *Orbulina bilobata* (d'ORBIGNY), *Sphaeroidinella dehiscens* (PARKER & JONES), *Sphaeroidinella dehiscens immatura* (CUSHMAN), *Globorotalia margaritae margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *Globorotalia crassaformis ronda* BLOW, *Globorotalia cf. exilis* BLOW, *Globorotalia menardii* « B » BOLLI, *Globorotalia menardii menardii* (PARKER, JONES & BRADY), *Globorotalia multicamerata* CUSHMAN & JARVIS, *Sphaeroidinellopsis seminula* (SCHWAGER), *Hastigerina siphonifera* (d'ORBIGNY), *Hastigerina pelagica* (d'ORBIGNY), *Neogloboquadrina gr. acostaensis* (BLOW), *Neogloboquadrina* sp., *Beella cf. digitata* BRADY y *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN & JARVIS).

Los foraminíferos bentónicos son también muy abundantes, con formas autóctonas: *Sigmoilopsis schlumbergeri* (SILVESTRI), *Pyrgo murrhina* (SCHWAGER), *Cibicidoides* sp., *Lagena* sp., *Dentalina* sp., *Laticarinina pauperata* (PARKER & JONES), *Sphaeroidina bulloides* d'ORBIGNY, *Bulimina cf. marginata* d'ORBIGNY, *Bulimina aculeata* d'ORBIGNY,

Bulimina mexicana (CUSHMAN), *Uvigerina* sp., *Cibicidoides* sp., *Melonis* gr. *soldanii* (d'ORBIGNY), *Planulina wüllerstorfi* (SCHWAGER), *Planulina ariminensis* d'ORBIGNY, *Lenticulina peregrina* (SCHWAGER) y *Hoeglundina elegans* (d'ORBIGNY). Algunos especímenes, a menudo con una pátina de óxido, son considerados como alóctonos: *Amphistegina* sp. y Miliolídés.

El muro de la formación está caracterizado por alternancias rítmicas y repetitivas de capas de calcarenita granoclasificadas de potencia centimétrica a decimétrica. La facies ha sido observada como bloques de derrumbamiento que, localmente, tapizan los flancos de las colinas situadas al Oeste de la carretera Imbert-Luperón. En varias ocasiones, también se asocian a facies de talud, han sido observados cantos y fragmentos de políperos y calizas bioclásticas ricas en conchas de gasterópodos. El estudio microscópico de la muestra JM9059 indica que se trata de una biocalcarenita turbidítica con textura wackestone rica en debris de coralinacea melobesia, en fragmentos de grandes conchas de foraminíferos bentónicos de medio arrecifal de edad Mioceno Superior (*Operculinoides* cf. *cojimarensis* (PALMER), *Amphistegina* sp., Discorbidae, Cibicididae) y en fragmentos de corales y equinodermos.



Foto 23: Afl. 04JM9061. Desprendimientos de alternancias carbonatadas de muro de la Fm Villa Trina. Destaca la diferencia entre la granulometría y la naturaleza del cemento, evidente por la alteración diferencial.

2.10 LA FORMACION LA ISABELA

2.10.1 Generalidades

La Fm La Isabela se distribuye a lo largo de la costa norte de la República Dominicana, al menos desde Nagua hasta las inmediaciones de Punta Rusia. Fue descrita por Marcano F.E. y Tavares I. en 1982, en las proximidades de la población costera de La Isabela, en el NO de la Provincia de Puerto Plata.

La formación esta constituida por un tramo basal, de unos 15 m, de arenas y limos margosos marinos, con intercalaciones arenoso-conglomeráticas, que pasan rápidamente, mediante una discordancia erosiva, a otro tramo mas potente de calizas arrecifales, que definen la parte alta de la serie.

Dentro del tramo basal, se puede distinguir:

- Sistemas fluviales y deltaicos: conglomerados y arenas de medias a gruesas, con morfologías canaliformes y estratificaciones inclinadas hacia mar. En ocasiones incluyen corales y moluscos re TRABAJADOS. Representan la entrada de terrígenos a zonas protegidas costeras a través de arroyos y ríos, formando pequeños deltas.
- Lagoons y Bahías protegidas: margas, limos y arenas carbonatadas, amarillas, muy ricas en moluscos y corales, en ocasiones intensamente bioturbadas por *Thalassionides* y con parches arrecifales de *Musismilia*.

En la parte alta, se puede distinguir:

- Talud arrecifal: calcarenitas y calciruditas bioclásticas bien estratificadas hacia el mar. Incluyen niveles re TRABAJADOS de *Acropora cervicornis* (Lamarck).
- Armazón arrecifal: calizas masivas con colonias de *Montastrea* sp., *Porites* sp., *Diploria* sp., *Siderastrea* sp. y *Favia* sp.. Hacia mar dominan colonias de *A. cervicornis* (Lamarck) y *A. palmata* (Lamarck).

Aunque en estudios previos se le otorga una edad Pleistoceno inferior a la Fm La Isabela. Considerando las características estratigráficas de sus depósitos, la cota topográfica, los diferentes grados de karstificación que presenta y el modelo de apilamiento de secuencias sedimentarias, todo parece indicar una etapa continuada de producción de carbonatos arrecifales desde, al menos, el Pleistoceno a la actualidad. Sin embargo, la ausencia de buenos organismos datadores nos hace imposible fechar con precisión su base, que, al menos, es más reciente que Plioceno inferior, edad atribuida al techo de las margas de la Fm Villa Trina infrayacentes.

2.10.2 La Fm La Isabela en la Hoja de Luperón

En la Hoja de Luperón, la Fm La Isabela caracteriza la franja costera más externa, a nivel del mar. Además también se encuentran a 300 m de altitud, a techo de la Loma La Culebra. Aflora de manera casi continua desde el Oeste de Luperón justo hasta la Bahía de Maimón. Estas son facies clásicas de calizas arrecifales, sin embargo son inexistentes en la desembocadura de los ríos principales. Constituyen una cobertera tabular monoclinal, de potencia deca a hectométrica, erosiva y discordante sobre la mayoría de las formaciones anteriores: margas de la Fm Villa Trina, areniscas de La Jaiba, turbiditas de la Fm Luperón y rocas eruptivas del Complejo de Puerto Plata.

2.10.2.1 Fm La Isabela. Calcarenitas, areniscas carbonatadas y conglomerados (13). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Han sido agrupadas bajo esta unidad las diferentes facies que caracterizan todo el muro de la formación, y a las facies litorales muy específicas de la Bahía de Maimón.

En el ángulo SO de la Hoja, en la cima de las colinas que dominan Tasajera y Las Cruces (JM9054), están compuestas de facies de base de transgresión marina: bancos de microconglomerados con cantos y gravas centimétricas poligénicas, ricas en fragmentos de políperos, en una matriz carbonatada y arcillosa rojo a amarillo; bancos centimétricos bien estratificados de calcarenitas con estratificación oblicua, rica en bioclastos.



Foto 24: Afl. 04JM9054. Conglomerado y calizas biodetríticas gruesas de muro de la Fm La Isabela.



Foto 25: Afl. 049053. Detalle de una facies conglomerática, con fragmentos gruesos de corales.

En el centro-norte de la Hoja, las colinas de Los Corozos (JM9080) están recubiertos por capas de calizas gruesas blancas, oolíticas, con bioclásticos y gravas, con estratificación cruzada, ricas en fragmentos redondeados de corales y costras algales. La textura es de grainstone y el cemento está compuesto de calcita blanca cristalina (facies "beach rock").

Cerca de la desembocadura del río Guzmancito (JM9135) y El Estero, en el borde oeste de la Bahía de Maimón (JM9256), están compuestas de areniscas carbonatadas poco compactadas ricas en bioclastos, con niveles conglomeráticos con gravas y pequeños cantos. Las estratificaciones son irregulares, oblicuas y cruzadas. Estas facies son características de antiguos cordones litorales.

Las facies de la Bahía de Maimón (JM9181) condujeron a un estudio sedimentológico más específico. Se componen de un conjunto, de aproximadamente 12 m de potencia, de conglomerados, arenas y limos con moluscos y corales. Las arenas son siliciclásticas con contenido bioclástico, tamaño de grano y cementación variables. El grado de cementación suele incrementar con el tamaño de grano. Los conglomerados son poligénicos y también de tamaño de grano y grado de heterometría variables, desde microconglomerados de gránulos a conglomerados muy heterométricos con bloques. Los conglomerados y arenas pueden aparecer en canales o en lentejones de variada potencia y continuidad lateral, de escalas centimétricas a métricas. Las arenas, además, pueden aparecer también en capas horizontales centimétricas a decimétricas, a veces alternado con limos, con laminaciones o estratificaciones cruzadas de pequeña escala y ripples. Entre estos depósitos se encuentran moluscos dispersos, concentraciones de ostreidos, equinodermos y colonias de coral, en ocasiones de dimensiones métricas. Estas últimas suelen ser domos de *Montastrea*, *Diploria*, *Porites* o *Siderastrea* en posición de vida. También aparecen, generalmente a techo del conjunto, arenas con estratificación y laminación paralelas con inclinaciones de bajo ángulo hacia el mar. El conjunto representa los depósitos costeros y de lagoon/bahía protegida por las construcciones arrecifales en zonas con influencia de sedimentación terrígena. Conglomerados y arenas canalizados y en cuerpos lenticulares, provienen de la descarga de pequeños ríos en el lagoon/bahía. Las arenas, a veces con estructuras que indican corrientes poco intensas, y limos son los depósitos del lagoon/bahía en los que crecieron pequeños parches de coral o fueron colonizados por agrupaciones de ostreidos. Por último, las facies de arenas con laminación/estratificación paralela de bajo ángulo se formaron por el avance de la playa sobre los sedimentos del lagoon/bahía.



Foto 26: Afl. 04JM9181. Facies de lagoon o de playa: arenisca fina carbonatada en capas centimétricas.



Foto 27: Afl. 04JM9181. Marcas de raíces en las arenitas finas, con matriz carbonatada.



Foto 28: Afl. 04JM9181. Conchas perfectamente conservadas de erizos de la familia *Mellitidae* (*Leodia sexiperforata*).

2.10.2.2 La Fm La Isabela. Calizas arrecifales (14). Pleistoceno – Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Están compuestas por litofacies clásicas de la formación con, a muro (y/o lateralmente) una brecha de talud arrecifal y, en parte, una caliza masiva muy rica en políperos en posición de vida.

La brecha de talud arrecifal es bien visible en los taludes del camino que conduce a la Loma de Las Auyamas (proyecto Marina Atlántica, JM9214, 9215). Se observa un conjunto groseramente estratificado de fragmentos arriñonados centimétricos a decimétricos de calizas bioclásticas porosas, mezcladas con numerosas conchas de Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos y diversos fósiles de coral (familia de Faviidés en particular). La matriz de esta brecha es argilo-carbonatada, pero es difícil establecer la proporción de arcilla que constituye la matriz, de las que se han formado por disolución de las calizas. En efecto esta facies se podría definir como un “gruyere”, que presenta numerosos huecos con forma escoriácea, talla dm, que se generan en gran parte como resultado de los procesos

de disolución. Esta unidad reposa en discordancia sobre las turbiditas argilítico-limosas de la Fm Luperón, que en el punto JM9214 han sido datadas en Oligoceno inferior.



Foto 29: Afl. 04JM9215. Brecha arrecifal rica en fragmentos angulosos de corales.

Las litofacies arrecifales están bien expuestas en el extremo occidental de la playa de Cambiaso (JM9092), con una potencia 10-15 m. Esta facies está constituida por la superposición y acumulación de esqueletos de colonias de coral, en posición de vida o más o menos volcadas y con distintos grados de fragmentación. Las colonias de coral presentan en muchos casos costras de diverso grosor de algas rojas coralinas. 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. El sedimento interno no siempre rellena completamente los espacios entre los corales, lo que unido a los huecos producidos por la disolución de los esqueletos de coral, produce una elevada macroporosidad en esta facies. 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 (hay ejemplos de mas de 2 m de altura) colonias masivas, en domos más o menos subdivididos

internamente de *Montastrea annularis*, *Diploria*, *Siderastrea* y *Porites*. Se encuentra también alguna rama de otras formas de *Acropora*. Hacia el mar (actual, que corresponde con el pasado) 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*.

2.11 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES CUATERNARIAS

2.11.1 Coluvión, abanico aluvial y derrubio. Bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas (15). Pleistoceno - Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Alrededor del perímetro de la Loma La Culebra, bajo los relieves calcáreos de la Fm La Isabela, los coluviones y desprendimientos antiguos y recientes, a veces muy gruesos, se deslizan y se extienden sobre las vertientes arcillosas de las margas de la Fm Villa Trina. Cubren casi por completo el contacto entre la Fm Villa Trina y la Fm la Isabela. Están constituidos por bloques y fragmentos angulosos de calizas alteradas blancuzcas, con caliches, con una matriz de argilitas abigarradas, blancuzcas a beige marrón, muy a menudo lixiviados por la esorrentía. Los desprendimientos se unen a las alteritas propias de las margas de Villa Trina generadas por el flujo de agua de la descarga del karst de la plataforma caliza. En vez de brotar del contacto de los acuíferos calcáreos y las margas impermeables, el agua aparece más debajo de los gruesos debris. Bajo el efecto de la violencia de las lluvias, los deslizamientos y coladas de barro son frecuentes en el seno de estas formaciones que están generalmente llenas de agua.

2.11.2 Aluvial – Coluvial. Lutitas con cantos y gravas (16). Pleistoceno - Holoceno. Q₁₋₃ – Q₄

Esta unidad está representada por los recubrimientos arcillosos que tapizan la base de las laderas que rodean la Bahía de Luperón. Se corresponden con un amplio desarrollo subhorizontal de sedimentos limosos y arcillosos, grava calcárea, de color gris oscuro a negro sugiriendo un origen como sedimento fluvio-lacustre, rico en materia orgánica. Estos recubrimientos marcan sin duda la traza de las antiguas zonas pantanosas que jalonaban la zona costera.

2.11.3 Terrazas. Gravas, arenas y lutitas (17). Holoceno. Q₄

En el ángulo SO de la Hoja, el río Bajabonico desarrolla numerosos niveles de terrazas aluviales que dominan una decena de metros en el cauce actual del río. Constituyen capas argilítico-arenosas, con gravas y cantos de rocas eruptivas, areniscas y calizas, de 2 a 20 cm de diámetro, unido al substrato arcilloso de la Fm Villa Trina. Están cubiertos bajo una cobertera limosa de potencia métrica. Estos antiguos aluviones han sido explotados entorno a Novillero.

2.11.4 Área pantanosa. Lutitas y limos (18). Holoceno. Q₄

En la zona costera, principalmente entorno a la Bahía de Luperón, la interfase entre la zona de manglar sometidas a mareas diarias y los sedimentos fluvio-lacustres finos (16), destaca por una aureola discontinua en la que se acumulan las aguas de lluvia y esorrentía. Los depósitos detríticos asociados son muy a menudo representados por arenas finas y arcillas grises de algunos centímetros a metros de potencia, rica en materia orgánica más o menos descompuesta. En el mapa topográfico, estos sectores son denominados “salado”, lo que hace pensar que los sedimentos son ricos en sal y que estos sectores pueden ser, al menos episódicamente, invadidos por el mar debido a mareas excepcionales.

2.11.5 Manglar. Lutitas con vegetación abundante (19). Holoceno. Q₄

Los manglares que ocupan dentro de la Hoja las áreas de marisma baja no permiten en general observar los materiales que ocupan esta franja. No se ha encontrado afloramiento alguno que permita una descripción detallada. Tan sólo puede constatar su composición lutítico-arenosa. Su espesor se sitúa dentro de valores métricos. Se trata de depósitos actuales por lo que se incluyen en el Holoceno.

2.11.6 Deslizamiento. Bloques y arcillas (20). Holoceno. Q₄

En esta unidad se han agrupado las cuñas de deslizamiento que afectan a las arcillas de la Fm Imbert en numerosos lugares a lo largo de los ríos Guzmán y La Isla. Estos deslizamientos son provocados por la excavación y rápida erosión de las argilitas por a violencia de los torrentes de agua, sobre todo en el periodo de fuertes precipitaciones. Están

localizadas en zonas no pobladas, y no presentan ningún riesgo para la población y las eventuales infraestructuras.

2.11.7 Fondo de valle y Llanura de inundación . Arenas con gravas y arcillas (21). Holoceno. Q₄

Encajados por las argilitas de la Fm Luperón y las areniscas deleznable de la Ud Conglomerados de la Jaiba, los valles fluviales presentan un perfil muy plano y longitud de varios centenares de metros. Los aluviones están esencialmente constituidos por arenas gruesas a finas, y son, a menudo, recubiertas por limos arcillosos o arcillas arenosas sobre las que se desarrolla la agricultura. El espesor de los aluviones varía desde algunos decímetros a varios metros.

2.11.8 Playa. Arenas (22). Holoceno. Q₄

Las playas se localizan en la mayoría de las ensenadas de las zonas de plataforma arrecifal del borde costero. Poseen generalmente forma cóncava, con un radio de curvatura de varias decenas de metros. Ese es el caso de la Playa de Cambiaso, además de numerosas pequeñas playas que jalonan la costa entre Punta la Ballena y Punta la Barranca del Agua. Las playas están adosadas a un cordón de dunas reciente, de algunos metros de desnivel. Están constituidos por arenas finas, de color claro y naturaleza silíceas; provienen del desmantelamiento de areniscas de la Und Conglomerados de La Jaiba. La potencia de esta cobertera arenosa es de orden métrico a decenas de metros.

2.11.9 Antrópico. Basurero (23). Actual.

Los vertidos incontrolados de Luperón, se localizan sobre las margas e intercalaciones calcáreas arcillosas de la Fm Villa Trina. No se toma ninguna precaución especial para proteger el medioambiente, en particular para evitar los lixiviados generados por la descomposición de los desechos que se infiltran en el suelo, los cuales son arrastrados a los cursos de agua por medio de la escorrentía superficial.

3 GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS

3.1 INTRODUCCIÓN Y TÉCNICAS ANALÍTICAS GEOQUÍMICAS

Para la interpretación de la petrogénesis e historia tectónica de las rocas ígneas y metamórficas de la zona estudiada, la metodología seguida en este trabajo consistió en integrar un gran volumen de datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos, en lo posible de los tipos litológicos poco o nada deformados y/o metamorfozados. Para ello, la composición de elementos mayores y trazas fue obtenida en más de 100 muestras de roca total, molida en ágata y analizada mediante ICP-MS en ACME Analytical Laboratories Ltd en Vancouver. Los análisis obtenidos en el ámbito del presente Proyecto en muestras de rocas ígneas y metamórficas de las Hojas de Villa Vázquez, Los Cacaos-Buen Hombre, El Mamey, Puerto Plata, Imbert, Luperón, San Francisco Arriba y Esperanza.

Para los óxidos de elementos mayores, los límites de detección son <0,01% excepto para Fe₂O₃ (0,04%), P₂O₅ (0,001%) y Cr₂O₃ (0,002%); para los elementos trazas son típicamente <0,1 ppm y para las tierras raras <0,05 ppm, e incluso <0,01 ppm. En detalle, los límites de detección (en ppm) fueron: Ba, 1; Be, 1; Co, 0,2; Cs, 0,1; Ga, 0,5; Hf, 0,1; Nb, 0,1; Rb, 0,1; Sn, 1; Sr, 0,5; Ta, 0,1; Th, 0,2; U, 0,1; V, 8; W, 0,5; Zr, 0,1; Y, 0,1; La, 0,1; Ce, 0,1; Pr, 0,02; Nd, 0,3; Sm, 0,05; Eu, 0,02; Gd, 0,05; Tb, 0,01; Dy, 0,05; Ho, 0,02; Er, 0,03; Tm, 0,01; Yb, 0,05; Lu, 0,01; Mo, 0,1; Cu, 0,1; Pb, 0,1; Zn, 1; Ni, 0,1; As, 0,5; Cd, 0,1; Sb, 0,1; Bi, 0,1; Ag, 0,1; Au, 0,5 (ppb); Hg, 0,01; Tl, 0,1; y Se, 0,5. La precisión y exactitud analítica fue estimada analizando los estándares internacionales STD CSC y SO-18, así como mediante análisis duplicados de algunas muestras. En general, la precisión del estándar fue mejor de ± 1% y la exactitud en los análisis duplicados mejor de 0,5%. El Fe procedente de los análisis fue Fe total como Fe₂O₃, por lo que fue recalculado como $Fe_{2O3t} = Fe_{2O3} + FeO \cdot 1,11135$ y $Fe_{Ocalc} = FeO / (FeO + Fe_{2O3})$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO₂ a P₂O₅ fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como $100 \text{ mol MgO} / (\text{mol MgO} + \text{mol FeO})$, donde $FeO = 0,8 \cdot Fe_{2O3t}$ y $Fe_{2O3} = 0,2 \cdot Fe_{2O3t}$. Las composiciones de referencia utilizadas para el manto primordial y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y McDonough (1989).

En una primera aproximación, los datos geoquímicos fueron utilizados para discriminar las muestras en contextos magmáticos relacionados o no con procesos de subducción, y su impacto en la definición de unidades cartográficas. Existen numerosos autores que han propuesto criterios geoquímicos que discriminan rocas formadas en diferentes medios tectónicos, como los relacionados con un arco isla (Pearce, 1983; Wood et al., 1980; Shervais, 1982; Pearce et al., 1984; Taylor y Nesbitt, 1995; Pearce y Parkinson, 1993; Pearce y Peate, 1995). Para rocas volcánicas de arco alteradas, los principales elementos traza utilizados son Zr, Nb, Hf, Ta, Ti e Y (high field strength elements, HFSE), que proporcionan una guía preliminar de la afinidad petrológica y tectónica de las rocas volcánicas básicas e intermedias. Otros elementos traza resistentes a la alteración utilizados son las REE (rare earth elements) y el Th. El Th es un LFSE (low field strength element) que, a diferencia de otros elementos de este grupo (Rb, Ba, Sr, Cs, U y Pb), resiste los procesos de alteración y metamorfismo, y proporciona la única oportunidad de comparar el comportamiento primario de estos dos grupos (LFSE vs HFSE), que refleja procesos operativos en medios tectónicos específicos. En este trabajo, la concentración de estos elementos inmóviles fue expresada en diagramas normalizados respecto al manto primitivo (PM) y N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt) de Sun y McDonough (1989), ordenados siguiendo su compatibilidad creciente (de izquierda a derecha) en un fundido basáltico. De forma complementaria se utilizaron diagramas que utilizan relaciones de elementos traza para discriminar entre varios medios tectónicos relacionados o no con arcos isla. Los datos isotópicos de Sr-Nd procedentes de la bibliografía fueron utilizados en algunos casos junto con los geoquímicos de elementos traza, para interpretar la naturaleza de la fuente mantélica y, particularmente, como evidencia de la influencia o no de plumas mantélicas y de la litosfera continental en la petrogénesis de las rocas ígneas.

En la zona estudiada se reconoció una relativa gran variedad composicional de tipos magmáticos básicos que tienen análogos en medios oceánicos modernos, los cuales proporcionan el marco para la interpretación geoquímica e isotópica. Las rocas volcánicas no relacionadas con procesos de subducción fueron comparadas respecto a los basaltos N-MORB (normal mid-ocean ridge basalts), E-MORB (enriched-MORB) emitidos en dorsales influenciadas por plumas, y OIB (ocean island or oceanic intra-plate basalts) relacionados con la actividad de plumas mantélicas. Los basaltos transicionales son aquellos que tienen características geoquímicas intermedias entre los toleíticos y alcalinos según Winchester y Floyd (1977). Las rocas volcánicas de medios de arco se caracterizan por un enriquecimiento de LFSE (Th) relativo respecto a los más incompatibles HFSE (Nb-

Ta), y empobrecimiento en Nb (y Ta) respecto a La. Los tipos reconocidos fueron característicos de arcos intraoceánicos: boninitas fuertemente empobrecidas en elementos incompatibles, andesitas ricas en Mg, basaltos toleíticos IAT (island arc tholeiites), andesitas y basaltos calco-alcalinos CAB (calc-alkalic basalts), rocas volcánicas félsicas de composición dacítica-riolítica asociadas con las series IAT-CAB y adakitas. Las rocas plutónicas que forman los batolitos ultramáfico-gabroico-tonalíticos fueron caracterizadas geoquímicamente siguiendo un procedimiento similar.

Sin embargo, las rocas ígneas y metamórficas de la zona estudiada fueron variablemente deformadas y metamorfizadas; por lo tanto, antes de hacer interpretaciones petrogenéticas basadas en la geoquímica de roca total, se debe evaluar la movilidad de los elementos utilizados. Los elementos inmóviles bajo un amplio rango de condiciones metamórficas, incluyendo la alteración de fondo oceánico a relaciones agua/roca bajas y moderadas (Bienvenu et al. 1990), son los elementos de transición (V, Cr, Ni y Sc), los HFSE, las REE y el Th. También, los minerales accesorios con REE son estables si no han sufrido un metamorfismo intenso, así como la desaparición parcial de los minerales portadores de las LREE no afecta significativamente la relación isotópica Sm-Nd a la escala de roca total. Por otro lado, la buena correlación obtenida entre el Zr frente a Th, Nb, La, Sm, Ti y Yb sugiere que estos elementos traza fueron relativamente inmóviles durante el metamorfismo, y las diferencias que muestran en la relaciones son debidas a un variable grado de fusión o a diferencias en la fuente mantélica. A continuación se describen los diferentes tipos de rocas ígneas máficas y félsicas distinguidas en cada evento magmático, para mostrar la existencia de relaciones petrogenéticas entre ellos e interpretar el marco geodinámico de formación.

De la zona estudiada no existen prácticamente datos geoquímicos publicados. Los incluidos en la bibliografía de la zona principalmente proceden de los recientes trabajos de Saumur (2006, 2007a y 2007b) y Hattori (2009), polarizados al estudio de las asociaciones minerales presentes en las rocas serpentinitas.

3.2 EL COMPLEJO DE BASAMENTO DE PUERTO PLATA

El Complejo de basamento de Puerto Plata aflora en el sector de Imbert-Puerto Plata, el cual se sitúa entre la Zona de Falla de Camú al sur y la costa Atlántica al norte, en la mitad occidental del dominio estructural de la Cordillera Septentrional. El sector de Imbert-Puerto Plata se caracteriza por un basamento compuesto por un conjunto de rocas ultramáficas,

máficas, volcánicas y volcanoclásticas, con raros sedimentos pelágicos, que aparece discordante bajo las rocas del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la Formación Imbert. El Complejo de Puerto Plata aflora en las Hojas de Luperón, Puerto Plata y parte de Imbert y El Mamey.

No hay por el momento datos geocronológicos que permitan establecer una cronología detallada de los procesos en el Complejo de Puerto Plata. Sin embargo, los restos de radiolarios presentes los lentejones de cherts asociados a los basaltos almohadillados indican para Montgomery una edad Cretácico Inferior alto (en Drapper y Pindell, 2008). La existencia de este basamento Cretácico Inferior queda también evidenciada por la **edad de 126,1±0,3 Ma, obtenida durante el proyecto, por el método U-Pb en una única fracción concordante de zircones en las gabronoritas** de Puerto Plata (6075IVJE91119B).

Ordenadas según el nivel cortical de formación, en el Complejo de basamento Puerto Plata se pueden distinguir las siguientes unidades litológicas: las rocas volcánicas máficas de la Formación Los Caños, que intercalan radiolaritas de edad Cretácico Inferior (corteza superior); la unidad de Gabronoritas bandeadas del Cerro de Gran Diablo, compuesta por piroxenitas y gabro-noritas basales (transición corteza-manto), y mayoritariamente por cumulos gabronoríticos bandeados, y subordinadamente por troctolitas y leucogabros olivínicos bandeados (corteza inferior); y las tectonitas peridotíticas variablemente serpentinizadas del Macizo Ultramáfico de Puerto Plata (harzburgitas y dunitas mantélicas), así como las peridotitas porfiroclásticas y residuales serpentinizadas aflorantes como lentejones en la Zona de Falla de Camú. El contacto entre todas estas unidades litológicas es invariablemente a través de una red de zonas de falla, a menudo hidrotermalizadas, y no existe una sección continua desde las rocas de la corteza inferior a la superior.

En las serpentinitas del Macizo Ultramáfico de Puerto Plata intruyen cuerpos de gabros isótopos y foliados rodingitizados, así como diques microgabroicos y doleríticos. En el basamento intruyen además diques y sills de diques máficos que han desarrollado bordes enfriados, y en la Fm Los Caños pequeños plutones de leucogranitos con hornblenda y biotita.

3.3 FORMACIÓN LOS CAÑOS

3.3.1 Rocas volcánicas máficas

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. Se incluye aquí también un análisis de las pequeñas intrusiones de leucogranitos con hornblenda y biotita en las rocas volcánicas de la unidad, aunque se desconoce su edad. 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. 2). 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%. 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, Fe₂O₃T, 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-espínela, 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, 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 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., 1992; 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 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, 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. Consideradas en conjunto, las rocas definen un campo composicional algo distinto al de la Fm Los Ranchos, aunque la concentración de Th está próxima al límite de detección. Los diagramas del “índice de subducción” y del “índice de empobrecimiento” de la fuente mantélica, permiten sin embargo establecer similitudes entre las IAT de la Fm Los Ranchos y la rocas volcánicas máficas de la Fm Los Caños.

3.3.2 Leucogranitos con hornblenda y biotita

En este grupo se incluye una muestra de leucogranito de grano grueso con hornblenda y biotita intrusivo en las rocas volcánicas de la Fm Los Caños . 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 tanto 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). De acuerdo con Drummond et al. (1996), Yogodzinski et al. (2001) y Rapp et al. (2003), las adakitas representan fundidos de la lámina oceánica que subduce a alta P (>8 kbar), dejando un residuo de anfibolitas con granate o de eclogitas con anfíbol, que fracciona las HREE. Los altos niveles en MgO, Cr y Ni de estos magmas son debidos a la interacción durante su ascenso con las peridotitas de la cuña de manto supra-subducción. Se desconoce su edad, aunque las abundantes adakitas de la Cordillera Central han proporcionado edades de enfriamiento de principalmente el límite Turoniense-Coniacense (~89 Ma), continuando probablemente en el Santoniense y Campaniense Inferior.

3.3.3 Interpretación y correlaciones

Desde un punto de vista geoquímico existe una gran similitud entre los diversos grupos geoquímicos de rocas volcánicas máficas reconocidos en los Complejos de El Cacheal, Palma Picada y Pedro García, así como en las Formaciones de Los Caños en la Cordillera Septentrional y los Ranchos, Amina y Maimón en las Cordilleras Oriental y Central. A

reserva de los datos geocronológicos, gran parte de estas rocas volcánicas máficas se relacionan con el magmatismo toleítico, boninitico, ligeramente calco-alcalino y ácido dacítico-riolítico del primitivo arco isla Caribeño del Cretácico Inferior. Las toleítas pobres en Ti y las rocas boniniticas tienen las características composicionales de las series volcánicas formadas durante los primeros estadios de la evolución de un arco isla intraoceánico, las toleítas “normales” registrarían la estabilización del frente volcánico promovida por la adición de componentes desde la lámina que subduce a un manto fuente no tan empobrecido, y las rocas máficas calco-alcalinas representarían magmas generados en un estadio evolutivo algo más maduro, caracterizado por una mayor adición de componentes subductivos.

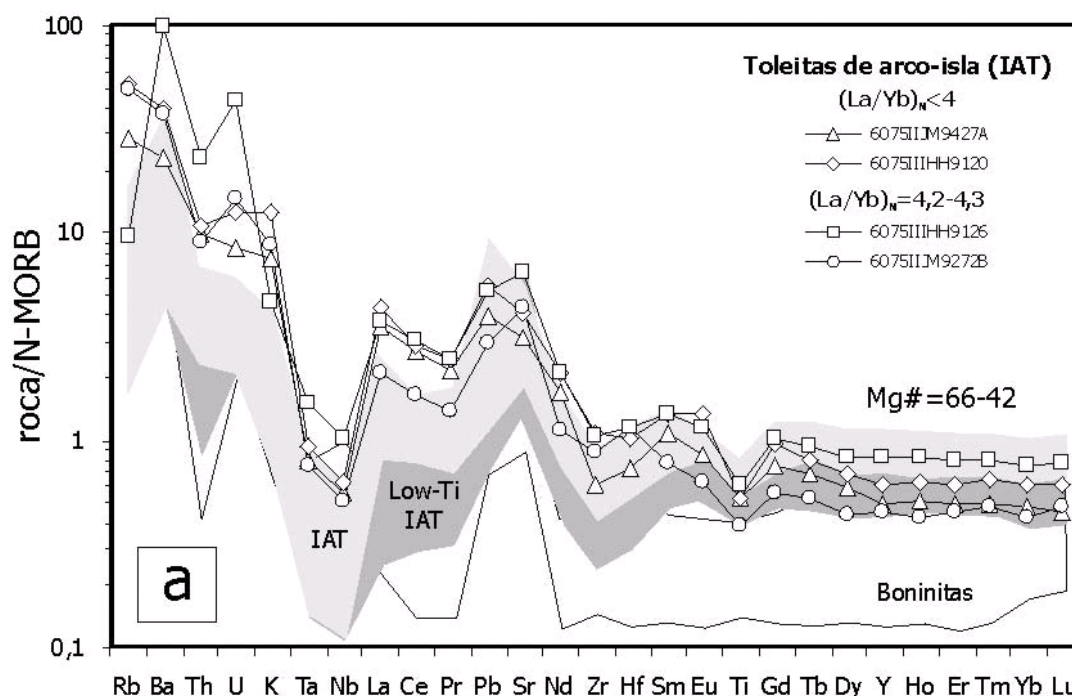


Figura 10: Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas de la Fm Los Caños.

3.4 GABRONORITAS BANDEADAS DEL CERRO DE GRAN DIABLO

3.4.1 Cumulados máficos

La unidad de Gabronoritas bandeadas del Cerro de Gran Diablo, compuesta por mayoritariamente por cumulados 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), Fe₂O₃T (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 Figura 11 se muestra como estas rocas cumulado forman un trend 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 Fe₂O₃T, 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, respectivamente. 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 (Figura 12), 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 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 (0,05-0,4×N-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*_N=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).

3.4.2 Interpretación y correlaciones

Como se observa en los diagramas de la Figura 12, la concentración de virtualmente todos los elementos incompatibles aumenta incrementalmente y con un remarcable patrón paralelo, desde las gabronoritas bandeadas a las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, particularmente para las IAT pobres en Ti y IAT. Los picos positivos de Pb y Sr están presentes en todas las litologías, y las gabronoritas presentan anomalía positiva de Eu relacionada con la acumulación de plagioclasa. Las concentraciones de Ti son bajas en relación a las HREE ya en las gabronoritas, por lo que los magmas primitivos ya estaban empobrecidos en este elemento, y definen una anomalía negativa en las rocas volcánicas.

Considerando en conjunto los cumulos máficos y las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, la geoquímica de elementos mayores y traza es consistente con una evolución comagmática controlada por la diferenciación a partir de magmas parentales similares. Los patrones de distribución de elementos traza reflejan una variabilidad que está controlada principalmente por procesos de cristalización fraccionada, donde los HFSE y REE aumentan progresivamente con el descenso en el Mg#, es decir con la diferenciación. La fuente de estos magmas fue un manto somero variablemente empobrecido y modificado por componentes procedentes de una zona adyacente de subducción.

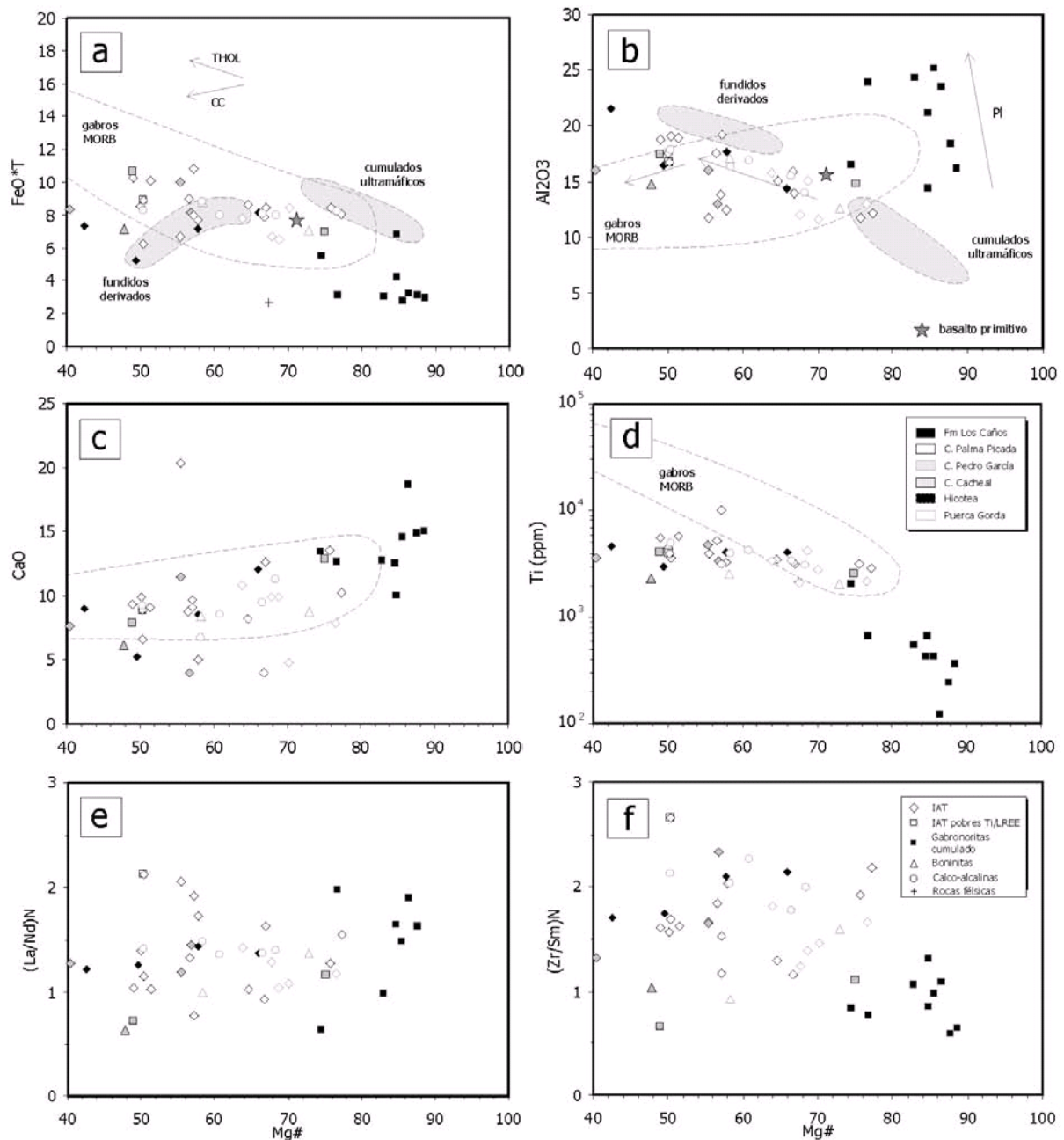


Figura 11: Características geoquímicas de las Gabronoritas del Cerro de Gran Diablo, Complejo Palma Picada. (a, b, c, d, e y f) Diagramas de variación de elementos mayores (wt%) y relaciones de elementos incompatibles versus Mg#, para las gabronoritas y rocas volcánicas de los Complejo El Cacheal, Complejo 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 $\sim 3\%$ H₂O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB.

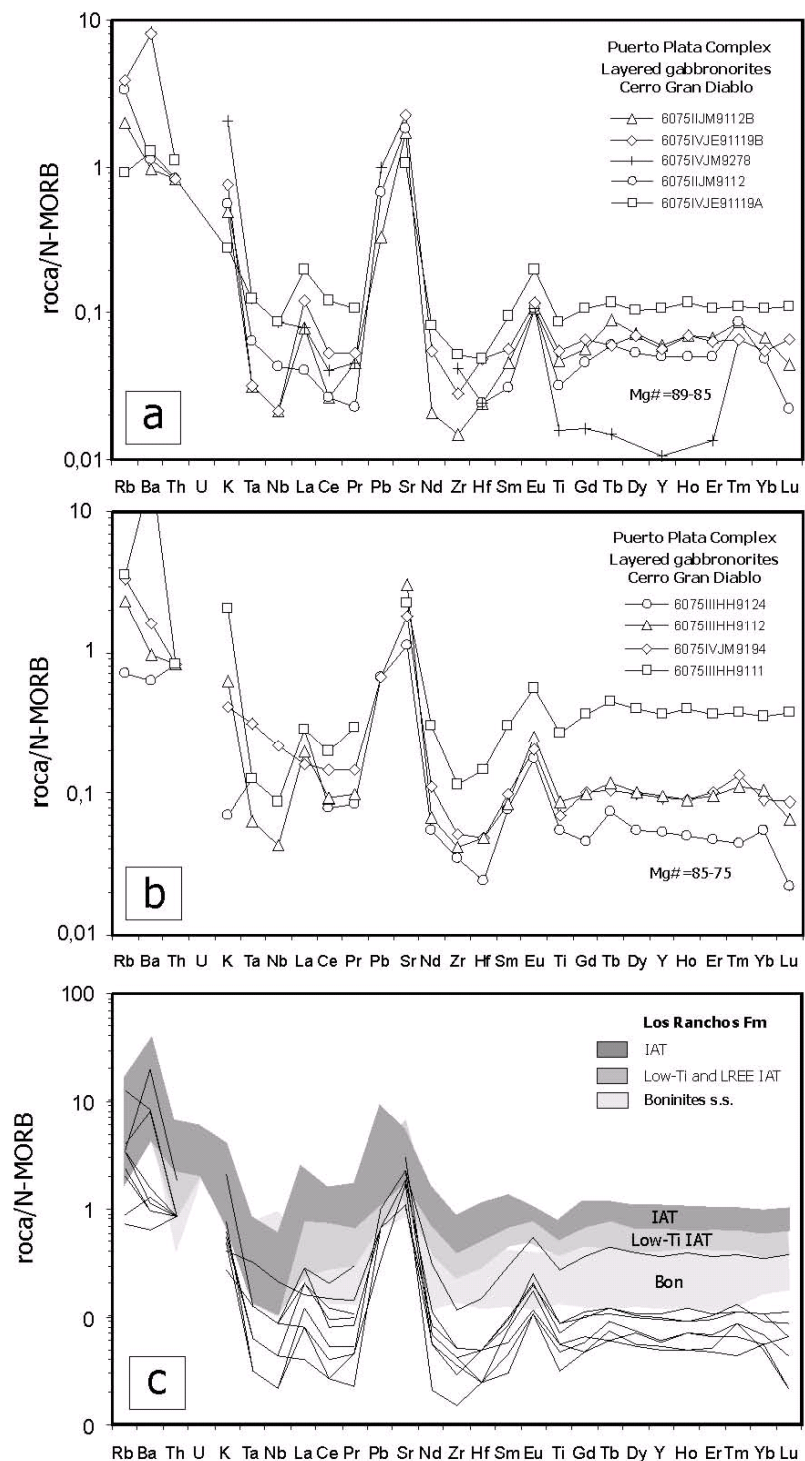


Figura 12 (a, b y c): Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las Gabbronoritas del Cerro de Gran Diablo y su comparación con las rocas volcánicas de la Fm Tireo.

3.5 GEOCRONOLOGÍA

En el marco del presente Proyecto, se recogieron 8 muestras de rocas magmáticas del Complejo de basamento de Puerto Plata para su análisis geocronológico mediante el método U/Pb o $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Se han analizado en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vancouver (Canadá).

La Tabla 3 recoge las principales características de dichas muestras.

Muestra	Hoja	Coord. geograficas		Coord. UTM - WGS84		Litología	Edad (Ma)	Error (Ma)	Método
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY				
04 JM 9194	Luperón	19.8429	-70.8015	311 347	2 195 102	Gabro anortosítico a anortosita	?	?	U/Pb en zircon
04 JM 9271	Luperón	19.8353	-70.7720	314 426	2 194 224	Andesita porfídica	81,6	2,7	Ar/Ar en hornblenda, "plateau"
							80,2	6,7	Ar/Ar en hornblenda, isócrona normal
							80,6	6,5	Ar/Ar en hornblenda, isócrona inversa
04 JM 9272B	Luperón	19.8365	-70.7715	314 482	2 194 366	Andesita porfídica	90,2	3,9	Ar/Ar en hornblenda, "plateau"
							84,9	9,1	Ar/Ar en hornblenda, isócrona normal
							90,0	16,0	Ar/Ar en hornblenda, isócrona inversa
04 JE 9119B	Luperón	19.8364	-70.7594			Gabro a gabronorita bandeada	126,1	0,3	U/Pb en zircon
09 JM 9112	Puerto Plata	19.8254	-70.7436	317 344	2 192 912	Gabronorita bandeada	35,8	8,1	Ar/Ar en plagioclasa, "plateau"
							32,0	11,0	Ar/Ar en plagioclasa, isócrona normal
							34,0	13,0	Ar/Ar en plagioclasa, isócrona inversa
08 HH 9124	Imbert	19.8109	-70.8077	310 774	2 191 508	Troctolita bandeada	55,0	8,0	Ar/Ar en hornblenda, "plateau"
							55,5	9,6	Ar/Ar en hornblenda, isócrona normal
							55,5	9,6	Ar/Ar en hornblenda, isócrona inversa
08 HH 9133	Imbert	19.8024	-70.7748	313 966	2 190 398	Leucogranito	95,4	1,2	Ar/Ar en biotita, "plateau"
							98,5	3,7	Ar/Ar en biotita, isócrona normal
							100,8	3,2	Ar/Ar en biotita, isócrona inversa

Tabla 3: Localización, características y dataciones de las muestras del Complejo de basamento de Puerto Plata.

A la fecha de redacción de la presente memoria, las muestras datadas indican muchas edades diferentes, muy difícil de interpretar correctamente.

La existencia de un basamento Cretácico Inferior queda también evidenciada por 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, próximos a la Punta La Paya (6075IVJE9119B), y referibles al grupo de gabronoritas del Cerro de Gran Diablo. En la Hoja de Imbert se ha obtenido una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ plateau de biotita en un leucogranito con hornblenda y biotita de $95,4 \pm 1,2$ Ma (6075IIHH9133). Estos leucogranitos intruyen como diques a las gabronoritas encajantes, por lo que la edad de éstas es pre-Turonense-Cenomanense. Análogamente, en la Hoja de Luperón se ha obtenido una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de fusión total de hornblenda en una andesita con hornblenda y plagioclasa porfídica de la Fm Los Caños de $81,9 \pm 5,8$ Ma (6075IVJM9272B). El espectro de edad se presenta modificado por eventos térmicos posteriores, pero indica su existencia durante el Cretácico Superior. Una muestra de troctolitas del Cerro de Gran Diablo en la Hoja de Imbert (6075IIHH9124) ha proporcionado una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de plateau de hornblenda de 55 ± 8 Ma (6075IVJM9272B), posiblemente modificado por una apertura del sistema por eventos térmicos en el Paleoceno Superior-Eoceno Inferior. Finalmente, una gabronorita del mismo grupo máfico/ultramáfico ha proporcionado una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ plateau de plagioclasa de $35,8 \pm 8,1$ Ma (6075IIJM9112). Esta edad se interpreta relacionada con el levantamiento y enfriamiento del Complejo en el Eoceno Medio-Superior.

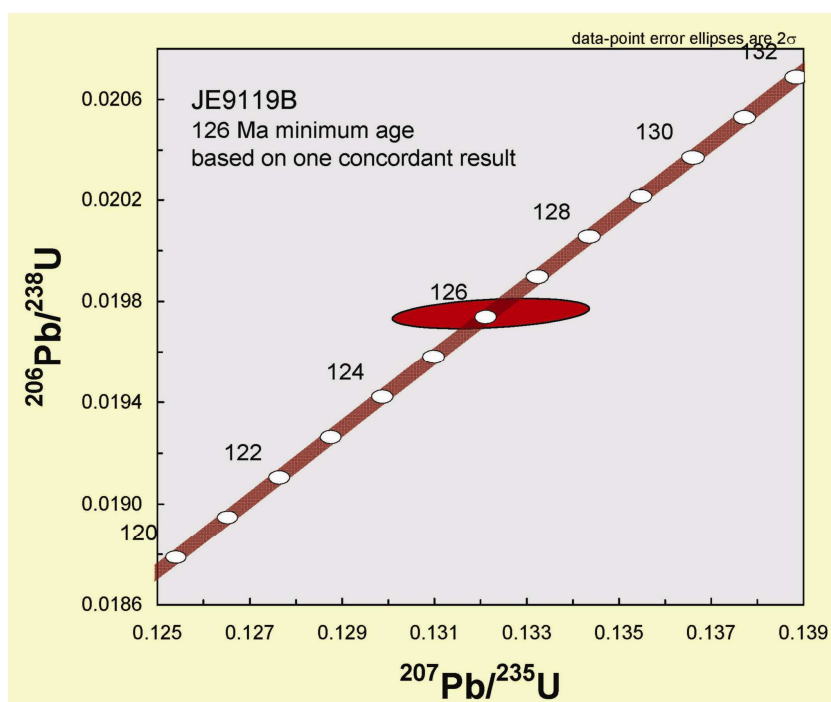


Figura 13: Diagrama de la datación de la muestra 04 JE 9119B, realizada por el método U/Pb.

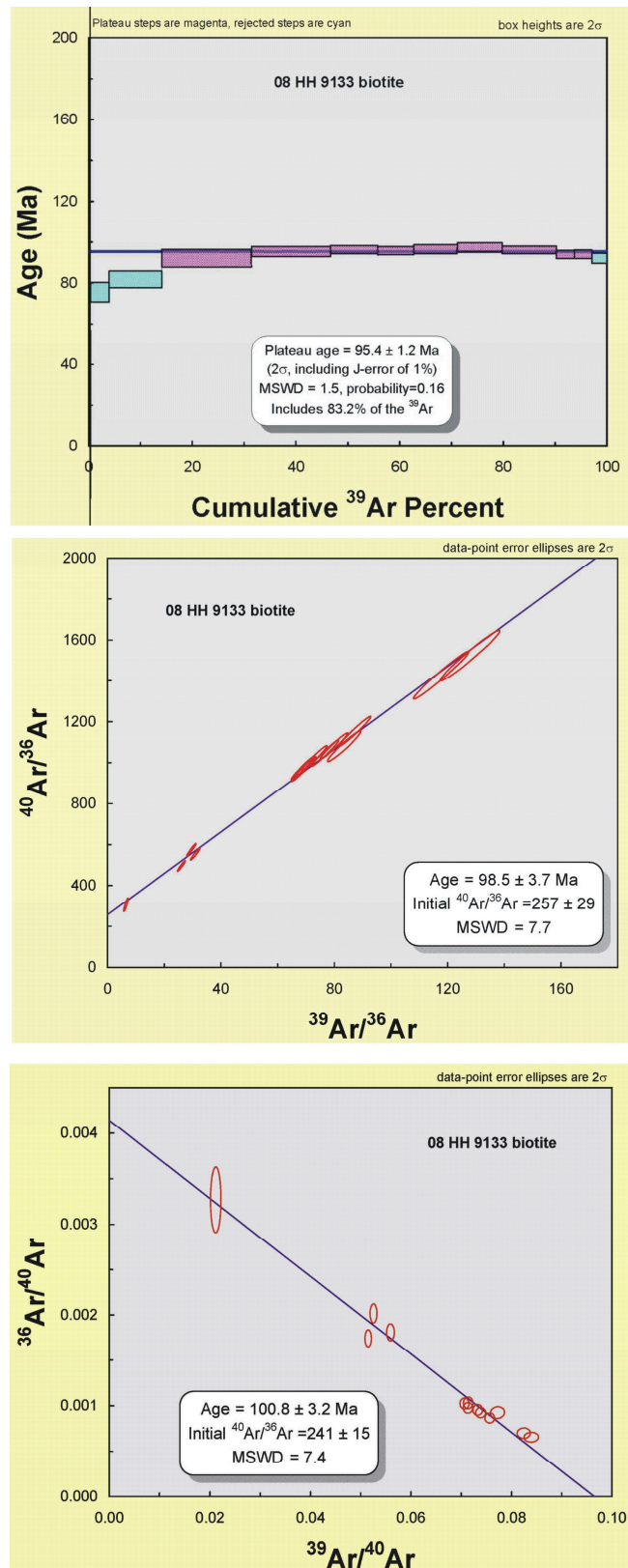


Figura 14: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 III HH9133.

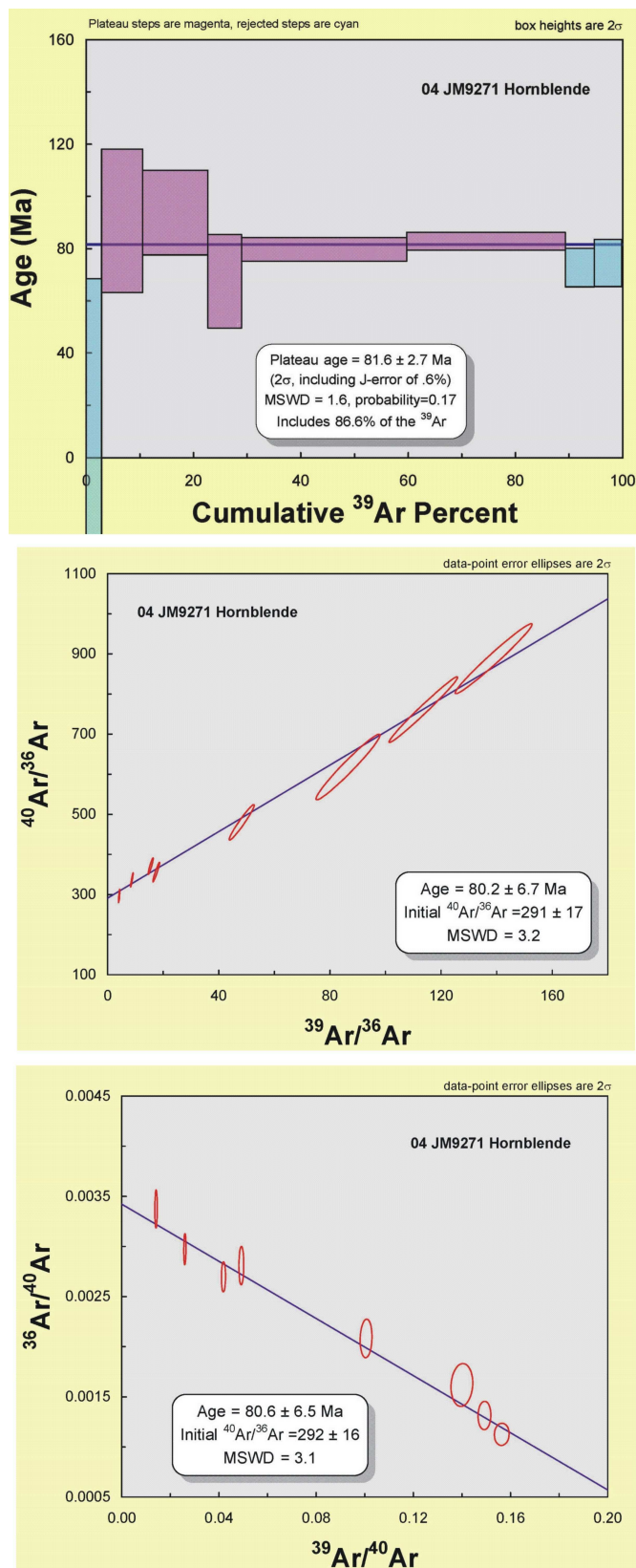


Figura 15: Diagramas con la edad de las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 IV JM9271.

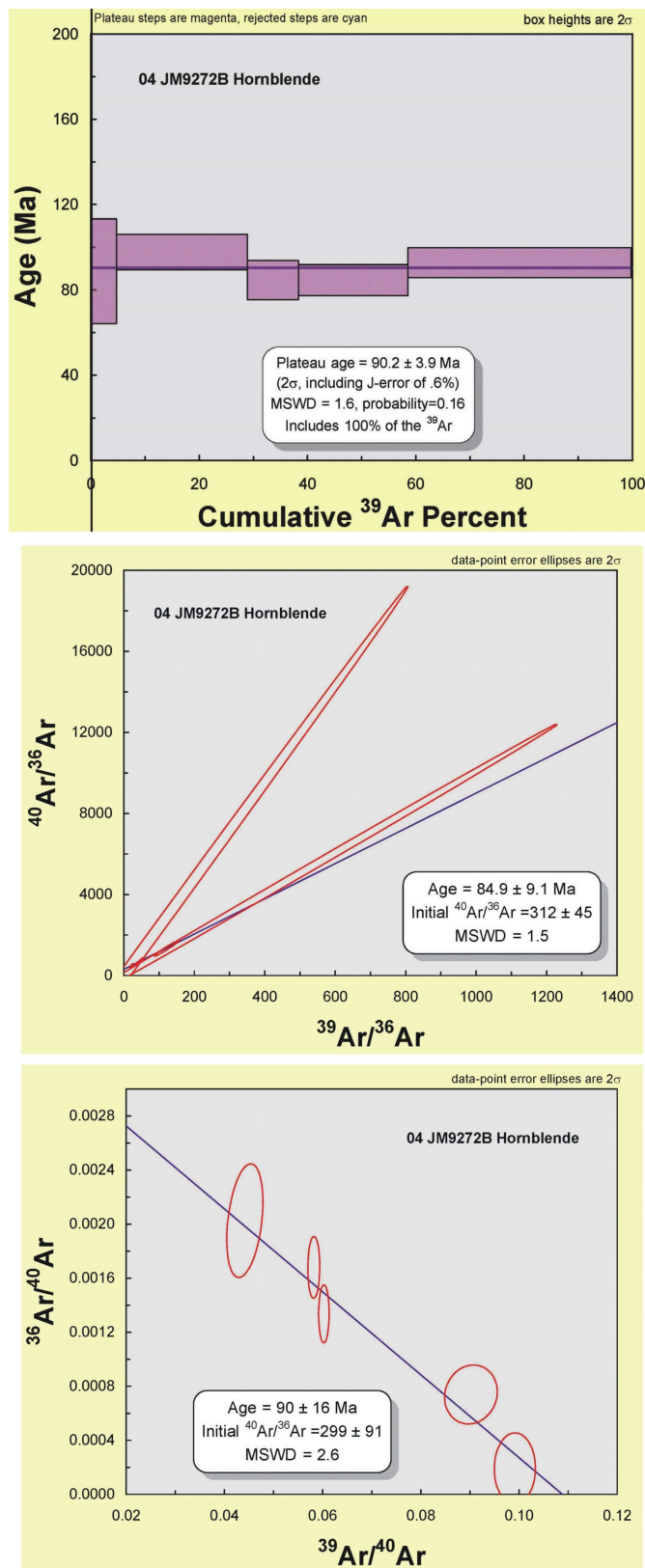


Figura 16: Diagramas con la edad de las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 IV JM9272B.

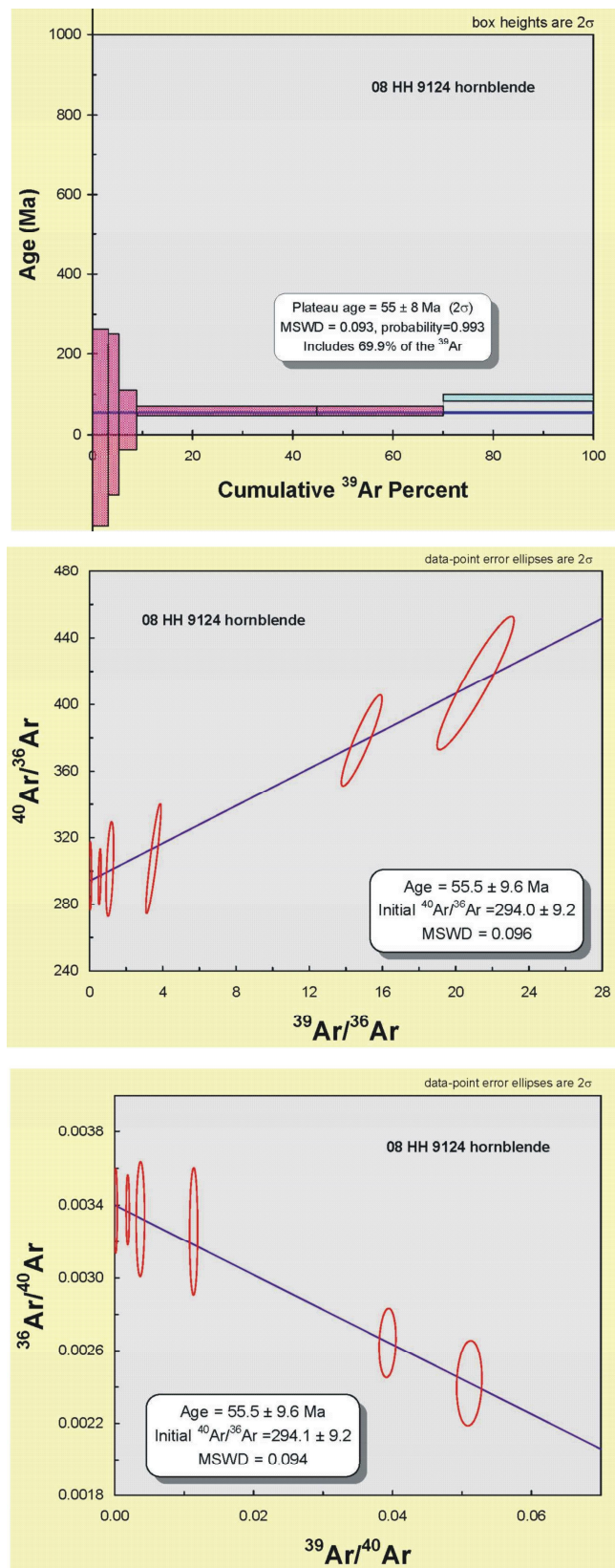


Figura 17: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 III HH9124.

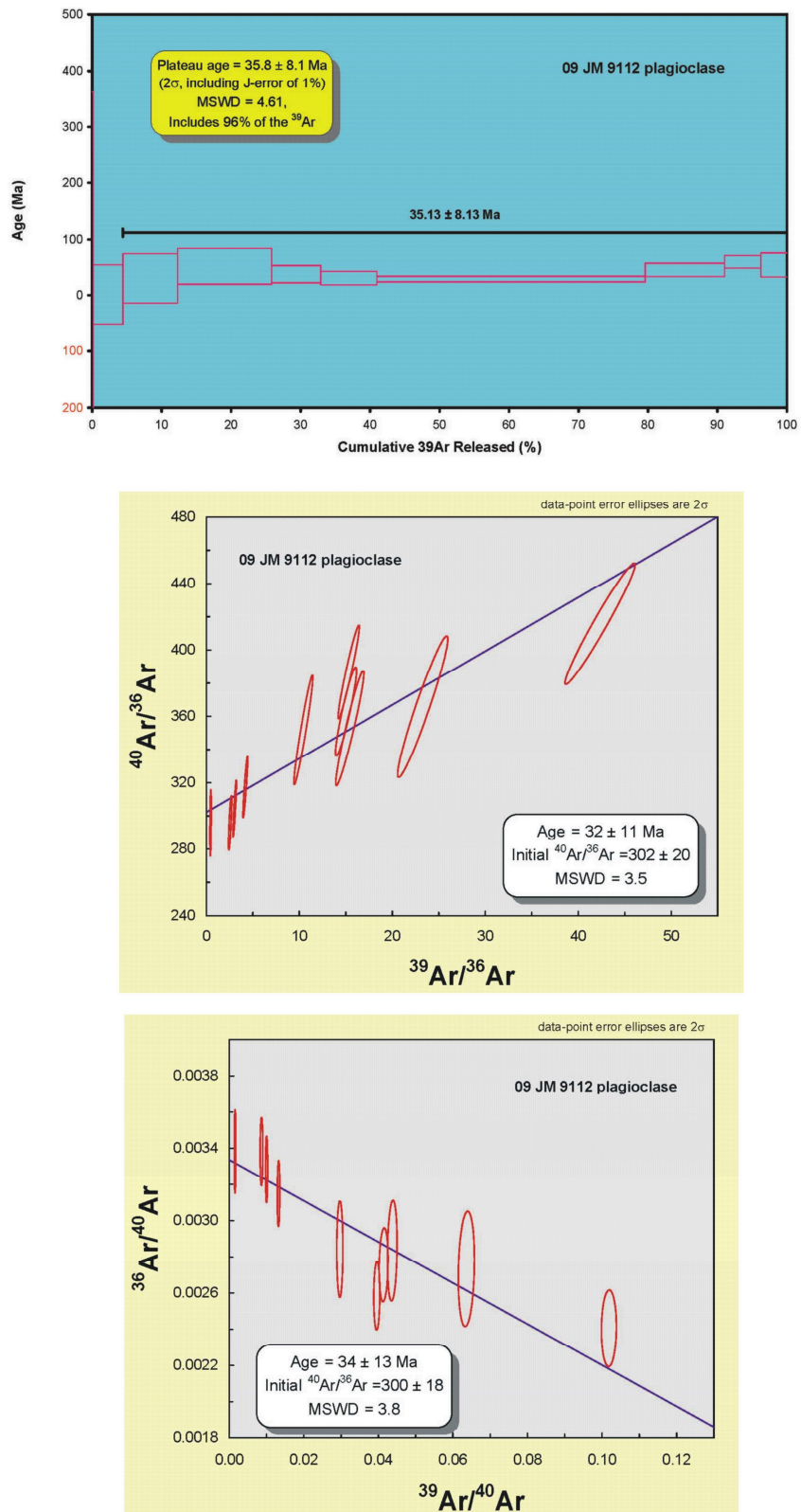


Figura 18: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 II JM9112.

4 TECTÓNICA

4.1 MARCO GEODINÁMICO

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribe que desempeña el papel de una zona de tapón entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico este; Placa Cocos y Placa Nazca. (Figura 19).

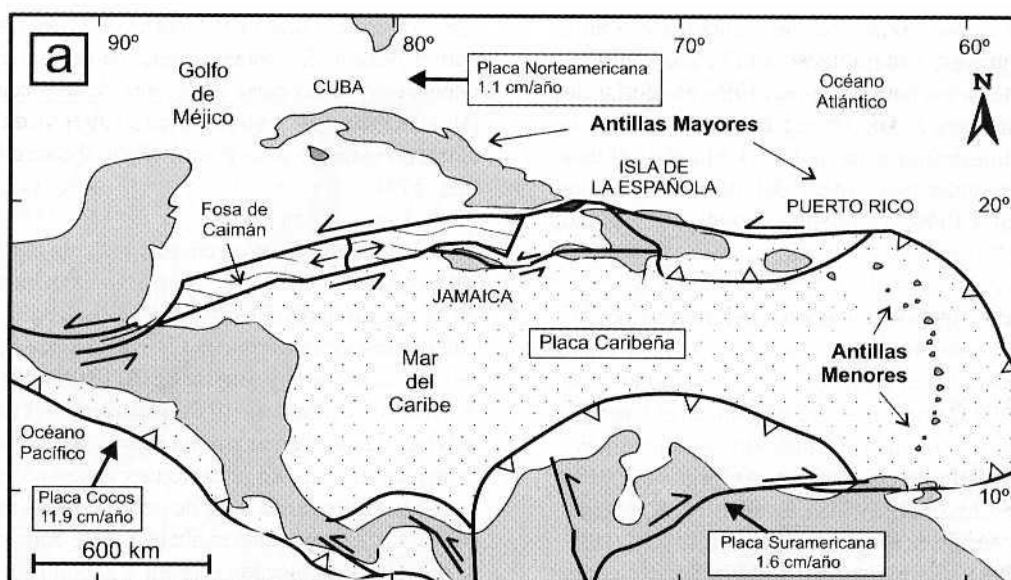


Figura 19: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002).

Las Antillas Mayores: Cuba, Jamaica, La Española y Puerto Rico pertenecen a la cadena norte-caribe cuya estructuración mayor corresponde a la colisión del margen sur de la Placa de América del Norte, con el arco volcánico de la «Proto-Placa» Caribe al final del Cretácico (Figura 20 y Figura 21).

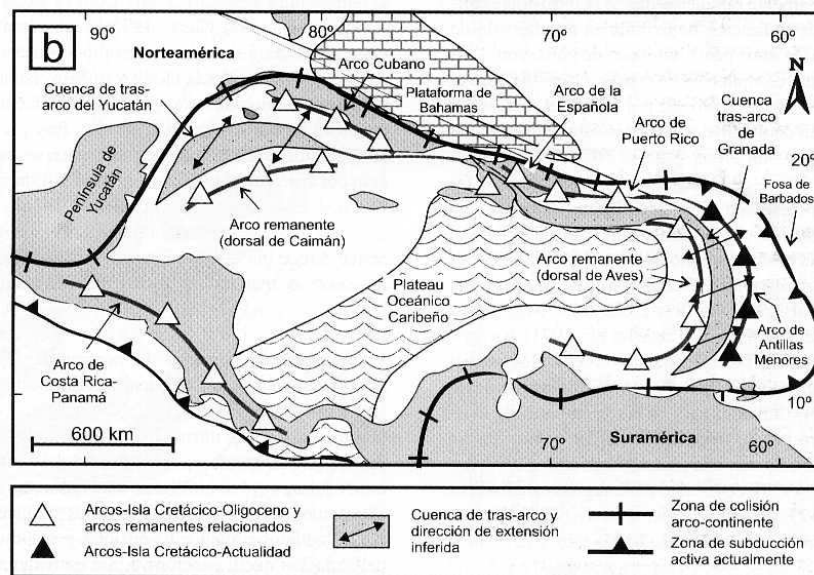


Figura 20: Principales elementos tectónicos del sistema de arco- isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. et al., 2002).

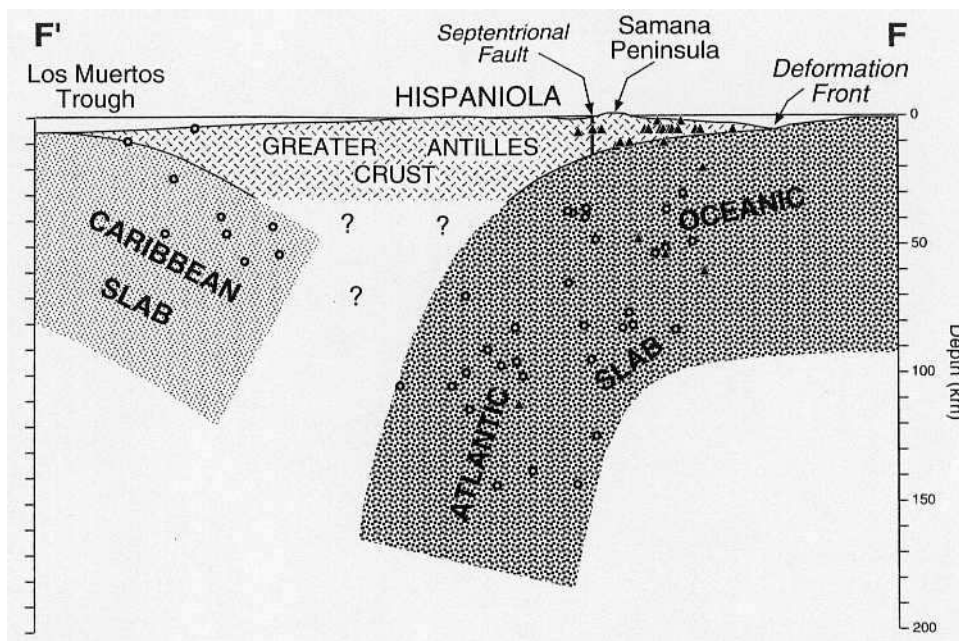


Figura 21: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. et al., 1998).

En su configuración actual (Figura 22), las Antillas Mayores están cortadas en tiras, separadas las unas de las otras por grandes desenganches sinistros con dirección general este-oeste. Estas estructuras se insertan en un sistema de fallas transformantes complejas, el sistema Polochic/Caimán, activo desde el Terciario y cuya evolución, hasta los tiempos actuales, arrastra una estructuración nueva de la cadena.

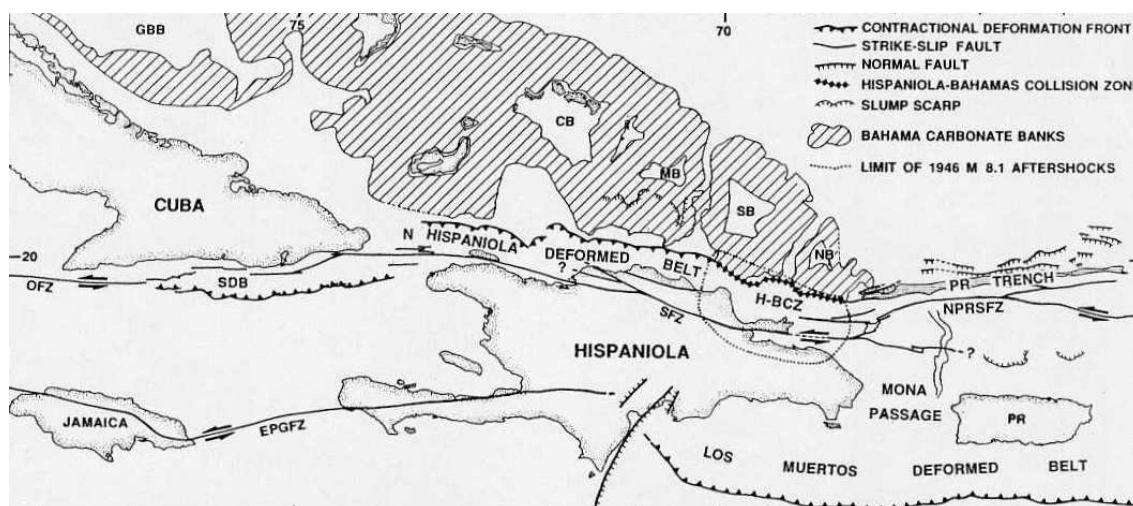


Figura 22: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caimán (Dolan J.F. et al, 1998).

El conocimiento y la interpretación de esta evolución geodinámica se apoyan en los trabajos de una comunidad internacional de científicos. Desde hace varios años han sido objeto de numerosos artículos publicados principalmente por:

- la Sociedad Geológica de América, en “Special Paper 262” en 1991 (Mann P., Draper G. y Lewis J.F.) y de “Special Paper 326” en 1998 (Dolan J.F. y Mann P.);
- el Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” de la Universidad de Barcelona, en el volumen 37 del “Acta Geológica Hispánica” en 2002 (Pérez-Estaún A., Tavares I., García Cortés A. y Hernáiz Huerta P.P.);
- el Instituto Geológico y Minero de España, con el Boletín Geológico y Minero, volumen 118 de Abril-Junio 2007, numero monográfico sobre la Geología de la República Dominicana (Pérez-Estaún A., Hernáiz Huerta P.P., Lopera E. y Joubert M.).

Las diferentes figuras que ilustran nuestro propósito provienen de algunas de estas publicaciones.

4.2 ESTRUCTURA DEL SECTOR OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA SEPTENTRIONAL

Al Norte de La Española, la Cordillera Septentrional, está formada por una cadena de montañas, alargada en sentido ESE-ONO, con una máxima elevación de 1249 m (Pico Diego de Ocampo) en su parte más o menos central. Se extiende desde las localidades de Nagua, en el sector más oriental, hasta Montecristi, en el extremo noroccidental, a lo largo de casi 200 km. Por el Sur, el límite de la Cordillera es con la Cuenca del Cibao, a través de la Zona de Falla Septentrional, una zona de falla sísmicamente activa, con carácter inverso y sobre todo, lateral izquierdo, relacionado todo ello con el movimiento lateral entre las Placas Norteamericana y Caribeña. El resultado de esta situación geodinámica es que a partir de la subducción oblicua de la plataforma carbonatada de Las Bahamas, situada en la Placa Norteamericana, se produce un contexto fuertemente transpresivo en toda la cadena que continúa siendo activo hasta hoy día (Rosencrantz et al., 1988; Mann et al., 1991, Grindlay et al., 1997; Dolan et al., 1998; Mann et al., 2002; Tabrez Ali et al., 2008).

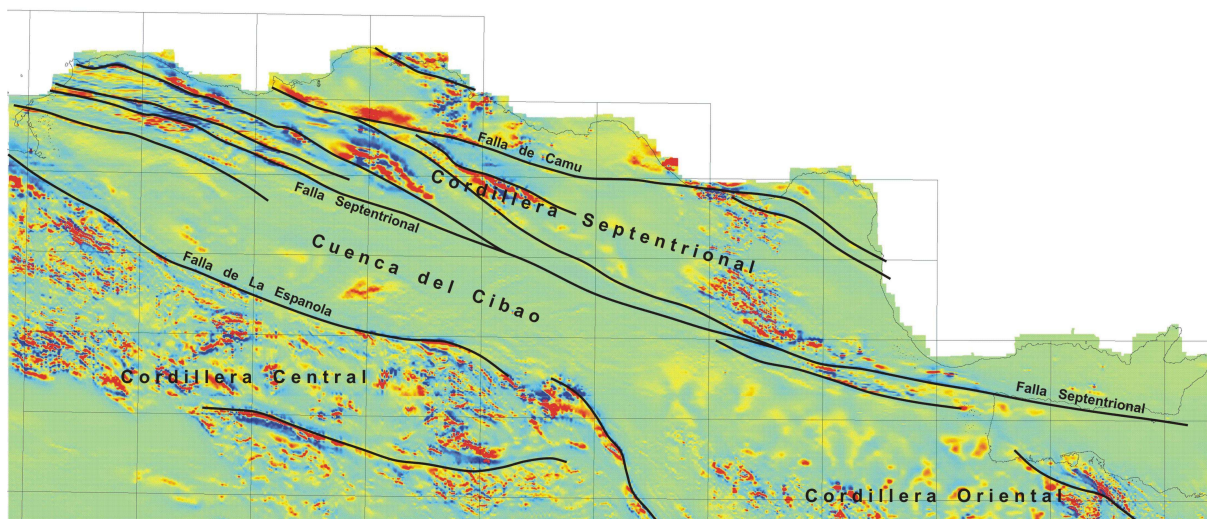


Figura 23: Correlación de los dominios y estructuras principales del Norte de La Española con el mapa aeromagnético de gradiente vertical (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

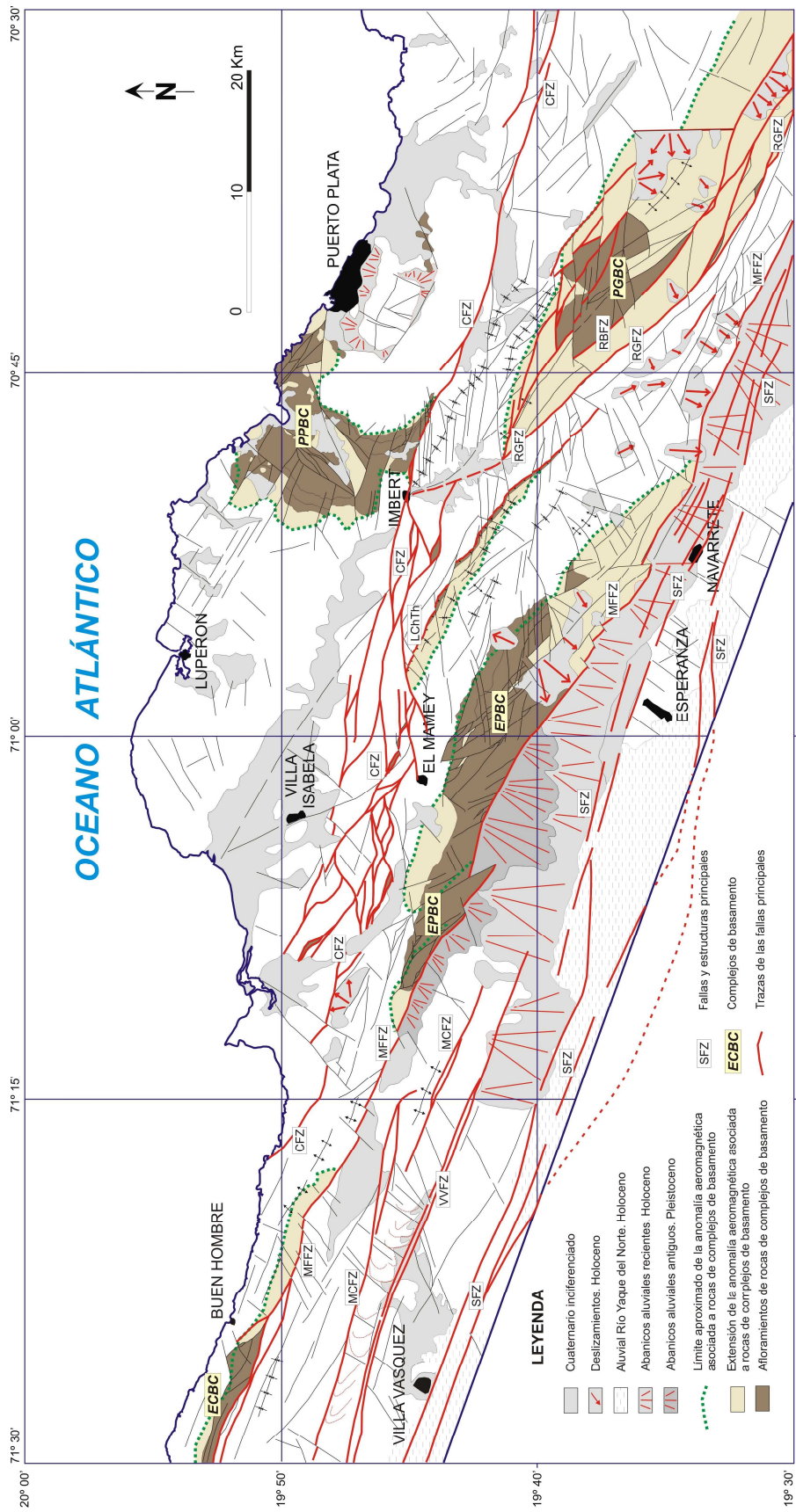


Figura 24: Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

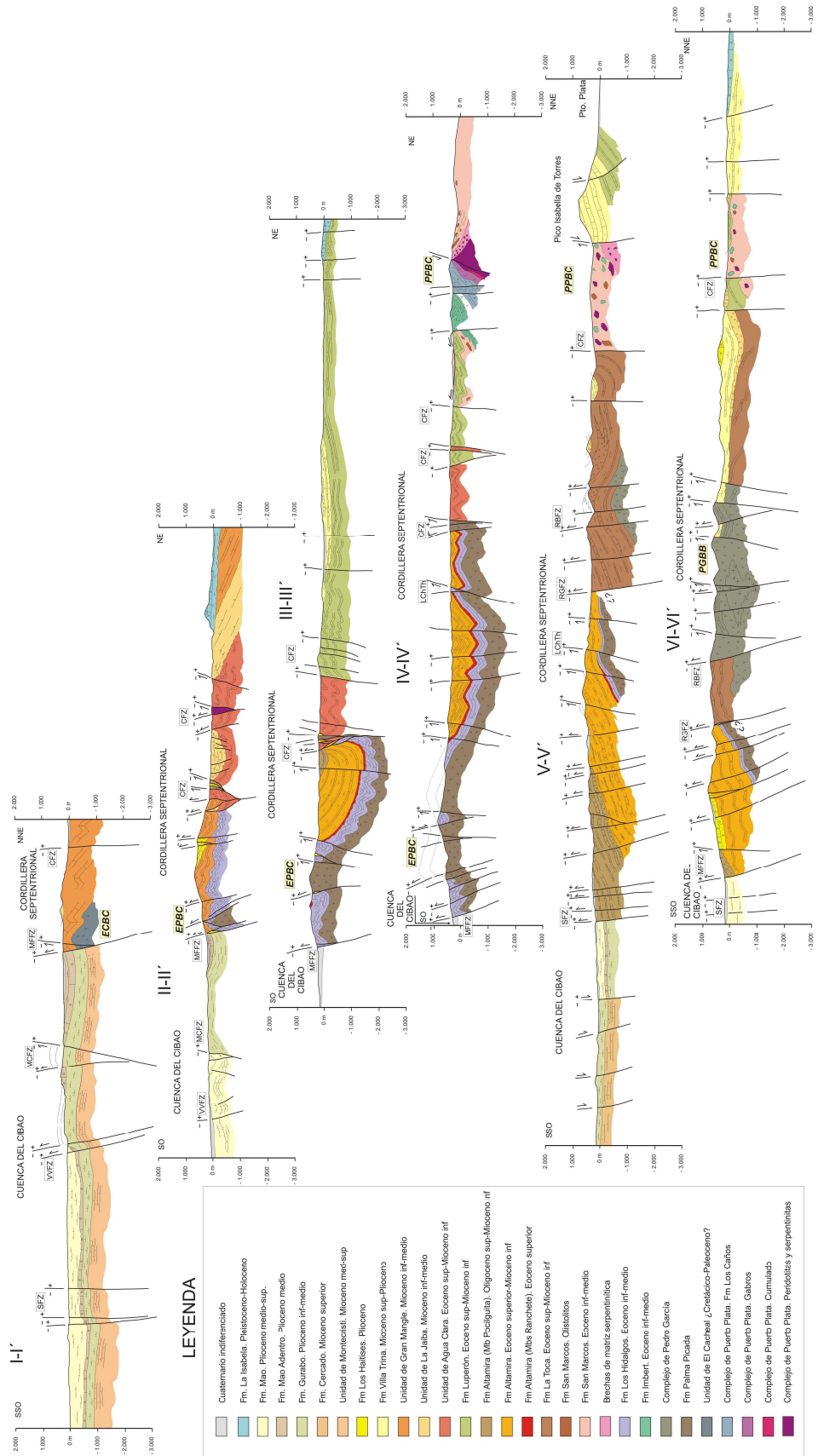


Figura 25: Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

Dentro del dominio de la Cordillera Septentrional Mann et al. (1991a) han diferenciado tres "Terrenos":

- El Terreno de Samaná, limitado al Sur por la Falla Septentrional, y al Norte y Este por el mar, quedando indefinido su borde oeste. Está constituido fundamentalmente por rocas metamórficas de edad Cretáceo- Paleógeno.
- El Terreno de San Juan - Puerto Plata - Pedro García, limitado al Sur por la Zona de Falla Septentrional, al Suroeste por la Zona de Falla de Río Grande, y al Norte por el mar, quedando indefinido su límite con el terreno de Samaná. Está constituido por una asociación heterogénea de rocas ígneas y metamórficas e incluye en su interior un importante desgarre sinixtro, la Falla de Camú.
- El terreno de Altamira, limitado al Sur por la Zona de falla Septentrional, al Noreste por la Zona de Falla de Río Grande y al Norte por el mar.

Zoeten y Mann (1991, 1999) han modificado esta división, renombrando como "bloque" al Terreno de Altamira y dividiendo el Terreno de San Juan - Puerto Plata - Pedro García en un Bloque de Puerto Plata, al norte de la Falla de Camú, y un Bloque de La Toca, al Sur de dicha falla. El Bloque de Altamira es redefinido por estos autores como limitado al Norte por la Zona de Falla de Camú, al Este por la Zona de Falla de Río Grande, y al Sur por la Zona de Falla Septentrional.

La traza de la Zona de Falla Septentrional en su sector occidental no había sido cartografiada en detalle, y los diferentes autores que la han estudiado publican esquemas tectónicos en los que esta ocupa posiciones claramente distintas; así, para Zoeten y Mann (1991) y Mann et al. (1998) la falla pasaría por la Bahía de Manzanillo al Sur del Valle del Yaque, para Zoeten y Mann (1999) inmediatamente al Sur de la ciudad de Montecristi, y para Edgar (1991) y Calais et al (1992) al Norte de El Morro. La cartografía realizada en el marco del proyecto K (2004) en la vecina Hoja de Pepillo Salcedo ha permitido identificar la falla en la desembocadura del Yaque, ligeramente al Sur de la posición supuesta por Zoeten y Mann (1999).

Zoeten y Mann (1991) en la parte central de la Cordillera Septentrional distinguen tres etapas de deformación. La primera, durante el Eoceno Medio-Superior estaría relacionada

con el movimiento de desgarre sinixtro de la Zona de Falla de Río Grande. La segunda, durante el Mioceno medio estaría relacionada según estos autores con el inicio de los movimientos transpresivos de la Falla Septentrional. La tercera etapa se iniciaría con posterioridad al Plioceno Inferior y continuaría hasta la actualidad con un carácter transpresivo. Winslow et al. (1998) en la parte oriental del valle del Cibao concluyen la inexistencia de deformaciones asociadas a la Falla Septentrional con anterioridad al Mioceno Superior-Plioceno, señalando, además, la inexistencia de aportes clásticos con anterioridad al depósito de la Formación Río Grande (Plio-Pleistoceno). Esta última interpretación es más acorde con los datos aportados en el transcurso del Proyecto K (Hojas de Mao y Pepillo Salcedo) y en realidad Zoeten y Mann no aportan ningún dato que indique la relación de las deformaciones intramiocenas con la Falla Septentrional, con lo que sería más parsimonioso pensar que estas deformaciones están en relación con movimientos de alguna otra falla dentro de la Cordillera Septentrional.

4.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y UNIDADES TECTÓNICAS DE LA HOJA “LUPERÓN”

La Hoja de Luperón se encuentre incluida en su totalidad en el dominio de la Cordillera Septentrional, dentro del Bloque de Puerto Plata, al Norte de la Falla de Camú. Exceptuando la esquina SE de la Hoja, donde afloran rocas ígneas y metamórficas cretácicas del Complejo de Puerto Plata, toda la Hoja de Luperón está constituida por una cobertera sedimentaria terciaria y cuaternaria. Los terrenos sedimentarios presentan de modo general un buzamiento muy suave del NE hacia el SO.

La disposición monoclinal está afectada por un doble sistema de fracturas perpendiculares:

- Las fallas N110-120°E se corresponden con la dirección de la Falla Septentrional y los principales desgarros sinistres de la región. Estos prolongan las grandes fracturas y que delimitan estrechas bandas en el substrato cretácico de Puerto Plata.
- Las fallas de dirección N50-60°E se corresponden a fallas normales, éstas son responsables de la fosa de hundimiento de la Bahía de Maimón principalmente desarrollado en la Hoja de Imbert. Éstas rompen las fallas en dirección previas.

Es probable que la mayoría de las fallas sean polifásicas y que hayan actuado en diferentes momentos. Pero el hecho de que las calizas arrecifales pleistocenas de la Fm La Isabela constituyan el principal relieve del territorio de la Hoja de Luperón (Loma La Culebra, altitud de 315 m) indican la importancia de la actividad tectónica hasta el Cuaternario. Las facies del Terciario y los recubrimientos del Cuaternario, no facilitan la identificación de las fallas. Por el contrario, las imágenes por geofísica magnética aerotransportada, son de gran utilidad para trazar las diferentes fracturas. En particular las fallas de dirección transversas están bien identificadas en la zona de la Bahía de Maimón.

Como particularidad en la Hoja de Luperón, hay que mencionar la existencia de una fuerte diferencia angular ($40-50^\circ$) con los buzamientos obtenidos de los afloramientos de la Fm Imbert (Eoceno inferior) y de aquellas formaciones más recientes (Eoceno superior a Pleistoceno). Esta discordancia angular resulta de movimientos tectónicos importantes durante el Eoceno medio.

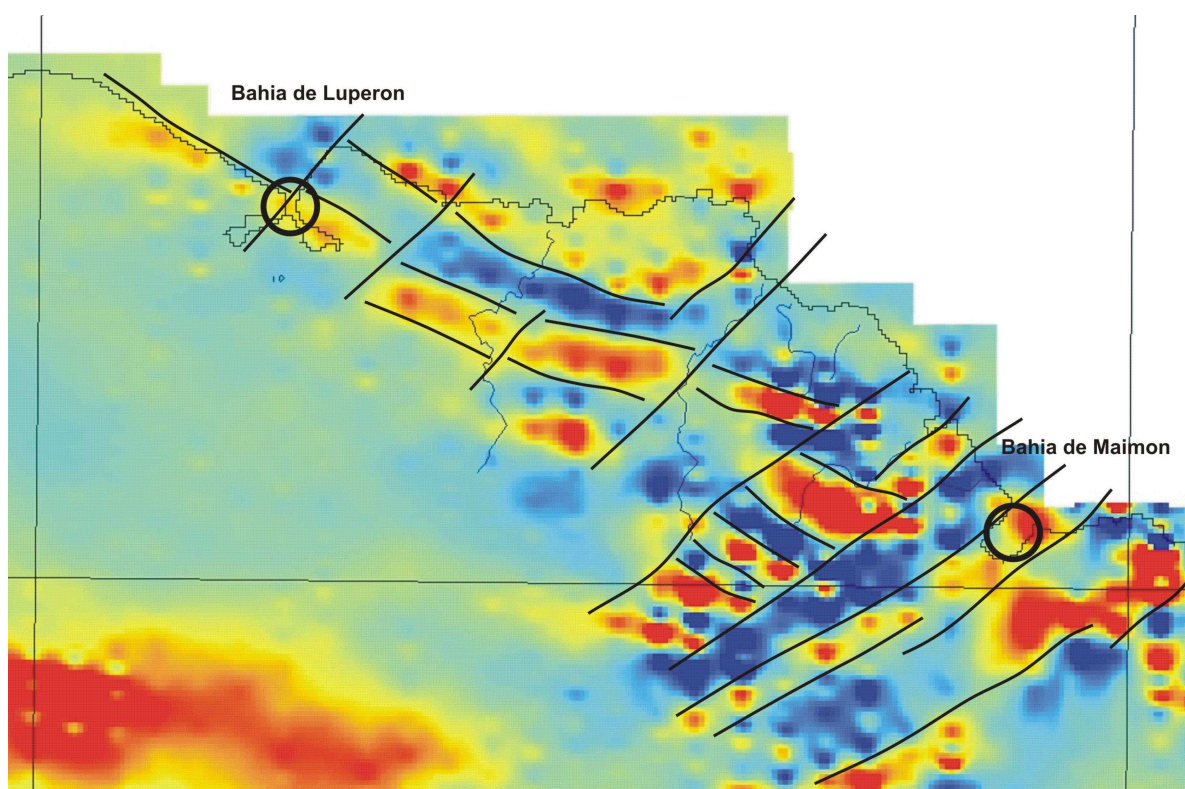


Figura 26: Imagen del magnetismo, y localización de las principales fracturas a escala del mapa de Luperón.

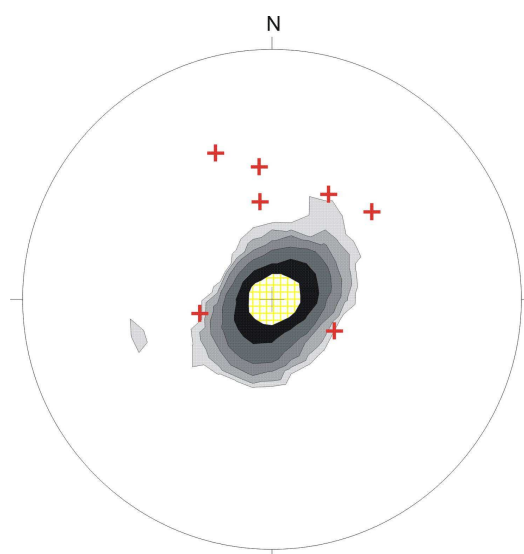


Figura 27: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de estratificación de la Fm Imbert (cruces rojas, 7 medidas) y de las otras formaciones que son estratigráficamente sub-horizontales (color gris, 94 medidas).

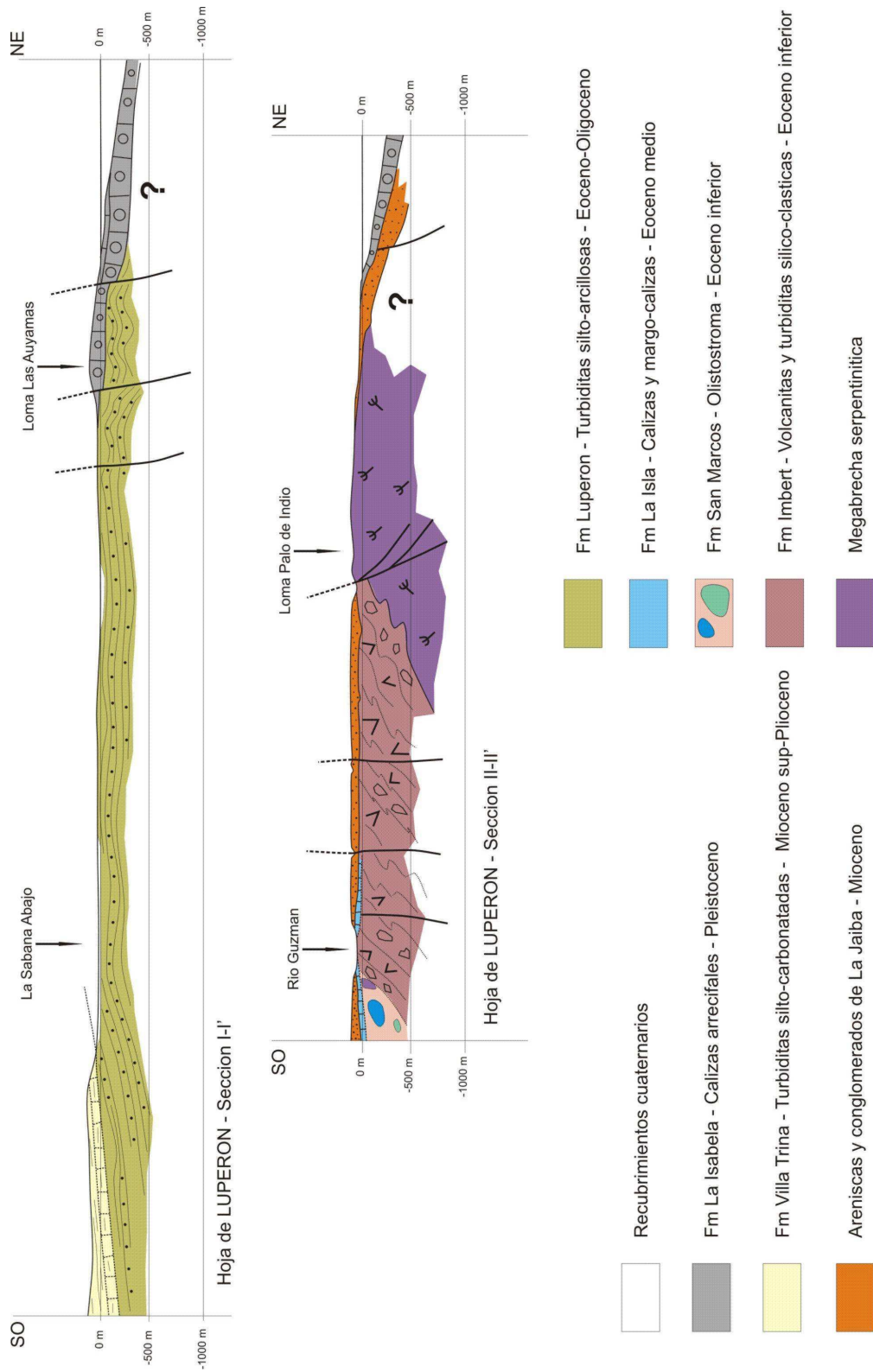


Figura 28: Secciones geológicas de la Hoja de Luperón.

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 DESCRIPCIÓN GENERAL

La Hoja de Luperón, escala 1:50000, presenta una topografía montañosa, ya que en ella aparecen las estribaciones de la vertiente norte de la Cordillera Septentrional, que abarca la Hoja de debajo (Imbert). Apenas aparecen zonas planas, la llanura costera es muy angosta y rápidamente se pasa a niveles más elevados. Es por ello que no encontramos grandes formas y formaciones geomorfológicas, siendo el mayor desarrollo el de las formas por la erosión fluvial de los arroyos y cañadas que discurren desde la cordillera hasta desembocar en el océano Atlántico. Sólo en las partes más distales varios ríos han conseguido hacerse algo de espacio, depositando materiales finos que forman los fondos de valle. En algunas cuencas se han formado depósitos de origen aluvial-coluvial. En las zonas costeras encontramos las formas típicas de marismas y pequeños cordones litorales localizados. Estas formaciones constituyen las tierras bajas de Luperón, pertenecientes a la llanura costera del Atlántico.

El punto más alto de la Hoja se encuentra en la Loma La Culebra, en el W de la Hoja, que se alza hasta los 314 msnm en su punto más alto, y el desnivel llega hasta los 0 msnm en la línea de costa.

La morfología de la línea de costa dibuja varios entrantes, siendo el más importante la Bahía de Luperón, en el NW, donde encontramos también el mayor desarrollo de marismas de la Hoja.

5.2 FORMAS GEOMORFOLOGICAS

5.2.1 Estructurales

La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es, por tanto, la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Las formas estructurales que encontramos corresponden a los escarpes relacionados con Loma el Puerto y Loma Cabeza de Vaca, en el SW la Hoja y con las superficies estructurales del N y NE.

Las superficies estructurales son extensiones planas coronadas por una capa dura y resistente.

5.2.2 Formas fluviales y 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 las estribaciones de la vertiente norte de la Cordillera Septentrional, desembocando, en su mayoría, en el Atlántico.

Los fondos de valle aparecen bien representados en los ríos Lorán y Caño Prieto, Guzmán y La Isla. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente, más o menos pronunciadas, cóncavas, en ambas orillas a lo largo de su curso. 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.

5.2.3 Formas gravitacionales

Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. Los encontramos asociados a las vertientes de las plataformas estructurales del W de la Hoja.

También encontramos dos pequeños deslizamientos de reducidas dimensiones, que constituyen caídas de masa de tierra y rocas de las vertientes. Podemos verlos en el N, entre La Palmita y La Rusia y cerca de la cabecera del río Guzmán.

5.2.4 Litorales

Se circunscriben a la llanura aluvial del Atlántico, representada por las tierras bajas del Bajabonico y del Luperón. Son formas relacionadas con la franja costera y también se encuentran bajo la influencia fluvial en la parte baja de los ríos.

La influencia de las mareas ha permitido el desarrollo de una marisma baja, localizada bajo la influencia de las mareas diarias y colonizada por un manglar, y de una marisma alta, situada en la zona de influencia de las mareas excepcionales; debido a la baja pendiente del terreno. El detalle geomorfológico de la zona incluye canales y lagunas mareales, como consecuencia del efecto del cordón y de la tendencia ascendente de la región con respecto al nivel del mar.

5.2.5 Formas poligénicas o de difícil adscripción

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 en la Hoja, en las tierras bajas de Luperón y en el SE, en las vertientes del valle del río La Isla.

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.

6 HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Luperón, se integra dentro de la evolución general del sector más septentrional de la República Dominicana, entendiendo este como el territorio situado al Norte de la Falla Septentrional y correspondiendo en la actualidad a la Cordillera Septentrional. Este límite se produce a través de un frente montañoso que la separa de la Cuenca del Cibao y del resto de la Isla de la Española. La evolución de esta Sierra a lo largo del Cenozoico es muy importante para conocer los acontecimientos ligados a la colisión entre las placas norteamericana y caribeña, efectuado en un contexto transpresivo siniestro desde el Eoceno a la actualidad con importantes y continuos cambios paleogeográficos que han configurado una estructura actual bastante compleja en determinados sectores.

Aunque en el ámbito de la Cordillera Central y Oriental ha podido establecerse una historia geológica para el Cretácico inferior, lo que ha sucedido en la región noroccidental de la isla a lo largo de dicho periodo es más difícil de establecer debido a la discontinuidad del registro de materiales de esta edad. Sin embargo se tienen algunos datos importantes sobre rocas del Cretácico inferior que aparecen formando los complejos de rocas volcánicas de El Cacheal, Palma Picada y Pedro García, a lo largo de toda la Cordillera Septentrional. A partir del Cretácico superior la historia geológica de la Española registra el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña y de la modificación de su régimen como consecuencia de los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos y de la posterior colisión entre la plataforma de las Bahamas, situada en la placa norteamericana, y el arco volcánico circumcaribeño, formando el límite septentrional de la placa del Caribe. Esta situación, producida en un régimen de convergencia oblicua, genera diferentes cuencas y elevaciones adyacentes que van migrando de forma lateral desde el Eoceno superior a la actualidad, dando como resultado una evolución sedimentaria y paleogeográfica compleja que además, coexiste con la fuerte actividad tectónica observada en este sector de la República Dominicana.

A partir del estudio de las unidades que componen la Cordillera Septentrional, se han podido diferenciar siete etapas principales en la evolución paleogeográfica de la región:

- Cretácico inferior, caracterizado por el desarrollo de un arco de isla primitivo (equivalente a la Fm Los Ranchos).

- Cretácico superior-Paleoceno (?), aunque aparece muy mal representado, las rocas que han aparecido pueden relacionarse también con la instalación de una parte del arco de islas circumcaribeño.
- Paleoceno (?)- Eoceno superior. Es también una época con frecuentes y rápidos cambios y con un registro discontinuo. Por un lado se registran las primeras evidencias de colisión entre la placa norteamericana y caribeña, con la exhumación de rocas de alta presión y serpentinitas y la instalación de plataformas carbonatadas someras sobre estas rocas (Fm la Isla). Además, la presencia de clastos de rocas de alta presión y serpentinitas en la Fm Imbert atestigua también la exhumación de rocas y su incorporación en cuencas próximas a la zona de colisión durante el Paleoceno sup o Eoceno inferior. Además, está presente un vulcanismo de tipo ácido (porcelanitas de Fm Imbert.) que no está claro su origen. En este contexto de colisión también durante esta fase se depositan los materiales sedimentarios que forman el prisma de acreción de la zona de subducción, que albergan bloques de alta presión exhumados en el canal de subducción (Fm San Marcos). En la placa caribeña, sin embargo, lo que se registra en esta edad es el depósito de formaciones sedimentarias en contextos de plataformas carbonatadas distales (Fm Los Hidalgos) con influencia de rocas vulcanosedimentarias, probablemente derivadas de la erosión de los relieves volcánicos formados en las etapas de arco anteriores.
- Eoceno superior - Mioceno inferior, caracterizado por iniciarse con el principal evento de la colisión entre las placas de Norteamérica y Caribe (Eoceno superior). Posteriormente a la colisión, el régimen oblicuo genera importantes relieves y cuencas con fuerte subsidencia, que albergan potentes sucesiones sedimentarias de carácter turbidítico y olistostrómico, durante un periodo de relativa calma tectónica y con tendencia somerizante de las megasecuencias sedimentarias hasta el Mioceno inferior. El evento colisional principal queda marcado por la discordancia basal de las unidades generadas en estas cuencas (Altamira, La Toca, Agua Clara y Luperón).
- Mioceno inferior - Mioceno superior. En el mioceno medio tiene lugar una importante reactivación de los relieves y generación de cuencas, en este caso de tipo continental y deltaico, con el depósito de importantes espesores de materiales conglomeráticos provenientes de la reactivación en situaciones de restraining bend de los relieves montañosos (Ud. Jaiba y Piragua). En algunos sectores aún se produce el depósito

de unidades turbidíticas, localizadas principalmente hacia el oeste de la Cordillera Septentrional (Ud. Gran Mangle).

- Mioceno superior - Plioceno superior. Durante el Mioceno superior tiene lugar el depósito de materiales marinos sobre las unidades fluvio-deltaicas de la etapa anterior y paleorrelieves existentes, por lo que esta fase podría relacionarse con un ciclo eustático fuertemente transgresivo, al que sigue una evolución regresiva con el depósito casi ubicuo de facies de plataforma somera en el Plioceno superior (Fm Los Haitises), que prácticamente debieron de cubrir la totalidad del área septentrional de la Española.
- Plioceno superior - Actualidad. A partir del Plioceno superior o Pleistoceno inferior tiene lugar una nueva reactivación tectónica que produce la elevación y emersión de la cuenca marina, que queda restringida a una orla litoral siguiendo prácticamente la línea de costas actual, con el depósito de la Fm La Isabela.

En la figura 1 se sintetizan los aspectos más destacados de la historia geológica de la región. Una descripción más detallada de cada una de estas etapas se desarrolla a continuación.

6.1 PALEOCENO-EOCENO MEDIO

La ausencia de Paleoceno datado en este sector de la Cordillera Septentrional es un hecho que aún suscita dudas sobre la historia geológica acontecida durante este período. Se tienen muy pocos datos acerca de la terminación del arco de islas circumcaribeño. Sin embargo, parece claro que los últimos materiales volcánicos que pudieran corresponder al arco volcánico pertenecen aún al Cretácico superior, localizados dentro de la Fm Los Hidalgos (Maastrichtiense, Calais et al., 1992).

La historia de este período es distinta según consideremos la evolución de la placa del Caribe o de la placa de Norteamérica, donde existen contextos geodinámicos y paleogeográficos diferentes.

En la placa caribeña, por encima de los materiales volcánicos y plutónicos que forman los complejos de El Cacheal, Palma Picada y Pedro García, y que representarían el vulcanismo

de los arcos primitivo y circumcaribeño, se encuentra toda una sucesión de rocas carbonatadas oscuras, grauvacas y rocas vulcanosedimentarias agrupadas en la Fm Los Hidalgos (de Zoeten y Mann, 1991), que incluye también la serie de Pozo Prieto, descrita por Calais et al., 1992, y que llega hasta el Eoceno medio o superior (p.p.). No se ha encontrado una serie continua que permita la reconstrucción paleogeográfica de este período, sin embargo, las facies y las características sedimentarias permiten interpretar la existencia de cuencas sedimentarias restringidas, con una cierta profundidad y distalidad, y a la que llegan aportes volcánicos de difícil interpretación (tufitas) por no ofrecer signaturas geoquímicas fiables. La existencia de capas con características turbidíticas también apunta a la interpretación de cuencas con características distales al área fuente. Un hecho significativo observado a techo de la Fm Los Hidalgos es la aparición de facies carbonatadas someras, con fauna bentónica (macroforaminíferos), que indicaría una fuerte somerización de la cuenca. Este cambio abrupto de medio sedimentario parece indicar la elevación rápida de estas cuencas, probablemente producidas como consecuencia de la colisión entre las placas caribeña y norteamericana, que produciría una fuerte regresión forzada, justo inmediatamente antes de registrarse la discordancia que marca el momento de la colisión.

En la placa norteamericana la historia es bastante diferente, debido a que es la placa que subduce y por lo tanto, muestra unas características peculiares. Por un lado existe una unidad de calizas con facies de plataforma somera (Fm La Isla), objeto de controversia por no haberse podido datar, que se encuentra directamente sobre el Complejo de Puerto Plata, que representa una porción exhumada de la corteza de la placa que subduce. Esta unidad es la primera unidad sedimentaria que se deposita sobre las rocas de alta presión producidas por el efecto de la subducción y su edad se ha estimado que podría corresponder al Paleoceno-Eoceno inferior, e indicaría que la colisión ya había comenzado y la exhumación se había producido. Sin conexión cartográfica con la Fm La Isla, aparecen otras dos unidades, que representan diferentes ambientes tectosedimentarios. La Fm Imbert, con edades del Eoceno inferior en su parte media-alta, es una sucesión compuesta por brechas en la base, sobre el Complejo de Puerto Plata, areniscas turbidíticas, lutitas y tufitas de diferentes características, de composición más ácida en la parte alta, formando verdaderas "porcelanitas". Esta unidad podría corresponder a una pequeña cuenca localizada entre porciones exhumadas que la placa que subduce, puesto que también contiene clastos provenientes del CPP. La segunda unidad es la Fm San Marcos (Eoceno medio?), una unidad de carácter olistostrómico que contiene clastos y olistolitos de muy

diferente naturaleza y tamaño (básicamente rocas de alta presión, etc.) en el seno de una matriz arcillosa que muestra una fábrica escamosa (scaly clays o blocks-in-matrix) con paquetes de areniscas turbidíticas, todo con una disposición cartográfica caótica. Esta unidad parece haberse producido cerca del canal de subducción, formando parte de un prisma acrecional que alberga láminas y esquirlas de la placa que subduce en un contexto sedimentario marino profundo. Además, su alto contenido en arcillas expansivas es el responsable del comportamiento semi-plástico de esta unidad, fácilmente deformable que en ocasiones muestra un comportamiento diapírico. Por otro lado, el hecho de encontrar también olistolitos de la Fm Imbert en el seno de la Fm San Marcos es un hecho evidente de que el avance de la subducción afecta también a las unidades que se han podido formar durante el proceso de colisión entre las placas.

6.2 LAS CUENCAS TURBIDÍTICAS EN EL EOCENO SUPERIOR - MIOCENO INFERIOR

Es en el Eoceno superior cuando parece sellarse el evento principal de la colisión entre las placas del Caribe y de Norteamérica, a la vez que la subducción oblicua va generando sucesivas cuencas y elevaciones adyacentes, que rápidamente son rellenas de distintos tipos de materiales de afinidad turbidítica. La colisión genera una importante discordancia angular, bien visible en muchos sectores de la Cordillera Septentrional, que se registra en la base de las diferentes unidades turbidíticas que se depositan por encima (Altamira, La Toca, Agua Clara y Luperón), y durante el Eoceno superior y todo el Oligoceno van registrando los aportes procedentes de diferentes áreas de erosión.

Las características de los materiales basales de estas unidades, fundamentalmente tramos de brechas polimícticas, indican el retrabajamiento de las unidades anteriormente estructuradas, en contextos marinos de paleogeografías muy diversas, probablemente desarrolladas al pie de grandes irregularidades. Después del depósito de estas brechas, rápidamente se produce una profundización, encontrando facies claramente turbidíticas que esporádicamente intercalan niveles conglomeráticos, e incluso tramos con series slumpizadas y olistolitos de calizas en facies de plataforma somera. La configuración de estas cuencas es difícil de reconstruir actualmente, debido a la fuerte migración lateral y deformación de las propias cuencas en fases posteriores, pero se puede interpretar según el modelo conceptual propuesto (Fig.), donde se relaciona lateralmente en función de datos estratigráficos y sedimentológicos, y a partir de su distribución cartográfica actual, las cuatro

unidades turbidíticas coetáneas que registran la sedimentación de este período en la Cordillera Septentrional (Ud de Altamira, Ud de La Toca, Ud Agua Clara y Fm Luperón).

Básicamente la sedimentación tiene lugar en cuencas controladas por la tectónica transcurrente, que genera grandes depresiones, de tipo flor negativa (pull-apart?), donde existen distintos sistemas sedimentarios que representan a las distintas facies observadas en las unidades. Por un lado existen alternancias de areniscas laminadas y margas, que representan la progradación de abanicos submarinos de forma subparalela al eje de las cuencas, formando sistemas de turbiditas confinadas (confined turbidite systems), que suele ser coincidente con la dirección de las fallas de desgarre, y por otro, las facies conglomeráticas u olistostrómicas, podrían relacionarse con aportes laterales producidos por sistemas deltaicos que entran en la cuenca, o por desprendimientos en los bordes de la cuenca debido a la acción de las fallas de salto en dirección en los bordes de las cuencas.

La evolución de todas las unidades muestra características somerizantes en todas las unidades, registrándose en el oligoceno superior y el mioceno inferior un gran desarrollo de facies calcareníticas, en una etapa de "calma tectónica" donde los procesos eustáticos pudieron jugar un papel determinante en el control de estas cuencas.

6.3 LA ETAPA DEL MIOCENO MEDIO

A finales del Mioceno inferior o ya en el Mioceno medio tiene lugar una reactivación tectónica de la Cordillera Septentrional, que produce una elevación generalizada y el fin de la sedimentación en las cuencas turbidíticas previas, salvo en la región más occidental, hacia donde se produce en esta etapa la migración de las áreas subsidentes y donde se albergan sucesiones turbidíticas para esta edad (Ud. Gran Mangle).

El registro de esta etapa es bastante discontinuo, y normalmente restringido a facies fluviales o deltaicas instaladas al pie de los grandes macizos, como es el caso de la Fm La Piragua, al oeste del macizo de Rio San Juan. En los sectores más occidentales se registra también la sedimentación de unidades deltaicas (Ud. La Jaiba), con potentes sucesiones de conglomerados y arenas, concentradas en dos cuencas que muestran morfologías de cuencas pull-apart, denotando la existencia del régimen transtensivo siniestro. Más hacia el oeste, estas facies deltaicas pasan a facies de carácter turbidítico, desarrollándose fundamentalmente en la región entre Punta Rusia y Montecristi (Ud. de Gran Mangle),

significando que la migración lateral de las cuencas turbidíticas continúa hacia la región occidental de la Cordillera Septentrional.

6.4 CICLO MIOCENO SUPERIOR - PLIOCENO SUPERIOR

En el Mioceno superior se produce una nueva discontinuidad, en este caso, parece responder a una discontinuidad eustática, puesto que se registra la instalación de materiales marinos, en algunos casos de cierta profundidad, sobre las unidades anteriores, o incluso sobre paleorrelieves que se encontraban emergidos, siendo por tanto una transgresión regional de gran importancia. La inundación parece que fue continua en todo el sector occidental de la Cordillera Septentrional, aunque actualmente, la erosión posterior ha hecho que en algunos sectores se desconozca si realmente hubo depósito.

A partir de la distribución cartográfica y las relaciones de estas unidades con las infrayacentes se puede observar que existe un sector donde se depositaron rocas carbonatadas de plataforma somera (Fm Haitises) directamente sobre paleorrelieves o unidades anteriores. Estas facies pasarían lateralmente a facies marinas más profundas, representadas por margas con foraminíferos planctónicos y calcarenitas bioclásticas (tempestitas), que se agrupan en la Fm Villa Trina. Posteriormente, una estabilización eustática produciría la progradación de la plataforma somera, que según los datos cartográficos se produciría fundamentalmente hacia el noreste del área elevada. Esta área elevada corresponde actualmente a la zona de mayor elevación de la Cordillera Septentrional, por lo que puede suponerse que ya en el Mioceno superior constituía el inicio de una estructura incipiente (restraining bend de...).

6.5 LA CONFIGURACIÓN ACTUAL DE LA CORDILLERA SEPTENTRIONAL

Entre el Plioceno superior y el Pleistoceno se produce otra etapa de fuerte elevación de la Cordillera Septentrional, que prácticamente constituye la creación del relieve actual. Por un lado se restringen las facies marinas a una orla litoral subparalela a la línea de costas actual, donde se reconocen facies litorales y arrecifales agrupadas en la Fm La Isabela, fundamentalmente depositada sobre las facies de cuenca del Plioceno inferior (Fm Villa Trina), aunque en otros sectores de la Cordillera Septentrional (Cabrera) se llega a solapar con las calizas de la Fm Los Haitises.

Al mismo tiempo, en la otra vertiente (sector meridional de la Cordillera Septentrional) se produce la continentalización de la Cuenca del Cibao, a la que le llegan los aportes aluviales de los abanicos producidos por los relieves recién creados en la Cordillera Septentrional, marcando por tanto, el inicio del levantamiento, producido entre el final del depósito de la Fm Mao y el inicio de los abanicos aluviales, que debió de producirse ya entrado el Pleistoceno.

Finalmente, la elevación de la Cordillera Septentrional continúa siendo activa en la actualidad a razón de 0.2 Mm/año, debido a que la compresión oblicua entre las placas del Caribe y Norteamérica

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 HIDROGEOLOGÍA

7.1.1 Datos climáticos

Los datos climáticos registrados en Luperón entre 1961 y 1990 (Figura 29) indican una pluviometría media anual de 1251 mm/año, con un máximo de precipitación entre Noviembre y Diciembre, y un periodo relativamente seco desde Junio hasta Octubre. La temperatura media alcanza los 30°C de día, y los 20°C durante la noche, con variaciones medias mensuales comprendidas entre los 23°C y 27° C. En detalle existen variaciones de la distribución de las precipitaciones: se ha observado que las precipitaciones son mucho más frecuentes y abundantes en el interior, al Sur de la Hoja, mientras que la zona costera, sometida a los vientos alisios, se beneficia de un clima soleado casi permanente.

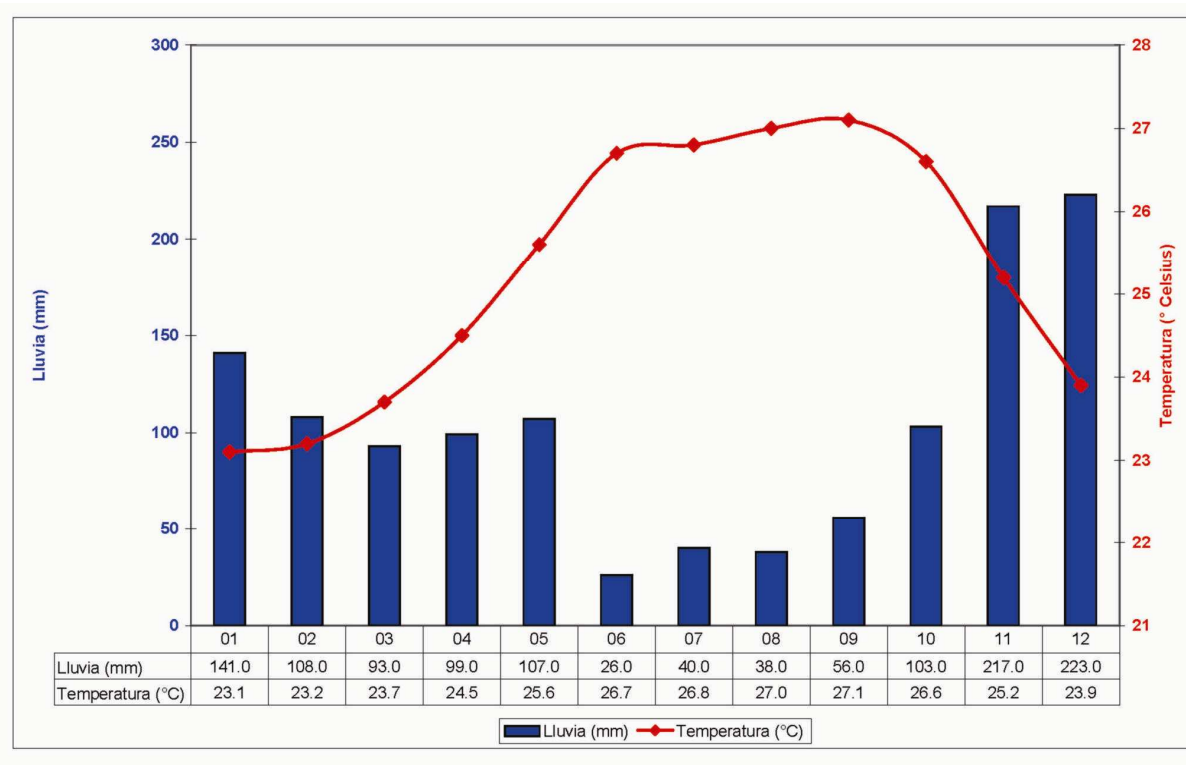


Figura 29: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Luperón. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1961 y 1990. (de <http://www.theweathernetwork.com>).

7.1.2 Red hidrográfica

El territorio de la Hoja de Luperón está cruzado por dos importantes ríos localizados en las esquinas SO y SE:

- Al SO, el río Bajabonico que nace en el centro de la Cordillera Septentrional. Su caudal medio anual estimado en la desembocadura (Eptisa, 2004) es de 8,5 m³/s con oscilaciones anuales importantes, mínimos de 0,4m³/s (Septiembre) y máximos de 29,7 m³/s (Noviembre),
- Al SE, el río Maimón, de mediana importancia, con una caudal medio anual de 0,9 m³/s (mínimos de 0,1 m³/s y máximos de 2,4 m³/s).

La totalidad de la Hoja es esencialmente drenada por los ríos y arroyos costeros de mediana importancia que van de Sur a Norte y que nacen dentro de la misma Hoja: río Loran, Guzmán, Guzmancito, El Ratón y La Isla.

Los ríos poseen un régimen torrencial sobre todo condicionado por la violencia de las precipitaciones. La cantidad de agua superficial que transita por el territorio de Luperón es bastante importante. Esta agua tiene una calidad variable, sensible a la contaminación por pesticidas y contaminantes derivados de la agricultura y ganaderías bovinas; sin embargo proporcionan una gran parte del agua potable a la población local.

7.1.3 Principales puntos de abastecimiento

Durante la cartografía geológica, se llevó a cabo un inventario de los principales puntos de abastecimiento encontrados en el territorio de la Hoja de Luperón. Las características principales de estos puntos de agua se reseñan en la Tabla 4. Su localización se precisa en la Figura 30.

Localidad	N°	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - WGS84		Tipo	Profundidad en pies
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		
Luperon - El Estrecho		19.80531	-70.93926	296 865	2 191 102	Estacion de bombeo	
Luperon Beach Resort		19.84793	-71.01094	289 410	2 195 909	Estacion de bombeo	
Puerto Caballo	1	19.87657	-70.99222	291 409	2 199 056	Manantial	
La Perrita	2	19.86593	-70.82401	309 013	2 197 679	Manantial	
El Toro	3	19.85872	-70.85079	306 199	2 196 911	Bomba de agua manual	
Las Maras	4	19.91418	-70.97641	293 114	2 203 200	Bomba de agua manual	85
Los Pocitos	5	19.89991	-70.84840	306 500	2 201 468	Sondeo	
Souflet Grande	6	19.83345	-70.87422	303 714	2 194 141	Sondeo	
Souflet Grande	7	19.84022	-70.88206	302 901	2 194 899	Sondeo	400 ?

Tabla 4: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Luperón. Los números permiten su correlación con la Figura 30.



Figura 30: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Luperón. Los números permiten su correlación con laTabla 4.

Para cada punto se menciona:

- su denominación más corriente;
- sus coordenadas, en latitud y longitud, así como en UTM, de acuerdo con el sistema de la Hoja topográfica regular de 1/50 000;
- su tipo, distinguiendo si se trata de una estación de bombeo, de un sondeo, de una bomba manual (o malacate), de un pozo o de un recurso natural;
- su profundidad, cuando se trata de un sondeo, de una bomba manual o de un pozo.

La información concerniente a este último punto se obtuviera de la población local que, generalmente, tiene en memoria las características de los puntos de abastecimiento que utiliza cotidianamente.

El abastecimiento de agua potable de Luperón (18 000 hab) está asegurada por 4 sondeos de captación localizados en el valle aluvial del río Bajabonico, en El Estrecho, en la Hoja de Imbert. La profundidad de cada sondeo varia de 50 a 70 pies, bombeando unos 2000 m³ diarios. El agua es tratada de un modo muy simple con cloro antes de ser distribuida a la población. Los hoteles de la Bahía de Luperón disponen de su propio sistema de abastecimiento y tratamiento, también por sondeos en los aluviones del río Bajabonico.

En la Hoja, se han reconocido dos manantiales de notable producción:

- la de Puerto Caballo se localiza en la interfase de los desprendimientos que tapizan el flanco oriental de la Loma La Culebra y las margas de la Fm Villa Trina. Es sin duda alimentada en gran parte por las calizas karstificadas de techo de la Loma y junto a la Fm La Isabela. Esta fuente de agua es captada para abastecimiento de agua de Puerto Caballo.
- La manantial de La Perrita está localizada en una falla sub-vertical NE-SO, que pone en contacto un complejo de serpentinitas con las areniscas de La Jaiba. Su caudal es importante pero no ha sido medido; ésta constituye la principal zona de alimentación

del río Guzmancito. Destaca que el río El Ratón parece nacer en la misma falla, a menos de 1 km al NE de La Perrita.

7.1.4 Naturaleza e interés de los principales acuíferos

El siguiente texto es complemento del esquema hidrogeológico a escala de 1:200 000, presentado en la Hoja geológica de Luperón.

7.1.4.1 Los recubrimientos cuaternarios

Una importante potencia de aluviones se encuentra en los valles de los ríos Guzmán y Loran, y en menor medida, en los ríos La Isla y Bajabonico (la superficie de este último valle se extiende poco en la Hoja Luperón). El relleno aluvial está constituido principalmente de arena por alteración de las areniscas de La Jaiba. El potencial acuífero de estas formaciones dependen esencialmente del porcentaje de limos y arcillas que contengan: la parte más rica en arenas y gravas es preferible en comparación con las zonas arcillo-limosas. Todos estos acuíferos están en estrecha relación con el río asociado; en función de la estación éste puede demandar agua o abastecer al acuífero. A día de hoy, el acuífero del río de Bajabonico es utilizado para abastecer la comunidad y los hoteles de Luperón.

Las formaciones superficiales de laderas, que se localizan fundamentalmente en el entorno de la Loma La Culebra están compuestas por desprendimientos y coluviones de calizas que recubren las margas de la Fm Villa Trina. Estas formaciones constituyen capas más permeables pero de escasa potencia, por lo que se minimiza su interés como acuíferos.

Los limos que tapizan el gran perímetro de la Bahía de Luperón constituyen un recubrimiento impermeable para aquellas acumulaciones de agua de escorrentía generadas en los periodos de fuertes lluvias.

7.1.4.2 Las calizas arrecifales cuaternarias

Las calizas arrecifales de la Fm Isabela, y las facies meteorizadas subyacentes, son muy sensibles a la karstificación. Por tanto, constituyen una buena roca acuífera. En cambio, el hecho de que estén localizadas en el borde marino, el valor de estas rocas como acuífero es baja. La Loma La Culebra presenta un interés particular, la plataforma caliza está situada a

una altitud y la superficie de afloramiento es relativamente extensa; esto podría justificar el uso de este acuífero para la ciudad de Luperón.

7.1.4.3 Las formaciones terciarias

Las areniscas muy porosas, deleznales y poco resistentes de la Jagua componen el recurso de agua más importante de la región, destacando el hecho de la importante superficie de afloramiento: éstas cubren la mitad de la Hoja, entre el arroyo Souflet Grande y el río La Isla. Estos reposan sobre rocas impermeables (turbiditas de la Fm Luperón e Imbert) o sobre litofacies poco permeables del zócalo; el reservorio es atravesado por numerosos ríos que juegan un rol importante en la realimentación.

Las turbiditas argilítico-limosas de la Fm Luperón e Imbert son impermeables. Algunos sondeos de captación han sido realizados, en particular cerca de la localidad Souflet Grande, pero han resultado improductivos, y la poca agua extraída es salobre.

La morfología desarrollada por los terrenos de la Fm Villa Trina hace pensar en un modelado kárstico con la presencia de antiguas dolinas donde se acumula el agua de escorrentía (lagunas). Es probable que ciertos niveles de marga-calizas de la formación sean potenciales acuíferos. Pero de un modo general, y sobre todo en las margas y arcillas limosas que han sido observadas, son terrenos poco permeables, impropios para la existencia de un buen acuífero.

7.1.4.4 El substrato Cretácico

En los terrenos plutónicos, esencialmente impermeables, los acuíferos se deben a la fracturación y fisuras en las zonas superficiales, y localizados en las arenitas de meteorización. Debido a una intensa fracturación, las rocas plutónicas y volcánicas del Complejo de Puerto Plata no presentan potencial hidrogeológico, con excepción de la zona de falla NE-SO sobre la que se localizan las surgencias de los ríos Guzmancito (manantial de La Perrita) y El Ratón. En las zonas de zócalo alterado, y especialmente aquellas afectadas por fracturas presentan potencial acuífero.

7.2 RIESGOS NATURALES Y MEDIOAMBIENTALES

7.2.1 Terremotos y tsunamis

La presencia de numerosas fallas inducidas por la subducción de la Placa de América bajo la Placa Caribeña, hacen que la región de Luperón y Puerto Plata presenta una actividad sísmica elevada. El terremoto del 22 de septiembre de 2003 con epicentro localizado en Puerto Plata (magnitud de 6,4 en la escala Richter), y las numerosas réplicas que lo siguieron (más de 200 fueron registradas por la Red Sísmica Dominicana), confirman la importancia del riesgo sísmico de la zona. La obligación de implantar normas sísmicas a las nuevas construcciones se debería de aplicar de manera sistemática; se trata de aumentar y mejorar la resistencia de los edificios a las sacudidas sísmicas. Por otro lado, el hecho de localizarse en el borde costero, el riesgo de tsunami es también muy elevado; la gran mayoría de las sacudidas registradas estos últimos años tienen su epicentro situado a poca distancia frente a las costas.

Magnitud	Fecha	Epicentro (km)	Latitud	Longitud
5.0	02/07/1976	57.0	19.808	-70.937
4.9	04/09/2004	32.5	19.945	-70.789
4.6	23/07/2005	11.1	19.895	-70.820
4.4	11/06/2000	33.0	19.909	-70.854
4.2	22/09/2003	10.0	19.849	-70.776
4.2	15/08/1989	33.0	20.006	-70.951
3.9	14/06/2004	30.0	19.955	-70.789
3.8	09/09/1997	33.0	19.868	-70.975

Tabla 5: Características de los terremotos registrados por el USGS en la zona de la Hoja de Luperón.

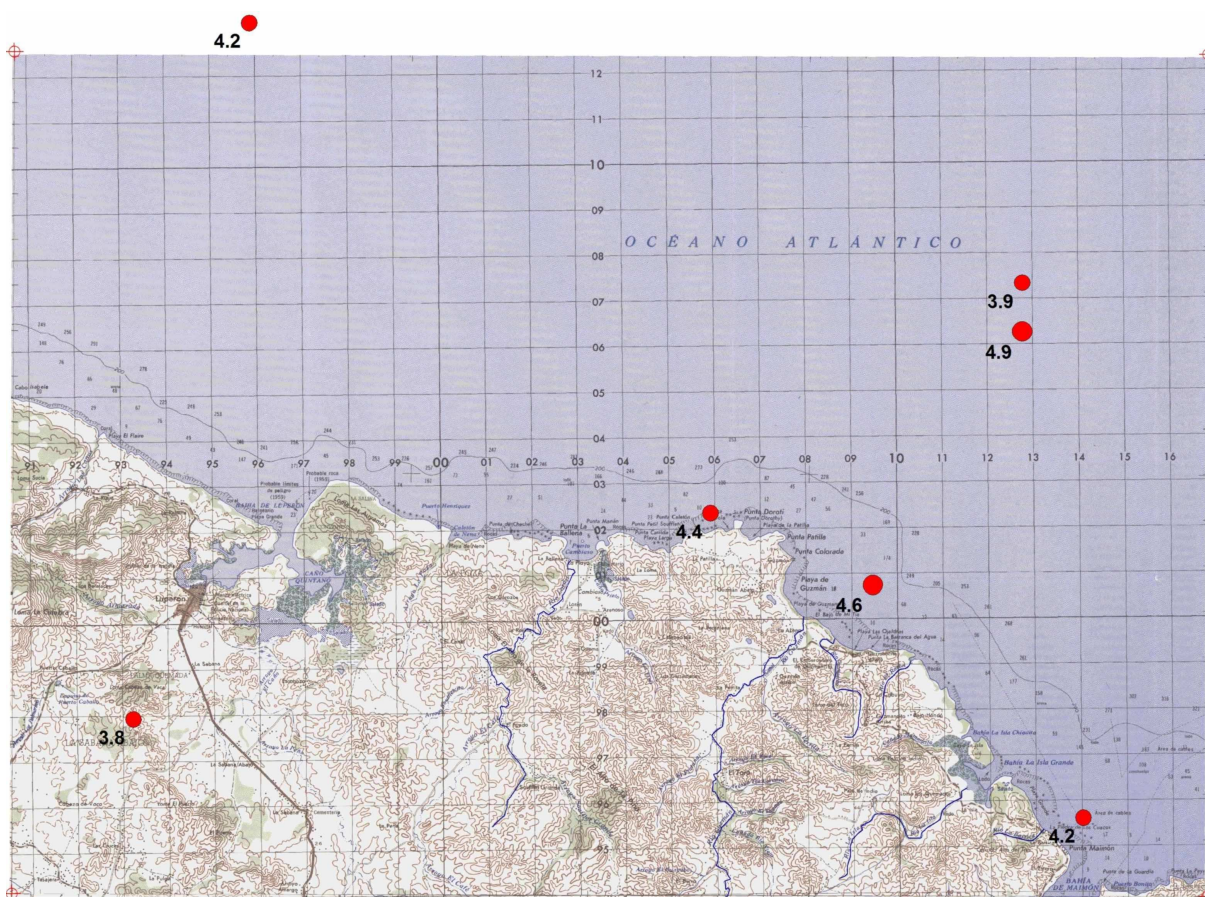


Figura 31: Localización de los epicentros y magnitud de los principales terremotos registrados en la base de datos del USGS.

7.2.2 Deslizamientos del terreno

En las laderas, las formaciones arcillosas y los recubrimientos de debris podrían estar sujetos a deslizamientos del terreno en condiciones hidromorfas. En estas formaciones se deben realizar con prudencia y seguridad los movimientos de tierra, con la preocupación de controlar y canalizar las llegadas de agua.

7.2.3 Hundimientos

Las cavidades kársticas, desarrolladas en las calizas arrecifales de la Fm La Isabela, se localizan en las zonas de afloramientos de esta formación, en particular sobre la plataforma que domina Luperón y a lo largo de cornisas y acantilados que jalonan la costa Atlántica. Las pequeñas depresiones, a menudo alineadas con la red de diaclasas y fracturas, pueden

revelar en superficie una red de cavidades subterráneas. La ausencia del desarrollo de karstificación en superficie no implica, sin embargo, su ausencia en profundidad.

7.2.4 Inundación

La localidad de Luperón situada a pie de la Loma La Culebra, está en la boca de una especie de “embudo” en la que convergen los drenajes naturales de la región, es en parte inundable en periodo de fuertes precipitaciones.

7.2.5 El problema del amianto natural

Los afloramientos de rocas susceptibles de contener amianto, como las serpentinitas y peridotitas, están localizados en la parte oriental de la Hoja en las facies que esencialmente constituyen el substrato Cretácico. Los peligros del amianto son bien conocidos. Los peligros del amianto son bien conocidos y debido a una exposición prolongada se ha demostrado que se asocian una serie de enfermedades bronco-pulmonares. Las rocas con amianto pueden emitir fibras por efecto de la erosión, meteorización o escorrentía. Este fenómeno puede inducirse y acelerarse por la actividad humana en estas zonas: movimientos de terreno, zanjas, excavaciones asociadas a carreteras, canteras, etc. Estos efectos han de ser reconocidos y minimizados en la medida de lo posible.

7.2.6 Almacenamiento y gestión de residuos urbanos

Las basuras de Luperón son acumuladas en una pequeña depresión kárstica, sobre la plataforma de margas de Villa Trina. Ninguna precaución particular se toma para minimizar los riesgos de contaminación. El tamaño del basurero es limitado, pero debido al desarrollo turístico y la construcción de numerosos hoteles, éste puede crecer rápidamente y daña el medioambiente. Dado que no se toman precauciones, una gran parte de los lixiviados generados por descomposición de los desechos es vertida se infiltra en el suelo y contamina las capas sub-yacentes. Otra parte se dirige hacia los cursos de agua por escorrentía y contamina las zonas costeras en la desembocadura de los ríos en el mar. Para paliar estos inconvenientes, existen dos soluciones en particular, con la creación de lugares específicos de almacenamiento en que se confinan los residuos y aislados del medio ambiente exterior por la instauración de barreras constituidas de materiales arcillosos y membranas

geotextiles. Los productos generados por la descomposición (gas y lixiviados) son absorbidos y controlados antes de ser recuperados, tratados o destruidos.

7.3 RECURSOS MINERALES

7.3.1 Yacimientos e indicios minerales

Las características principales de los indicios observados o descubiertos en el territorio de la Hoja Luperón, durante el levantamiento cartográfico, están agrupadas en la Tabla 6.

Localidad	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM-WGS84		Sustancia	Imp.	Litología	Formacion - Edad
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY				
Arroyo El Toro	19.8608	-70.8388	307 461	2 197 124	Lignito	0	Conglomerados y arenitas	Cg La Jaiba- Neogeno
Arroyo El Tapado	19.8501	-70.8416	307 154	2 195 947	Lignito	0	Conglomerados y arenitas	Cg La Jaiba- Neogeno
Arroyo Soufflet Grande	19.8481	-70.8803	303 099	2 195 772	Lignito	0	Arenitas y arcillas	Cg La Jaiba- Neogeno
Palo de Indio	19.8519	-70.8150	309 936	2 196 120	Magnesita	0	Serpentinitas	Cp de Puerto Plata - Cretacico
Palo de Indio	19.8526	-70.8185	309 570	2 196 201	Magnesita	0	Serpentinitas	Cp de Puerto Plata - Cretacico
El Alto de la Roseta	19.8846	-70.8880	302 337	2 199 816	Yeso	0	Conglomerados y arcillas	Cg La Jaiba- Neogeno
El Alto de la Roseta	19.8871	-70.9154	299 468	2 200 124	Yeso	0	Arenitas y arcillas	Cg La Jaiba- Neogeno
El Alto de la Roseta	19.8736	-70.8879	302 336	2 198 598	Yeso	0	Arenitas y arcillas	Cg La Jaiba- Neogeno
Guzmancito Arriba	19.8690	-70.8216	309 274	2 198 011	Yeso	0	Arenitas y arcillas	Cg La Jaiba- Neogeno
Guzmancito Arriba	19.8676	-70.8144	310 025	2 197 849	Yeso	0	Arenitas y arcillas	Cg La Jaiba- Neogeno

Tabla 6: Características de los indicios vistos en la Hoja de Luperón.

Los indicios minerales de la Hoja de Luperón son anecdóticos y no presentan ningún interés económico. Algunas fisuras de magnesita se identifican en los diferentes afloramientos de serpentinitas. Las areniscas y conglomerados de La Jaiba contienen fisuras y filones de yeso fibroso además de finos niveles de potencia centimétrica de lignito. Éstos últimos se localizan generalmente a muro de la formación. Podrían revelar concentraciones más importantes en algunas trampas de tipo “fosa tectónica”, pero ningún dato de prospección apoya, por el momento, esta hipótesis.

7.3.2 Canteras de materiales

La Tabla 7 agrupa los datos relativos a las canteras, activas, intermitentes o abandonadas, medidas durante los trabajos de campo. Su localización se precisa en la Figura 32.

Localidad	Nº	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - WGS84		Sustancia	Estatado	Imp.	Litologia	Formacion - Edad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Guzman	1	19.8865	-70.8324	308 155	2 199 966	Aridos naturales	Intermitente	2	Arenas y arenitas	Cg La Jaiba- Neogeno
Novillero	2	19.8446	-71.0035	290 184	2 195 529	Aridos naturales	Intermitente	1	Aluviones	Cuaternario
La Perrita	3	19.8664	-70.8217	309 256	2 197 731	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Serpentinitas	Cp de Puerto Plata - Cretacico
Palo de Indio	4	19.8519	-70.8150	309 936	2 196 120	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Serpentinitas	Cp de Puerto Plata - Cretacico
El Burro	5	19.8322	-70.8594	305 264	2 193 985	Aridos naturales	Activa	1	Arenitas y conglomerados	Cg La Jaiba- Neogeno
La Palmita	6	19.9119	-70.9697	293 810	2 202 934	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Margas arrecifales	Fm La Isabela - Cuaternario
Marina Atlantica	7	19.8917	-70.9266	298 299	2 200 654	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Arenitas	Fm Luperon - Neogeno
El Estero	8	19.8386	-70.7813	313 454	2 194 606	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calcarenitas y arenitas	Fm La Isabela - Cuaternario

Tabla 7: Características de las canteras de la Hoja de Luperón. Los números permiten su correlación con la Figura 32.



Figura 32: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja de Luperón. Los números permiten su correlación con la Tabla 7.

Para caracterizar la importancia, se definieron tres clases, de forma más o menos subjetiva:

- « 0 », importancia nula;
- « 1 », cantera de mediana importancia, donde la explotación es intermitente;

- « 2 », cantera más importante, donde la explotación requiere de maquinaria pesada de obra y, algunas veces, de explosivos.

En el territorio de la Hoja de Luperón, la canteras tienen por objetivo la explotación de materiales rocosos para la compactación y el mantenimiento de las carreteras. En numerosos lugares de ríos y arroyos, los aluviones arenosos han sido explotados para la construcción local, aunque tras algunos años, la reglamentación prohíbe este tipo de explotación salvaje.

8 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1 L.I.G. N° 1: MEGABRECHA DE MATRIZ Y BLOQUES SERPENTINÍTICOS, CALIZAS DE LA FM LA ISLA

8.1.1 Croquis de situación



Figura 33: Croquis de situación del LIG 1, megabrecha de matriz y bloques serpentiniticos, calizas de la Fm La Isla.

8.1.2 Contenido - Motivación

Son los afloramientos descritos por Pindell J.L. y Draper G. (1991), sobre los cuales se observan un conjunto de brechas con fragmentos, bloques y cantos de rocas ultrabásicas con una matriz deleznable constituida por arenas de serpentinita. El origen e interpretación de estas litofacies son problemáticos. Están compuestos por una asociación puramente sedimentaria como sugiere la presencia de cantos bien redondeados de rocas ultrabásicas ¿?. A poca distancia de los afloramientos, se localizan masas de serpentinita que aparentemente pertenecen a cuerpos intrusivos. Desde nuestro punto de vista, la cuestión no ha sido resuelta, no nos decantamos por una u otra hipótesis y modestamente dejamos a cada uno de los visitantes la elección de interpretar y explicar el origen de estas facies.

El otro punto de interés es la presencia, en el talud SO del camino, de facies serpentiniticas con cantos y/o incrustaciones de fragmentos de caliza blanca de la Fm La Isla. En numerosos lugares entorno de la Loma Palo de Indio se puede observar megabloques y mogotes calizos. De nuevo las interpretaciones son divergentes. Para algunos se trata de bloques de elementos alóctonos de carbonatos embutidos en la brecha de serpentinita, que resaltan por la meteorización, y que tienen un origen mucho más antiguo. (equivalente a los marmoles de la Península de Samaná por ejemplo). Para otros, se trata de una facies de origen algal, depositada directamente de modo transgresivo sobre el substrato ultrabásico en el Eoceno medio. Preferimos decantarnos por esta segunda hipótesis, aunque mantenemos numerosas dudas. Para completar las observaciones de campo, nos remitimos a la lectura del artículo de Pindel et Draper que proporciona conjuntamente las interpretaciones históricas y las dataciones realizadas en estos afloramientos en anteriores investigaciones.

8.1.3 Acceso

El acceso es sencillo. A partir de la autopista Duarte, entre Imbert et Puerto Plata, girar a la izquierda en dirección a Maimón y Cambiaso por la carretera costera. Han de cruzarse varios ríos. A unos 7 km del cruce, a nivel del cruce de la carretera costera con el río La Isla, girar nuevamente a la izquierda y seguir el camino que llega a El Toro. Se trata de un camino cuya viabilidad es función de la estación. Los principales afloramientos son visibles en los taludes que jalonan el camino, donde el río está profundamente encajado.

8.2 L.I.G. N° 2: COLUMNA DE LAS ARENISCAS DELEZNABLES Y BANDEADAS, EQUIVALENTE DE LOS CONGLOMERADOS DE LA JAIBA

8.2.1 Croquis de situación



Figura 34: Croquis de situación del LIG 2, Punta Barranca del Agua.

8.2.2 Contenido- Motivación

El corte de la Punta Barranca del Agua es característico de la unidad equivalente de los Conglomerados de La Jaiba. Este corte fue objeto de un levantamiento y estudio sedimentológico detallado, referenciado en el informe de sedimentología. La sección de La Barranca del Agua está compuesta por una alternancia de areniscas finas medias, anaranjadas, con laminación paralela y limos arenosos, grises verdosos. En ocasiones los niveles de areniscas son de tamaño de grano medio a grueso, con granoclasificación positiva y estructuras de carga en la base sobre los niveles limosos (load cast and flame structures). Esporádicamente se encuentran niveles de limolitas claros, calcáreos (calclutitas), muy cementados y bioturbados, con asociaciones de *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Chondrites* y *Phycosiphon*. En la parte media y alta de la sección existen niveles microconglomeráticos de base canalizada, algo bioclásticos, y paquetes de areniscas medias-gruesas amalgamados. Los niveles de areniscas y de limolitas aparecen muy bioturbados, pudiéndose observar además de las trazas fósiles típicas, trazas de

escape. En conjunto, la secuencia muestra una organización “coarsening and thickening upward”.



Foto 30: Afl. 04JM9262. Columna de la Punta Barranca del Agua.

8.2.3 Acceso

El acceso es fácil por la carretera costera que une la Bahía de Maimón con la Playa de Cambiaso. En el pueblo de Guzmancito Abajo, un sendero practicable en 4x4 permite ver los acantilados que dominan la costa Atlántica. El lugar es espectacular, aunque el acceso es peligroso en periodos de fuerte marejada.

8.3 L.I.G. N° 3: FM LA ISABELA. DEPOSITOS DE LAGOON/BAHÍA PROTEGIDA

8.3.1 Croquis de situación



Figura 35: Croquis de situación del LIG 3, Bahía de Maimón.

8.3.2 Contenido- Motivación

El pequeño acantilado del extremo noroeste de la Bahía de Maimón permite de ver un conjunto característico de los depósitos costeros y de lagoon/bahía protegida por las construcciones arrecifales en zonas con influencia de sedimentación terrígena. Conglomerados y arenas canalizados, y en cuerpos lenticulares, provienen de la descarga de pequeños ríos en el lagoon/bahía. Las arenas, a veces con estructuras que indican corrientes poco intensas, y limos, son los depósitos del lagoon/bahía en los que crecieron

pequeños parches de coral o fueron colonizados por agrupaciones de ostreidos. Por último, las facies de arenas con laminación/estratificación paralela de bajo ángulo se formaron por el avance de la playa sobre los sedimentos del lagoon/bahía. Las bahías actuales de la Costa Norte de La Española, en las que descargan ríos de pequeñas dimensiones y que están cerradas en diversos grados por una barrera de arrecifes, son buenos análogos del medio sedimentario representado por estos depósitos.

Las arenas son siliciclásticas con contenido bioclástico, tamaño de grano y cementación variables. El grado de cementación suele incrementar con el tamaño de grano. Los conglomerados son poligénicos y también de tamaño de grano y grado de heterometría variables, desde microconglomerados de gránulos a conglomerados muy heterométricos con bloques. Los conglomerados y arenas pueden aparecer en canales o en lentejones de variada potencia y continuidad lateral, de escalas centimétricas a métricas. Las arenas, además, pueden aparecer también en capas horizontales centimétricas a decimétricas, a veces alternado con limos, con laminaciones o estratificaciones cruzadas de pequeña escala y ripples. Entre estos depósitos se encuentran moluscos dispersos, concentraciones de ostreidos, equinodermos y colonias de coral, en ocasiones de dimensiones métricas. Estas últimas suelen ser domos de *Montastrea*, *Diploria*, *Porites* o *Siderastrea* en posición de vida. También aparecen, generalmente a techo del conjunto, arenas con estratificación y laminación paralelas con inclinaciones de bajo ángulo hacia el mar.

8.3.3 Acceso

El acceso es muy fácil a partir de la autopista Duarte y la carretera costera que une la Bahía de Maimón con la Playa de Cambiaso. A 2,5 km del cruce con la autopista, continuar a pie, por la derecha, hasta alcanzar la playa localizada en la curva NO de la Bahía de Maimón.

8.4 L.I.G. N°4: FM LA ISABELA. DEPOSITOS DE ARMAZON ARRECIFAL

8.4.1 Croquis de situación



Figura 36: Croquis de situación del LIG 4, Playa Cambiaso.

8.4.2 Contenido- Motivación

Este punto fue objeto de un levantamiento y estudio sedimentológico detallado, referenciado en el informe de sedimentología de J.C. Braga. La sección de referencia para la observación de las facies de armazón arrecifal de la Fm Isabela es la del extremo occidental de la playa de Cambiaso. Esta facies está constituida por la superposición y acumulación de esqueletos de colonias de coral, en posición de vida o más o menos volcadas y con distintos grados de fragmentación. Las colonias de coral presentan en muchos casos costras de diverso grosor de algas rojas coralinas. 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. El sedimento interno no siempre rellena completamente los espacios entre los corales, lo que unido a los huecos producidos por la disolución de los esqueletos de coral, produce una elevada macroporosidad en esta facies.

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 (hay ejemplos de mas de 2 m de altura) colonias masivas, en domos más o menos subdivididos internamente de *Montastrea annularis*, *Diploria*, *Siderastrea* y *Porites*. Se encuentra también alguna rama de otras formas de *Acropora*. Hacia el mar (actual, que corresponde con el pasado) 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*.

8.4.3 Acceso

El acceso es directo y muy sencillo a partir de Luperón, tomando el camino costero que une Luperón con la playa turística de Cambiaso. Los mejores afloramientos están localizados en la franja oeste de la Bahía, en dirección a Punta la Ballena.

Numero	Coord geograficas		Coord UTM - WGS84		Numero	Coord geograficas		Coord UTM - WGS84	
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY
04JM9038	19.90492	-70.95867	294 960	2 202 153	04JM9179	19.84557	-70.82346	309 046	2 195 424
04JM9053	19.83441	-70.98238	292 385	2 194 376	04JM9181	19.83789	-70.78021	313 568	2 194 525
04JM9054	19.83491	-70.98254	292 368	2 194 432	04JM9191	19.84430	-70.79779	311 734	2 195 255
04JM9055	19.83785	-70.98039	292 598	2 194 755	04JM9206	19.88892	-70.95630	295 187	2 200 379
04JM9061	19.83991	-70.94454	296 356	2 194 939	04JM9214	19.90116	-70.92206	298 788	2 201 693
04JM9062	19.83808	-70.94454	296 354	2 194 737	04JM9215	19.90459	-70.92512	298 472	2 202 076
04JM9064	19.82955	-70.93335	297 515	2 193 779	04JM9229	19.84670	-70.88091	303 030	2 195 615
04JM9065	19.84627	-70.91609	299 344	2 195 609	04JM9230	19.84812	-70.88027	303 099	2 195 772
04JM9080	19.89201	-70.90002	301 085	2 200 654	04JM9232	19.83174	-70.85362	305 870	2 193 928
04JM9084	19.87545	-70.93565	297 332	2 198 863	04JM9233	19.83230	-70.85207	306 033	2 193 988
04JM9091	19.89548	-70.89501	301 614	2 201 032	04JM9235	19.83867	-70.84969	306 290	2 194 690
04JM9092	19.89604	-70.88685	302 469	2 201 084	04JM9236	19.83970	-70.85266	305 980	2 194 808
04JM9104	19.89374	-70.84069	307 300	2 200 776	04JM9237	19.84508	-70.85172	306 085	2 195 402
04JM9107	19.90038	-70.83673	307 722	2 201 507	04JM9239	19.84204	-70.85273	305 976	2 195 067
04JM9129	19.84999	-70.84258	307 049	2 195 935	04JM9249	19.84571	-70.82497	308 888	2 195 441
04JM9133	19.85145	-70.82218	309 187	2 196 074	04JM9254	19.83601	-70.79186	312 345	2 194 330
04JM9135	19.88651	-70.83244	308 155	2 199 966	04JM9256	19.83861	-70.78130	313 454	2 194 606
04JM9138	19.87366	-70.82129	309 307	2 198 531	04JM9262	19.88319	-70.82079	309 371	2 199 586
04JM9154	19.86480	-70.82088	309 339	2 197 550	04JM9269	19.83437	-70.77198	314 426	2 194 127
04JM9155	19.86082	-70.82495	308 908	2 197 114	04JM9271	19.83525	-70.77199	314 426	2 194 224
04JM9167	19.84812	-70.81225	310 224	2 195 694	04JM9272	19.83654	-70.77147	314 482	2 194 366
04JM9168	19.84891	-70.81324	310 121	2 195 782	04JM9275	19.83648	-70.75981	315 703	2 194 347
04JM9173	19.84703	-70.81806	309 614	2 195 580	04JM9277	19.83790	-70.75688	316 011	2 194 501
04JM9174	19.84761	-70.81706	309 719	2 195 643					

Tabla 8: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.).

9 BIBLIOGRAFÍA

ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Barrancon (5975-I). Hoja y Memoria. 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.

ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de El Cacao (5975-IV). Hoja y Memoria. 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.

ABBOTT R.N., BROMAN B.N., DRAPER G. (2007): UHP magma paragenesis revisited , olivine clinopyroxenite and garnet-bearing ultramafic rocks from the Cuaba gneiss, Rio San Juan Complex, Dominican Republic. *International Geology Review*, Vol. 49, 2007, pp 572-586.

BARONI-URBANI C., SAUNDERS J.B. (1980): The fauna of the Dominican Republic amber: the present status of knowledge. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 1, p. 213-223.

BARRETT T.J., MacLEAN W.H. (1999): Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings*. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. *Reviews in Economic Geology*, N° 8, p.101-131.

BELLON H., VILLA J.M., MERCIER de LEPINAY B. (1985): Chronologie 40K-39Ar et affinités géoquímiques des manifestations magnétiques au Crétacé et au Paléogène dans l'île d'Hispaniola. *Geodynamique des Caraïbes, Symposium Paris, 5-8 Février 1985*, Editions Technip, p. 329-340.

BERNARDEZ RODRIGUEZ E. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Mao (5974-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República

Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BERNARDEZ RODRIGUEZ E. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Monte Cristi (5875-I). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

BERNARDEZ RODRIGUEZ E. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Pepillo Salcedo (5875-II). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. 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.

BOISSEAU M. (1987): Le flanc nord-est de la Cordillère Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles). Un édifice de nappes crétacées polyphasées. Thèse 3ème cycle de l'Université P. et M. Curie, Paris, 173 p.

BOURGOIS J., BLONDEAU A., FEINBERG H., GLACON G., VILA J. (1983): The northern Caribbean plate boundary in Hispaniola: tectonics and stratigraphy of the Dominican Cordillera Septentrional (Greater Antilles). Société Géologique France, Bulletin 25, pp 83-89.

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

BOWIN C. (1966): Geology of the central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In Hess H.H. ed., Caribbean geological investigations. Geological Society of America Memoir 98, p. 11-98.

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

BOWIN C.O., NAGLE F. (1982): Igneous and metamorphic rocks of the northern Dominican Republic: an uplifted subduction zone complex. 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, Vol. 1, 39-50.

BRAGA ALARCON J.C. (2009)^o: 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.

BRIQUEAU L., BOUGAULT H., JORON J.L. (1984): Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. Earth and Planetary Science Letters, 68, p.297-308.

BROUWER S.B., BROUWER P.A. (1980): Geología de la region ambarifera oriental de la República Dominicana. 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. Memorias, vol 1, p. 303-322.

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

BURKE K. (1988): Tectonic evolution of the Caribbean. Ann. Rev. Earth Planetary Science, 16, pp. 201-230.

BURKE K., FOX P.J.Y, SENGOR A.M.C. (1978): Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 3949-3945.

BURKE K., GRIPPI J., SENGOR A.M.C. (1980): Neogene structures in Jamaica and the tectonic style of the northern Caribbean plate boundary zone. Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 375-386.

BYRN D.B., SUAREZ G., McCANN W.R. (1985): Muertos Trough subduction; Microplate tectonics in the northern Caribbean . Nature, v. 317, p. 420-421.

CALAIS E., MERCIER de LEPINAY B. (1995): Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Pasaje). *Marine Geophysics Research*, 17, pp. 63-95.

CALAIS E., MERCIER de LEPINAY B., SAINT MARC P., BUTTERLIN J., SCAF A. (1992): La limite de plaques décrochante nord caraïbe en Hispaniola: évolution paléogéographique et structural cénozoïque. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, pp. 309-324.

CALAIS E., PERROT J., MERCIER de LEPINAY B. (1998): Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. 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. 125-142.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, pp. 173-174.

COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG) (1999): Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. (1979): *The Interpretation of Igneous Rocks*, George Allen and Unwin, London. R.A. Batchelor and P. Bowden, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, vol. 48, 43-55.

CRAWFORD A.J., FALLOON T.J., GREEN D.H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In A.J. Crawford (ed.). *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman London, p. 1-49.

CRIBB J.W., JIMENEZ J., LEWIS J.F., SUTTER J.F. (1989): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from Loma de Cabrera batholith. Implications for timing of tectonic events in northern Hispaniola. *Geological Society of American Abstracts with Programs*, v. 21, no. 6, p. A267.

DE LA FUENTE S. (1976): *Geografía Dominicana*. Amigo del Hogar, Santo Domingo, 272 p.

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, p. 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, 4 edited by P. Mann (series editor: K.J. Hsü), p. 247-286.

DECKER J. (1985): Sandstone modal analysis procedure: Alaska, Department of Natural Resources, Division of Geological and Geophysical Survey, Public Data File Report, PDF 85-3a.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Gaspar Hernandez (6174-IV). Hoja y Memoria. 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.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Sabaneta de Yasica (6175-III). Hoja y Memoria. 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.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Salcedo (6174-III). Hoja y Memoria. 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.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Sabaneta de Yásica (6175). Hoja y Memoria. 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.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Salcedo (6174). Hoja y Memoria. 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.

DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Nagua (6274). Hoja y Memoria. 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.

DICKINSON W.R., SUCZEK C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone composition. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.

DIXON T.H., DAILY M.I. (1981): Analysis of a SEASTAT-SAR image of the northeastern Dominican Republic, Paris, France, Photo-Interpretation, v.5, p. 4.3-4.7.

DOLAN J., 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. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 217-263.

DOLAN J.F. (1988): Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Tesis Doctoral, Universidad de California, Santa Cruz, 235 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 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. 143-170.

DONNELLY T.W. (1973): Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood basalt province of vast size. EOS Transactions American Geophysical Union. 54, 1004.

DONNELLY T.W. (1989): Geologic history of the Caribbean and Central America. In A.W. Bally, A.R. Palmer (eds). An Overview. The geology of North America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, Vol. A, p. 299-321.

DONNELLY T.W. (1994): The Caribbean sea floor. In S.K. Donovan, T.A. Jackson (eds.). Caribbean Geology: An Introduction. U.W.I. Publ Assoc, Kingston, p. 41-64.

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 (DENGU, G. y CASE, J. Eds). Geol. Soc. America. Boulder, Colorado, Vol. H, p.339-374.

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

DOUGLAS R.C. (1961): Orbitolinas from Caribbean Islands. Journal of Paleontology, 35, 3, p. 475-479.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1981): Report on Sanchez Coal Project. Phase I Exploration November 1980 – November 1981 for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated November 30, 1981, 81 p.

DOUGLAS-ROBERTSON and ASSOCIATES, INC. (1983): Report on East Cibao / El Valle Coal Project for Rosario Dominicana, S.A., Dominican Republic. Unpublished report, dated April 8, 1983, 51 p.

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

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, p. 77-95.

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

EBERLE W., HIRDES W., MUFF R., PELAEZ M. (1980): The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). 9a Conferencia Geologica Del Caribe. Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, vol 2, p. 619-629.

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, p. 281-299.

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica de la Cordillera Septentrional. Programa Sysmin, 236 p.

EPTISA (2004): Informe de la unidad hidrogeológica del Valle del Cibao. Programa Sysmin, 327 p.

ESCUDE R VIRUETE J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Las Galeras (6373-I). Hoja y Memoria. 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.

ESCUDE R VIRUETE J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Samaná (6373-IV). Hoja y Memoria. 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.

ESCUDER VIRUETE J. y DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Río San Juan (6174-I). Hoja y Memoria. 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.

ESCUDER VIRUETE J. y DIAZ DE NEIRA J.A. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Guayabito (6174-II). Hoja y Memoria. 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.

ESCUDER VIRUETE J., CONTRERAS F., JOUBERT M., URIEN P., STEIN G., LOPERA E., WEIS D., ULLRICH T. y PEREZ-ESTAUN A. (2007): La secuencia magmatica del Jurásico Superior-Cretácico Superior de la Cordillera Central, República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 243-268.

ESCUDER 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, República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 195-174.

ESCUDER 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 (2006), pp 161-186.

ESCUER SOLE J. (2004): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Monte Cristi (5875). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de La Isabela (5975). Hoja y Memoria. 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.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Puerto Plata (6075). Hoja y Memoria. 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.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Santiago (6074). Hoja y Memoria. 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.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de San Francisco de Macorís (6173). Hoja y Memoria. 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.

ESCUER SOLE J. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Sanchez (6273). Hoja y Memoria. 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.

ESPY J.A. (2000): Análisis y ordenación de la minería artesanal. Proyecto C. Programa SYSMIN. Dirección General de Minería, Santo Domingo.

EVANS B. W. (1990): Phase relations of epidote-blueschists. Lithos 25, pp.3-23.

GARCIA-LOBON J.L. y AYALA C. (2007): Cartografía geofísica de la República Dominicana: datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetización remanente. Boletín Geológico y Minero, Vol. 118, n°2, p. 175-194.

GILL J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, New York, 390 p.

GUGLIELMO G. Jr. (1986): Push-up structure in a transpressional environment, Northeastern Hispaniola. M.A. thesis. New York, City College of New York. 52 p.

GUGLIELMO G. Jr. and WINSLOW M.A. (1988): Geology of the Eastern San Francisco push-up: Northeastern Hispaniola. Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados.

HARDING T.P., LOWELL J.D. (1979): Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 1016-1058.

HERNAIZ HUERTA P. P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Imbert (6075-III). Hoja y Memoria. 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.

HERNAIZ HUERTA P. P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Sanchez (6273-I). Hoja y Memoria. 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.

HUGHES C.J. (1973): Spilites, keratophiles and the igneous spectrum. Geological Magazine, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, p.107-125.

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.

JENNER G.A., SWINDEN H.S. (1993): The Pipestone Pond Complex, Central Newfoundland: complex magmatism in an Eastern Dunnage Zone ophiolite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, p. 434-448.

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

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

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

KESLER S.E., RUSSELL N., POLANCO J., McCURDY K., CUMMING G.L. (1991): Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 187-201.

KESLER S.E., RUSSELL N., REYES C., SANTOS L., RODRÍGUEZ A., FONDEUR L. (1991): Geology of the Maimón Formation, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 173-185.

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

KESLER S.E., SUTTER J.F., BARTON J.M., SPECK R.C. (1991): Age of intrusive rocks in Northern Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN P., DRAPER G. y LEWIS J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 165-172.

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

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

KYSAR G., LEWIS J.F., MORTENSEN J.K. (1998): U-Pb zircon age constraints for Paleogene igneous rocks of the Sierra Maestra, southeastern Cuba. In: Abstract with programs, Geological Society of America Annual Meeting, Toronto. p.185.

LABAUME P. (1992): Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemples des Apennins du Nord, des Alpes Françaises et de Sicile. Thèse d'Etat. Univ. de Montpellier II, 475 p.

LABAUME P., MUTTI E., SEGURET M., ROSELL J. (1983): Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, 1983, (7), t.XXV, n°6, pp. 927-941.

LETICEE J.L., RANDRIANASOLO A, CORNEE J.J., MUNCH Ph., LEBRUN J.F., SAINT-MARTIN J.P. y VILLENEUVE M. (2005): Mise en evidence d'une discontinuité émergitive majeure au sein de la plate-forme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles. *C.R. Geoscience* 337 (2005), p. 617-624. <http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>.

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

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

LEWIS J.F., AMARANTE A., BLOISE G., JIMENEZ G., J.G., DOMINGUEZ H.D. (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiro Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic*

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

LEWIS J.F., DRAPER G. (1990): Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin: Decade of North American Geology, v. H: The Caribbean, Geol. Soc America, p.77-140.

LEWIS J.F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P.P., GUTIERREZ G., DRAPER G., PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica. v. 37 (2002), n°2-3, p.81-122.

LEWIS J.F., PERFIT M., HORAN S., DIAZ de VILLAVILLA A. (1995): Geochemistry and petrotectonic significance of early arc bimodal volcanism in the Greater Antillas Arc. Abstracts with Programs, Annual Meeting, Geological Society of America, New Orleans, A227.

LOURENS L., HILGEN F., SHACKLETON N.J., LASKAR J., WILSON D. (2004) - The Neogene Period in GRADSTEIN F., OGG J. & SMITH A.G. (ed), A Geologic Time Scale 2004, p. 409-440.

LUDEN J., GELINAS L., TRUDEL P. (1982): Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. Canadian Journal of Earth Science, 19, p. 2276-2287.

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

LUDWIG K.R. (2003): Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4.

LUTERBACHER H.P., ALI J.R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.M., HOOKER J.J., MONECHI S., OGG J.G., POWELL J., RÖHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B. (2004) - The

Paleogene Period in A Geologic Time Scale 2004, eds. Felix M. GRADSTEIN, James G. OGG, and Alan G. SMITH. Published by Cambridge University Press. © F.M. GRADSTEIN, J.G. OGG, and A.G. SMITH 2004 (20) - p. 384-408.

MANIAR P.D., PICCOLI P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin, vol.101, p.635-643.

MANN P. (1983): Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Tesis Doctoral. Universidad de New York, Albany, 688 p. (Inédito).

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

MANN P., DRAPER G., LEWIS, J.F. (1991): An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper 262, p. 1-28.

MANN P., GORDON M.K. (1996): Tectonic uplift and exhumation of blueschists belts along transpressional strike-slip fault zones In: Bebout G.E., Scholl D.W., Kirby S.H. & Platt J.P. (eds.) Subduction: from top to bottom. Geophysical Monography Series 96, pp. 143–154.

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 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. 63-124.

MANN P., TAYLOR F.W., EDWARDS R.L., KU T.L. (1995): Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. Tectonophysics, V. 246, p. 1-69.

MARCANO F. Eugenio de Js, TAVARES I. (1982): Formacion La Isabela, Pleistoceno temprano. Museo Nacional de Historia Natural, Santo Domingo, publicaciones especiales, numero III, 30 p.

MASSON D.G., SCANLON K.M. (1991): The neotectonic setting of Puerto Rico. Geological Society of America Bulletin, v. 103, no. 1, p. 144-154.

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

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

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

McCANN W.R., SYKES L.R. (1984): Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 4493-4519.

McCLAY K, BONORA M. (2001): Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. AAPG Bulletin, V. 85, n°2, pp 233-260.

MERCIER de LEPINAY B. (1987): L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: l'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences de l'Université P. et M. Curie, Paris, 255 p.

MESCHEDE M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, Chemical Geology, vol.56, p. 207-218.

MICHELSON H. (1977): Lignite and peat survey in the Dominican Republic (december 1976 – March 1977). Area parcial Bajo yuna – Peninsula Samana. Tahal consulting engineers, Ltd

and acueductos y alcantarillados, C. por A., Informe inédito, 49 p., Dirección General de Minería 22-77-002. Santo Domingo.

MIDDLEMOST E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chemical Geology*, vol.77, p. 19-26.

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.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Puerto Plata (6075-II). Hoja y Memoria. 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.

MONTHEL J. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Rivas (6273-IV). Hoja y Memoria. 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.

NADAI A. C. (1987): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. 31 p.

NADAI A.C. and WINSLOW M.A. (1988): Tectonostratigraphy of the San Francisco Ridge area in the Northeastern Cibao Valley, Dominican Republic. *Transactions of the 11th Caribbean Geological Conference Barbados*.

NAGLE F. (1974): Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. *Geological Society America Bulletin*. 85, pp. 1461-1466.

NAGLE F. (1979): Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Hispaniola: tectonic focal point of the Northern Caribbean. Three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geological Society, compiled and edited by B. Lidz and F. Nagle, p. 1-28.

NAGLE F., PACHER H.C., ANTONINI G.A. (1979): Hispaniola Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean. Three tectonic studies in the Dominican Republic. En Lidz, B. y Tagle, F. (Eds.). Geological Society. Miami.

NATRISK (2008): Catalogo de inundaciones en la Cuenca del rio Yuna, Republica Dominicana, 1977-2007, ONFED, PNUD, Univ. De Valladolid, 25 p.

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

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

PEARCE J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.

PEARCE J.A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-249.

PEARCE J.A. (1992): Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Fore-arc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In P. Fryer, Pearce, J. A., Stocking, L.B. (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, p. 623-659. College Station, TX.

PEARCE J.A., CANN J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, p. 290-300.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, vol.25, p. 956-983.

PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979): Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.69, p. 33-47.

PEARCE J.A., PEATE D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 23, p. 251-285.

PEREZ VALERA F. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de El Mamey (5975-II). Hoja y Memoria. 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.

PEREZ VALERA F. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Pimentel (6173-I). Hoja y Memoria. 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.

PEREZ VALERA F. y ABAD DE LOS SANTOS M. (2010): Informe estratigráfico y sedimentológico. 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.

PEREZ-ESTAUN A., HERNAIZ HUERTA P.P., LOPERA E., JOUBERT M. y grupo SISMYN (2007): Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 118, n°2, p. 157-174.

PÉREZ-ESTAÚN A., TAVARES I., GARCÍA CORTES A., HERNAIZ HUERTA P.P. (2002): Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*, 37, p. 77-80.

PINDELL J.L. (1994): Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology: An introduction*, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies, Publishers Association, p. 13-39.

PINDELL J.L., 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, p. 405-432.

PINDELL J.L., DRAPER G. (1991): Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. In Mann P., Draper G. and Lewis J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262, p. 97-114.

PLATT J.P., VISSERS R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, p.397-410.

PREMOLI SILVA I., SLITER W.V. (2002): Practical manual of cretaceous planktonic foraminifera. Dipartimento di Scienze della Terra. University of Perugia (Italy) p. 1-462.

PREMOLI SILVA L., SLITER W.V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Palaeontographia Italica*, 82, p.1-89.

RAMIREZ MERINO J.I. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Esperanza (6074-IV). Hoja y Memoria. 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.

RAMIREZ MERINO J.I. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Francisco Arriba (6074-I). Hoja y Memoria. 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.

RAMSAY J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York and London, 568 p.

RAPP R.P., WATSON E.B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust- mantle recycling. *J. Petrol.*, 36 4 , p. 891–931.

RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T., DePAOLO D.J. (1998): Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Chemical Geology*, 145(1-2): p. 117-152.

ROBASZYNSKI F., CARON M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe – Méditerranée. Bull. Soc. Géol. France, t. 166, n°6, p. 681-692.

RODDICK J.C. (1987): Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, p. 2129-2135.

ROSENCRANTZ E., ROSS M.I., SCLATER J.G. (1988): Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2141-2157.

SAUMUR B.M., HATTORI K.H., GUILLOT S. (2010): Contrasting origins of serpentinites in a subduction complex, northern Dominican Republic. *GSA Bulletin*; January/February 2010; v.122; n° 1/2; pp 292-304.

SERRA-KIEL J., FERRANDEZ-CANADELL C., GARCIA-SENZ J. and HERNALIZ HUERTA P.P. (2007): Cainozoic larger foraminifers from Dominican Republic. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 118, n°2, p. 359-384.

SHERVAIS J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, p. 101-118.

SIGURDSSON H., KELLEY S., LECKIE R.M., CAREY S., BRALOWER T., KING J. (2000): History of Circum-Caribbean Explosive Volcanism: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra layers, in Leckie R. M., Sigurdsson H., Acton G. D., and Draper G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 165.

SILVESTER A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.

SINTON C.W., DUNCAN R. A., STOREY M. LEWIS J., ESTRADA J.J.(1998): An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 155, p. 221-235.

SMITH I.E.M., WORTHINGTON T.J., STEWART R.B., PRICE R.C., GAMBLE J.A. (2003): Felsic volcanism in the Kermadec arc, SW Pacific: crustal recycling in an oceanic setting. In: Larter, R.D. & Leat, P.T., Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes. Geological Society of London, Special Publications, 219, 99-118.

STACEY J. S., KRAMERS J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, p. 207-221.

SUAREZ RODRIGUEZ.A. (2010): Mapa geomorfológico y de procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico a 1:100 000 de Samaná (6373). Hoja y Memoria. 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.

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

TATSUMI Y., HAMILTON D.L., NESBITT R.W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted litho-sphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29, p. 293–309.

THIRLWALL M. F. (2000): Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. *Chemical Geology*, 163, p. 299-322.

TOLOCZYKI M., RAMIREZ I. (1991): Mapa geológico de la República Dominicana 1:250 000. Secretaria de Estado de Industria y Comercio, Dirección General de Minería, Instituto Geografico Universitario, Santo Domingo, D.N. en cooperacion con Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, República Federal de Alemania.

TUTTLE M.P., PRENTICE C.S., DYER-WILLIAMS K., PENA L.R. and BURR G. (2003): Late Holocene liquefaction features in the Dominican Republic: a powerful tool for earthquake

hazard assessment in the Northeastern Caribbean. Bulletin of the Seismological Society of America; Feb 2003; v.93; n° 1; pp.27-46.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Cabrera (6274-IV). Hoja y Memoria. 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.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Nagua (6274-III). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN II n° ACP DO 006 de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Proyecto 1B. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Francisco de Macorís (6173-IV). Hoja y Memoria. 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.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Santiago (6074-II). Hoja y Memoria. 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.

URIEN P. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de Villa Vasquez (5975-III). Hoja y Memoria. 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.

URIEN P., JOUBERT M. (2010): Mapa geológico a 1:50 000 de San Jose de Las Matas (6074-III). Hoja y Memoria. 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.

URIEN P., JOUBERT M.. (2004): Mapa geológico a 1:50 000 de Martín García (5974-IV). Hoja y Memoria. Programa SYSMIN 7 ACP DO 024 de Cartografía Geotemática de la

República Dominicana. Proyecto K. Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. D Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

WEYL R. (1966): Geologie der Antillen, Band 4, Beitrage zur Regionalen Geologie der Erde, (H. J. MARTINI, Ed.) Berlin, Gebrüder Bornträger, 410 p.

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

WINSLOW M.A., GUGLIELMO G. Jr., NADAI A.C., VEGA L.A., McCAAN W.R. (1991): Tectonic evolution of the San Francisco Ridge of the eastern Cibao Basin, northeastern Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (Mann P., Draper G. y Lewis J.F., eds.), Geological Society of America Special Paper, 262, p. 301-313.

WOOD D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, Earth and Planetary Science Letters, vol. 50, p. 11-30.