SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO

DE LA REPÚBLICA DOMINICANA

ESCALA 1:50 000

PUERTO PLATA

(6075-II)

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 MICROPALEONTOLOGÍA

- 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 (TYPSA) 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 Republica Dominicana.

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones,
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras,
- 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 Puerto Plata (6075-II) está situada en el Centro y Norte de la Cordillera Septentrional. La región comprende al mismo tiempo tanto la zona costera como un territorio muy montañoso en cuanto nos alejamos de la Costa Atlántica.

La Falla de Camú, de cizalla sinistral, se extiende varios kilómetros, atravesando el Sur de la Hoja con una dirección N100-110ºE, ésta delimita dos dominios bien diferenciados: al Norte, el bloque de Puerto Plata; al Sur la zona montañosa de la Cordillera Septentrional, aún inestable y activa.

En el bloque de Puerto Plata, el zócalo Cretácico comprende un conjunto de lineaciones y lentejones sigmoidales de peridotitas serpentinizadas, de gabros, leucogabros, y de rocas volcánicas básicas. Las formaciones Terciarias, generalmente monoclinales, se desarrollan en este complejo sobre una base de bloques de varios metros y matriz de serpentinita, en parte arrancados del substrato. A muro, la Formación San Marcos es un olistostroma en matriz arcillosa pertenecientes a varios debris de tamaño variado del zócalo ígneo y metamórfico, de terrenos volcánicos cretácicos y volcanosedimentarios de la Formación Imbert; como éste último, sugiere la edad Eoceno inferior. Está cubierto por las turbiditas argilítico-limosas de la Formación Luperón, la microfauna planctónica indica una edad Eoceno superior-Oligoceno. Tras un periodo de emersión-erosión durante el Mioceno inferior-medio, y materializado por las arenas y conglomerados de La Jaiba, la sedimentación marina se reinicia con el depósito de margas y calizas de la Formación Villa Trina en el Mioceno superior – Plioceno. En la zona costera, los depósitos Cuaternarios se caracterizan por las formaciones arrecifales de La Isabela, mientras que en el interior está representado los aluviones fluviales y las formaciones en laderas.

En el bloque sur, el substrato volcánico de Pedro García, de edad Cretácica, no está representado en el territorio meridional de la Hoja. La serie terciaria comienza por turbiditas limoso-pelíticas de la Formación La Toca, de edad Eoceno superior-Oligoceno. La inestabilidad de los medios sedimentarios se traduce en la presencia de numerosas y potentes intercalaciones de brechas y conglomerados poligénicos tipo “debris flow” en el seno de esta formación. Al igual que en el bloque norte, un nivel arenoso-conglomerático (Unidad de La Jaiba) caracteriza la base del Mioceno y marca el límite con las formaciones

margoso-calcáreas de la Formación Villa Trina del Mioceno superior-Plioceno. Todo el sector está afectado por un sistema de fallas conjugadas de la Falla de Camú y la Falla Septentrional, donde la actividad es sensible.

La explotación del ámbar es anecdótica, y el substrato no propicia la existencia de recursos mineros. La región de Puerto Plata está densamente poblada, y enfoca su actividad hacia el turismo, actualmente están intensificando los esfuerzos para la protección medioambiental y la minimización de los efectos de los riesgos naturales.

ABSTRACT

The Puerto Plata map area (Sheet 6075-II) lies in the centre-north of the Northern Cordillera. It is a coastal region that becomes mountainous once one moves away from the Atlantic shore.

The Camú Fault, a left-lateral shear several kilometres long, crosses the southern part of the area in a N100-110°E direction and separates two di stinct domains: the Puerto Plata block to the north, and the very active and unstable mountainous zone of the Northern Cordillera to the south.

In the Puerto Plata block the Cretaceous basement of is a “complex mélange” with sigmoid ribbons and lenses of serpentinized peridotite, gabbro, leucogabbro and basic volcanites. The overlying and globally monoclinal Tertiary formations are separated from this complex by a bed of pluri-metre size blocks with a serpentinite matrix that is partly separated from its substratum. At the base, the San Marcos Formation corresponds to an olistostrome with a clayey matrix and varied-size debris of crystalline and metamorphic basement, Cretaceous volcanics and Imbert Formation volcanosediments. Like the Imbert Formation, the olistostrome is considered to be Early Eocene in age. It is covered by clayey-silty turbidite of the Luperon Formation whose planktonic microfauna indicate a Late Eocene – Oligocene age. After a period of emergence and erosion during the Early-Middle Miocene, as reflected by the La Jaiba sandstone and conglomerate, marine sedimentation resumed in the Late Miocene – Pliocene with the deposition of the Villa Riva Formation marl and limestone. Near the coastal zone, the Quaternary is characterised by the La Isabela reef formation, whereas inland it is fluviatile alluvium and slope deposits that are mainly represented.

In the mountainous area to the south of the fault, the Cretaceous Pedro Garcia volcanic substratum has not been identified in the area, and the Tertiary succession begins with silty-pelitic turbidite of the Toca Formation dated as Late Eocene – Oligocene. The instability of the sedimentary environment is reflected by the presence of many thick debris flow-type polygenic breccia and conglomerate intercalations within the formation. As in the northern block, a sandy-conglomeratic interval (Las Jaiba Unit) characterizes the base of the Miocene and marks the contact with the Late Miocene – Pliocene marl-limestone of the Villa Riva

Formation. The entire area is cut by a network of Riedel faults, between the still active Camú and Septentrional faults.

Amber workings remain very anecdotal, and the subsurface is not favourable for the presence of mineral resources. Highly populated and economically turned towards tourism, the Puerto Plata area must intensify 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 6

1.3 Antecedentes bibliográficos 7

1.4 Metodología 9

2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA 14

2.1 El Complejo de Puerto Plata 18

2.1.1 Generalidades 18

2.1.2 El Complejo de Puerto Plata en la Hoja de Puerto-Plata 18

2.2 La Formación Los Caños 23

2.2.1 Generalidades 23

2.2.2 La Fm Los Caños en la Hoja de Puerto Plata. Rocas volcánicas de composición básica a intermedia, con brechas piroclásticas y/o volcanoclásticas (4) 23

2.3 La Formación San Marcos 25

2.3.1 Generalidades 25

2.3.2 La Fm San Marcos en la Hoja de Puerto Plata 29

2.4 Las Calizas de La Isla 35

2.4.1 Generalidades 35

2.4.2 La Fm La Isla en la Hoja de Puerto Plata. Calizas blancas brechificadas, calizas biodetríticas con microfragmentos de rocas básicas (9). Eoceno medio. P_2^2 (¿?) 35

2.5 La Formación La Toca 36

2.5.1 Generalidades 36

2.5.2 La Fm La Toca en la Hoja de Puerto Plata 36

2.6 La Formación Luperón 42

2.6.1 Generalidades 42

2.6.2 La Fm Luperón en la Hoja de Puerto Plata. Alternancia rítmica de arcillas y areniscas finas (12). Eoceno superior – Oligoceno. P_2^3-P_3 44

2.7 Los Conglomerados de La Jaiba 48

2.7.1 Generalidades 48

2.7.2 Los conglomerados de La Jaiba en la Hoja de Puerto Plata. Conglomerados poligénicos, areniscas deleznables y arcillas (13). Mioceno inferior - superior. $N_1$50

2.8 La Formación Villa Trina 53

2.8.1 Generalidades 53

2.8.2 La Fm Villa Trina en la Hoja de Puerto Plata 54

2.9 La Formacion La Isabela 61

2.9.1 Generalidades 61

2.9.2 La Fm La Isabela en la Hoja de Puerto Plata..... 63

2.10 Las Formaciones superficiales cuaternarias..... 66

2.10.1 Fondo de dolina y polje. Arcillas de decalcificación (19). Pleistoceno – Holoceno. Q_{1-3} – Q_4..... 66

2.10.2 Formaciones de laderas, coluviones y desprendimientos. Bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas (20). Pleistoceno - Holoceno..... 67

2.10.3 Terrazas altas. Cantos, gravas y arenas (21). Holoceno. Q_4..... 68

2.10.4 Terrazas bajas. Cantos, gravas y arenas (22). Holoceno. Q_4..... 68

2.10.5 Llanura de inundación. Arcillas y limos (23). Holoceno. Q_4 68

2.10.6 Cauce y/o meandro abandonado. Cantos, gravas, arenas y limos (24). Holoceno. Q_4 69

2.10.7 Aluvial – Coluvial. Limos con cantos y gravas (25). Holoceno. Q_4..... 69

2.10.8 Deslizamientos y derrumbes. Bloques y arcillas (26). Holoceno. Q_4 70

2.10.9 Área pantanosa. Lutitas y limos (27). Holoceno. Q_4 71

2.10.10 Manglar. Lutitas con abundante vegetación (28). Holoceno. Q_4 71

2.10.11 Cordón litoral degradado. Arenas (29). Holoceno. Q_4..... 72

2.10.12 Playa. Arenas (30). Holoceno. Q_4..... 72

2.10.13 Fondo de valle. Arenas con cantos, gravas y arcillas (31). Holoceno. $Q_4$72

2.10.14 Antrópico. Núcleo urbano de Puerto Plata. Mezcla de bloques, cantos, gravas, hormigones, asfalto, etc. (32). Actual. 73

2.10.15 Antrópico. Vertedero (33). Actual. 73

3 GEOQUÍMICA Y DATACIONES ABSOLUTAS 74

3.1 Introducción y técnicas analíticas geoquímicas 74

3.2 El Complejo de basamento de Puerto Plata 76

3.3 Formación Los Caños 78

3.3.1 Rocas volcánicas máficas..... 78

3.3.2 Leucogranitos con hornblenda y biotita..... 80

3.3.3 Interpretación y correlaciones..... 81

3.4 Gabronoritas bandeadas del Cerro de Gran Diablo 82

3.4.1 Cumulados máficos 82

3.4.2 Interpretación y correlaciones..... 83

3.5 Geocronología 86

4 TECTÓNICA..... 93

4.1 Marco geodinámico 93

4.2 Estructura de la Cordillera Septentrional 96

4.3 Carácteristicas de las principales estructuraLes y unidades tectónicas de la Hoja “Puerto Plata” 100

4.3.1 La Falla de Camú 100

4.3.2 El bloque Norte de la Falla de Camú 101

4.3.3 El bloque Sur de la Falla de Camú 102

5 GEOMORFOLOGÍA 106

5.1 Descripcíon general 106

5.2 Formas geomorfologicas 106

5.2.1 Estructurales 106

5.2.2 Fluviales y de escorrentía superficial 107

5.2.3 Formas gravitacionales 108

5.2.4 Litorales 109

5.2.5 Formas poligénicas o de difícil adscripción 109

5.2.6 Formas de meteorización química 109

6 HISTORIA GEOLÓGICA 110

6.1 Paleoceno-Eoceno medio 112

6.2 Las cuencas turbidíticas en el Eoceno superior - Mioceno inferior 114

6.3 La etapa del Mioceno medio 115

6.4 Ciclo Mioceno superior - Plioceno superior 116

6.5 La configuración actual de la Cordillera Septentrional 116

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA 118

7.1 Hidrogeología 118

7.1.1 Datos climáticos 118

7.1.2 Red hidrográfica 119

7.1.3 Principales puntos de abastecimiento 120

7.1.4 Naturaleza e interés de los principales acuíferos 122

7.2 Riesgos naturales 125

7.2.1 Terremotos y tsunamis 125

7.2.2 Deslizamientos de tierra y desprendimientos 127

7.2.3 Inundación 127

7.3 MedioAmbiente 127

7.3.1 Almacenamiento y gestión de residuos urbanos 128

7.3.2 La gestión de aguas residuales 128

7.3.3 Los perímetros de protección entorno a la captación de agua 129

7.3.4 El problema del amianto natural 129

7.4 Caracterización geotécnica 129

7.5 Recursos minerales 130

7.5.1 Yacimientos e indicios minerales 130

7.5.2 Canteras de materiales 131

8 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO 134

8.1 L.I.G. n° 1: Columna tipica de la Fm La Toca en el Río Bajabonico, cerca de Pescado Bobo 134

8.1.1 Croquis de situación 134

8.1.2 Contenido - Motivación 134

8.1.3 Acceso 135

9 BIBLIOGRAFÍA 137

FIGURAS

Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Puerto Plata. 5
Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Puerto Plata (mod. de Lewis J.F.y Draper G., 1990, in Pérez-Estaún A. *et al* – 2007). 5
Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Puerto Plata, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía. 11
Figura 4: Mapa geologico de la parte occidental de la Cordillera Septentrional..... 12
Figura 5: Leyenda del mapa geologico de la parte occidental de la Cordillera Septentrional. 13
Figura 6: Cuadro litoestratigrafico de la Cordillera Septentrional, en el sector Imbert-Puerto Plata. 17
Figura 7: Mapa de la distribución de Torio y zona de afloramiento de la Fm San Marcos. ... 25
Figura 8: Resumen de las características litológicas de la Fm San Marcos, y las brechas serpentiniticas. Relaciones entre ellas (Hernaiz Huerta P.P., 2011)..... 27
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). 28
Figura 10: Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas de la Fm Los Caños. 81
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, cumulados 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% H2O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB..... 84
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. 85
Figura 13: Diagrama de la datación de la muestra 04 JE 9119B, realizada por el método U/Pb. 87
Figura 14: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 III HH9133. 88
Figura 15: Diagramas con la edad de las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 IV JM9271. 89
Figura 16: Diagramas con la edad de las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 IV JM9272B. 90
Figura 17: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 III HH9124. 91
Figura 18: Diagramas con la edad “plateau” y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 II JM9112..... 92
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)..... 93
Figura 20: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. *et al*., 2002)..... 94
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). 94

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. *et al*, 1998). 95
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). 96
Figura 24: Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional. 97
Figura 25: Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional..... 98
Figura 26: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de estratificación (color gris), de los ejes de micropliegues (verde) y de esquistosidad (cruses rojas) medidos en los terrenos al Sur de la Falla de Camú en la Hoja de Puerto Plata (137 medidas de estratificación, 6 medidas de esquistosidad et 2 ejes de micropliegues). 103
Figura 27: Cortes geológicos de la Hoja de Puerto Plata. 105
Figura 28: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Puerto Plata. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1905 y 1980. (de http://www.theweathernetwork.com). 118
Figura 29: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Puerto Plata. Los números permiten su correlación con la Tabla 6..... 121
Figura 30: Localización y magnitud de los epicentros de los terremotos registrados por el USGS. 126
Figura 31: Localización e importancia de los principales canteras de la Hoja de Puerto Plata. Los números permiten su correlación con la Tabla 9. 131
Figura 32: Croquis de situación del LIG 1: columna de la Fm La Toca cerca de Pescado Bobo. 134

TABLAS

Tabla 1: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Luperón de la Hoja Puerto Plata..... 47
Tabla 2: Foraminíferos bentónicos identificados en las muestras de la Fm Luperón de la Hoja Puerto Plata..... 48
Tabla 3: Foraminíferos bentónicos identificados en las muestras de la Fm Villa Trina de la Hoja Puerto Plata..... 57
Tabla 4: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Villa Trina de la Hoja Puerto Plata..... 58
Tabla 5: Localización, características y dataciones de las muestras del Complejo de basamento de Puerto Plata. 86
Tabla 6: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Puerto Plata. Los números permiten su correlación con la Figura 26..... 120
Tabla 7: Características de los terremotos registrados por el USGS en la zona de la Hoja de Puerto Plata..... 125
Tabla 8: Carácteristicas de los indicios vistos en la Hoja de Puerto Plata. 130
Tabla 9: Carácteristicas de las canteras de la Hoja de Puerto Plata. Los números permiten su correlación con la Figura 28. 132
Tabla 10: Coordenadas de los puntos citados en el texto (muestra, foto, etc.)..... 136

FOTOS

Foto 1: Desde el punto 09JM9067. La Bahía de Puerto Plata vista tras la cima de la Loma Isabel de Torres. 15
Foto 2: Desde el punto 09JM9281. La Loma Isabel de Torres, vista tras la estación de tratamiento de aguas residuales de Puerto Plata. 15
Foto 3: Desde el punto 09JM9069. Zonas de interior. En primer plano los suaves relieves de la Fm San Marcos. En segundo plano, las colinas con las laderas cubiertas de desprendimientos, sobre las turbiditas arcillosas de la Fm La Toca y cubiertas por las calizas de la Fm Villa Trina. 16
Foto 4: Desde el punto 09JM9355. Zona de deslizamientos de las argilitas de la Fm San Marcos. 16
Foto 5: Desde el punto 09JM9317. Escarpe rocoso en los conglomerados poligénicos de La Jaiba. 17
Foto 6: Afl. 09JM9116. Afloramiento característico de peridotitas de la Loma El Tejar. Destaca el color de alteración marrón chocolate y la ausencia de desarrollo de la alteración; la roca aflora en continuo y está cubierta por bloques sobre los que se desarrolla una vegetación arbustiva de escasa talla. 19
Foto 7: Afl. 09JM9112. Cantera abierta en los gabros bandeados, forman capas decimétricas. Destaca la importante fracturación tangencial que delimita una sucesión de escamas que sugieren una tectónica compresiva. 21
Foto 8: Afl. 09JM9110. Detalle de gabro bandeado. Cada banda equivale a una “secuencia granoclasificada”, la base destaca por la predominancia de minerales ferromagnesianos sobre los feldespatos. 22
Foto 9: Afl. 09JM9151. Detalle de un afloramiento de andesita basáltica intensamente microfracturada. 24
Foto 10: Desde el punto 09JM9289. Deslizamiento de tierras en el borde de un camino en la Fm San Marcos. 30
Foto 11: Afl. 09JM9043. Facies característica de la brecha, con bloques y bolos de rocas eruptivas diversas en una arena disgregable de serpentinita. 32
Foto 12: Afl. 09JM9274. Fm San Marcos: bloques y fragmentos de arena feldespática gris (facies Imbert) en matriz arcillosa orientada, muy deformadas por microsuperficies de fricción. 33
Foto 13: Afl. 09JM9397. Mega olistolito carbonatado de la Loma El Gallo. 34
Foto 14: Afl. 09JM9425. Brecha volcanoclástica de muro de la Fm La Toca. Destaca la abundancia de cantos de origen volcánico, en particular de basaltos vesiculados, y la ausencia de clasificación granulométrica. 38
Foto 15: Afl. 09JM9422. Brecha conglomerática. En relación a la facies de la Foto 14, destaca el redondeado más importante de los cantos y la mayor proporción de matriz. 38
Foto 16: Afl. 09JM9411. Conglomerados con cantos bien redondeados. Destaca el verdoso muy característico,vinculado a la presencia de una abundante proporción (cantos y matriz) de origen volcánico (Complejo de Pedro García). 39
Foto 17: Afl. 09JM9422. Detalle de cantos del conglomerado. Algunos cantos parecen haber sido fracturados durante la compactación, antes de la cementación del sedimento. 40
Foto 18: Afl. 09JM9510. Afloramiento característico de la Fm La Toca. Sucesión repetitiva y rítmica de litofacies limoso-arenosas beige y de pelitas grises. 41
Foto 19: Afl. 09JM9235. Microsecuencias con la presencia de bandeados y niveles de materia orgánica color negro. 41
Foto 20: Afl. 09JM9258. Detalle de bancos microbrechoides ricos en fragmentos centimétricos blancos de corales y bioclastos. 42
Foto 21: Afl. 09JM9081. Alternancias argilítico-limosas rítmicas de la Fm Luperón. Los niveles areniscoso-limososos están coloreados en amarillo-anaranjado mientras que los niveles arcillosos son gris azulados. 45

Foto 22: Afl. 09JM9058. *Paleodictyons* en red poligonal en la superficie de una capa limoso-areniscosa. 46
Foto 23: Afl. 09JM9058. Probables vestigios de *Helminthoides* en superficie de una capa limo-areniscosa..... 46
Foto 24: Afl. 09JM9543. Bancos arenisco-conglomeráticos blandos de la Ud La Jaiba. 51
Foto 25: Afl. 09JM9317. Dentro de los cantos del conglomerado, una concha usada de *Conus*. 52
Foto 26: Afl. 09JM9368. Arenisca conglomerática muy deleznable. El color rojo anaranjado es característico de las litofacies detríticas de esta unidad. 52
Foto 27: Afl. 09JM9072. Alternancias decimétricas de margas y de micritas arcillosas de la Fm Villa Trina en el flanco occidental de la Loma Isabel de Torres..... 56
Foto 28: Afl. 09JM9067. Alternancia regular de bancos de biomicrita blanca rica en orbulinas de tamaño grueso, en el techo de la Loma Isabel de Torres..... 56
Foto 29: Afl. 09JM9460. Bancos masivos de marga blanca, típico de la Fm Villa Trina. 59
Foto 30: Afl. 09JM9375. Alternancia de bancos de marga y caliza arcillosa. 60
Foto 31: Afl. 09JM9439. Bancos masivos de caliza parcialmente lapiace y karstificada de techo de la Fm Villa Trina. 61
Foto 32: Afl. 09JM9480. Facies masivas de brecha de talud arrecifal desarrollada en el muro de la Fm La Isabela. 64
Foto 33: Afl. 09JM9480. Detalle de la brecha de talud arrecifal. Destaca el aspecto vacuolar. 64
Foto 34: Afl. 09JM9480. Varios fósiles de políperos, gasterópodos y lamelibranquios, muy frecuentes en la facies de brecha arrecifal de la Fm La Isabela..... 65
Foto 35: Afl. 09JM9454. Políperos en ramas y políperos masivos, en posición de vida, de la unidad calcárea de la Fm La Isabela. 65
Foto 36: Afl. 09JM9124. Testigos de dunas eólicas: arenas y calcarenitas con laminación cruzada de alto ángulo..... 66
Foto 37: Afl. 09JM9076. Aspecto de los coluviones de cantos y fragmentos carbonatados del flanco norte de la Loma Isabel de Torres..... 67
Foto 38: Afl. 09JM9048. Capas sucesivas de aluviones gruesos de cantos y gravas, y de limos en la zona de inundación del río Muñoz. 69
Foto 39: Afl. 09JM9068. Vista de la cuña de deslizamiento que afecta las alternancias margo-calizas de techo de la Loma Isabel de Torres..... 71
Foto 40: Afl. 09JM9163. Yuxtaposición de láminas y escamas métricas de gabros milonitizados, separadas por fracturas de dirección N120-140°E. 102
Foto 41: Fotos representativas del terremoto (magnitud 6.4) del 22/09/2003 en Puerto Plata (http://www.livio.com/terremoto/)..... 126
Foto 42: Afl.09JM9231. Explotación artesanal de pizarras, a partir de un olistolito de arenisca carbonatada laminada, en el seno de la Fm San Marcos..... 133
Foto 43: Afl.09JM9168. El producto final listo para la venta. Cada montón permite cubrir una superficie de 50 m². 133

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. Hernández (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 Puerto Plata (6075-II) está situada en el Centro-Norte de la Cordillera Septentrional, al borde de la Costa Atlántica (Figura 1:). La ciudad de Puerto Plata, fue llamada así por Cristóbal Colón debido al brillo de sus mares, es el principal puerto de comercio con el Océano Atlántico de la República Dominicana. Es una región mixta, con dos dominios perfectamente diferenciados: a) franja costera y b) la zona de interior progresivamente más montañosa.

La franja costera está limitada a algunos kilómetros de longitud, la cual se corresponde con una zona de glacis y de planos aluviales. La costa marina, denominada Costa del Ámbar, está jalonada por una plataforma arrecifal muy desmantelada, las zonas arenosas se limitan a estrechos bancos y bahías protegidas de las corrientes marinas.

El interior culmina justo al Sur de Puerto Plata, en la Loma Isabel de Torres (799 m). Ésta se corresponde a un escarpado relieve con geometría piramidal, que contrasta con el modelado mucho más progresivo de la región montañosa del interior. La mayoría de las cimas se corresponden a plataformas calizas karstificadas que descansan sobre arcillas y margas más sensibles a la erosión; las pendientes están fuertemente marcadas por la red hidrográfica. Numerosos ríos y arroyos, en régimen torrencial, están fuertemente encajados y vierten súbitamente en el Océano Atlántico: río San Marcos, Los Domínguez, Los Mameyes, Muñoz, Camú, Mozovi, Forma y Sosua.

La población está irregularmente repartida. Puerto Plata, que es la capital de la Provincia del mismo nombre, concentra alrededor de 130 000 habitantes. En el extremo contrario de la Hoja, Sosua (con más de 35 000 habitantes) y Monte Llano (30 000 habitantes), constituyen los otros núcleos económicos de la región. En el interior, la población está dispersa, y distribuida principalmente a los largo de los accesos a las carreteras.

Tras varios años, la economía de la región se ha enfocado hacia el turismo, en detrimento de los cultivos de caña de azúcar en la actualidad abandonados, y de la ganadería para leche que sin embargo se mantiene entorno a Sosua. La compañía de Ron Brugal conserva las factorías de producción en las inmediaciones de Puerto Plata, aunque la materia prima

se importa de otras zonas de producción de la Isla. Los cultivos de cacao y café son marginales en las zonas montañosas internas. La actividad turística se ha desplazado con el tiempo al entorno de Puerto Plata: inicialmente se concentraba al NO de la ciudad cerca de Cofresi y Costambar, el turismo se ha reagrupado al SE, donde están los grandes complejos hoteleros de Costa Dorada y Playa Dorada. De igual modo, Sosua se ha olvidado en detrimento de Cabarete, conocido por su bahía y las competiciones de windsurf. Esta redistribución geográfica del turismo es el origen de una constante actividad inmobiliaria en toda la zona de costa.

La región dispone de un aeropuerto internacional en La Unión, a media distancia entre Puerto Plata y Sosua. Las principales vías de acceso por carretera jalonan la costa; se corresponden con la prolongación de la autopista Duarte que proviene de Santo Domingo desde Santiago. A parte de este eje, los accesos al interior son muy complicados. Cuando existen, se hace por carreteras y pistas cuya viabilidad no siempre está garantizada. Es el caso, en particular, de la carretera turística que permite conectar por el interior la Costa Atlántica con Santiago; durante el periodo de lluvias, es común que esta carretera esté interrumpida por deslizamientos de tierra. A escala de la Hoja los accesos a la zona montañosa situada al Sur de río Camú sólo pueden hacerse a pie, a través de los cursos de los ríos que drenan la zona. De la misma manera, toda la zona este y sureste es accesible sólo por senderos y pistas difícilmente accesibles en vehículos 4x4.

El clima tropical se caracteriza por un periodo seco de junio a octubre, y por una larga estación lluviosa de noviembre a mayo. Los vientos Alisios dominan la zona, en la costa se benefician de un clima cálido y soleado casi todo el año, muy favorable para la actividad turística. Lejos de la zona costera, este clima es responsable de una vegetación particularmente frondosa y de una importante alteración arcillosa del sustrato rocoso. Los afloramientos naturales son escasos y es, remontando el lecho de los ríos, donde existen condiciones favorables para estudiar las rocas.

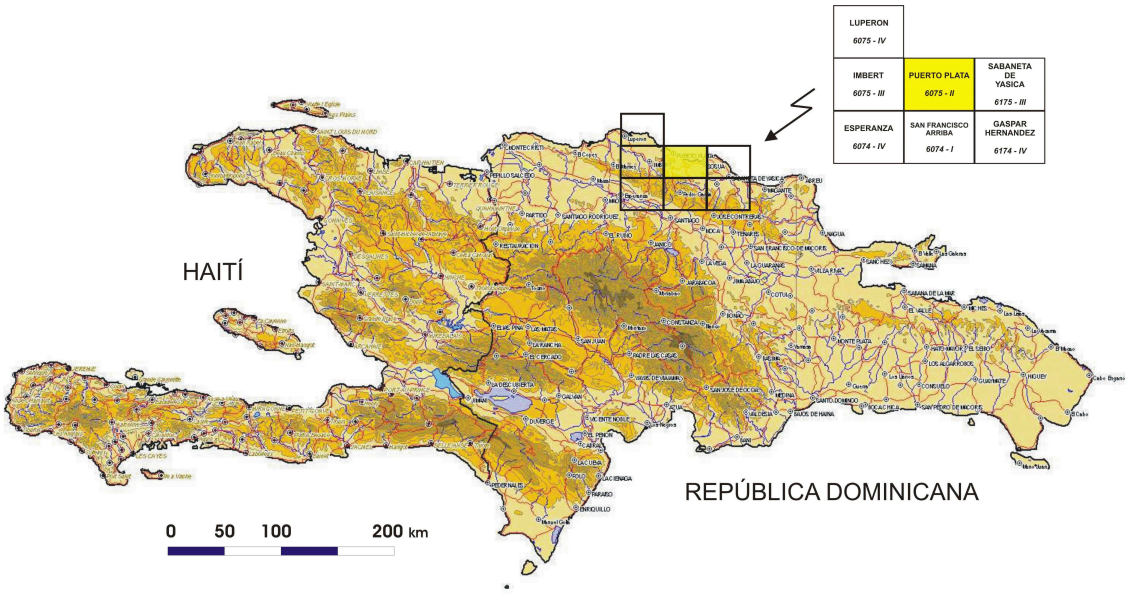


Figura 1: Esquema fisiográfico de la Española y localización de la Hoja de Puerto Plata.

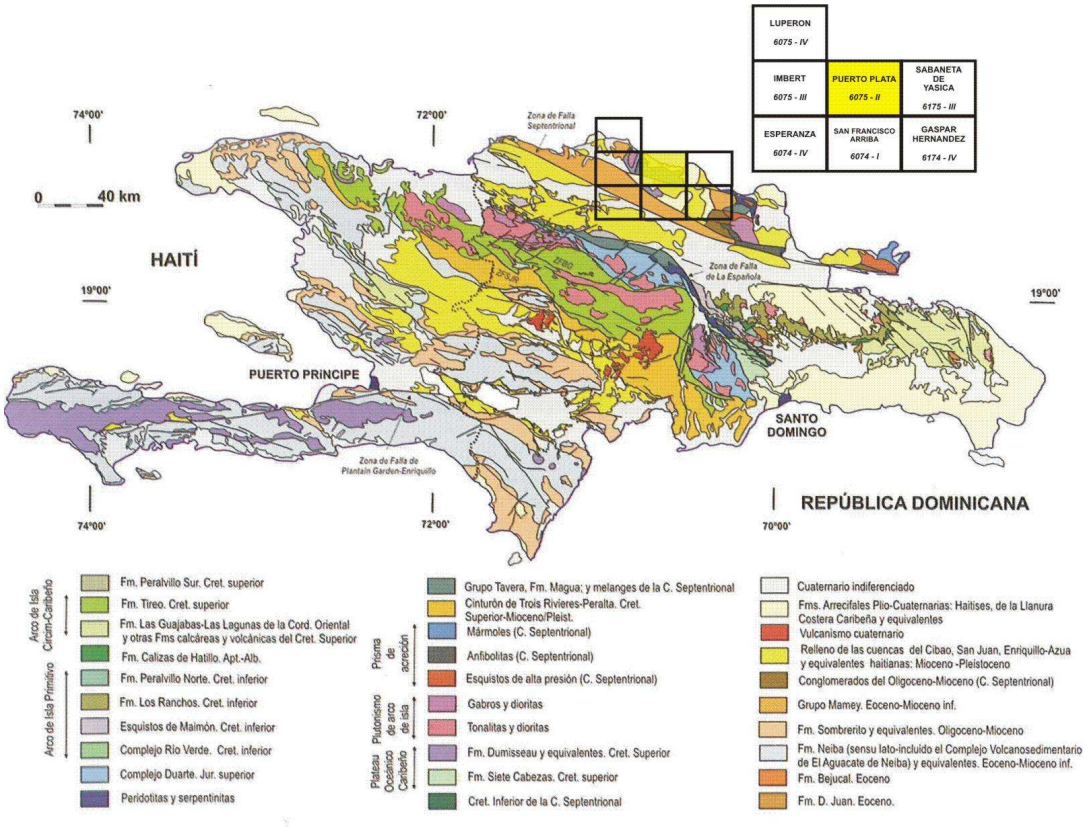


Figura 2: Esquema geológico de la Española y localización de la Hoja de Puerto Plata (mod. de Lewis J.F.y Draper G., 1990, in Pérez-Estaún A. *et al* – 2007).

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 (Pindel J. L. y Barret S.F., 1990; Pindel 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 (colision 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 Ramirez 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 está cubierta por dos unidades consideradas como sincrónicas de edad Paleoceno-Eoceno inferior: la Fm Imbert, rica en rocas volcanoclásticas, y los conglomerados con matriz con cantos de serpentinitas y calizas pararrecifales 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). El mapa de distribución de Torio es de gran utilidad a la hora de establecer los límites de la Fm San Marcos, los mapas de distribución de Potasio son representativos de la organización de formaciones aluviales recientes.

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 la Dirección General

de Minería 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 cobertera vegetal. Los afloramientos no son muy frecuentes y las observaciones sólo puntuales. Por otro lado, los accesos a la zona sur, situados junto al río Camú no son sencillos y necesitan de largas marchas de aproximación. Ese es el caso particular del cuadrante SO de la Hoja, comprendido entre los ríos Camú, Rancho Ambrosio y Bajabonico (Hoja San Francisco Arriba). En esos sectores, la red hidrográfica constituye los principales accesos para encontrar afloramientos. Estos recursos, tienen sin embargo sus límites, en particular cuando el desnivel se acentúa, el río toma un régimen torrencial y su lecho se llena de bloques; se vuelve entonces difícil continuar la exploración en condiciones razonables de seguridad.

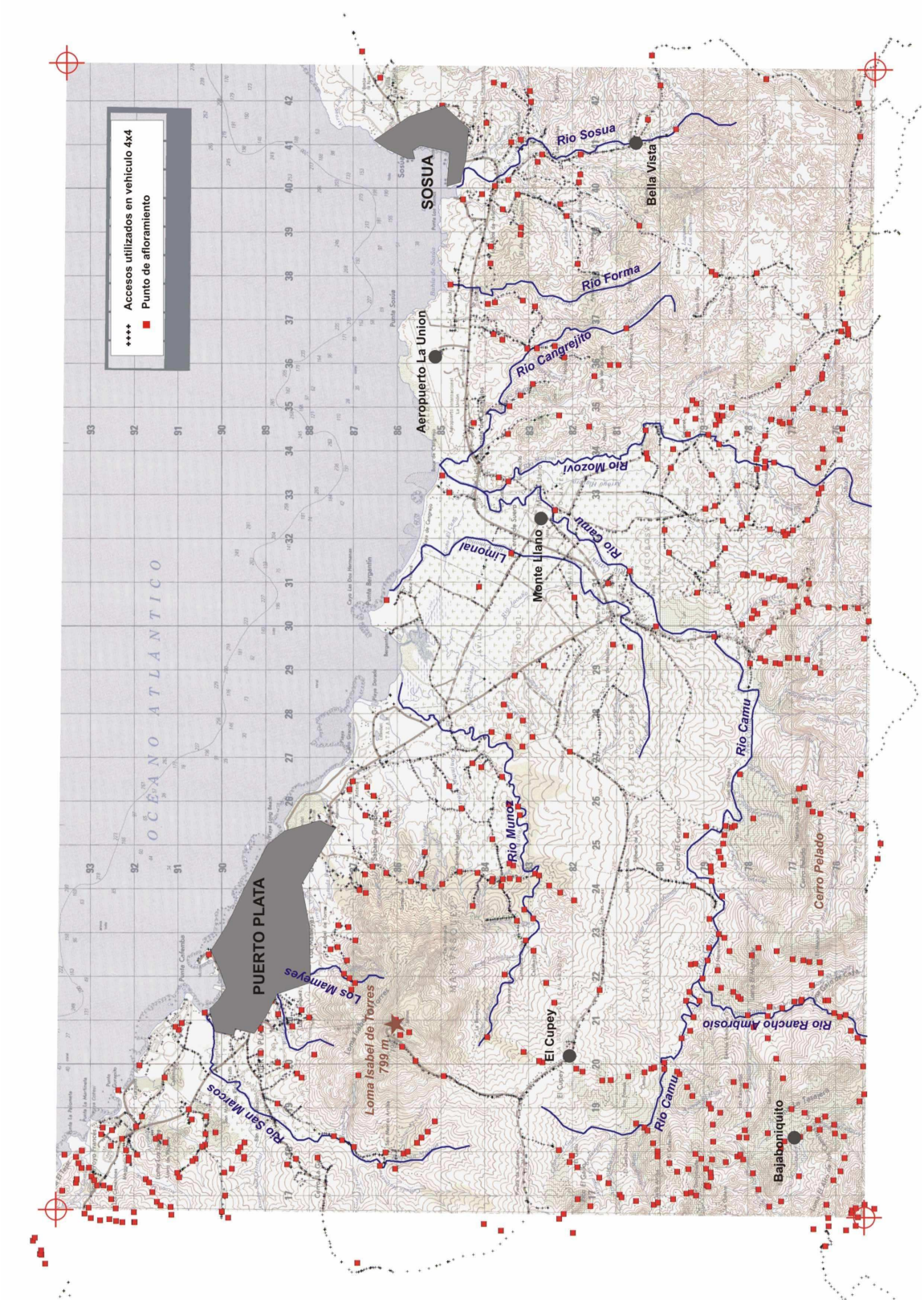


Figura 3: Principales puntos topográficos de la Hoja Puerto Plata, localización de los accesos y afloramientos estudiados durante la cartografía.

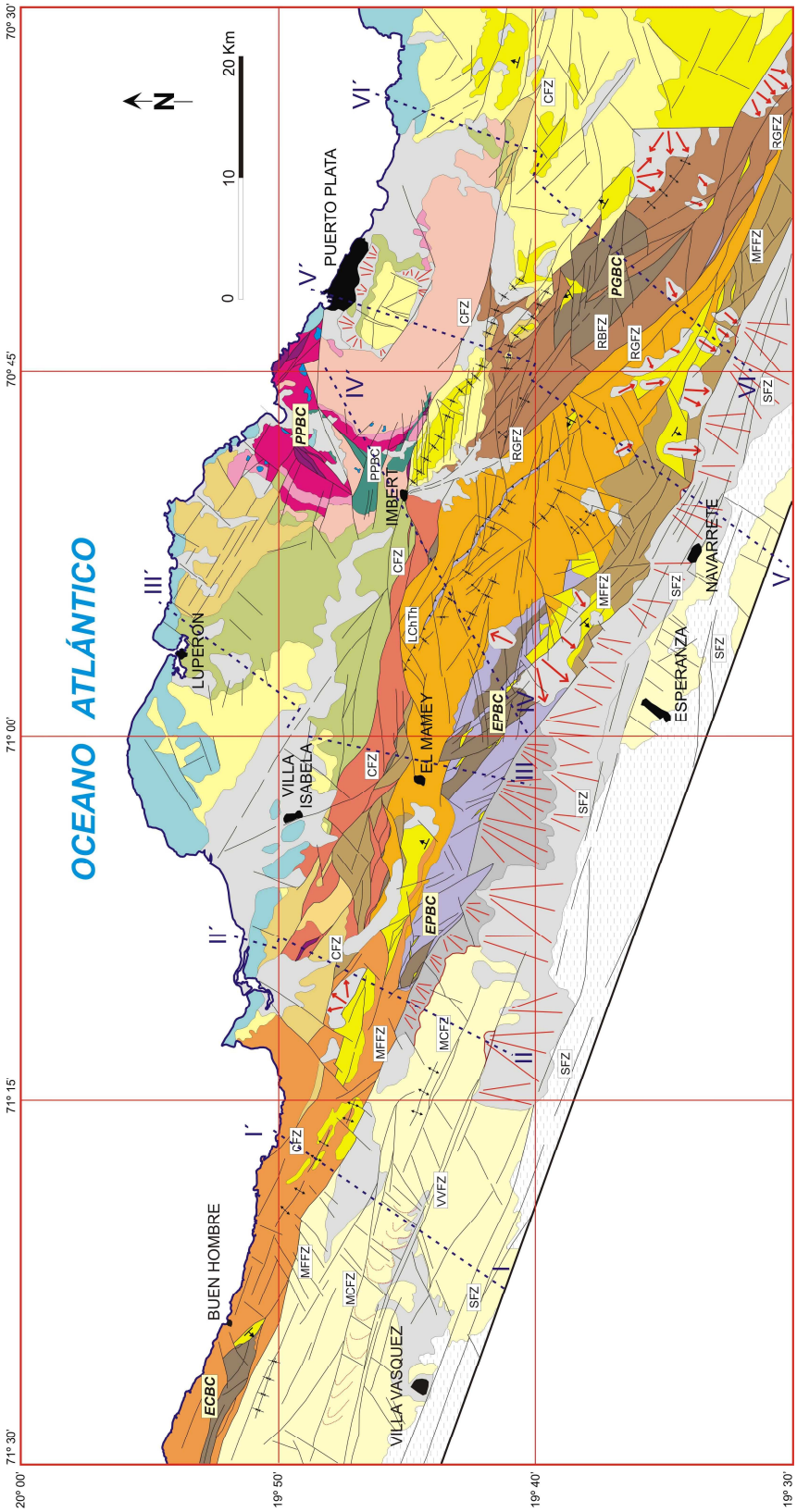


Figura 4: Mapa geologico de la parte occidental de la Cordillera Septentrional

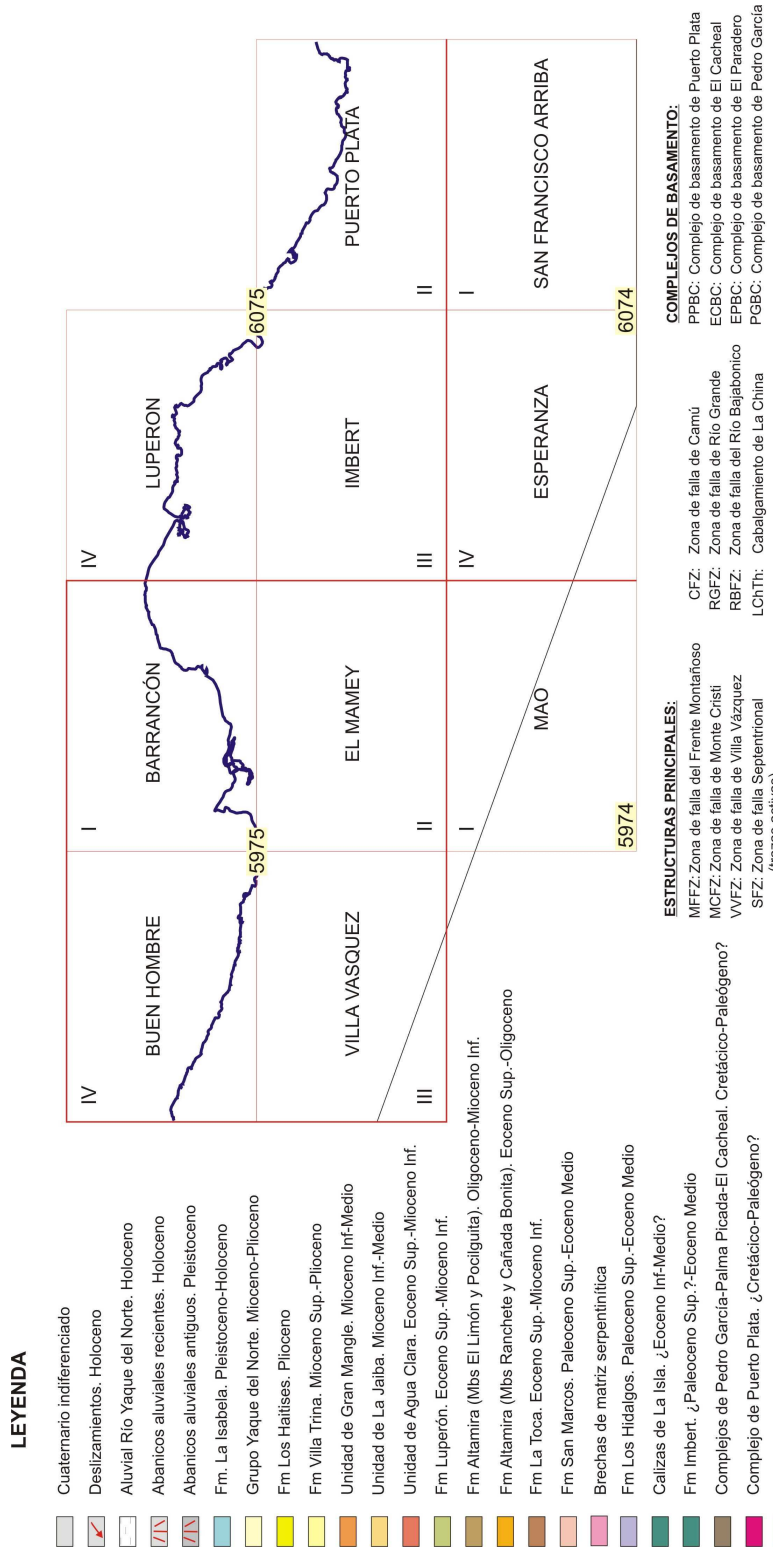


Figura 5: Leyenda del mapa geologico de la parte occidental de la Cordillera Septentrional.

2 ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA

Además de los sedimentos cuaternarios, la Hoja Puerto Plata presenta una asociación de rocas de naturaleza y edad variable, donde la organización sigue siendo compleja:

- De la esquina NO afloran las rocas volcánicas y plutónicas del Complejo de Puerto Plata, que sugieren un posible fondo oceánico y/o de un complejo colisional (rocas ultrabásicas, peridotitas, gabros y basaltos);

- Al Sur de Puerto Plata, la Loma Isabel de Torres constituye un promontorio masivo, formado por turbiditas dominantemente arcillosas de las Fm Luperón y Villa Trina;

- En la zona central, dibujando una especie de apertura ascendente hacia el Norte, dando la impresión de envolver la Loma Isabel de Torres, encontramos la Fm olistostrómica San Marcos;

- Al Sur de la Falla de Camú y en la mitad este de la Hoja, aflora la cobertera margoso-caliza de la Fm Villa Trina depositada en discordancia sobre las turbiditas de edad eoceno-oligoceno de la Fm La Toca, con el intermedio de un potente y irregular nivel conglomerático;

- Finalmente la zona costera está jalonada irregularmente por capas arrecifales tabulares de la Fm La Isabela, atribuidas al Pleistoceno.

Foto 1: Desde el punto 09JM9067. La Bahía de Puerto Plata vista tras la cima de la Loma Isabel de Torres.

Foto 2: Desde el punto 09JM9281. La Loma Isabel de Torres, vista tras la estación de tratamiento de aguas residuales de Puerto Plata.

Foto 3: Desde el punto 09JM9069. Zonas de interior. En primer plano los suaves relieves de la Fm San Marcos. En segundo plano, las colinas con las laderas cubiertas de desprendimientos, sobre las turbiditas arcillosas de la Fm La Toca y cubiertas por las calizas de la Fm Villa Trina.

Foto 4: Desde el punto 09JM9355. Zona de deslizamientos de las argilitas de la Fm San Marcos.

Foto 5: Desde el punto 09JM9317. Escarpe rocoso en los conglomerados poligénicos de La Jaiba.

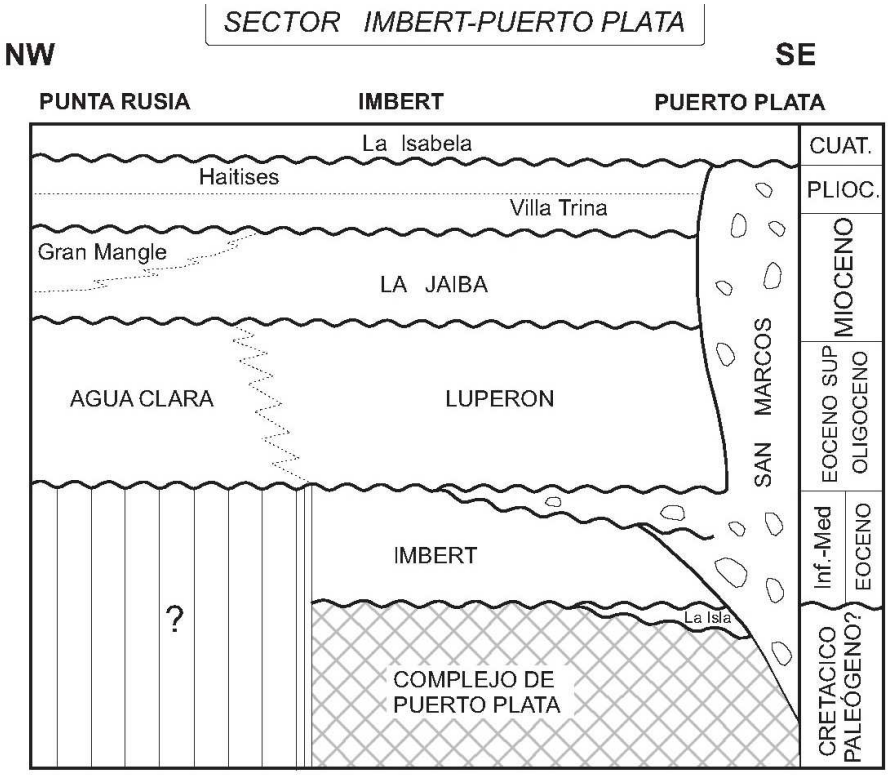


Figura 6: Cuadro litoestratigrafico de la Cordillera Septentrional, en el sector Imbert-Puerto Plata.

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 Los Haitises, posiblemente en la Hoja de San Francisco de Arriba. El sector de Imbert-Puerto Plata se característica 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 Drapper y Pindell, 2008). La existencia de este basamento Cretácico Inferior queda también evidenciada por la edad de 126,1±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 Puerto-Plata

El Complejo de Puerto Plata está formado por la imbricación tectónica de bloques de rocas ultrabásicas, plutónicas y volcánicas que afloran de manera muy puntual en diferentes

lugares de la zona NO de la Hoja. El definir una relación precisa entre las diferentes facies observadas es muy complicado. Cuando son visibles, los contactos están tectonizados y desplazados por planos de cizalla decimétricos a métricos, a veces alterados hidrotermalmente. Están compuestas por una sucesión de lentejones tectónicos más o menos anastomosados, de tamaño hectométrico a kilométrico, que sugieren las existencia de una megazona de cizalla.

2.1.2.1 Complejo de Puerto Plata. Peridotitas moderadamente alteradas (1)

Estas rocas constituyen el substrato de la Loma El Tejar en el borde costero, y son particularmente bien visibles en una pequeña cantera situada en Punta La Palometa (JM9121). A diferencia de las peridotitas conocidas en otras regiones de la República Dominicana, no se desarrolla un suelo por la alteración y la roca aflora de manera continua en todas las pendientes de la Loma.

En afloramiento, el aspecto de la roca es de grano grueso de color marrón chocolate. En muestra fresca está constituida por cristales de talla de mm a cm de piroxeno de color bronce, muy brillantes, y lleno de fisuras rellenas de fibras de asbestos y carbonatos ferrosos.

Foto 6: Afl. 09JM9116. Afloramiento característico de peridotitas de la Loma El Tejar. Destaca el color de alteración marrón chocolate y la ausencia de desarrollo de la alteración; la roca aflora en continuo y está cubierta por bloques sobre los que se desarrolla una vegetación arbustiva de escasa talla.

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 (>2mm, 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 intracristalina como kink bands, bordes de subgranos, doblamiento o arqueamiento del ortopiroxeno (desarrollando lamelas de exolución de clinopiroxeno), etc. No obstante, la serpentinización 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 cromoespinela 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 serpentinización, 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)

En la mayoría de los afloramientos, las rocas ultrabásicas ocurren como lentejones anastomosados y geometría abudinada, de talla centimétrica a decimétrica, de color gris verdoso a verde oscuro, característico de las serpentinitas. Los cuerpos de serpentinita tienen textura facoidal con una foliación anastomosada y fracturas con superficies estriadas que envuelven cuerpos más masivos o menos foliados (JM9107).

En cuanto a la textura y composición petrográfica de los cuerpos ultrabásicos menos transformados a serpentinitas, se observan rocas peridotíticas de tonos pardos y violáceos, de textura holocristalina, granuda de grano medio a grueso, fanerítica e inequigranular, generalmente poco foliadas. Aunque al microscopio la textura ígnea del protolito se conserva en zonas, su mineralogía ha sido completamente reemplazada a un agregado de minerales del grupo de la serpentinita. En las muestras analizadas se distinguen serpentinitas de dos tipos texturales: granudas y foliadas. Las primeras están formadas por agregados milimétricos fracturados, pseudomorfos de olivino y piroxenos; las segundas están constituidas por un agregado foliado de menor cristalinidad, consecuencia de la orientación subparalela de las fibras de serpentinitas. En algún caso se han conservado

hiladas de espinela y posiblemente cromita, que definen una fábrica planar, aunque están bastante reemplazadas y alteradas a óxidos pardos de Fe-Ti. En ambos tipos, el agregado mineral se observa muy fracturado, con recristalización en las grietas de minerales opacos también secundarios. Corresponden a metaperidotitas procedentes de un manto empobrecido por extracción de fundidos basálticos.

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

Las numerosas canteras situadas a la entrada de Puerto Plata, en particular la localizada frente al vertedero, permiten la visualización en buenas condiciones de las facies (JM9110, JM9112). Los gabros forman bancos de espesor decimétrico con un bandeado centimétrico interno muy definido. La estructura original está modificada por numerosos planos de falla con orientaciones e inclinaciones variables. La pátina es blancuzca, anormalmente clara para tratarse de una facies de gabro.

Foto 7: Afl. 09JM9112. Cantera abierta en los gabros bandeados, forman capas decimétricas. Destaca la importante fracturación tangencial que delimita una sucesión de escamas que sugieren una tectónica compresiva.

En afloramiento, es una roca ígnea tipo gabro o leucogabro, de colores claros, de grano grueso (entre 2-8 mm) y estructura bandeada. Los feldespatos y ferromagnesianos definen

una fábrica magmática planar muy marcada. Los piroxenos y olivinos están alterados y serpentinizados en tonos verde oliva.

Foto 8: Afl. 09JM9110. Detalle de gabro bandeado. Cada banda equivale a una "secuencia granoclasificada", la base destaca por la predominancia de minerales ferromagnesianos sobre los feldespatos.

Al microscopio, se trata de una roca con una composición modal de: plagioclasa, 50-55%; orto y clinopiroxeno, 35-45%, olivino (incluyendo pseudomorfos de serpentinita), 5-15%; opacos, <2%. La proporción relativa entre orto y clinopiroxeno varía a escala de la lámina, aunque parece más abundante el clino. El olivino pasa en zonas de ser accesorio a >20% modal. Se puede clasificar como una **gabronorita a gabronorita con olivino** de grano grueso bandeada. No obstante, en bandas con 70% Pl, 20% Ol y Px<10% es una **troctolita**. La textura es granuda subidio a alotriomorfa, cumulado. La plagioclasa forma prismas tabulares subidio- a alotriomorfos, contactos ondulados frente a los ferromagnesianos. Está albitizada y sericitizada/moscovitizada. El clinopiroxeno es una augita subidio- a alotriomorfa, con exoluciones de Opx e inclusiones de olivino (¿) y espinela. El Opx forma prismas poco pleocroicos alotriomorfs. El olivino forma granos alongados xenomorfos, serpentinizados (+talco+opacos). No se observa anfíbol. No se observan zonados en las fases. La espinela forma granos idiomorfos dispersos. No presenta fábricas deformativas.

2.2 LA FORMACIÓN 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 descripción sigue siendo aproximada debido a la no existencia de afloramientos suficientemente continuos para precisar la sucesión y organización litológica; por ello nos basamos exclusivamente en observaciones puntuales. Nagle la atribuyó a diferentes facies de lavas y productos volcanoclásticos de composición andesítica a espilítica. Su potencia no es continua y se estima en varios kilometricos.; se localizaría sobre las peridotitas serpentinizadas y es cubierta por los sedimentos volcanoclásticos de la Fm Imbert, pero techo y muro de la Fm se corresponden con accidentes tectónicos. Recientemente Pindell J.L. y Draper G. (1991) no lo han individualizado del Complejo Basal de Puerto Plata. Seguramente en comparación con otras formaciones volcanosedimentarias de la Cordillera Septentrional y Oriental, se le estime una edad cretácica. La edad se establece por la microfauna presente en numerosos fragmentos calizos asociados a los basaltos almohadillados (pillow-lavas), en el seno de un bloque exótico del tipo “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 Puerto Plata. Rocas volcánicas de composición básica a intermedia, con brechas piroclásticas y/o volcanoclásticas (4)

A escala del mapa, los únicos afloramientos atribuidos a la Fm Los Caños se corresponden con un bloque aislado, rodeado por fallas en las peridotitas serpentinizadas y en los gabros del Complejo de Puerto Plata. Se localizan en el camino que conduce a la Villa Cofresi (JM9151), en el acceso al barrio de Maggiolo. Se trata de una brecha monogénica, probablemente de origen tectónico, constituida por fragmentos verdosos de talla centimétrica a decimétrica de tipo andesita basáltica.

Esta facies debe compararse con aquellos afloramientos de buena calidad que jalonan las playas de Punta de la Guardia (Hotel El Riu), al Este de la Bahía de Maimón (Hoja de Luperón). Se componen por una brecha piroclástica monogénica, de color gris-verde oscuro,

con fragmentos de andesita porfídica rica en fenocristales de hornblenda y de plagioclasa en una mesostasia afanítica.

Foto 9: Afl. 09JM9151. Detalle de un afloramiento de andesita basáltica intensamente microfracturada.

2.3 LA FORMACIÓN SAN MARCOS

2.3.1 Generalidades

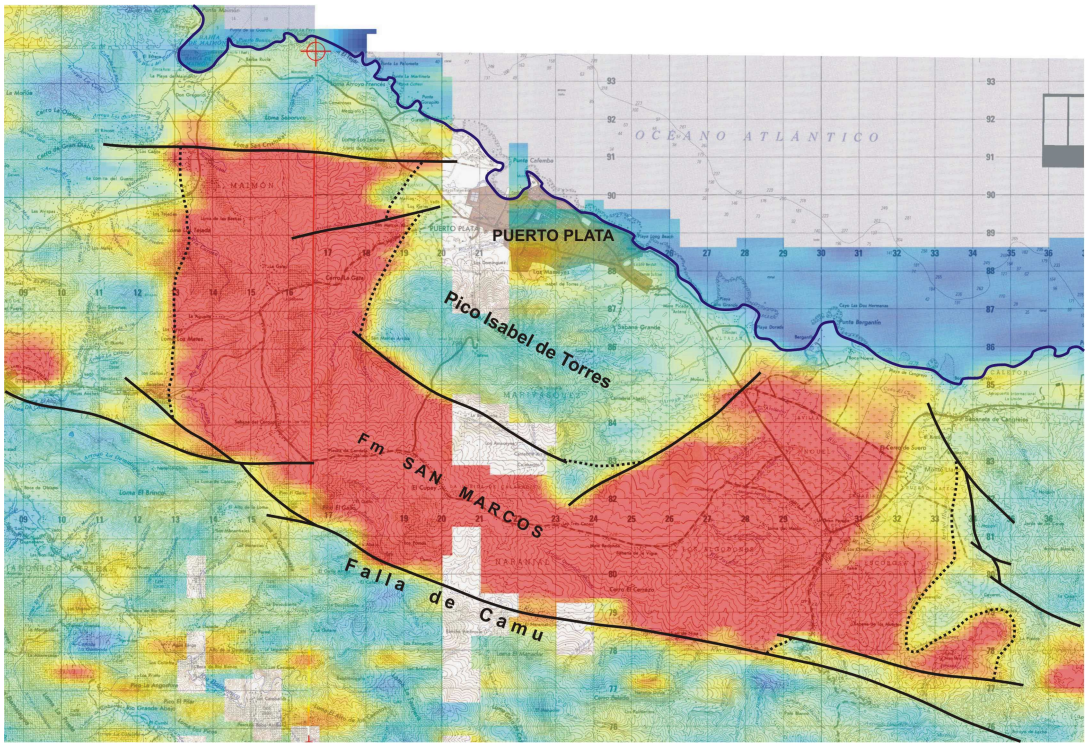


Figura 7: Mapa de la distribución de Torio y zona de afloramiento de la Fm San Marcos.

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 un 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.

2.3.1.1 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 compuestos 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, montmorillornita, 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, ete. 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 hoquilla que va del Cretácico Superior al Eoceno medio.

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..

2.3.1.2 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.

2.3.1.3 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, Luperon

y Villa Trina. La consideran como una formación post-Mioceno, con un mecanismo de depósito de origen diapírico o de volcán de fango.

2.3.1.4 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.

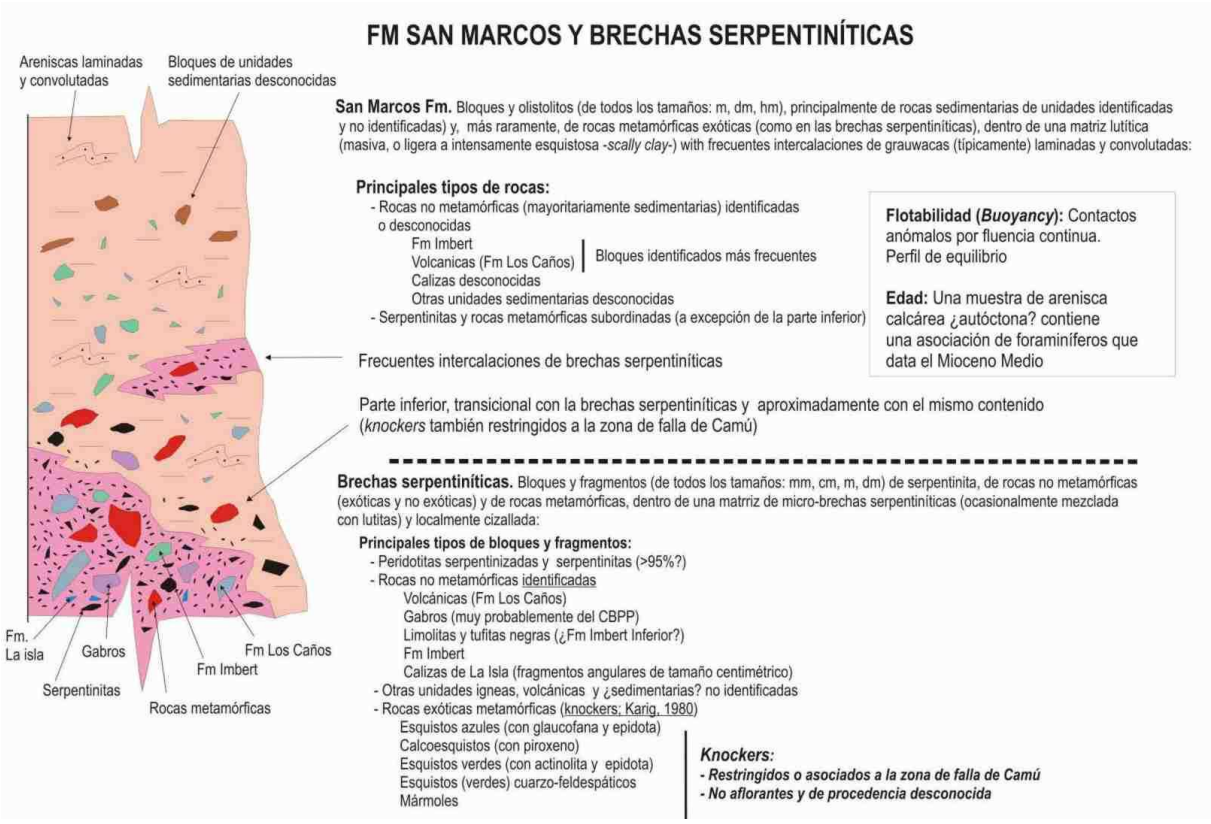


Figura 8: Resumen de las características litológicas de la Fm San Marcos, y las brechas serpentiniticas. Relaciones entre ellas (Hernaiz Huerta P.P., 2011).

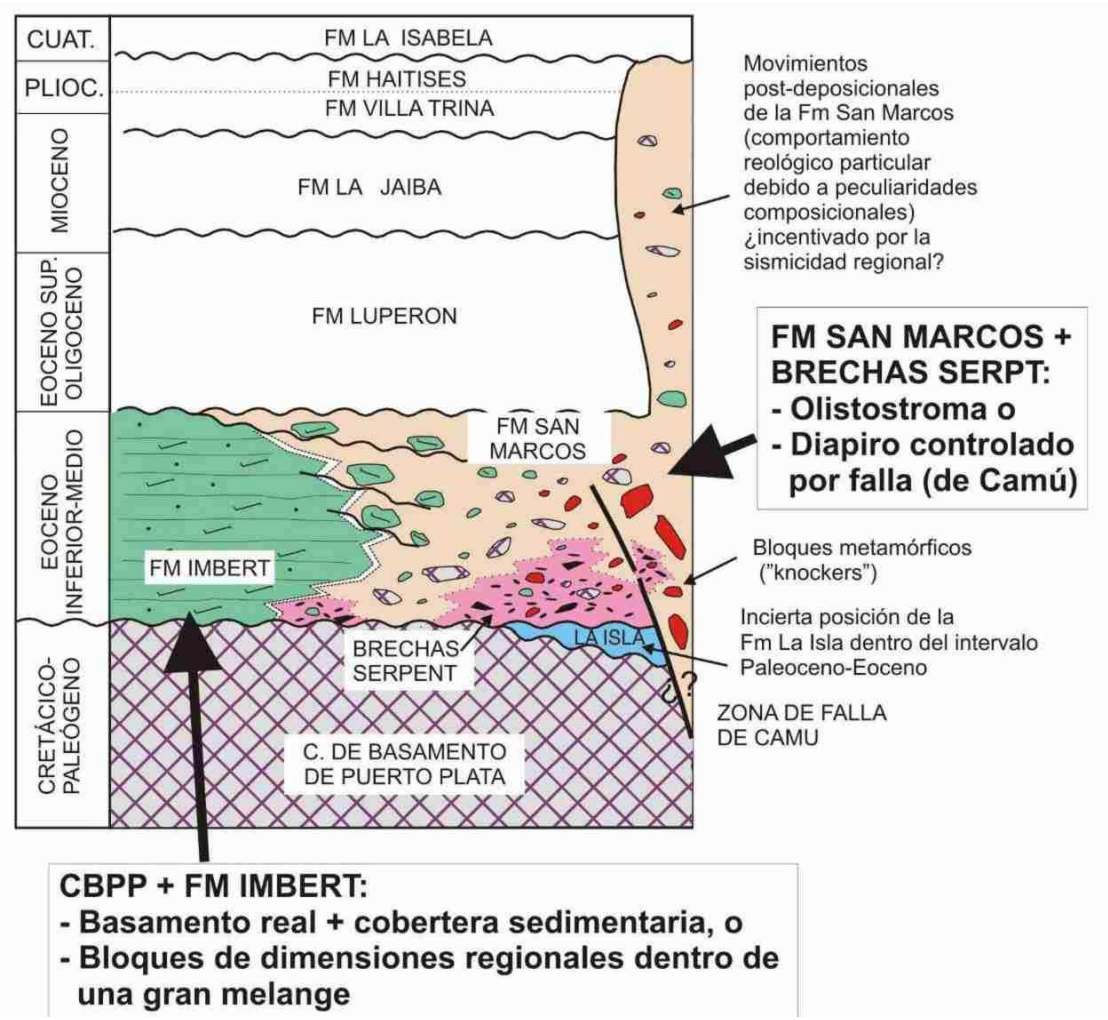


Figura 9: Relaciones estratigráficas entre los principales elementos constituyentes del bloque de Puerto Plata. Principales opciones para la interpretación del deposito o emplazamiento de la Fm San Marcos y las brechas serpentiniticas asociadas (Hernaiz Huerta P.P., 2011).

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 estructuració 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. Alguno 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).

2.3.2 La Fm San Marcos en la Hoja de Puerto Plata

Aproximadamente un tercio de la Hoja de Puerto Plata está formada por la Fm San Marcos; ésta constituye el núcleo del relieve de gran amplitud que rodea el Sur de la Loma Isabel de Torres y que de Oeste a Este implica: Loma Las Bestias, Cerro La Gata, Piedra de la Candela, El Cupey, Los Algodones y Sabana de los Muertos. Hacia la prolongación oriental, una zona de afloramiento inédita hasta ahora, ha sido localizada entorno a Batey Negro Melo.

Está compuesta por arcillas oscuras, a veces arenosas o micáceas, amarillas en alteración, que contienen más o menos debris de tamaños variados provenientes del substrato volcánico, plutónico y metamórfico (Fm Imbert, Complejo basal de Puerto Plata, Pedro García, etc). El tamaño de los bloques es muy variable, los cuales pueden constituir lentejones métricos a cientos de metros. La morfología de esta formación casi exclusivamente arcillosa es muy particular: relieves suaves cubiertos de pastizales, donde la red hidrográfica produce profundas hendiduras. Está constituido por arcillas muy plásticas, poco permeables e hidromorfas. La Fm San Marcos constituye un terreno propicio para el desarrollo de deslizamientos de tierra y desprendimientos; es una formación inestable, en perpetuo movimiento por los efectos de la lluvia, y todas las obras (carreteras, edificios, etc.) que se construyen allí son inutilizados rápidamente.

Foto 10: Desde el punto 09JM9289. Deslizamiento de tierras en el borde de un camino en la Fm San Marcos.

La deformación natural borra las relaciones con las unidades vecinas:

- el contacto del muro no ha sido observado; es muy posible que sea la base de El Complejo de Puerto Plata, aunque la naturaleza del contacto es desconocida (sedimentaria, tectónica, cizalla ¿?);

- el contacto de techo tampoco ha sido observado, en el flanco oriental del Pico Isabel de Torres, pero también en el sector de Batey Negro Melo, se corresponden con turbiditas claramente argilítico-limosas de la Fm Luperón que coronan la Fm San Marcos.

Admitiendo que se trate de contactos sedimentarios, serían post-cretácicos y ante-eoceno superior, probablemente pertenecientes al Eoceno inferior, equivalente a la Fm Imbert como intuyó F. Nagle.

Los levigados de 3 muestras de argilita carecían totalmente de fauna (JM9128, JM9139 y JM9348).

El estudio microscópico de la lámina delgada de una muestra de biocalcarenita (bloque exótico de facies “Imbert”, JM9138) ha revelado una abundante litofase compuesta de debris de roca volcánica, de cristales de feldespato, algunos olivinos y minerales opacos. La microfauna planctónica es difícilmente identificable, pero se han reconocido *Morozovella* sp. (forme de l’Eocène), *Guembelitrioides* sp., *Planorotalites* cf. *palmerae* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Subbotina* ? sp.. Los foraminíferos bentónicos se corresponden con pequeños debris de miliolidae (*Quinqueloculina*), fragmentos de *Discocyclina* ? sp. o bien *Lepidocyclina* ? sp. et *Amphistegina* sp.. Estos materiales se corresponden con una turbidita depositada entre el intervalo Eoceno inferior final a Eoceno medio basal, los cuales son atribuibles a la Fm Imbert.

No se conoce la potencia de la formación. En la medida en que los afloramientos se encuentran entre las cotas de 100 y 409 m (El Cupey), debe ser superior a 300 m.

A escala cartográfica, hemos distinguido 3 sub-facies que se corresponden con variaciones laterales en la composición litológica:

- megabrecha de matriz y bloques mayoritariamente serpentinizados,
- arcillas trituradas azules con bloques y fragmentos de origen diverso,
- caos de bloques gigantes.

2.3.2.1 Fm San Marcos. Megabrecha de matriz y bloques mayoritariamente serpentiníticos (5). Eoceno inferior. ¿? P_2^1

Esta facies es característica del borde norte de la zona de afloramiento de la Fm San Marcos y parece constituir la suela (sedimentaria o tectónica ¿?) de las formaciones Luperón y Villa Trina del Pico Isabel de Torres. Están bien expuestos en diferentes lugares de la ribera norte del Río Muñoz y al Norte de San Marcos Abajo o, a causa de su naturaleza disgregable, se explota a menudo en canteras para uso como material de asfaltado.

Foto 11: Afl. 09JM9043. Facies característica de la brecha, con bloques y bolos de rocas eruptivas diversas en una arena disgregable de serpentinita.

Esta formación se compone de elementos centimétricos a decenas de metros de rocas volcánicas y ultrabásicas muy mal cimentados por una matriz disgregable similar a una harina o arena de serpentinita. Los elementos más gruesos están generalmente fuertemente estirados, y rodeados por una coraza silicificada o esquistosa. En ciertos aspectos, esta facies es muy similar a las rocas ultrabásicas serpentinizadas y tectonizadas del Complejo de Puerto Plata. Se componen por una facies de transición entre el substrato y las facies arcillosas de la Fm San Marcos; pero debido a profundas modificaciones de origen tectónico, y podría vincularse a la base de un nappe transportado tectónicamente. Esta hipótesis no puede descartarse.

El estudio de 2 láminas delgadas realizadas en los fragmentos de la brecha confirmó su heterogeneidad. En uno de los casos se corresponde con un basalto porfídico y vesicular, con olivino, orto- y clinopiroxeno (JM9027); el otro es una roca volcanosedimentaria tufítica, muy dura y silicificada (JM9043).

2.3.2.2 Fm San Marcos. Arcillas trituradas azules con bloques y fragmentos de origen diverso (6 y 7). Eoceno inferior ¿? P_2^1

Foto 12: Afl. 09JM9274. Fm San Marcos: bloques y fragmentos de arena feldespática gris (facies Imbert) en matriz arcillosa orientada, muy deformadas por microsuperficies de fricción.

Esta unidad es una de las facies clásicas de la Fm San Marcos y que anteriormente fueron comentadas: arcilla de color gris-azulada, amarillenta en alteración, presentando numerosas superficies lístricas, estriadas. Engloban bloques y fragmentos de cualquier tamaño y de naturaleza muy variable, con preponderancia de bloques de arena fina volcanoclástica y calcáreo-arenosa laminada características de la Fm Imbert.

Los olistolitos más grandes son particularmente visibles en fotografía aérea. Constituyen protuberancias rocosas que destacan en topográficamente debido a la eliminación, por meteorización, de las arcillas en que se encuentran. Algunos de ellos han sido estudiados *in situ*, así se distinguieron bloques de rocas ultrabásicas serpentinizadas (7a), bloques dominantemente carbonatados (7b) y bloques indiferenciados (7c).

En la unión oeste con la Hoja de Imbert, la Loma El Gallo es un enorme olistolito de varios hectómetros cúbicos, que emerge como un iceberg, con más de 160 m de altura respecto la

zona circundante. Se compone por una importante masa carbonatada, con textura grainstone, constituida por la acumulación de fragmentos de calizas con pelets, oolitos y bioclastos, en una matriz de origen algal (JM9395).

Foto 13: Afl. 09JM9397. Mega olistolito carbonatado de la Loma El Gallo.

Los bloques de caliza limoso-arenosa, con niveles y laminas centimétricos, son abundantes; su geometría planar hace que sean muy explotadas en la fabricación de tejas de pizarra. Algunos bloques de serpentinita son igualmente explotados como material de asfaltado, ese es el caso del enorme olistolito situado al Norte de la Loma Sabana de los Muertos (JM9290).

2.3.2.3 Fm San Marcos. Caos de bloques gigantes (8). Eoceno inferior ¿? P_2^1

Bajo la figura de Caos de bloques, han sido reagrupados importantes grupos de rocas en río Muñoz, y la zona de Calabacito – Cantabria. Están compuestos por acumulaciones de bloques de decenas de metros dispuestos unos sobre otros, como un “castillo de naipes”. No ha sido distinguido nada particular, los bloques se corresponden con a diferentes facies habituales de la formación con predominancia de arenas finas volcanoclástcas con cemento ligeramente carbonatado de la Fm Imbert.

2.4 LAS CALIZAS DE LA ISLA

2.4.1 Generalidades

Las calizas de La Isla fueron definidas por Nagle (1979) para describir las masas carbonatadas (mogote) que se desarrollan sobre el zócalo cretácico en las diferentes zonas entorno a Puerto Plata. Más recientemente, Pindell y Drapper (1991) hablaron de la formación, extendiendo la definición a los niveles conglomeráticos con cantos de peridotita serpentinizada y matriz de serpentina, reconocidos en muchos de los lugares entorno de la Bahía de Maimón. Se trata de un depósito bajo una fina lámina de agua, las calizas son típicamente algales.

La ausencia de microfósiles hace que la edad de esta formación esté mal definida. Con criterios de campo Pindell y Drapper le atribuyeron una edad Paleoceno-Eoceno inferior; anteriores a la Fm Luperón y posteriores o sincrónicos con la Fm Imbert.

2.4.2 La Fm La Isla en la Hoja de Puerto Plata. Calizas blancas brechificadas, calizas biodetríticas con microfragmentos de rocas básicas (9). Eoceno medio. P_2^2 (¿?)

La clásica denominación de rocas ha sido mantenida para definir las rocas calizas que se disponen indiferentemente en el Complejo de Puerto Plata y las argilitas de San Marcos en la periferia occidental de Puerto Plata, cerca de la Zona Franca y la Universidad.

Está compuesto por bloques de calizas blancas, karstificadas, de textura brechoide, que presentan localmente fragmentos milimétricos de roca verde serpentinizada. En la Hoja de Luperón, el examen microscópico de una muestra similar (04JM9174) indica que se trata de facies algales con estructura de microbrecha. La litofase se compone de debris de serpentinita alterada, fragmentos angulosos y microcantos de micrita bioclástica y algo-bacteriana. La presencia de fragmentos de serpentinita prueba que las facies son transgresivas sobre las rocas ultrabásicas cretácicas sub-yacentes. La biofase es rica en debris algales (codiacée, mélobésiée, dasycladacée), y restos de conchas de equinodermos. Además se han identificado algunas conchas de foraminíferos bentónicos, sin interés estratigráfico y muy mal conservados: *Planorbulina* sp., *Peneroplis* sp. et pequeños miliolidos (Spiroloculina ¿?, Biloculinella ¿?, Pyrgo ¿?, Miliolinella ¿?). Se trata de una facies

de plataforma interna, infra- a medio-litoral, próxima a la zona intermareal. Aunque se carece de criterios bioestratigráficos precisos, se atribuyen al Cenozoico.

2.5 LA FORMACIÓN LA TOCA

2.5.1 Generalidades

En la parte Occidental de la Cordillera Septentrional, los anteriores autores (Redmond B., 1982; Dolan J. et al, 1991; de Zoeten y Mann, 1991; 1999) han calificado como “Formación La Toca” a las turbiditas pelítico-arenosas de edad Eoceno superior–Oligoceno, comprendidas entre la Falla Rio Grande y la Falla de Camú. Se corresponde con un equivalente litológico y estratigráfico de las formaciones Altamira y Las Lavas. La potencia de la formación es como mínimo de 1200 m. El muro comprende un conjunto conglomerático de 300 m de potencia, que recuerdan a las facies volcanosedimentarias del complejo cretácico Pedro García. La formación prosigue con una potente serie de alternancias rítmicas y repetitivas de arenas finas y de pelitas. La presencia de intercalaciones de conglomerados y de calcarenitas aumenta en su parte superior. A techo, cerca de 300 m de potencia, la formación se compone esencialmente de capas de arenas y limonitas. Las arenas están esencialmente constituidas por cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de origen volcánico. La parte superior de la formación es ligeramente discordante con los conglomerados y arenas del Mioceno inferior (Conglomerados de La Jaiba, de La Piragua, etc), y cubierta por las turbiditas margo-calcáreas de Villa Trina.

2.5.2 La Fm La Toca en la Hoja de Puerto Plata

La Fm La Toca aflora en el cuadrante SO de la Hoja; representa la cobertera turbidítica plegada del Eoceno superior-Oligoceno situada al Sur de la Falla de Camú. Es visible en los ríos y arroyos que drenan y erosionan profundamente esta porción de la Cordillera: río Bajabonico, río Rancho Ambrosio, río Camú, etc..

El contacto de muro no ha sido observado, pero teniendo en cuenta la composición y aspecto de las brechas volcanoclásticas que afloran al SO de la Hoja, en el cauce de río Bajabonico, hace pensar que el substrato volcanosedimentario cretácico “Pedro Garcia” está muy cerca. A techo, la formación está cubierta en discordancia por los conglomerados

poligénicos de la base del Mioceno (conglomerados de la Jaiba). Según los cortes realizados, se estima una potencia comprendida entre 1000 y 1500 m.

El estudio de microfauna realizado en muestras de limo-pelitas (JM9187, 9249, 9409, 9412, 9421 y 9508) indica una edad comprendida entre el Eoceno superior (Priaboniano) y el Oligoceno superior (Chattiano). Se encontraron conchas de foraminíferos planctónicos más o menos bien conservados: *Subbotina eocaena* (GÜMBEL), *Subbotina cryptomphala* (GLAESSNER), *Subbotina praeturritillina* (BLOW), *Subbotina cf. angiporoides* (HORNIBROOK), *Globigerina bulloides* d'ORBIGNY, "*Globigerina*" ("*Globoquadrina*") *venezuelana* (HEDBERG), *Paragloborotalia nana* (BOLLI), *Paragloborotalia opima* BOLLI, *Catapsydrax* cf. *dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN, *Globoturborotalia angulisuturalis* BOLLI ?, *Globigerinatheka* ? sp.. Las conchas de foraminíferos bentónicos se corresponden con formas profundas: *Cibicidoides* sp., *Siphonina tenuicarinata* CUSHMAN, *Dentalina* sp., Nodosariidae, *Uvigerina adelinensis* PALMER & BERMUDEZ y *Uvigerina mexicana* (NUTTALL).

La formación está constituida por turbiditas silici-clásticas. Desde el punto de vista cartográfico, han sido definidos los niveles conglomeráticos y las litofacies esencialmente pelítico-limosas.

2.5.2.1 Fm La Toca. Conglomerados poligénicos, “debris flow”, brechas volcanoclásticas y limolitas (10). Eoceno superior – Oligoceno. P_2^3-P_3

Las brechas volcanoclásticas caracterizan el muro de la formación y son visibles en el río Bajabonico, en la esquina SO de la Hoja. Está compuesto por un conjunto masivo de color gris verdoso, con cantos angulosos a sub-redondeados, de tamaño grueso (cm a dm), muy mal clasificados, provenientes esencialmente de la formación Pedro García, con andesitas porfídicas, brechas piroclásticas, basaltos porfídicos de plagioclasa, fluidales “traquíticos”, afaníticos y vesiculares. La matriz está constituida por arenas feldespáticas gruesas, ricas en fragmentos cloríticos que le confieren cierto color verdoso. Esta megabrecha presenta todas las características de un deslizamiento en medio fangoso, en un tiempo muy corto y en un medio de muy alta energía (debris flow).

Foto 14: Afl. 09JM9425. Brecha volcanoclástica de muro de la Fm La Toca. Destaca la abundancia de cantos de origen volcánico, en particular de basaltos vesiculados, y la ausencia de clasificación granulométrica.

Foto 15: Afl. 09JM9422. Brecha conglomerática. En relación a la facies de la Foto 14, destaca el redondeado más importante de los cantos y la mayor proporción de matriz.

El examen microscópico de los niveles areniscosos interestratificados en las brechas (JM9424 y 9535) muestra que se corresponden con litoarenitas a feldespatoarenitas con estructura microlítica, granoclasificadas y textura de wackestone. La biofase es excepcional con muy raros especimenes en la masa detrítica: *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Amphistegina* sp. y *Bulimina* sp.. La litofase es casi exclusiva con la presencia de fragmentos de lava basáltica, microlítica, vidriada con o sin vesículas; de fragmentos de feldespatos potásicos y de plagioclasas, de clastos de piroxenos y de anfíboles profundamente transformados en clorita e hidróxidos de hierro; de raros debris de caliza micrítica y de radiolaritas. El cemento es silícico o de filosilicatos con micrita parcialmente cristalizada en esparita, el color lo confieren la clorita y los hidróxidos de hierro.

En el mismo sector, más arriba en la serie, también existen horizontes de conglomerados poligénicos, de gravas y cantos centimétricos redondeados, bien clasificados y de naturaleza muy variable. La matriz es arenoso-carbonatada, con colores gris verdosos debido a la presencia de clorita.

Foto 16: Afl. 09JM9411. Conglomerados con cantos bien redondeados. Destaca el verdoso muy característico,vinculado a la presencia de una abundante proporción (cantos y matriz) de origen volcánico (Complejo de Pedro García).

Foto 17: Afl. 09JM9422. Detalle de cantos del conglomerado. Algunos cantos parecen haber sido fracturados durante la compactación, antes de la cementación del sedimento.

La facies se diferencia de las brechas volcanoclásticas en razón de la madurez y la naturaleza más poligénica y mucho más exótica de los elementos, aunque se trata igualmente de un “debris flow”. La presencia de intercalaciones de limos-pelíticos gris oscuro y de arenas feldespáticas laminadas centimétricas es frecuente en este tipo de litofacies.

2.5.2.2 Fm La Toca. Sucesión rítmica de areniscas, limolitas e intercalaciones de microconglomerado con material carbonoso (11). Eoceno superior – Oligoceno. P_2^3-P_3

Esta es la facies más común y característica de la formación: alternancia rítmica y repetitiva de varios hectómetros, de bancos de potencia decimétrica con límites perfectamente planos y paralelos, de arenita fina, de pelitas y de margas limoso-micáceas, de color gris oscuro a negro. Son claramente turbiditas siliciclásticas, donde la monotonía se rompe por la presencia de horizontes basales, de potencia decimétrica, de microbrechas y de litoarenitas con fragmentos de conchas y corales. La presencia de niveles centimétricos y fragmentos muy oscuros, ricos en materia orgánica es otra de las características. En estos niveles con

debris de lignito se encuentran nódulos y bandas de ámbar (amarillo-miel), también característicos de la Fm La Toca.

Foto 18: Afl. 09JM9510. Afloramiento característico de la Fm La Toca. Sucesión repetitiva y rítmica de litofacies limoso-arenosas beige y de pelitas grises.

Foto 19: Afl. 09JM9235. Microsecuencias con la presencia de bandeados y niveles de materia orgánica color negro.

Foto 20: Afl. 09JM9258. Detalle de bancos microbrechoides ricos en fragmentos centimétricos blancos de corales y bioclastos.

Los niveles margoso-pelíticos proporcionaron la microfauna descrita en el párrafo 2.5.2. Junto a la biofase casi exclusivamente compuesta de foraminíferos planctónicos, los levigados revelan una litofase que incluyen abundantes debris de arenisca cuarzo micácea o de calizas areniscosas finas de color gris, frecuentes cristales de moscovita, una fracción notable de limos arcillosos, debris de chert verde, de serpentinita y fragmentos de lignito.

El examen microscópico de un banco areniscoso (JM9258) muestra la importancia de los fragmentos de feldespatos y de rocas volcánicas alteradas, la presencia de debris con moluscos, equinodermos y corales y la existencia de fragmentos de grandes especimenes de foraminíferos bentónicos: *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp..

2.6 LA FORMACIÓN LUPERÓN

2.6.1 Generalidades

La Fm Luperón fue descrita por Nagle F. (1966-1979) donde caracterizó las alternancias rítmicas areniscoso-argilíticas 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 (flyschoide) 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.

2.6.2 La Fm Luperón en la Hoja de Puerto Plata. Alternancia rítmica de arcillas y areniscas finas (12). Eoceno superior – Oligoceno. P_2^3-P_3

Las turbiditas areniscoso-argilíticas y argilítico-limosas de la Fm Luperón afloran en el perímetro de Pico Isabel de Torres donde a menudo son cubiertos por desprendimientos que provienen de alternancias margo-calcáreas de la Fm Villa Trina suprayacente; estos afloran puntualmente y de forma moderada. Se reporta tambien la existencia de pequeñas peñas que emergen de la Llanura aluvial de los ríos Limonal y Camú, al Sur de la Punta Bergantín. La formación está a su vez presente en el borde norte de la Falla de Camú, en el centro sur de la Hoja: éstos constituyen lentejones que se desarrollan en la Fm San Marcos en el sector de Caravallo y aparece a la base de la serie de colinas que jalona el trazado de la Falla de Camú, entre las villas de Camú y Arroyo de Leche.

A pie del Pico Isabel de Torres, la formación se desarrolla en las brechas de matriz y bloques mayoritariamente serpentiníticos de la Fm San Marcos (Unidad 5 – párrafo 2321), pero no se observa directamente el contacto. A techo de la formación, las turbiditas argilítico-limosas pasan progresivamente a margas limosas de muro de la Fm Villa Trina. El contacto es muy difícil de establecer debido a la similitud entre las facies, así los límites cartográficos son aproximativos. Los límites los fijamos arbitrariamente en niveles de intercalaciones microconglomeráticas (JM9005) visibles en el camino que conduce de Puerto Plata a Cantabria Arriba, cerca del Arroyo de Fu. Una facies conglomeratica similar (JM9064), con cantos de peridotitas serpentinizadas y de micrita, han sido igualmente observada cerca del Edificio Teleférico en el barrio SO de Puerto Plata. En el entorno del Pico Isabel de Torres, la potencia de la formación se estima en 400-500 m, aunque este es un dato poco contrastado.

Cerca del Batey de Caravallo, en el borde norte de la Falla de Camú, la Fm Luperón se desarrolla sobre argilitas de la Fm San Marcos. Aunque el contacto no ha sido directamente observado; podría ser tectónico y corresponder con la base de un nappe (¿?). En esta zona, las turbiditas argilítico-limosas de Luperón están muy deformadas, erosionadas y recubiertas en discordancia angular por los conglomerados de La Jaiba. La potencia es de nuevo totalmente desconocida.

Cualquiera que sea la zona, la Fm Luperón está constituida por alternancias rítmicas y repetitivas de argilitas, de pelitas limosas y de areniscas micáceas. La estratificación es

neta. Generalmente las capas son finas, grosor de cm a dm, planas y paralelas, suficientemente granoclasificadas para permitir la determinación de la polaridad sedimentaria. Los bancos limoso-areniscosos se encuentran ligeramente laminados. Intercalaciones de microbrechas ocurren localmente, éstas contienen cantos redondeados pelíticos centimétricos a decimétricos. El muro de la formación es más argilítico que el techo. El color depende del grado de alteración: en ciertos sectores dominan los colores gris oscuro, beige anaranjado en otros, además de las pátinas blancuzcas en numerosas zonas. El sedimento es débilmente carbonatado, ya que frecuentemente los niveles limoso-areniscosos producen efervescencia en ácido clorhídrico diluido. Las bioturbaciones y los zooficos son abundantes en la superficie de algunas capas. Ese es el caso de afloramientos a la salida de Puerto Plata, en dirección a Sosua (JM9058), dónde es posible observar los *Paleodictyons* en una red poligonal y de probables vestigios de *Helminthoides* y, quizás también, *Nereites*. Las marcas son todas características de las icnofacies de *Nereites* definidas originalmente por A. Seilacher (1964, 1967) y reanudado más tarde en multitud de trabajos más recientes (Seilacher A., 2007). Las marcas se corresponden con rastros de pastoreo y recogida de alimentos de detritívoros, esencialmente en medio profundo batial a abisal. Esta icnofacies es frecuentemente observada en las series sedimentarias turbidíticas de los flysch.

Foto 21: Afl. 09JM9081. Alternancias argilítico-limosas rítmicas de la Fm Luperón. Los niveles areniscoso-limososos están coloreados en amarillo-anaranjado mientras que los niveles arcillosos son gris azulados.

Foto 22: Afl. 09JM9058. *Paleodictyons* en red poligonal en la superficie de una capa limoso-areniscosa.

Foto 23: Afl. 09JM9058. Probables vestigios de *Helminthoides* en superficie de una capa limo-areniscosa.

Los levigados de 14 muestras indican una litofase compuesta de debris de sedimento arcillo-limoso, cristales de moscovita, granos de cuarzo de la clase de las arenitas finas y de las siltitas, de microdebris de serpentinita y/o de chert verde. La biofase está compuesta de foraminíferos planctónicos, sobre todo de globigerínidos, suavemente deformados *in situ* , aplastados y transformados en forma de “tortas” por compactación. La lista de foraminíferos planctónicos determinados en las diferentes muestras están agrupadas en la Tabla 1. Los foraminíferos bentónicos son relativamente raros en comparación con los planctónicos; éstos están mal conservados, fragmentados y recristalizados. La Tabla 2 resume la lista de los principales foraminíferos bentónicos que han sido identificados.

En función de las asociaciones de foraminíferos planctónicos, la edad de la Fm Luperón aflorante en la Hoja de Puerto Plata se atribuye al intervalo Eoceno superior (Priaboniano) – Oligoceno. Esta formación es contemporánea con la Fm La Toca desarrollada al Sur de la Falla de Camú. Más del 90% de las muestras son atribuidas al periodo Eoceno superior – Oligoceno basal u Oligoceno inferior; sólo una de las muestras (JM9064) estudiadas es datada como Oligoceno superior. Se corresponden con una facies microconglomerática, que parece formar parte del contacto con las margas de muro de la Fm Villa Trina.

FORAMINIFEROS PLANCTONICOS	9011	9015	9029	9058	9064	9073	9075	9167	9292	9300	9365	9386	9389	9559
Catapsydrax cf. dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)			■		?	■		■	■	■				
Catapsydrax martini (BLOW & BANNER)		■		■		■						■		
Catapsydrax sp							■							■
Chiloguembelina cubensis (PALMER)	■		■											
Dentoglobigerina sp.						■				?				
Globigerina bulloides d'ORBIGNY	■		■					■					■	
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE	■													
Globigerina venezuelana (HEDBERG)								■		■	?	■	■	■
Globigerina sp.														■
Globigerinatheka cf. tropicalis (BLOW & BANNER)									■			■		
Globigerinatheka sp.		■		■							■		?	?
Globoquadrina euapertura (JENKINS)	■						■	■		?				
Globorotaloides cf. suteri BOLLI										■	?			
Globoturborotalia angulisuturalis BOLLI					■									
Hantkenina alabamensis CUSHMAN		■							■			■		
Paragloborotalia mayeri (CUSHMAN & ELLISOR)					■									
Paragloborotalia nana (BOLLI)			■		■			■					■	
Paragloborotalia opima BOLLI										■				
Paragloborotalia sp.		■												
Pseudohastigerina micra (COLE)												■		
Pseudohastigerina sp.	?	■		■										
Subbotina cf. angiporoides (HORNIBROOK)		■		?		■								
Subbotina cf. gortanii (BORSETTI)								■				■	■	■
Subbotina cryptomphala (GLAESSNER)													■	■
Subbotina eocaena (GÜMBEL)			■	■		■	■	■	■		?	■		■
Subbotina praeturritillina (BLOW)		■						■					■	
Tenuitellinata angustiumbilicata (BOLLI)					■	?								
Turborotalia cf. cerroazulensis (COLE)		■							■		?	?	■	
Turborotalia cf. pseudoampliapertura (BLOW & BANNER)						?			■					
Zeaglobigerina ampliapertura (BOLLI)				■		■	■							

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

FORAMINIFEROS BENTONICOS	9011	9015	9029	9058	9064	9073	9075	9167	9292	9300	9365	9386	9389	9559
Alabamina sp.									?					
Bolivina cf. byramensis CUSHMAN		■												
Bulimina cf. Semicostata NUTTALL									■					
Bulimina sp.		■												
Chilostomella sp.														■
Cibicidoides cf. mexicanus (NUTTALL)		■												
Cibicidoides eocaenus (GÜMBEL)		■												
Cibicidoides sp.	■		■	■		?		■	■		■	■	■	■
Dentalina sp.	?						■	?				■		■
Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL)										■				
Nodosaria sp.		■	■											
Nodosariidae	■					■	■		■		■			■
Nuttallides truempyi (NUTTALL)									■					
Planulina costata (HANTKEN)		■												
Plectofrondicularia cf. floridana CUSHMAN										■				
Plectofrondicularia vaughani CUSHMAN										■				
Siphonina tenuicarinata CUSHMAN		■		■		■				■	■	■		
Sphaeroidina bulloides d'ORBIGNY										■				
Uvigerina adelinensis PALMER & BERMUDEZ		■												
Uvigerina mexicana (NUTTALL)		■												
Uvigerina sp.									■			■		

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

2.7 LOS CONGLOMERADOS DE LA JAIBA

2.7.1 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 deleznables, 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.

2.7.2 Los conglomerados de La Jaiba en la Hoja de Puerto Plata. Conglomerados poligénicos, areniscas deleznables y arcillas (13). Mioceno inferior - superior. N_1

A escala de la Hoja de Puerto Plata, los conglomerados de La Jaiba afloran en una estrecha banda de longitud kilométrica, aproximadamente paralela a la red de fracturas de la Falla de Camú:

- En la zona SE de la Hoja, constituyen la cima de las colinas comprendidas entre los pueblos de Camú y Arroyo de Leche; cubre en discordancia angular las turbiditas arcillo-limosas de la Fm Luperón.

- En la zona SO, han sido reconocidas en los flancos y las cimas de los principales relieves (Loma El Manaclar, Loma La Tasajera, Loma Gajo de Caya); se intercalan entre las turbiditas de la Fm La Toca y las margocalizas de la Fm Villa Trina.

Una pequeña zona de afloramientos en la zona Norte de la Falla de Camú es atribuida a esta unidad, cerca del pueblo de Mozovi. Está compuesta por conglomerados muy gruesos, mal clasificados, ricos en bloques y cantos de gneiss leptinítico y anfibolitas (del Complejo de Rio San Juan ¿?), la matriz es arenisco-argilítica deleznable de color naranja, que cubren las limo-pelitas de la Fm Luperón.

Esta unidad está compuesta por niveles de conglomerados poligénicos en una matriz de arena deleznable y carbonatada, y bancos de areniscas micáceas ligeramente carbonatadas. Los colores son variables, a veces gris beige, gris verdoso a rojo anaranjado. Los cantos y gravas provienen de todos los terrenos anteriores: rocas plutónicas y volcánicas, chert negro, calizas bioclásticas, etc.. La presencia de fósiles en los cantos de conglomerados es frecuente: fragmentos y bolos de políperos, gruesas conchas de *Conus*, etc.. La dimensión de los cantos varía de 5 a 15 cm de media; bien trabajados pero mal clasificados. En ciertos sectores, los cantos están aplastados y dispuestos en niveles regulares. La matriz de los horizontes gruesos está compuesta de arenisca deleznable, aunque localmente varía a zonas de matriz dura y carbonatada.

Foto 24: Afl. 09JM9543. Bancos arenisco-conglomeráticos blandos de la Ud La Jaiba.

Foto 25: Afl. 09JM9317. Dentro de los cantos del conglomerado, una concha usada de *Conus*.

Foto 26: Afl. 09JM9368. Arenisca conglomerática muy deleznable. El color rojo anaranjado es característico de las litofacies detríticas de esta unidad.

Las intercalaciones argilítico-limosas son azoicas (JM9322). Por el contrario, una muestra de marga interestratificada entre los bancos microconglomeráticos poligénicos, tomada del muro de la unidad (JM9514) revela la presencia de los siguientes foraminíferos planctónicos: *Paragloborotalia* cf. *obesa* BOLLI, *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *Praeorbulina* cf. *sicana* (BLOW), *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), *Globorotalia fohsi peripheroronda* BLOW & BANNER. Las conchas de foraminíferos bentónicos son poco abundantes y corresponden a formas profundas. Se identificó: *Hoeglundina elegans* (d'ORBIGNY), *Siphonina pozonensis* CUSHMAN & RENZ, *Cibicidoides* sp., *Sigmoilopsis schlumbergeri* (SILVESTRI), *Uvigerina* sp. A (finement striée), *Bulimina* cf. *mexicana* (CUSHMAN). Esta asociación permite atribuir una edad Mioceno medio basal (Langhieno basal).

Se han realizado numerosas láminas delgadas sobre las facies conglomeráticas (JM9245, JM9504, JM9529) y en areniscas (JM9382 y JM9388) que permiten precisar la naturaleza y eventualmente la edad. La litofase está compuesta de fragmentos comprendidos entre 2-15 mm; están compuestos por debris de rocas volcánicas, de calizas micríticas y/o algales. La biofase comprende diversos bioclastos usados y rotos de equinodermos, corales, moluscos, etc.. Además contienen conchas de foraminíferos bentónicos que están alterados, fragmentados y son difícilmente identificables: *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp. o *Miogypsinoides* sp., *Miarchaias floridanus* (CONRAD), etc.. Están compuestos por una microfauna alterada y mezclada, de edades diversas, provenientes de la erosión de series comprendidas entre el Cretácico superior y el Mioceno medio-superior. El cemento es micrítico, a menudo recristalizado en microesparita y esparita. La edad del depósito sería sincrónica o posterior al Mioceno medio-superior.

2.8 LA FORMACIÓN VILLA TRINA

2.8.1 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 10º) 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.

2.8.2 La Fm Villa Trina en la Hoja de Puerto Plata

La Fm Villa Trina constituye une cobertera sub-tabular sobre la mayoría de los relieves de la región. En función de la proporción relativa de margas y calizas, hemos distinguido 3 litofacies principales que son, de muro a techo:

- La facies dominantemente margosas,
- Alternancias de facies margosas y calizas
- La facies carbonatada masiva de la formación.

Antes de proporcionar las principales características de las diferentes subdivisiones, vamos a describir la serie de La Loma Isabel de Torres ya que la formación es ligeramente diferente, en edad y composición, respecto a otros sectores.

2.8.2.1 La Fm Villa Trina en la Loma Isabel de Torres

En la Loma Isabel de Torres, hay una serie continua entre las arcillo-limolitas de la Fm Luperón y las margas seguidas de alternancias de margo-calizas de la Fm Villa Trina. La ausencia de un potente nivel conglomerático, del tipo descrito en la unidad de la Jaiba, no facilita la distinción y posición del contacto entre ambas formaciones. Las malas condiciones de los afloramientos, sumada a los complicados y limitados accesos a Loma, son los responsables de las imprecisiones y dudas que subsisten.

El muro de la formación Villa Trina ha sido fijado al nivel de las intercalaciones micro-conglomeráticas visibles en el camino que une Puerto Plata con Cantabria Arriba, cerca del

Arroyo de Fu (JM9005, cf párrafo 2.6.2). Por debajo de esta “pobre referencia”, los elementos de datación de que disponemos indican una edad Eoceno superior – Oligoceno, característico de la Fm Luperón.

Las margas limosas grises tableadas han sido consideradas (JM9589) junto con los finos niveles de arenisca bioclástica (JM9002), como parte del muro de la Fm Villa Trina. Esta litofacies se atribuye al Mioceno medio, indicando una laguna entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior. La abundante microfauna planctónica de la muestra JM9589 se compone de *Praeorbulina transitoria* (BLOW), *P. sicana* (BLOW), *P. glomerosa* (BLOW), *Hastigerina praesiphonifera* BLOW, *Globorotalia continuosa* BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) y *Globoquadrina altispira* (CUSHMAN & JARVIS). Éstas son características de la biozona M5b de la base del Mioceno medio.

Sobre las margas, la Fm Villa Trina se continúa con una potente serie de turbiditas calcáreas, constituidas por micritas masivas, micritas arcillosas más o menos físiles y de margas, raramente por calcarenitas bioclásticas. Las capas individuales están constituidas completamente por una u otra de estas litologías por superposición organizada en secuencias granoclasificadas. Las alternancias son de color azul verdoso, aunque presentan una común pátina blancuzca. A techo de Loma Isabel de Torres, las facies pasan a ser más calcáreas, con una neta predominancia de bancos de biomicrita en los intervalos margosos. Una muestra de margas (JM9072) tomada de las alternancias, revela la presencia de una microfauna planctónica característica de la Biozona M9, de Mioceno medio con: *Fohsella* cf. *fohsi* CUSHMAN & ELLISOR, *Fohsella fohsi robusta* BOLLI, y de numerosos orbulinas y globigerínidos. El examen microscópico de una muestra de micrita del techo de la Loma (JM9067) se atribuye al Mioceno superior– Plioceno inferior, por el hecho de la presencia de *Orbulina universa* d’ORBIGNY (espèce abondante), *Orbulina bilobata* (d’ORBIGNY), *Hastigerina cf. siphonifera* (d’ORBIGNY), *Hastigerina cf. aequilateralis* (BRADY), *Globorotalia cf. menardii* (PARKER, JONES & BRADY) y *Globigerinoides sacculifer* (BRADY).

Foto 27: Afl. 09JM9072. Alternancias decimétricas de margas y de micritas arcillosas de la Fm Villa Trina en el flanco occidental de la Loma Isabel de Torres.

Foto 28: Afl. 09JM9067. Alternancia regular de bancos de biomicrita blanca rica en orbulinas de tamaño grueso, en el techo de la Loma Isabel de Torres.

En resumen, la Fm Villa Trina que constituye el núcleo de la Loma Isabel de Torres se corresponde con una potente serie turbidítica margo-caliza, con potencias superiores a 1000 m, y que desde el punto de vista estratigráfico se localiza entre el muro de Mioceno medio y el techo de Plioceno inferior.

2.8.2.2 La Fm Villa Trina en los otros sectores

En el exterior de la Loma Isabel de Torres, en particular en toda la mitad oriental de la Hoja y al Sur de la Falla de Camú, las muestras de margas han suministrado una abundante microfauna pelágica (Tabla 4), y algunas formas profundas de foraminíferos bentónicos (Tabla 3). Las asociaciones de microfauna caracterizan al Mioceno superior terminal (Messiniano) - Plioceno inferior (Zancleano). En estos sectores, la edad de la Fm Villa Trina se ajusta a lo observado regionalmente.

FORAMINIFEROS BENTONICOS	9196	9208	9315	9457	9460	9563
Anomalinoides sp.				■		
Bolivina sp.				■		
Brizalina sp.				■		
Bulimina aculeata d'ORBIGNY				■		
Cancris sp.				?		
Cibicidoides cicatricosus (SCHWAGER)			■			
Cibicidoides incrassatus (FICHTEL & MOLL)				■		
Cibicidoides pachyderma (RZEHAK)			■			
Cibicidoides sp.		■		■		
Ehrenbergina sp.		■				
Hanzawaia mantaensis (GALLOWAY & MORREY)		■				
Hoeglundina elegans (d'ORBIGNY)	■	■	■		■	
Laticarinina pauperata (PARKER & JONES)						■
Lenticulina peregrina (SCHWAGER)					■	
Lenticulina sp			■			
Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL)			■	■		■
Melonis sp.		■		■		
Planulina cf. *ariminensis* d'ORBIGNY	■	■		■		
Planulina foveolata (BRADY)		■		■		
Planulina sp.	■			■		
Planulina wüllerstorfi (SCHWAGER)				■		
Pleurostomella sp.		■				
Pyrgo murrhina (SCHWAGER)			■			■
Sigmoilopsis schlumbergeri (SILVESTRI)			■	■		
Siphonina sp.					■	
Sphaeroidina bulloides d'ORBIGNY		■		■		■
Stilostomella sp.	■	■				
Uvigerina prohoscidea SCHWAGER				■		

Tabla 3: Foraminíferos bentónicos identificados en las muestras de la Fm Villa Trina de la Hoja Puerto Plata.

FORAMINIFEROS PLANCTONICOS	9196	9208	9315	9457	9460	9563
Globigerina venezuelana (HEDBERG)	■					
Globigerinoides cf. *conglobatus* (BRADY)	?					■
Globigerinoides cf. *obliquus* BOLLI		■				
Globigerinoides sacculifer (BRADY)					■	
Globigerinoides trilobus (REUSS)	■	■	■	■	■	
Globigerinoides trilobus sacculifer (BRADY)			■			■
Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JARVIS)			■			
Globoquadrina altispira altispira (CUSHMAN & JARVIS)	■	■				■
Globoquadrina altispira conica BRÖNNIMANN & RESIG	■					
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS)						■
Globorotalia acostaensis acostaensis BLOW			■			
Globorotalia acostaensis BLOW	■					
Globorotalia cf. *exilis* BLOW				■		■
Globorotalia cf. *margaritae* BOLLI & BERMUDEZ					■	
Globorotalia cf. *menardii cultrata* (d'ORBIGNY)						■
Globorotalia cf. *merotumida* BLOW & BANNER	■					
Globorotalia cf. *pertenuis* BEARD		■				
Globorotalia crassaformis (GALLOWAY & WISSLER)			■			
Globorotalia crassaformis crassaformis (GALLOWAY & WISSLER)				■		
Globorotalia menardii BOLLI (morphotype A)	■	■	■		■	
Globorotalia menardii BOLLI (morphotype B)	■	■		■	■	
Globorotalia menardii menardii PARKER, JONES & BRADY					■	■
Globorotalia miocenica PALMER				?		
Hastigerina pelagica (d'ORBIGNY)	■	■		■	■	■
Hastigerina siphonifera (d'ORBIGNY)			■	■	■	■
Hastigerina siphonifera siphonifera (d'ORBIGNY)	■					
Neogloboquadrina dutertrei (d'ORBIGNY)	■					
Orbulina bilobata (d'ORBIGNY)	■	■	■	■	■	■
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN		■	■	■		■
Orbulina universa d'ORBIGNY	■	■	■	■	■	■
Sphaeroidinella dehiscens (PARKER & JONES)	■			■	■	■
Sphaeroidinella dehiscens immatura (CUSHMAN)		■				
Sphaeroidinellopsis seminula (SCHWAGER)	■		■	■	■	
Spheroidinellopsis subdehiscens (BLOW)		■				

Tabla 4: Foraminíferos planctónicos determinados en las muestras de la Fm Villa Trina de la Hoja Puerto Plata.

2.8.2.2.1 Fm Villa Trina. Margas y/o areniscas carbonatadas y margas (14). Mioceno superior – Plioceno inferior. N_1^3-N_2^1

Está formada por un conjunto turbidítico dominantemente arcilloso, compuesto por alternancias rítmicas de margas limo-micáceas, en bancos decimétricos, con la presencia local de niveles centimétricos de calcarenita fina y laminada. Las margas son blancuzcas, siendo los niveles de calcarenitas de color amarillo a naranja. Las margas son

particularmente ricas en foraminíferos, los cuales tienen forma globular y se pueden ver con lupa; éstos han proporcionado las asociaciones faunísticas de la tablas precedentes.

Foto 29: Afl. 09JM9460. Bancos masivos de marga blanca, típico de la Fm Villa Trina.

2.8.2.2.2 Fm Villa Trina. Alternancia rítmica de margas, de calizas arcillosas y de calcarenitas (15). Mioceno superior – Plioceno inferior. N_1^3-N_2^1

La proporción de bancos carbonatados, endurecidos, va en aumento. La facies se caracteriza por las alternancias de bancos centimétricos a decimétricos de biomicrita clara, harinosa, separadas por niveles y bancos centimétricos a decimétricos de margas blanquecinas. En las láminas delgadas (JM9198, 9216, 9308 y 9464) las biomicritas presentan una pobre laminación resaltada por la orientación preferencial de sus constituyentes. La textura es wackestone. La litofase es excepcional en la forma de variados y heterogéneos finos debris, con microfragmentos de cuarzo, feldespatos y rocas volcánicas. La biofase incluye fragmentos de coral, moluscos, briozoos, etc., de foraminíferos planctónicos (globigerínidos, orbulinas, etc.) y debris de foraminíferos bentónicos idénticos a los observados en las margas (cf Tabla 3 y Tabla 4).

Foto 30: Afl. 09JM9375. Alternancia de bancos de marga y caliza arcillosa.

2.8.2.2.3 Fm Villa Trina. Mb La Piedra. Calizas y calizas arrecifales (16). Plioceno – Pleistoceno. N_2-Q_{1-3}

Se atribuye a Mb La Piedra las calizas con pátina blanca, muy lapiaces y karstificadas, que cubren la plataforma de la mitad oriental de la Hoja. Son muy similares a las que se conocen en otras zonas de la República Dominicana como Calizas de los Haitises. Se componen por calizas bioclásticas en capas cm/dm, con estratificación ondulada, a menudo marcada y difícilmente identificables por el desarrollo de una pátina y de la karstificación. Estas facies beige amarillentas están fracturadas, con fragmentos de bioclastos generalmente disueltos que producen una estructura porosa. La matriz está aparentemente recristalizada.

La muestra JM9487 se corresponde con una biolitoarenita de textura wackestone, con una abundante litofase en forma de diversos debris, heterogéneos, con contornos redondeados: extraclastos de radiolarita, de rocas volcánicas, de caliza micrítica, frecuentes debris de caliza arrecifal. La biofase está compuesta por especimenes y debris de foraminíferos bentónicos litorales (*Amphistegina* sp., *Miogypsina* sp., *Planorbulinella* sp.), también por bioclastos de equinodermos, corales, moluscos bivalvos y gasterópodos. El cemento es

micrítico, con recristalización localmente a microesparita. Las litofacies se corresponden al desmantelamiento de una plataforma arrecifal en medio circa-litoral con reorganizaciones de microfósiles del Mioceno medio.

Foto 31: Afl. 09JM9439. Bancos masivos de caliza parcialmente lapiace y karstificada de techo de la Fm Villa Trina.

2.9 LA FORMACION LA ISABELA

2.9.1 Generalidades

La Fm La Isabela se distribuye a lo largo de la costa norte de la Repubica 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 poblacion costera de La Isabela, al NO de la Provincia de Puerto Plata.

La formacion esta constituida por un tramo basal, de unos 15 m, de arenas y limos margosos marinos, con intercalaciones arenoso-conglomeraticas, que pasan rapidamente, 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 morfologias canaliformes y estratificaciones inclinadas hacia mar. En ocasiones incluyen corales y moluscos retrabajados. 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 retrabajados de *Acropora cervicornis* (Lamark).

- 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* (Lamark) *y A. palmata* (Lamark).

Aunque en estudios previos se le otorga una edad Plieistoceno inferior a la Fm La Isabela. Considerando las caracteristicas estratigráficas de sus depositos, 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 precision su base, que, al

menos, es mas reciente que Plioceno inferior, edad atribuida al techo de las margas de la Fm Villa Trina infrayacentes.

2.9.2 La Fm La Isabela en la Hoja de Puerto Plata

En la Hoja de Puerto Plata, la Fm La Isabela constituye la franja costera más externa. Ésta es discontinua y desaparece entre el Este de Puerto Plata y Sabaneta de Cangrejos, en la salida de los principales río al Océano Atlántico. Esta formación constituye una cobertera perfectamente tabular de potencia hectométrica sobre la que se construyeron el aeropuerto de La Unión y la mayoría de los barrios residenciales de Sosua.

2.9.2.1 La Fm La Isabela. Calizas arecifales (17). Pleistoceno – Holoceno. Q_{1-3} – Q_4

Está compuesta por las litofacies clásicas de la formación con, a muro (y/o lateralmente) una brecha de talud arrecifal, y hacia techo, una caliza masiva muy rica en políperos que conservan la posición de vida.

La brecha de talud arrecifal es visible en las canteras que jalonan la carretera entre La Unión y Sosua (JM9475, 9480). Se observa un conjunto groseramente estratificado de fragmentos centimétricos a decimétricos de caliza bioclástica porosa, mezcla de numerosas conchas de lamelibranquios, gasterópodos, equinodermos y diversos fósiles de corales (de la familia Faviides). La matriz de esta brecha es argilítico-carbonatada, aunque es difícil diferenciar las arcillas de la matriz de aquellas que se han constituido 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 se desarrolla (en discordancia ¿?) en las alternancias de la Fm Villa Trina, y en gran parte los fragmentos de carbonato provienen de alteración del substrato (JM9474).

La capa “caliza” se observa directamente sobre la costa, en forma de una cornisa de varios metros de potencia. La principal particularidad es la presencia de diferentes especies de políperos en posición de vida, algunos de ellos constituyen gravas de tamaño pluridecimétrico: *Acropora cervicornis*, *A. palmata*, *Diploria labyrinthiformis*, *Porites*, etc.

Foto 32: Afl. 09JM9480. Facies masivas de brecha de talud arrecifal desarrollada en el muro de la Fm La Isabela.

Foto 33: Afl. 09JM9480. Detalle de la brecha de talud arrecifal. Destaca el aspecto vacuolar.

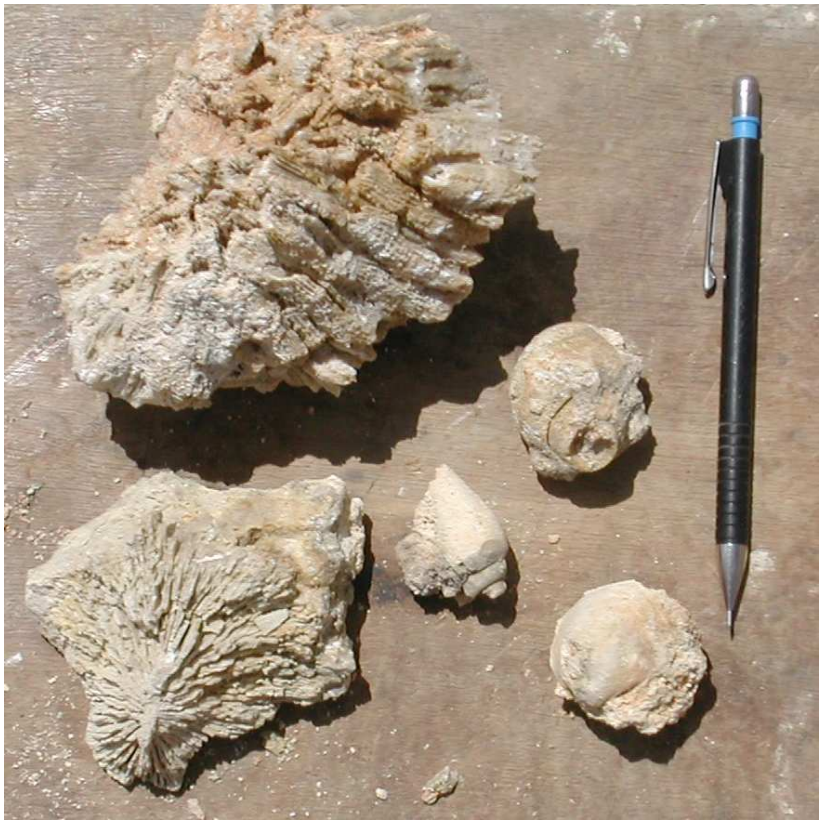


Foto 34: Afl. 09JM9480. Varios fósiles de políperos, gasterópodos y lamelibranquios, muy frecuentes en la facies de brecha arrecifal de la Fm La Isabela.

Foto 35: Afl. 09JM9454. Políperos en ramas y políperos masivos, en posición de vida, de la unidad calcárea de la Fm La Isabela.

2.9.2.2 La Fm La Isabela. Dunas eólicas. Arenas y calcarenitas (18). Pleistoceno – Holoceno. Q_{1-3} – Q_4

Esta litofacies puede verse en el barrio de Costambar, al NO de Puerto Plata. Está compuesta por una acumulación de calcarenitas y arenas bien clasificadas, con laminación cruzada de alto ángulo y entrecruzada características de edificios dunares de origen eólico. La facies es típica de bahías y lagoons protegidos de parte trasera de arrecifes.

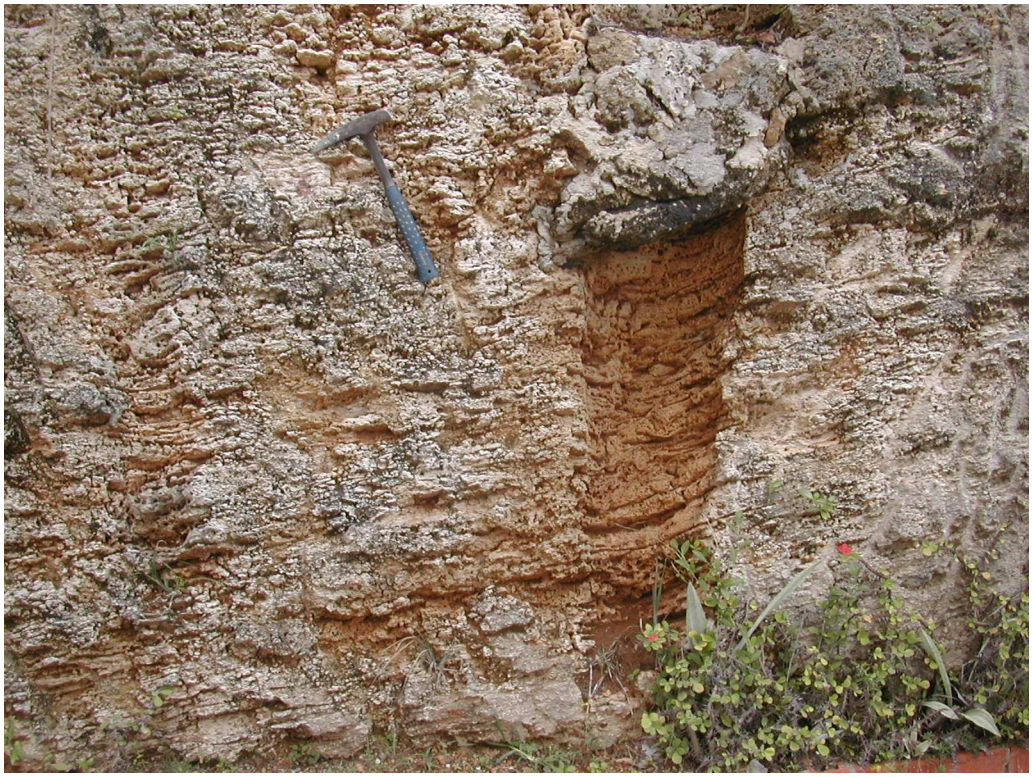


Foto 36: Afl. 09JM9124. Testigos de dunas eólicas: arenas y calcarenitas con laminación cruzada de alto ángulo.

2.10 LAS FORMACIONES SUPERFICIALES CUATERNARIAS

2.10.1 Fondo de dolina y polje. Arcillas de decalcificación (19). Pleistoceno – Holoceno. Q_{1-3} – Q_4

Al Este de la Hoja, varias láminas de arcilla de decalcificación, de varios kilómetos de extensión, han sido cartografiadas en los techos tabulares de las calizas de la Fm Villa Trina. Corresponden a arcillas rojizas de aspecto masivo, producto de la descalcificación de

los materiales calcáreos por acción de procesos kársticos. Su espesor debe variar considerablemente según las zonas, en función de la envergadura de los procesos de disolución, pudiendo superar los 3 m. Cerca de La Monteada, se establecen cultivos sobre las arcillas. Su edad está acotada por la del techo de la Fm Villa Trina, por lo que se enmarcan en el Pleistoceno-Holoceno.

2.10.2 Formaciones de laderas, coluviones y desprendimientos. Bloques, cantos, gravas, arenas y arcillas (20). Pleistoceno - Holoceno.

Foto 37: Afl. 09JM9076. Aspecto de los coluviones de cantos y fragmentos carbonatados del flanco norte de la Loma Isabel de Torres.

Un complejo de coluviones y desprendimientos tanto antiguos como recientes han sido descritos, a menudo retrabajados, principalmente en las cornisas margo-calizas y carbonatadas de la Fm Villa Trina. Este complejo se extiende al pie de los escarpes rocosos calcáreos y tapiza las laderas de los principales relieves de la región. Ese es el caso de todo el entorno del Pico Isabel de Torres, también a lo largo del flanco norte de la Cordillera, al Sur de la Falla de Camú. Están constituidos por bloques y fragmentos angulosos de caliza alterada blancuzca, caliches, y una matriz de argilitas beige marrones muy a menudo

lixiviadas por la escorrentía. Bajo esta cobertera tan uniforme, es muy complicado precisar las características de las formaciones arcillosas sub-yacentes, teniendo en cuenta que las pendientes están recubiertas por arbustos impenetrables. En el seno de estas formaciones de laderas y bajo el efecto de las fuertes lluvias, los deslizamientos y coladas de fango son frecuentes. Se debe a la fuerte inclinación de la pendiente, a la falta de cohesión de la formación, a la saturación de agua y a la impermeabilidad del substrato sub-yacente, dominantemente arcilloso-margosa.

2.10.3 Terrazas altas. Cantos, gravas y arenas (21). Holoceno. Q_4

En la ribera izquierda del río Sosua, han sido cartografiados los aluviones antiguos que abundan a 10-15 m de la zona de inundación actual del río. Están constituidos por capas discontinuas, de cantos redondeados de rocas volcánicas, areniscosos y calcáreos, de 10-20 cm de diámetro, junto al substrato arcilloso de la Fm Villa Trina.

2.10.4 Terrazas bajas. Cantos, gravas y arenas (22). Holoceno. Q_4

Los principales ríos en régimen torrencial que descargan de la Cordillera (río Camú, Mozovi y, en una menor medida, Muñoz) desarrollan un nivel de terrazas. Se eleva algunos metros sobre el cauce, se extiende a ambos lados centenares de metros. Los bancos de arena, gravas y cantos provienen de elementos erosionados de las series más antiguas. Esta formación es poligénica con cantos del zócalo ígneo, de areniscas y calizas. En las zonas bajas, los depósitos se vuelven menos torrenciales con capas superpuestas de limos amarillos a marrones, aquí se individualizan numerosos niveles de paleo-suelos orgánicos y pasan suavemente a llanura de inundación.

2.10.5 Llanura de inundación. Arcillas y limos (23). Holoceno. Q_4

Los diferentes ríos desarrollan una importante llanura de inundación entre la base de los relieves y el borde costero. Estos se corresponden con una gran desarrollo subhorizontal de sedimento limosos y arcillosos donde la potencia depende de la morfología del substrato sub-yacente. Los depósitos están a menudo recubiertos de arcillas lavadas y de suelos orgánicos gris-negro de algunos decímetros de potencia. Estos materiales han sido utilizados largo tiempo para el cultivo de la caña de azúcar.

Foto 38: Afl. 09JM9048. Capas sucesivas de aluviones gruesos de cantos y gravas, y de limos en la zona de inundación del río Muñoz.

2.10.6 Cauce y/o meandro abandonado. Cantos, gravas, arenas y limos (24). Holoceno. Q_4

En la formación arcillosa de San Marcos, el cauce del río Camú ha evolucionado su curso con el tiempo como indica la presencia de algunos paleo-meandros. Cerca de Monte Llano, estos son particularmente bien visibles utilizando las últimas imágenes de satélite disponibles en Google Earth. El relleno de estos cauces y meandros es similar a lo que se encuentra en el actual río. El material es una grava redondeada, con cantos y fragmentos de rocas plutónicas y matriz arcillo-arenosa, en gran parte enmascarado por una película arcillosa reciente, cubierta de vegetación y más o menos pantanosa.

2.10.7 Aluvial – Coluvial. Limos con cantos y gravas (25). Holoceno. Q_4

La parte baja de la ladera oriental de la Loma Isabel de Torres está cubierta por arcillas moteadas de cantos y gravas. Se forman probablemente en un término de transición: depósito coluvial que proviene de las alternancias margo-calizas de la Fm Villa Trina,

retrabajado por los arroyos e imbricado a los sedimentos aluviales de la llanura de inundación.

2.10.8 Deslizamientos y derrumbes. Bloques y arcillas (26). Holoceno. Q_4

En numerosas zonas de la Hoja, destacan especialmente las zonas de importantes deslizamientos, derrumbes de rocas y desprendimientos.

La Fm San Marcos es por definición la más inestable de la región y todas las construcciones y estructuras diseñadas en la zona no permanecen largo tiempo debido a las consecuencias de esta inestabilidad. La viabilidad de la carretera que une Santiago a Puerto Plata es puesta en duda cuando se desarrolla sobre la Fm San Marcos, como ocurre a la entrada de Puerto Plata. Ese es el mismo caso de la carretera de Puerto Plata a El Copey, pero el problema es mucho menor debido a que el tráfico es mucho más reducido.

Los deslizamientos son más comunes en aquellos terrenos sedimentarios en los que se pone en contacto una capa argilítico-margosa impermeable y una cobertera competente, cargada de agua, como una barra de conglomerados o calizas. Ese es el caso de los conglomerados de la Jaiba y de las argilitas de la Fm La Toca cerca de Los Palmaritos y Rancho Ambrosio al SO de la Hoja. Del mismo modo, ese es el caso de la Fm Luperón, en el que los conglomerados y las alternancias de la Fm Villa Trina de numerosos puntos del Este de la Hoja, como a lo largo de la carretera turística, o los caminos que jalonan los conductos de alimentación de agua de Puerto Plata, entre los Ciruelos y Los Guaos. En otro sector, el pueblo de La Piedra está amenazado con desaparecer debido a los deslizamientos provocados por la excavación y erosión rápida de las argilitas de Luperón por el arroyo de Leche, con la formación de profundas grietas y deslizamientos.

Otros deslizamientos y desprendimientos de rocas son igualmente espectaculares, estos se desarrollan en la interfase de las alternancias y barras calcáreas de techo de Villa Trina. Ese es el caso del deslizamiento reciente (mayo de 1993 y febrero de 1996) que afectó el techo de Loma Isabel de Torres, en la base de las antenas y pilares del teleférico. Es igualmente el caso al centro-sur de la Hoja con los desprendimientos que jalonan la cornisa calcárea de Cerro Pelado.

Hay que recordar que las formaciones de ladera se desarrollan sobre un sustrato margoso donde los deslizamientos de superficies son frecuentes si el equilibrio es perturbado por las fuertes lluvias, una crecida repentina o trabajos de nivelación mal preparados.

Foto 39: Afl. 09JM9068. Vista de la cuña de deslizamiento que afecta las alternancias margo-calizas de techo de la Loma Isabel de Torres.

2.10.9 Área pantanosa. Lutitas y limos (27). Holoceno. Q_4

En la zona costera, antes de Punta Bergantín, las aguas de lluvia y escorrentía son bloqueadas por el cordón litoral arenoso y se acumula para dar lugar a zonas pantanosas. Los depósitos detríticos asociados están a menudo representados por arenas finas y arcillas grises de varios cm a metros de potencia, ricas en materia orgánica.

2.10.10 Manglar. Lutitas con abundante vegetación (28). Holoceno. Q_4

Cerca de Bergantín, la desembocadura del río Jacuba en el Océano Atlantico corresponde con una zona de manglar. Es una zona afectada por las mareas. No se ha encontrado afloramiento alguno que permita una descripción detallada. Tan sólo puede constatarse su composición lutítico-arenosa. Su espesor se sitúa dentro de valores métricos.

2.10.11 Cordón litoral degradado. Arenas (29). Holoceno. Q_4

En toda la región de Bergantín, el cordón litoral se corresponde de antiguos edificios dunares parcialmente erosionados. Las fotos aéreas permiten observar la existencia de paleo-crestas longitudinales separadas por ligeras depresiones, éstas marcan las líneas de paleo-evolución costera. Están compuestas por arenas blancas silícicas, arenitas y limonitas, mezcladas con una porción importante de arcillas. La potencia de esta cobertera arenosa es del orden de varios metros.

2.10.12 Playa. Arenas (30). Holoceno. Q_4

Las playas están irregularmente repartidas en la zona costera, con una primera serie en el NO de Puerto Plata, entre Punta La Martineta y Punta Cafemba; y una segunda más extensa entre el SE de Puerto Plata y la Boca de Cangrejo, en la desembocadura del río Camú en el Océano Atlántico. Estas zonas constituyen los lugares donde se desarrolla el turismo en la Provincia de Puerto Plata. En el extremo este, la playa de Sosua, entre Los Charamicos y el Batey, está localizada en una bahía protegida de aproximadamente un kilómetro de extensión. Las playas están adosadas a un cordón dunar actual, de algunos metro de desnivel. Estas playas están formadas por arenas finas de color claro y naturaleza silícico-carbonatada. Destaca que algunas playas del centro de Puerto Plata son artificiales, formadas utilizando arena de la Bahía de Samaná.

2.10.13 Fondo de valle. Arenas con cantos, gravas y arcillas (31). Holoceno. Q_4

A causa del régimen torrencial, los ríos y arroyos son erosivos. Las crecidas actuales actúan sobre los aluviones antiguos y los redepositan en los meandros y a lo largo de los valles. El cauce de los ríos está jalonado de cordones más o menos continuos de arenas, gravas y cantos. La composición es función de la naturaleza de los terrenos sobre los que circula, pero con una gran carga de material carbonatado, tomados de la Fm Villa Trina.

2.10.14 Antrópico. Núcleo urbano de Puerto Plata. Mezcla de bloques, cantos, gravas, hormigones, asfalto, etc. (32). Actual.

El substrato geológico de Puerto Plata está totalmente cubierto por los rellenos de terraplenes de toda clase que han acompañado el desarrollo urbano de la ciudad. La composición de estos terraplenes es muy variable: arena, arcilla, cantos diversos, fragmentos de hormigón y asfalto, etc.. Con excepción del malecón, donde es posible ver algunos afloramientos de brecha y calizas arrecifales de la Fm La Isabela, es muy complicado precisar la naturaleza del material sobre el que se construyó Puerto Plata. La parte oriental de la ciudad, situada a una cota de 10 m, se localiza sobre las prolongaciones de las formaciones de laderas que tapizan las pendientes de la Loma Isabel de Torres. La zona occidental, en la zona portuaria, está sometida a frecuentes inundaciones; ésta se constituye sobre arcillas y limos de la llanura aluvial de los ríos San Marcos, Los Domínguez y Los Mameyes.

2.10.15 Antrópico. Vertedero (33). Actual.

Entre los vertederos de la hoja sólo el de Puerto Plata esta parcialmente controlado, son totalmente incontrolados en la zona de Sosua, Monte Llano y La Unión; este último agrupa también los desechos de los principales hoteles de la región. No se toma ninguna precaución especial para la protección del medioambiente, en particular para evitar que los lixiviados generados por la descomposición de desechos se infiltran en el suelo y sobre todo, evitar que sean arrastrados a los cursos de agua y al mar por las aguas de escorrentía.

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 metamorfizados. 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 Fe_2O_3 (0,04%), P_2O_5 (0,001%) y Cr_2O_3 (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 Fe_2O_3, por lo que fue recalculado como $Fe_2O_3t=Fe_2O_3+FeO\bullet1{,}11135$ y $FeOcalc=FeO/(FeO+Fe_2O_3)$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO_2 a P_2O_5 fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como 100•mol MgO/(mol MgO+mol FeOt), donde $FeO=0{,}8\bullet Fe_2O_3t$ y $Fe_2O_3=0{,}2\bullet Fe_2O_3t$. 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 característica 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 este 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 cumulados 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 isótropos 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 mobilizado. 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-espinela, después a la del clinopiroxeno, ortopiroxeno y la plagioclasa, y finalmente a la de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la naturaleza de los fenocristales observada. En el diagrama FeO*/MgO frente al SiO2, las 4 rocas máficas definen dos tendencias: una toleítica rica en Fe y la otra calco-alcalina pobre en Fe, aunque probablemente existen composiciones transicionales entre ellas. Los valores de la relación (La/Yb)N de 2,9 y 4,3 son también característicos de las series toleítica (<4) y transicionales a la calco-alcalina.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Figura 10), 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 (×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), especialmenteen las rocas transicionales a calco¬alcalinas. Estas carácterísticas sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido. Como se observa en la Figura 10, 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# enlas 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 anfibol, 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 suprasubducción. 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, boninítico, ligeramente calco-alcalino y ácido dacítico-riolítico del primitivo arco isla Caribeño del Cretácico Inferior. Las toleitas pobres en Ti y las rocas boniníticas tienen las características composicionales de las series volcánicas formadas durante los primeros estadios de la evolución de un arco isla intraoceánico, las toleitas “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

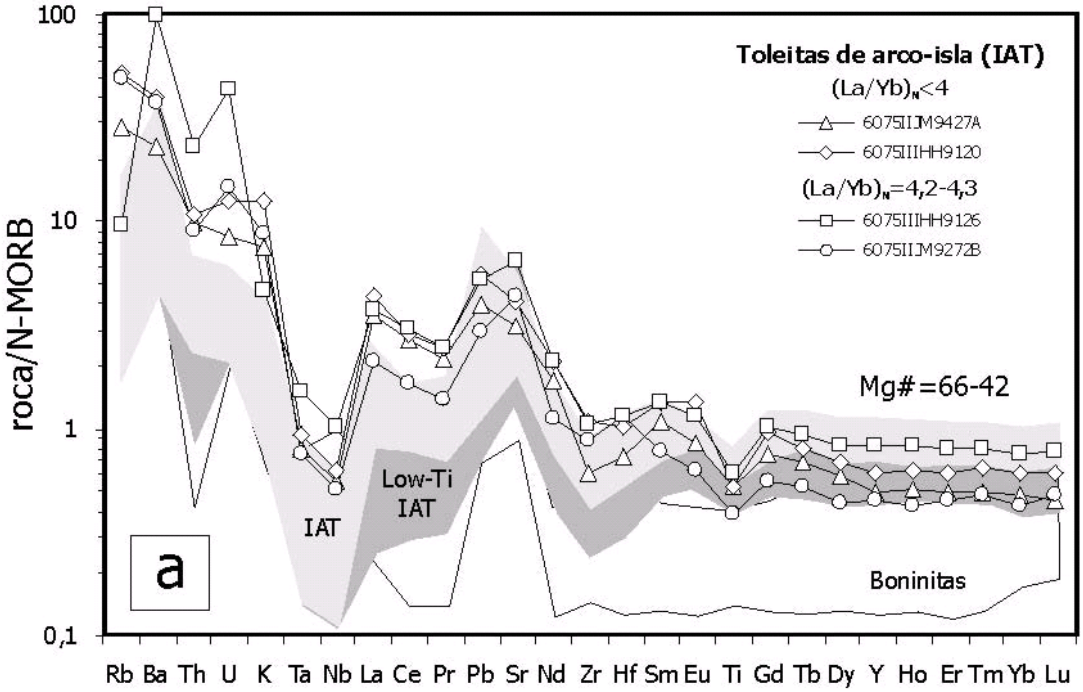


Figura 10: Diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas de la Fm Los Caños.

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, 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, respctivamente. Los valores de las relaciones Zr/Ba (0,65-0,04), Nb/Th (0,5-5,0), Zr/Nb (4-42) y Zr/Y (0,29-1,73) son en gran parte comparables a los de las rocas volcánicas IAT y IAT pobres en Ti,de los diversos Complejos de la Cordillera Septentrional.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (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*=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 cumulados máficos y las rocas volcánicas de la Fm Los Ranchos, la geoquímica de elementos mayores y traza es consistente con una evolución co¬magmática 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.

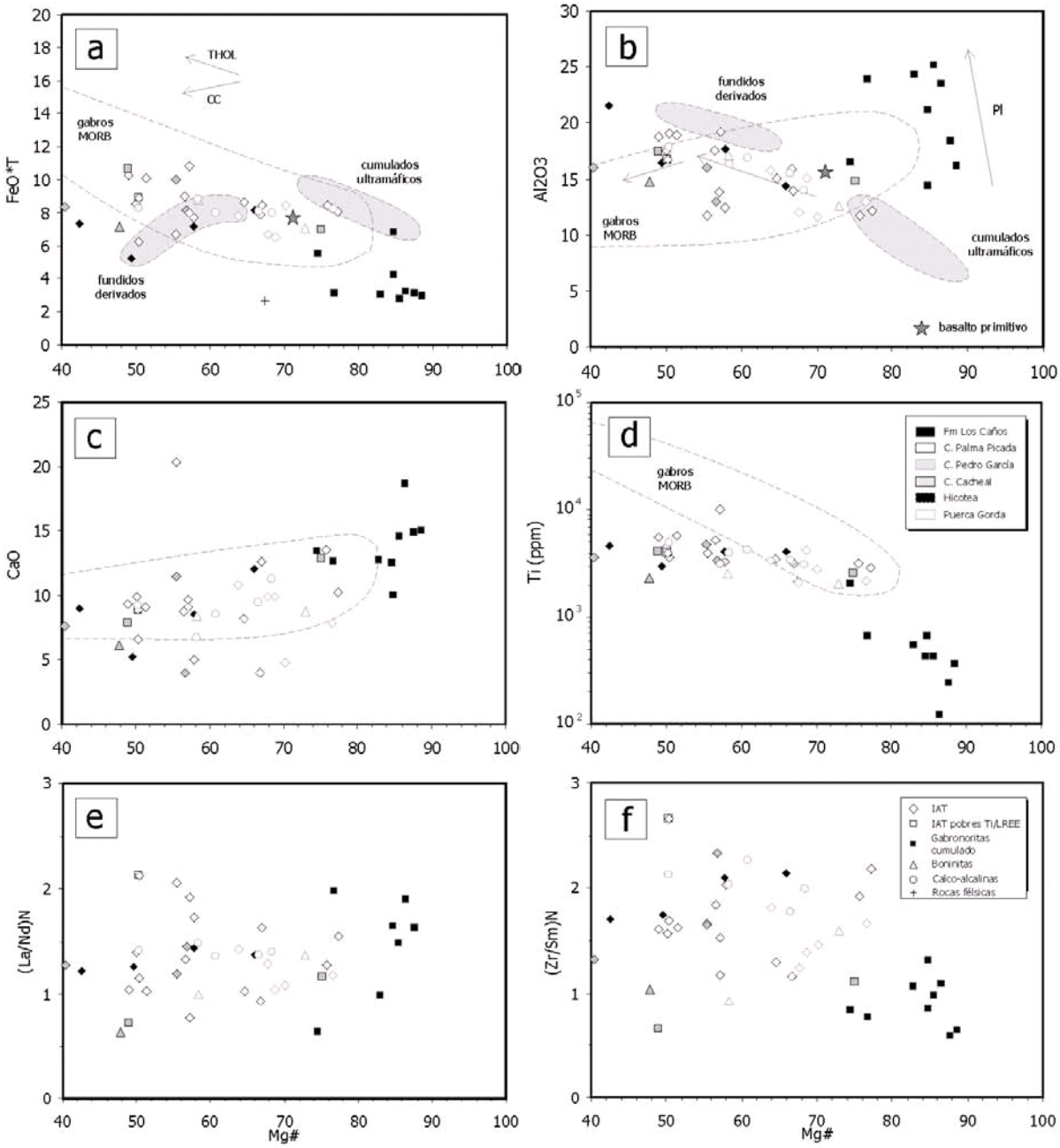


Figura 11: Características geoquímicas de las Gabronoritas del Cerro de Gran Diablo, Complejo Palma Picada. (a, b, c, d, e y f) Diagramas de variación de elementos mayores (wt%) y relaciones de elementos incompatibles versus Mg#, para las gabronoritas y rocas volcánicas de los Complejo El Cacheal, Complejo Palma Picada y Fm Los Caños. En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los datos experimentales, cumulados 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% H2O). Se incluye también el campo composicional de los gabros MORB.

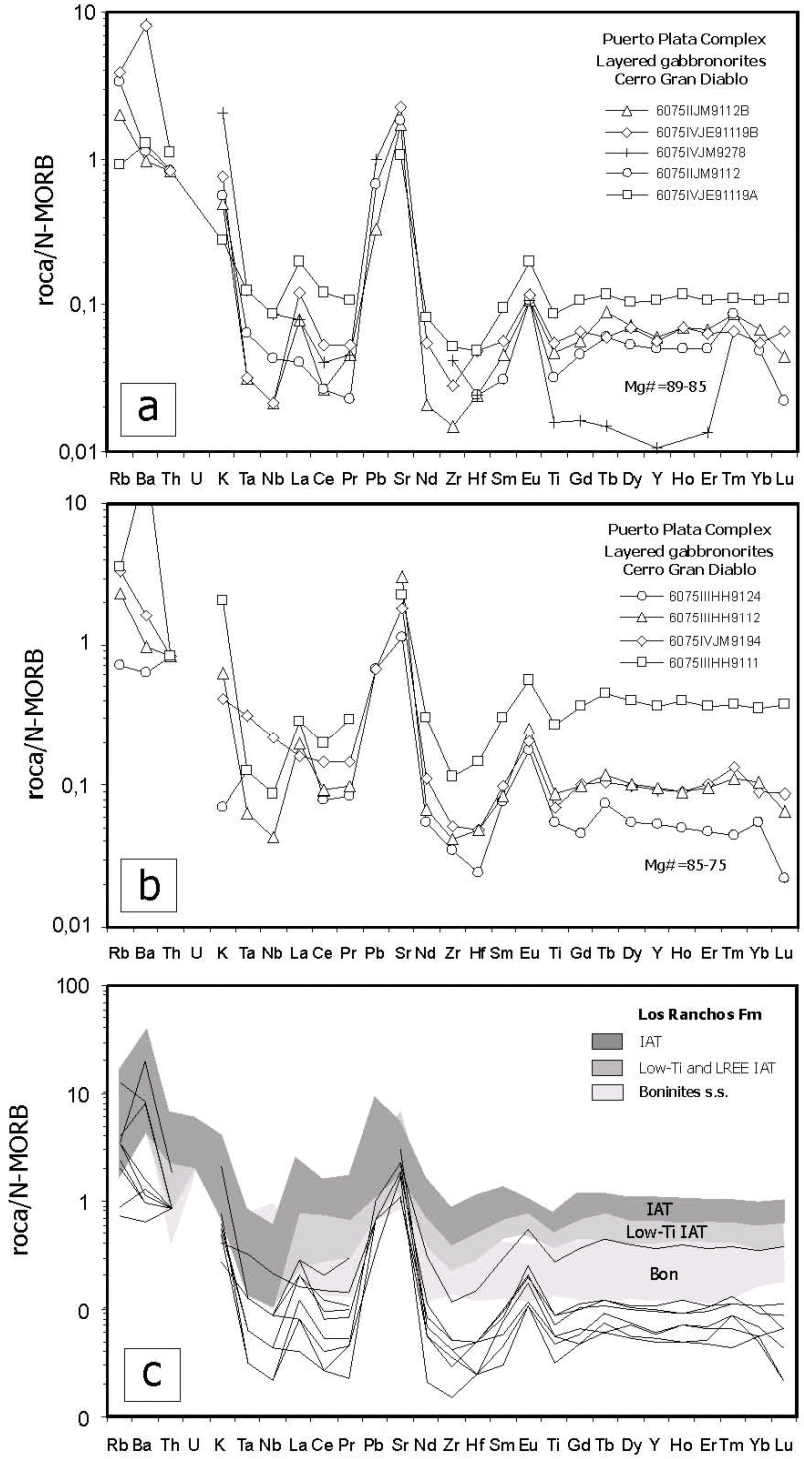


Figura 12 (a, b y c): Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las Gabronoritas del Cerro de Gran Diablo y su comparación con las rocas volcánicas de la Fm Tireo.

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 $^{40}Ar/^{39}Ar$. Se han analizado en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vaucouver (Canadá).

La Tabla 5 recoge las principales características de dichas muestras.

Muestra	Hoja	Coord. geograficas		Coord. UTM - WGS84		Litologia	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 5: 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 corectamente.

La existencia de un basamento Cretácico Inferior queda también evidenciada por la edad de 126,1±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 40Ar/39Ar plateau de biotita en un leucogranito con hornblenda y biotita de 95,4±1,2 Ma (6075IIIHH9133). Estos leucogranitos intruyen como diques a las gabronoritas encajantes, por lo que la edad de éstas es pre-Turoniense-Cenomanense. Análogamente, en la Hoja de Luperón se ha obtenido una edad 40Ar/39Ar de fusión total de hornblenda en una andesita con hornblenda y plagioclasa porfídica de la Fm Los Caños de 81,9±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 (6075IIIHH9124) ha proporcionado una edad 40Ar/39Ar 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 40Ar/39Ar plateau de plagioclasa de 35,8±8,1 Ma (6075IIJM9112). Esta edad se interpreta relacionada con el levantamiento y enfriamiento del Complejo en el Eoceno Medio-Superior.

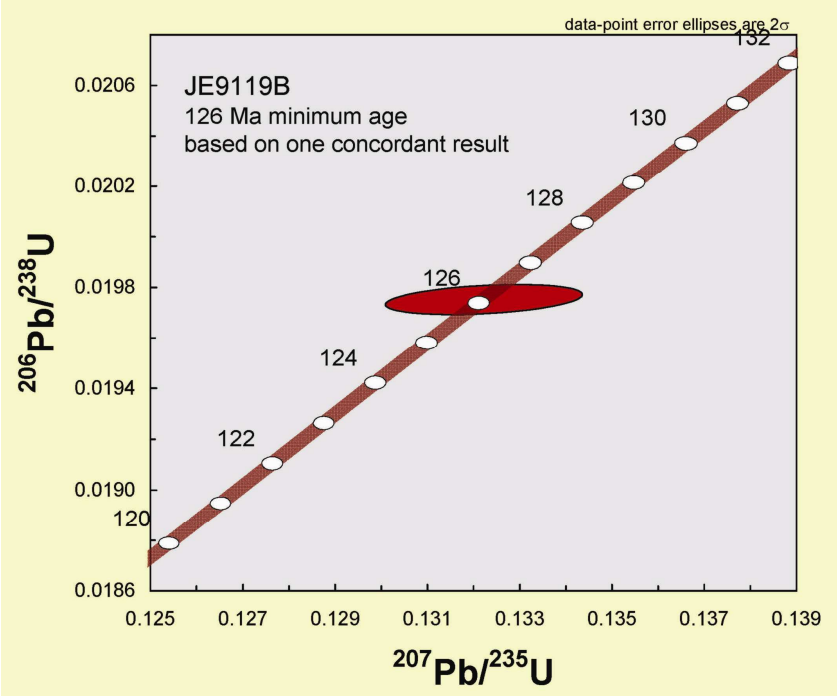


Figura 13: Diagrama de la datación de la muestra 04 JE 9119B, realizada por el método U/Pb.

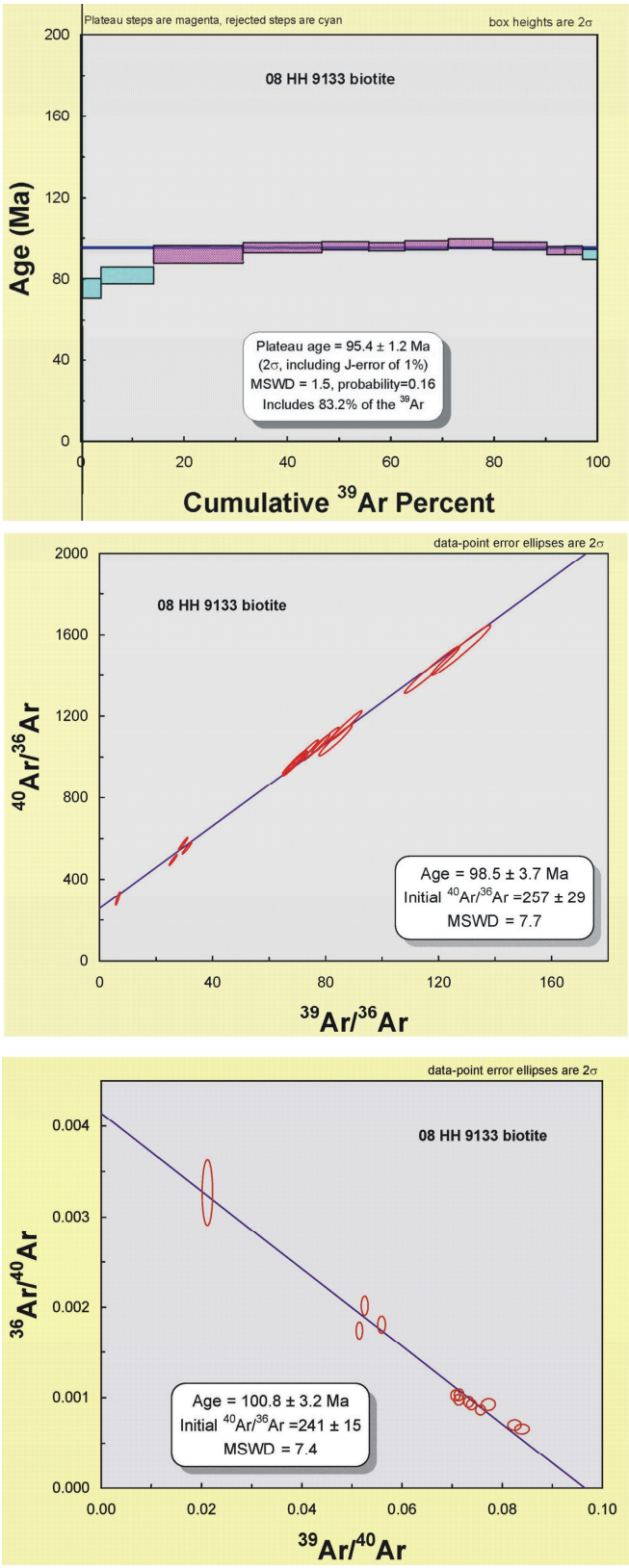


Figura 14: Diagramas con la edad "plateau" y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 III HH9133.

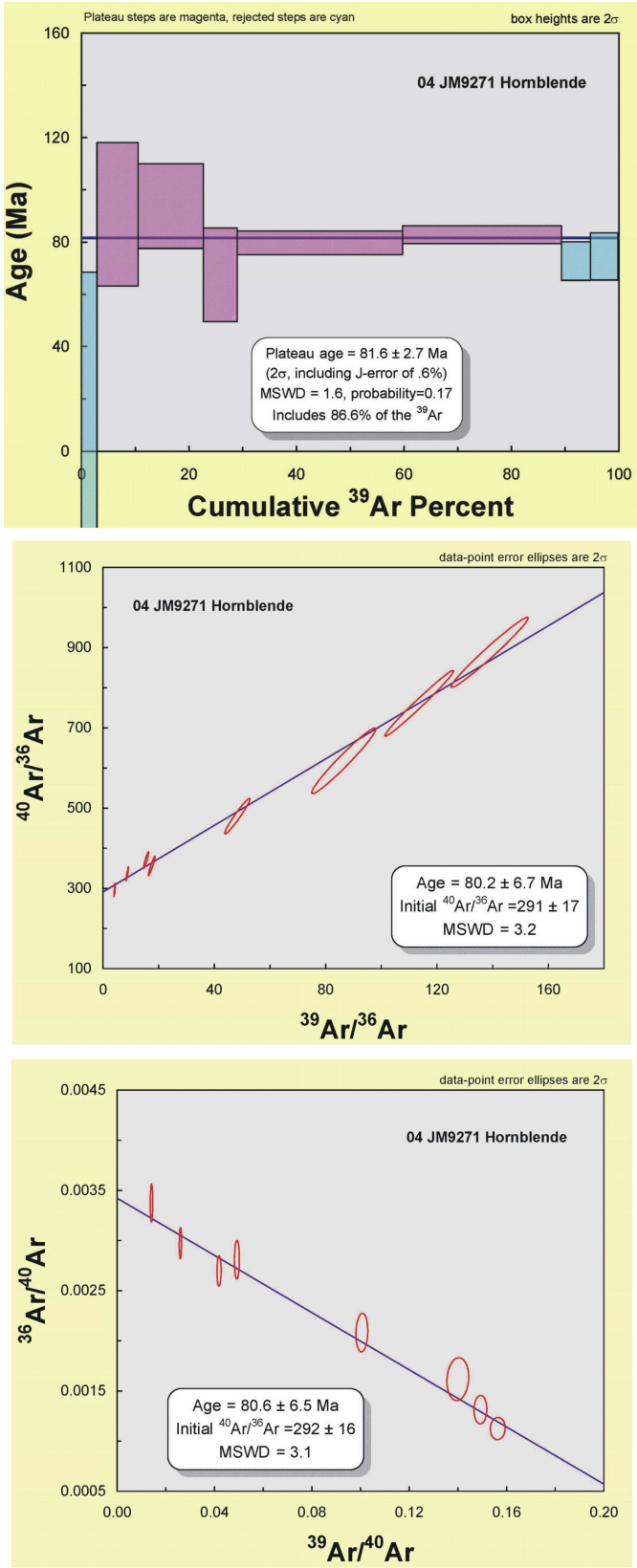


Figura 15: Diagramas con la edad de las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 IV JM9271.

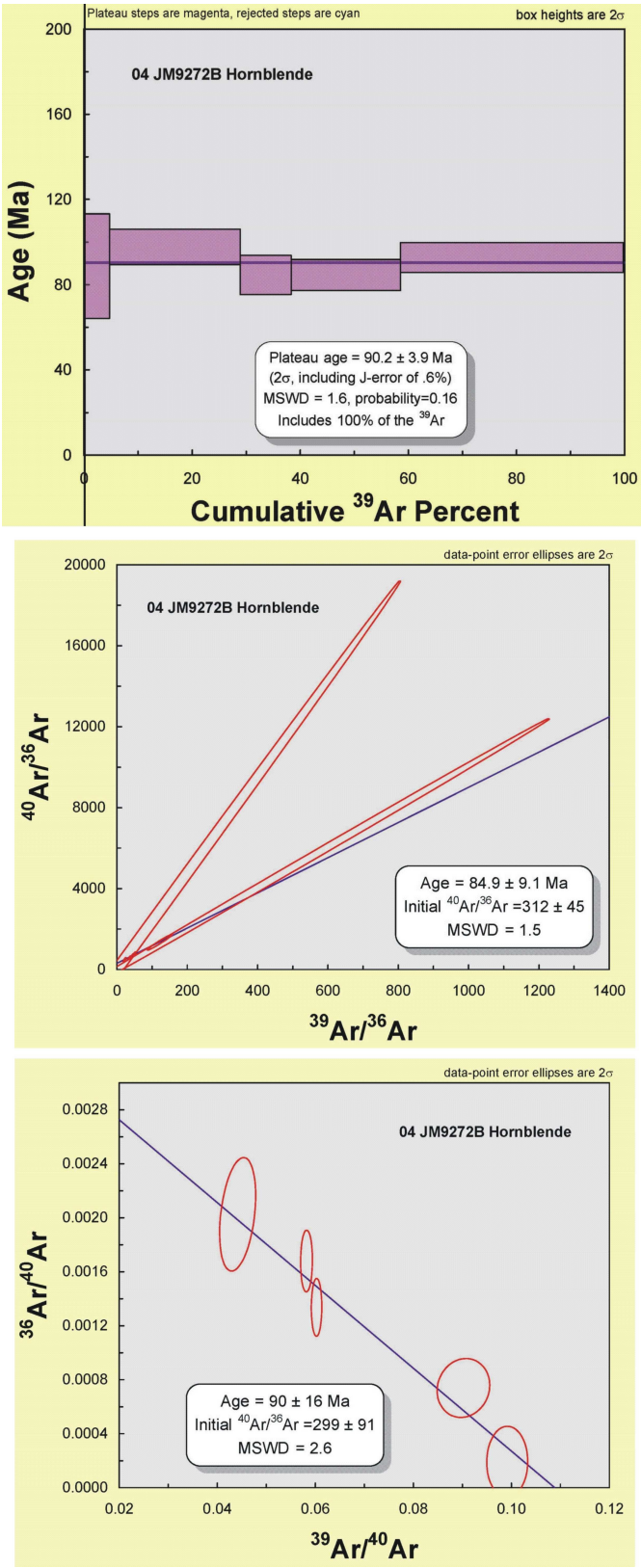


Figura 16: Diagramas con la edad de las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 IV JM9272B.

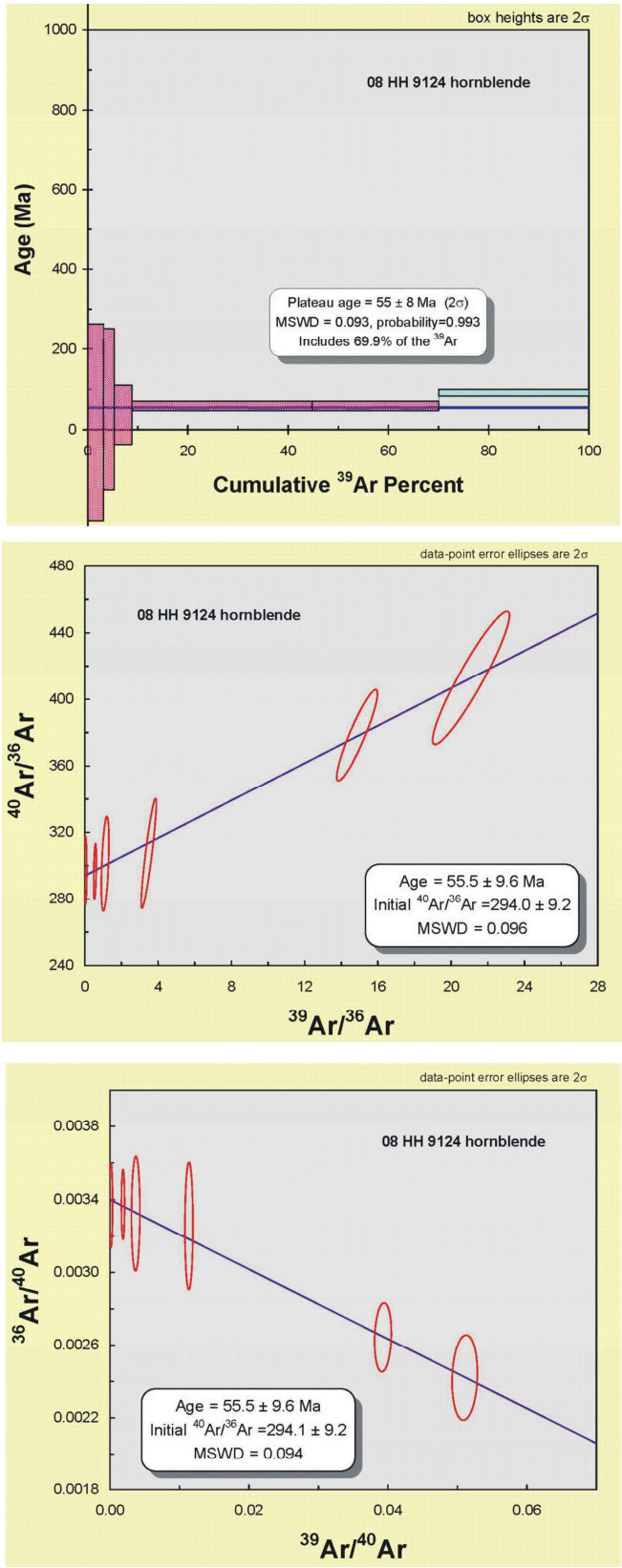
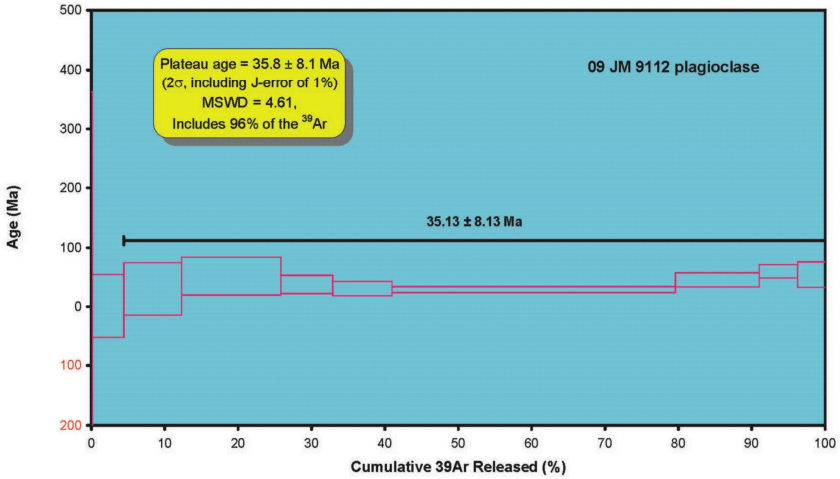
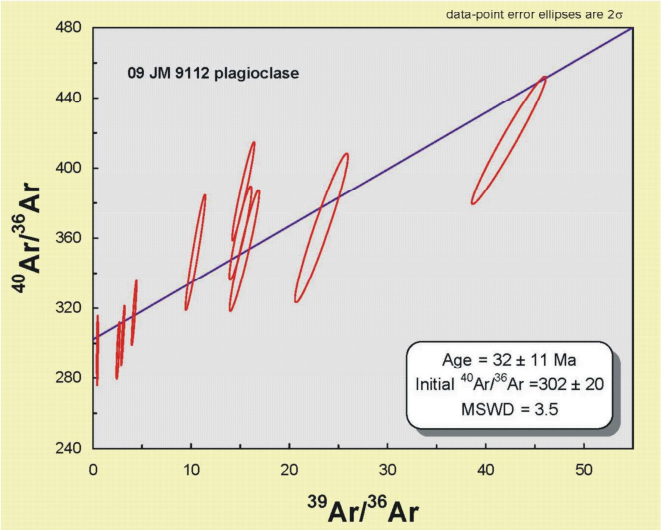


Figura 17: Diagramas con la edad "plateau" y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 III HH9124.





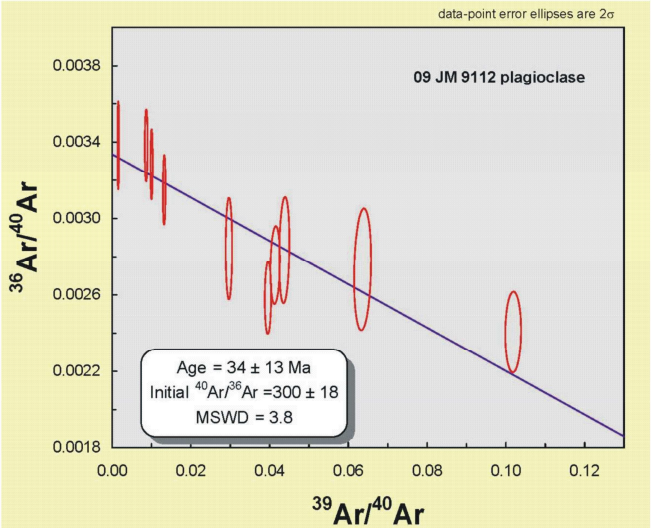


Figura 18: Diagramas con la edad "plateau" y las isocronas realizadas por el método Ar/Ar de la muestra 6075 II JM9112.

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).

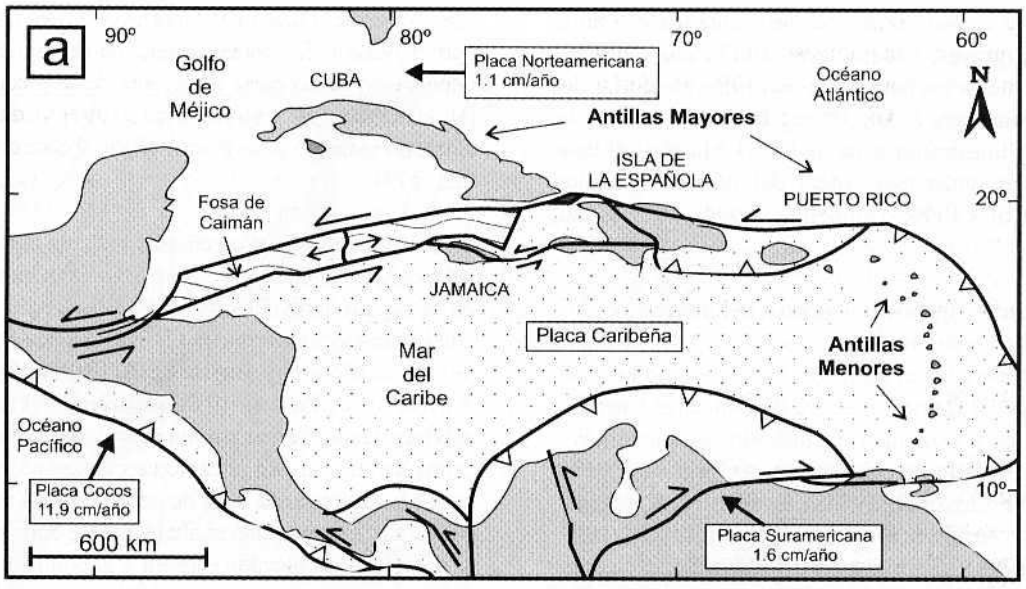


Figura 19: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. *et al.*, 2002).

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).

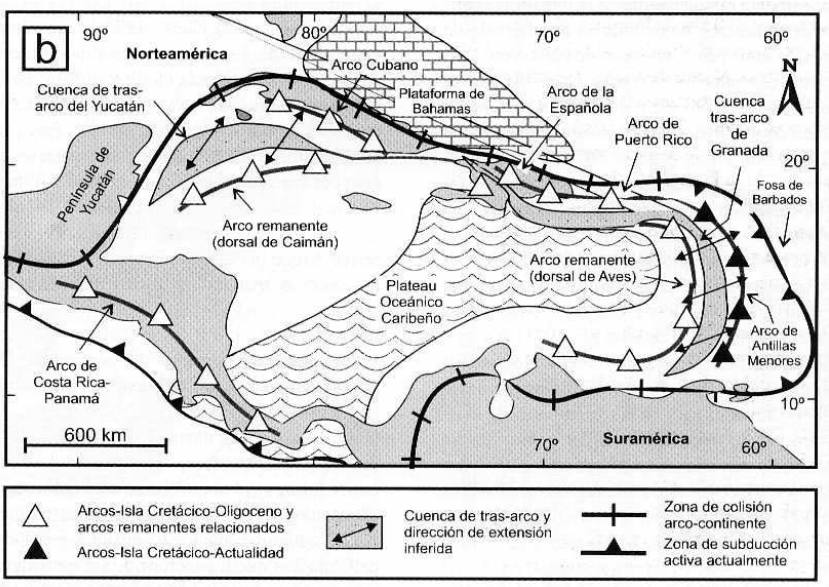


Figura 20: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. *et al*., 2002).

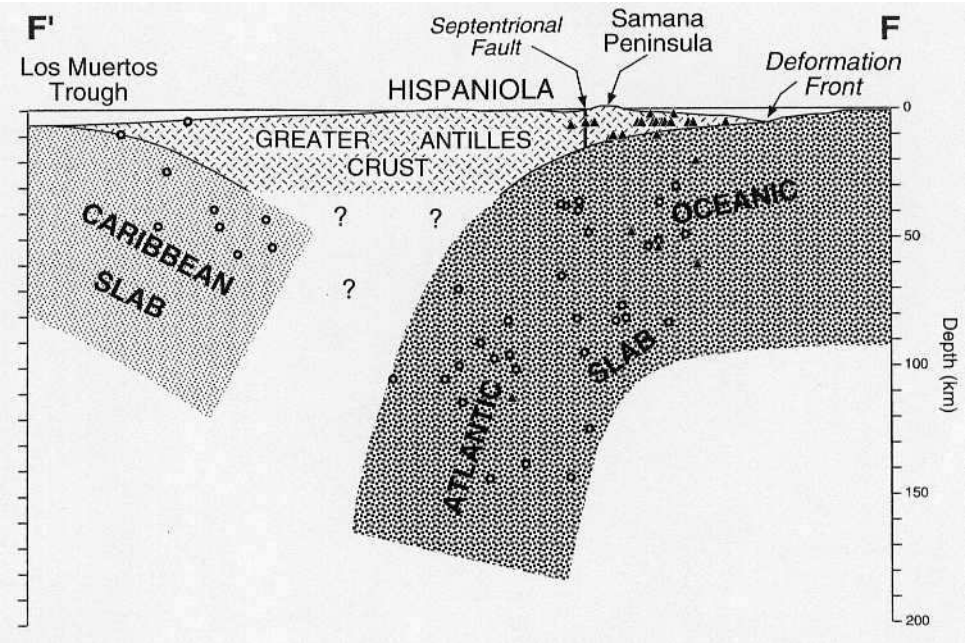


Figura 21: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. *et al*., 1998).

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.

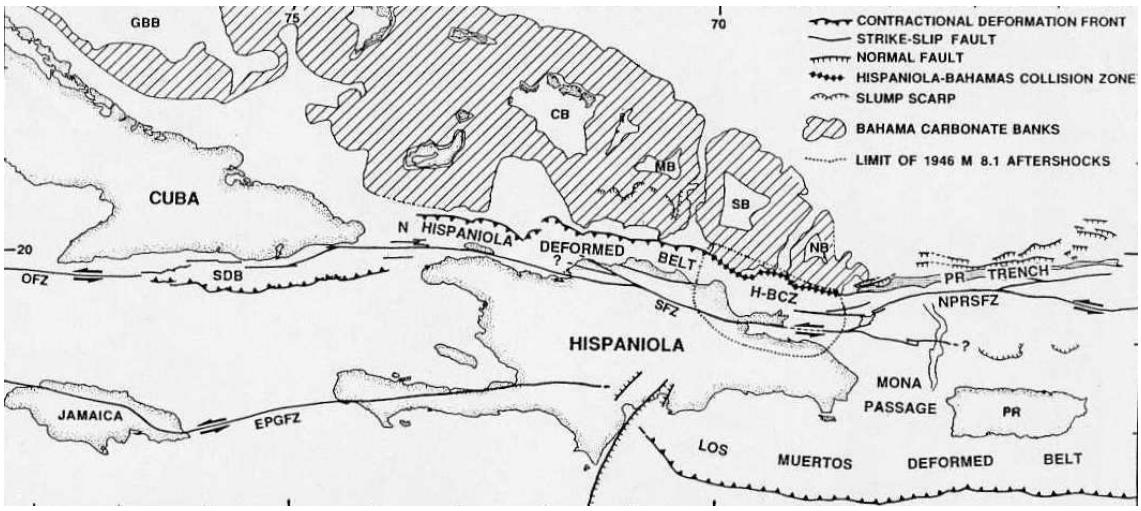


Figura 22: Posición de La Isla de La Española y relación de los principales cizallamientos sinistros con la falla transformante Polochic/Caiman (Dolan J.F. *et al*, 1998).

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 DE LA CORDILLERA SEPTENTRIONAL

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).

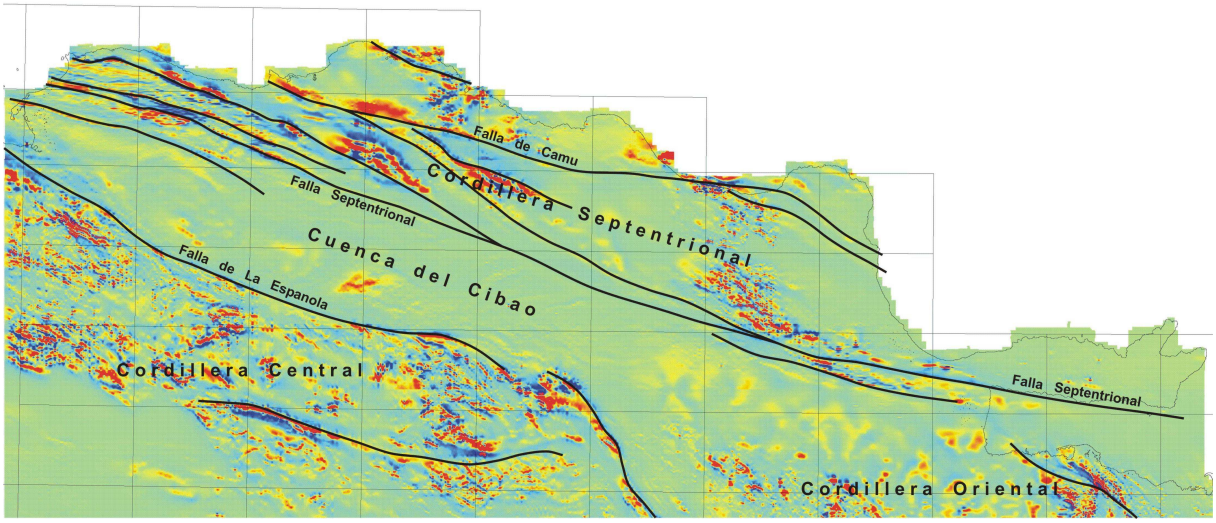


Figura 23: Correlación de los dominios y estructuras principales del Norte de La Española con el mapa aeromagnético de gradiente vertical (Compagnie Générale de Géophysique, 1999).

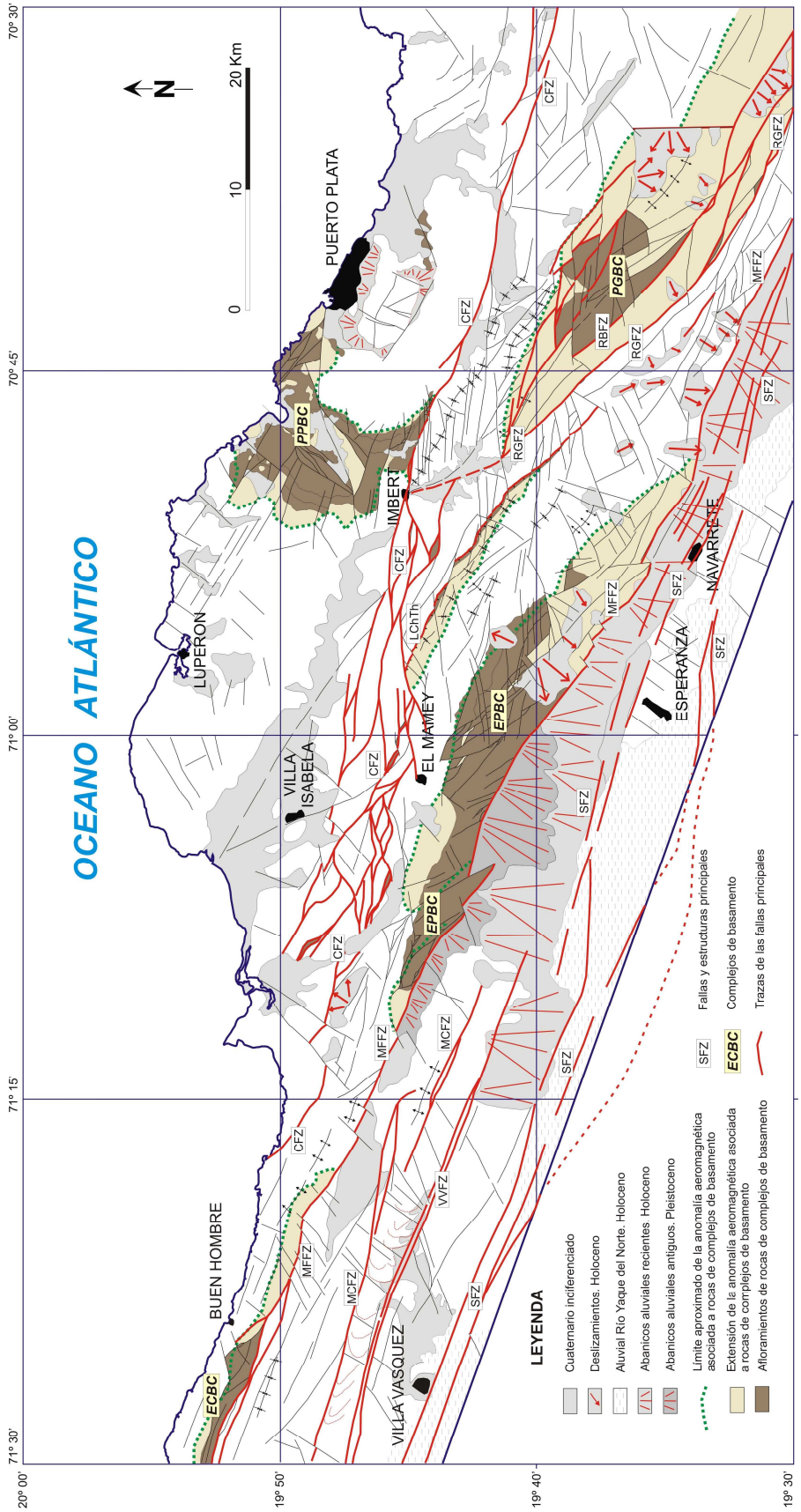


Figura 24: Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

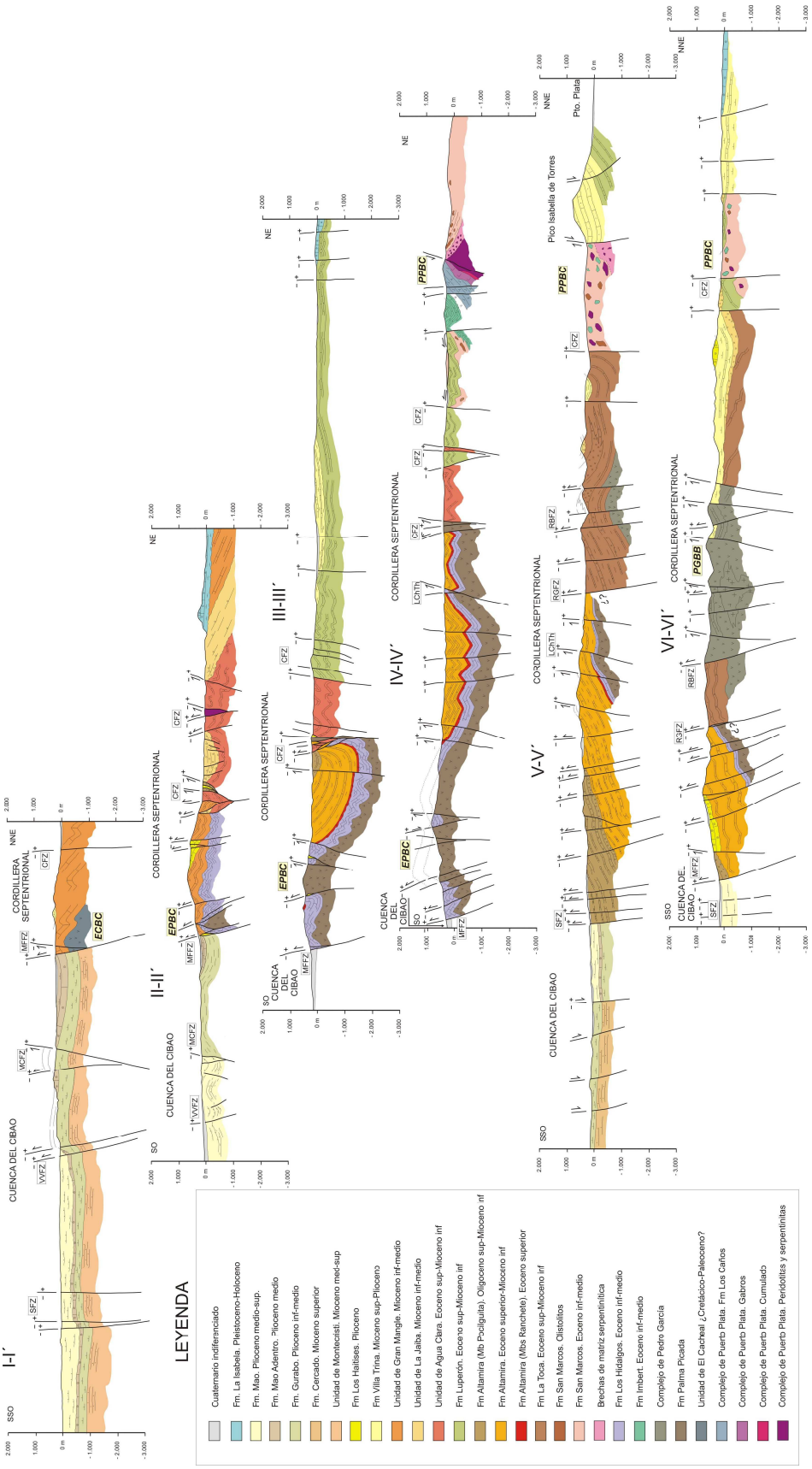


Figura 25: Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional

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 CARÁCTERISTICAS DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURALES Y UNIDADES TECTÓNICAS DE LA HOJA “PUERTO PLATA”

La Falla de Camú constituye la principal traza estructural de la Hoja de Puerto Plata. Ésta permite separar el bloque norte denominado “Puerto Plata Inlier” por Pindell J.L. y Draper G. (1991) del cual el Complejo de Puerto Plata constituye el substrato de los sedimentos terciarios, y, en el que, se desarrolla dominantemente una tectónica ditensiva. El bloque sur, cuya estructura principal genera bloques poliédricos debidos a un doble sistema de fallas: ONO-ESE, paralelas a la Falla Septentrional y Falla de Camú y NO-SE, dirección conforme a la Falla de Río Grande. El plegamiento es también más intenso.

4.3.1 La Falla de Camú

La Falla de Camú atraviesa el territorio sur de la Hoja con una dirección N100-110° E, la cual influye de modo importante en la red hidrográfica. Es visible por una profunda hendidura de Oeste a Este tras el flanco meridional de la Loma El Gallo, jalona el valle del río Camú, y se prolonga hacia el Este de la carretera turística, cerca del pueblo Arroyo de Leche. En gran parte la Falla de Camú se sitúa en el contacto entre las turbiditas pelítico areniscosas de la Fm La Toca y las argilitas con bloques de la Fm San Marcos. A lo largo de este contacto, las turbiditas de La Toca están verticalizadas, a veces invertidas. Las argilitas de San Marcos parecen haber extruidas, como si fuera el borde de un diapiro, debido

posiblemente a su naturaleza plástica. En varias ocasiones, los accidentes secundarios, oblicuos a la dirección principal, se enraízan en el desgarre sinistro principal, en particular en el borde norte de la falla. Éstos se desarrollan en una dirección N100-110ºE y generan abanicos imbricados (cola de caballo). En el cuadrante SE de la Hoja, otros accidentes paralelos y similares a la Falla de Camú, afectan las margo-calizas de la Fm Villa Trina. Éstos presentan la misma configuración con la coexistencia de secciones de dirección sub E-O, relevados por la dirección NO-SE. Debido a la Falla de Camú, el paisaje está marcado por escarpes de más de 50 m de desnivel.

4.3.2 El bloque Norte de la Falla de Camú

La estructura del bloque Norte de la Falla de Camú cambia mucho en función de los sectores y naturaleza de los terrenos que la componen:

- Entorno a Puerto Plata, el substrato cretácico está constituido por un conjunto de láminas paralelas, cuerpos estirados y lentejones sigmoidales, de centenares de metros. Esta mezcla intima está compuesta de rocas plutónicas y/o volcánicas a veces milonitizadas, hidrotermalizadas y serpentinizadas. Estas capas, láminas y lentejones están limitadas por las fallas difíciles de definir. A escala cartográfica, hemos destacado la dirección NO-SE, aunque muchas fracturas de dirección N-S y E-O están también presentes. Las numerosas canteras abiertas en las formaciones ilustran la complejidad estructural del sector.

- La Loma Isabel de Torres se define como un complejo monoclinal orientado ONO-ESE e inclinado 15-30º al Sur. Forma un plano limitado por fallas ortogonales ONO-ESE y NNE-SSO. La hipótesis de que la loma constituye un klippe aislado de las argilitas de la Fm San Marcos sobre el substrato cretácico de Puerto Plata por medio de una capa de brechas serpentinizadas no puede desecharse, pero no se dispone de ningún argumento serio para suscribir esta idea.

- La Formación olistolítica de San Marcos se expande hacia el Norte entorno de la Loma Isabel de Torres. Debido a su geometría, ofrece la impresión de estar extruyendo de los terrenos que la circundan; pero esto se debe a la naturaleza arcillosa y los recientes movimientos tectónicos. Las fallas son menos numerosas, por estar obliteradas, o por ser más difíciles de definir en razón de la plasticidad de la

formación. El análisis estadístico de la esquistosidad de las argilitas y de la estratificación de bloques incluidos en la formación, no indica una dirección predominante. Al SE de la zona de afloramientos de la Fm San Marcos, entorno de Batey Negro Melo, existe una capa de la Fm Luperón que descansa sobre las argilitas de San Marcos. El contacto entre estas formaciones no ha sido observado, suponemos que es plano y en gran parte de naturaleza tectónica.

- La mitad oriental de la Hoja, al Sur de Sosua, se presenta como un apilamiento de capas sub-horizontales de margo-calizas de la Fm Villa Trina. Está a menudo afectada por fallas perpendiculares NO-SE y NE-SO, que dan lugar a una red de escarpes en el terreno.

Foto 40: Afl. 09JM9163. Yuxtaposición de láminas y escamas métricas de gabros milonitizados, separadas por fracturas de dirección N120-140° E.

4.3.3 El bloque Sur de la Falla de Camú

Al Sur de la Falla de Camú, los episodios compresivos generan los pliegues cilíndricos de gran radio de curvatura. Los planos de estratificación se distribuyen alrededor de un gran círculo donde el eje se orienta N112°E, con un suave buzamiento de 3º hacia E-SE. Está

dirección es resaltada por la existencia de esquistosidad de plano axial, y la presencia de micropliegues que afloran en las turbiditas de la Fm La Toca, justo al Sur de la Falla de Camú. De hecho, este accidente es en gran medida responsable de la deformación plicativa; es máxima incluso en la proximidad de la falla con la existencia de buzamientos muy verticalizados o incluso invertidos, y que disminuye hacia el SSO. El núcleo de un sinclinal es perceptible entre el pueblo de La Descubierta (limite con la Hoja de Imbert), Las Palmaritas y el techo de la Loma El Mananclar. En el borde SO de la Hoja, las calizas de Villa Trina dibujan un sinclinal poco acentuado que una las cimas de Bajaboniquito y de la Loma La Tasajera.

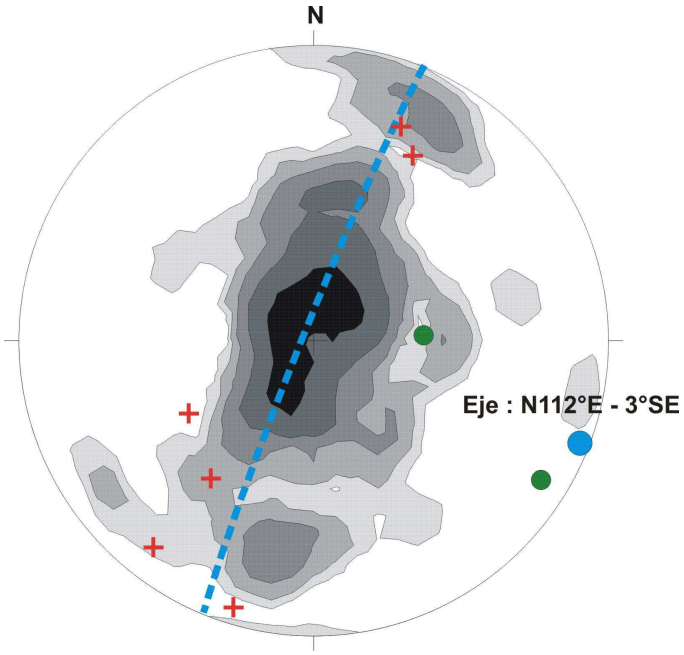


Figura 26: Proyección estereográfica (Schmidt, hemisferio inferior) de los planos de estratificación (color gris), de los ejes de micropliegues (verde) y de esquistosidad (cruses rojas) medidos en los terrenos al Sur de la Falla de Camú en la Hoja de Puerto Plata (137 medidas de estratificación, 6 medidas de esquistosidad et 2 ejes de micropliegues).

La esquina SO de la Hoja contiene las estribaciones de la estructura de El Alto de Guazaral. En la Hoja de San Francisco Arriba se ha descubierto un “restraining bend” muy importante, que llamaremos de El Alto de Guazaral, que está formado por un conjunto de fallas en forma de S que unen dos sectores de falla de desplazamiento a la izquierda (Falla de Camú). Este haz de fallas produce una fuerte elevación topográfica en la región, oblicua a la traza de la Cordillera Septentrional, constituida por largas y agudas crestas montañosas, separadas por rectilíneos y angostos valles. Estos relieves son altamente inestables. Este puente entre

segmentos de falla se continúa hasta el extremo de la Hoja de Imbert y el límite SO de la Hoja de Puerto Plata.

Estas fallas aún muy activas se heredan seguramente de dislocaciones del substrato cretácico subyacente (Complejo de Pedro García). Estos accidentes han funcionado también durante la sedimentación terciaria, como se observa en las rápidas variaciones de facies y en potencias en el seno de las turbiditas de la Fm La Toca. Las potentes acumulaciones de conglomerados masivos muy gruesos, a menudo brechificadas, son también significativos de la inestabilidad estructural que acompaña a la sedimentación.

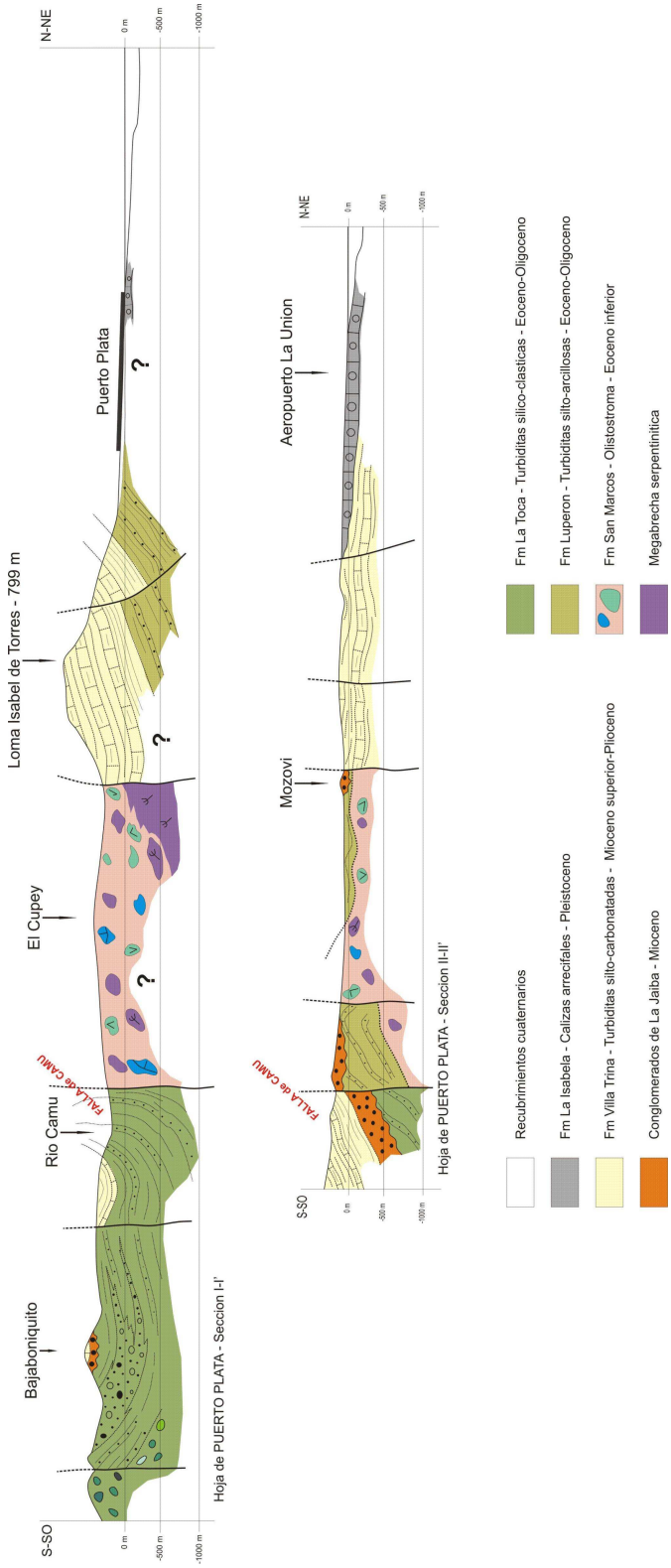


Figura 27: Cortes geológicos de la Hoja de Puerto Plata.

5 GEOMORFOLOGÍA

5.1 DESCRIPCÍON GENERAL

La Hoja de Puerto Plata, escala 1:50 000, presenta gran variación topográfica, ya que en ella se hallan unidades tan contrastadas como la Cordillera Septentrional, que cruza de NW a SE y la franja costera del Atlántico, representada por la llanura de Puerto Plata o valle del Camú del Norte y la llanura aluvial del Arroyo San Cristóbal. Cerca de la costa e inmediatamente al S de la ciudad de Puerto Plata, el relieve se vuelve a alzar en el Monte Isabel de Torres alcanzando los 799 msnm. Esta montaña, a pesar de que se encuentra bastante alejada de la Cordillera Septentrional, mantiene conexión con la misma, ya que se trata de un bloque que perteneció a la Cordillera propiamente dicha. A lo largo de sus vertientes se han formado coluviones, formaciones que tienen su origen en el desequilibrio de las laderas y la erosión fluvial. Bordeando este monte, observamos una gran divisoria de aguas.

En el E de la Hoja encontramos grandes plataformas estructurales, que se encuentran muy erosionadas y degradadas, donde se concentran grandes campos de dolinas. En el N de las mismas la erosión de formaciones biogénicas ha propiciado la formación de estructuras de abrasión o rasas.

Las menores cotas las encontramos siguiendo la línea de costa.

5.2 FORMAS GEOMORFOLOGICAS

5.2.1 Estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas 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 sólo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Las formas estructurales en la Hoja de Puerto Plata adquieren notable importancia morfogenética. Su origen se debe a la transpresión por colisión arco-continente, que ha dado lugar a asociaciones de fallas separadas por grandes zonas de desgarre, por lo que las fallas tienen una expresión morfológica clara. Aparecen en la Cordillera Septentrional, tomando direcciónes SE-NE. Estas fallas son los ramales de la Zona de la Falla Septentrional y muestran las características geomórficas típicas de fallas con actividad reciente, pese a la elevada velocidad con la que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, como desplazamientos o saltos de los cursos fluviales y ejes de drenaje que cruzan la fractura (offsets).

En el E de la Hoja aparecen superficies estructurales (extensiones planas coronadas por una capa dura y resistente), que han sido erosionadas sobre todo por la red de drenaje, marcando surcos y se han identificado, mayormente, como superficies estructurales degradadas. En el extremo más SE de las mismas se ha producido erosión química en forma de dolinas.

Algunas áreas destacan por la gran cantidad de escarpes, relacionados con las topografías abruptas de los sistemas montañosos. Sobre todo en el Monte Isabel de Torres, en los bordes de las superficies estructurales y en el firme de la Cordillera.

Al S y SE de la Loma El Brinco encontramos relieves residuales esculpidos por la erosión, que constituyen cerros cónicos. Y en algunas zonas, la existencia de capas monoclinales o verticalizadas ha dado lugar a resaltes.

5.2.2 Fluviales y de escorrentía superficial

Ocupan una gran parte de la superficie cartografiada en la Hoja. Su cartografía permite una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la de la llanura Puerto Plata, donde encontramos la mayor variedad de estas formas: llanura aluvial, meandros abandonados, terrazas e incisión lineal.

Los fondos de valle tiene escasa representación en la escala de esta Hoja, tan sólo los encontramos en el Arroyo Mato, en el SW. 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 el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal.

Se han identificado niveles de terrazas, que indican un potencial de encajamiento alto debido a la diferencia altimétrica entre el cauce del río y su nivel de base, constituido por el océano Atlántico. Las encontramos en las cuencas de los ríos Sosúa, Camú y su afluente el Monzón, en el Muño y el San Marcos. Todos ellos han formado también sus respectivas llanuras de inundación en las zonas de desembocadura, donde la pendiente es suave.

En el Camú, además, encontramos un meandro abandonado, es decir, una curva del cauce del río que ha sido cortada y por la que ya no circula agua de forma periódica.

La carretera que une Puerto Plata con El Cupey, Mata Redonda y Sabana de la Vigia, sigue la parte más alta de una alineación montañosa que se ha representado como cuerda o divisoria de aguas, desde el Cerro la Gata hasta Los Algodones, bordeando la Loma Isabel de Torres.

Entre las formas erosivas, se han representado los barrancos de incisión lineal, que ocupan toda la extensión de la zona cartografiada, como consecuencia del fuerte desnivel entre las elevaciones de la Cordillera Septentrional y los monoclinales con los valles asociados de la llanura costera Atlántica.

5.2.3 Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Septentrional, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial; se distribuyen con mayor preferencia en los escarpes de las lomas y cerros, como el caso de Cerro Pelado, Loma la Tasajera y la Loma Isabel de Torres.

5.2.4 Litorales

Son formas estrictamente relacionadas con la franja costera. En la escala de trabajo, se encuentran limitadas a la zona de desembocadura del río Muñoz, donde encontramos una franja de cordón litoral con playas de arena asociadas.

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.

En la zona NE encontramos construcciones biogénicas, rocas sedimentarias calicáreas, formadas por acumulaciones de bioclastos (conchas y esqueletos). Estas formaciones han sufrido desgaste por acción del agua, quedando grandes plataformas de abrasión o rasas y campos de lapiaz.

5.2.5 Formas poligénicas o de difícil adscripción

Se trata de formas aluviales-coluviales en el centro y el SE de la Hoja, formados por la acumulación de sedimentos procedentes de procesos fluviales y gravitacionales. Se encuentran asociados a la cuenca del río Muño y en las plataformas estructurales, fruto de su desintegración. En la zona central, bordeando la divisoria de aguas, encontramos más de una decena de pitones, rocas aisladas.

5.2.6 Formas de meteorización química

En las plataformas calcáreas del E de la hoja se han formado campos de dolinas por la acción meteórica del agua sobre las calizas y campos de lapiaces en el caso de las construcciones biogénicas.

6 HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja de Puerto Plata, 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 tectonosedimentarios. 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 fabrica 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 irreguraridades. 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 relacional 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 turbitite 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.

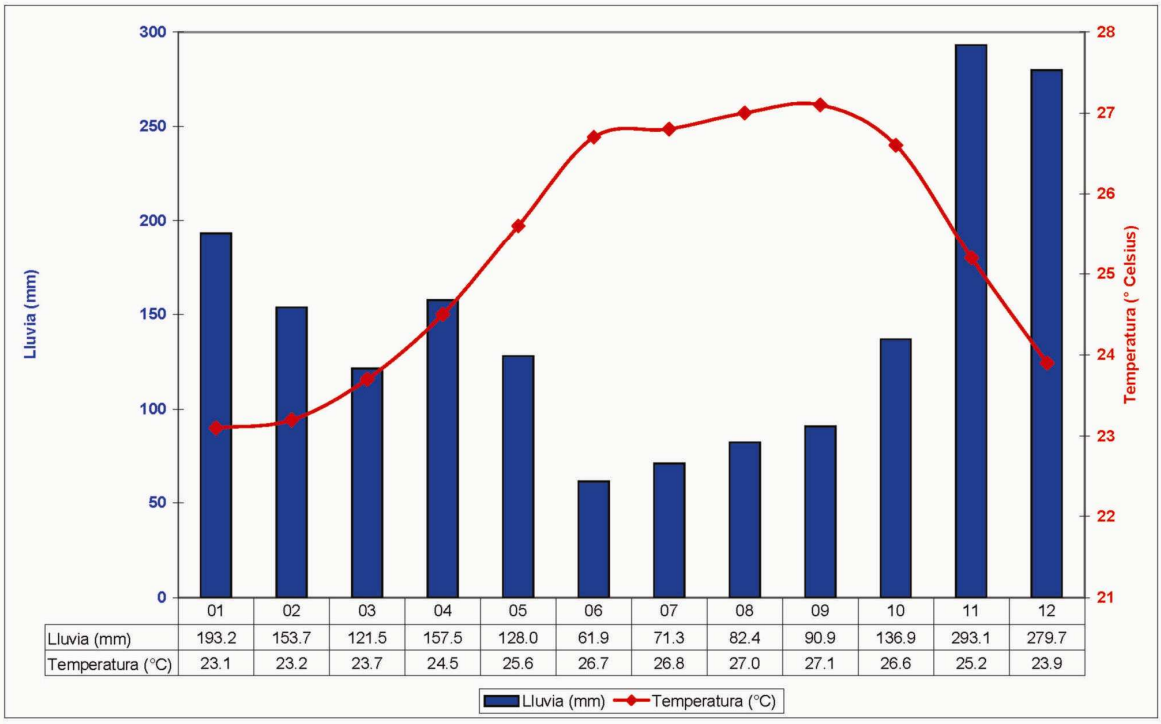
Finalmente, la elevación de la Cordillera Septentrional continúa siendo activa en la actualidad a razón de 0.? Mm/año, debido a que la compresión oblicua entre las placas del Caribe y Norteamérica

7 GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 HIDROGEOLOGÍA

7.1.1 Datos climáticos

Los datos climáticos registrados en Puerto Plata entre 1905 y 1980 (Figura 28) indican una pluviometría media anual de 1770 mm/año, con un máximo de precipitación de Noviembre a Mayo, y un periodo relativamente seco de Junio a 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, e xisten variaciones en la distribución de las precipitaciones: las precipitaciones son mucho más frecuentes y abundantes en las zonas montañosas del Sur de la Hoja y en la Loma Isabel de Torres, mientras que la zona costera sometida a los vientos alisios marinos, se beneficia de una insolación casi permanente.



	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Lluvia (mm)	193.2	153.7	121.5	157.5	128.0	61.9	71.3	82.4	90.9	136.9	293.1	279.7
Temperatura (°C)	23.1	23.2	23.7	24.5	25.6	26.7	26.8	27.0	27.1	26.6	25.2	23.9

Figura 28: Variaciones mensuales de la pluviometría y de las temperaturas en Puerto Plata. Estadísticas establecidas a partir de los datos recogidos entre 1905 y 1980. (de http://www.theweathernetwork.com).

7.1.2 Red hidrográfica

La morfología de la Hoja de Puerto Plata es particular, con la existencia de:

- Un importante relieve localizado justo al Sur de la ciudad de Puerto Plata: La Loma Isabel de Torres con casi 800 m de altura,

- Una zona muy poco ondulada, superpuesta a argilitas de la Fm San Marcos, que se desarrolla en forma de media luna, entorno de la Loma Isabel de Torres,

- Una zona montañosa meridional que representa las primeras estribaciones de la Cordillera Septentrional,

- Al Este, de una zona de plataforma con modelado kárstico característico, superpuesto sobre las calizas de la Fm Villa Trina.

La zona costera representa una franja relativamente estrecha, de 1 a 3 km de largo. Esta zona está fuertemente urbanizada y representa el 75% de la población.

Numerosos río drenan el territorio, usualmente de Sur a Norte, para acabar desembocando en el Océano Atlántico. Los más importantes son, de oeste a este, los ríos San Marcos, Muñoz, Camú, Mozovi y Sosua. Se dispone de escasos datos hidrológicos: tras el informe de Eptisa (2004), el caudal mensual del río Camú varía entre 0,2 y 4,7 m3/s, con una media anual de 1 m3/s; el caudal mensual del río Sosua es como máximo de 1,5 m3/s, con una media anual de 0,6 m3/s.

Estos ríos presentan un régimen torrencial debido a los relieves escarpados donde nacen, y de las fuertes precipitaciones de la región. La cantidad de agua de superficie que nace y recorre el territorio de Puerto Plata es muy importante. Es una agua cuya calidad es variable, ya que la región está fuertemente poblada; se garantiza sin embargo una buena parte de la demanda de agua potable de la población local, con excepción de los habitantes del centro de las principales aglomeraciones.

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 Puerto Plata. Las características principales de estos puntos de agua se reseñan en la Tabla 6. Su localización se precisa en la Figura 29.

Localidad	N°	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Tipo	Profondidad en pies
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		
Puerto Plata - Madre Vieja	1	19.65366	-70.50681	341 977	2 173 660	Estacion de bombeo	
Puerto Plata	2	19.77397	-70.69567	322 305	2 187 164	Estacion de bombeo	
Playa Dorada - Munoz	3	19.74611	-70.64627	327 451	2 184 029	Estacion de bombeo	50-60
Sosua	4	19.70714	-70.51260	341 422	2 179 585	Estacion de bombeo	
Sosua	5	19.70914	-70.51488	341 185	2 179 808	Estacion de bombeo	
El Cupey	6	19.74568	-70.71023	320 748	2 184 047	Estacion de bombeo	
Puerto Plata - Los Ciruelos	7	19.70224	-70.61072	331 131	2 179 137	Estacion de tratamiento	
Playa Dorada	8	19.76586	-70.65160	326 914	2 186 220	Estacion depuradora	
Loma La Bestia	9	19.80719	-70.74103	317 590	2 190 889	Estacion depuradora	
Puerto Plata	10	19.79929	-70.70914	320 922	2 189 981	Estacion depuradora	
Sosua	11	19.75295	-70.54417	338 159	2 184 685	Estacion depuradora	
Costa Dorada	12	19.77296	-70.65424	326 645	2 187 009	Estacion depuradora	
Chorro de Olgita	13	19.68188	-70.61528	330 632	2 176 888	Manantial	
Ojo de Agua	14	19.66533	-70.55366	337 076	2 174 996	Manantial	
Marivasquez	15	19.74600	-70.67658	324 275	2 184 048	Bomba de agua manual	500 ?
Los Ciruelos	16	19.71686	-70.61058	331 161	2 180 755	Sondeo	90-150
La Monteada	17	19.67182	-70.53470	339 070	2 175 696	Sondeo	200
La Union	18	19.74210	-70.57390	335 032	2 183 513	Sondeo	
Monte Llano	19	19.71325	-70.61503	330 691	2 180 360	Sondeo	90-150
Monte Llano	20	19.71485	-70.61448	330 750	2 180 536	Sondeo	90-150
Monte Llano	21	19.71967	-70.60883	331 348	2 181 064	Sondeo	90-150
Monte Llano	22	19.71796	-70.61064	331 156	2 180 877	Sondeo	90-150

Tabla 6: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Puerto Plata. Los números permiten su correlación con la Figura 29.

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 informacion 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.

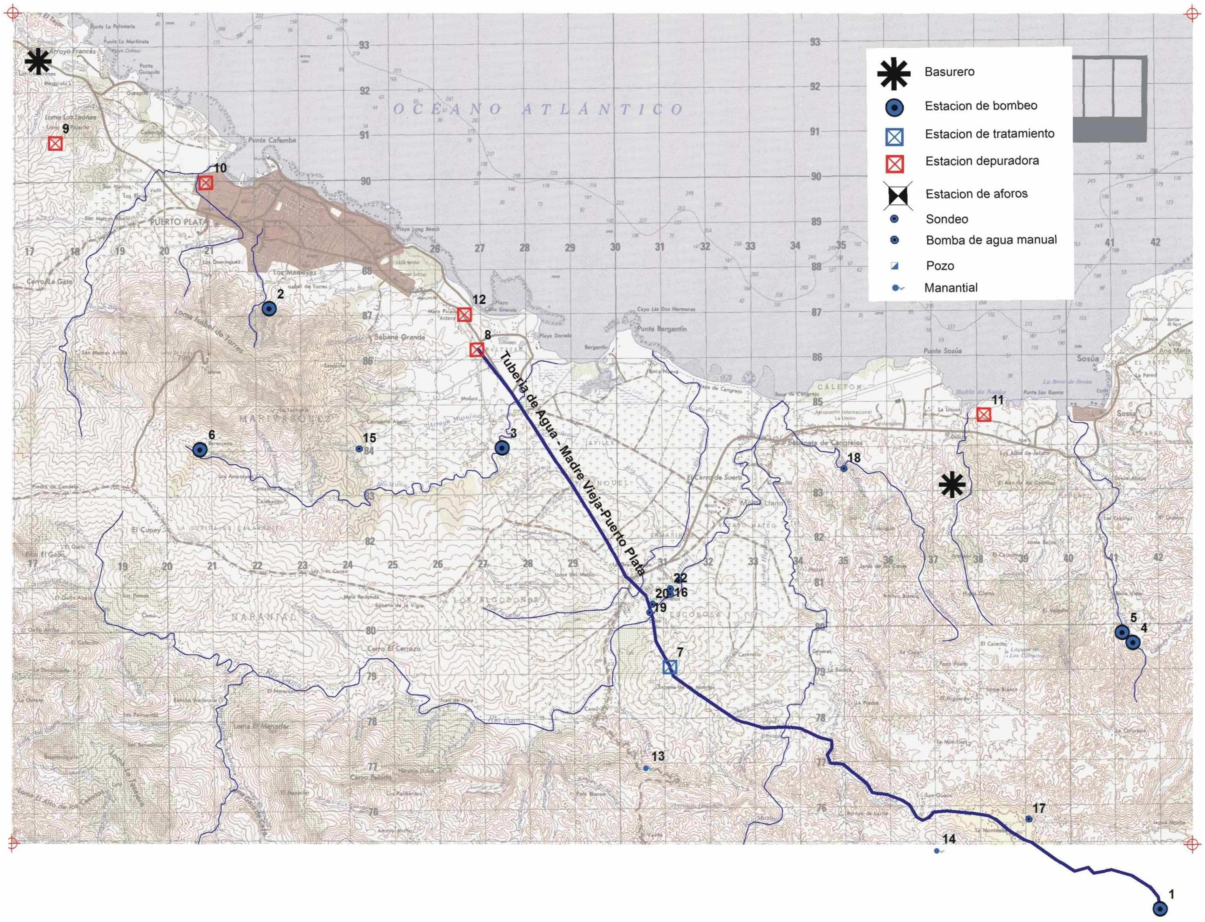


Figura 29: Localización y tipo de los principales abastecimientos señalados en la Hoja de Puerto Plata. Los números permiten su correlación con la Tabla 6.

La demanda de agua potable de Puerto Plata (130 000 hab) está garantizada por una presa de superficie en el río Yasica, en la zona de Madre Vieja, situada en el ángulo NE de la Hoja de San Francisco Arriba (Long: -70.50681 – Lat: 19.65366). Se bombea diariamente cerca de 100 000 m3. El agua se envía por canalización, de más de 12 km, hasta la estación de

purificación de CORAAPLATA, situada en la colina de Los Ciruelos, cerca de Monte Llano, para ser clarificada y purificada con cloro. El agua potabilizada es posteriormente enviada por canalizaciones de más de 15 km hasta Puerto Plata y distribuida a la población local. Es destacable, que la mayor parte del camino de esta canalización se desarrolla sobre la formacion arcillosa de San Marcos. Teniendo en cuenta las condiciones geotécnicas desfavorables de la Fm San Marcos, existen numerosos puntos de rotura potencial, en particular en el sector de Arroyo de Leche.

La demanda de agua potable de Sosua (35 000 hab.) se capta sobre el río Sosua con un caudal de 200 l/s. Esta estación está localizada a muro de las calizas de techo de la Fm Villa Trina. El agua sólo sufre un simple tratamiento con cloro y es distribuida a los consumidores. Monte Llano (30 000 hab.) está alimentada por pozos perforados en las terrazas aluviales del río Camú. Los numerosos hoteles que jalonan la zona de costa, entre la Bahia de Maimón al Oeste y Sosua al Este, disponen de sus propios sistemas de distribución y tratamiento, generalmente por pozos perforados en los aluviones de los ríos. De modo general, la distribución de agua potable de los habitantes aislados no es problemática debido a las suficientes aguas superficiales, al menos en cantidad, para cubrir las necesidades de la población.

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 Puerto Plata

7.1.4.1 La cobertera cuaternaria

Una potente serie de aluviones se encuentra en los valles de los ríos Camú y Sosua, y en menor medida, en los valles de los ríos Muñoz y San Marcos. El conjunto de aluviones está formado por arenas, gravas, cantos y bloques de potencias del orden de 10-15 m, con variaciones locales debido al régimen torrencial de estos ríos. El potencial acuífero de estas formaciones depende 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 de los aluviones del río Camú abastece exclusivamente a la población de Monte Llano

mediante numerosos sondeos en la zona de Los Ciruelos. El río Muñoz es explotado por 3 sondeos de 15-18 m, cerca del pueblo de Muñoz, para abastecer los hoteles de Playa Dorada. Estos acuíferos están expuestos a los riesgos por contaminación orgánica (aguas residuales) de las numerosas localidades y a la actividad agrícola ganadera localizada en la ribera de los ríos.

Las formaciones superficiales de laderas se localizan fundamentalmente en el entorno de la Loma Isabel de Torres y en las colinas situadas al Sur del valle del río Camú. Están compuestas por desprendimientos y coluviones de calizas que recubren las margas de la Fm Villa Trina. Estas formaciones constituyen las capas más permeables pero de escasa potencia, por lo que se minimiza su interés como acuíferos.

El interés de la gran llanura de inundación que caracteriza las desembocaduras de los ríos Muñoz, Limonal y Camú es limitado debido a la naturaleza muy arcillosa de los sedimentos que la componen, además de por su reducida potencia. Lo mismo sucede con la llanura de inundación del río San Marcos que desemboca en la zona del puerto de Puerto Plata. Debido a la intensa actividad urbana, los riesgos de contaminación química y orgánica de estos acuíferos es muy importante.

7.1.4.2 Las calizas arrecifales cuaternarias

Las calizas arrecifales de la Fm La Isabela, y las facies meteorizadas sub-yacentes, 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, a la importante actividad urbana y las carreteras que se superponen a las zonas de afloramiento, el valor de estas rocas como acuífero es aleatoria. Sin embargo, es explotado por sondeos para alimentar La Unión y Sabaneta de Cangrejos.

7.1.4.3 Las Formaciones Terciarias

Tanto las calizas arcillosas y las calizas karstificadas de la Fm Villa Trina ocultan el acuífero más importante de la región, especialmente por su extensa superficie de afloramiento: cubren la mitad de la Hoja, al Sur de Sosua, y las colinas meridionales del valle del río Camú; del mismo modo cubren el techo de la Loma Isabel de Torres y constituyen una verdadera reserva de agua para la ciudad de Puerto Plata. El contacto entre el muro de las

calizas y margas sub-yacentes está lleno de fuentes de agua natural; la ciudad de Sosua está abastecida por una de estas fuentes situada en las inmediaciones del contacto. El nacimiento de los principales ríos y arroyos de la región también ocurre en esta zona de contacto. Debido a que los afloramientos de las calizas están en zonas aisladas de actividad humana, los acuíferos se encuentran protegidos de cualquier contaminación química u orgánica. Sin embargo, la atención a la vulnerabilidad de estos acuíferos es importante, la karstificación implica la rápida circulación de contaminantes en toda la reserva de agua. Conviene realizar una protección a largo plazo y evitar, en particular, la instalación de descargas sobre estas formaciones.

Los conglomerados y las areniscas mio-pliocenas de Jaiba constituyen un acuífero de discutible calidad. Su superficie de afloramiento es escasa y la potencia reducida. Además, están cementados por limos arcillosos y/o carbonatados que reducen drásticamente la permeabilidad.

Las turbiditas argilítico limosas de la base de la Fm Villa Riva, de Fm La Toca y Luperón no representan un gran interés acuífero. Por el contrario, las brechas y conglomerados interestratificados de la Fm La Toca representan un potencial acuífero no desdeñable, en gran parte está alimentado por los afluentes del río Bajabonico durante el régimen torrencial.

7.1.4.4 Las argilitas de la Fm San Marcos

Constituyen una capa impermeable sobre la cual fluyen las aguas de lluvia. Es curioso que las zonas de nacimiento de los ríos San Marcos, Camú y Limonar están localizadas sobre las argilitas, confirmando así la estrecha conexión entre estos ríos torrenciales y las fuertes precipitaciones de la región.

7.1.4.5 El zócalo Cretácico

A pesar de una intensa fracturación, los terrenos plutónicos y volcánicos del Complejo de Puerto Plata no presentan potencial hidrogeológico: extensión limitada, proximidad del mar, zona fuertemente urbanizada y ausencia de manto de alteración.

7.2 RIESGOS NATURALES

7.2.1 Terremotos y tsunamis

La presencia de la Falla de Camú y de otras muchas fallas satélite y/o inducidas por este accidente mayor, hacen que la región de Puerto Plata sea de sismicidad elevada. El terremoto del 22 de septiembre de 2003 (magnitud 6,4 en la escala de 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 en la que está construida la ciudad. De hecho, los especialistas concluyen que el terremoto de Puerto Plata se generó a lo largo de las fallas asociadas con la subducción de la Placa de Norte América y no del sistema de la Falla Septentrional. En la Tabla 7 se han representado las características principales de los temblores registrados por el IUSGS en la zona de la Hoja. Con una única excepción, todos los terremotos están localizados en el entorno de la ciudad de Puerto Plata, lo que debe tener como principal obligación el imponer normas sísmicas en todas las nuevas construcciones de la región.

La localización de Puerto Plata, en el borde del mar, hace que el riesgo de tsunamis sea elevado.

Magnitud	Fecha	Epicentro (km)	Latitud	Longitud
6.4	22/09/2003	10.0	19.777	-70.673
5.2	03/08/1964	7.0	19.800	-70.700
4.9	28/10/2003	10.0	19.779	-70.708
4.8	16/10/2003	10.0	19.761	-70.693
4.8	22/09/2003	10.0	19.795	-70.652
4.6	26/01/2008	72.5	19.751	-70.693
4.6	28/09/2003	10.0	19.754	-70.682
4.6	05/06/1978	33.0	19.837	-70.623
4.4	06/03/2003	10.0	19.681	-70.510
4.0	14/06/2007	30.0	19.753	-70.632

Tabla 7: Características de los terremotos registrados por el USGS en la zona de la Hoja de Puerto Plata.

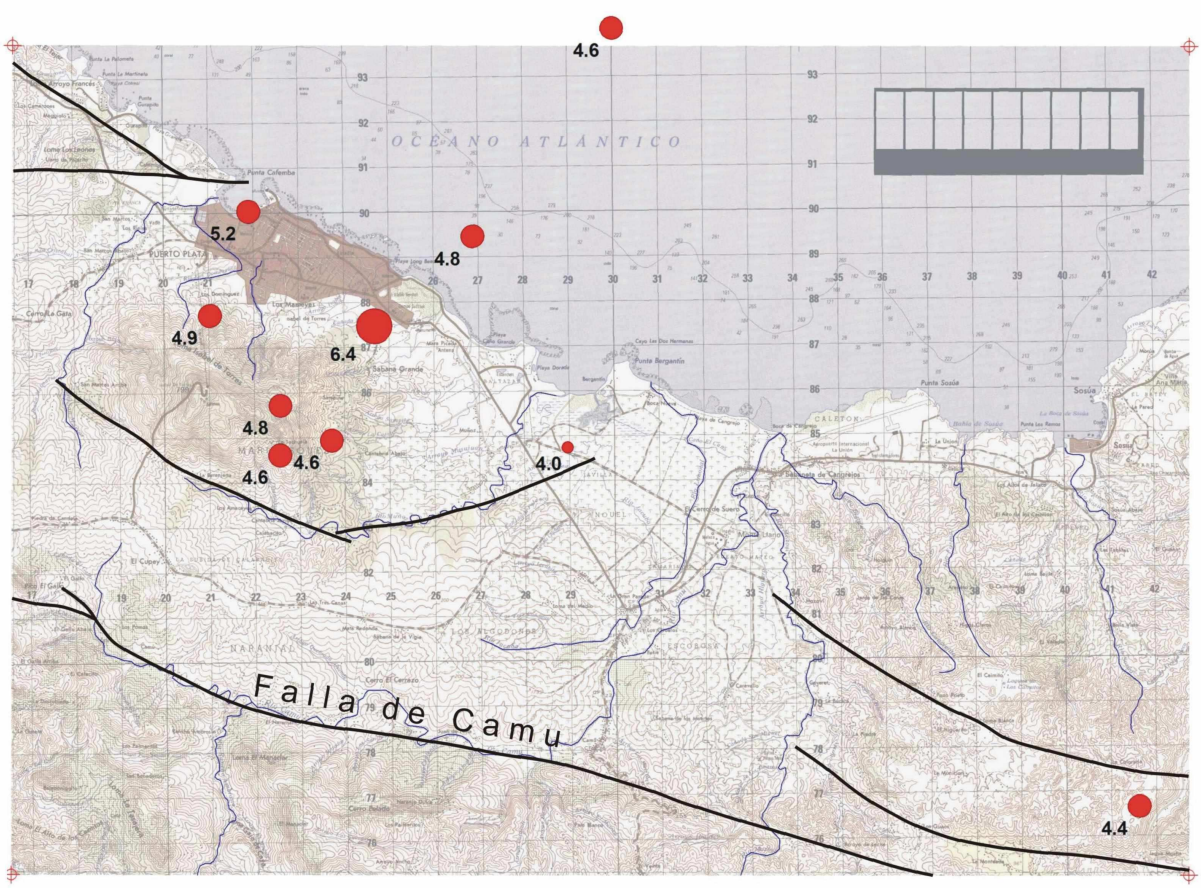


Figura 30: Localización y magnitud de los epicentros de los terremotos registrados por el USGS.

Foto 41: Fotos representativas del terremoto (magnitud 6.4) del 22/09/2003 en Puerto Plata (http://www.livio.com/terremoto/).

7.2.2 Deslizamientos de tierra y desprendimientos

Abordamos estos problemas en el apartado relativo a la descripción de las formaciones y unidades geológicas (párrafo 2.10.8). En las laderas, las formaciones arcillosas y la cobertera están sujetos a deslizamientos asociados a las fuertes lluvias. Del mismo modo, los escarpes rocosos, calizos y conglomeráticos, pueden ocasionar caídas de rocas por efecto de la lluvia y la alteración, en particular de la karstificación. El ejemplo más espectacular es aquel que afecta a la cornisa calcárea de la cima del Pico Isabel de Torres, a los pies de antenas y cimientos del teleférico.

7.2.3 Inundación

Una gran parte de Puerto Plata está localizada en una zona inundable, en particular el barrio del muelle, en la desembocadura de los ríos San Marcos y Los Domínguez. Pero los barrios del Sur de Puerto Plata como el de Los Mameyes, en las laderas del Pico Isabel de Torres, son aún más sensibles a los riesgos de inundación ya que la mayoría de las viviendas se construye directamente en el cauce de los ríos y torrentes que entran de repente desde la cumbre de La Loma.

7.3 MEDIOAMBIENTE

En los países en vías de desarrollo, la calidad del medioambiente depende de la gestión de los recursos geológicos, en particular del agua, materiales y minerales. En el territorio de la Hoja Puerto Plata, concierne principalmente al agua y a la manera en la que se tratan los residuos procedentes de la actividad humana. Existen al menos 2 razones prioritarias en lo referente al medioambiente:

- con una población de 300 000 habitantes, concentrados esencialmente en la ciudad de Puerto Plata, la Provincia es una de las más pobladas de la República Dominicana. Por ello, el deterioro del medioambiente puede tener consecuencias catastróficas para la población;

- el turismo constituye la principal actividad económica de la región, por lo que el mínimo incumplimiento de protección medioambiental se podría traducir inmediatamente por una notable disminución de esta importante fuente de ingresos.

7.3.1 Almacenamiento y gestión de residuos urbanos

La basura generada en Puerto Plata es almacenada en una depresión localizada a la entrada noroeste de la ciudad, en el borde del arroyo Maggiolo. El substrato geológico está compuesto por una brecha volcánica alterada del substrato cretácico. La basura de Sosua, Monte Llano, La Unión y Cabarete son almacenadas en las antiguas excavaciones situadas al Sureste del aeropuerto de La Unión. Estos reposan sobre calizas y margas alteradas del muro de la Fm La Isabela.

Cada una de estas zonas representan superficies de varias hectáreas. Además de la contaminación visual y mal olor que desprenden estos depósitos, la contaminación de agua de escorrentía y por infiltración es bastante preocupante. Debido a que no se toma ninguna precaución, 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 medioambiente 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.

7.3.2 La gestión de aguas residuales

Una parte de las aguas residuales de las ciudades son retratadas antes de ser liberadas en el medio natural. Puerto Plata dispone de una estación de tratamiento al Oeste de la ciudad. Sosua dispone también de una estación de colección y depuración de aguas, eliminada una parte de sus impurezas, se envían al mar a unos 2 km de la costa. Las aguas residuales de los centros turísticos de Playa Dorada y Costa Dorada reciben un tratamiento similar. Por el contrario, no se ha tomado ninguna precaución en las pequeñas localidades (Monte Llano, El Cupey, etc.) o en los suburbios periféricos entorno a Puerto Plata donde las aguas residuales son expulsadas directamente al medio natural.

7.3.3 Los perímetros de protección entorno a la captación de agua

Existe un perímetro de protección entorno a las captaciones de agua destinadas al consumo humano de Sosua, pero no parece que esa limitación se haya extendido debido a la falta de una legislación específica.

7.3.4 El problema del amianto natural

Los afloramientos de rocas susceptibles de contener amianto, como las serpentinitas y peridotitas, se localizan en la esquina noroeste de la Hoja donde estas facies constituyen esencialmente el substrato cretácico de Puerto Plata. 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.

7.4 CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICA

Las particularidades geotécnicas de algunas unidades geológicas deben ser destacadas a los usuarios de la Hoja. Estas particularidades se ofrecen a título orientativo, ya que no se basan en estudios geotécnicos especializados.

La Fm San Marcos está constituida por arcillas muy plásticas, poco permeables e hidromorfas; por tanto constituyen un terreno propicio para los deslizamientos y coladas de fango. Éstos se producen naturalmente sobre las vertientes y se traducen en cuñas de corrimiento del terreno de centenares de metros de extensión. Esta formación no es favorable para el desarrollo de trabajos de nivelación, fundación, trazado o ampliación de carreteras, etc. Si estas obras son imprescindibles, deberán ser acompañadas de importantes trabajos de drenaje.

Las margas, arcillas y limos de la Fm Luperón, La Toca y Villa Trina son también susceptibles de deslizamientos. Espectaculares hundimientos y deslizamientos jalonan el contacto entra las arcillas de muro de la Fm Villa Trina, el horizonte conglomerático

(Conglomerados de la Jaiba) y las calizas que las cubren en el SE de la Hoja, además que a lo largo de la carretera turística entre Camú y Tubagua. En los trabajos de nivelación y obras públicas sería necesario efectuar un drenaje significativo para minimizar los riesgos de deslizamiento y hundimiento.

Las capas de coluviones, desprendimientos y antiguos conos de deyección que recubren las laderas de los principales relieves (Loma Isabel de Torres, Cerro Pelado, etc.) deben nivelarse con prudencia. Están generalmente saturados en agua y son susceptibles para importantes deslizamientos en masa.

7.5 RECURSOS MINERALES

7.5.1 Yacimientos e indicios minerales

Las características principales de los indicios observados o descubiertos en el territorio de la Hoja Puerto Plata durante el levantamiento cartográfico, están agrupadas en la Tabla 8.

Localidad	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM-NAD27		Sustancia	Imp.	Litologia	Formacion - Edad
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY				
Loma El Tejar	19.8280	-70.7371	318 026	2 193 187	Asbesto	0	Peridotitas	Cp. de Puerto Plata - Cretacico
Juan de Nina	19.6904	-70.6633	325 604	2 177 876	Ambar	1	Arcillas y arenitas	Fm La Toca - Neogeno
Rio Rancho Ambrosio	19.6840	-70.7046	321 272	2 177 211	Ambar	1	Arcillas y arenitas	Fm La Toca - Neogeno
Arroyo Bajaboniquito	19.6730	-70.7298	318 618	2 176 027	Ambar	0	Conglomerados y limolitas	Fm La Toca - Neogeno
Pescado Bobo	19.6771	-70.7526	316 229	2 176 500	Ambar	1	Conglomerados y limolitas	Fm La Toca - Neogeno

Tabla 8: Carácteristicas de los indicios vistos en la Hoja de Puerto Plata.

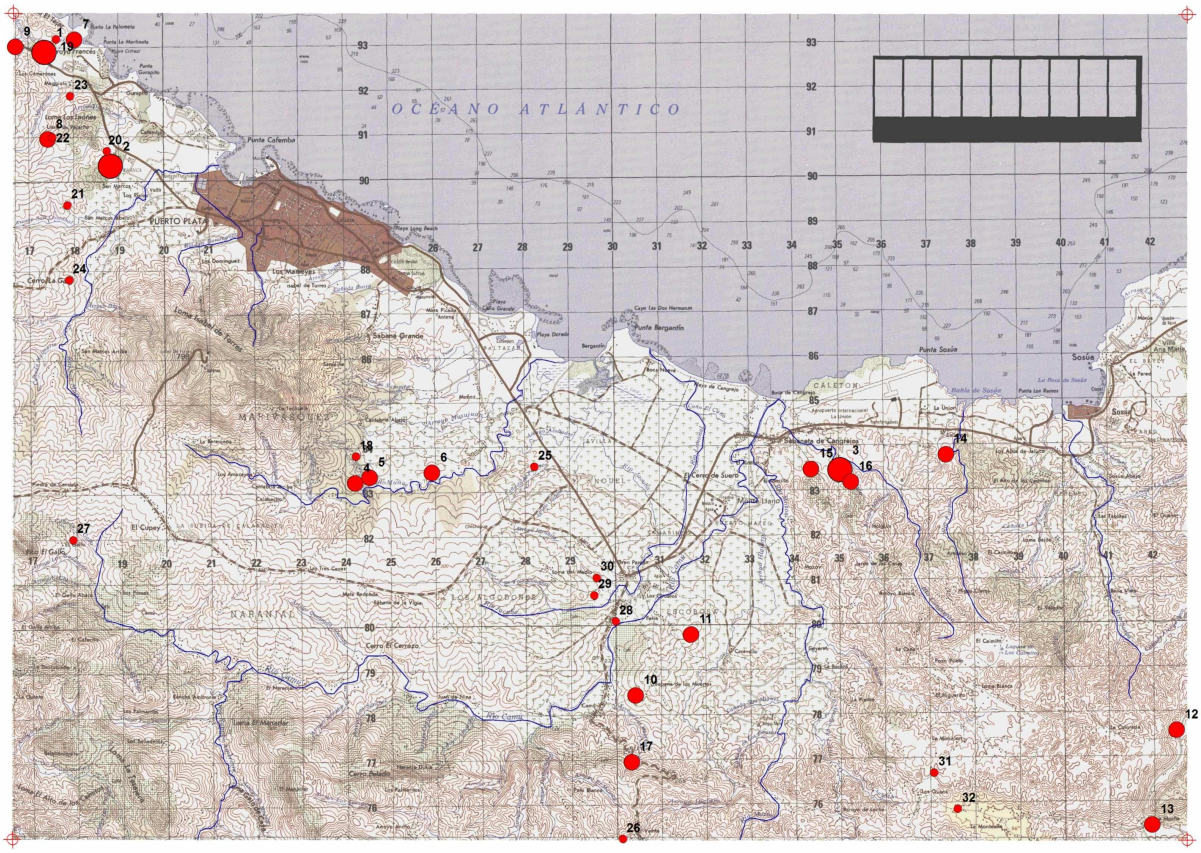
Con la excepción de un indicio anecdótico de amianto en las peridotitas de la Loma el Tejar, las únicas mineralizaciones son las relativas al ámbar de las turbiditas argilítico-limosas de la Fm la Toca. Existe una tradición en cuanto a la explotación artesanal de ámbar en las principales ciudades al Sur de la Hoja: Juan de Niña, Rancho Ambrosio, Pescado Bobo y Bajaboniquito. Los indicios de ámbar se localizan en los niveles arcillo-arenosos, ricos en materia orgánica. El ámbar se presenta en trozos arriñonados, alcanzando los mayores el tamaño de un puño. Tienen color miel y, a menudo, son ricos en fósiles de insectos. Los precios varían en función del color, el tamaño y los fósiles presentes.

La técnica de explotación presenta riesgos. Las explotaciones consisten en pozos y galerías en la base de los acantilados, en los sectores más erosionados y excavados por las

corrientes de los ríos. Cada año hay accidentes mortales, pues los trabajos se realizan ignorando las más elementales reglas de seguridad.

7.5.2 Canteras de materiales

La Tabla 9 agrupa los datos relativos a las canteras, activas, intermitentes o abandonadas, medidas durante los trabajos de campo. Su localización se precisa en la Figura 31.


OCÉANO ATLÁNTICO
PUERTO PLATA
Punta Cofemba
Punta Bergantín
Punta Sosúa
Sosúa
CALETON
MARIANA
NABANIAL
LOS MORONES
NOBEL
Playa Dorada
Playa Long Beach
Playa Cofa Grande
Cerro El Cercado
Cerro Pelado
Cerro La Cruz
El Cupey
Loma Fondo de Pereza
Loma El Mandar
Río Cuenca
Río Cofa
Río Bergantín
Río de Congrejo
Río Sosúa
Río Los Ramos
Río Los Dos Hermanos
Río Los Ríos
Río Los Tres Cocos
Río Los Mangos
Río Los Mangos
Río Los Mang

En el territorio de la Hoja de Puerto Plata, la canteras tienen por objetivo la explotación de materiales rocosos para la compactación y el mantenimiento de las carreteras. En muchas zonas de los ríos, los aluviones son explotados para la fabricación de hormigón, pero desde hace algunos años, la reglamentación prohíbe este tipo de explotaciones. También existe una tradición de explotación artesanal de olistolitos de calizas laminadas de la Fm San Marcos. La producción en placas de algunos de estos bloques se usa para fabricar tejas de pizarra. Éstas son comercializadas y utilizadas como baldosas en las nuevas construcciones.

Localidad	N°	Coordenadas geograficas		Coordenadas UTM - NAD27		Sustancia	Estatudo	Imp.	Litologia	Formacion - Edad
		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY					
Loma Arroyo Francès	1	19.8254	-70.7436	317 344	2 192 912	Aridos de machaqueo	Activa	2	Gabro	Cp. de Puerto Plata - Cretacico
Zona Franca	2	19.8025	-70.7294	318 807	2 190 357	Aridos de machaqueo	Activa	2	Brecha serpentinica	Fm San Marcos - Neogeno
Sabaneta de Cangrejos	3	19.7414	-70.5740	335 026	2 183 437	Aridos de machaqueo	Intermitente	2	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Cuaternario
Cantabria	4	19.7386	-70.6771	324 211	2 183 228	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Brecha serpentinica	Fm San Marcos - Neogeno
Cantabria	5	19.7398	-70.6740	324 536	2 183 353	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Brecha serpentinica	Fm San Marcos - Neogeno
Munoz	6	19.7408	-70.6608	325 926	2 183 454	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Brecha serpentinica	Fm San Marcos - Neogeno
La Palometa	7	19.8280	-70.7371	318 026	2 193 187	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Peridotitas	Cp. de Puerto Plata - Cretacico
Los Leones	8	19.8079	-70.7427	317 415	2 190 972	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Serpentinitas	Cp. de Puerto Plata - Cretacico
Tricone	9	19.8266	-70.7496	316 714	2 193 043	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Gabro	Cp. de Puerto Plata - Cretacico
Camu	10	19.6960	-70.6173	330 433	2 178 448	Lajas	Activa	1	Calizas	Fm San Marcos - Neogeno
Escobosa	11	19.7082	-70.6056	331 679	2 179 791	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Serpentinitas	Fm San Marcos - Neogeno
La Colorada	12	19.6891	-70.5022	342 494	2 177 574	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas	Fm Villa Trina - Neogeno
Jagua Mocha	13	19.6700	-70.5073	341 939	2 175 468	Aridos de machaqueo	Inactiva	1	Calizas	Fm Villa Trina - Neogeno
La Union	14	19.7446	-70.5514	337 396	2 183 768	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Cuaternario
Sabaneta de Cangrejos	15	19.7417	-70.5800	334 388	2 183 470	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Cuaternario
Sabaneta de Cangrejos	16	19.7391	-70.5716	335 271	2 183 179	Aridos de machaqueo	Intermitente	1	Calizas arrecifales	Fm La Isabela - Cuaternario
Camu	17	19.6825	-70.6182	330 326	2 176 956	Aridos naturales	Intermitente	1	Conglomerados	Cg La Jaiba - Neogeno
Cantabria	18	19.7439	-70.6770	324 231	2 183 820	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas	Fm San Marcos - Neogeno
Arroyo Francès	19	19.8281	-70.7410	317 622	2 193 198	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Serpentinitas	Cp. de Puerto Plata - Cretacico
Los Leones	20	19.8055	-70.7301	318 730	2 190 686	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas	Fm La Isla - Neogeno
San Cristobal	21	19.7946	-70.7385	317 838	2 189 488	Lajas	Activa	0	Calizas	Fm San Marcos - Neogeno
Los Leones	22	19.8083	-70.7418	317 513	2 191 014	Lajas	Inactiva	0	Calizas	Fm San Marcos - Neogeno
Maggiolo	23	19.8166	-70.7379	317 926	2 191 925	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Serpentinitas	Cp. de Puerto Plata - Cretacico
Cerro La Gata	24	19.7795	-70.7381	317 863	2 187 815	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas	Fm San Marcos - Neogeno
Polanco	25	19.7420	-70.6390	328 208	2 183 564	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Brecha serpentinica	Fm San Marcos - Neogeno
El Veinte	26	19.6669	-70.6201	330 115	2 175 235	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Margas	Fm Villa Trina - Neogeno
El Gallo	27	19.7270	-70.7372	317 904	2 182 013	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Serpentinitas	Fm San Marcos - Neogeno
Los Ciruelos	28	19.7108	-70.6217	329 995	2 180 093	Lajas	Inactiva	0	Calizas	Fm San Marcos - Neogeno
La Gran Parada	29	19.7161	-70.6262	329 521	2 180 682	Lajas	Inactiva	0	Calizas	Fm San Marcos - Neogeno
La Gran Parada	30	19.7196	-70.6257	329 580	2 181 071	Lajas	Activa	0	Calizas	Fm San Marcos - Neogeno
La Municion	31	19.6804	-70.5538	337 078	2 176 662	Aridos de machaqueo	Inactiva	0	Calizas	Fm Villa Trina - Neogeno
La Monteada	32	19.6730	-70.5488	337 596	2 175 844	Aridos de machaqueo	Intermitente	0	Calizas	Fm Villa Trina - Neogeno

Tabla 9: Carácteristicas de las canteras de la Hoja de Puerto Plata. Los números permiten su correlación con la Figura 31.

Foto 42: Afl.09JM9231. Explotación artesanal de pizarras, a partir de un olistolito de arenisca carbonatada laminada, en el seno de la Fm San Marcos.

Foto 43: Afl.09JM9168. El producto final listo para la venta. Cada montón permite cubrir una superficie de 50 m².

8 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1 L.I.G. N° 1: COLUMNA TIPICA DE LA FM LA TOCA EN EL RÍO BAJABONICO, CERCA DE PESCADO BOBO

8.1.1 Croquis de situación

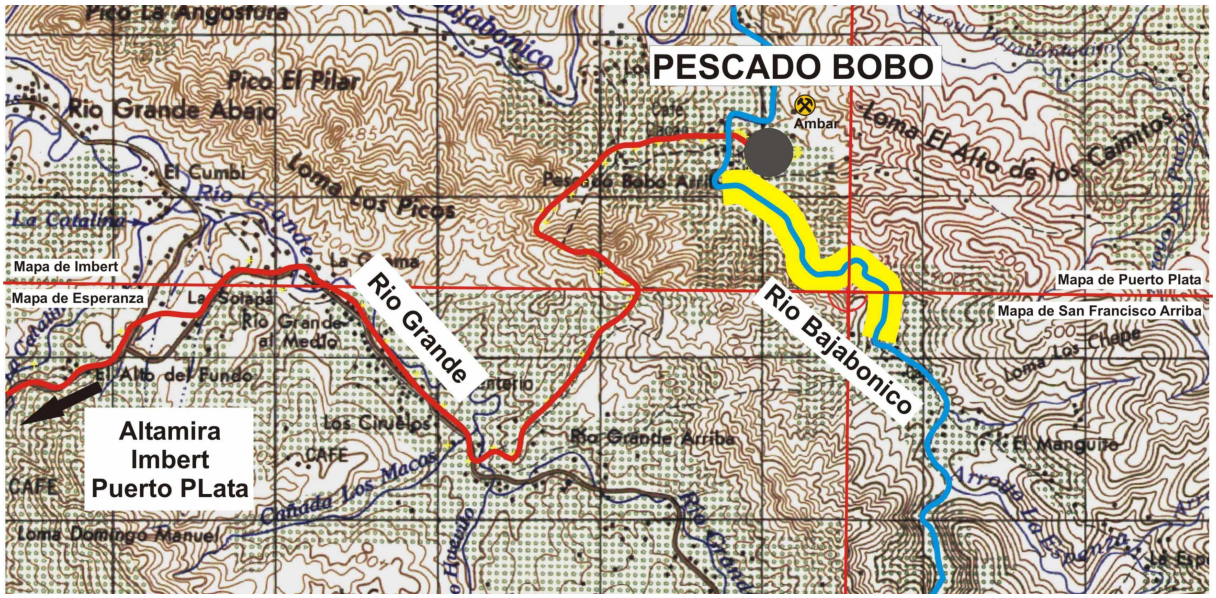


Figura 32: Croquis de situación del LIG 1: columna de la Fm La Toca cerca de Pescado Bobo.

8.1.2 Contenido - Motivación

Corte especialmente pedagógico del muro de la Fm La Toca, con magníficas brechas volcanoclásticas ricas en fragmentos de rocas volcánicas de la Fm Pedro García. A varios centenares de metros, existen todos los tipos de brechas y conglomerados tipo "*debris flow*" depositados bajo el efecto de una corriente gravitatoria turbidítica en un medio submarino en la base del talud, se observan desde brechas muy mal estratificadas a fragmentos angulosos decimétricos de basalto vesiculado y de andesitas, conglomerados poligénicos de diversa naturaleza, y matriz de arenisca feldespática clorítica. Esta asociación está cubierta por margas gris azuladas y limo-pelitas negras con niveles conglomeráticos, de edad Eoceno superior – Oligoceno inferior.

Una visita a la mina de ámbar de Pescado Bobo, situada justo al NE del pueblo, finaliza la excursión. Existe la posibilidad de ver algunos garimperos y comprar unos fragmentos de ámbar amarillo azulado.

8.1.3 Acceso

El corte está localizado en la esquina de las Hojas de Puerto Plata, Imbert, Esperanza y San Francisco Arriba. Desde Puerto Plata, el acceso es muy fácil y directo siguiendo la autopista a Altamira. A la salida de Altamira, girar hacia el Este a la izquierda, en la dirección de Río Grande. La carretera desciende, a veces fuertemente, serpenteando hasta el valle del río Grande. Tras recorrer aproximadamente 8 km del cruce de la autopista, cerca del cementerio de Los Ciruelos, girar de nuevo a la izquierda, hacia el NE, en dirección a Pescado Bobo hasta la travesía del río Bajabonico. Esta parte del camino es muy accidentada y únicamente practicable en 4x4, preferiblemente en estación seca, ya que los desniveles son muy fuertes. Aparcar el vehículo exactamente antes de la travesía del río, a la entrada de Pescado Bobo, y remontarse a pie el cauce del río unos 2 km.

Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27		Numero	Coord geograficas		Coord UTM - NAD27	
	Latitud	Longitud	XXXX	YYYY		Latitud	Longitud	XXXX	YYYY
04JM9174	19.84761	-70.81706	309 719	2 195 643	**09JM9289**	19.69672	-70.60443	331 785	2 178 520
09JM9002	19.77004	-70.68033	323 908	2 186 713	**09JM9290**	19.70820	-70.60556	331 679	2 179 791
09JM9005	19.76589	-70.67591	324 367	2 186 249	**09JM9292**	19.69722	-70.59846	332 411	2 178 569
09JM9011	19.75070	-70.67557	324 386	2 184 567	**09JM9300**	19.70804	-70.58714	333 609	2 179 756
09JM9015	19.74183	-70.67707	324 219	2 183 586	**09JM9308**	19.71673	-70.74607	316 958	2 180 881
09JM9027	19.73548	-70.68555	323 323	2 182 892	**09JM9315**	19.70133	-70.74553	316 998	2 179 176
09JM9029	19.73696	-70.69038	322 819	2 183 061	**09JM9317**	19.69883	-70.74353	317 204	2 178 897
09JM9043	19.74078	-70.66077	325 926	2 183 454	**09JM9322**	19.69528	-70.73823	317 756	2 178 498
09JM9048	19.74611	-70.64627	327 451	2 184 029	**09JM9348**	19.71632	-70.60964	331 259	2 180 694
09JM9058	19.77293	-70.65604	326 456	2 187 007	**09JM9355**	19.69046	-70.58502	333 813	2 177 808
09JM9064	19.78784	-70.70697	321 137	2 188 711	**09JM9365**	19.68509	-70.57721	334 627	2 177 206
09JM9067	19.76263	-70.71121	320 664	2 185 925	**09JM9368**	19.68288	-70.57400	334 961	2 176 958
09JM9068	19.76359	-70.70788	321 014	2 186 027	**09JM9375**	19.67180	-70.55649	336 786	2 175 715
09JM9069	19.76084	-70.71061	320 725	2 185 726	**09JM9382**	19.67761	-70.58677	333 617	2 176 387
09JM9072	19.77118	-70.72012	319 740	2 186 881	**09JM9386**	19.67222	-70.57478	334 868	2 175 779
09JM9073	19.78033	-70.71567	320 216	2 187 889	**09JM9388**	19.67646	-70.57415	334 939	2 176 247
09JM9075	19.78492	-70.70959	320 859	2 188 390	**09JM9389**	19.67890	-70.57384	334 974	2 176 517
09JM9076	19.79138	-70.71015	320 807	2 189 106	**09JM9395**	19.72570	-70.74661	316 912	2 181 874
09JM9081	19.78292	-70.72073	319 689	2 188 181	**09JM9397**	19.72308	-70.74809	316 754	2 181 586
09JM9107	19.81981	-70.73448	318 290	2 192 279	**09JM9409**	19.67081	-70.73703	317 854	2 175 788
09JM9110	19.82596	-70.74279	317 427	2 192 969	**09JM9411**	19.67602	-70.73093	318 500	2 176 358
09JM9112	19.82544	-70.74357	317 344	2 192 912	**09JM9412**	19.67304	-70.72977	318 618	2 176 027
09JM9116	19.82923	-70.73852	317 878	2 193 326	**09JM9421**	19.67037	-70.75282	316 198	2 175 756
09JM9121	19.82799	-70.73709	318 026	2 193 187	**09JM9422**	19.66842	-70.75180	316 303	2 175 539
09JM9124	19.80773	-70.70914	320 931	2 190 915	**09JM9424**	19.66931	-70.74908	316 589	2 175 635
09JM9128	19.80546	-70.73013	318 730	2 190 686	**09JM9425**	19.66915	-70.74840	316 660	2 175 617
09JM9138	19.79456	-70.73852	317 838	2 189 488	**09JM9439**	19.69913	-70.54495	338 023	2 178 729
09JM9139	19.79462	-70.73818	317 874	2 189 495	**09JM9454**	19.75585	-70.50856	341 894	2 184 972
09JM9151	19.81204	-70.73396	318 336	2 191 418	**09JM9457**	19.74155	-70.51645	341 053	2 183 397
09JM9163	19.82656	-70.74960	316 714	2 193 043	**09JM9460**	19.73782	-70.50530	342 217	2 182 974
09JM9167	19.77445	-70.73432	318 256	2 187 258	**09JM9464**	19.71344	-70.51127	341 568	2 180 281
09JM9168	19.77102	-70.76098	315 458	2 186 907	**09JM9475**	19.74460	-70.55137	337 396	2 183 768
09JM9187	19.70820	-70.71673	320 025	2 179 905	**09JM9480**	19.74142	-70.57395	335 026	2 183 437
09JM9196	19.67899	-70.66010	325 930	2 176 613	**09JM9487**	19.73021	-70.56321	336 140	2 182 186
09JM9198	19.67650	-70.66210	325 717	2 176 339	**09JM9504**	19.68189	-70.72649	318 972	2 177 003
09JM9208	19.67785	-70.63025	329 058	2 176 457	**09JM9508**	19.68984	-70.70874	320 842	2 177 865
09JM9216	19.67979	-70.61551	330 606	2 176 657	**09JM9510**	19.68698	-70.70628	321 096	2 177 545
09JM9231	19.69596	-70.61732	330 433	2 178 448	**09JM9514**	19.67327	-70.70549	321 164	2 176 027
09JM9235	19.69657	-70.68033	323 828	2 178 580	**09JM9529**	19.69387	-70.72077	319 585	2 178 323
09JM9245	19.67847	-70.69444	322 328	2 176 591	**09JM9535**	19.68022	-70.74108	317 440	2 176 834
09JM9249	19.67995	-70.70269	321 465	2 176 764	**09JM9543**	19.68247	-70.61820	330 326	2 176 956
09JM9258	19.69920	-70.69157	322 652	2 178 883	**09JM9559**	19.69863	-70.57549	334 821	2 178 703
09JM9274	19.69630	-70.66697	325 228	2 178 536	**09JM9563**	19.74152	-70.59035	333 308	2 183 465
09JM9281	19.79929	-70.70914	320 922	2 189 981	**09JM9589**	19.77205	-70.70001	321 848	2 186 956

Tabla 10: 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, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide sysems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: precesses and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, Nº 8, p.101-131.

BELLON H., VILLA J.M., MERCIER de LEPINAY B. (1985): Chronologie 40K-39Ar et affinitées géoquimiques des manifestations magnatiques au Crétacé et au Paléogène dans l'isle d'Hispaniola. Geodynamique des Caribes, 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). Societé 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)°: 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): Geológia 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 Carribean . Nature, v. 317, p. 420-421.

CALAIS E., MERCIER de LEPINAY B. (1995): Strike-slip tectonic proceses 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): 40Ar/39Ar 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 processos 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 processos 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 processos 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., WESTERNCAMP D.(1990): History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: The Caribbean Region, The Geology of North America (DENGO, 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 expresion 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.

ESCUDER 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.

ESCUDER 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 Jurasico Superior-Cretacico Superior de la Cordillera Central, Republica Dominicana. Boletin Geologico 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 tectonomagmaticas y edad de las toleitas de arco-isla, boninitas y rocas acidas relacionadas de la Formacion Los Ranchos, Cordillera Oriental, Republica Dominicana. Boletin Geologico 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 processos 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 processos 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 processos 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 processos 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 processos 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 processos 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): Cartografia geofisica de la Republica Dominicana: datos de densidad, susceptibilidad magnética y magnetizacion remanente. Boletin Geologico 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 Carbbean Geological Conference Barbados.

HARDING T.P., LOWELL J.D. (1979): Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hidrocarbon 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, keratophyles 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 Newfounland: 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 Caribean 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 émersive 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 Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: Geologic

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

LEWIS J.F., 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, acrecion 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 National de Historia Natural, Santo Domingo, publicationes 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 Northen Caribbean. Journal of Geology. Vol. 87, p. 293-304.

MAUFFRET A., LEROY S. (1997): Seismic stratrigraphy 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, nº2, pp 233-260.

MERCIER de LEPINAY B. (1987): L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: l'exemple de la transversale de l'Ile 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 Luperón (6075-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.

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 Ocan 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 Rewiew, 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): Geologia de la Republica Dominicana: de la construccion de arco-isla a la colision arco-continente. Boletin Geologico 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 Geolology, 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 HERNAIZ HUERTA P.P. (2007): Cainozoic larger foraminifers from Dominican Republic. Boletin Geologico 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: 40Ar/39Ar 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 processos 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 Geotemátic a 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 geologico 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. 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 Borntrëger, 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.